



**Cartographie de la marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ),
associée aux minéralisations Fe-Ti-V-P du corridor de Saint-Charles-de-Bourget et de
Bégin-Lamarche**

par Jonathan Katako Diyoyo

Sous la direction de Sarah Dare et Renée-Luce Simard

**Mémoire présenté à l'Université du Québec à Chicoutimi en vue de l'obtention du
grade de Maîtrise ès sciences appliquées (M. Sc. A.) en géologie et génie géologique**

Québec, Canada

RÉSUMÉ

Les massifs anorthositiques protérozoïques contiennent de nombreuses minéralisations en Fe-Ti-V-P, qui constituent des sources potentielles de minéraux critiques et stratégiques. Cependant, leurs formations et leurs distributions au sein des massifs anorthositiques demeurent mal comprises, ce qui complique leur exploration. Dans la Province de Grenville, la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ ; 1,16 – 1,14 Ga) est hôte de nombreux indices de Fe-Ti-V-P (ex. Lac à Paul, Saint-Charles-de-Bourget, Bégin-Lamarche).

Cette étude se concentre dans la marge sud de la SALSJ, autour d'un corridor minéralisé NNE-SSW (large d'environ 5 km) situé entre les secteurs de Saint-Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche, qui comprend également deux mégadykes (ferrodiorite et leucotroctolite) des âges similaires à la SALSJ. Le but de cette étude est de mieux comprendre le lien entre les minéralisations Fe-Ti-V-P et les roches anorthositiques hôtes, en combinant la cartographie détaillée des faciès anorthositiques, des analyses pétrographiques et lithogéochimiques, ainsi que la chimie minérale de plagioclase par fluorescence X portative (XRFp) et d'orthopyroxènes par spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation laser (LA-ICP-MS).

Trois transects E–W, centrés sur le corridor minéralisé et perpendiculaire au grain structural régional, ainsi que l'étude de deux carottes de forage de la zone minéralisée de Bégin-Lamarche, ont été réalisés pour cette étude. Les lithologies dominantes identifiées sont : l'anorthosite, la leuconorite, la (leuco)troctolite, la leucogabbro-norite, ainsi que les dykes de ferrodiorite, de (leuco)gabbro-norite et de leucotroctolite. La minéralisation se présente sous forme de lentilles d'oxydes massifs (Fe-Ti-V : magnétite-ilménite) et de nelsonite massive ou rubanée (Fe-Ti-P : magnétite-ilménite-apatite), généralement avec olivine (10 – 20 %). À Bégin-Lamarche, la gabbro-norite à oxydes et apatite et la troctolite à oxydes et apatite sont également fréquentes.

La chimie des plagioclases a permis de distinguer trois domaines dans la zone d'étude. Le domaine central (corridor minéralisé) est caractérisé par la minéralisation Fe-Ti-V-P et les roches encaissantes (anorthosite, leucotroctolite, leuconorite et leucogabbro-norite), les dykes de ferrodiorite et de leucotroctolite. Dans ce domaine, les plagioclases varient de l'andésine à la labradorite (An 41 – 55) avec des teneurs en Sr relativement élevées (Sr = 0,1 – 0,13 %). La zone minéralisée, composée des roches anorthositiques dans un rayon de moins de 200 m autour de la minéralisation, se distingue par des plagioclases exclusivement de type andésine (An 36 – 47) avec des teneurs en Sr similaires (0,1 – 0,13%). Dans la minéralisation Fe-Ti-V-P, certains plagioclases présentent des teneurs en Sr similaires à celles de la zone minéralisée, tandis que d'autres se distinguent par des teneurs en Sr encore plus élevées (Sr $\geq$ 0,15), signature typique de massifs anorthositiques plus jeunes (ex. Anorthosite de Vanel, 1080 Ma). À l'est et à l'ouest du corridor minéralisé (domaine est-ouest), les roches régionales encaissantes sont dominées par la leuconorite, avec quelques bandes de leucotroctolite et une moindre proportion de leucogabbro-norite. Leurs plagioclases, de composition variant de l'andésine à la labradorite (An 45 – 61), présentent des teneurs en Sr systématiquement plus faibles (Sr = 0,07 – 0,1 %) et similaires à la marge est de la SALSJ. Ces contrastes, spécialement en Sr, suggèrent la présence d'injections magmatiques distinctes comme source de la minéralisation en Fe-Ti-V-P dans cette zone. Cette étude

démontre clairement le potentiel du XRF portable comme outil efficace de vectorisation vers les zones prospectives des suites anorthositiques, plus particulièrement dans la marge sud du SALSJ, pour la minéralisation Fe-Ti-V-P, en utilisant la chimie du plagioclase ($Sr > 0,1 \%$; $An < 50$).

La chimie de l'orthopyroxène ne montre aucune différence significative entre les domaines central et est-ouest. Les cumulâts anorthositiques, les dykes et les minéralisations Fe-Ti-V-P présentent des orthopyroxènes avec des teneurs en Al_2O_3 variant de 3,5 à 1,2 %, et des Mg# compris entre 73 et 59, indiquant une cristallisation à pressions moyennes à faibles (0,1 – 6 kbar). Enfin, les données de la chimie minérale (plagioclase et orthopyroxène) de cette étude suggèrent que la cristallisation fractionnée est le principal processus ayant contrôlé la composition des plagioclases dans la SASLJ contrairement au modèle suggéré dans la littérature pour la formation de l'anorthosite de Rogaland (Norvège), où la cristallisation polybarique a été identifiée comme le principal contrôle de la calcicité de plagioclase.

ABSTRACT

Proterozoic anorthosite massifs host numerous Fe–Ti–V–P mineralization, which represent potential sources of critical and strategic minerals. However, their formation and distribution within anorthosite massifs remain poorly understood, complicating exploration. In the Grenville Province, the Lac-Saint-Jean Anorthosite Suite (SALSJ; 1.16–1.14 Ga) hosts numerous Fe–Ti–V–P occurrences (e.g., Lac à Paul, Saint-Charles-de-Bourget, Bégin–Lamarche).

This study focuses on the southern margin of the SALSJ, around a NNE–SSW-trending mineralized corridor (~5 km wide) located between the Saint-Charles-de-Bourget and Bégin–Lamarche areas, which also includes two megadykes (ferrodiorite and leucotroctolite) with ages similar to the SALSJ. The aim of this study is to better understand the relationship between Fe–Ti–V–P mineralization and the host anorthositic rocks by combining detailed facies mapping, petrographic and lithogeochemical analyses, as well as plagioclase mineral chemistry acquired by portable X-ray fluorescence (pXRF) and orthopyroxene chemistry by laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA–ICP–MS).

Three E–W transects, centered on the mineralized corridor and perpendicular to the regional structural grain, as well as the study of two drill cores from the Bégin–Lamarche mineralized zone, were carried out. The dominant lithologies identified are anorthosite, leuconorite, (leuco)troctolite, leucogabbro-norite, as well as ferrodiorite, (leuco)gabbro-norite and leucotroctolite dykes. Mineralization occurs as lenses of massive magnetite (Fe–Ti–V: magnetite–ilmenite) and massive to banded nelsonite (Fe–Ti–P: magnetite–ilmenite–apatite), generally with olivine (10 – 20%). At Bégin–Lamarche, oxide- and apatite-bearing gabbro-norite and troctolite are also common.

Plagioclase chemistry allowed discrimination of three domains within the study area. The central domain (mineralized corridor) is characterized by Fe–Ti–V–P mineralization and its host rocks (anorthosite, leucotroctolite, leuconorite and leucogabbro-norite), as well as ferrodiorite and leucotroctolite dykes. In this domain, plagioclase compositions range from andesine to labradorite (An 41 – 55) and display relatively high Sr contents (Sr = 0.10 – 0.13 wt.%). The mineralized zone, defined by anorthositic rocks within less than 200 m of the mineralization, is distinguished by exclusively andesine-type plagioclase (An 35 – 47) with similar Sr contents (0.10 – 0.13 wt.%). Within the Fe–Ti–V–P mineralization, some plagioclases show Sr contents comparable to those of the mineralized zone, whereas others are characterized by even higher Sr contents (Sr ≥ 0.15 wt.%), a signature typical of younger anorthosite massifs (e.g., the Vanel Anorthosite, 1080 Ma). East and west of the mineralized corridor (eastern–western domain), the regional host rocks are dominated by leuconorite, with some bands of leucotroctolite and a lesser proportion of leucogabbro-norite. Their plagioclases, ranging from andesine to labradorite (An 45 – 61), exhibit systematically lower Sr contents (Sr = 0.07 – 0.10 wt.%), similar to those of the eastern margin of the SALSJ. These contrasts, particularly in Sr, suggest the presence of distinct magmatic injections as the source of Fe–Ti–V–P mineralization in this area. This study clearly demonstrates the potential of portable XRF as an effective vectoring tool toward prospective zones in anorthosite suites, particularly in the southern margin of the SALSJ, for Fe–Ti–V–P mineralization, using plagioclase chemistry (Sr > 0.1%; An < 50).

Orthopyroxene chemistry shows no significant differences between the central and eastern–western domains. Anorthositic cumulates, dykes and Fe–Ti–V–P mineralizations display orthopyroxenes with Al_2O_3 contents ranging from 3.5 to 1.2 wt.% and Mg# values between 73 and 59, indicating crystallization at moderate to low pressures (0.1 – 6 kbar). Finally, mineral chemistry data (plagioclase and orthopyroxene) and P_2O_5 contents from this study suggest that fractional crystallization was the main process controlling plagioclase composition in the SALSJ, in contrast to the model proposed in the literature for the formation of the Rogaland anorthosite (Norway), where polybaric crystallization has been identified as the main control on the An content of plagioclase.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ	ii
ABSTRACT.....	iv
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES FIGURES	x
LISTE DES ABRÉVIATIONS	xiv
DÉDICACE	xvi
REMERCIEMENTS.....	xvii
CHAPITRE 1	1
INTRODUCTION	1
1.1 Les minéralisations Fe-Ti-V+/-P	1
1.2 Intrusions litées et minéralisations associées	2
1.3 Massifs anorthositiques et minéralisations associées	3
1.5 Hypothèse, but et objectifs	9
1.5.1 Hypothèse	9
1.5.2 But et questionnements	9
1.5.3 Choix du cas d'étude	10
1.5.4 Objectifs	11
CHAPITRE 2	13
CONTEXTE GÉOLOGIQUE	13
2.1 Province de Grenville	13
2.2 La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean	19
2.3 La marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean	21
2.3.1 Les lithologies principales et leurs textures	21
2.3.2 Mise en place de la marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean	24
2.3.3 Dykes de la marges sud de la SALSJ	25

2.3.4 Les minéralisations en Fe-Ti-V-P	27
2.3.4.1 Minéralisation Fe-Ti-V-P du secteur de Saint-Charles-de-Bourget.....	28
2.3.4.2 Minéralisation Fe-Ti-P du secteur de Begin-Lamarche	30
CHAPITRE 3	32
DESCRIPTION DES PRINCIPALES LITHOLOGIES	32
3.1 Travaux de terrain et échantillonnage	32
3.2 Pétrographie des lithologies principales.....	35
3.2.1 Anorthosite	36
3.2.2 Leuconorite.....	39
3.2.3 Leucotroctolite.....	42
3.2.4 Leucogabbonorite.....	45
3.3 Pétrographie des dykes	48
3.3.1 Ferrodiorite	49
3.3.2 Leucogabbonorite à olivine.....	51
3.3.3 Leucotroctolite.....	53
3.4 Pétrographie de la minéralisation Fe-Ti-V-P	55
3.4.1 Oxydes Fe-Ti massifs à olivine	58
3.4.2 Nelsonite à olivine.....	60
3.4.3 Gabbonorite à oxydes et apatite	63
3.4.4 Troctolite à oxydes et apatite.....	64
3.5 Relation entre la minéralisation les roches hôtes	67

3.6 Données structurales.....	68
3.6.1 Structures planaires	68
3.6.2 Structures linéaires	71
3.7 Synthèse.....	72
CHAPITRE 4	74
LITHOGÉOCHIMIE	74
4.1 Méthodes	74
4.2 Lithogéochimie.....	75
4.2.1 Éléments majeurs et mineurs.....	75
4.2.2 Affinité géochimique des dykes	86
4.2.3 Éléments traces.....	89
4.3 Synthèse.....	97
CHAPITRE 5	98
CHIMIE MINÉRALE.....	98
5.1 Méthodologie et contrôle de qualité	98
5.1.1 Fluorescence X portatif (XRFp).....	98
5.1.2 Spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation laser (LA- ICP-MS).....	103
5.2 Chimie du plagioclase	104
5.2.2 Distribution spatiale de la chimie de plagioclase dans la zone d'étude	108
5.3 Chimie de l'orthopyroxène.....	113
5.4 Synthèse.....	119

CHAPITRE 6	121
DISCUSSION ET CONCLUSIONS	121
6.1 Variation de la composition des plagioclases dans les suites Anorthositiques	
Protérozoïques : Sr comme indicateur de différents pulses magmatiques.....	121
6.1.1 Les anorthosites de Rogaland, Norvège (931 ± 3 Ma).....	122
6.1.2 Le complexe anorthositique de Damiao (1,74 Ga) en Chine	125
6.1.3 La partie centrale de la Province de Grenville (Canada).....	127
6.2 Processus qui contrôle de la composition des plagioclases dans les suites	
anorthositiques	131
6.2.1 Cristallisation fractionnée.....	131
6.2.2 Influence de la pression de cristallisation.....	133
6.2.3 Influence de la cristallisation fractionnée.....	136
6.2.4 Réaction du liquide piégé	139
6.3 Modèle pétrogénétique	144
6.4 Conclusions	148
RÉFÉRENCES	151
ANNEXES NUMÉRIQUES.....	164

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Processus de formation des massifs anorthositiques protérozoïques.	7
Figure 2 : Modèle de formation des massifs anorthositiques protérozoïques.....	8
Figure 3 : Carte de la subdivision tectonique de la Province de Grenville selon les principales trois phases orogéniques	14
Figure 4 : Carte de la Province de Grenville (Québec, Canada) avec la répartition des suites AMCG	16
Figure 5 : Carte géologique de la partie centrale de la Province de Grenville avec les âges des différents événements magmatiques anorthositiques.	18
Figure 6 : Carte géologique de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) dans la partie centrale de la Province de Grenville (carte en encart).	21
Figure 7 : Carte géologique de la zone d'étude, marge sud de la Suite anorthositique de Lac- Saint-Jean (SALSJ) avec la distribution d'indices de Fe-Ti-V et Fe-Ti-P.	23
Figure 8 : Photographies des porphyroclastes de plagioclase dans l'anorthosite observés (A) en affleurement (24JD84) et (B) en lame mince en lumière polarisée croisée (23JD02)	24
Figure 9 : Carte géologique et de localisation de la minéralisation de Saint-Charles-de- Bourget.....	29
Figure 10 : Carte de localisation des différentes zones d'occurrence en forage de la minéralisation Fe-Ti-P de la propriété Bégin-Lamarche de First Phosphate.....	31
Figure 11 : Carte de distribution des principales lithologies observées dans la zone d'étude de la marge Sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean sur fond de carte géologique et géophysique.....	35
Figure 12 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de l'anorthosite. .	38
Figure 13 : Microphotographies des oxydes de fer et titane de l'anorthosite en lumière réfléchie.	39
Figure 14 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leuconorite.	41
Figure 15 : Microphotographies des minéraux opaques de la leuconorite en lumière réfléchie.	42
Figure 16 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leucotroctolite	44
Figure 17 : Microphotographies des minéraux opaques de la leucotroctolite en lumière réfléchie.	45
Figure 18 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leucogabbronorite	47
Figure 19 : Microphotographies des minéraux opaques de la leucogabbronorite en lumière réfléchie.	48
Figure 20 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de dykes de ferrodiorite.	50
Figure 21 : Microphotographies des minéraux opaques du dyke de ferrodiorite en lumière réfléchie.	51
Figure 22 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de dykes de (leuco)gabbronorite à olivine.....	52

Figure 23 : Microphotographies des minéraux opaques du dyke de (leuco)gabbro-norite en lumière réfléchie.	53
Figure 24 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leucotroctolite (dyke).	54
Figure 25 : Microphotographies des minéraux opaques du dyke de leucotroctolite en lumière réfléchie.	55
Figure 26 : Carte de distribution des lithologies observées dans la zone minéralisée dans le secteur Saint-Charles-de-Bourget sur fond de carte géologique de Jooste (1948).	56
Figure 27 : Carte de distribution des lithologies observées dans la zone minéralisée dans le secteur Bégin-Lamarche	57
Figure 28 : Vue en coupe schématique des forages BL-23-01 (150/45) et BL-23-02 (330/45) avec les différentes lithologies observées.	57
Figure 29 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) des oxydes Fe-Ti massifs à olivine.	59
Figure 30 : Microphotographies des minéraux opaques des oxydes Fe-Ti massifs en lumière réfléchie.	60
Figure 31 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la nelsonite à olivine.	62
Figure 32 : Microphotographies des minéraux opaques de la nelsonite à olivine en lumière réfléchie.	63
Figure 33 : Photographies des carottes de forage (A) et microscopiques (B à E) de la gabbro-norite à oxydes et apatite.	65
Figure 34 : Photographies des carottes de forage (A) et microscopiques (B à E) de la troctolite à oxydes et apatite à grain fin à moyen.	66
Figure 35 : A) Anorthosite avec des oxydes de fer et titane disséminés et en amas à Saint-Charles-de-Bourget (23JD037); et B) Leucotroctolite avec des oxydes de fer et titane et apatite (nelsonite) en amas à Saint-Charles-de-Bourget (lignes tirées jaunes ; 23JD038).	68
Figure 36 : Carte des structures planaires (foliation; doubles flèches en noir) et linéaires (linéation ; flèches en gris) de la zone d'étude	69
Figure 37 : Stéréonets des foliations de la zone d'étude (n=44); stéréonet de Wulff, hémisphère inférieur	70
Figure 38 : Stéréonets des pôles de foliations de la zone d'étude (n=44); stéréonet de Wulff, hémisphère inférieur	71
Figure 39 : Stéréonets des linéations d'étirement de la zone d'étude (n=12); stéréonet de Wulff, hémisphère inférieur	72
Figure 40 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principales lithologies anorthositiques à grains grossiers	80
Figure 41 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principales lithologies anorthositiques à grains grossiers	81
Figure 42 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principaux dykes	82
Figure 43 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principaux dykes	83
Figure 44 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des minéralisations en Fe-Ti-V (oxydes Fe-Ti massifs à olivine) et en Fe-Ti-P (nelsonite à olivine).	84
Figure 45 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des minéralisations en Fe-Ti-V (oxydes Fe-Ti massifs à olivine) et en Fe-Ti-P (nelsonite à olivine).	85

Figure 46 : Diagramme comparant les différents dykes de la SALSJ aux dykes de l’Intrusion litée de Sept-Îles.....	88
Figure 47 : Patrons de terres rares (ETRs) des roches anorthositiques normalisées par rapport aux chondrites.....	93
Figure 48 : Diagrammes multiéléments des roches anorthositiques normalisés par rapport au manteau primitif.....	94
Figure 49 : Patrons de terres rares (ETRs) des dykes normalisés par rapport aux chondrites et au manteau primitif pour les multiéléments.....	95
Figure 50 : Patrons de terres rares (ETRs) des minéralisations normalisées par rapport aux chondrites et au manteau primitif pour les multiéléments.....	96
Figure 51 : A) Diagramme binaire comparant la calcicité (An mol %) de plagioclase obtenue par XRFp et par LA-ICP-MS (valeur de référence)	102
Figure 52 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases.....	105
Figure 53 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases.....	107
Figure 54 : Carte de la distribution des teneurs en anorthite (An mol %) et strontium (Sr en %) de plagioclases	110
Figure 55 : Carte de distribution des principales lithologies observées aux différentes stations d’observation pour les deux secteurs d’études	111
Figure 56 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases.....	112
Figure 57 : Diagrammes binaires comparant les teneurs en Al ₂ O ₃ (%) et les Mg# des orthopyroxènes de certaines lithologies.....	116
Figure 58 : Diagramme binaire comparant les teneurs en éléments traces (ppm) avec le Mg# de l’orthopyroxène entre les différentes lithologies	117
Figure 59 : Diagramme binaire comparant les teneurs en éléments traces (ppm) avec le Mg# de l’orthopyroxène entre les différents domaines.....	118
Figure 60 : Diagramme binaire des teneurs en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases.....	123
Figure 61 : Diagramme binaire comparant les teneurs en Al ₂ O ₃ (% en poids) et les valeurs de Mg# des orthopyroxènes.....	124
Figure 62 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases.....	127
Figure 63 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases.....	130
Figure 64 : Coupe schématique de la série litée de l’Intrusion litée de Sept-Îles montrant la variation de la calcicité (An %) du plagioclase	132
Figure 65 : Diagramme binaire pour le Mg# et la teneur en Al ₂ O ₃ (% pds.) des orthopyroxènes.....	136
Figure 66 : Diagramme binaire comparant les données de Mg# des orthopyroxènes et de calcicité des plagioclases	138
Figure 67 : Diagramme binaire représentant les teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des teneurs en P ₂ O ₅	141
Figure 68 : Diagramme binaire représentant les teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des teneurs en P ₂ O ₅ (roche totale)	143

Figure 69 : Modèle pétrogénétique schématique pour la formation de la marge sud de la SALSJ	148
--	-----

LISTE DES ABRÉVIATIONS

Contexte géologique et tectonique

ABT — Allochthon Boundary Thrust
 AMCG — Anorthosite–Mangérite–Charnockite–Granite
 EGOG — Egersund-Ogna (massif anorthositique, Norvège)
 GF — Grenville Front
 HSPA — Havre-Saint-Pierre Anorthosite
 LIP — Large Igneous Province
 LSJA — Lac-Saint-Jean Anorthosite
 OL — Orogenic Lid
 PB — Parautochthonous Belt
 qc — Quebecia
 SALSJ — Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean
 ZCP — Zone de cisaillement de Pimpuacan
 ZDSF — Zone de déformation de Saint-Fulgence

Minéralogie

AM — Amphibole
 AP — Apatite
 BO — Biotite
 CL — Chlorite
 CP — Chalcopyrite
 CX — Clinopyroxène
 GR — Grenat

HAOM — High-Alumina Orthopyroxene
 Megacryst
 HM — Hématite
 ID — Iddingsite
 IM — Ilménite
 MG — Magnétite
 OF — Oxydes de fer et titane
 OPX/OX — Orthopyroxène
 OV — Olivine
 PG — Plagioclase
 PO — Pyrrhotite
 PY — Pyrite
 SL — Spinelle
 ST — Serpentine

Géochimie et paramètres pétrologiques

An — Teneur en anorthite (% molaire)
 D — Coefficient de partage
 En — Enstatite
 ETR — Éléments de terres rares
 Fe₂O₃t — Fer total
 Fe-Ti-V-P — Fer–Titane–Vanadium–Phosphore
 Fo — Forstérite
 Fs — Ferrosilite
*f*O₂ — Fugacité d’oxygène
 Ga — Milliards d’années
 La/Lu_N — Rapport Lanthane/Lutécium normalisé

LREE — Terres rares légères
 LOD — Limite de détection
 Ma — Millions d’années
 Mg# — Indice de magnésium (Mg/Mg+Fe)
 Mt — Million de tonnes
 ppm — Parties par million
 ppb — Parties par milliard
 TL — Trapped Liquid
 Wo — Wollastonite
 WR — Whole-Rock
 wt.% — Pourcentage en poids
 % mol — Pourcentage molaire

Oxydes majeurs

Al₂O₃ — Oxyde d’aluminium
 CaO — Oxyde de calcium
 FeO — Oxyde de fer
 Fe₂O₃ — Oxyde ferrique
 K₂O — Oxyde de potassium
 MgO — Oxyde de magnésium
 Na₂O — Oxyde de sodium
 P₂O₅ — Oxyde de phosphore
 SiO₂ — Dioxyde de silicium
 TiO₂ — Oxyde de titane

Méthodes analytiques et diagrammes

AFM — Alkali–Iron–Magnesium
 ICP-AES —
 Spectroscopie d’émission atomique à plasma induit
 INAA — Analyse par activation neutronique
 LA-ICP-MS — Ablation laser couplée à ICP-MS
 pXRF / XRFp — Fluorescence X portative
 TAS — Total Alkali Silica
 VMR — Vanta Measurement Routine

4LithoRech / 4B1 / 4B-INAA — Protocoles analytiques Actlabs

Directions et secteurs

BL — Bégin-Lamarche
 E–W — Est–Ouest
 N — Nord
 NE — Nord-Est
 NNE — Nord-Nord-Est
 S — Sud
 SCB — Saint-Charles-de-Bourget
 SSW — Sud-Sud-Ouest
 SW — Sud-Ouest

W — Ouest

Institutions

LabMaTer —
 Laboratoire de Matériaux Terrestres
 MNRF — Ministère des Ressources naturelles et des Forêts
 SIGEOM — Système d’information géominière du Québec
 UQAC — Université du Québec à Chicoutimi

DÉDICACE

Je dédie ce travail à ma famille.

À ma mère, Brigitte, pour ton amour, ta force silencieuse et tes prières constantes.

À mes frères et sœurs, Tanya, Grâce, Abigaël et Booz, pour leur présence et leurs encouragements malgré la distance.

À mon père, Gabriell Meiller, parti trop tôt. Seul Dieu sait combien tu nous manques.

REMERCIEMENTS

Je rends avant tout grâce à l'Éternel Dieu Tout-Puissant, Jéhovah Jireh, pour sa grâce et sa miséricorde renouvelée chaque jour dans ma vie, par Jésus-Christ, son Fils unique et mon Sauveur. Mon Dieu, Ta souveraineté dans ma vie est ma source de paix au milieu des tempêtes. Ebenezer!

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à mes directrices, Renée-Luce et Sarah, pour l'opportunité qu'elles m'ont offerte de réaliser ce projet, ainsi que pour la confiance qu'elles m'ont témoignée tout au long de sa réalisation. Leur encadrement, leur disponibilité (parfois en dehors des heures de travail), leur implication, leur patience et leur rigueur ont constitué un apport déterminant à l'aboutissement de ce travail. Au-delà de l'accompagnement académique, cette expérience m'a permis de progresser tant sur le plan scientifique que personnel, et de mieux me connaître. Je vous remercie également pour votre bienveillance, pour avoir pris le temps de commencer nos rencontres par ces simples mais précieuses questions « Comment vas-tu ? Comment s'est passée la semaine ? Comment va ta famille ? ». Votre implication dans ce projet a été remarquable du début à la fin! Je vous en suis profondément reconnaissant.

Je souhaite également exprimer ma profonde gratitude à ma famille pour les sacrifices consentis, le soutien indéfectible, les encouragements constants et les prières. Merci de me faire confiance, de croire en mes projets et de me donner l'élan nécessaire pour avancer. Vous êtes ma base et ma force. Ce travail est aussi le fruit de votre appui. Mes tantes Mireille et Solange, vous avez toute ma gratitude.

J'adresse mes remerciements à Audrey Lavoie, Dany Savard, David Noël, Lancelot Morel, Marie Kieffer, Nils Van Weelderen, Philippe Buricand et Rémi Naulot pour leur forte aide lors des travaux de terrain et des analyses en laboratoire. Un remerciement particulier à João Victor Rodrigues Costa et Diana Marcela Sanchez Celis pour leur aide précieuse durant les dernières semaines, et même les dernières heures, précédant le dépôt final. Othman et Yaya, merci pour les échanges et les rires! Dominique, Guy et Jean-Victor, merci pour la complicité, les conseils et les bons moments. Je remercie également tous mes collègues de bureau, ainsi que les professeurs et le personnel enseignant de l'Unité d'Enseignement en Sciences de la Terre pour les discussions lors des *Hard Rock Café* et pour leur contribution à mon cheminement académique.

Merci à l'équipe du ministère des Ressources naturelles et des Forêts, en particulier Abdelali Mouskhil, pour le soutien financier et logistique pour ce projet de maîtrise. Je remercie également à First Phosphate Inc. et Laurentia Exploration pour leur soutien, notamment l'accès aux propriétés et aux carottes de forage, l'aide à l'échantillonnage et le partage d'informations. Enfin, je remercie à la Chaire de recherche du Canada en géochimie appliquée aux gisements métalliques de S. Dare (No CRC2017-0286) pour le financement partiel de ce projet.

Enfin, je remercie le professeur Dominique Genna (UQAC) et Eduardo Mansur (Geological Survey of Norway) qui, malgré la courte fenêtre de temps dont ils disposaient, ont pris le temps d'examiner ce mémoire avec attention et rigueur. Je leur suis également reconnaissant pour leurs commentaires et suggestions constructifs, qui ont contribué à en améliorer la qualité.

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Les minéralisations Fe-Ti-V+/-P

Les oxydes de fer ((hémio-)ilménite ($\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-FeTiO}_3$), magnétite (Fe_3O_4)) et l'apatite [$(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH,F,Cl}))$] sont, respectivement, les principales sources du titane (Ti), du vanadium (V) et du phosphore (P) dans le monde moderne. Ces éléments trouvent des applications variées : le titane est utilisé dans la production de pigments pour peintures, d'alliages métalliques (aluminium, acier, molybdène), de tuyaux anticorrosion et d'implants médicaux; le vanadium sert à la fabrication d'alliages (acier), de tiges et de manivelles de piston, de batteries redox au vanadium ainsi que de composantes de réacteurs nucléaires (liées aux Grandes Provinces Ignées ou Large Igneous Provinces - LIP ; Gouvernement du Canada, 2022). Quant à l'apatite, elle est employée dans la production de fertilisants agricoles, de produits dentaires et de batteries lithium-fer-phosphate (LFP) pour les véhicules électriques en développement (Gouvernement du Canada, 2022). Ces éléments (Ti-V-P), classés parmi les minéraux critiques et stratégiques (Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec, 2020), sont associés aux gisements magmatiques en Fe-Ti-V-P que l'on retrouve communément dans les intrusions mafiques litées (liées aux LIP ; Ivanic et al., 2018) et les massifs anorthositiques protérozoïques (Ashwal, 1993b).

Cependant, en raison de leur stratigraphie bien définie et de leur richesse en minéralisations, les intrusions litées ont fait l'objet de nombreuses études, ce qui a permis de mieux comprendre leur contexte géologique ainsi que les processus liés à leur formation et à celle des minéralisations associées (Charlier et al., 2015b). Cela n'est pas le cas pour les massifs anorthositiques.

1.2 Intrusions litées et minéralisations associées

Les intrusions litées sont des corps ignés stratifiés formés par de multiples pulses d'un magma mantéllique mis en place dans un contexte géologique d'extension (Ivanic et al., 2018). Parmi les divers mécanismes menant à la formation de ces complexes mafiques lités, il y a la cristallisation fractionnée, l'accumulation des minéraux par densité et aussi l'immiscibilité (Namur et al., 2015a). Leur structure est constituée, de la base vers le sommet, de roches ultramafiques à des roches mafiques/intermédiaires qui représentent la partie du magma la plus évoluée au sommet (Ivanic et al., 2018; Smith & Maier, 2021). On retrouve généralement des lits anorthositiques parmi toutes les roches mafiques stratifiées, se trouvant au-dessus des roches ultramafiques. Ces lithologies anorthositiques ont une calcicité variant de 80 – 30 % molaire qui diminue vers le sommet de la stratigraphie dû au fractionnement du magma (Ashwal, 1993a). Une diminution similaire est observée du nombre de magnésium ($Mg\# = Fo = Mg / (Mg + Fe) \text{ \% molaire}$) dans les olivines. Cette diminution de la calcicité et du $Mg\#$ au sein de l'intrusion, de la base vers le sommet, reflète une évolution du magma de plus primitif à plus évolué vers le sommet de celle-ci.

Les minéralisations en Fe-Ti-V-P sont associées aux faciès anorthositiques de la partie supérieure des intrusions litées (Ashwal, 1993b; Smith & Maier, 2021). Elles se forment à partir d'un magma ferrobasaltique à ferrodioritique suffisamment évolué pour produire des lithologies caractérisées par des plagioclases de plus faible calcicité (labradorite–andésine) ainsi que par une olivine ou un orthopyroxène enrichis en fer (Ashwal et al., 2005; Davies et al., 1980; Namur et al., 2010). Les minéralisations Fe-Ti-V sont généralement associées aux phases moins évoluées du fractionnement du magma par rapport aux minéralisations Fe-Ti-P qui représentent des phases plus évoluées. Cette distinction se reflète dans leurs assemblages minéralogiques respectifs. Dans la zone supérieure (*Upper Zone*) du Complexe de Bushveld, les minéralisations Fe-Ti-V sont associées à la labradorite (An 62 – 48) et à l'orthopyroxène (Mg# = 65 – 5 ; Ashwal et al., 2005; Cawthorn & Ashwal, 2009; Charlier et al., 2015b). En comparaison, Namur et al. (2010) ont observé dans la zone critique de l'intrusion litée de Sept-Îles que les minéralisations en Fe-Ti-P apparaissent à des niveaux troctolitiques, où la calcicité des plagioclases diminue jusqu'à l'andésine (An 52–34) et où l'olivine est fortement enrichie en fer (Fo 57–21), où la calcicité des plagioclases diminue jusqu'à des valeurs correspondantes à l'andésine (An 52 – 34) et où l'olivine était enrichie en fer (Fo = 57 – 21).

1.3 Massifs anorthositiques et minéralisations associées

Les massifs anorthositiques protérozoïques présentent généralement une architecture interne complexe et souvent discontinue, dans laquelle la stratigraphie demeure difficile à établir, voire reconstituer. Les processus liés à leur formation et à leurs minéralisations sont

également moins bien compris que dans les intrusions litées (Ashwal, 1993b; Duchesne et al., 1999; Longhi & Ashwal, 1985). Une partie de la compréhension des processus magmatiques dans ces massifs provient des études sur les intrusions litées, mais malgré tout, des débats concernant le magma parental et les processus de mise en place des massifs anorthositiques persistent encore aujourd'hui (Ashwal, 1993b; Duchesne et al., 1999; Emslie et al., 1994; Longhi & Ashwal, 1985; Vander Auwera & Longhi, 1994). De plus, les processus de formation et de concentration des minéralisations Fe-Ti-V-P dans ces massifs ne sont pas entièrement compris (Ashwal, 1993b; Ashwal & Bybee, 2017; Charlier et al., 2015a; Duchesne, 1999).

Les suites anorthositiques sont une suite de roches mafiques, plutoniques composées en grande proportion de plagioclase avec différents minéraux mafiques (Ashwal, 1993b). L'anorthosite est constituée d'au moins 90% de cristaux de plagioclase et moins de 10% de minéraux mafiques, tels que l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, et les oxydes de fer et l'apatite (Ashwal, 1993b; Ashwal & Bybee, 2017; Streckeisen, 1976). Les anorthosites sont typiquement associées avec leucotroctolite (plagioclase – olivine), leuconorite (plagioclase – orthopyroxène), leucogabbro (plagioclase – clinopyroxène), et leucogabbro-norite (plagioclase – orthopyroxène – clinopyroxène ; Ashwal & Bybee, 2017; Streckeisen, 1976).

Dans les massifs anorthositiques, le terme « massif » utilisé fait référence au corps géomorphologique que représente le pluton anorthositique du point de vue de sa géométrie et ne fait pas référence à la texture de la roche (Ashwal, 1993a). La majorité des massifs anorthositiques protérozoïques, ou simplement massifs anorthositiques se sont formés durant un intervalle d'environ 2100 Ma au Protérozoïque, soit de 2,6 – 0,5 Ga approximativement

et représentent le type d'anorthosite le plus abondant sur la terre (Ashwal, 1993b, 2010; Ashwal & Bybee, 2017). La composition du magma parental des massifs anorthositiques est débattue entre un magma mantellique de composition basaltique riche en aluminium (Emslie et al., 1994; Longhi & Ashwal, 1985) ou un magma de composition jotunitique (monzodiorite à orthopyroxène) formé à partir de la fusion d'une roche crustale de composition mafique à une profondeur de 40 à 50 km (Duchesne, 2001; Duchesne et al., 1999; Vander Auwera & Longhi, 1994). Pour le magma basaltique, la formation (Figures 1 et 2) commence avec un sous-plaquage du magma au niveau du Moho (Figures 1A et 2A ; Ashwal, 1993b; Longhi & Ashwal, 1985) avant l'ascension des diapirs ou bouillies de cristaux (ou *mush* : cristaux de plagioclase + liquide résiduel) par différence de densité entre la roche encaissante et le *mush* (Ashwal, 1993b). Cette ascension est également favorisée par les zones de cisaillement présentes dans la croûte (Cimon & Hébert, 1998; Duchesne et al., 1999; Higgins & van Breemen, 1992; Longhi & Ashwal, 1985) et s'arrête à des niveaux crustaux moins denses et moins ductiles (Figure 1C; environ 10 – 15 km ; Woussen et al., 1981). Le sous-plaquage au niveau du Moho favorise le début de l'assimilation crustale qui augmente l'activité de la silice et favorise la formation des lithologies anorthositiques à orthopyroxènes (leuconorite) aux dépens de celles à olivine (Figure 1C ; Ashwal, 1993b). Ashwal et al. (1986), Ashwal et Bybee (2017), Bybee et Ashwal (2015), Bybee et al. (2014) et Drüppel et al. (2007) ont démontré cette contamination en utilisant les données isotopiques de O, Sr et Nd. Dans certains cas, il existe des intrusions contemporaines non contaminées (troctolite-gabbro ; Figure 2B) qui se sont implantées directement dans la croûte le long des zones de cisaillement (par exemple, Kiglapait - Labrador, et Suite Etoile - Québec ; Emslie et al., 1994; Fourny et al., 2019; Kerr & Ryan, 2000; Maier et al., 2025; Myers et al., 2008).

Dans le *mush*, le liquide résiduel de composition ferrodioritique, enrichi en éléments incompatibles (Fe-Ti-V-P et des composants volatils) peut subir une pression par compaction (filter-pressing ; Charlier et al., 2015a; Cimon & Hébert, 1998). Ce *filter-pressing* a pour effet que le liquide soit envoyé dans les zones de basse pression qui sont généralement les marges du *mush* refroidi, soit expulsé à travers des fractures présentes dans l'encaissant (Figure 1 ; Charlier et al., 2015a; Scoates et al., 2010). Le *mush* refroidi cristallisera sous forme d'une anorthosite presque pure au centre, tandis que le liquide résiduel résultera en d'autres lithologies (norite, gabbro, ferrodiorite, entre autres) et aussi aux minéralisations Fe-Ti-V-P vers les marges (Charlier et al., 2015a). Toutefois, Charlier et al. (2007) et Duchesne (1999) suggèrent que la minéralisation Fe-Ti de Tellnes (Anorthosite de Rogaland en Norvège) résulte de la cristallisation fractionnée (ilménite avant orthopyroxène) et l'accumulation des oxydes à partir d'un magma parental jotunitique.

La minéralisation Fe-Ti-V-P cristallise et s'accumule à partir du liquide résiduel évolué de composition ferrodioritique (Fredette, 2006; Grant, 2020; Miloski et al., 2024; Miloski et al., 2023a), conditionnée par des paramètres du magma tels que la composition, la température et la pression et la fugacité d'oxygène (Charlier et al., 2015a; Tollari, 2007; Toplis & Carroll, 1995; Toplis & Corgne, 2002; Toplis et al., 1994). La concentration de la minéralisation peut résulter notamment de la flottation et de la ségrégation du plagioclase, du mélange magmatique, ainsi que de l'immiscibilité (Charlier & Grove, 2012; Charlier et al., 2015a; Charlier et al., 2015b; Charlier et al., 2008; Kieffer et al., 2023; Philpotts, 1967; Tollari, 2007). Cependant, la relation entre cette minéralisation et son mécanisme de mise en place dans l'anorthosite demeure moins bien comprise.

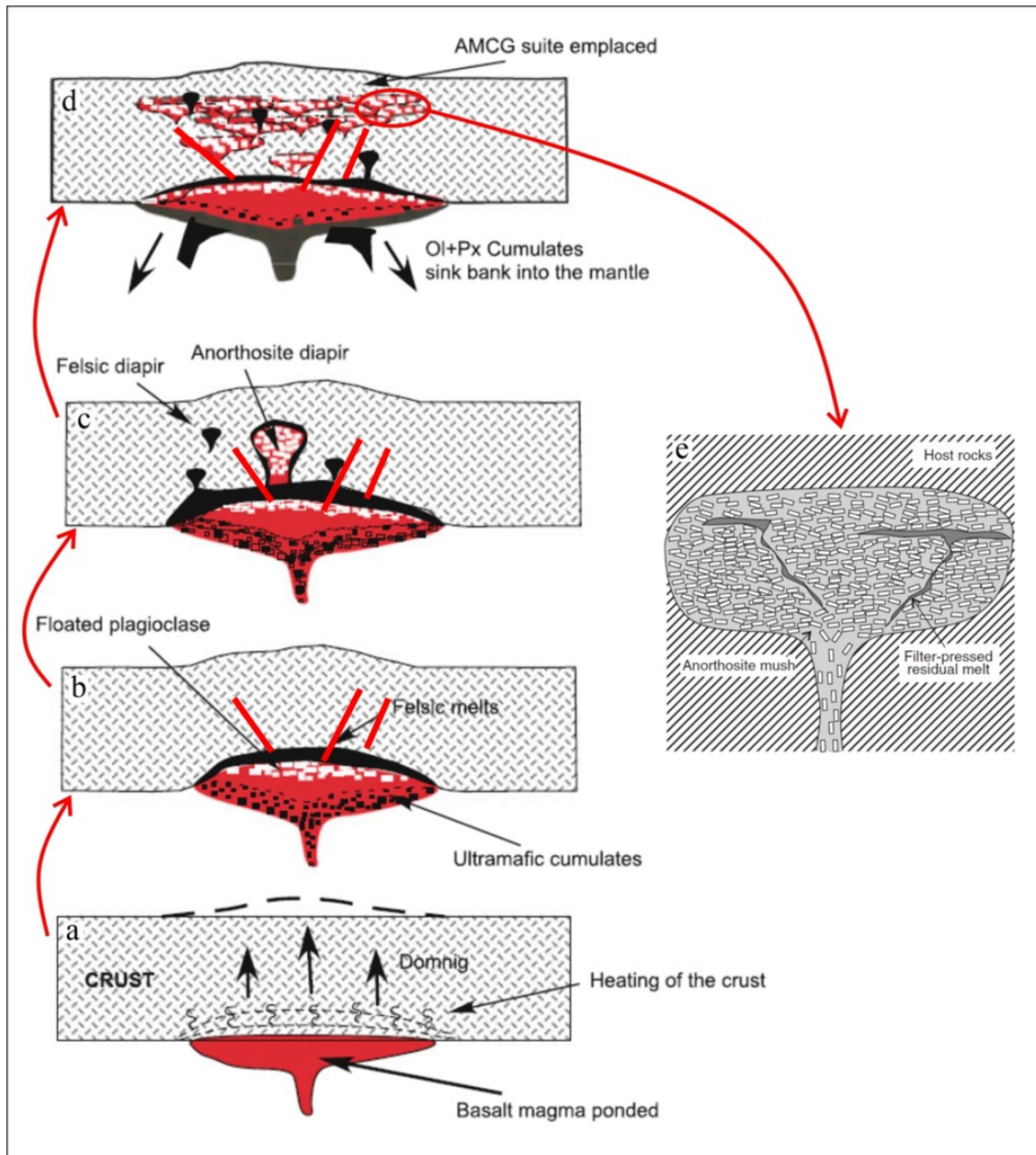


Figure 1 : Processus de formation des massifs anorthositiques protérozoïques. a) Sous-plaquage du magma basaltique au Moho; b) Cristallisation des plagioclases et olivines + assimilation crustale; c) Ascension des bouillies de plagioclases par fractures (lignes rouges sur les figures) présentes dans la croûte; d) Mise en place et aplatissement des bouillies de plagioclases; et e) *Filter-pressing* et mise en place du liquide résiduel dans les zones de basse pression. Figures (a-d) sont tirées de Ashwal, 1993; après Sen, 2014; (e) est tiré de Charlier et al. (2015a).

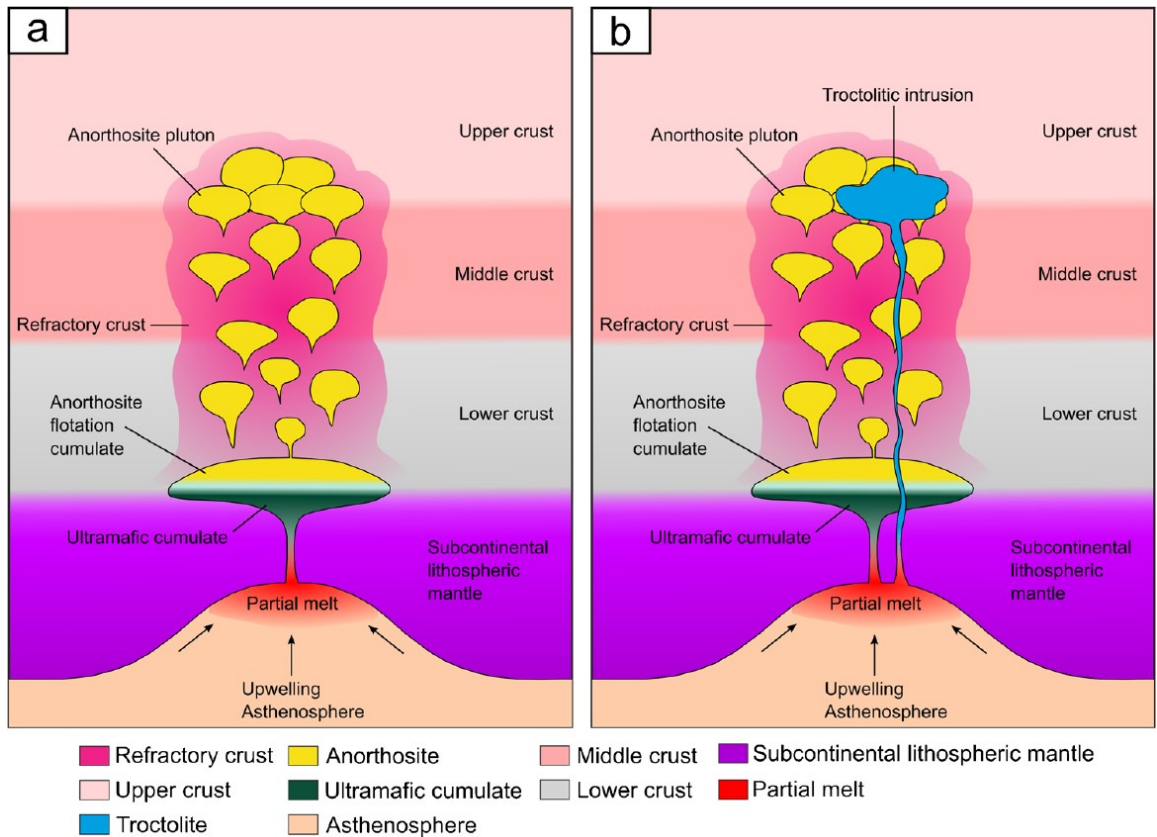


Figure 2 : Modèle de formation des massifs anorthositiques protérozoïques : a) avec sous-plaquage du diapir au Moho ; b) avec une intrusion troctolitique dans les terranes (tiré de Maier et. al., 2025).

Les études des dernières décennies, notamment sur la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean dans la Province de Grenville, ont permis d'observer une variation dans la calcicité du plagioclase (labradorite ou andésine) et le minéral mafique dominant (olivine ou pyroxène) dans cette suite anorthositique (Hébert et al., 2005). Les anorthosites à labradorite sont généralement associées aux plutons plus anciens, âgés de plus de 1130 Ma, tandis que les anorthosites à andésine sont associées à des plutons plus jeunes, datés entre 1080 et 1008 Ma (Hébert et al., 2005). Il existe également une corrélation entre l'âge des roches anorthositiques et la présence de minéraux mafiques tels que l'olivine, le clinopyroxène et l'orthopyroxène. Dans les massifs anorthositiques plus jeunes (< 1080 Ma), certaines minéralisations sont spécifiquement liées à des faciès anorthositiques à orthopyroxène. Ceci

suggère une relation entre les plagioclases de type andésine et les roches anorthositiques à orthopyroxène (Hébert et al., 2005). Cette variation est également présente dans les minéralisations où l'assemblage minéralogique anorthositique en Fe-Ti-V diffère de celui de Fe-Ti-P, sans pourtant que l'on comprenne encore très bien pourquoi. Il est donc utile de comprendre les relations minéralogiques entre les minéralisations et leurs encaissants ainsi que leurs conditions de mise en place pour mieux comprendre les processus de formation de ces minéralisations Fe-Ti-V-P et, par conséquent, mieux orienter l'exploration de ces minéralisations.

1.5 Hypothèse, but et objectifs

1.5.1 Hypothèse

L'hypothèse à vérifier est : est-ce que, comme dans les intrusions litées, la distribution de la chimie minérale des plagioclases (calcicité) et des silicates mafiques (olivine et orthopyroxène) peut aider à mieux comprendre la mise en place des minéralisations Fe-Ti-V-P dans des roches anorthositiques.

1.5.2 But et questionnements

Certaines questions demeurent quant aux minéralisations en Fe-Ti-V dans les massifs anorthositiques: la mise en place de ces minéralisations dans les massifs est-elle aléatoire ou associée aux bordures des diapirs ? Est-elle soumise au contrôle structural de la roche hôte,

donné par le contexte structural régional ? Existe-t-il une relation entre les faciès anorthositiques encaissants, les dykes et les minéralisations dans le secteur d'étude ? La minéralisation serait-elle une injection tardive introduite le long de dykes ?

Étant donné l'état des connaissances actuelles sur les massifs anorthositiques et leurs minéralisations Fe-Ti-V-P associées, le but de ce projet est de comprendre le contexte de mise en place de ces minéralisations spécifiquement autour des minéralisations Fe-Ti-V-P présentes entre les secteurs de Saint-Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche, marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (Saguenay).

1.5.3 Choix du cas d'étude

La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) constitue le plus gros exemple de massif anorthositique protérozoïque dans la Province de Grenville présentant plusieurs indices de minéralisations en Fe-Ti-V-P (Corriveau et al., 2007; Hébert et al., 2005). Dans sa marge sud, ces minéralisations Fe-Ti-V-P ont été identifiées le long d'un corridor orienté NNE–SSW, mis en évidence par la signature magnétométrique des corps géologiques affleurants, notamment les mégadykes de diorite (Diorite du Lac Chabot) et leucotroctolite (Mégadyke de Bégin ; Côté, 1986; Girard & Barrette, 2011; Higgins & van Breemen, 1992; Jooste, 1958). On y observe notamment, d'une part, une minéralisation en Fe-Ti-V-P dans la municipalité de Saint-Charles-de-Bourget, dans la partie sud du corridor, et, d'autre part, une minéralisation en Fe-Ti-P entre les municipalités de Bégin et de Lamarche, situées environ 15 km plus au nord.

Dans cette région, il demeure incertain si la formation des minéralisations Fe-Ti-V-P a été influencée par les zones de cisaillement associées à la mise en place de la SALSJ et des mégadykes. Il reste à déterminer si le liquide résiduel a été introduit dans les fractures des roches encaissantes ou s'est concentré dans les marges des bouillies à basse pression lors du processus de *filter-pressing*. Il reste également à vérifier si les minéralisations Fe-Ti-P de la zone d'études résultent du dyke de diorite (Mégadyke du Lac Chabot), comme celles observées dans les minéralisations du Lac à l'Original et du Lac Mirepoix (Miloski et al., 2024; Miloski et al., 2023a). Ce contexte constitue ainsi un cadre particulièrement pertinent pour la présente étude.

1.5.4 Objectifs

Ce projet a comme objectifs :

- Déterminer la distribution spatiale des faciès des roches anorthositiques par rapport à la chimie des plagioclases (calcicité et teneur en Sr) et des minéraux mafiques présents; et
- Caractériser les relations entre les faciès/textures/structures des roches anorthositiques, des mégadykes et les types de minéralisation Fe-Ti-V-P (système dominé par l'olivine)

Pour atteindre ces objectifs, la méthodologie adoptée dans ce travail repose sur la cartographie de terrain et l'analyse de carottes de forage, la description microscopique de lames minces, la lithogéochimie de roche totale ainsi que la chimie minérale de grains de plagioclase et d'orthopyroxène.

Les chapitres suivants aborderont successivement le contexte géologique régional à travers une compilation de la littérature (chapitre 2), puis la description des principales lithologies à partir de données de terrain et pétrographiques, ainsi qu'une analyse structurale de la zone d'étude (chapitre 3). Le chapitre 4 présente les résultats lithogéochimiques obtenus à partir des analyses de roche totale des principales lithologies, tandis que le chapitre 5 exposera les résultats de chimie minérale relatifs au plagioclase et à l'orthopyroxène. Enfin, le chapitre 6 est consacré à la discussion et à l'interprétation des résultats présentés aux chapitres 3 à 5, ainsi qu'aux conclusions générales de l'étude.

CHAPITRE 2

CONTEXTE GÉOLOGIQUE

2.1 Province de Grenville

La Province de Grenville se localise à l'est du Canada, limitée au nord-ouest par le Front de Grenville et au sud-est par le Fleuve Saint-Laurent, et constitue la plus jeune province dans le Bouclier Canadien (Figures 3 et 4). Elle représente une étendue de dimension de 2000 x 350 km, orientée en direction NE-SO et comprend des roches archéennes à mésoprotérozoïques (Rivers, 1997, 2009). La Province de Grenville est généralement divisée en trois domaines : le Parautochtone (Archéen), l'Allochtone polycyclique et l'Allochtone monocyclique (Rivers et al., 1989). Les roches des domaines allochtones sont d'âges protérozoïques et ont subi une (monocyclique) ou plusieurs (polycyclique) phases orogéniques (Rivers et al., 1989). Le Parautochtone est bordé à l'ouest par le Front de Grenville et à l'est par la Zone de charriage de l'Allochtone, tandis que l'Allochtone est bordé à l'ouest par la Zone de charriage de l'Allochtone et le Front des Appalaches à l'est (Figure 3 ; Rivers et al., 1989).

La Province de Grenville résulte d'une collision continent-continent (type himalayen) entre Laurentia et Amazonie (1100 – 980 Ma) qui a été précédée par des épisodes d'accrétion (1700 – 1200 Ma) au sud-est de Laurentia du type Andes (Rivers, 2009; Rivers et al., 1989). Avant cette collision de type himalayen, Corriveau et al. (2007) mentionnent que la majorité

de la croûte grenvillienne était déjà formée à la suite d'épisodes prolongés de magmatisme de marge active de type andin entre environ 1,8 et 1,24 Ga.

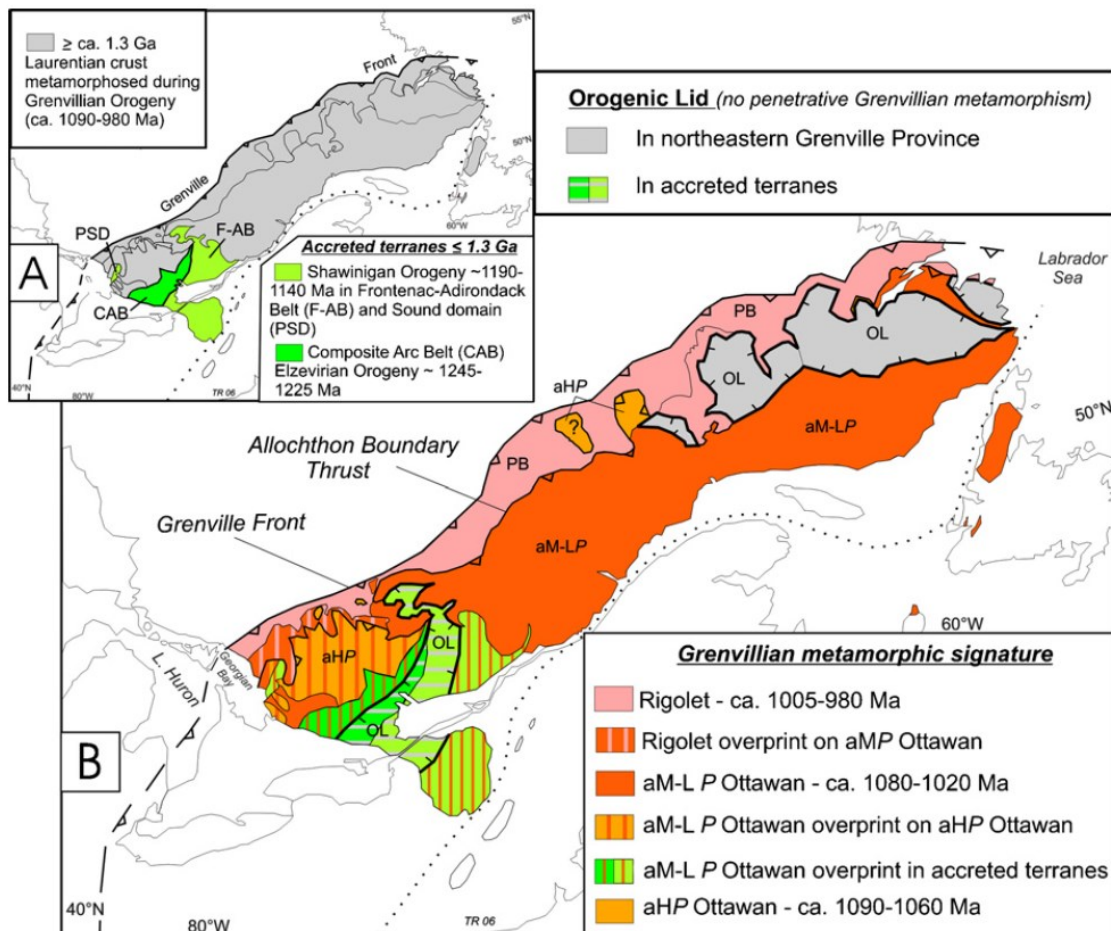


Figure 3 : Carte de la subdivision tectonique de la Province de Grenville selon les principales trois phases orogéniques : A) Shawinigan (1,19 – 1,14 Ga); B) Ottawa (1,09–1,02 Ga) et Rigolet (Rigolet: 1,01–0,98 Ga). aHP – ceinture allochtone à haute pression, aM-LP – ceinture allochtone à pression moyenne à faible, OL – couvercle orogénique (*Orogenic Lid*), PB – ceinture parautochtone. La carte est tirée de Rivers (2008).

La phase finale de la formation de la Province de Grenville est l'Orogenèse grenvillienne. L'Orogenèse grenvillienne a connu au moins trois épisodes de raccourcissement crustal (Shawinigan : 1,19 – 1,14 Ga ; Ottawa : 1,09–1,02 Ga ; et Rigolet : 1,01–0,98 Ga ; Figure 3), caractérisés par un chevauchement vers le nord-ouest enregistré par un métamorphisme de haut grade, en alternance avec des périodes d'extension et de magmatisme intraplaque (Rivers, 1997; Rivers & Corrigan, 2000).

La phase Shawinigan (1,19–1,14 Ga ; Figure 3) est marquée par la fermeture d'un bassin d'arrière-arc par collision et par l'épaississement crustal lié au chevauchement vers le nord-ouest (Rivers, 1997; Rivers & Corrigan, 2000). Elle est suivie d'une période d'extension accompagnée de la mise en place de volumineux complexes Anorthosite–Mangérite–Charnockite–Granite (AMCG; mangérite – monzonite à orthopyroxène ; charnockite – granite à orthopyroxène) entre 1,16 et 1,13 Ga, tels que les massifs de Marcy, Morin, Lac-Saint-Jean et Havre Saint-Pierre (Figure 4), dans la partie centrale du Grenville (Corrigan & Hanmer, 1997; Corriveau et al., 2007; Hanmer et al., 2000; McLelland et al., 2010). Ces événements magmatiques constitueront plus tard l'Allochtone (Corriveau et al., 2007).

La phase Ottawa (1,09–1,02 Ga ; Figure 3) représente la principale phase de collision de type himalayen (Corriveau et al., 2007; Groulier et al., 2018). Le charriage vers le nord-ouest de l'Allochtone (vers 1050 Ma) sur le Parautochtone, le long de la Zone de charriage de l'Allochtone (ABT - *Allochthon Boundary Thrust*; Figure 3), provoque un épaississement crustal majeur, la formation d'un vaste plateau orogénique et un métamorphisme de haut grade (faciès granulite ; McLelland et al., 2010; Rivers, 2009). Elle est suivie d'une période d'extension et d'un magmatisme de type AMCG (1,09–1,05 Ga ; Figure 4), moins volumineux que celui de la phase Shawinigan (Corrigan & Hanmer, 1997; Groulier et al., 2018; McLelland et al., 2010; Rivers et al., 1989).

Enfin, la phase Rigolet (1,01–0,98 Ga ; Figure 3) correspond à la dernière pulsation de l'Orogénèse grenvillienne. Contrairement aux phases Shawinigan et Ottawa, localisées dans l'arrière-pays de l'orogène soit à l'est, elle se caractérise par une propagation de la déformation (moins intense) vers le nord-ouest dans l'avant-pays laurentien vers l'ouest

NNE) associées à un événement majeur d'extension crustale (rifting) survenu au Géon 12 (~ 1.24 Ga) qui aurait pu être utilisées pour la mise en place des magmas AMCG plus jeunes (1,17 – 1,01 Ga). De plus, Hébert et al. (2005), Hébert et al. (2009), Higgins et van Breemen (1992, 1996) et Rivers (1997) mentionnent quatre épisodes de magmatisme AMCG entre 1327 et 1008 Ma dans l'Allochtone (Figures 4 et 5). Ces épisodes comprennent la Suite plutonique mafique De La Blache (1327 ± 16 Ma ; Gobeil et al., 2002), suivi par la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ; 1160–1135 Ma ; Higgins & van Breemen, 1992; Higgins & van Breemen, 1996; Figures 4 et 5). Le troisième épisode correspond à la Suite anorthositique de Pipmuacan (1082–1045 Ma ; Hébert et al., 2009), qui comprend l'Anorthosite de Vanel et la Mangérite de Poulin de Courval, contemporaine à l'Anorthosite de Saint-Urbain (Higgins & van Breemen, 1996; Morisset et al., 2009; Figures 4 et 5). Enfin, le dernier épisode magmatique est celui de la Suite anorthositique de Valin (1020–1008 Ma ; Hébert et al., 2005; Owens & Dymek, 2005), qui inclut l'Anorthosite de Mattawa (1016 ± 2 Ma ; Hébert et al., 2005; Owens & Dymek, 2005), le Massif anorthositique alcalin de Labrieville (1010–1008 Ma ; Owens et al., 1994; Owens & Dymek, 1992; Owens et al., 1993; Owens & Dymek, 1995), la Charnockite de Gouin (1010 ± 2 Ma ; Hébert et al., 2005) et la Mangérite de La Hache (1010 ± 3 Ma ; Hébert et al., 2005; Figure 5).

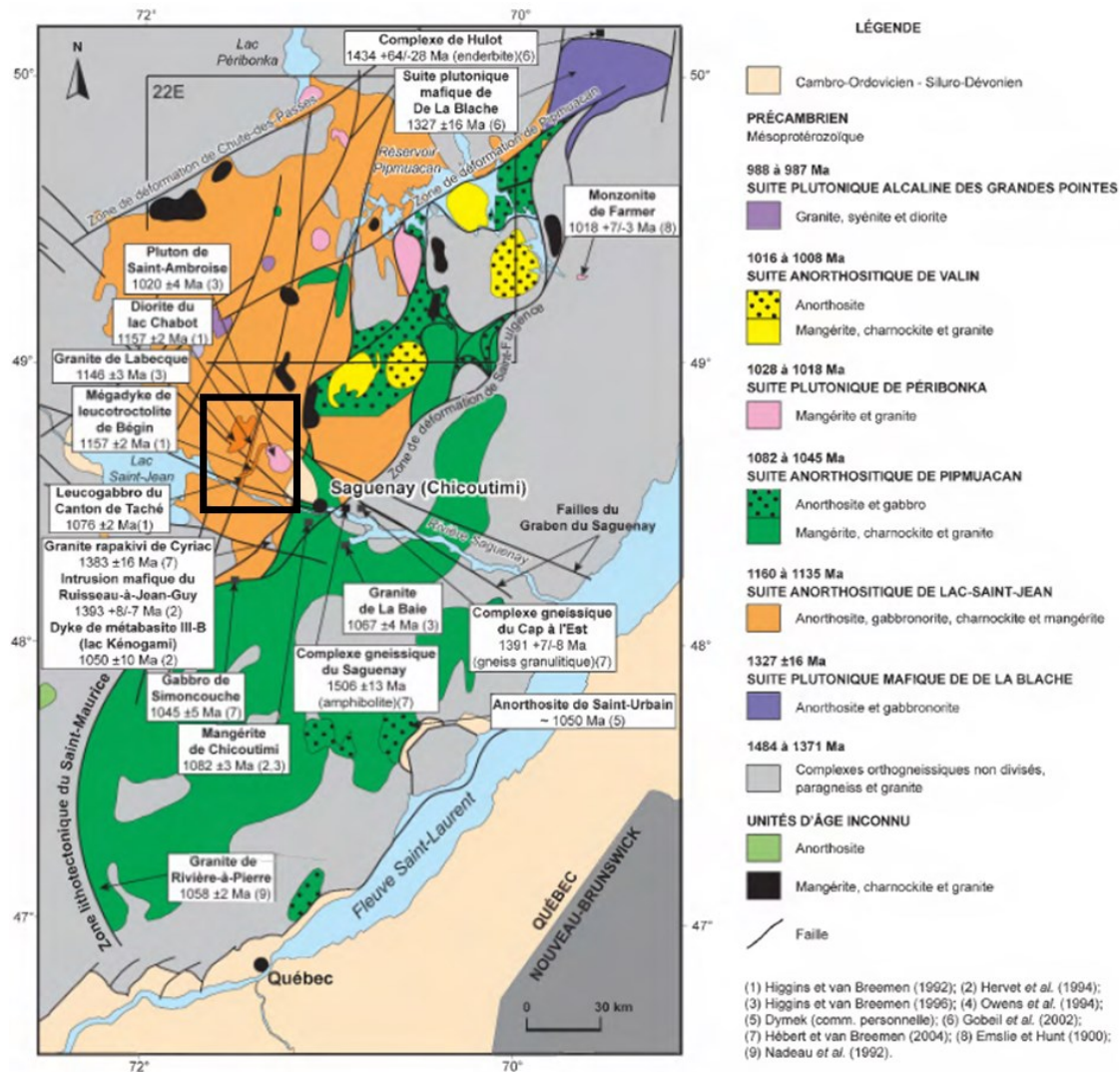


Figure 5 : Carte géologique de la partie centrale de la Province de Grenville avec les âges des différents événements magmatiques anorthositiques. La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean est représentée par la couleur orange et la zone d'étude représentée par le rectangle noir ; tirée de Hébert et al. (2009).

Hébert et al. (2005) ont également distingué les quatre épisodes magmatiques selon leur calcicité : De La Blache avec des plagioclases de type labradorite, Lac-Saint-Jean avec des plagioclases de types labradorite et andésine, Pimpuacan et Valin (les plus jeunes) avec des plagioclases de type andésine. Les roches anorthositiques à labradorite sont associées aux minéralisations de type Fe-Ti-V ayant la magnétite comme principale phase d'oxydes de fer (Hébert et al., 2005). Les anorthosites à andésine, quant à elles, sont plus jeunes et sont associées aux minéralisations de type Fe-Ti, contenant l'hémo-ilménite comme principale

phase d'oxyde de fer, et de type Fe-Ti-P ayant ilménite, magnétite et apatite (ex. Lac Mirepoix, Lac à l'Original ; Miloski et al., 2024; Miloski et al., 2023b). Ces minéralisations de type Fe-Ti-P dans les anorthosites plus jeunes sont dominées par l'orthopyroxène comme principal minéral mafique (Hébert et al., 2005).

L'assemblage minéralogique des anorthosites à andésine, associé à leur minéralisation en Fe-Ti-P, suggère un magma plus évolué par rapport aux anorthosites à labradorite, qui présentent une minéralisation en Fe-Ti-V (Girard & Barrette, 2011; Grant, 2020). Cependant, Grant (2020) a observé un assemblage minéralogique différent dans les minéralisations Fe-Ti-P à Saint-Charles-de-Bourget (marge sud) et au Lac Perron (marge ouest), deux portions plus anciennes de la SALSJ. Dans ces régions, la minéralisation Fe-Ti-P associée à l'andésine ne présente pas d'hémo-ilménite, mais plutôt ilménite et magnétite comme principaux oxydes de fer et de titane, et l'olivine prédomine en tant que silicaté mafique, au lieu de l'orthopyroxène (Grant, 2020).

2.2 La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean

La Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) est le plus grand massif anorthositique protérozoïque au monde avec 20 000 km² (Ashwal, 1993b). Elle résulte d'une série d'intrusions magmatiques menant à la formation des roches de différents faciès anorthositiques et aussi des roches granitiques avec (série charnockitique) ou sans orthopyroxène formant une suite AMCG (Hébert et al., 2005). Elle s'est mise en place durant une période d'extension crustale majeure entre 1160 – 1140 Ma (Higgins & van Breemen, 1992, 1996; Rivers et al., 1989; Woussen et al., 1988). Cette suite AMCG s'est mise en place

dans un socle constitué par des faciès des roches supracrustales et plutoniques (paragneiss et orthogneiss mafiques à intermédiaires) du Complexe gneissique du Saguenay (1506 ± 13 Ma ; Hébert & van Breemen, 2004) et des orthogneiss de faciès granulite à composition monzonitique, granitique, syénitique, et localement dioritique du Complexe gneissique du Cap à l'Est (1393–1383 Ma ; Hébert & van Breemen, 2004).

La SALSJ englobe une variété de roches anorthositiques comme anorthosite *sensu stricto* ou pure (> 90 % de plagioclase) et leuconorite, qui représentent à elles seules environ 95 % des roches du massif, avec une proportion mineure de leucotroctolite, norite, gabbro à olivine, gabbro, pyroxénite, péridotite, dunite, entre autres (Cimon & Hébert, 1998; Hébert et al., 2005). La SALSJ est un exemple remarquable avec des minéralisations en Fe-Ti-V (magnétite $\pm$ ilménite) associées à la magnétite, Fe-Ti-P (magnétite-ilménite-apatite) souvent associées à la nelsonite (2/3 oxydes et 1/3 apatite ; (2/3 oxydes et 1/3 apatite ; Philpotts, 1967), en plus des minéralisations en Ni-Cu (pyrrhotite-chalcopryrite $\pm$ pentlandite ; Clark & Hébert, 1998; Hébert et al., 2005).

Cimon et Hébert (1998) mentionnent une variation des faciès dans la marge nord (secteur de Lac à Paul ; Figure 6) du massif. On observe, du cœur aux bordures du massif, l'anorthosite entourée de la norite avec un accroissement de l'orthopyroxène, puis la ferrodiorite (une norite avec andésine) marquée par une augmentation abrupte en apatite, magnétite et ilménite (Cimon & Hébert, 1998). Selon ces auteurs, cette variation lithologique du cœur aux bordures est accompagnée d'une réduction de la calcicité des plagioclases de labradorite à andésine et d'un enrichissement du pyroxène riche en fer. Ils s'associent génétiquement à la ferrodiorite et aux minéralisations d'oxydes de Fe-Ti $\pm$ apatite (Cimon & Hébert, 1998; Grant, 2020).

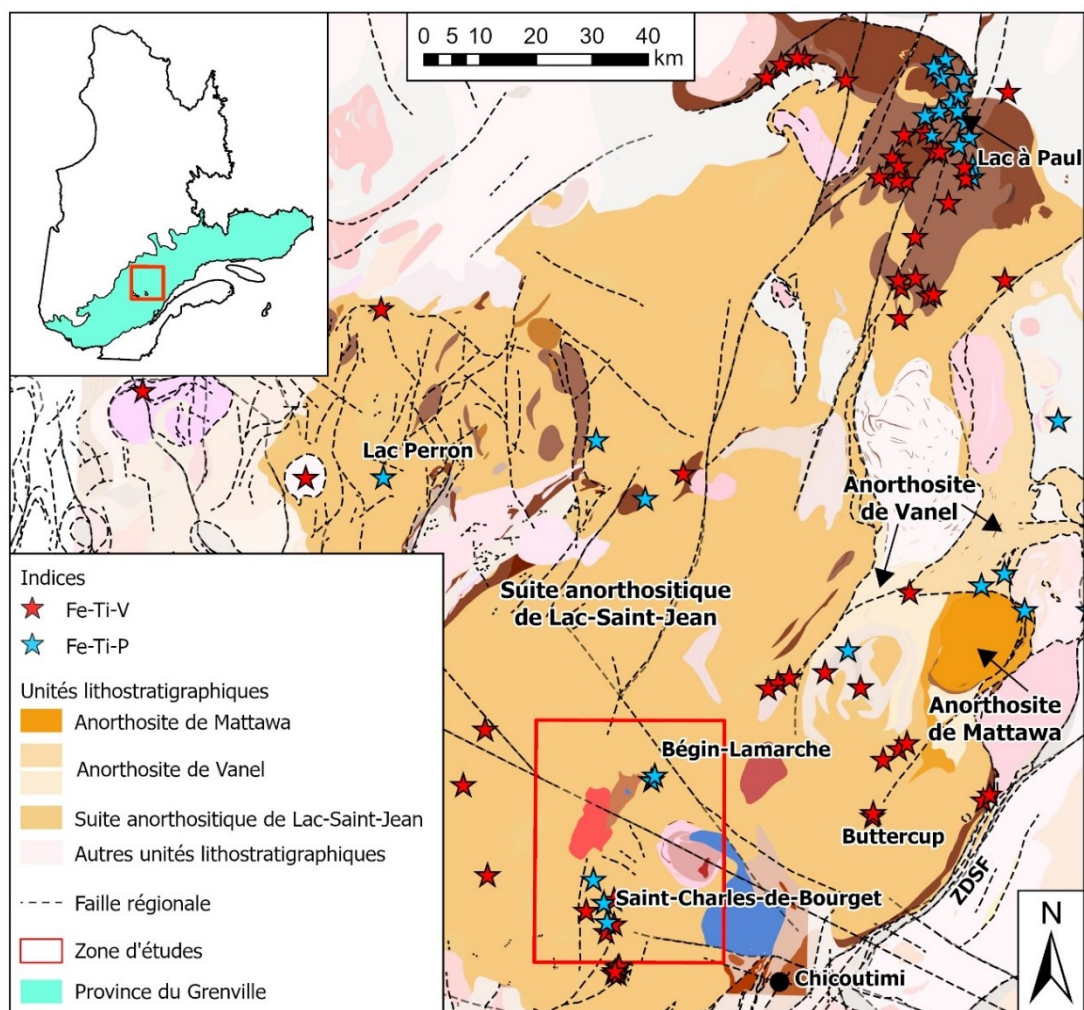


Figure 6 : Carte géologique de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) dans la partie centrale de la Province de Grenville (carte en encart). Seules les unités lithostratigraphiques de la SALSJ en teintes de bruns sont identifiées dans la légende. Les minéralisations Fe-Ti-V sont indiquées par des étoiles rouges et les minéralisations Fe-Ti-P par les étoiles bleues. Le rectangle rouge représente la zone d'étude montrée dans la figure 7. La géologie et les failles régionales ont été modifiées respectivement de SIGEOM (2024) et SIGEOM-PACES (2024). ZDSF – Zone de déformation de Saint-Fulgence.

2.3 La marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean

2.3.1 Les lithologies principales et leurs textures

La plupart des études récentes ont été menées dans la partie sud de la SALSJ, entre Chicoutimi et Alma (Figure 7). Dans la région d'Alma, Woussen et al. (1988) ont observé

un litage formé par l'alternance des couches décimétriques à décamétriques d'anorthosite et de leucotroctolite. Ces caractéristiques sont propres à la partie la plus à l'ouest qui n'a pas enregistré beaucoup de déformation (Woussen et al., 1988). En se déplaçant vers l'est, dans les secteurs de Saint-Nazaire et Saint-Bruno, les roches sont plus déformées et recristallisées et se distinguent par la présence de l'orthopyroxène et l'olivine dans les roches interstratifiées (Woussen et al., 1988). Dans la partie est, en direction de Shipshaw/Jonquière, on retrouve l'anorthosite, la leuconorite et la leucotroctolite avec ou sans déformation (Woussen et al., 1981).

Dans ces roches, deux principales textures sont observées : 1) porphyroclastique liée à la déformation et associée principalement au plagioclase ; et 2) coronitique, d'origine subsolidus après la déformation et associée à l'olivine, aux pyroxènes et aux minéraux opaques (Clark & Hébert, 1998; Woussen et al., 1981; Woussen et al., 1988). Les porphyroclastes de plagioclase (Figure 8) sont des vestiges de plagioclase originellement plus gros, réduits en taille par la déformation (macles mécaniques, texture de mortier-pilon) dans une matrice granoblastique recristallisée (Woussen et al., 1981). Les textures coronitiques sont des zones de réaction entre l'olivine et le plagioclase qui sont régulièrement présentes dans les roches anorthositiques modérément déformées, et consistent en une bordure interne d'orthopyroxène suivi d'amphibole vert pâle et localement de biotite (Hocq, 1977; Woussen et al., 1981). Clark et Hébert (1998) ainsi que Woussen et al. (1981) mentionnent trois types de couronnes : 1) couronne d'orthopyroxène et amphibole autour de l'olivine – plagioclase; 2) couronne de hornblende et/ou de biotite autour des pyroxènes; 3) couronne de hornblende et/ou de biotite autour des minéraux opaques. Dans la minéralisation Fe-Ti-V de Saint-Charles-de-Bourget, Grant (2020) mentionne également des couronnes d'amphibole ± biotite

autour des cristaux de plagioclase en contact avec les oxydes de fer. Celles-ci se formeraient en raison de l'incapacité du plagioclase à incorporer le Mg dans sa structure cristalline lors de la rééquilibration subsolidus (Grant, 2020; Whitney & McLelland, 1983).

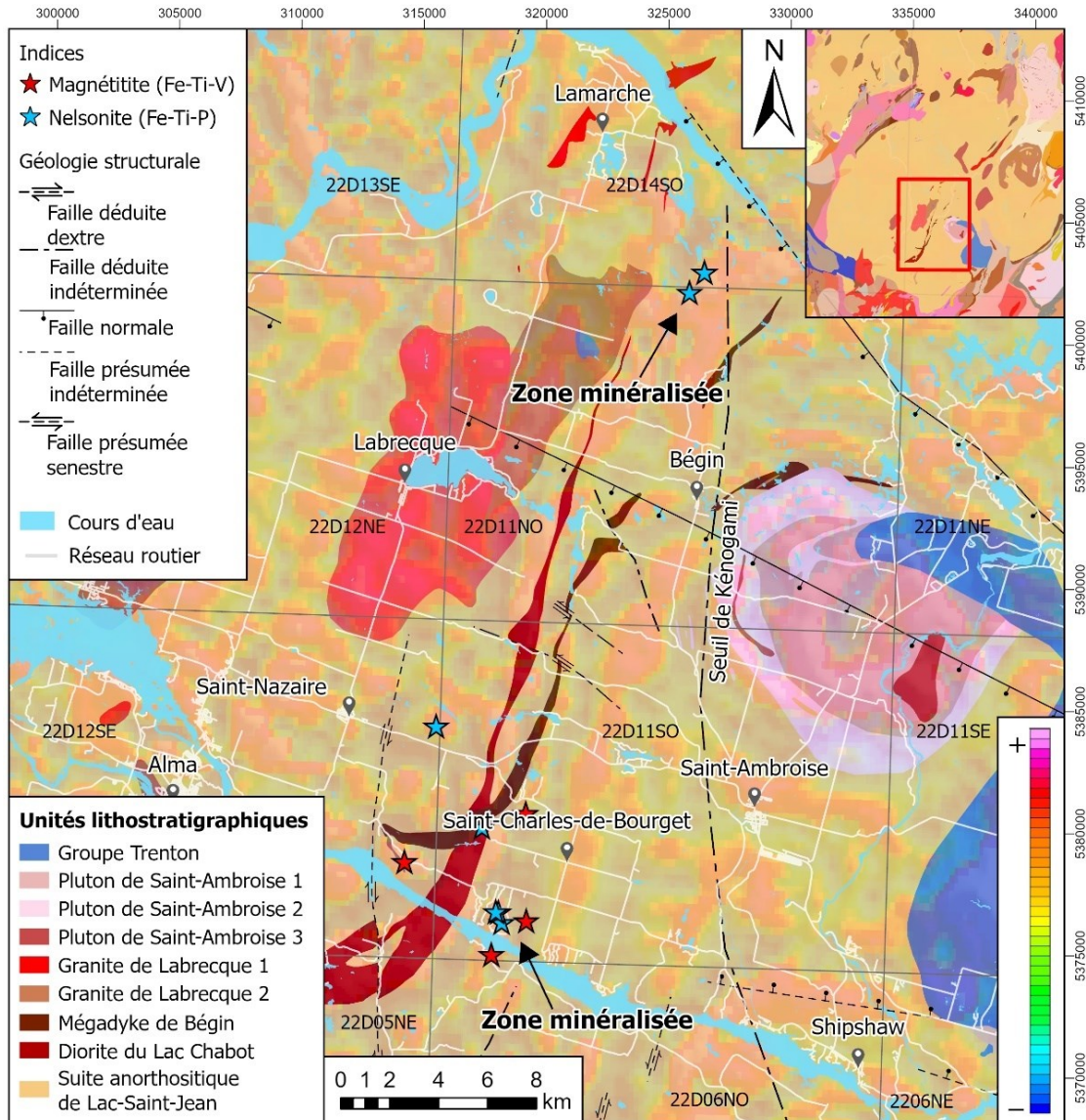


Figure 7 : Carte géologique de la zone d'étude, marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) avec la distribution d'indices de Fe-Ti-V et Fe-Ti-P. La géologie et les structures régionales ont été modifiées respectivement de SIGEOM (2024) et SIGEOM-PACES (2024). La carte est sur fond de couverture géophysique (gradient vertical du champ magnétique résiduel modifié de Intissar et Benahmed (2021) avec les feuillets (22D06, 22D11 et 22D12) de SNRC.

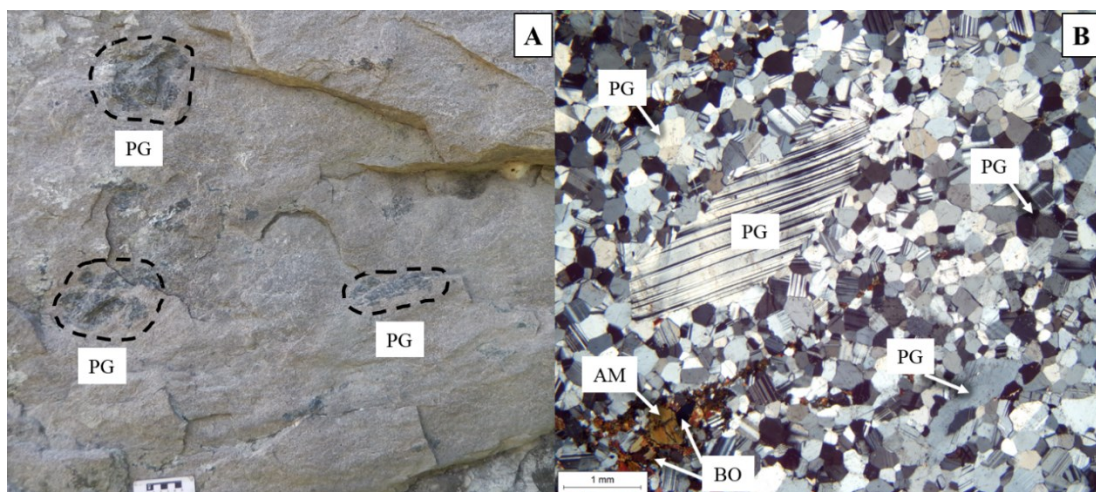


Figure 8 : Photographies des porphyroclastes de plagioclase dans l'anorthosite observés (A) en affleurement (24JD84) et (B) en lame mince en lumière polarisée croisée (23JD02)

2.3.2 Mise en place de la marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean

Higgins et van Breemen (1992) suggèrent une mise en place des parties centre-sud et sud-est de la SALSJ vers 1157 ± 3 Ma, et vers 1142 ± 3 Ma pour la partie sud-ouest. Woussen et al. (1988) avancent l'hypothèse que ces intrusions sont issues d'un magma de composition basaltique, cependant, la composition exacte du magma à l'origine des massifs anorthositiques reste controversée (Bachari, 2004; Cimon & Hébert, 1998; Higgins & van Breemen, 1992; Woussen et al., 1981; Woussen et al., 1988). Ce magma aurait subi une contamination crustale au niveau du Moho (sous-plaquage) pour ensuite remonter par le biais des zones de cisaillements à décrochements subverticales orientées vers NNE-SSO présentes dans la croûte (ex : ZDSF – Zone de Déformation de Saint-Fulgence; (ex : ZDSF – Zone de Déformation de Saint-Fulgence ; Figure 6 ; Du Berger et al., 1991; Higgins & van Breemen, 1992). Ce modèle d'ascension favorisée par la présence de zones de cisaillements a été proposé par Du Berger et al. (1991); Woussen et al. (1988) et est contraire à l'hypothèse

d'une ascension diapirique lente telle que proposée par Woussen et al. (1981) d'après le modèle classique d'Emslie (1978).

Woussen et al. (1981) suggèrent une consolidation de la SALSJ à une profondeur d'environ 25 à 30 km, en se basant sur les textures coronitiques développées entre l'olivine et le plagioclase, interprétées comme le résultat de leur instabilité post-cristallisation. En effet, ces derniers ont déterminé une pression de 7 à 9 kbar (25 – 30 km) et des températures de 800 – 1100 °C pour la formation des couronnes selon les données expérimentales de Green et Hibberson (1970); Green et Ringwood (1967); Kushiro et Yoder Jr (1966). Afin de mieux contraindre les profondeurs de cristallisation de la SALSJ, Lin et Sawyer (2019) ont estimé, à l'aide d'une modélisation des équilibres minéralogiques, des pressions de 4,8 à 5,8 kbar (16 – 20 km) et des températures entre 820 – 850 °C pour la fusion partielle (anatexie) à l'origine des migmatites de la région du Lac Kénogami. Cette anatexie serait attribuée à l'intrusion d'un dyke mafique (Suite de la Baie-à-Cadie), du même âge que la SALSJ, ayant induit la fusion des gneiss semi-pélitiques (Complexe gneissique du Saguenay) dans une auréole de contact étroite, ce qui contraint par le fait même les profondeurs de cristallisation de la SALSJ dans ce secteur.

2.3.3 Dykes de la marges sud de la SALSJ

Woussen et al. (1981) mentionnent que, après la mise en place de la SALSJ au moins sept générations de dykes ont recoupé la SALSJ dans le marge Sud. Parmi ces dykes, les unités Diorite de Lac Chabot (diorite) et Mégadyke de Bégin (leucotroctolite) recoupent la partie sud de la SALSJ (Figure 7 ; Higgins & van Breemen, 1992; Woussen et al., 1981). Les

datations de ces dykes ont donné des âges similaires à ceux de la SALSJ (1160 – 1140 Ma ; Higgins & van Breemen, 1992).

La Diorite de Lac Chabot (1157 ± 3 Ma ; Higgins & van Breemen, 1992) est constituée d'un dyke majeur ayant 1 km de largeur et 25 km de longueur environ (Figure 7) et aussi de nombreux dykes mineurs de 10 à 200 cm de largeur (Côté, 1986). Sa minéralogie est constituée de plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, oxydes de fer et titane, et apatite (Côté, 1986). Ce dyke a été mis en place à une profondeur minimale de 25 à 28 km (en se basant sur les textures coronitiques des olivines ; Woussen et al., 1981) le long d'une zone de cisaillement senestre active (NNE) dans des conditions de faciès granulite (Higgins et al., 2002). Côté (1986) suggère la formation de ce dyke enrichi en fer à partir du liquide résiduel du magma anorthositique. Grant (2020) suggère que ce type de dyke ferrodioritique pourrait être le magma parental des minéralisations Fe-Ti-P à Saint-Charles-de-Bourget.

Le Mégadyke de Bégin (leucotroctolite), 800 m de largeur et 23 km de longueur environ, a été mis en place à une profondeur maximale de 22 à 23 km (en se basant sur les textures coronitiques des olivines ; Woussen et al., 1981) et est subparallèle au Mégadyke de Lac Chabot qu'elle recoupe (Figure 7 ; Côté, 1986). Sa minéralogie est constituée principalement de plagioclase et olivine (Côté, 1986). Sa mise en place (1157 ± 2 Ma) a eu lieu peu de temps après le mégadyke de Diorite du Lac Chabot le long d'une zone de cisaillement senestre NNE (Higgins et al., 2002; Higgins & van Breemen, 1992).

Les mégadykes de ferrodiorite et de leucotroctolite se retrouvent dans un corridor de déformation où les corps géologiques existants présentent une orientation presque N-S (Higgins et al., 2002; Woussen et al., 1981). C'est également dans ce corridor que la minéralisation Fe-Ti-V-P se retrouve (Figure 7).

2.3.4 Les minéralisations en Fe-Ti-V-P

Plusieurs minéralisations de Fe-Ti-V-P ont été associées à la SALSJ où, dans la portion nord-est, Hébert et al. (2005) mentionne la présence de plus de 20 indices de minéralisations en Fe-Ti-V-P, incluant le projet avancé de Lac à Paul (702 Mt ; Côté et al., 2013). Dans la portion sud, certaines minéralisations ont été observées en marge de la SALSJ (Figures 6 et 7). Parmi ces minéralisations, il y a celles en Fe-Ti-V telle que Buttercup (Grant, 2020) et Saint-Charles de Bourget (Figure 7 ; Bachari, 2004; Grant, 2020) et celle en Fe-Ti-P telle que Lac Perron (Grant, 2020; Hassen Ali et al., 2023), Lac à Paul (Chartier-Montreuil et al., 2017; Fredette, 2006; Grant, 2020), Saint-Charles de Bourget (Figure 7 ; Girard & Barrette, 2011; Grant, 2020; Jooste, 1949; Martin-Tanguay, 2012) et Bégin-Lamarche (Figure 7 ; Banerjee et al., 2026; Bradfield et al., 2025).

Les récents travaux de l'équipe d'étudiants de Dare et Simard (UQAC) ont permis d'observer une distribution spatiale entre certains faciès anorthositiques (incluant la chimie des plagioclases) et les minéralisations d'oxydes et sulfures associées (Diyoyo et al., 2024, 2025a; Diyooyo et al., 2025b; Gueye, 2023; Hassen Ali et al., 2023; Hassen Ali et al., 2024; Mercier, 2022; Tondoh, 2021).

La présente étude se concentre sur deux de ces occurrences : Saint-Charles-de-Bourget (Fe-Ti-V-P) et Bégin-Lamarche (Fe-Ti-P).

2.3.4.1 Minéralisation Fe-Ti-V-P du secteur de Saint-Charles-de-Bourget

La minéralisation dans ce secteur a été découverte par Laflamme (1882), mais ce n'est qu'à partir des travaux de Osbourne (1944); Jooste (1949, 1958) et Bachari (2004) que sa géologie locale a été mieux connue. La minéralisation (Figure 9) se situe, à environ 25 km à l'est du Lac-Saint-Jean et environ 20 km à l'ouest de la ville de Saguenay (arrondissement de Chicoutimi) sur la rive nord de la rivière Saguenay.

Selon Jooste (1949, 1958), la minéralisation résulterait de l'injection d'un magma résiduel, issu du filtre-presse (*filter-pressing*) d'une troctolite anorthositique ophitique partiellement consolidée, et se serait mise en place après l'intrusion des dykes de ferrodiorite dans l'anorthosite hôte. Sur le terrain, Jooste (1949, 1958) décrit une minéralisation répartie en plusieurs corps dispersés sur une distance inférieure à 1 km. Les études de Jooste (1949, 1958) mentionnent l'existence de deux types de minéralisations dans ce secteur : Oxydes Fe-Ti massifs (indice Fe-Ti-V) dans la partie sud et nelsonite (indice Fe-Ti-P) dans la partie nord (Figure 9).

Grant (2020) mentionne la présence de l'anorthosite hôte comme étant appauvrie en mafique avec une recristallisation dynamique et présentant localement un contact mylonitisé avec les oxydes Fe-Ti massifs (Fe-Ti-V). L'auteur rapporte également la présence de nombreux xénolites de taille centimétrique à métrique : anorthosite et leucogabbro (uniquement dans la partie sud) ainsi que dunite (cristaux d'olivine isolés ou en amas $\pm$ oxydes de fer interstitiels). Selon les études de Grant (2020), les oxydes Fe-Ti massifs sont composés de magnétite (55-70 %), ilménite (20–30 %) et Al-spinelle (en trace ou pouvant atteindre jusqu'à 10 %), alors que la nelsonite est constituée d'environ 30 % de

magnétite, 10 % d'ilménite, 45 % d'apatite, des traces de Al-spinelle et 15 % d'olivine. Les plagioclases analysés dans deux xénolites d'anorthosite présentent des teneurs en anorthite de An₄₃ et An₄₄ respectivement (Grant, 2020). Les oxydes Fe-Ti massifs renferment 0,4 % pds. de V₂O₅, tandis que la nelsonite contient 5,7 % pds. de P₂O₅ (Grant, 2020). Il est à noter que ce dernier a interprété les cristaux d'olivine comme des xénolites de dunite.

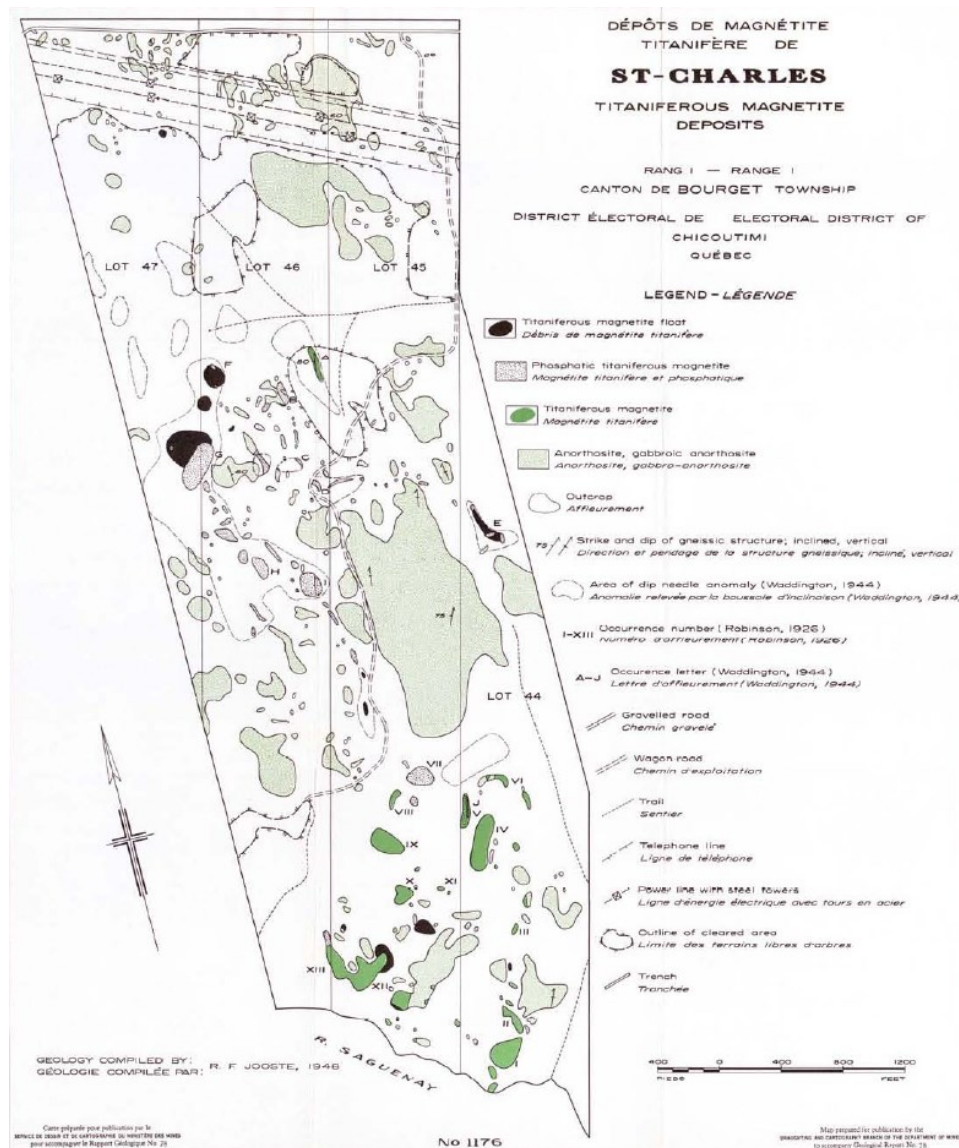


Figure 9 : Carte géologique et de localisation de la minéralisation de Saint-Charles-de-Bourget. Les affleurements des oxydes Fe-Ti massifs (Fe-Ti-V) sont en couleur verte, de nelsonite en sphère avec des points gris et de roches anorthositiques et gabbroïques en sphère avec des points verts ; tirée de Jooste (1958) et Girard et Barette (2011).

2.3.4.2 Minéralisation Fe-Ti-P du secteur de Begin-Lamarche

Les récentes prospections ont signalé l'occurrence de la minéralisation en Fe-Ti-P dans le secteur de Bégin-Lamarche (Figures 7 et 10), au nord de la zone d'étude (Banerjee et al., 2026; First Phosphate Corp., 2023). Ce gisement s'étend sur 2,5 km de long avec un fort pendage et une orientation NNE-SSW, parallèle aux mégadykes (Figure 10 ; Bradfield et al., 2025).

Le gisement du secteur de Begin-Lamarche (Figure 10) est divisé en trois parties minéralisées par des failles transverses : Zone Sud, Zone Nord et Zone Montagne (Bradfield et al., 2025). Banerjee et al. (2026) regroupe la minéralisation rencontrée en trois groupes : (i) les roches mafiques à oxydes et apatite (gabbro à olivine, gabbro à olivine, norite, norite à olivine et leucotroctolite), (ii) les roches ultramafiques à oxydes et apatite (dunite, harzburgite, lherzolite, wehrlite, olivine webstérite et orthopyroxénite), dépourvues de plagioclase, et (iii) la nelsonite. Banerjee et al. (2026) soulignent que les roches ultramafiques à oxydes et apatite présentent une proportion d'apatite équivalente, voire supérieure, à celle de la nelsonite, et nettement plus élevée que dans les roches mafiques à oxydes et apatite. Cette corrélation négative observée entre les teneurs en apatite et plagioclase dans les roches ultramafiques à oxydes et apatite suggèrent une cristallisation précoce de l'apatite, en contraste avec une cristallisation tardive du plagioclase (Banerjee et al., 2025). Cette cristallisation tardive du plagioclase aurait réduit la saturation du magma en phosphore, limitant ainsi la quantité d'apatite pouvant cristalliser (Banerjee et al., 2025).

Selon Banerjee et al. (2025), la minéralogie de ces roches minéralisées est constituée principalement par l'olivine (0 – 54 %), l'iddingsite + serpentine (0 – 25 %), l'orthopyroxène

(0 – 58 %), le clinopyroxène (0 – 18 %), le plagioclase (0 – 99 %), amphibole (0 – 68 %), biotite (0 – 36 %), chlorite (0 – 16 %), apatite (0 – 71 %), magnétite (0 – 27 %), ilménite (0 – 24 %) et Al-spinelle d'aluminium (0 – 5 %).

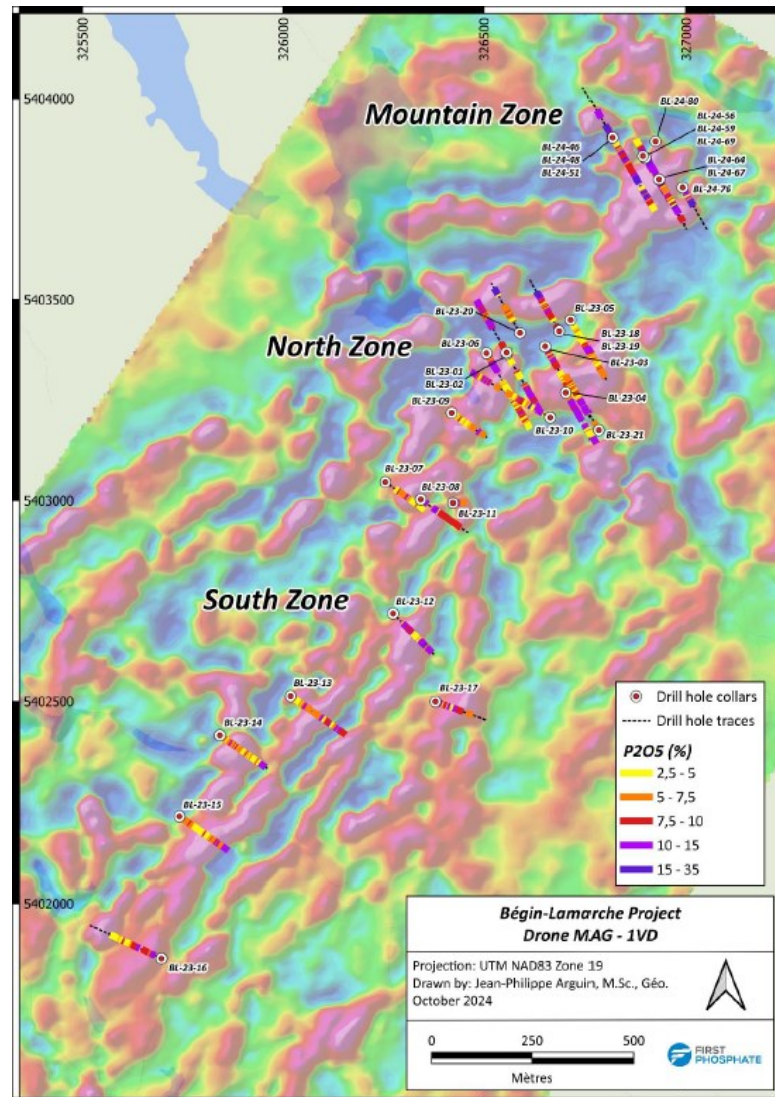


Figure 10 : Carte de localisation des différentes zones d'occurrence en forage de la minéralisation Fe-Ti-P de la propriété Bégin-Lamarche de First Phosphate. Les lignes colorées sur fond géophysique (magnétométrie) représentent les trous de forage avec les différentes teneurs en P_2O_5 ; tirée de First Phosphate (2024).

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DES PRINCIPALES LITHOLOGIES

3.1 Travaux de terrain et échantillonnage

La zone d'étude pour cette maîtrise est localisée le long d'un corridor NNE-SSO dans la marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ ; Figure 11), reconnue pour ses minéralisations en Fe-Ti-V-P de Saint-Charles-de-Bourget (Bachari, 2004; Grant, 2020; Jooste, 1949) et de Bégin-Lamarche (Banerjee et al., 2026; Bradfield et al., 2025). Trois transects est-ouest ont été effectués perpendiculairement à l'orientation nord-sud des corps géologiques affleurants dans la zone d'étude, centrés sur le corridor minéralisé en Fe-Ti-V-P (11). La zone d'étude comprend deux secteurs minéralisés en Fe-Ti-V-P : Saint-Charles-de-Bourget au sud et Bégin-Lamarche 15 km au nord (11).

Le premier transect a été effectué dans le secteur des minéralisations de Saint-Charles-de-Bourget dont l'accès est permis par des voies de direction est-ouest : le chemin Saint-Léonard et la route 2^e Rang pour les municipalités de Saint-Charles-de-Bourget (feuillet 22D11SO) et Shipshaw (feuillet 22D06NO; 11) et par la route provinciale 172 Ouest pour la municipalité de Saint-Nazaire (feuillet 22D12SE; 11). Le deuxième transect a été réalisé entre les municipalités de Bégin (feuilles 22D11NO et 22D11NE ; 11) et Lamarche (feuillet 22D14SO ; 11) de manière à couvrir la variation lithologique de chaque côté de la zone de

minéralisation en Fe-Ti-P de Bégin-Lamarche, en utilisant les chemins forestiers existants (de direction NNE–SSW). Le troisième transect a été réalisé le long du Rang des Aulnaies (de direction presque nord-sud), située entre les deux autres transects, à 4 km au nord de Saint-Charles-de-Bourget dans la municipalité de Saint-Ambroise (feuilles 22D11SO et 22D11SO ; 11).

Tous ces transects ont été réalisés en août et septembre 2023 et en juillet 2024 avec un total de 224 échantillons collectés sur les 96 affleurements visités. L'échantillonnage a été réalisé à chaque 500 m, conditionné par la présence des affleurements, de manière à d'observer les variations de lithologies anorthositiques au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la minéralisation. Dans la zone minéralisée (rayon de moins de 200 m autour de la minéralisation), un échantillonnage détaillé a été réalisé de manière à caractériser les relations de contact entre les minéralisations, les dykes et les roches encaissantes. Les descriptions pétrographiques des lithologies principales ont été réalisées en plusieurs étapes. Elles ont débuté par des observations de terrain, comprenant une analyse mégascopique des affleurements anorthositiques visités. Ces observations ont servi de base à la nomenclature des différentes roches décrites. Chaque affleurement visité est également consigné sous forme de géofiche dans la base de données du ministère des Ressources Naturelles et des Forêts (MNR) du Québec.

De plus, 13 échantillons ont été prélevés dans deux forages (BL2301 et BL2302), réalisés par la compagnie de service Laurentia Exploration pour First Phosphate (détenteur des droits d'exploration), dans la zone minéralisée (zone sud) de Bégin-Lamarche (Figure 11). L'objectif était d'échantillonner les minéralisations mafiques non observées en surface, mais décrites dans les carottes de forage par Banerjee et al. (2025).

Par la suite, 123 échantillons (dont 4 provenant des carottes de forage) ont été sélectionnés pour la confection de lames minces polies destinées aux analyses microscopiques. Les roches ont été préparées (sciées) à l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) avant d'être envoyées au laboratoire *Vancouver Petrographics* pour la confection des lames minces polies. Le choix des échantillons s'est concentré sur les roches hôtes, les dykes et les minéralisations, tout en visant à confirmer la nature des minéraux mafiques présents (olivine, clinopyroxène ou orthopyroxène) dans les lithologies anorthositiques.

Les observations microscopiques ont été réalisées à l'aide d'un microscope polarisant (Nikon Eclipse E200 POL), disponible au laboratoire de microscopie de l'Unité d'enseignement en sciences de la Terre de l'Université du Québec à Chicoutimi. La description détaillée de chaque lame mince et les proportions minéralogiques correspondantes se trouvent dans l'annexe 1. La description de chaque lithologie ainsi que leur distribution spatiale sont présentées ci-dessous.

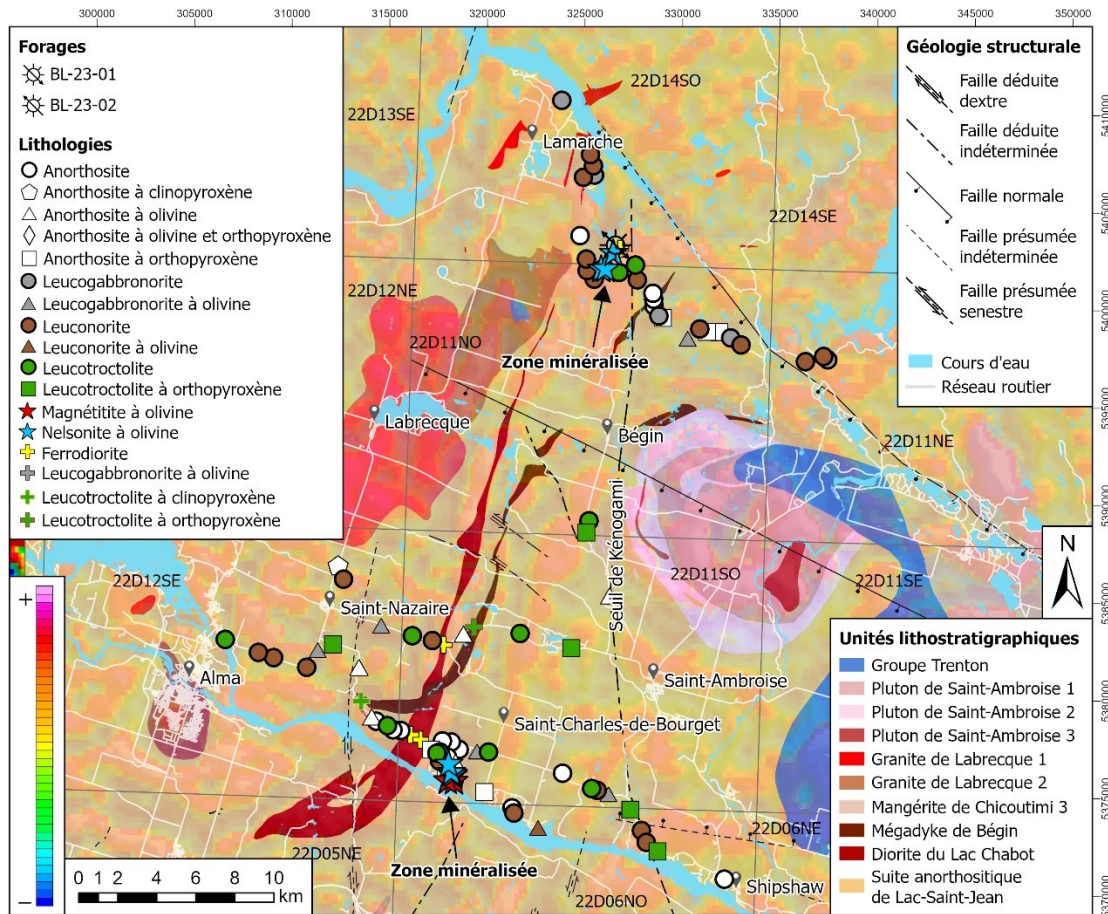


Figure 11 : Carte de distribution des principales lithologies observées dans la zone d'étude de la marge Sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean sur fond de carte géologique et géophysique. Les symboles colorés (carré, cercle, losange et triangle) représentent les principales lithologies de la zone d'étude. Les croix colorées représentent les dykes. Les étoiles colorées représentent les minéralisations et la localisation de la zone minéralisée est indiquée par les flèches. Les cercles avec couronnes et flèches représentent les forages. La carte géologique est modifiée de SIGEOM (2024) et structurales régionales modifiées de SIGEOM-PACES (2024). La carte géophysique (gradient vertical du champ magnétique résiduel) modifiée de Intissar et Benahmed (2021).

3.2 Pétrographie des lithologies principales

Les principales lithologies rencontrées le long de ces trois transects (N = nombres d'échantillons, n = nombres de lames minces) sont : l'anorthosite (N=44, n=29), la leuconorite (N=30, n=20), la leucotroctolite (N=21, n=14) et la (leuco)gabbroïte (N=13, n=13; Figure 11). Dans l'ensemble, on retrouve dans le corridor minéralisé du secteur de

Saint-Charles-de-Bourget, une dominance de l'anorthosite et la leucotroctolite tandis que dans le secteur de Bégin-Lamarche, on retrouve l'anorthosite, la leuconorite, la leucotroctolite et la gabbroonorite rarement (Figure 11). En dehors du corridor minéralisé, le reste de la zone d'étude est caractérisé par la leuconorite, avec quelques bandes leucotroctolitiques et une proportion moindre de leucogabbroonorite et d'anorthosite (Figure 11).

3.2.1 Anorthosite

Sur le terrain, l'anorthosite (Figure 12) est de couleur gris blanchâtre, rosée ou violacée présentant une texture porphyroclastique, localement mégacristique, avec une matrice granoblastique de granulométrie moyenne (1 – 5 mm ; Figure 12A–F). Sa minéralogie est constituée essentiellement de plagioclase ($\geq 90\%$). Les minéraux mafiques tels que l'olivine ($\pm$ iddingsite, après altération) ou orthopyroxène ($\leq 3\%$) ou clinopyroxène ($< 2\%$) et des oxydes de fer et titane (magnétite et ilménite ; $\leq 3\%$) sont quelques fois présents. Les oxydes de fer et titane $\pm$ apatite ($\leq 2\%$) forment souvent des agrégats ou même des amas (3 – 12 cm d'épaisseur). La biotite ($\leq 1\%$) $\pm$ amphibole ($\leq 1\%$) forment des couronnes autour de l'orthopyroxène et des oxydes de fer et titane (Figure 12E et F). Les couronnes d'amphibole $\pm$ biotite sont associées à l'olivine, rarement en réaction avec le clinopyroxène ($\leq 1\%$; Figure 12E et F).

Les porphyroclastes de plagioclase (Figure 12A) et les rares mégacristaux d'olivine coronitiques présentent respectivement un diamètre de 3 à 7 cm et 2,5 à 7 cm. Les grains d'orthopyroxène sont porphyroclastiques (souvent en agrégat) ou mégacristiques avec un

diamètre qui varie de 3 à 20 cm (Figure 12B). La magnétite (0,15 – 3 mm) présente souvent des exsolutions d'ilménite en lamelle, treillis et sandwich et des exsolutions de Al-spinelle en lamelle ou granule (Figure 13A–C). L'ilménite (1 – 4 mm) présente rarement des exsolutions d'hématite en lamelle et des exsolutions de Al-spinelle en lamelle ou granule (Figure 13D). La pyrite, la chalcopyrite, le grenat et la chlorite sont généralement rares (< 1 %).

Selon la minéralogie mafique dominante, les anorthosites sont divisées en 5 groupes : i) les anorthosites pures, ii) les anorthosites à olivine, iii) les anorthosites à orthopyroxène, et iv) les anorthosites à olivine (orthopyroxène ± clinopyroxène). Les anorthosites peuvent être foliées, localement mylonitique. Les textures de déformation sont associées au plagioclase qui présente une macles courbées, une extinction roulante, des jonctions triples (Figure 12C – D).

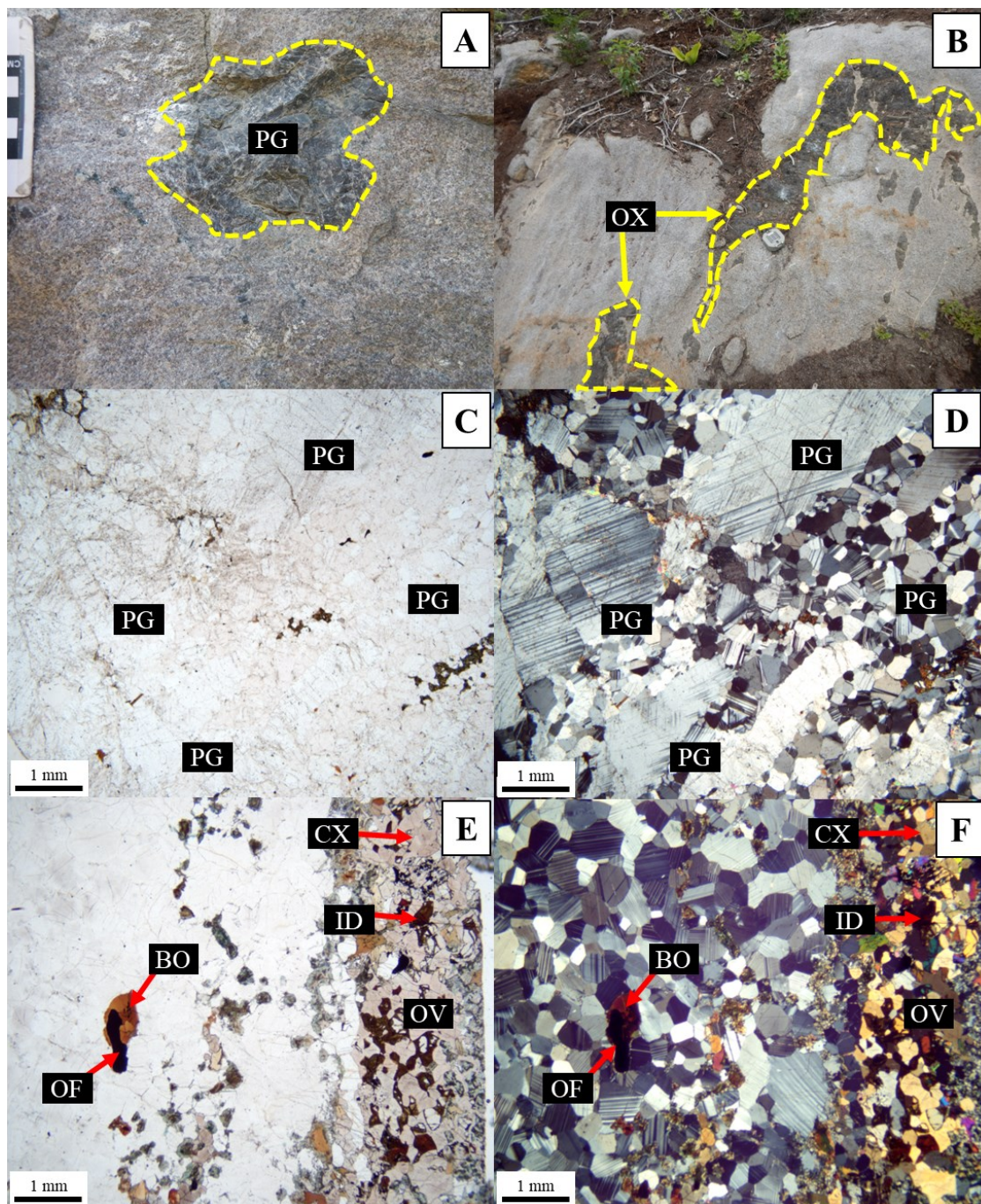


Figure 12 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de l'anorthosite. A) Anorthosite porphyroclastique (porphyroclaste de plagioclase en jaune) avec matrice à grain moyen (23JD84) ; B) Anorthosite mégacrystique avec une matrice de granulométrie moyenne avec un agrégat des mégacristsaux d'orthopyroxène (en jaune ; 24JD63; boîtier de boussole de 5 cm pour l'échelle); C et D) Plagioclases (matrice et porphyroclastes) recrystallisés montrant une texture granoblastique, des extinctions roulantes, jonctions triples, macles courbées (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD02); E et F) Amas mafique allongé dans la partie à droite formé par les cristaux d'olivine avec clinopyroxène et l'amphibole en couronne, en réaction avec les plagioclases recrystallisés (+ porphyroclaste) avec une texture granoblastique et de jonctions triples à gauche (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement ; 23JD33). BO – biotite ; CX – clinopyroxène ; OF – oxydes de fer et titane ; OX – orthopyroxène ; PG – plagioclase.

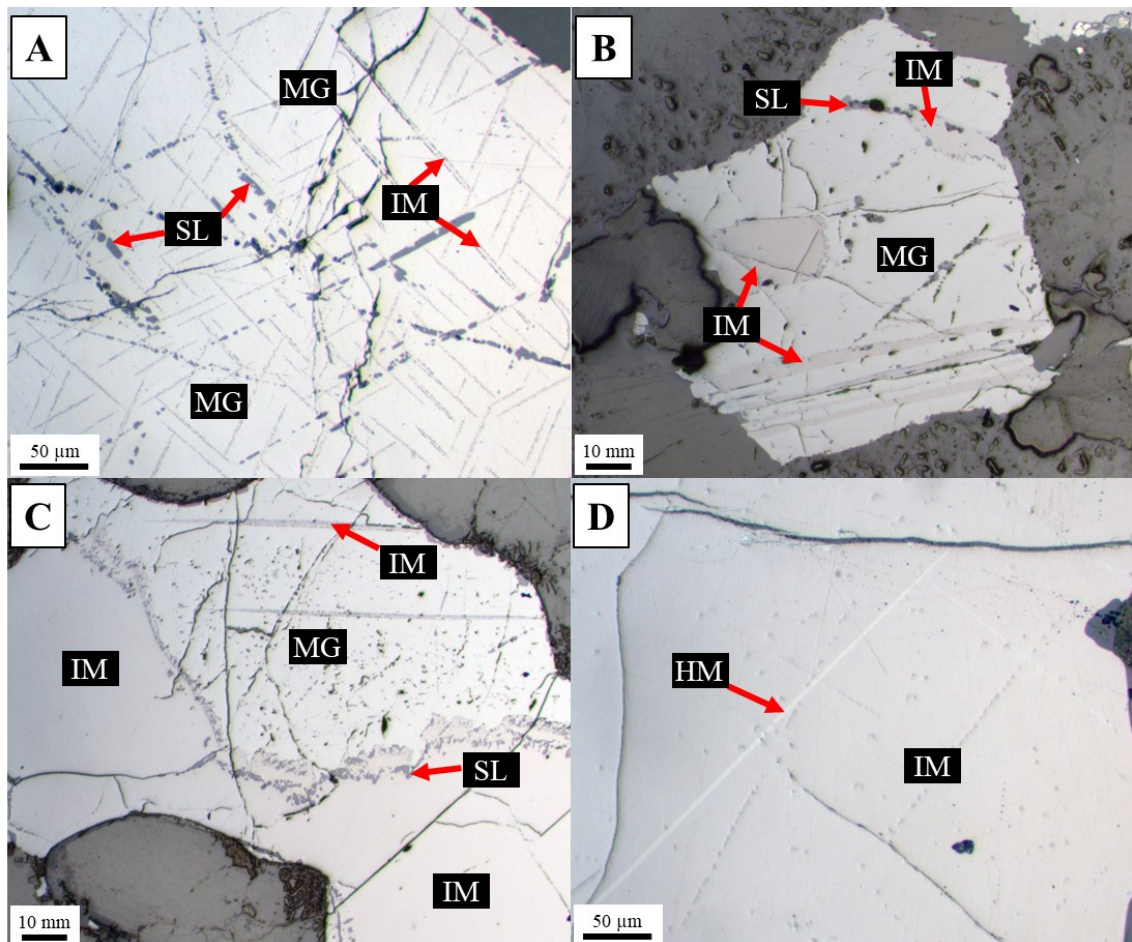


Figure 13 : Microphotographies des oxydes de fer et titane de l'anorthosite en lumière réfléchie. A) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en treillis et des exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en lamelle (23JD51); B) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en sandwich (ruban rosé en haut et en bas) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelle (ligne fine grisâtre) et un grain d'ilménite à gauche (23JD36); C) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en lamelle et de Al-spinelle en granule (point grisâtre en haut) et ilménite avec des exsolutions de Al-spinelle en granule (point grisâtre) dans la zone de contact avec magnétite (23JD26); et D) Ilménite grain grossier avec des exsolutions d'hématite en lamelle (23JD53). HM – hématite ; IM – ilménite ; MG – magnétite ; PY – pyrite ; SL – Al-spinelle.

3.2.2 Leuconorite

Sur le terrain, la leuconorite (Figure 14) est de couleur grisâtre beige, mégacristique et/ou porphyroclastique avec une matrice de granulométrie moyenne à grossière (0,2 – 2 cm), granoblastique (Figure 14A et B). Sa minéralogie est constituée principalement de

plagioclase (50 – 85 %), et orthopyroxène (10 – 35 %) et rarement de l'olivine (≤ 3 %), oxydes de fer et titane (ilménite et magnétite ; ≤ 4 %) et apatite (≤ 1 %; Figure 14A–F). On retrouve également l'amphibole (≤ 10 %) qui forment des couronnes autour de l'orthopyroxène et la biotite (≤ 6 %) $\pm$ chlorite (≤ 8 %) qui forment des couronnes autour des grains d'orthopyroxène (Figure 14C et D). Les couronnes autour de l'olivine sont constituées de l'orthopyroxène, le plagioclase, l'amphibole et la biotite (Figure 14E et F).

L'orthopyroxène et le plagioclase se présentent respectivement sous forme de mégacrists et porphyroclastes (Figure 14E et F) d'un diamètre de 5 à 15 cm et les orthopyroxènes mégacristiques peuvent atteindre jusqu'à 50 cm (Figure 14A). Les leuconorites sont généralement foliées et localement mylonitiques. Les textures de déformation sont associées au plagioclase qui présente une extinction roulante, des jonctions triples et des macles courbées (Figure 14E et F). La magnétite présente fréquemment des exsolutions d'ilménite en lamelle (Figure 15A et B) et en sandwich (15B) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelle (Figure 15A et B) et granule (Figure 15B). L'ilménite est dominante par rapport à la magnétite et présente des exsolutions d'hématite en lamelle rarement (Figure 15C et D). La pyrite, la chalcopryrite et le grenat sont rares (< 1 %).

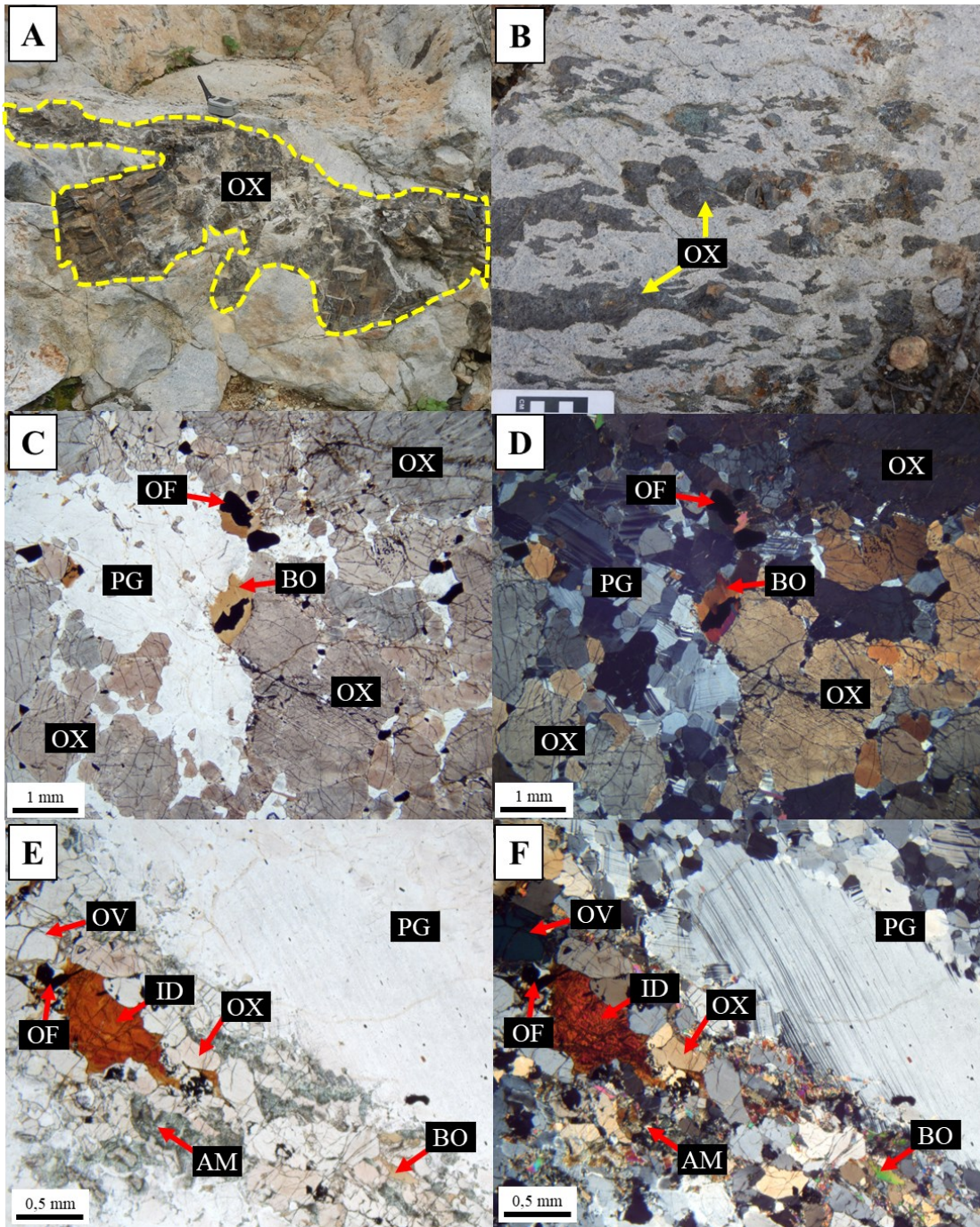


Figure 14 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leuconorite. A) Leuconorite (23JD08; boîtier de boussole de 5 cm pour l'échelle); B) Leuconorite foliée (23JD31) ; C et D) leuconorite montrant des couronnes de biotite autour des oxydes (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement ; 23JD31); E et F) leuconorite avec une réaction coronitique entre l'olivine et le plagioclase (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement ; 23JD08). AM – amphibole; BO – biotite; ID – iddingsite; OF – oxydes de fer; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase.

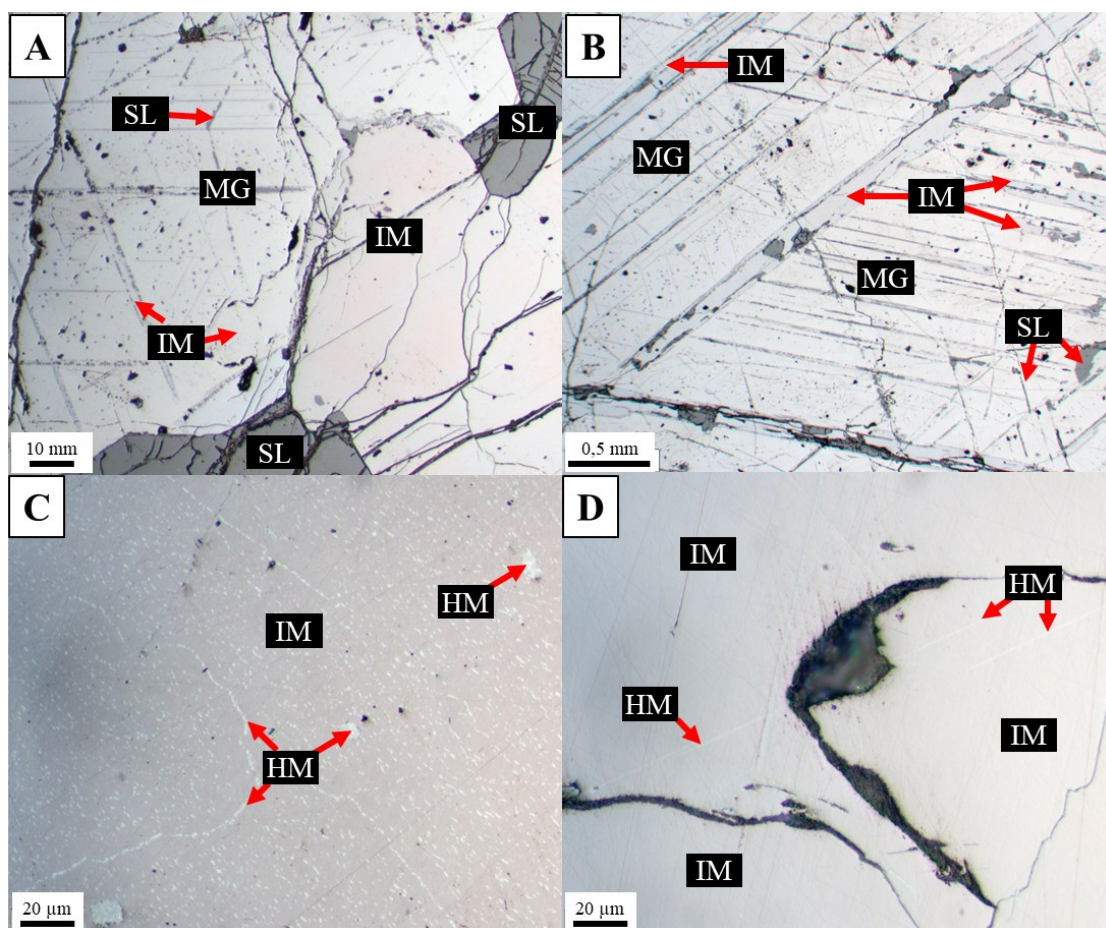


Figure 15 : Microphotographies des minéraux opaques de la leuconorite en lumière réfléchie. A) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en lamelle (ligne fine rosée) et des exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en lamelle et des grains d'ilménite et Al-spinelle (23JD38); B) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en sandwich (ruban rosé au milieu) et en lamelle et des exsolutions de Al-spinelle en granule et lamelle (ligne fine et polygone grisâtre) (23JD38); C) Ilménite avec des exsolutions d'hématite en lamelle (ligne fine blanchâtre) (23JD48); et D) Ilménite avec des exsolutions d'hématite (ligne fine blanchâtre) en lamelle (23JD16). HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; SL – Al-spinelle.

3.2.3 Leucotroctolite

Sur le terrain, la leucotroctolite (Figure 16) est de couleur violacée beige à grise, présente une texture qui est quelques fois mégacristique et porphyroclastique avec une matrice de granulométrie moyenne à grossière (0,2 – 2 cm), et est généralement coronitique (Figure 16A–F). Sa minéralogie (Figure 16A–F) est composée principalement de plagioclase (60 – 85 %) et olivine ± iddingsite (15 – 20 %), auxquels s'ajoutent le clinopyroxène (≤ 8 %),

les oxydes de fer et titane (magnétite et ilménite ; $\leq 5\%$) et l'orthopyroxène ($\leq 5\%$). L'apatite est rare ($\leq 1\%$). L'amphibole (2 – 10 %) $\pm$ la biotite (2 – 5 %) forme souvent des couronnes autour des cristaux d'olivine $\pm$ iddingsite alors que les couronnes de biotite sont autour des oxydes de fer de titane (Figure 16A–F).

Les mégacristaux d'olivine (Figure 16A) et les porphyroclastes de plagioclase présentent respectivement un diamètre de 3 à 8 cm et 3 à 7 cm. La leucotroctolite est généralement foliée (Figure 16B). La foliation est définie par l'alignement des cristaux d'olivine (Figure 16B). Les textures de déformation (extinction roulante, macles courbées et jonctions triples) associées au plagioclase sont également présentes dans ces porphyroclastes (Figure 16C et D). La magnétite présente des exsolutions d'ilménite en granules, lamelles et sandwich (Figure 17A, C et D) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles et granules (Figure 17A, C et D). L'ilménite présente des exsolutions d'hématite en lamelles et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles (Figure 17B). La pyrite, la chalcoppyrite, le grenat et la chlorite ($< 1\%$) sont rares.

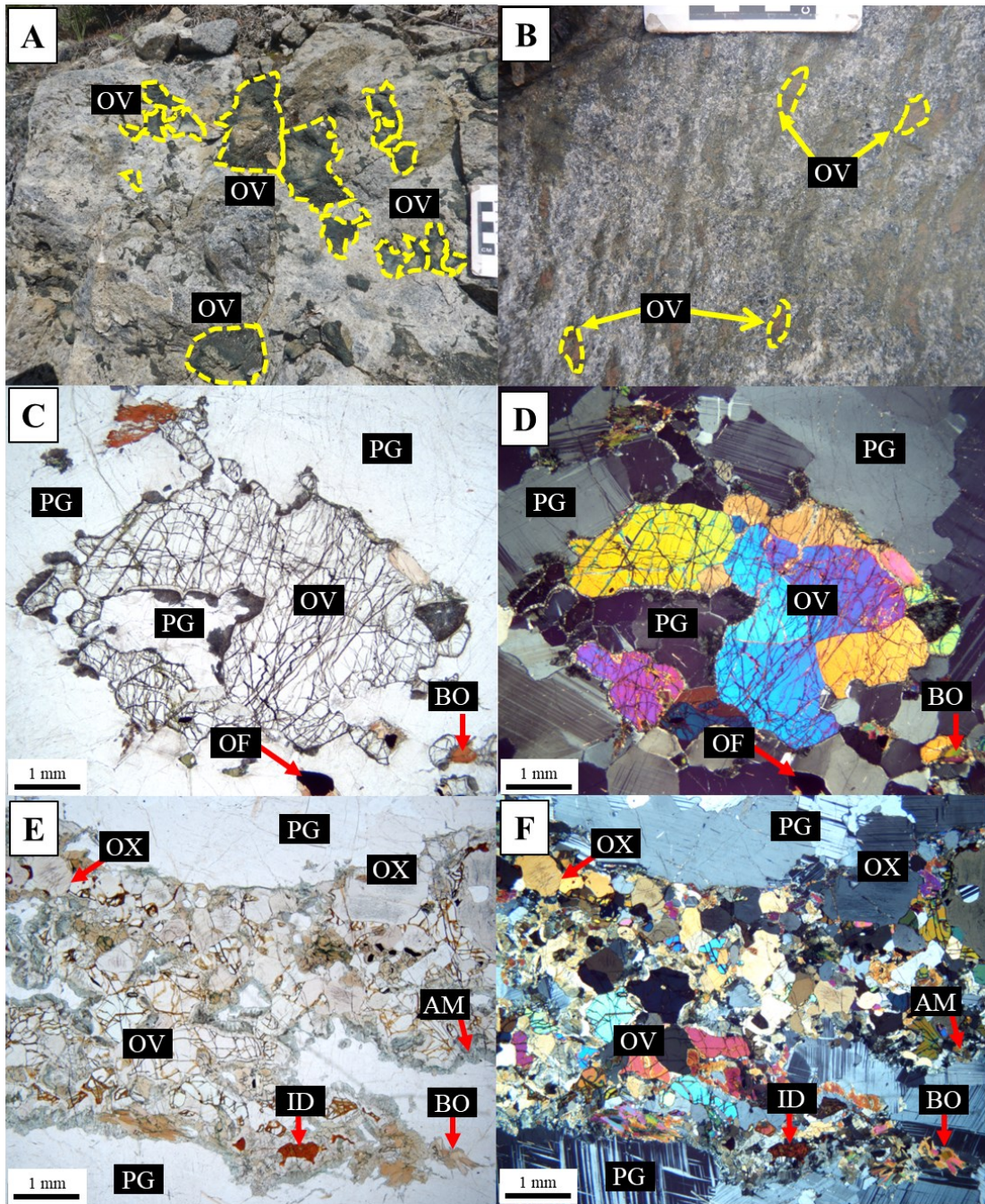


Figure 16 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leucotroctolite. A) leucotroctolite moyennement à grossièrement grenue avec mégacrists d'olivine avec couronne d'amphibole (en jaune; 23JD81); B) Leucotroctolite à grain moyen avec une foliation définie par l'allongement des cristaux d'olivine coronitiques (en jaune; 23JD82); C et D) Leucotroctolite porphyroclastique moyennement grenue montrant des oxydes de fer avec couronne de biotite (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD14); E et F) Leucotroctolite porphyroclastique montrant une réaction coronitique entre olivine et plagioclase résultant en orthopyroxène, amphibole et biotite dans la couronne (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD24). AM – amphibole; BO – biotite; ID – iddingsite; OF – oxydes de fer; OV – olivine; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase.

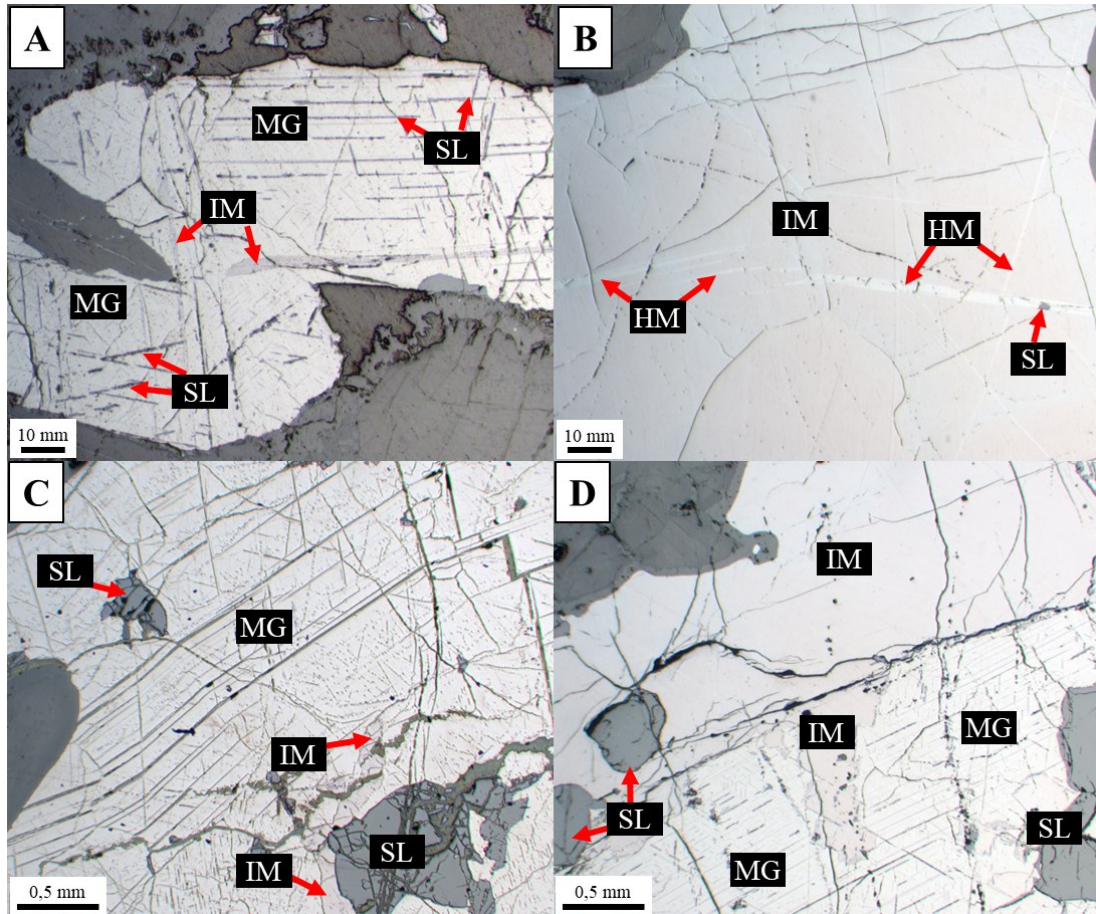


Figure 17 : Microphotographies des minéraux opaques de la leucotroctolite en lumière réfléchie. A) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en lamelles (ligne fine rosée) et sandwich (ruban rosé) et des exsolutions de Al- spinelle en lamelles (ligne fine grisâtre; 23JD24); B) Ilménite avec des exsolutions d'hématite en lamelles (ligne fine blanchâtre; 23JD41); C) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en granules et les cristaux de Al- spinelle (gris foncé; 23JD34); et D) Al-spinelle arrondi entouré par l'ilménite et magnétite avec des exsolutions d'ilménite en sandwich et de Al-spinelle en granules et lamelle (ligne fine blanchâtre) en lamelles (23JD24). HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; SL – Al-spinelle.

3.2.4 Leucogabbronorite

Sur le terrain, la leucogabbronorite (Figure 18) est de couleur beige grisâtre à violacée sur le terrain, présente une texture granoblastique, quelques fois porphyroclastique à mégacrastique, avec une matrice de granulométrie fine à moyenne (≤ 2 cm ; Figure 18A–B). Sa minéralogie (Figure 18A–F) est constituée principalement de plagioclase (50 – 85 %),

clinopyroxène (5 – 30 %) et orthopyroxène (5 – 20 %) auxquels s'ajoutent souvent des proportions mineures d'olivine $\pm$ iddingsite (≤ 5 %) et des oxydes de fer et titane (ilménite et magnétite ; 1 – 7 %). Les amphiboles ($\leq 20\%$) $\pm$ chlorite (≤ 15 %) forment une couronne autour de l'olivine (Figure 18E et F). La biotite (1 – 6 %) forme des couronnes autour des orthopyroxènes (Figure 18C et D) et des oxydes de fer et titane (Figure 18C-F).

Les porphyroclastes d'orthopyroxène présentent un diamètre entre 5 et 15 cm. La leucogabbronorite est généralement foliée et localement cisailée. Certains cristaux de plagioclase présentent des textures de déformation (jonctions triples, extinction ondulée et macles courbées). La magnétite présente des exsolutions d'ilménite en sandwich (Figure 19A) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles et granules (Figure 19A) alors que l'ilménite présente des exsolutions d'hématite et de Al-spinelle en lamelle (Figure 19B). Il est à noter également des oxy-symplectites présentés par la magnétite (Figure 19C et D). L'apatite, la pyrite et la chalcopryrite sont généralement rares (< 1 %).

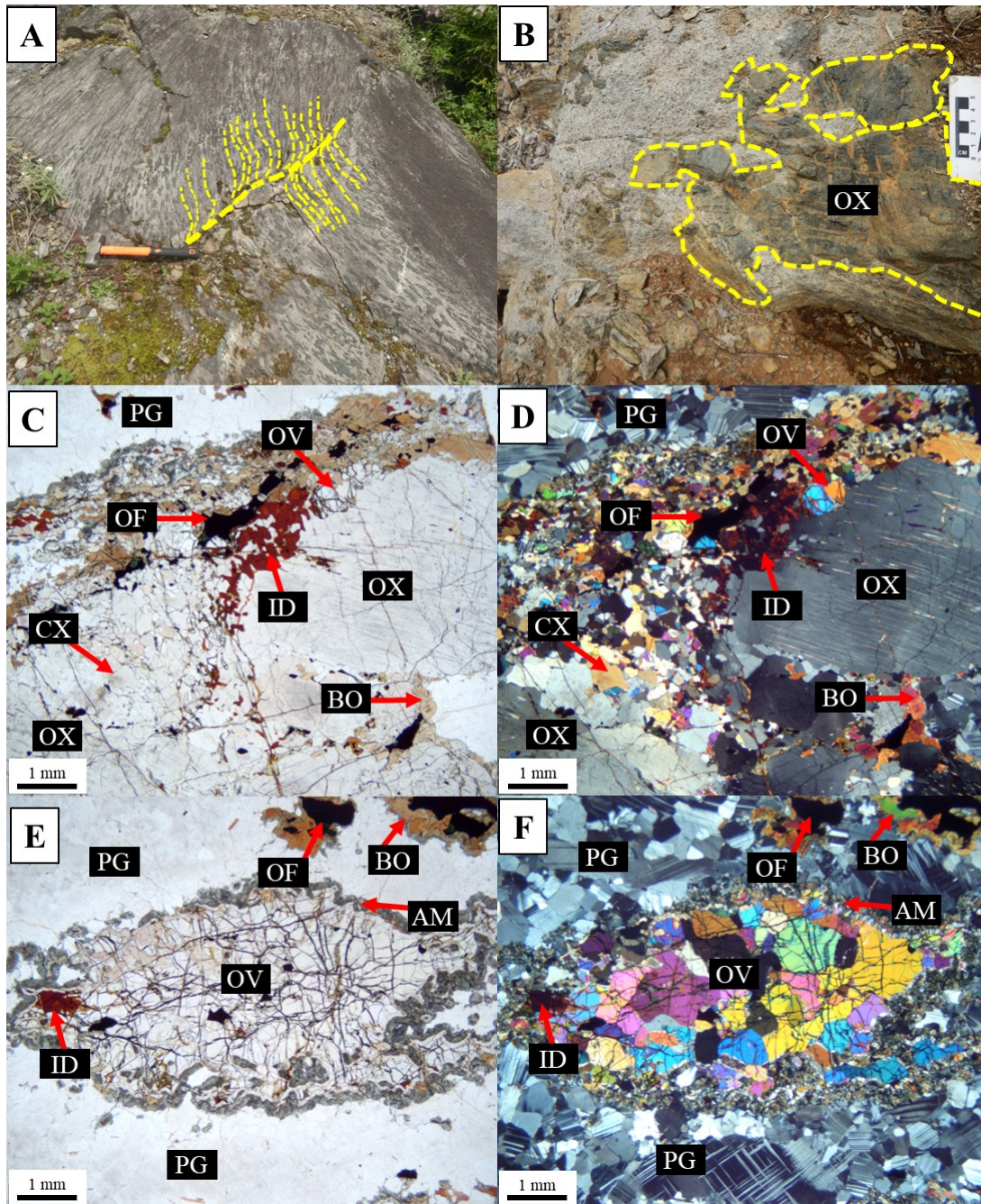


Figure 18 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leucogabbro. A) Leucogabbro mylonitique de granulométrie moyenne à grossière avec étroite zone de cisaillement dextre observé localement (en jaune; 23JD75; marteau de 20 cm pour l'échelle); B) Leucogabbro recristallisée avec matrice à grain moyen et mégacrists d'orthopyroxène (en jaune; 23JD62); C et D) Amas de minéraux mafiques montrant un porphyroclaste d'orthopyroxène, olivine + iddingsite, oxydes de fer, clinopyroxène et amphibole en couronne dans la leucogabbro (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD04); E et F) Cristaux d'olivine avec couronne d'amphibole et oxydes de fer avec couronne de biotite dans la leucogabbro (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD04). BO – biotite; CX – clinopyroxène; ID – iddingsite; OF – oxydes de fer; OX – orthopyroxène; OV – olivine; PG – plagioclase.

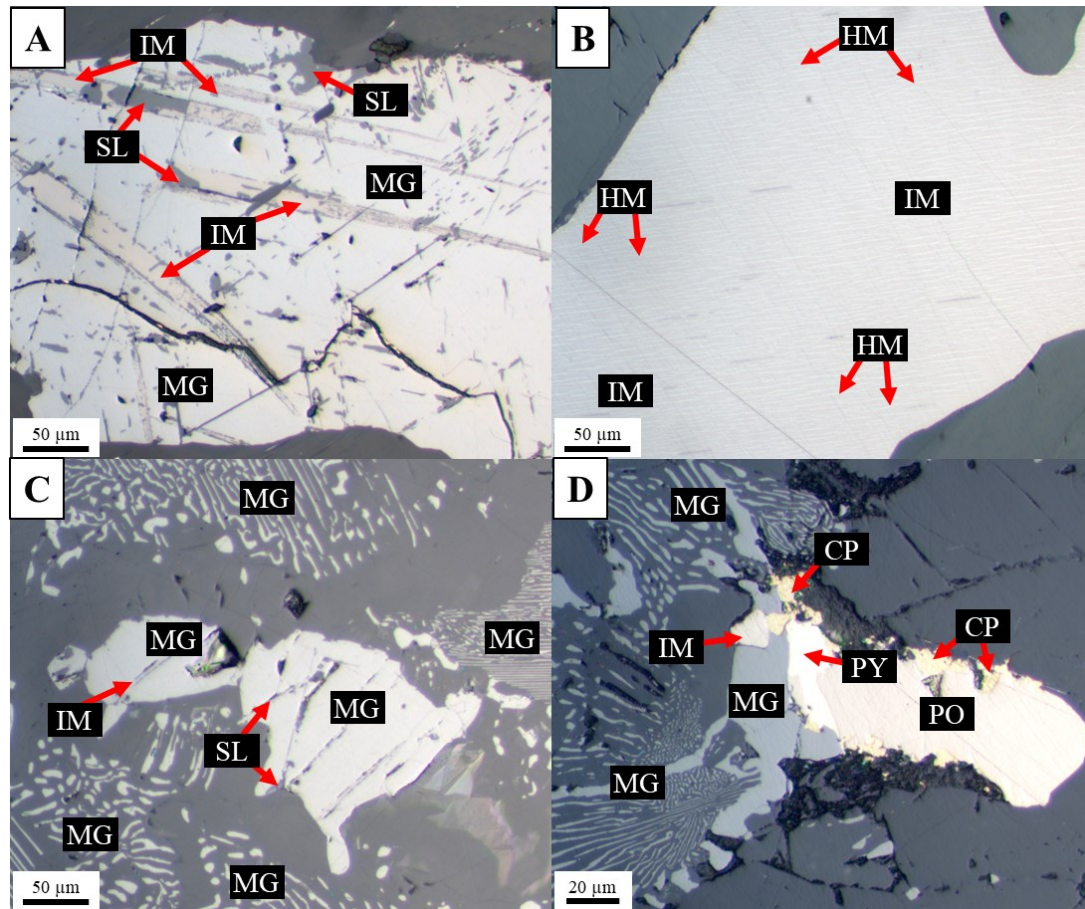


Figure 19 : Microphotographies des minéraux opaques de la leucogabbbronorite en lumière réfléchie. A) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en sandwich (ruban rosé) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles (ligne fine grisâtre) ou granules (23JD13); B) Ilménite avec des exsolutions d'hématite en lamelles (23JD70); C) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en sandwich (ligne fine rosée) et de Al-spinelle en lamelles (ligne fine grisâtre) entourée d'autres cristaux de magnétite formant des oxy-symplectites (gris foncé; 23JD64); et D) Pyrrhotite avec des cristaux de chalcopryrite et pyrite (à droite) et des cristaux de magnétite en oxy-symplectite (à gauche; 23JD88). CP – chalcopyrite; HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; PY – pyrite; PO – pyrrhotite; SL – Al-spinelle.

3.3 Pétrographie des dykes

Les dykes observés dans la zone d'étude comprennent les mégadykes (5) de ferrodiorite (Diorite du Lac Chabot) et de leucotroctolite (Mégadyke de Bégin), ainsi que divers minidykes (14) de composition allant de la ferrodiorite à la gabbbronorite. Ces minidykes sont plus abondants dans le secteur de Saint-Charles-de-Bourget que dans celui

de Bégin-Lamarche, avec une prédominance de minidykes gabbronoritiques dans le corridor minéralisé, par rapport aux minidykes ferrodioritiques (Figure 11). La description des dykes de ferrodiorite (N=11, n=10), la leucogabbronorite (N=6, n=6), la leucotroctolite (N=2, n=2) est présentée ci-dessous.

3.3.1 Ferrodiorite

La ferrodiorite se trouve dans la Diorite du lac Chabot et dans des dykes mineurs mesurant de 60 cm à plusieurs mètres de largeur (Figure 11). Ces dykes recoupent l'anorthosite et la leuconorite (Figure 20A) dans le secteur de Saint-Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche. La ferrodiorite est de couleur noir-verdâtre à grise avec une granulométrie fine à moyenne (< 5 mm), coronitique et granoblastique (Figure 20B). Sa minéralogie (Figure 20C–F) est constituée principalement de plagioclase (45 – 70 %), de clinopyroxène (≤ 25 %), les oxydes de fer et titane (ilménite et magnétite ≤ 13 %), orthopyroxène (≤ 3 %) et l'apatite (≤ 3 %). On y trouve également de l'amphibole (2 – 24 %) et la biotite (1 – 30 %). Les plagioclases (matrice et porphyroclastes) présentent des signes de déformation (extinction roulante, jonctions triples et macles courbées ; Figure 20C et D). Les couronnes de biotite $\pm$ amphibole autour des oxydes de fer et titane sont fréquentes alors que les couronnes d'amphibole autour des cristaux de plagioclase et du clinopyroxène sont rares (Figure 20E et F). La magnétite présente des exsolutions d'ilménite en lamelle (Figure 21A) alors que l'ilménite grain moyen ne présente pas d'exsolutions (Figure 21B). La ferrodiorite est localement foliée.

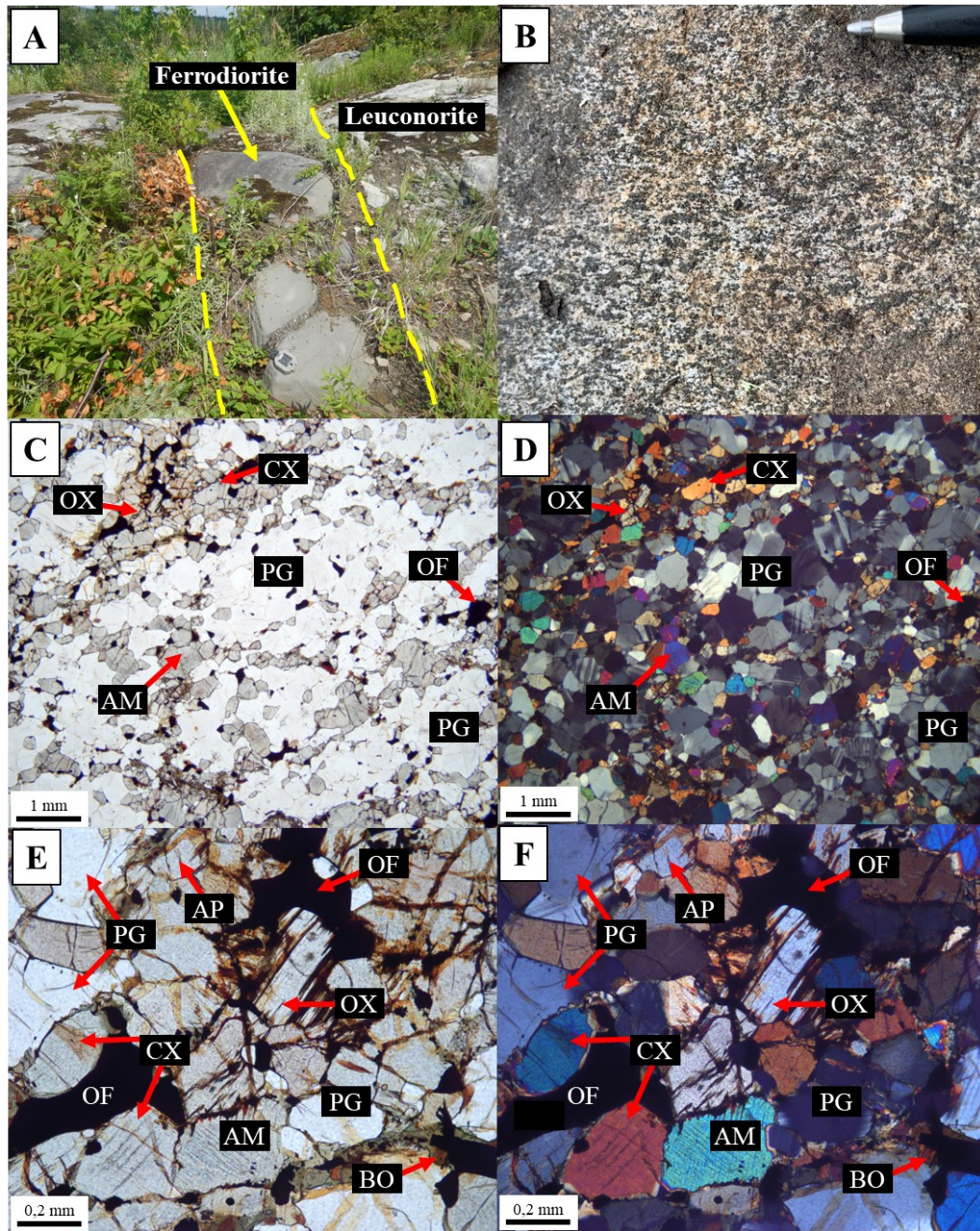


Figure 20 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de dykes de ferrodiorite. A) Ferrodiorite (minidyke) recoupant une leuconorite (23JD92; boîtier de boussole de 5 cm pour l'échelle); B) Ferrodiorite (minidyke) à grain fin (23JD03); C et D) Ferrodiorite (minidyke) matrice à grain fin, foliée (plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole et oxydes (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD33); E et F) Ferrodiorite (minidyke) finement grenue montrant la présence de grains d'orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole, oxydes de fer et plagioclase (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD33). AM – amphibole; AP – apatite ; BO – biotite; CX – clinopyroxène; OF – oxydes de fer; OX – orthopyroxène ; PG – plagioclase.

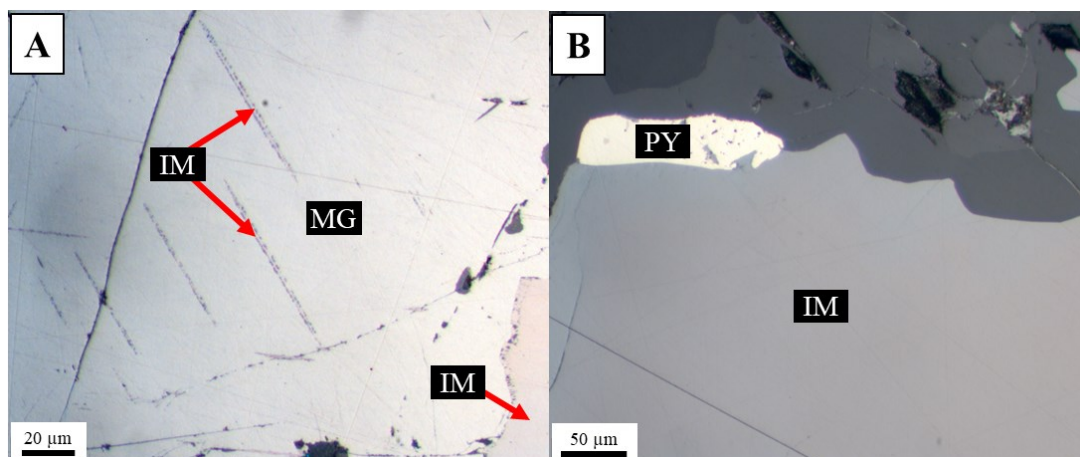


Figure 21 : Microphotographies des minéraux opaques du dyke de ferrodiorite en lumière réfléchie. A) Magnétite avec des exsolutions d’ilménite en lamelle (ligne fine rosée) et ilménite (en bas à droite; 23JD48); B) Gros cristal d’ilménite, sans exsolution, et pyrite (23JD48). IM – ilménite; MG – magnétite; PY – pyrite.

3.3.2 Leucogabbronorite à olivine

Sur le terrain, la (leuco)gabbronorite à olivine (Figures 11, 22A et B) est retrouvée comme une lithologie dans la mégadyke de Lac Chabot, mais aussi en forme de minidykes d’échelle métrique qui recoupe l’anorthosite. La (leuco)gabbronorite à olivine est de couleur grisâtre noir à beige, présente une texture granoblastique avec une matrice de granulométrie fine (< 1 mm). Sa minéralogie (Figure 22C–F) est constituée principalement de plagioclase (50 – 60 %), clinopyroxène (15 – 25 %), orthopyroxène (1 – 10 %), l’olivine $\pm$ iddingsite (3 – 10 %) et l’amphibole (1 – 5 %). Les oxydes de fer et titane (ilménite et magnétite ; 2 – 30 %) sont souvent associés à l’apatite (≤ 2 %) et occupent les interstices entre les pyroxènes (Figure 22E et F). La biotite (≤ 3 %) forme des couronnes (Figure 22C et D) autour des cristaux d’oxydes de fer et titane. La magnétite présente des exsolutions d’ilménite en lamelles (Figure 23B et C), sandwich (Figure 23B) et treillis (Figure 23A–D) et des exsolutions de Al-spinelle en granules et lamelles (Figure 23B). L’ilménite présente des

exsolutions d'hématite en lamelle et de Al-spinelle (Figure 23A et D). Ces roches sont foliées localement.

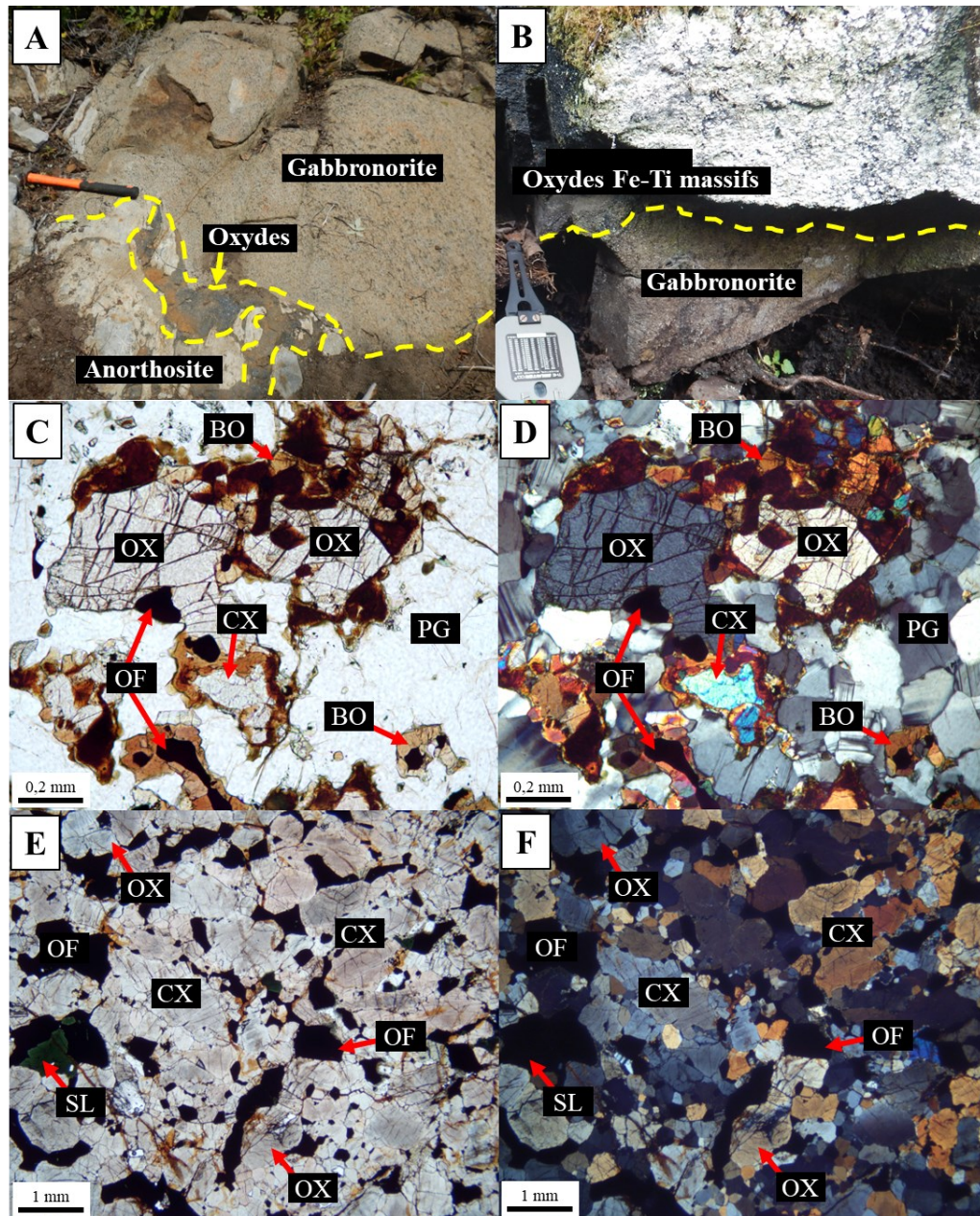


Figure 22 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de dykes de (leuco)gabbro à olivine. A) Gabbro à grain fin à moyen en contact avec l'anorthosite + amas d'oxydes (23JD33; marteau de 20 cm pour l'échelle); B) Leucogabbro à grain fin en contact avec les oxydes Fe-Ti massifs (23JD50; boîtier de boussole de 5 cm pour l'échelle); C et D) Matrice à grain fin de la leucogabbro constituée de plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole, oxydes de fer et olivine (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD01); E et F) Clinopyroxène et orthopyroxène avec les oxydes de fer + Al-spinelle (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD33). BO – biotite ; CX – clinopyroxène ; OF – oxydes de fer ; OX – orthopyroxène ; PG – plagioclase ; SL – Al-spinelle.

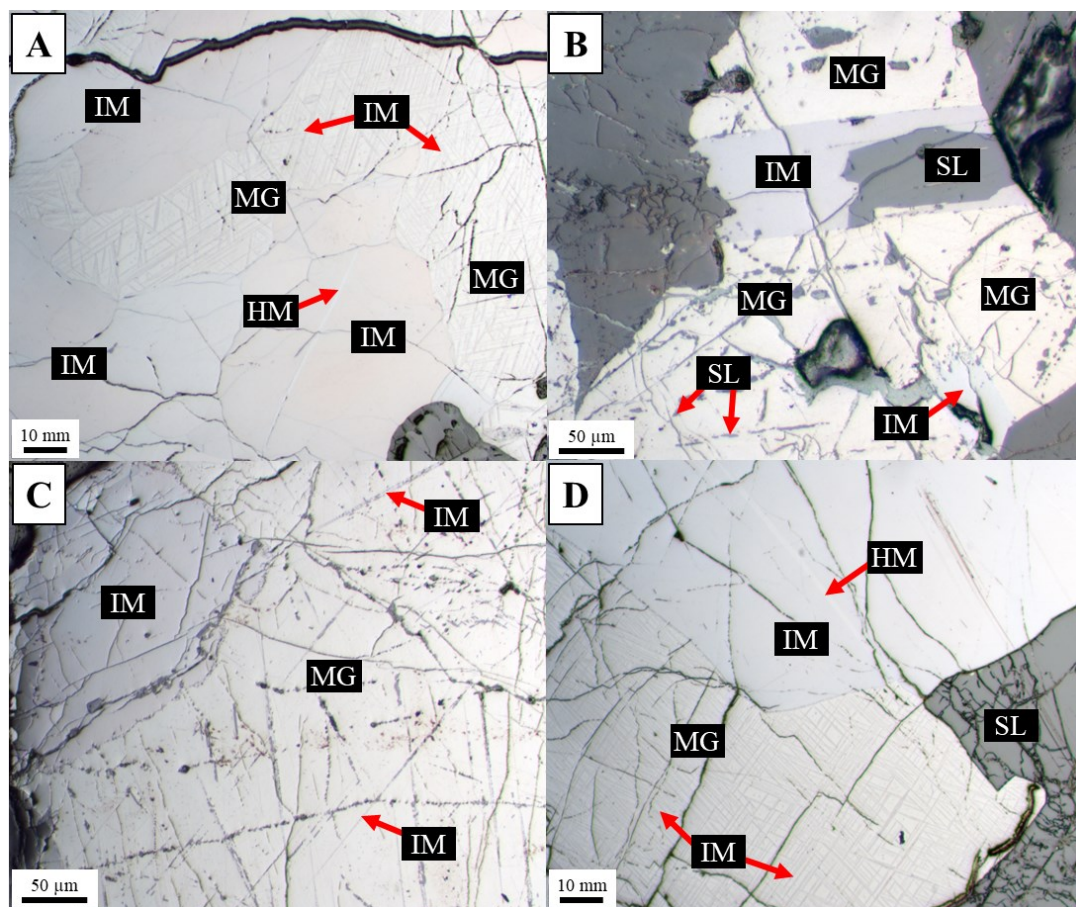


Figure 23 : Microphotographies des minéraux opaques du dyke de (leuco)gabbro en lumière réfléchie. A) Cristaux de magnétite avec des exsolutions d'ilménite en treillis entourés des cristaux d'ilménite sans ou avec exsolution d'hématite en lamelles (au centre) (23JD50); B) Magnétite avec des exsolutions en sandwich d'ilménite et de Al-spinelle (23JD33); C) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite en lamelle et ilménite (23JD33); et D) Ilménite avec des exsolutions d'ilménite en lamelles (en haut) avec magnétite avec des exsolutions d'ilménite en treillis (en bas) et Al-spinelle (23JD50). HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; PY – pyrite; SL – Al-spinelle.

3.3.3 Leucotroctolite

La leucotroctolite du Mégadyke de Bégin est présente dans la zone minéralisée dans le secteur de Saint-Charles-de-Bourget (Figure 11). Sur le terrain, la leucotroctolite est de couleur violacée grise à granulométrie fine à moyenne (≤ 5 mm ; Figure 24A–F), pseudo-trachytique, composée des cristaux allongés de plagioclase (60 – 75 %) et olivine

(18 – 20 %), clinopyroxène ($\leq 5\%$) ou orthopyroxène ($\leq 1\%$; Figure 24C–F) auxquels s’ajoutent les oxydes de fer et titane (ilménite 8 % et magnétite 2 %). L’amphibole (1 %) et la biotite (3 – 5 %) forment souvent des couronnes autour des oxydes de fer et titane (Figure 24C–F). L’ilménite est dominante avec ou sans exsolution d’hématite en lamelle (Figure 25A et B).

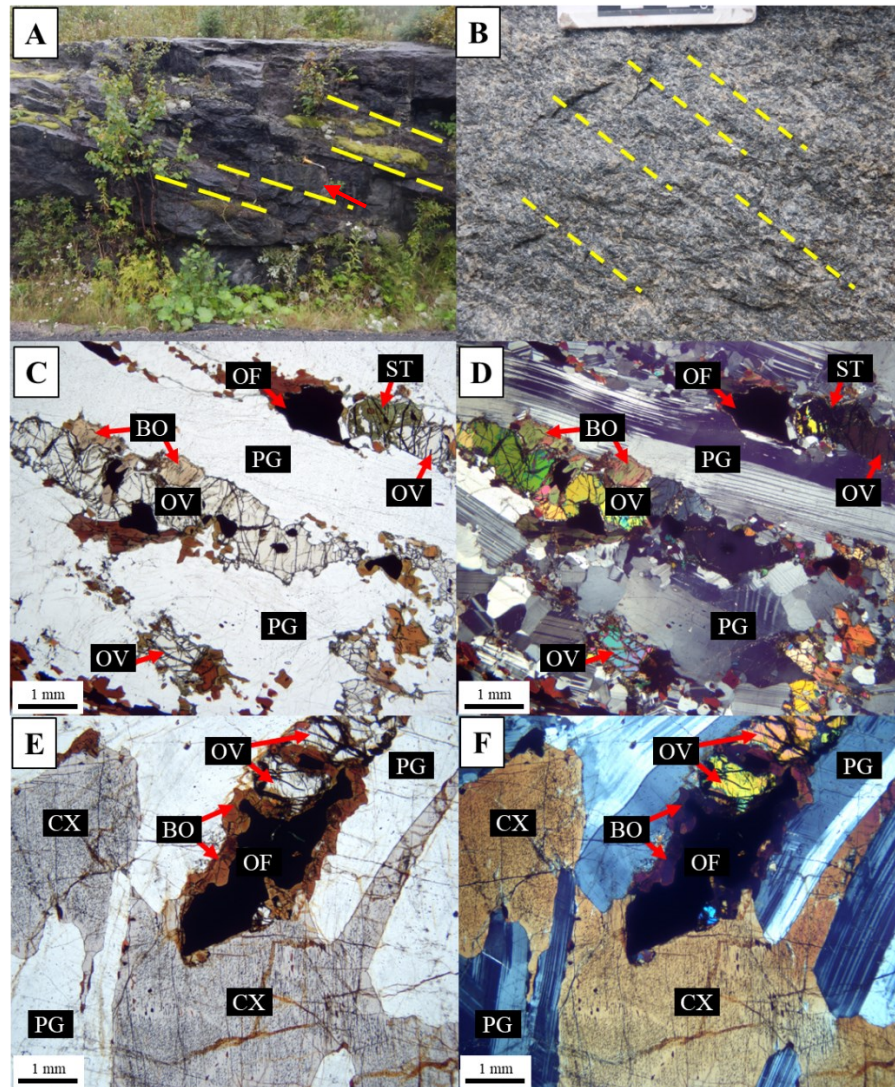


Figure 24 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la leucotroctolite (dyke). A) Leucotroctolite (23JD41; ciseau de 23 cm – indiqué par la flèche rouge – pour l’échelle); B) leucotroctolite à grain moyen pseudo-trachytique (24JD83); C et D) Leucotroctolite à grain moyen pseudo-trachytique constituée de plagioclase (en bâtonnets), olivine serpentinisée, oxydes de fer avec biotite en couronne (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 24JD83); E et F) Leucotroctolite à grain moyen montrant un porphyroclaste de clinopyroxène (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD41). BO – biotite; CX – clinopyroxène; OF – oxydes de fer; OV – olivine; PG – plagioclase; ST – serpentine.

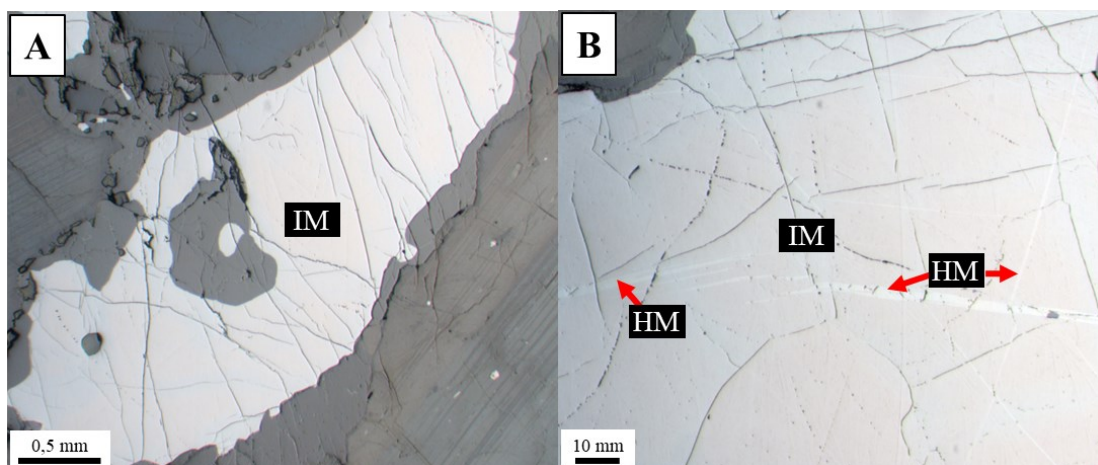


Figure 25 : Microphotographies des minéraux opaques du dyke de leucotroctolite en lumière réfléchie. A) Cristaux d'ilménite sans exsolution (23JD41); B) Gros cristal d'ilménite avec des exsolutions d'hématite (23JD41). HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite.

3.4 Pétrographie de la minéralisation Fe-Ti-V-P

Sur le terrain, la minéralisation observée est caractérisée par des lentilles métriques à décimétriques d'oxydes massifs de 2 types : oxydes Fe-Ti massifs à olivine (Fe-Ti-V ; N=7, n=7; Figure 26) et nelsonite à olivine (Fe-Ti-P ; N=18, n=18; Figures 26 – 28). En forage (BL23-01 et 02; Figures 27 – 28), les minéralisations du secteur Bégin-Lamarche (zone Sud) se présentent sous forme de deux autres types de minéralisation : gabbro-norite à oxydes et apatite (N = 1, n = 1) et troctolite à oxydes et apatite (N=1, n=1).

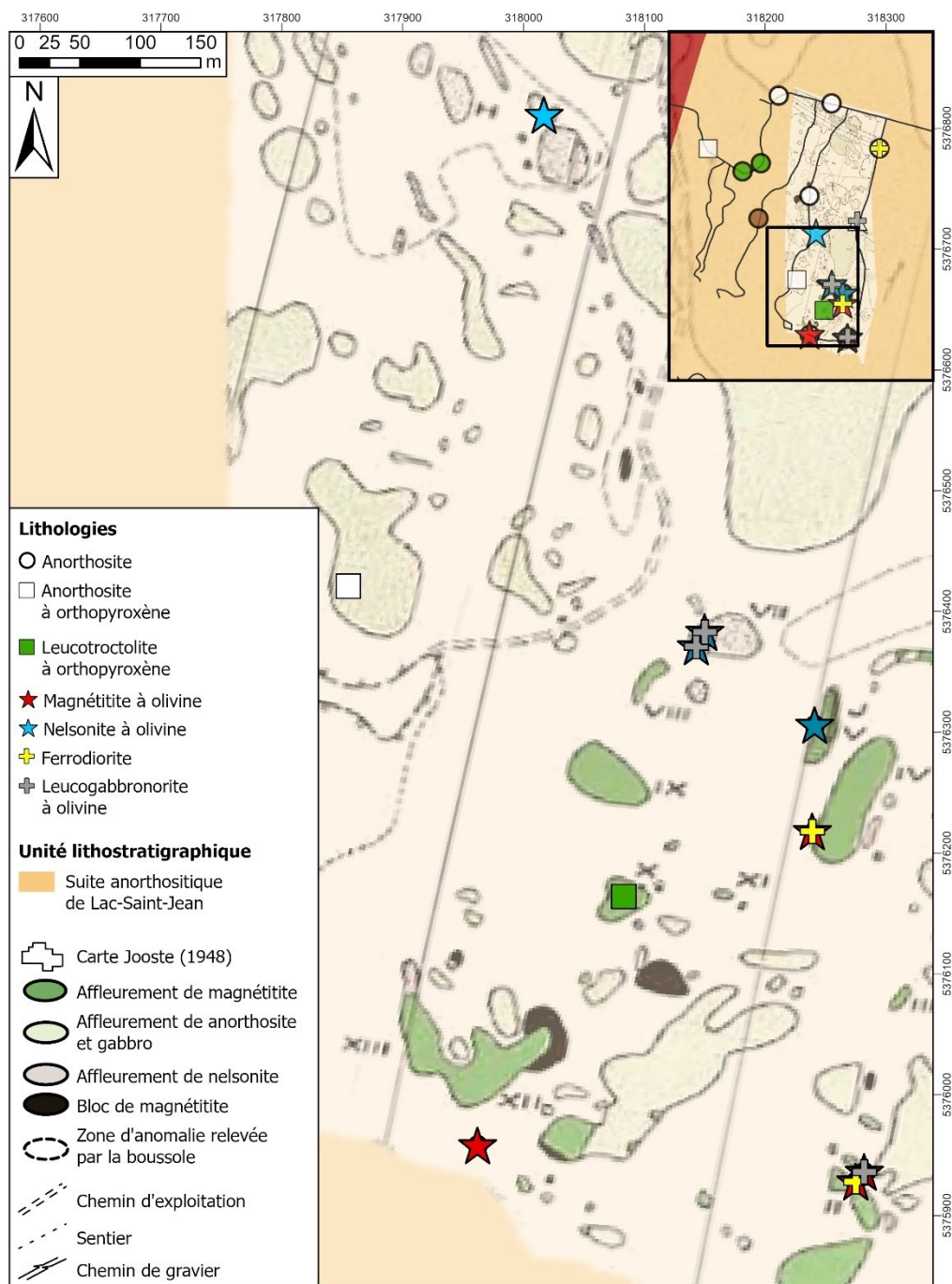


Figure 26 : Carte de distribution des lithologies observées dans la zone minéralisée dans le secteur Saint-Charles-de-Bourget sur fond de carte géologique de Jooste (1948). Les symboles colorés (carré et cercle) représentent les principales lithologies de la zone d'étude. Les croix colorées représentent les dykes. Les étoiles colorées représentent les minéralisations. La géologie est modifiée SIGEOM (2024).

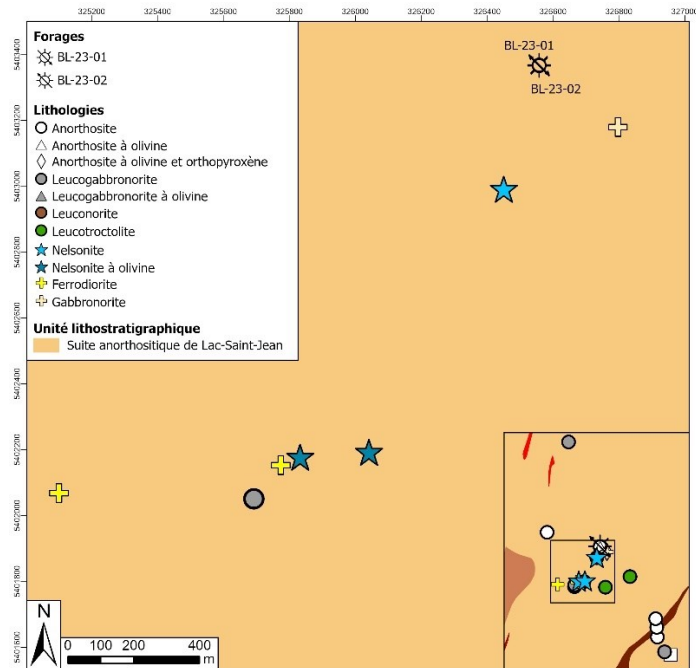


Figure 27 : Carte de distribution des lithologies observées dans la zone minéralisée dans le secteur Bégin-Lamarche sur fond de carte géologique (géologie modifiée de SIGEOM, 2024). La carte en encart montre la localisation de la zone minéralisée dans le secteur de Bégin-Lamarche. Les symboles colorés (cercle, losange et triangle) représentent les principales lithologies de la zone d'étude. Les croix colorées représentent les dykes. Les étoiles colorées représentent les minéralisations. Les cercles avec couronne et flèches représentent les forages.

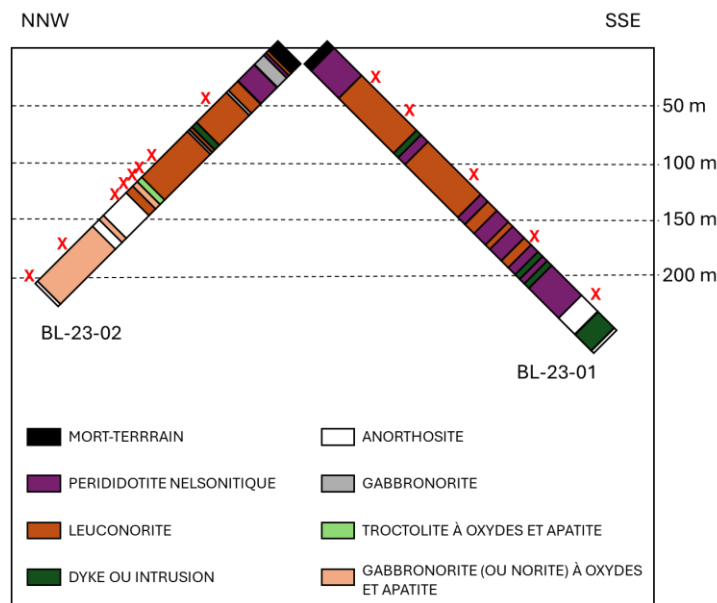


Figure 28 : Vue en coupe schématique des forages BL-23-01 (150/45) et BL-23-02 (330/45) avec les différentes lithologies observées. Les forages et les données proviennent des travaux de Laurentia Exploration (First Phosphate Corp., Report No. 468). Les croix rouges représentent l'emplacement des échantillons utilisés dans cette étude.

3.4.1 Oxydes Fe-Ti massifs à olivine

Les oxydes Fe-Ti massifs se présentent sous forme de lentilles (métriques à décamétrique) seulement dans le secteur sud de Saint-Charles-de-Bourget (Figures 11 et 26). Les oxydes Fe-Ti massifs sont de couleur noire, granoblastique et porphyroclastique avec une matrice de granulométrie moyenne (0,1 – 1 cm). Sa minéralogie (Figure 29B–F) est composée de magnétite (31 – 70 %), ilménite (17 – 54 %), olivine (2 – 20 %) et Al-spinelle (9 – 29 %). Le rapport magnétite/ilménite (MG/IM) varie de 0,6 à 4,0, avec une moyenne d'environ 2,1, indiquant une dominance relative de la magnétite sur l'ilménite (annexe 1). Localement, il est possible d'observer l'apatite comme accessoire (≤ 5 %) et quelques fois le plagioclase (≤ 3 % ; Figure 29E–F) et l'orthopyroxène (≤ 2 %). Il y a aussi l'amphibole (≤ 2 %) en couronne sur les plagioclases (≤ 3 % ; Figure 29E–F) et la biotite (≤ 4 %) souvent en couronne autour des cristaux d'oxydes de fer et titane.

Les porphyroclastes d'olivine présentent un diamètre entre 1,2 et 3 cm. La magnétite présente souvent des exsolutions d'ilménite en treillis (Figure 30A et B), sandwich (Figure 30D) et lamelles (Figure 30D) et des exsolutions de Al-spinelle du type lamelles (Figure 30D) et treillis (Figure 30D) alors que l'ilménite présente des exsolutions d'hématite en lamelles (Figure 30C). Les oxydes Fe-Ti massifs présentent environ 5 % d'enclaves métriques subarrondis à subanguleux, localement très allongés, de composition anorthositique et gabbronoritique (Figure 30A). Elle présente un contact cisailé avec l'anorthosite hôte ou avec les dykes de ferrodiorite et gabbronorite (Figure 22B).

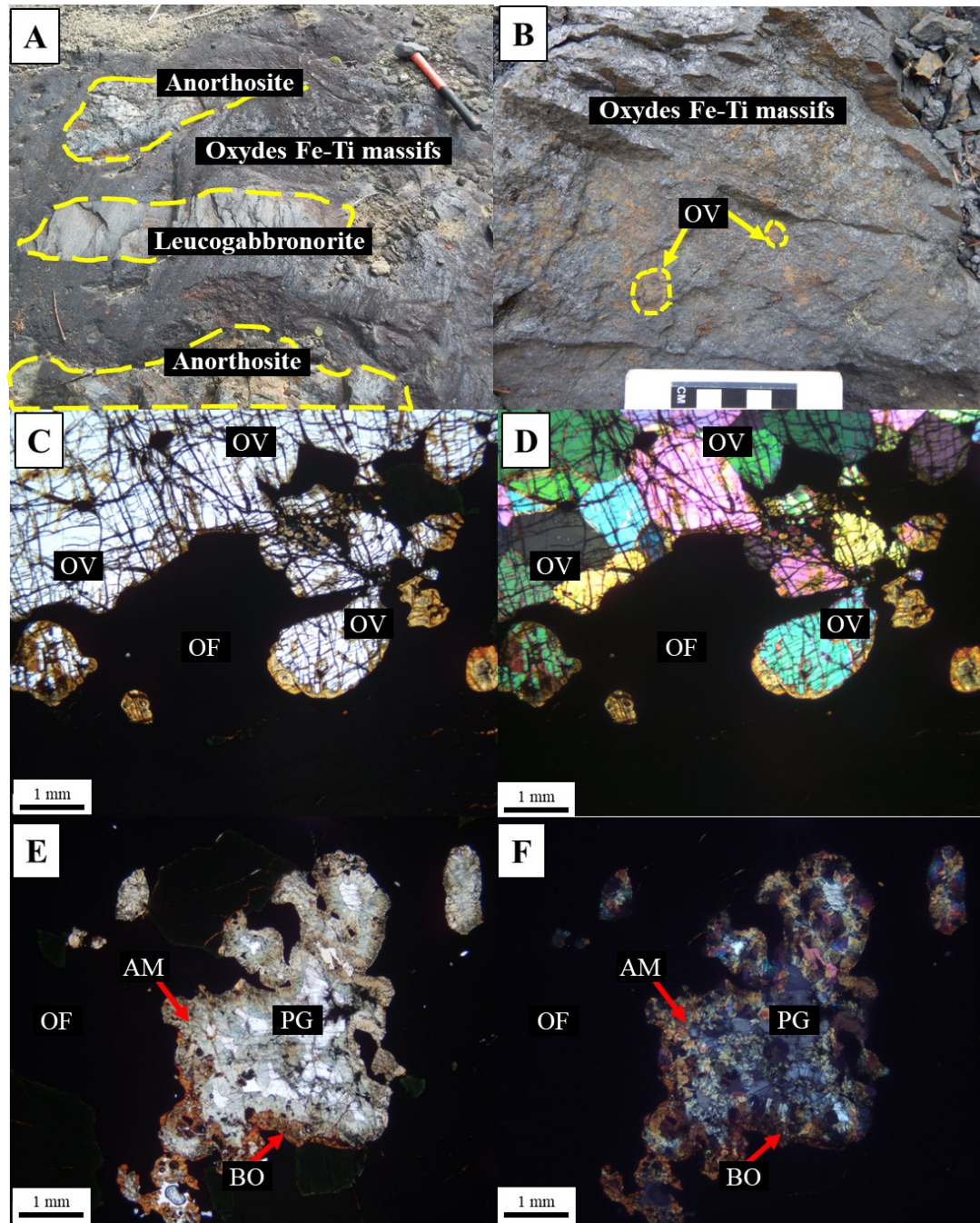


Figure 29 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) des oxydes Fe-Ti massifs à olivine. A) Oxydes Fe-Ti massifs à olivine avec d'enclaves d'anorthosite et leucogabbro (tiretées jaunes; 23JD01; marteau de 20 cm pour l'échelle); B) Cristaux d'olivine (rouille; tiretées jaunes) dans les oxydes Fe-Ti massifs (23JD01); C et D) Oxydes de fer et cristaux d'olivine granoblastiques (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD02); E et F) Porphyroclaste de plagioclase avec une couronne d'amphibole et les oxydes de fer avec une couronne de biotite (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD52). AM – amphibole; BO – biotite; OF – oxydes de fer; OV – olivine; PG – plagioclase.

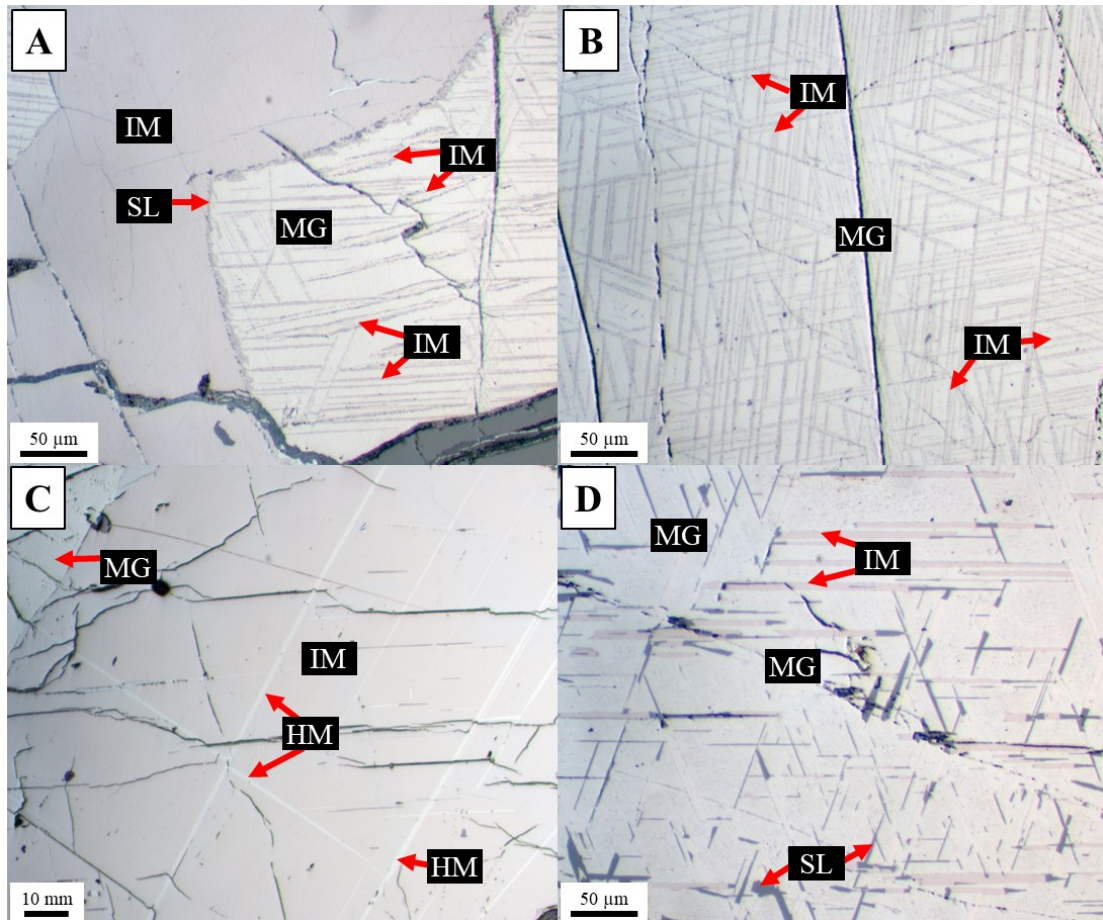


Figure 30 : Microphotographies des minéraux opaques des oxydes Fe-Ti massifs en lumière réfléchie. A) Ilménite (couleur rose) granoblastique à gauche de la magnétite ayant des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en treillis (23JD050); B) magnétite ayant des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en treillis (23JD50); C) Ilménite avec des exsolutions d'hématite (ligne fine blanchâtre) en lamelle et magnétite à gauche (23JD52); et D) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en sandwich et des exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en treillis (23JD52). HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; SL – Al-spinelle.

3.4.2 Nelsonite à olivine

La nelsonite à olivine se retrouve dans les deux secteurs d'études (Figures 11, 26 et 27) et se présente sous la forme des amas et/ou lentilles (centimétrique à métrique) de nelsonite massive ou rubanée de couleur de grisâtre foncé (Figure 31A et B). La nelsonite est granoblastique et porphyroclastique avec une matrice de granulométrie fine à moyenne

(≤ 4 mm ; Figure 31A–F). Sa minéralogie (Figure 31A–F) est constituée d’ilménite (10 – 58 %), magnétite (10 – 52 %), apatite (10 – 50 %), Al-spinelle (3 – 25 %) et olivine $\pm$ iddingsite (2 – 40 %). Le rapport MG/IM varie entre 0,1 et 5,3, avec une moyenne globale d’environ 1,0. La majorité des échantillons (8/12) présente un rapport MG/IM moyen de 0,6, indiquant une dominance de l’ilménite. Les quatre échantillons restants (4/12), seuls cas où la magnétite domine l’ilménite, présentent un rapport MG/IM moyen d’environ 2,4, ce qui contribue à élever la moyenne globale (annexe 1). Les cristaux de clinopyroxène (≤ 5 %) et plagioclase (≤ 5 %) sont rares et les plagioclases se présentent comme porphyroclaste. Les porphyroclastes d’olivine ont respectivement un diamètre de 1 à 4 cm et 1,6 à 5 cm. Les oxydes de fer et titane sont interstitiels entre les cristaux d’apatite (Figure 31C – D). La biotite (≤ 5 %) $\pm$ amphibole (≤ 5 %) forment des couronnes autour des oxydes de fer et titane alors que seule l’amphibole forme une couronne autour des porphyroclastes de plagioclase. La magnétite présente des exsolutions d’ilménite en treillis (Figure 32A), lamelles (Figure 32D) et sandwich (Figure 32D) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles (Figure 32A et D) alors que l’ilménite présente des exsolutions d’hématite en treillis (Figure 32B) et lamelles (Figure 32C) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles (Figure 32B). La nelsonite à olivine est localement foliée (Figure 32E et F).

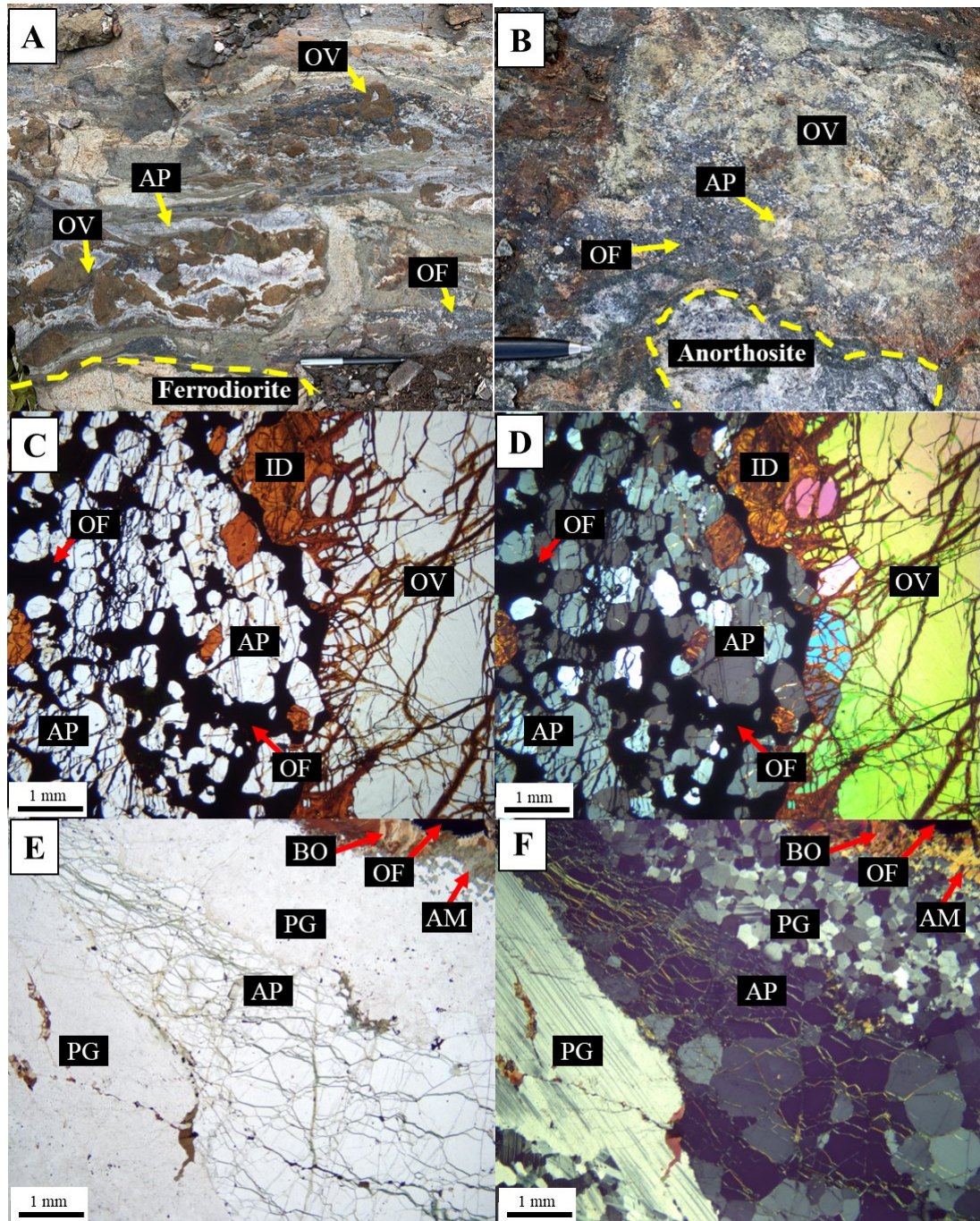


Figure 31 : Photographies de terrain (A et B) et microscopiques (C à F) de la nelsonite à olivine. A) Lentille de nelsonite rubanée avec enclaves de ferrodiorite (tiretées jaunes; 23JD34; crayon de 15 cm pour l'échelle); B) Nelsonite (oxydes de fer, apatite, olivine) avec enclaves d'anorthosite (tireté jaune; 23JD25; largeur du crayon de 5 mm pour l'échelle) ; C et D) Porphyroclaste d'olivine partiellement remplacé par iddingsite avec oxydes de fer entre les cristaux d'apatite (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD51); E et F) Porphyroclaste de plagioclase en contact avec un rubanement formé par des cristaux d'apatite (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23JD34). AM – amphibole; AP – apatite; BO – biotite; ID – iddingsite; OF – oxydes de fer; OV – olivine; PG – plagioclase.

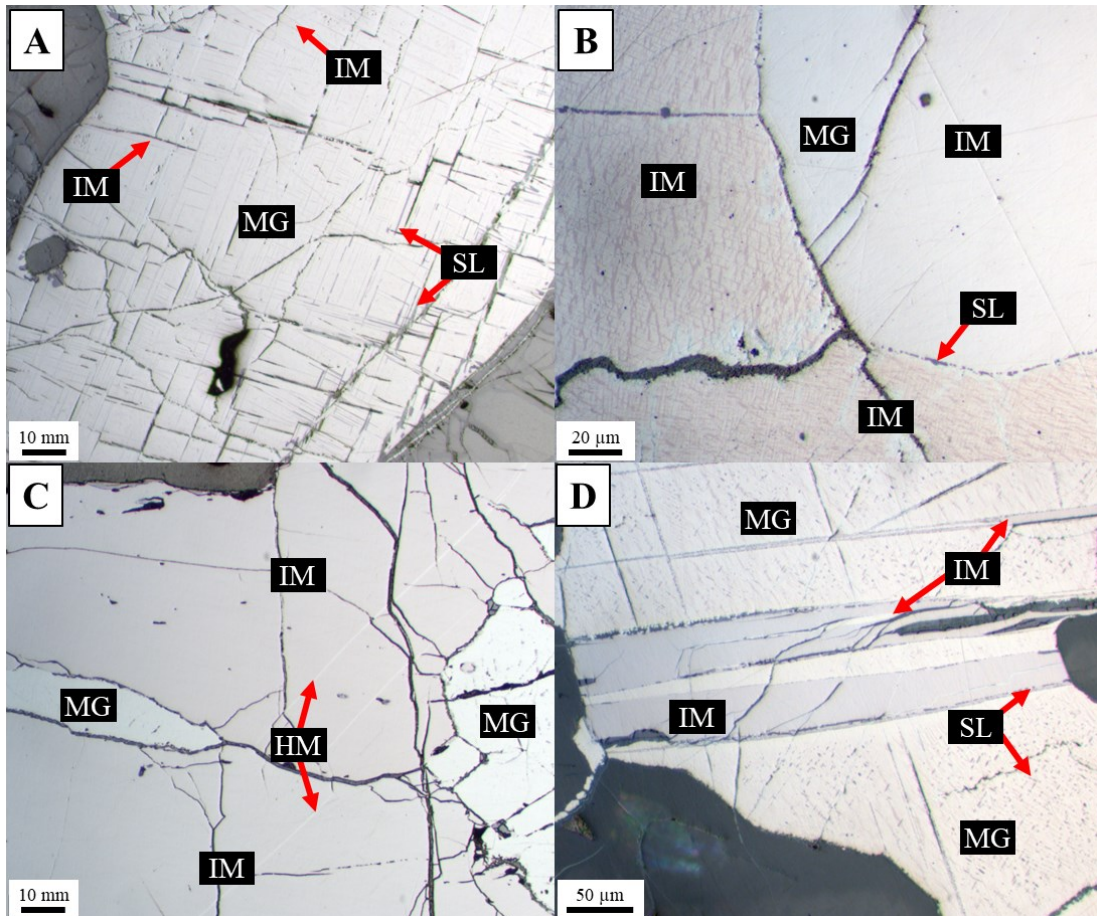


Figure 32 : Microphotographies des minéraux opaques de la nelsonite à olivine en lumière réfléchie. A) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en treillis et des exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en lamelle (23JD51); B) Cristaux d'ilménite avec des exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) treillis (à gauche) et en lamelle (en bas à droite), cristal de magnétite au milieu et un autre cristal d'ilménite avec exsolation de Al-spinelle (point grisâtre) en granulat (23JD54); C) Ilménite avec des exsolutions d'hématite (ligne fine blanchâtre) en lamelles et magnétite (23JD26); et D) Magnétite avec des exsolutions d'ilménite (ligne fine et épaisse rosée) en lamelle et sandwich et des exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en granulat et lamelles (23JD51). HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; SL – Al-spinelle.

3.4.3 Gabbronorite à oxydes et apatite

La gabbronorite à oxydes et apatite a été échantillonnée à une profondeur de 171 m du forage BL23-02 réalisé dans le secteur Sud de Bégin-Lamarche (Figures 11, 27 et 28). La gabbronorite à oxydes et apatite est de couleur grisâtre foncé, présente une texture granoblastique et porphyroclastique avec une matrice de granulométrie fine à moyenne

(≤ 3 mm ; Figure 33A–C). Sa minéralogie (Figure 33A–E) est constituée principalement de plagioclase (39 %), orthopyroxène (20 %), clinopyroxène (11 %), apatite (10 %), magnétite (6 %), ilménite (4 %) et Al-spinelle (2 %). Les oxydes de fer et titane sont généralement dans les interstices entre les grains des cristaux des pyroxènes et/ou d’apatite (Figure 33B et C). L’amphibole (3 %) $\pm$ biotite (1 %) forment des couronnes autour des pyroxènes alors que les couronnes de biotite autour des oxydes sont rares. La magnétite présente des exsolutions d’ilménite en sandwich (Figure 33D) et de Al-spinelle (Figure 33D) en lamelles. L’ilménite présente des exsolutions d’hématite en lamelles (Figure 33E). La pyrite et la chalcopryrite sont rares (< 1 %).

3.4.4 Troctolite à oxydes et apatite

La troctolite à oxydes et apatite a été échantillonnée à une profondeur de 116 m du forage BL23-02 réalisé dans le secteur de Bégin-Lamarche (Figures 11, 27 et 28). La troctolite à oxydes et apatite est de couleur grisâtre foncé, présente une texture granoblastique et porphyroclastique avec une matrice de granulométrie moyenne (1 – 4 mm ; Figure 34A – C). Sa minéralogie (Figure 34A–E) est constituée principalement de plagioclase (44 %) et olivine (17 %), auxquels s’ajoutent l’apatite (12 %), les oxydes de fer et titane (magnétite 6 % et ilménite 4 %) et le Al-spinelle (5 %). La chlorite (10 %) se retrouve autour des porphyroclastes d’olivine (≥ 6 mm) et la biotite (2 %) forme des couronnes autour des oxydes de fer et titane (Figure 34B et C). La magnétite présente des exsolutions d’ilménite en lamelle et sandwich (Figure 34D) et des exsolutions de Al-spinelle en lamelles et treillis (Figure 34D) et l’ilménite des exsolutions d’hématite (Figure 34E). Les sulfures

comme la pyrite et la chalcoppyrite sont rares ($< 1 \%$). La troctolite à oxydes et apatite est localement foliée.

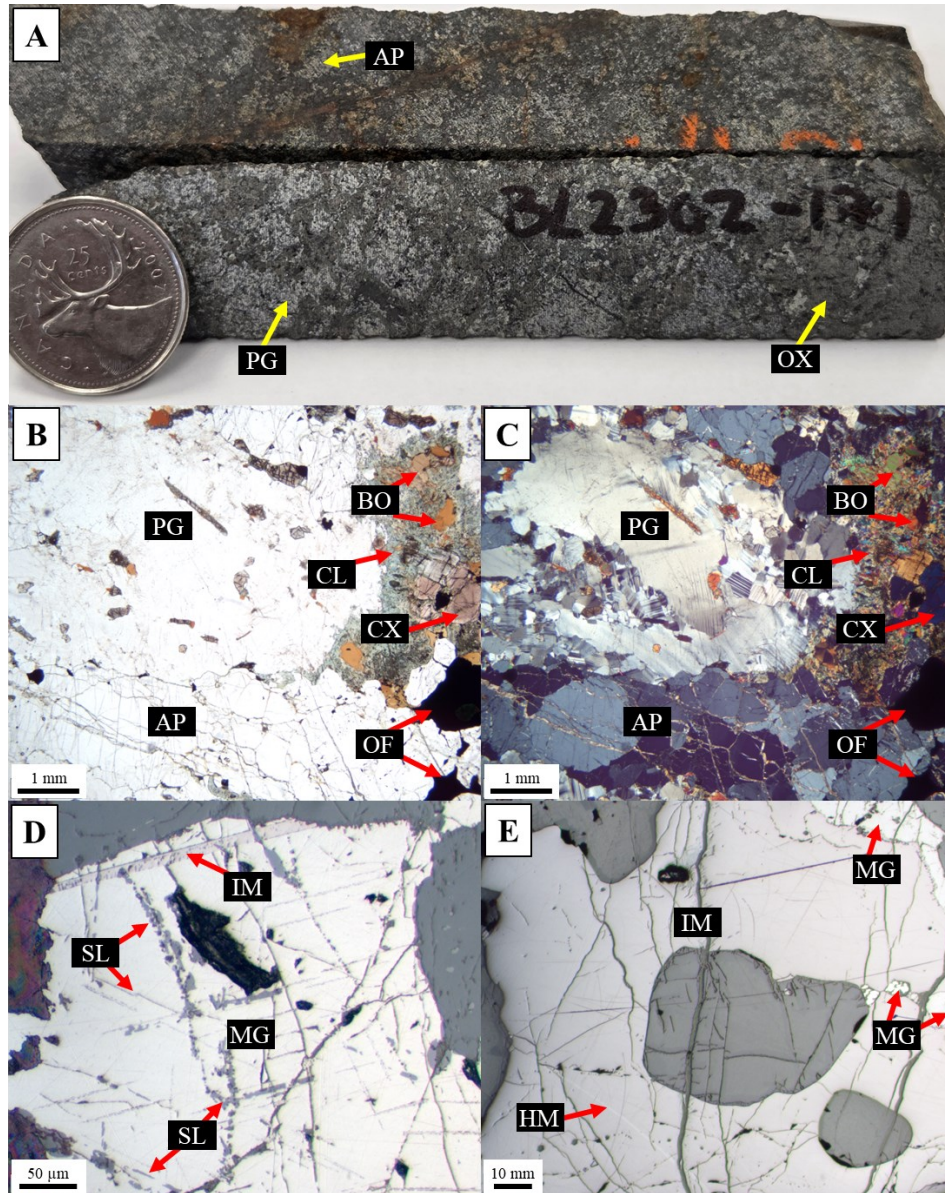


Figure 33 : Photographies des carottes de forage (A) et microscopiques (B à E) de la gabbronorite à oxydes et apatite. A) Cristaux d'apatite, orthopyroxène et plagioclase de granulométrie moyenne dans la gabbronorite à oxydes et apatite (23BL02-171); B et C) Porphyroclaste de plagioclase dans gabbronorite à grain moyen constituée de cristaux de plagioclase, clinopyroxène, apatite, oxydes de fer et titane et biotite (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23BL02-171); D) Cristaux de magnétite avec exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en sandwich et lamelle et exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en lamelle et treillis (en lumière réfléchie; 23BL02-171); et E) Cristaux d'ilménite avec exsolution d'hématite (ligne fine blanchâtre) en lamelle et de magnétite (en lumière réfléchie; 23BL02-116) . AP – apatite; BO – biotite; CL – chlorite; CX – clinopyroxène; HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; OF – oxydes de fer; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase; SL – Al-spinelle.

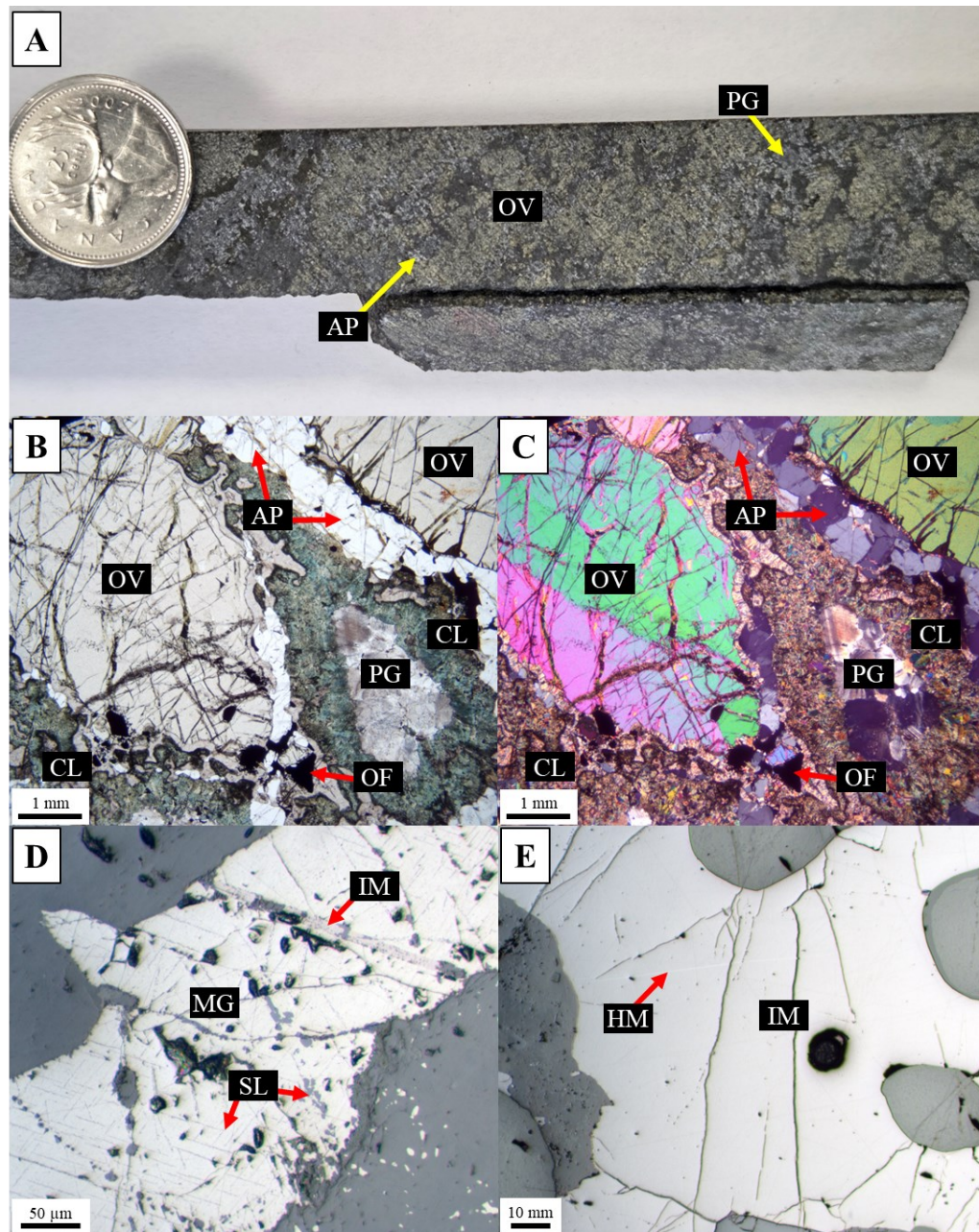


Figure 34 : Photographies des carottes de forage (A) et microscopiques (B à E) de la troctolite à oxydes et apatite à grain fin à moyen. A) Cristaux d'apatite, orthopyroxène et plagioclase de granulométrie moyenne dans la troctolite à oxydes et apatite (23BL02-116); B et C) Matrice à grain moyen constituée d'olivine, apatite, oxydes de fer et titane et les couronnes de chlorite autour des cristaux d'olivine (en lumière polarisée et lumière polarisée croisée respectivement; 23BL02-116); D) Cristaux de magnétite avec exsolutions d'ilménite (ligne fine rosée) en sandwich et exsolutions de Al-spinelle (ligne fine grisâtre) en lamelles et treillis (en lumière réfléchie; 23BL02-116); et E) Cristaux d'ilménite avec exsolution d'hématite (ligne fine blanchâtre) en lamelles (en lumière réfléchie; 23BL02-116). AP – apatite; BO – biotite; CL – chlorite; HM – hématite; IM – ilménite; MG – magnétite; OF – oxydes de fer; OV – olivine; PG – plagioclase; SL – Al-spinelle.

3.5 Relation entre la minéralisation les roches hôtes

Dans l'ensemble, la minéralisation du secteur de Saint-Charles-de-Bourget se caractérise par les oxydes Fe-Ti massifs à olivine et la nelsonite à olivine qui sont encaissées par l'anorthosite et la leucotroctolite (Figure 35). Le secteur de Bégin-Lamarche est caractérisé par la nelsonite à olivine, la gabbronorite à oxydes et apatite et la troctolite à oxydes et apatite. Ces minéralisations sont encaissées par l'anorthosite, la leuconorite, la gabbronorite et la leucotroctolite (Figure 35) et leurs encaissants sont ensuite recoupées par des minidykes de ferrodiorite et gabbronorite.

Les roches hôtes et/ou avoisinantes (dans un rayon de 200 m autour de la minéralisation) de la minéralisation dans les deux secteurs, telles que l'anorthosite, la leuconorite et la leucotroctolite, dans quelques cas présentent des proportions variables d'oxydes de fer et de titane, avec ou sans apatite. Ces minéraux apparaissent soit de manière disséminée, soit sous forme d'amas centimétriques (Figure 35). Il est également à noter que la proportion modale des oxydes de fer et de titane observée sur le terrain semble augmenter vers la minéralisation lorsque ces roches hôtes, notamment l'anorthosite et la leuconorite, sont soit en contact ou soit recoupées par les minidykes de ferrodiorite.

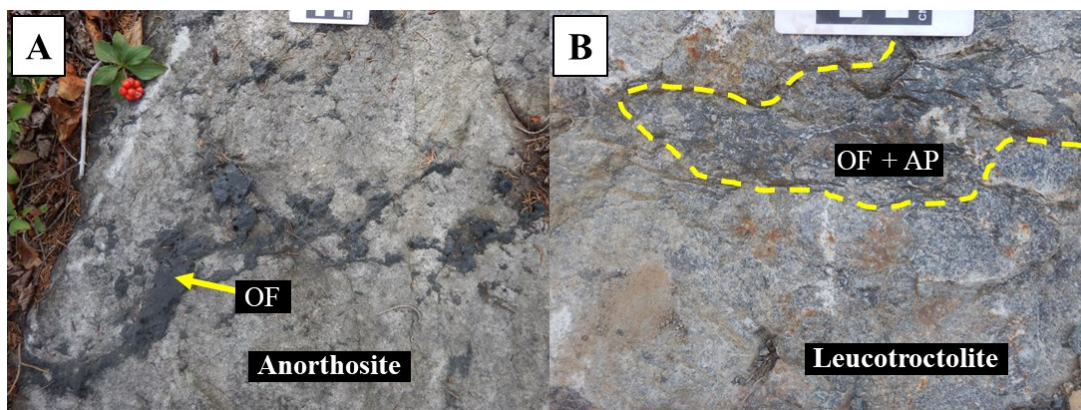


Figure 35 : A) Anorthosite avec des oxydes de fer et titane disséminés et en amas à Saint-Charles-de-Bourget (23JD037); et B) Leucotroctolite avec des oxydes de fer et titane et apatite (nelsonite) en amas à Saint-Charles-de-Bourget (lignes tiretées jaunes ; 23JD038). OF – oxydes de fer et titane; AP – apatite.

3.6 Données structurales

3.6.1 Structures planaires

Deux structures planaires dominant dans la zone d'étude : du litage primaire et une foliation secondaire. Le litage primaire est défini par l'alternance de niveaux d'anorthosite et de leuconorite ou leucotroctolite de granulométrie variable, avec des niveaux d'épaisseur métriques. La foliation secondaire est définie par l'étirement et l'aplatissement des cristaux d'olivine, plagioclase et pyroxènes principalement, généralement parallèlement au litage primaire (Figures 14B, 15B et 31A). Selon les affleurements, cette foliation peut être plus ou moins bien exprimée.

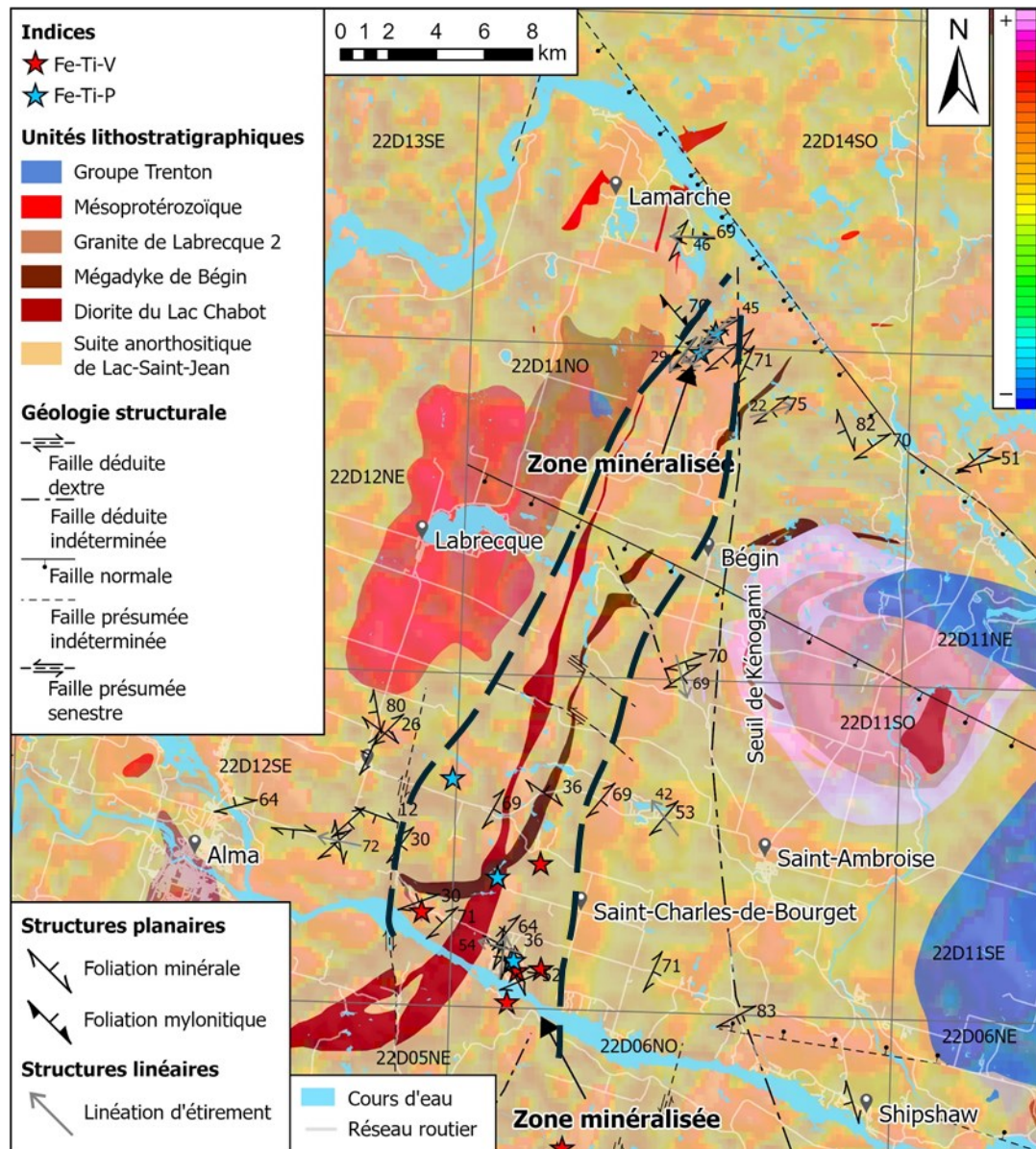


Figure 36 : Carte des structures planaires (foliation; doubles flèches en noir) et linéaires (linéation; flèches en gris) de la zone d'étude, marge sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ). Les indices de Fe-Ti-V et Fe-Ti-P sont indiqués. La géologie et les structures régionales ont été modifiées respectivement de SIGEOM (2024) et SIGEOM-PACES (2024). La carte est sur fond de couverture géophysique (gradient vertical du champ magnétique résiduel modifié de Intissar et Benahmed (2021) avec les feuillets (22D06, 22D11 et 22D12) de SNRC.

Un total de 44 structures planaires ont été mesurées dans la zone d'étude (Figure 36). Les foliations et litages principaux sont subparallèles et ne sont pas différenciés dans cette étude. Les mesures structurales recueillies ont permis de distinguer une famille principale de foliation: une foliation NE-SW à pendage fort ($70^{\circ} - 85^{\circ}$; principale; Figures 36 et 37B).

Cette foliation NE-SW est parallèle à l'orientation de votre domaine central indiqué sur la carte (Figure 36) et parallèle à l'orientation des mégadykes.

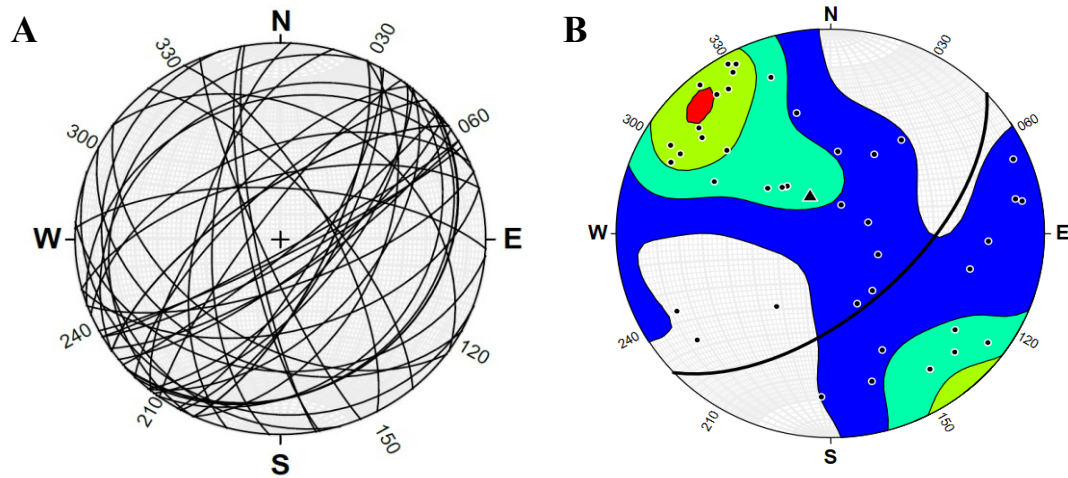


Figure 37 : Stéréonets des foliations de la zone d'étude (n=44); stéréonet de Wulff, hémisphère inférieur. A) grand cercle, et B) pôles avec la foliation principale. L'attitude générale de cette fabrique est de 047/59, tel que représenté sur le stéréonet des pôles (B).

Cette foliation (NE-SW) est dominante aussi bien dans le corridor minéralisé (partie centrale) qu'en dehors de celui-ci (Figures 37 et 38). Localement, des foliations mylonitiques orientées NE-SW traduisent une déformation plus intense (Figure 18A). À l'ouest (Figure 38D), les foliations sont principalement NE-SW (n=5/12) à fort pendage ($63^{\circ} - 83^{\circ}$) près du corridor minéralisé, mais rapidement deviennent à pendages majoritairement faibles à modérés vers l'ouest, généralement de $12^{\circ} - 50^{\circ}$ (n=7/12), à orientations très variables.

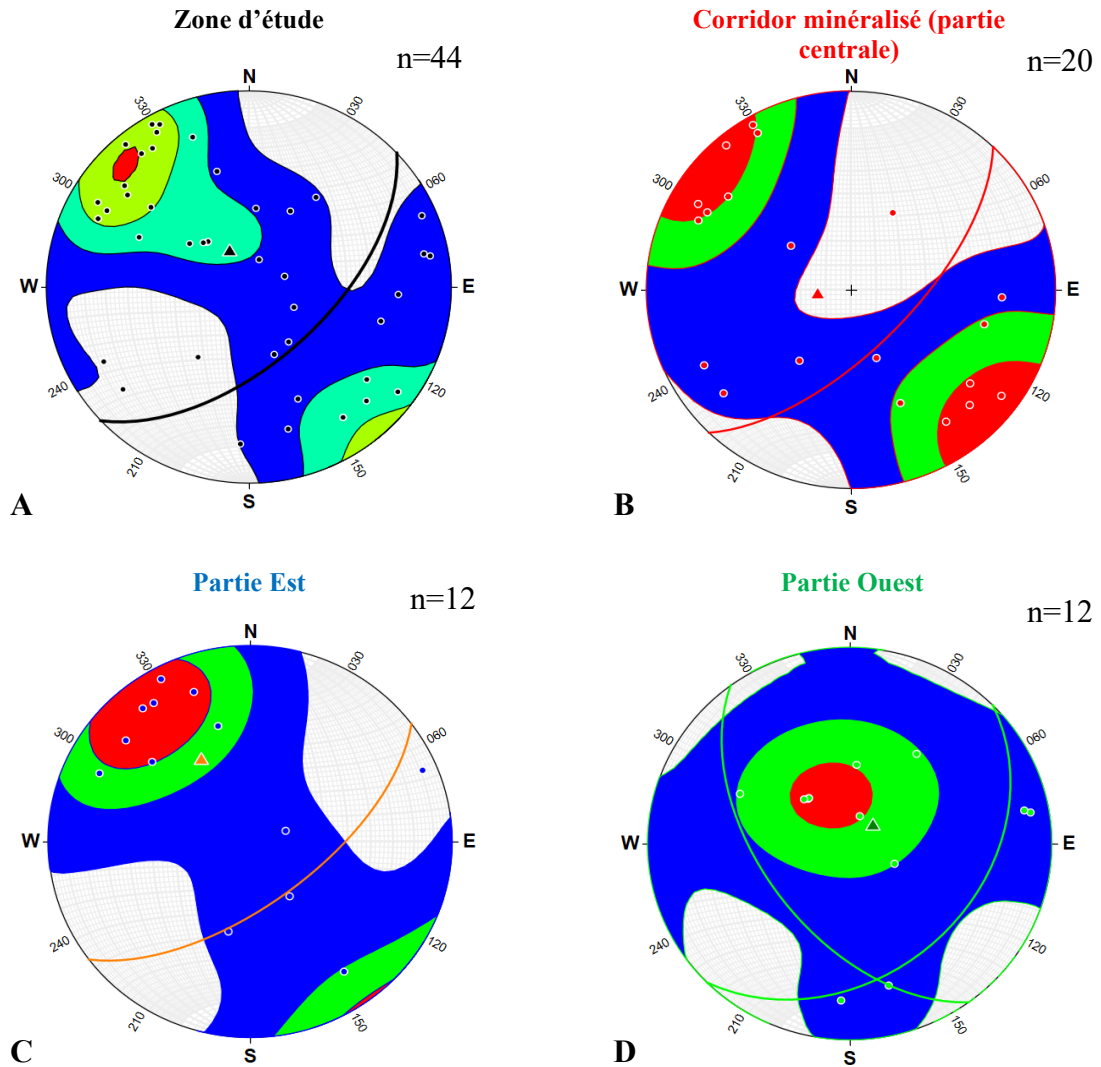


Figure 38 : Stéréonets des pôles de foliations de la zone d'étude (n=44); stéréonet de Wulff, hémisphère inférieur. A) zone d'étude, B) corridor minéralisé (zone centrale), C) partie Est de la zone d'étude et D) partie ouest de la zone d'étude. L'attitude générale de cette fabrique est de 047/59, tel que représenté sur le stéréonet des pôles (A).

3.6.2 Structures linéaires

Des structures linéaires associées aux foliations ont été également recueillies dans la zone étude (n=12), principalement des linéations d'étirement. Dans l'ensemble, les linéations de la zone d'étude montrent une orientation dominante vers le SW (235°) avec des plongées

généralement faibles à modérées ($22^{\circ} - 54^{\circ}$; Figure 39). Les linéations d'étirement sont généralement associées à des foliations de directions NE-SW ($n=7/12$).

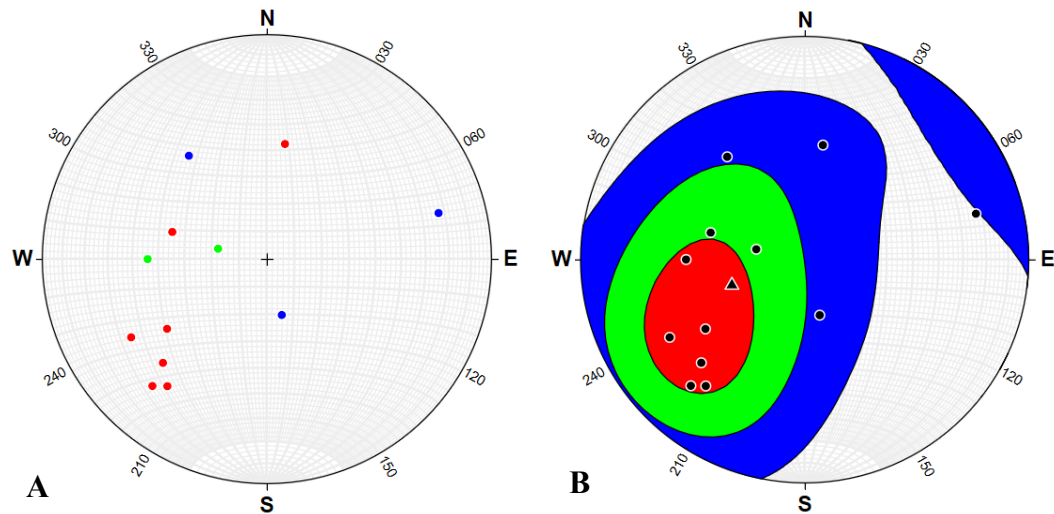


Figure 39 : Stéréonets des linéations d'étirement de la zone d'étude ($n=12$); stéréonet de Wulff, hémisphère inférieur. A) zone d'étude, B) contour de 100 % des linéations. L'attitude générale de cette fabrique est de $235/35$, comme représentée sur le stéréonet (B). (symboles rouges : corridor minéralisé, symboles bleus : zone est, symboles verts : zone ouest).

Le corridor minéralisé est dominé par des linéations comprises entre 218° et 240° , orientées vers le SW–WSW, avec des plongées généralement faibles à modérées, variant de 25° à 47° (Figure 39A). L'est et l'ouest du corridor (Figure 39A) sont principalement marqués par des linéations d'étirement associées à des foliations NE-SW, avec des plongées variables, de faibles à fortes ($22^{\circ} - 72^{\circ}$).

3.7 Synthèse

En somme, lithologiquement, la marge sud de la SALSJ est dominée par la leuconorite et la leucogabbronorite, avec une proportion moindre d'anorthosite. Un corridor minéralisé

NNE-SSW (large d'environ 5 km) situé entre les secteurs de Saint-Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche est principalement composé d'anorthosite et de leucotroctolite, et comprend également deux mégadykes (ferrodiorite et leucotroctolite) d'âges similaires à celui de la SALSJ, ainsi que quelques dykes (minidykes) métriques de ferrodiorite et de (leuco)gabbro-norite. Ce corridor présente des minéralisations discontinues sous forme de lentilles d'oxydes massifs (Fe-Ti-V : magnétite-ilménite) et de nelsonite massive ou rubanée (Fe-Ti-P : magnétite-ilménite-apatite), généralement riches en olivine (10–20 %), généralement encaissées dans les roches anorthositiques. À Bégin-Lamarche, la gabbro-norite à oxydes et apatite ainsi que la troctolite à oxydes et apatite sont également fréquentes. Le ratio magnétite/ilménite est généralement compris entre 1 et 2 peu importe la zone minéralisée, avec 10 à 12% d'apatite dans les zones à Fe-Ti-P. La zone d'étude est marquée par une foliation généralement NE–SW à fort pendage (70–85°). Le corridor minéralisé, plus déformé de façon générale que les roches à l'est et à l'ouest, présente une linéation bien développée généralement faiblement à modérément plongeante vers le SW–WSW.

CHAPITRE 4

LITHOGÉOCHIMIE

4.1 Méthodes

Un total de 113 échantillons pour analyses géochimiques a été sélectionné de manière à représenter les différentes lithologies de chaque secteur d'études. Les lithologies analysées sont : anorthosite (29), leuconorite (20), leucotroctolite (14), leucogabbonorite (12); dykes de ferrodiorite (10), dykes de (leuco)gabbonorite (5), dykes de leucotroctolite (2), et la minéralisation en Fe-Ti-V (oxydes Fe-Ti massifs ; 6) et en Fe-Ti-P (nelsonite ; 15). Aucune analyse lithogéochimique n'a été réalisée directement sur la gabbonorite à oxydes et apatite ni sur la troctolite à oxydes et apatite provenant des forages dans le cadre de cette étude. Pour ces lithologies, les données lithogéochimiques antérieures produites par First Phosphate ont donc été utilisées. La préparation des échantillons a été effectuée à l'UQAC. Chaque échantillon, choisi de préférence dans une roche fraîche, non altérée et exempte de fractures ou de veines, a été scié en blocs d'environ 0,5 à 1 kg avant leur envoi pour analyses lithogéochimiques.

Les analyses lithogéochimiques ont été envoyées par le MNRF au laboratoire Actlabs (Ancaster, ON) afin de déterminer les teneurs en éléments majeurs, mineurs et traces. Pour ce faire, les échantillons ont d'abord été soumis à une fusion avec du métaborate de lithium

(LiBO₂) et du tétraborate de lithium (Li₂B₄O₇), puis dissous avec de l'acide nitrique (HNO₃), avant d'être analysés par spectroscopie d'émission atomique avec plasma à couplage inductif (ICP-AES) pour les éléments majeurs et mineurs, et par spectrométrie de masse (ICP-MS) pour les éléments traces. L'analyse par activation neutronique (INAA) a également été utilisée pour la détermination de certains éléments traces (Au, As, Cr, Sb, Sc et Se). Des informations plus détaillées sur les méthodes analytiques sont disponibles dans la brochure du laboratoire Actlabs (protocoles 4LithoRech, 4B1 et 4B-INAA). Pour le contrôle de qualité, 14 matériaux de référence certifiés ont été insérés à intervalles réguliers dans les lots analytiques, en plus de duplicatas d'échantillons et de blancs analytiques, à raison d'environ un matériau de référence pour 11 échantillons, afin de vérifier la précision et l'exactitude des analyses. Les résultats obtenus (annexe 2) pour les matériaux de référence montrent une bonne justesse ($\leq 9 \%$) et une bonne précision ($\leq 10 \%$).

4.2 Lithogéochimie

4.2.1 Éléments majeurs et mineurs

Le diagramme de Harker a été utilisé pour présenter les variations de certains des éléments majeurs, à savoir Al₂O₃, Na₂O, K₂O, CaO, MgO, P₂O₅, TiO₂, Fe₂O_{3(total)}, par rapport à SiO₂ (Figures 40 – 45). En plus, pour montrer les échantillons riches en oxydes de fer et titane et en apatite, les teneurs en TiO₂ et V₂O₅ par rapport à Fe₂O_{3(total)} et TiO₂ par rapport à P₂O₅ sont montrés sur les figures 41, 43 et 45. À noter que de façon générale dans les suites anorthositiques, les lithologies silicatées à grains grossiers (anorthosites, leuconorite,

leucotroctolite) et minéralisées (nelsonites et oxydes Fe-Ti massifs) représentent des cumûlûts, tandis que, les dykes (grains fins) représentent des liquides.

Les teneurs en SiO_2 et Fe_2O_{3t} varient en général entre 38,8 et 63,4 % pds. et entre 0,8 et 20,4 % pds. (peuvent atteindre jusqu'à 58,2 % pds.), respectivement, pour les lithologies silicatées (Figures 40 – 43) alors que les minéralisations Fe-Ti-P-V ont des teneurs plus basses en SiO_2 (1,1 – 38,7 % pds.) et plus hautes en Fe_2O_{3t} (30,3 – 70,4 % pds.; Figures 44 et 45). Les pôles minéralogiques déterminés par microsonde pour les roches anorthositiques dans la Province de Grenville centrale (Grant, 2020; Miloski et al., 2023b; Vaillancourt, 2001) ont été intégrés à chacun des diagrammes (Figures 40 – 45) afin de montrer les différentes phases minérales présentes qui contrôlent la géochimie de ces roches anorthositiques.

Les anorthosites, un cumûl t de plagioclase, se concentrent autour du pôle minéralogique du plagioclase et se répartissent souvent entre le triangle minéralogique formé par les pôles plagioclase – olivine – orthopyroxène (Figures 40 et 41). Les anorthosites sont caractérisées par de hautes teneurs en SiO_2 (38,8 – 56 % pds.), Al_2O_3 (17,8 – 28,2 % pds.), CaO (6,3 – 11,1 % pds.) et Na_2O (3,6 – 5,7 % pds.) et de basses teneurs en MgO (0,1 – 1,5 % pds.), $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$ (0,8 – 7,6 % pds.), K_2O (0,3 – 0,9 % pds.), TiO_2 (0,1 – 4,6 % pds.), V_2O_5 ($\leq 0,1$ % pds.) et P_2O_5 ($\leq 0,3$ % pds.). Néanmoins, certaines anorthosites (Figures 40 et 41) ont présenté des anomalies dues à la présence des oxydes de fer et titane et de l'apatite: quatre avec des anomalies en $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$ (10,4 – 20 % pds. ; Figure 41A, D et E), sept avec des anomalies en TiO_2 (0,8 – 6,2 % pds. ; Figure 41B et E), deux avec des anomalies en P_2O_5 (0,8 – 1 % pds. ; Figure 41C) et quatre avec des anomalies en MgO (3,2 – 4,5 % pds. ; Figure 40D) dues à la présence de l'olivine.

Les leuconorites, un cumulât de plagioclase et orthopyroxènes, sont réparties entre la ligne des pôles plagioclase – orthopyroxène (Figures 40 et 41) et se distribuent également en direction de la ligne plagioclase – olivine (Figure 40). Elles sont caractérisées par de hautes teneurs en SiO₂ (45,4 – 56,6 % pds.), Al₂O₃ (15,7 – 28,8 % pds.), Na₂O (2,1 – 5,8 % pds.), CaO (5,9 – 12,4 % pds.) et MgO (0,2 – 11,6 % pds.); et des basses teneurs en K₂O (0,2 – 0,9 % pds.), Fe₂O_{3(total)} (0,8 – 8,2 % pds.), TiO₂ (0,1 – 0,4 % pds.), V₂O₅ ($\leq$ 0,1 % pds.) et P₂O₅ ($\leq$ 0,1 % pds.). De plus, certaines leuconorites présentent des anomalies : quatre avec des anomalies en Fe₂O_{3(total)} (9,8 – 20,4 % pds. ; Figure 41A, D et E), cinq avec des anomalies en TiO₂ (0,9 – 3,3 % pds. ; Figure 41B et E) et deux avec des anomalies en P₂O₅ (0,6 – 1 % pds. ; Figure 41C) dues à la présence des oxydes de fer et titane et de l'apatite.

Les leucotroctolites, un cumulât de plagioclase et olivines, sont concentrées proche du pôle de plagioclase et sont distribués en direction du pôle olivine à proximité de la ligne plagioclase - olivine (Figures 40 et 41). Les leucotroctolites présentent des hautes teneurs en SiO₂ (46,2 – 55,6 % pds.), Al₂O₃ (15,6 – 28,5 % pds.), CaO (6,7 – 12,3 % pds.), Na₂O (2,6 – 5,9 % pds.) et MgO (0,8 – 12,7 % pds.); et des basses teneurs en K₂O (0,2 – 0,8 % pds.), Fe₂O_{3(total)} (1,5 – 16,8 % pds.) TiO₂ (0,1 – 3,8 % pds.), V₂O₅ ($\leq$ 0,04 % pds.) et P₂O₅ ($\leq$ 0,5 % pds.).

Les leucogabbonorites, un cumulât de plagioclase, orthopyroxènes et clinopyroxènes, se concentrent à proximité du pôle de plagioclase et sont généralement alignés autour de la ligne plagioclase – clinopyroxène/orthopyroxène (Figures 40 et 41). Dans la figure 40B, ces lithologies se concentrent dans le triangle formé par les pôles plagioclase – olivine – orthopyroxène. Les leucogabbonorites sont caractérisées par de hautes teneurs en SiO₂ (46,3 – 54,1 % pds.), Al₂O₃ (16,4 – 28,7 % pds.), CaO (8,2 – 13,7% pds.), Na₂O (2,5 – 4,8 % pds.)

et MgO (0,3 – 9,4 % pds.) ; et des basses teneurs en K₂O (0,2 – 0,9 % pds.), Fe₂O_{3(total)} (1,6 – 8,6% pds.), TiO₂ (0,1 – 0,6 % pds.), V₂O₅ (0,004 – 0,014 % pds.) et en P₂O₅ ($\leq$ 0,6 % pds.). L'échantillon 24JD070A1 (Figure 41) a présenté des anomalies en Fe₂O_{3(total)} (15,1% pds.) et TiO₂ (3,1 % pds.) compte tenu des oxydes de fer et titane et de l'apatite présents.

Les dykes, identifiés au cours de cette étude, représentant la cristallisation d'un liquide, et non un cumulat, se présentent en trois types lithologiques. Il y a les ferrodiorites et les (leuco)gabbro-norite à olivine qui sont associées à la Diorite du Lac Chabot et les leucotroctolites associées au Mégadyke de Bégin.

Les dykes de ferrodiorite sont généralement repartis à proximité ou sur la ligne plagioclase – amphibole (Figure 42A, B et D) et la ligne plagioclase – magnétite (Figure 43A). Ils présentent de plus hautes teneurs en K₂O ($\leq$ 3% pds.), Fe₂O_{3(total)} (9,5 – 19,1 % pds.), TiO₂ (1,3 – 4,1 % pds.) et P₂O₅ (0,9 – 2,3 % pds.); des teneurs intermédiaires en SiO₂ (0,9 – 59,1 % pds.), Al₂O₃ (4,7 – 18,4 % pds.), Na₂O (0,03 – 4,9 % pds.), en CaO (3,4 – 10,4 % pds.) et MgO (1,7 – 8,1 % pds.), et de basses teneurs en V₂O₅ (0,01 – 0,2% pds.).

Les dykes de (leuco)gabbro-norite présentent un comportement similaire à ceux de ferrodiorite (Figures 42 et 43), à l'exception d'un échantillon (23JD033D; Figures 42D et 43A, B, D et E) avec des teneurs très élevées en MgO (10 % pds.), en Fe₂O_{3(total)} (50,4 % pds.) et TiO₂ (10 % pds.), dues à l'accumulation des oxydes de fer et titane, mais pauvre en P₂O₅ (0,02 – 0,2 % pds.).

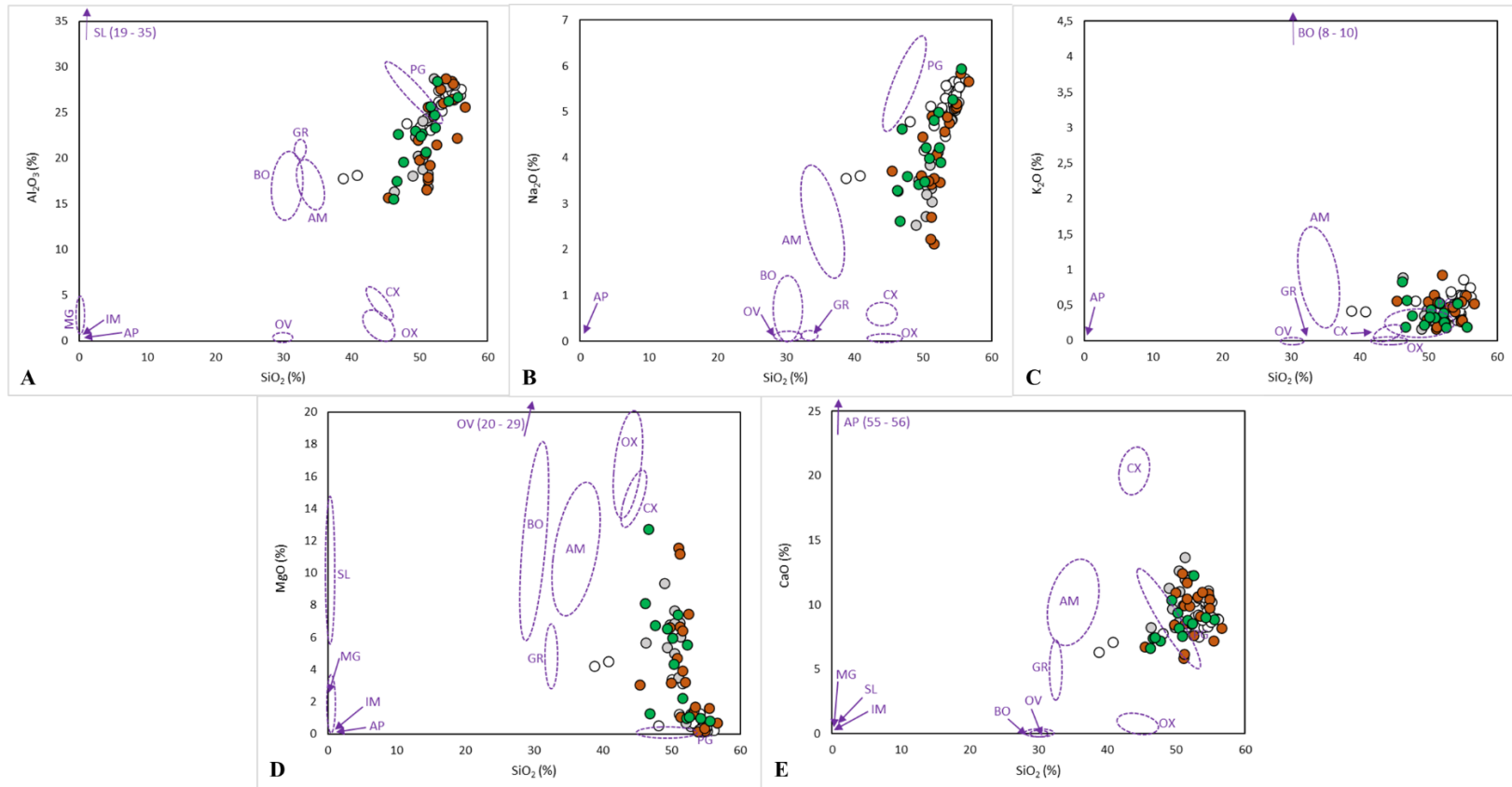
Les dykes de leucotroctolite se distribuent sur la ligne plagioclase – olivine (Figure 42A et D) ou entre les pôles plagioclase – olivine - orthopyroxène (Figure 43A). Elles présentent des teneurs similaires aux dykes de ferrodiorite en SiO₂ (45,4 – 47,3 % pds.), Al₂O₃ (18,8 – 20,2 % pds.), en CaO (7,6 – 8,1 % pds.) et Na₂O (3,6 – 4 % pds.), mais avec

de plus basses teneurs en K_2O (0,5 – 0,6 % pds. ; Figure 42C) et P_2O_5 (< 0,3 % pds. ; Figure 43C).

Les minéralisations (oxydes Fe-Ti massifs à olivine et nelsonite à olivine) présentent des caractéristiques similaires entre elles pour plusieurs éléments dans les diagrammes de Harker avec une distribution autour des pôles de magnétite, ilménite et olivine; mais la nelsonite à un fort enrichissement en P_2O_5 et CaO dû à l'apatite.

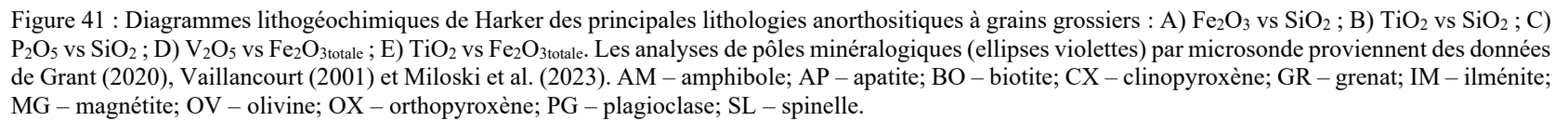
Les oxydes Fe-Ti massifs se concentrent généralement à proximité des pôles de magnétite et ilménite et montrent également une tendance en direction du pôle Al-spinelle (Figures 44 et 45). Elles présentent de hautes teneurs en $Fe_2O_{3(total)}$ (47,3 – 70,4 % pds.), TiO_2 (13,9 – 22 % pds.) et V_2O_5 (0,2 – 0,35 % pds.); et des basses teneurs en SiO_2 (1,9 – 18,9 % pds.), Al_2O_3 (5,2 – 9,2 % pds.), Na_2O (0,03 – 1,1 % pds.), CaO (0,2 – 4,1 % pds.), K_2O ($\leq$ 0,9 % pds.), MgO (2 – 5,6 % pds.) et P_2O_5 (0,01 – 0,1 % pds.).

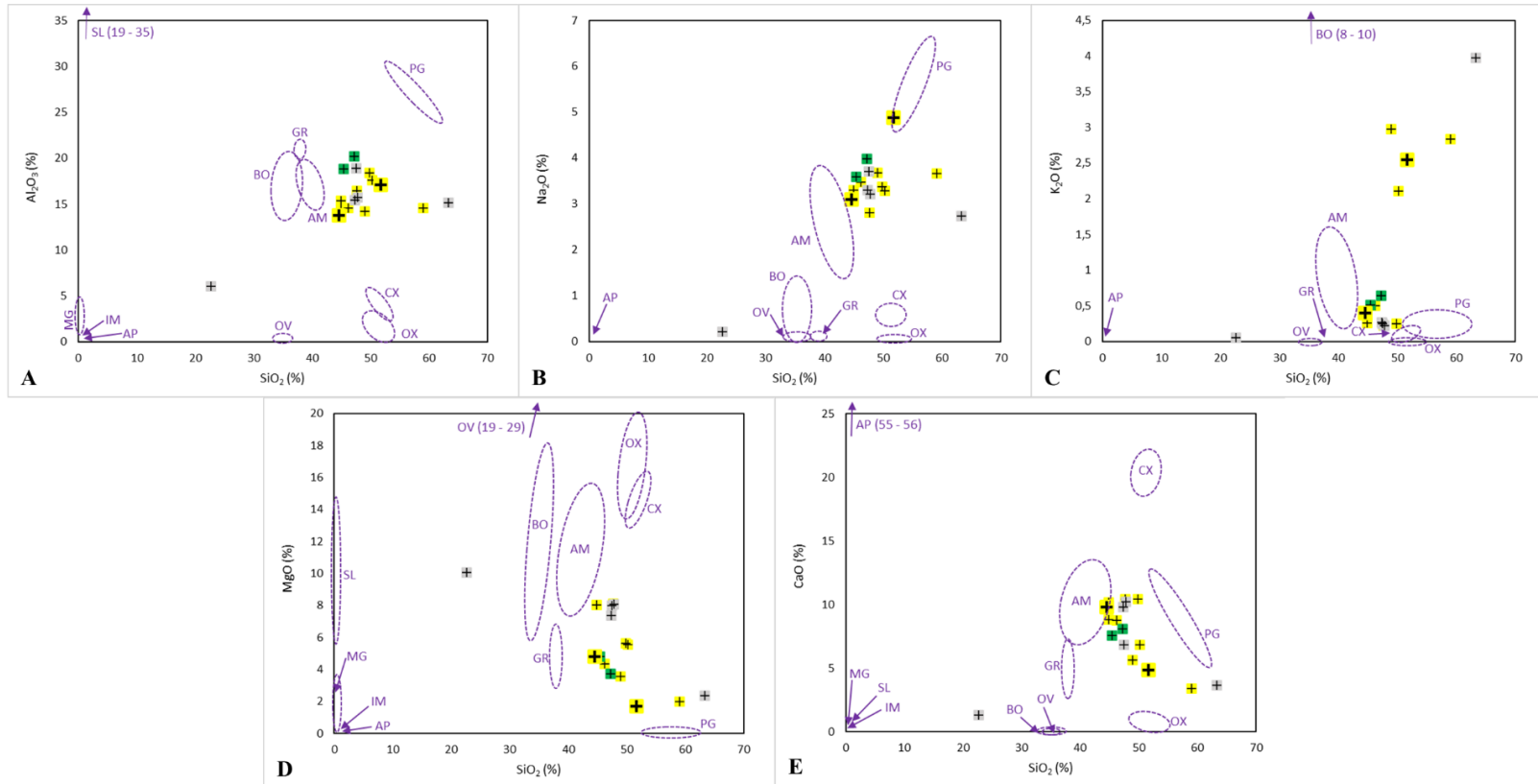
Les nelsonites sont distribuées dans les diagrammes de Harker en direction du pôle magnétite et/ou ilménite et apatite ou entre les pôles olivine – magnétite/ ilménite et apatite (Figures 44 et 45). Elles présentent de hautes teneurs en $Fe_2O_{3(total)}$ (30,3 – 63,4 % pds.), TiO_2 (2,2 – 19 % pds.) et P_2O_5 (2,3 – 14 % pds.) ; et de basses teneurs en SiO_2 (1,1 – 29,7 % pds.), MgO (1,7 – 19 % pds.), Al_2O_3 (0,6 – 12,1 % pds.), Na_2O (0,02 – 2,3 % pds.), CaO (3,2 – 18,3 % pds.), K_2O ($\leq$ 0,3 % pds.) et V_2O_5 (0,02 – 0,26 % pds.). Les nelsonites à olivine présentent des teneurs en SiO_2 (2,2 – 38,7 % pds.) et MgO (2,5 – 19 % pds.) supérieures aux teneurs des nelsonites sans olivine (1,1 – 1,7 % pds. SiO_2 et 1,7 – 2,5 % pds. MgO). Cette différence des teneurs en SiO_2 et MgO est due aux proportions variables d'olivine dans la nelsonite (Figure 44D).



○ Anorthosite ● Leucogabbronorite ● Leuconorite ● Leucotroctolite □ Pôle magnétite (Grant, 2020) ○ Pôle ilménite (Grant, 2020)

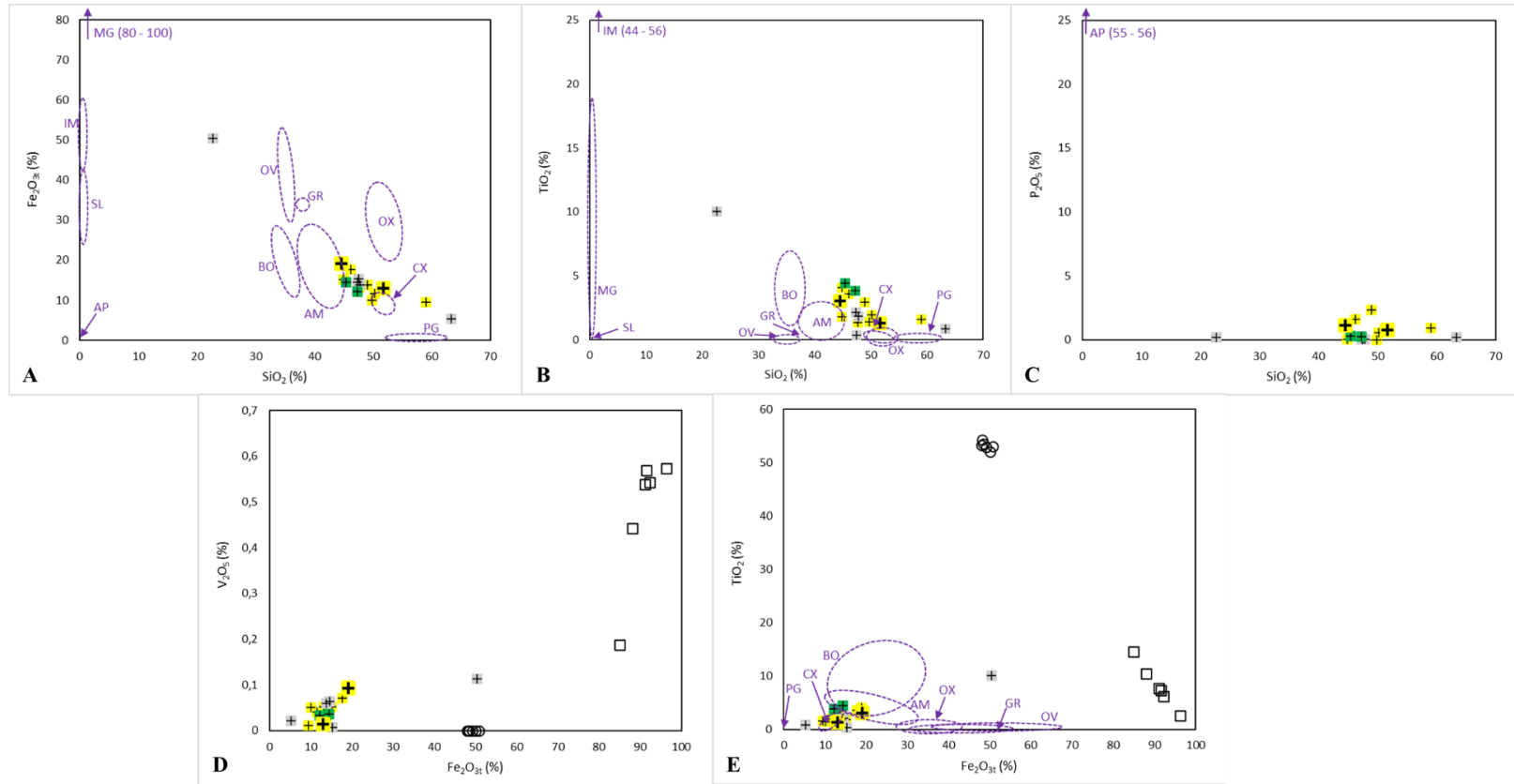
Figure 40 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principales lithologies anorthositiques à grains grossiers : A) Al_2O_3 vs. SiO_2 ; B) Na_2O vs SiO_2 ; C) K_2O vs SiO_2 ; D) MgO vs SiO_2 ; E) CaO vs SiO_2 . Les analyses de pôles minéralogiques (ellipses violettes) par microsonde proviennent des données de Grant (2020), Vaillancourt (2001) et Miloski et al. (2023). AM – amphibole; AP – apatite; BO – biotite; CX – clinopyroxène; GR – grenat; IM – ilménite; MG – magnétite; OV – olivine; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase; SL – spinelle.





■ Ferrodiorite (Dyke)
 ■ Ferrodiorite (Mini-dyke)
 + Leucogabbronorite (Dyke)
 ■ Leucotroctolite (Dyke)

Figure 42 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principaux dykes : A) Al_2O_3 vs. SiO_2 ; B) Na_2O vs SiO_2 ; C) K_2O vs SiO_2 ; D) MgO vs SiO_2 ; E) CaO vs SiO_2 . Les analyses de pôles minéralogiques (ellipses violettes) par microsonde proviennent des données de Grant (2020), Vaillancourt (2001) et Miloski et al. (2023). AM – amphibole; AP – apatite; BO – biotite; CX – clinopyroxène; GR – grenat; IM – ilménite; MG – magnétite; OV – olivine; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase; SL – spinelle.



+ Ferrodiorite (Dyke) + Ferrodiorite (Mini-dyke) + Leucogabbronorite (Dyke) + Leucotroctolite (Dyke) □ Pôle magnétite (Grant, 2020) ○ Pôle ilménite (Grant, 2020)

Figure 43 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des principaux dykes : A) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; B) TiO_2 vs SiO_2 ; C) P_2O_5 vs SiO_2 ; D) V_2O_5 vs $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{totale}}$; E) TiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{totale}}$. Les analyses de pôles minéralogiques (ellipses violettes) par microsonde proviennent des données de Grant (2020), Vaillancourt (2001) et Miloski et al. (2023). AM – amphibole; AP – apatite; BO – biotite; CX – clinopyroxène; GR – grenat; IM – ilménite; MG – magnétite; OV – olivine; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase; SL – spinelle.

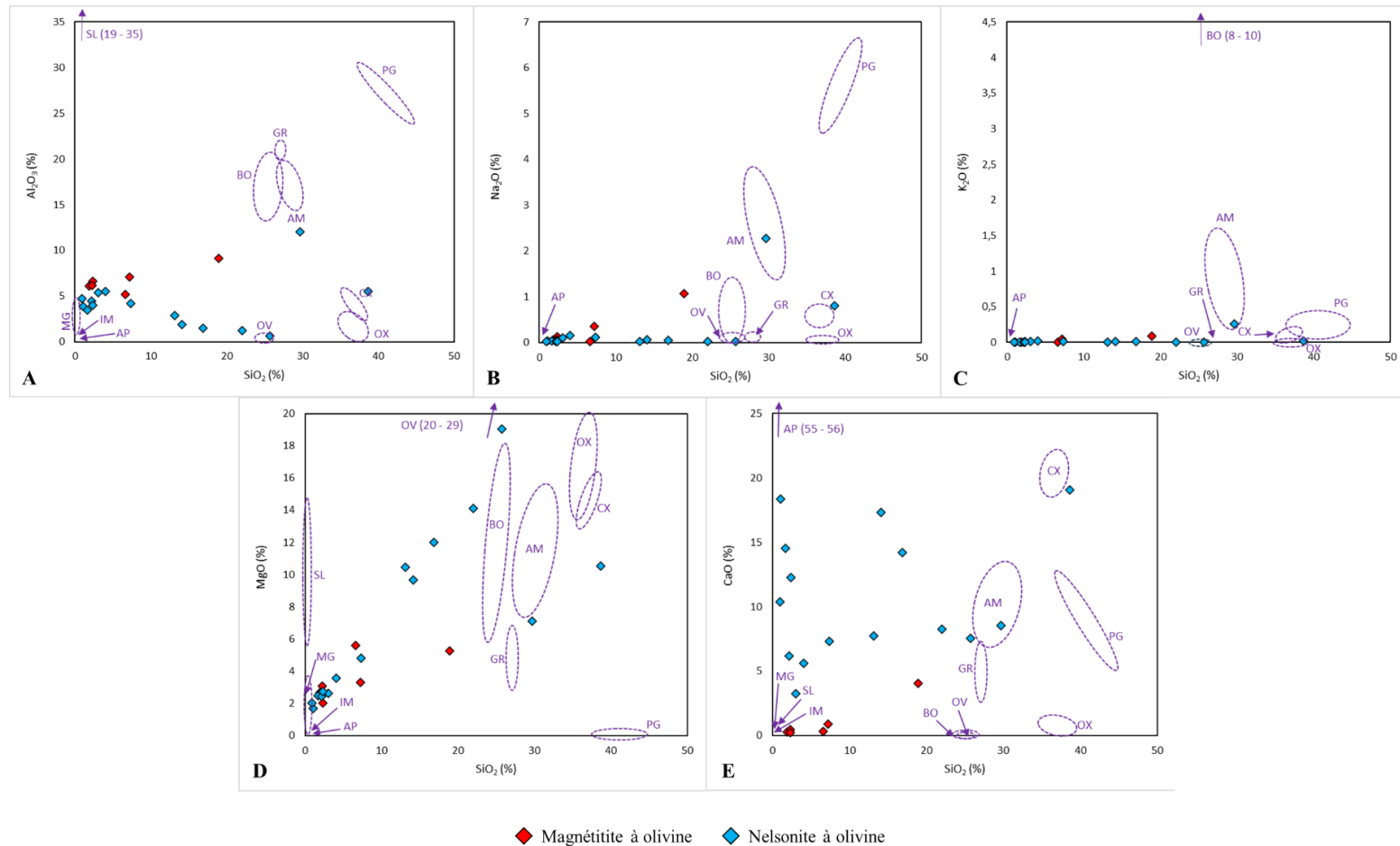


Figure 44 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des minéralisations en Fe-Ti-V (oxydes Fe-Ti massifs à olivine) et en Fe-Ti-P (nelsonite à olivine) : A) Al₂O₃ vs. SiO₂ ; B) Na₂O vs SiO₂ ; C) K₂O vs SiO₂ ; D) MgO vs SiO₂ ; E) CaO vs SiO₂. Les analyses de pôles minéralogiques (ellipses violettes) par microsonde proviennent des données de Grant (2020), Vaillancourt (2001) et Miloski et al. (2023). AM – amphibole; AP – apatite; BO – biotite; CX – clinopyroxène; GR – grenat; IM – ilménite; MG – magnétite; OV – olivine; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase; SL – spinelle.

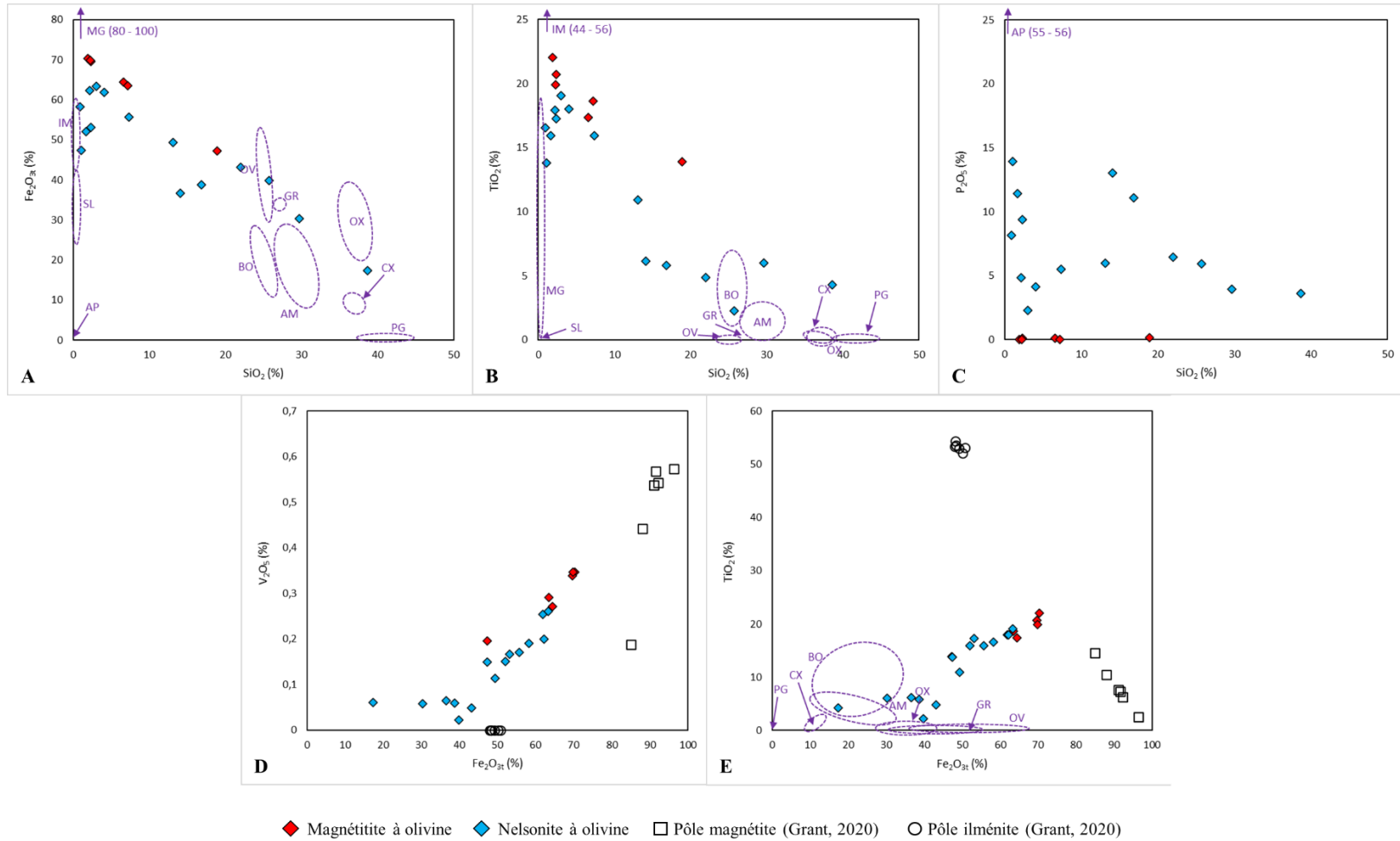


Figure 45 : Diagrammes lithogéochimiques de Harker des minéralisations en Fe-Ti-V (oxydes Fe-Ti massifs à olivine) et en Fe-Ti-P (nelsonite à olivine) : A) Fe_2O_3 vs SiO_2 ; B) TiO_2 vs SiO_2 ; C) P_2O_5 vs SiO_2 ; D) V_2O_5 vs $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$; E) TiO_2 vs $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$. Les analyses de pôles minéralogiques (ellipses violettes) par microsonde proviennent des données de Grant (2020), Vaillancourt (2001) et Miloski et al. (2023). AM – amphibole; AP – apatite; BO – biotite; CX – clinopyroxène; GR – grenat; IM – ilménite; MG – magnétite; OV – olivine; OX – orthopyroxène; PG – plagioclase; SL – spinelle.

4.2.2 Affinité géochimique des dykes

Les dykes de ferrodiorite, (leuco)gabbronorite et leucotroctolite analysés dans cette étude ont été comparés à ceux décrits par Côté (1986) et Grant (2020) dans la même région, soit les mégadykes de la Diorite de Lac Chabot et du Mégadyke de Bégin de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ). Ils ont aussi été comparés aux dykes de ferrodiorite et jotunite des unités anorthositiques plus jeunes (Anorthosite de Vanel et Massif anorthositique alcalin de Labrieville ; Miloski et al., 2023b), ainsi qu'aux liquides mafiques (dykes et bordures) de l'Intrusion litée de Sept-Îles (565 Ma ; Namur et al., 2015b) qui sont des magmas tholéiitique (ferrobasaltes) considérés comme parentaux à la minéralisation en Fe-Ti-P à Sept-Îles. La figure 46A présente la classification dans le diagramme TAS (Le Maitre, 1989), tandis que la figure 46B illustre la classification AFM (Irvine & Baragar, 1971) de l'ensemble des dykes compilés, respectivement pour les dykes ferrodioritiques, gabbronoritiques à jotunitiques, et les dykes leucotroctolitiques.

Les dykes ferrodioritiques présentés dans le diagramme TAS (Figure 46A) montrent une tendance variant de plus primitive ($\text{SiO}_2 = 40,6 - 51,8 \text{ \% pds.}$) à une composition évoluée ($\text{SiO}_2 > 52 \text{ \% pds.}$) et sont repartis entre les séries subalcalines et alcalines comme les liquides mafiques de Sept-Îles. Toutefois, un échantillon (23JD45A1) se distingue par sa composition plus évoluée ($\text{SiO}_2 = 59,1 \text{ \% pds.}$) associée aux fortes concentrations en ETRs lourds. En comparaison, les dykes les plus jeunes de Miloski et al. (2023b) montrent une tendance parallèle aux dykes ferrodioritiques, mais des teneurs en alcalins plus élevées ces hautes teneurs en alcalins. Parmi les dykes ferrodioritiques, deux échantillons (24JD85A1 avec $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,4 \text{ \% pds.}$) et (24JD92B1 avec $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,7 \text{ \% pds.}$) ont également

présentés des teneurs plus élevées en alcalins. Les dykes gabbronoritiques présentent une composition basaltique, excepté un échantillon (23JD55A2) avec une composition plus évoluée ($\text{SiO}_2 = 63,4 \text{ \% pds.}$).

Par ailleurs, les dykes de leucotroctolite de cette étude sont similaires aux celles rapportées par Côté (1986) et Grant (2020), présentent des compositions comprises entre basanite et basalte (Figure 46A). Ces dykes sont majoritairement dans la série alcaline et se placent sur la même tendance que le dyke de ferrodiorite de la SALSJ et les liquides mafiques de Sept-Îles. Les données géochimiques obtenues dans cette étude indiquent que les dykes de ferrodiorite et de (leuco)gabbronorite présentent des compositions qui s'étendent de (trachy)basaltique à (trachy)andésitique, tandis que les dykes de leucotroctolite sont caractérisés par une composition essentiellement basaltique (Figure 46A). Enfin, les dykes de composition jotunitique de Vanel et Labrieville présentent également la même tendance que les dykes présentés plus tôt et se retrouvent majoritairement dans la série alcaline marquée, avec des teneurs en alcalins pouvant atteindre $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7,7 \text{ \% pds.}$

Dans l'ensemble, le diagramme TAS regroupe des dykes montrant des compositions plus primitives vers des compositions plus évoluées réparties entre les séries subalcalines et alcalines. Dans la série alcaline, les dykes présentent un enrichissement en alcalins, observé principalement dans les jotunites de Labrieville et de Vanel, ainsi que dans certains échantillons de dykes ferrodioritique analysés dans cette étude.

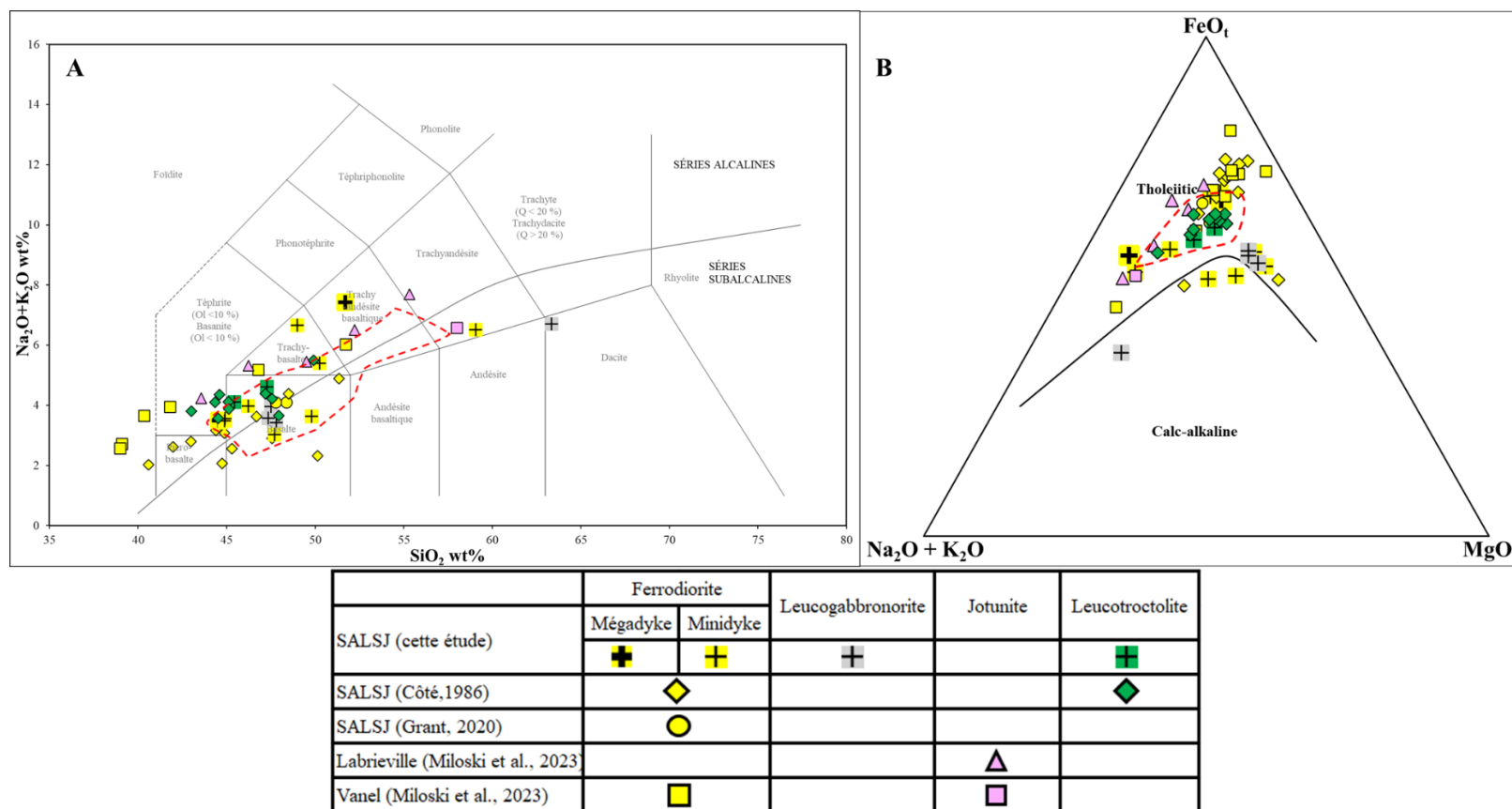


Figure 46 : Diagramme comparant les différents dykes de la SALSJ aux dykes de l’Intrusion litée de Sept-Îles (champ délimité par les tirets rouges) : A) Diagramme binaire TAS des dykes de ferrodiorite, jotunite, leucogabbro et leucotroctolite. B) Diagramme ternaire AFM des dykes de ferrodiorite, jotunite, leucogabbro et leucotroctolite. Les dykes de cette étude sont représentés par une croix (grandes croix pour les mégadykes et petites croix pour les minidykes). Les dykes de Côté (1986) sont représentés par un losange, ceux de Grant (2020) sont représentés par un cercle et ceux de Miloski et al. (2023) par des triangles pour Labrieville et des carrés pour Vanel. Les couleurs jaune, grise, rose et verte distinguent les différents types de dykes. Le diagramme TAS est adapté de Le Maître et al. (1989) avec les courbes de Irvine et Baragar (1971), tandis que le diagramme AFM est adapté de Barker (1978) avec les courbes de Rollinson et al. (2021).

En général, les données géochimiques de tous les dykes ferrodioritiques, (leuco)gabbronoritiques et leucotroctolitiques compilés dans le diagramme AFM d'Irvine et Baragar (1971) indiquent une affinité tholéiitique pour ces lithologies (Figure 46B) similaires à ceux analysés par Côté (1986); Grant (2020); Miloski et al. (2023b). La majorité des dykes de ferrodiorite et des leucotroctolite sont enrichis en fer, de manière similaire aux liquides ferrobasaltiques de Sept-Îles (représentés par le champ rouge dans la figure 46B). Toutefois, les dykes de ferrodiorite de la SALSJ présentent une teneur en Fe plus élevée que les dykes de leucotroctolite, similaire à celle observée dans les ferrodiorites des anorthosites plus jeunes de Vanel et de Labrieville (Figure 46B). En revanche, les dykes de gabbronorite de la SALSJ sont moins enrichis en fer que les dykes de ferrodiorite et de leucotroctolite. Ils se situent toujours dans le champ tholéiitique, mais plus près du pôle Mg, suggérant une composition issue d'un magma plus primitif (Figure 46B). Tel est le cas pour deux dykes de ferrodiorites (23JD03B1 et 23JD52A1) présentés dans cette étude et un dyke de ferrodiorite de Côté (1986). Il est à noter que deux dykes de ferrodiorites (23JD2C1 et 24JD81C1) et un dyke de (leuco)gabbronorite (23JD55A2) de cette étude et un dyke de ferrodiorite analysé par Côté (1986) se trouvent dans le champ calco-alcalin dû aux valeurs plus élevées en alcalis et plus faibles en Fe. Toutefois, la majorité des dykes ferrodioritiques de Miloski et al. (2023b) et de Côté (1986) indiquent un magma plus primitif avec un enrichissement en Mg et également Fe comparés aux dykes de jotunite de Vanel et Labrieville.

4.2.3 Éléments traces

Les teneurs en éléments traces obtenues ont permis de produire des patrons d'éléments de terres rares (ETRs ; normalisés aux valeurs de chondrite ; McDonough et al., 1995) et des diagrammes multiéléments (normalisés aux valeurs du manteau primitif ; Sun & McDonough, 1989) pour les roches de la zone d'étude dans les figures 47 – 50. De plus, les teneurs en P_2O_5 (non normalisées) ont été ajoutées aux diagrammes des patrons ETRs dans le but de vérifier le lien entre la hausse des patrons ETR légères (LREE) et l'apatite. Cela a permis de comparer les cumulats des lithologies anorthositiques et des minéralisations d'oxydes de fer – apatite à Saint-Charles-de-Bourget et Bégin – Lamarche. Pour cette étude, les diagrammes d'éléments traces (ETRs et multiéléments) ont été réunis en trois différents groupes : 1) les cumulats des lithologies anorthositiques silicatées (Figures 47 et 48), 2) les dykes (Figure 49) et 3) les minéralisations en Fe-Ti-P (Figure 50).

Le patron d'ETRs des anorthosites montre une tendance décroissante des ETR légères vers les ETR-lourdes où le patron est relativement plus aplati; ce patron est typique pour une roche dominée par plagioclase (courbe en noir dans les figures 47 et 48), qui est enrichi en ETR-légères (La/Yb_N de 6,8 – 90,4) avec une anomalie positive en Eu (Figure 47A et 48A), ainsi qu'en Sr et Ba (Figure 48). Le patron d'ETR des leucotroctolites (Figure 47B et 48B) est très similaire à celui des anorthosites, car l'abondance d'ETRs dans l'olivine est très basse. Les leuconorites et les leucogabbronorites ont des profils d'ETRs plus plats en raison de l'enrichissement relatif en ETR-lourdes (La/Yb_N 0,9 – 211,9) dû à la présence d'orthopyroxène et de clinopyroxène comme le montre les patrons de ces minéraux dans les figures 47C – D et 48C – D. Dans chaque cas, il y a un échantillon de leucotroctolite, de leuconorite et de leucogabbronorite qui ont une chimie distinctement différente : ils sont plus riches en ETRs avec un La/Yb_N de 3,5 – 5,2, pas d'anomalie Eu et sont également enrichis

en d'autres éléments incompatibles (Th, U, Zr, Hf, Rb), y compris P_2O_5 (< 1 % pds. ; voir patron de l'apatite dans les figures 47B et 48B). Il s'agit d'un patron typique pour les liquides (dykes), mais étant donné la nature à gros grains des échantillons, il se peut que le composant liquide soit piégé dans le cumulât (orthocumulât) avec l'apatite en accessoire.

Les dykes se distinguent des cumulâts anorthositiques par leurs teneurs en éléments incompatibles (ETRs, Th, U, Zr, Hf, Rb) relativement supérieures aux teneurs des cumulâts anorthositiques (Figure 49). Ces lithologies présentent des patrons ETRs variant de plats à légèrement décroissants (La/Yb_N 0,6 – 253) et un léger enrichissement en P_2O_5 pour les ferrodiorites (< 2 % pds.) par rapport aux cumulâts (Figure 49). Il est également à noter que les dykes de ferrodiorite présentent les concentrations en ETRs les plus élevées, principalement en ETR-lourdes, tandis que les dykes de gabbro-norite à olivine montrent les concentrations les plus faibles. Plusieurs dykes, mais pas tous, présentent un enrichissement en éléments des ETRs-légères par rapport aux éléments des ETRs-lourdes et ne présentent pas d'anomalies positives en Eu, Sr et Ba, ce qui confirme qu'ils représentent des liquides (sans accumulation de plagioclase). Cependant, plusieurs dykes présentent des anomalies positives en Eu et des spectres de ETRs plus plats, indiquant une accumulation de plagioclase. Une ferrodiorite montre une forte anomalie négative en Eu ainsi que la plus forte abondance en ETRs, suggérant un liquide plus évolué.

En ce qui concerne les minéralisations, les nelsonites ont des teneurs élevées en ETRs et en P_2O_5 par rapport aux oxydes Fe-Ti massifs qui sont les plus pauvres en ETRs de toutes les lithologies, dû à l'absence de plagioclase, pyroxènes et apatite (Figure 50). Le patron des nelsonites est typique pour l'apatite, avec une anomalie négative en Eu et enrichissement en

ETRs-légères par rapport aux ETRs-lourdes (La/Yb_N 2,8 – 7,5). Les oxydes Fe-Ti massifs ont une forte anomalie positive en Ti et Nb-Ta dû aux oxydes de fer et titane.

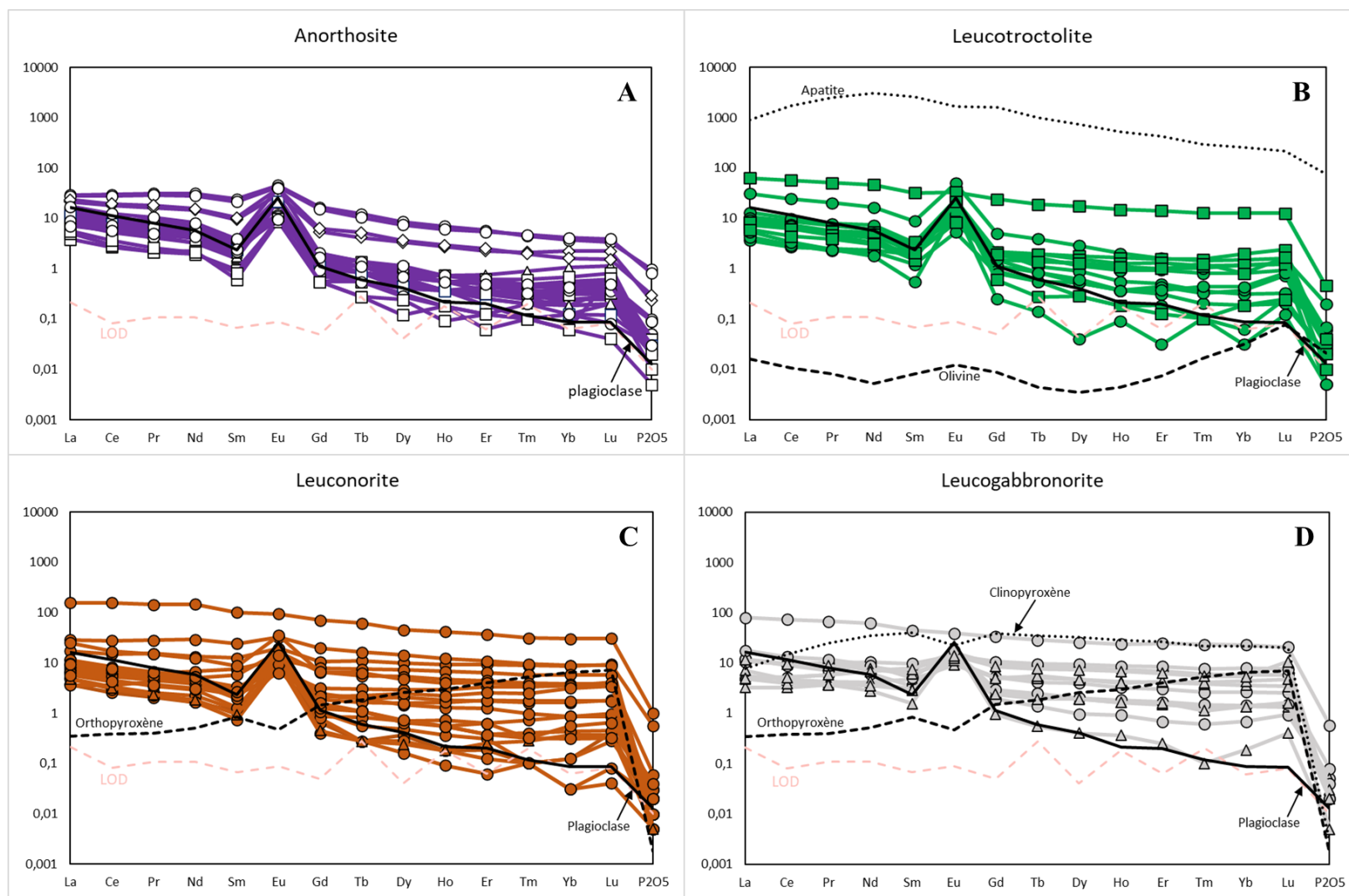


Figure 47 : Patterns de terres rares (ETRs) des roches anorthositiques normalisées par rapport aux chondrites pour : A) anorthosite (en violet); B) leucotroctolite (en vert); C) leuconorite (en marron); D) gabbro (en gris). Les teneurs de P_2O_5 (en % poids) n'ont pas été normalisées. Le triangle indique la présence mineure de l'olivine dans la minéralogie, le carré de l'orthopyroxène, le losange de l'olivine et de l'orthopyroxène ensemble, et le trait du clinopyroxène. La ligne pointillée rosée représente la limite de détection. Les valeurs de normalisation aux chondrites viennent de McDonough et Sun (1995).

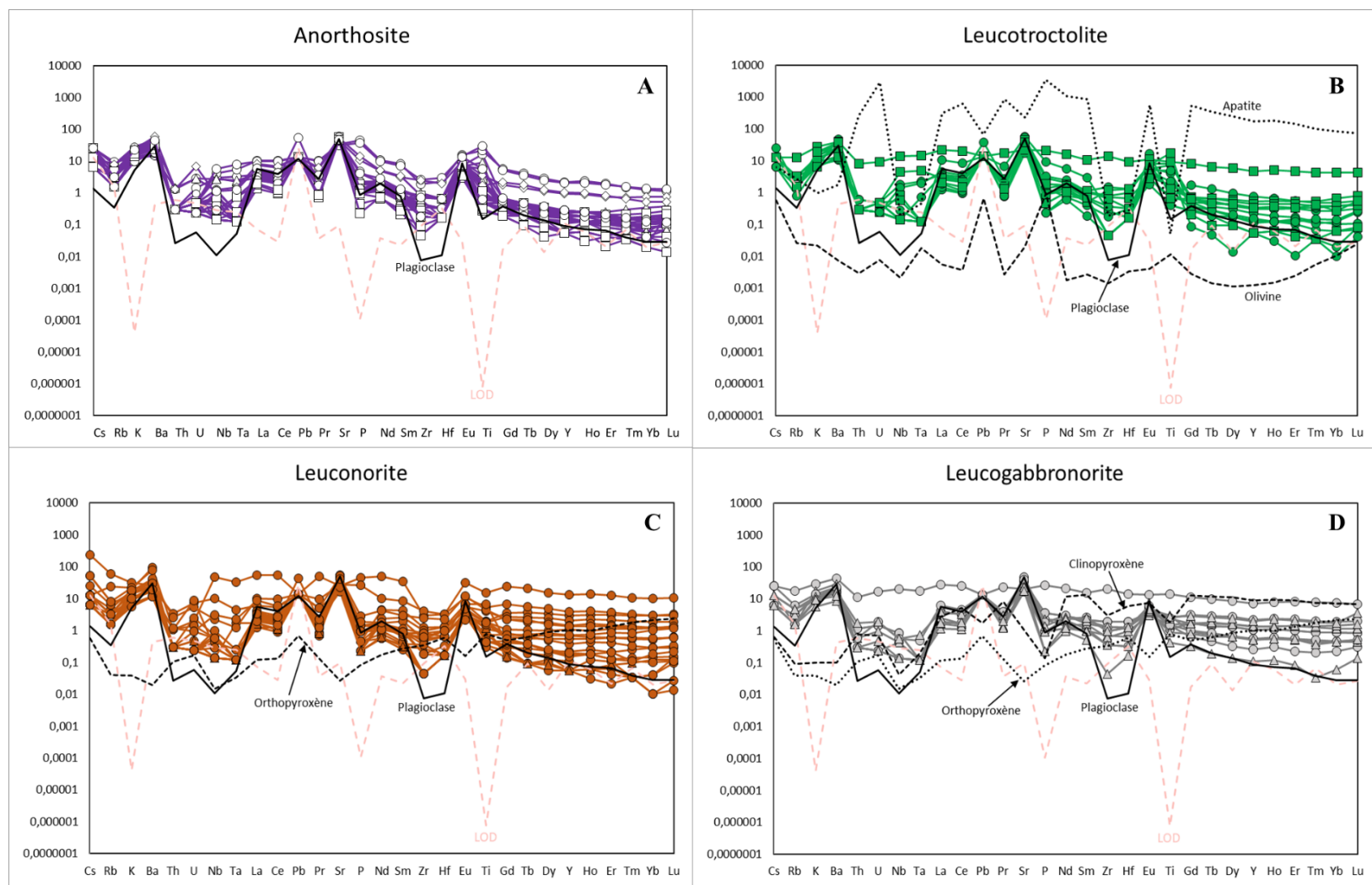


Figure 48 : Diagrammes multiéléments des roches anorthositiques normalisés par rapport au manteau primitif pour : A) Anorthosite (en violet); B) Leuconorite (en marron); C) Leucotroctolite (en vert); D) Gabbro (en gris). Le triangle indique la présence de l'olivine dans la minéralogie, le carré de l'orthopyroxène, et le losange de l'olivine et de l'orthopyroxène ensemble. La ligne pointillée rosée représente la limite de détection. Les valeurs de normalisation au manteau primitif viennent de Sun et McDonough (1989).

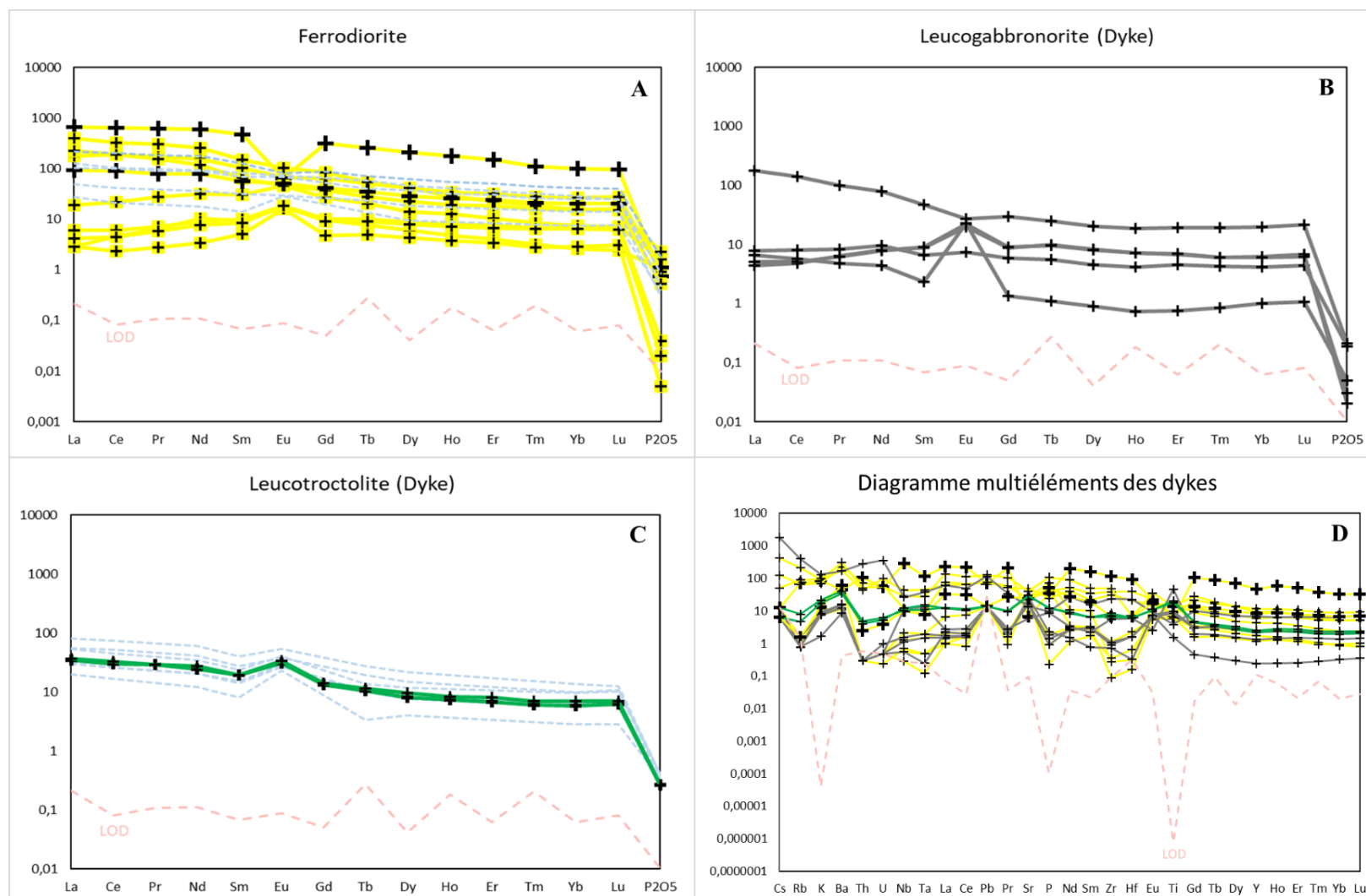


Figure 49 : Patterns de terres rares (ETRs) des dykes normalisés par rapport aux chondrites et au manteau primitif pour les multiéléments : A) Diagramme de terres rares des dykes de ferrodiorite (en jaune); B) Diagramme de terres rares des dykes de leucogabbro (en gris); C) Diagramme de terres rares des dykes de leucotroctolite (en vert); D) Diagramme multiélément des dykes de ferrodiorite (en jaune), leucogabbro (en gris) et leucotroctolite (en vert). Les teneurs de P₂O₅ (en % poids) n'ont pas été normalisées. La ligne pointillée rosée représente la limite de détection. Les valeurs de normalisation aux chondrites viennent de Sun et McDonough (1989; Figures 49A et B) et les valeurs de normalisation au manteau primitif viennent de McDonough et Sun (1995; Figures 49C et D).

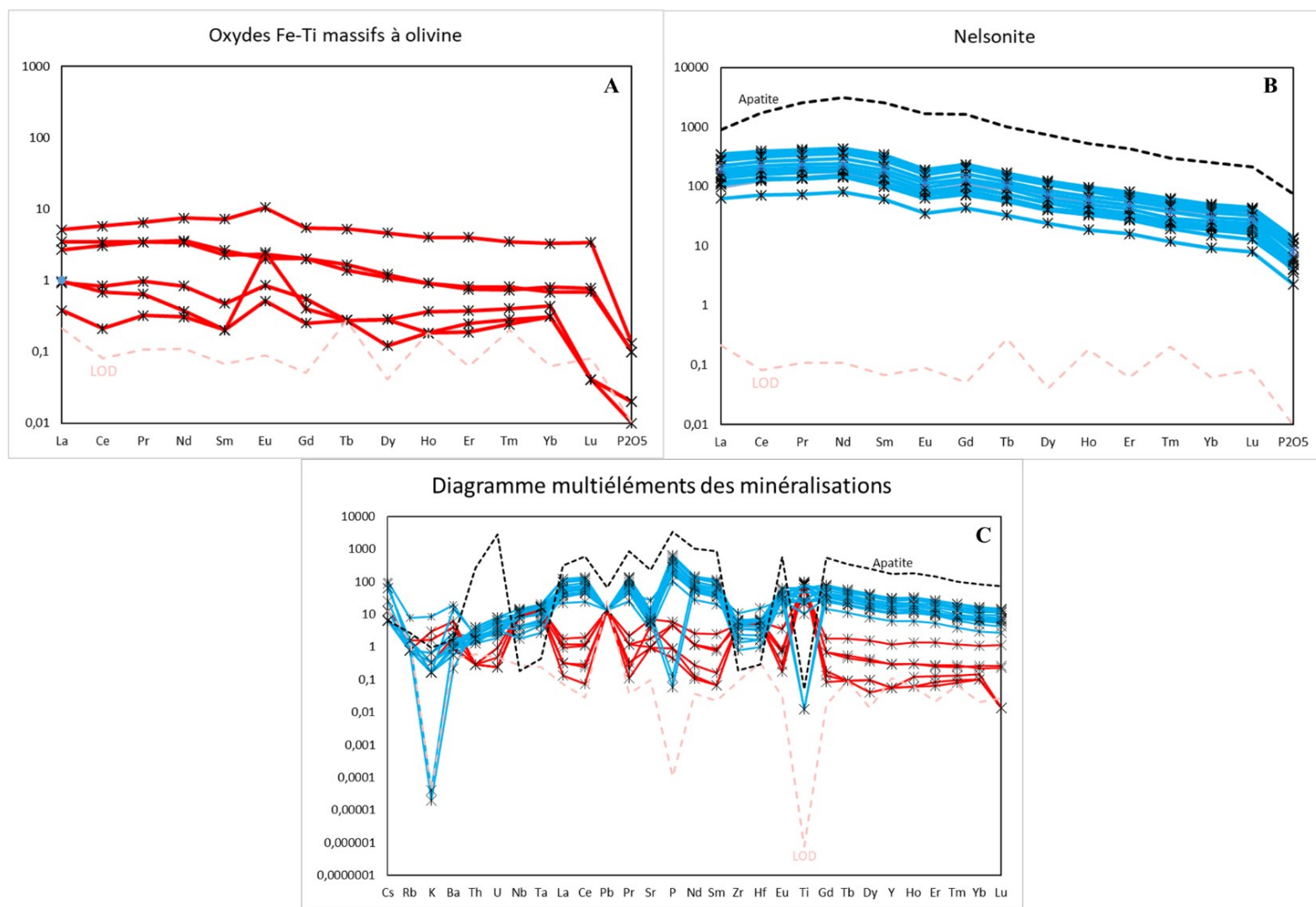


Figure 50 : Patrons de terres rares (ETRs) des minéralisations normalisés par rapport aux chondrites et au manteau primitif pour les multiéléments : A) Diagramme de terres rares des oxydes Fe-Ti massifs à olivine (en rouge); B) Diagramme de terres rares de la nelsonite (en bleu); C) Diagramme multiélément des oxydes Fe-Ti massifs à olivine (en rouge) et de la nelsonite (en bleu). La ligne pointillée rosée représente la limite de détection. Les valeurs de normalisation aux chondrites viennent de Sun et McDonough (1989; Figures 50A et B) et les valeurs de normalisation au manteau primitif viennent de McDonough et Sun (1995; Figure 50C).

4.3 Synthèse

De façon générale dans les suites anorthositiques, les lithologies silicatées à grains grossiers (anorthosites, leuconorite, leucotroctolite) et minéralisées (nelsonites et oxydes Fe-Ti massifs) représentent des cumulâts, tandis que, les dykes (grains fins) représentent des liquides. Les anorthosites, un cumulât de plagioclase, montrent une chimie d'éléments majeurs et traces contrôlée par la chimie du plagioclase, tandis que les leuconorites, un cumulât de plagioclase et orthopyroxènes, ou les leucotroctolites, un cumulât de plagioclase et olivine, des chimies contrôlées par un mélange des deux phases silicatées dominantes. Des anomalies en $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})}$ et TiO_2 indique la présence d'oxydes de fer et titane, tandis que des anomalies en P_2O_5 indique la présence d'apatite. Les dykes de ferrodiorite et de (leuco)gabbonorite présentent des compositions qui s'étendent de (trachy)basaltique à (trachy)andésitique, tandis que les dykes de leucotroctolite sont caractérisés par une composition essentiellement basaltique, tous à affinité tholéiitique. Les dykes se distinguent des cumulâts anorthositiques par leurs teneurs en éléments incompatibles (ETRs, Th, U, Zr, Hf, Rb) relativement supérieures aux teneurs des cumulâts anorthositiques. Les nelsonites ont des teneurs élevées en ETRs et en P_2O_5 typique de l'apatite, par rapport aux oxydes Fe-Ti massifs qui sont pauvres en ETRs, dû à l'absence de plagioclase, pyroxènes et apatite. Les oxydes Fe-Ti massifs ont une forte anomalie positive en Ti et Nb-Ta dû aux oxydes de fer et titane.

CHAPITRE 5

CHIMIE MINÉRALE

5.1 Méthodologie et contrôle de qualité

Pour la chimie minérale, la composition des plagioclases a été déterminée principalement par fluorescence X portative (XRFp) dans les lithologies à grains grossiers. En revanche, la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation laser (LA-ICP-MS) a été utilisée pour analyser la composition des plagioclases dans les lithologies à grains fins (comme les dykes), dans les lithologies grossières avec plagioclases contenant des impuretés et les rares cristaux de plagioclase observés dans les lames minces des minéralisations (N = 3). Cette dernière technique a également permis de déterminer la composition des orthopyroxènes dans un sous-ensemble d'échantillons représentatifs des différents domaines (central : N= 6 ; est : N= 2). L'analyse des orthopyroxènes a été réalisée, car leur teneur en aluminium (Al) est couramment utilisée pour estimer la profondeur de cristallisation des suites anorthositiques (Charlier et al., 2010; Heinonen et al., 2020).

5.1.1 Fluorescence X portatif (XRFp)

Les analyses de la fluorescence X portatif (XRFp) ont été réalisées au Laboratoire de Matériaux Terrestres (LabMaTer) de l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC) pour déterminer la calcicité et le contenu en Sr des plagioclases des roches anorthositiques (et de la minéralisation, quand présente) de la zone d'étude. L'appareil utilisé pour la fluorescence X portatif (XRFp) est Olympus Vanta modèle VMR série 821719 en prêt du ministère des Ressources Naturelles et des Forêts (MRNF), suivant le protocole de Tondoh (2021) et Mercier (2022) décrite dans Diyoyo et al. (2024), sur les surfaces lisses (sciées) des échantillons. La calcicité ou teneur en anorthite (An) est normalement donnée par le rapport entre calcium sur la somme de calcium (Ca) et sodium (Na) en pourcentage molaire (% mol; $\text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Na})$). Étant donné que le XRFp ne mesure pas facilement le Na (élément trop léger), cette méthode se base sur la double substitution $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{3+} \rightleftharpoons \text{Na}^{+} + \text{Si}^{4+}$ dans les plagioclases, qui après vérification, permet l'utilisation du rapport Ca/Si comme un proxy pour la calcicité dans l'absence de mesure de Na (Tondoh, 2021). Afin d'assurer la qualité des données, les matériaux de référence des plagioclases du LabMaTer (20AT04, RTS026B, BCP09, MGSCB03, LPR07, 20PM02, 21PM13B; caractérisés par LA-ICP-MS) ont été également analysés au début et à la fin de chaque journée d'analyse pour évaluer la qualité des données (voir annexes 12 - 18). Globalement, ces matériaux de référence ont démontré une bonne justesse ($\leq 4\%$ différence relative) et une bonne précision ($\leq 1,9\%$ écart-type relatif) pour le calcul de la calcicité et les teneurs en Sr (Figure 51). Cela montre que l'instrument XRFp utilisé pour cette étude n'a pas de biais pour ces éléments et qu'aucune correction n'était nécessaire.

Parmi les 224 échantillons ramassés de 96 affleurements, 113 échantillons ont été analysés, totalisant 809 analyses minéralogiques par XRFp. À cela s'ajoutent 71 analyses

XRFp effectuées sur 14 échantillons issus de deux forages (23BL01 et 23BL02) dans la zone minéralisée de Bégin-Lamarche. Pour chaque échantillon, 3 à 5 grains de plagioclase au moins ont été analysés. Parmi ces analyses, 435 (correspondant à 60 échantillons) ont révélé des teneurs élevées en impuretés, comprises entre 0,5 % et 10 % de Fe ou Mg, indiquant la présence de minéraux mafiques dans la fenêtre d'analyse/dans le plagioclase. Certaines de ces analyses ont été écartées, car la présence de Si et/ou Ca provenant des impuretés de minéraux mafiques auraient biaisé le calcul de la calcicité. Les lithologies les plus concernées par ces impuretés sont principalement les leuconorites, qui contiennent de l'orthopyroxène et des oxydes de fer dans leur minéralogie. En revanche, 22 échantillons présentant des teneurs en Fe comprises entre 0,5 % et 8 %, mais sans Mg, ont été retenus pour le calcul de la calcicité. Ces teneurs indiquent la présence d'oxydes de fer plutôt que de silicates, ce qui n'influence pas le rapport Ca/Si, étant donné que les oxydes de Fe ne contiennent ni Ca ni Si. Par ailleurs, l'analyse de lames minces par laser (LA-ICP-MS) au LabMaTer a permis de déterminer la calcicité et le contenu en Sr de 14 échantillons dans le cas où les plagioclases étaient trop petits pour analyser par XRFp (ex. les dykes, la minéralisation) ou il avait des impuretés.

Pour s'assurer de la qualité des données, une comparaison a été réalisée entre les teneurs en anorthite (Figure 51A) et en strontium (Figure 51B) obtenues par XRFp et LA-ICP-MS. En utilisant les matériaux de référence des plagioclases du LabMaTer (20AT04, RTS026B, BCP09, MGSCB03, LPR07, 20PM02, 21PM13B), les deux méthodes ont présenté des teneurs en anorthite et en strontium se trouvant dans l'intervalle de l'écart-type (justesse) $< 5\%$ (Figure 51). La majorité des lithologies analysées par les deux méthodes se trouve également dans l'intervalle de l'écart-type (justesse) de $\pm 5\%$. Cependant, certaines

lithologies comme la leuconorite (23JD09A1 et 23JD31A1) et la ferrodiorite (23JD033A1) ont présenté une variation de justesse supérieure à ± 5 % pour la calcicité (Figure 51). Pour les teneurs en strontium, un échantillon de leucogabbro norite (23JD46A1) a présenté une justesse supérieure à ± 6 % (Figure 51). Cela est certainement dû aux impuretés qui sont fréquemment associées aux lithologies à orthopyroxène telles que la leuconorite.

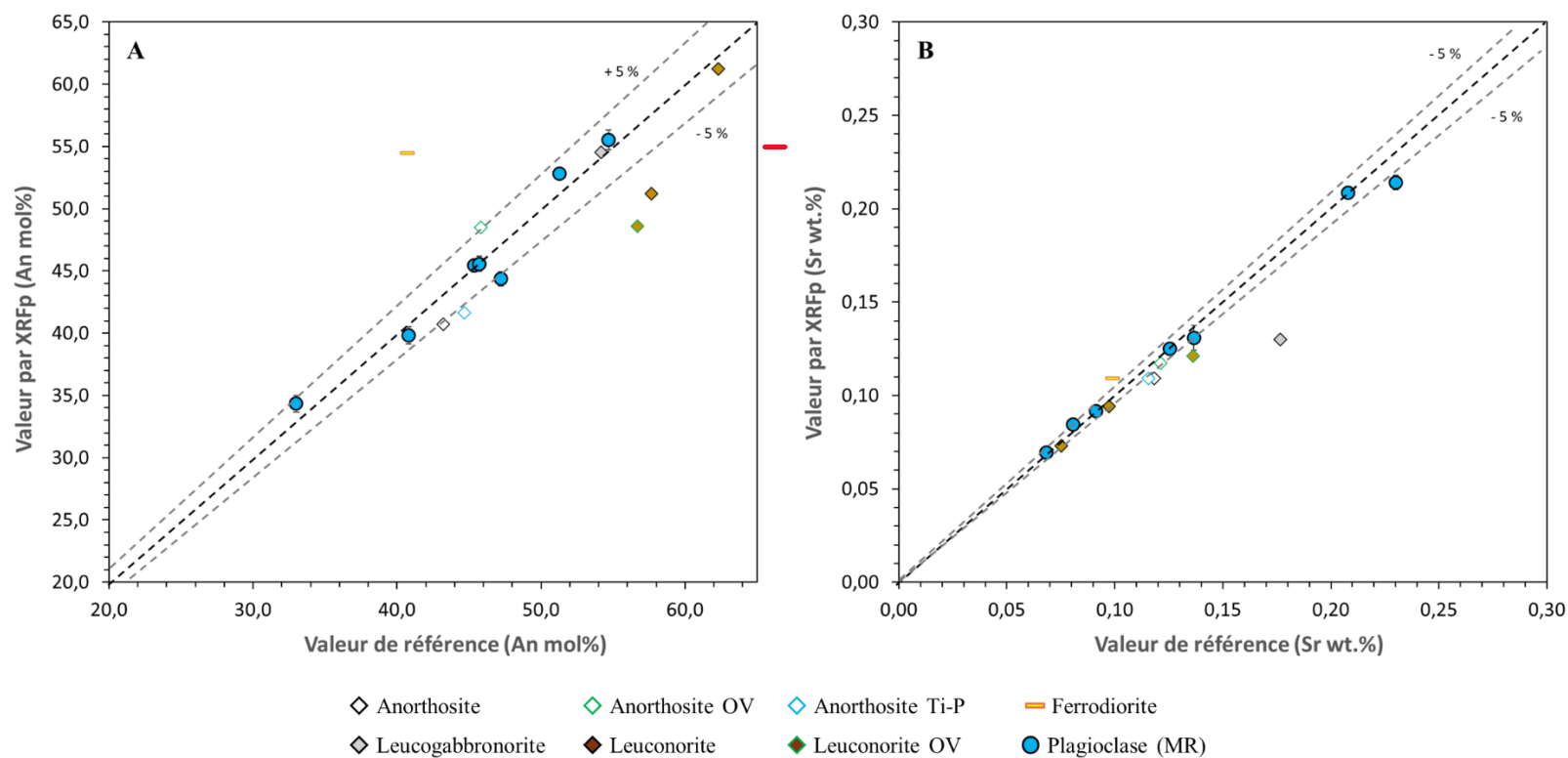


Figure 51 : A) Diagramme binaire comparant la calcicité (An mol %) de plagioclase obtenue par XRFp et par LA-ICP-MS (valeur de référence) pour les 7 matériaux de références du plagioclase et 8 échantillons ; B) Diagramme binaire comparant la teneur en strontium de plagioclase obtenue par XRFp et par LA-ICP-MS (valeur de référence). La ligne pointillée noire représente une corrélation 1:1 entre les données de calcicité de LA-ICP-MS et de XRFp et les lignes pointillées grises représentent l'intervalle d'écart type (justesse) défini à $\pm 5\%$.

5.1.2 Spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif avec ablation laser (LA-ICP-MS)

Le LA-ICP-MS a été utilisé dans cette étude afin de déterminer la composition, en éléments majeurs et en éléments traces de certains cristaux d'orthopyroxène (Al, Mg, Fe, V, Cr, Mn et Ni) et de plagioclase (Na, Al, Si, Ca et Sr). Les analyses ont été réalisées au laboratoire LabMaTer de l'UQAC. L'appareil est constitué d'un ICP-MS Agilent 8900, couplé à un laser ArF Excimer Resonetics M-50 (193 nm). Les paramètres utilisés étaient un faisceau de 55 μm , qui était déplacé en lignes de 7 à 10 $\mu\text{m/s}$, avec une fréquence de 15Hz, une puissance de 10,2 mJ/pulse, un '*dwell time*' de 5 ms et une fluence de 5 J/cm². Les analyses ont duré de 15 - 60 secondes après l'acquisition du fond du blanc gazeux (30 secondes). Le matériau ablaté a été transporté dans l'ICP-MS par un mélange de gaz Ar-He à un débit de 0,8–1 L/min pour Ar et 350 mL/min pour He, et 2 mL/min d'azote ont également été ajoutés au mélange. Au total, 3 à 7 grains d'orthopyroxène et de plagioclase ont été analysés par lame mince polie, pour un total de 146 analyses. Le mode d'acquisition en ligne droite a été privilégié afin d'incorporer les exsolutions (clinopyroxène, oxydes, plagioclase si présent) dans l'orthopyroxène.

Les matériaux de référence utilisés pour l'orthopyroxène et pour le plagioclase (NIST610, NIST612, GSD-1g, GSE-1g pour la calibration et G-PROBE6 comme moniteur) ont été analysés afin de garantir la qualité et la fiabilité des données acquises. En l'absence de matériaux de référence disponibles pour l'orthopyroxène et le plagioclase, des analyses répétées de l'olivine mongOL Sh11-2 (Batanova et al., 2019) et du plagioclase MGSCB03 (LabMaTer) ont été effectuées. Le schéma de réduction de données du logiciel Iolite 4 '*3D*

Trace elements tool (Bence et al., 2023; Savard et al., 2023) a permis le traitement des analyses en utilisant la somme des éléments majeurs des minéraux silicatés normalisée à 100 % d'oxydes. Les données des échantillons et des matériaux de références se trouvent dans les annexes 6 – 10 et 19. Le contrôle de qualité montre que les éléments majeurs et traces sont déterminés avec une précision < 10 % et une justesse < 5 % (Annexes 20 – 26).

5.2 Chimie du plagioclase

En général, la composition de plagioclase a ainsi été déterminée pour les lithologies suivantes : 35 anorthosites, 25 leuconorites, 15 (leuco)troctolites, 7 (leuco)gabbonorites, 2 ferrodiorites (dykes), 1 leucotroctolite (dyke), 3 nelsonites $\pm$ olivine, 1 gabbnorite à oxydes de fer et apatite, 1 troctolite à oxydes de fer et apatite, 1 enclave d'anorthosite dans les oxydes Fe-Ti massifs et 1 enclave de leucotroctolite dans la nelsonite. Les données des échantillons analysés se trouvent dans les annexes numériques 3 à 8. Les teneurs moyennes en strontium (Sr) et en anorthite (An mol %) des plagioclases de cette étude (marge sud de la SALSJ) ont été comparées aux teneurs en strontium et en anorthite des marges est (Diyoyo et al., 2025b) et ouest (Gueye, 2023) de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) dans la figure 52. Les teneurs en anorthite des plagioclases de la SALSJ varient généralement de labradorite (An 70 – 50) à andésine (An 50 – 30). Ces valeurs sont similaires pour les marges Est, Ouest et Sud. Mais les teneurs en Sr définissent trois populations d'anorthosite : une à basse teneur en strontium ($Sr < 0,07$ %) pour la marge Ouest, une à teneur moyenne en strontium pour la marge Est ($Sr = 0,07 - 0,1$ %) et une à haute teneur en strontium (0,1 - 0,15 %) pour une grande partie de la marge Sud (Figure 52). Pour chaque population de l'ouest et de l'est, la

teneur en Sr reste globalement constante tandis que le plagioclase varie de la labradorite à l'andésine (c.-à-d. à mesure que la teneur en An diminue; Figure 52). Il en résulte ainsi des tendances parallèles avec des teneurs en Sr différentes (Figure 52).

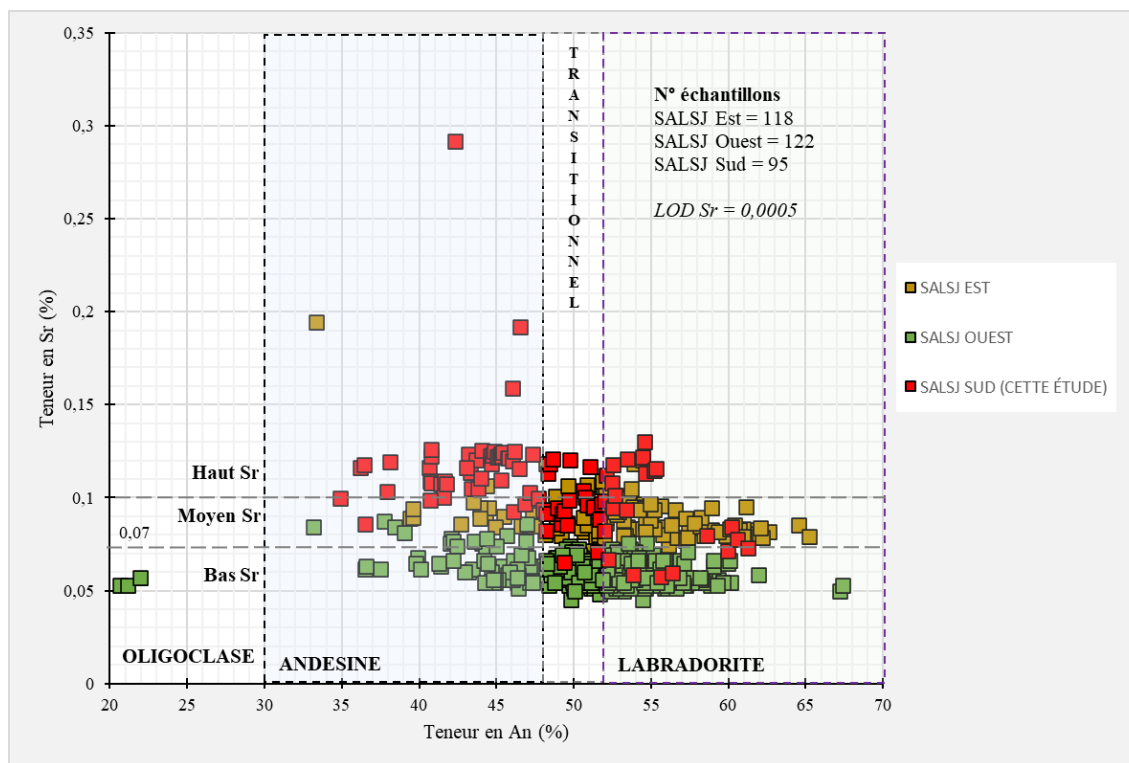


Figure 52 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases dans les roches anorthositiques de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ). Comparaison entre les données de cette étude (marge SALSJ sud – rouge) et celles de SALSJ Est (orange; Katako Diyoyo et al. 2025) et SALSJ Ouest (vert; Gueye, 2023). LOD – limite de détection ou *limit of detection*.

En général, la calcicité observée dans la zone d'étude (marge sud ; Figures 53 – 56) varie de 36,2 à 61,2 % An et le Sr de 0,06 à 0,13 % avec 3 échantillons avec de très hautes teneurs en Sr (0,16 - 0,29 %). En particulier, 48 % des roches ont présenté une calcicité dominée par l'andésine (An 36,2 – 47,7), suivi par 27 % des roches avec une calcicité transitionnelle (An 48 – 51,9) et enfin par 25 % des roches avec une calcicité labradoritique (An 52,1 – 61,2). Globalement, le Sr a une tendance à augmenter, alors que la calcicité diminue (Figures 53 – 54) : les teneurs en Sr de plagioclases de type-labradorite varient de

0,05 à 0,14, alors que les teneurs de plagioclases de type-andésine présentent exclusivement des teneurs hautes de Sr (0,1 – 0,15 %).

Concernant les teneurs en Sr dans les plagioclases (Figures 53, 54 et 56), la majorité des échantillons (95 %, soit 87/92) ont présenté des teneurs en strontium supérieures à 0,07 %. Parmi ces 87 échantillons, 69 % ont une haute teneur en strontium ($Sr \geq 0,1$ %) alors que 31 % présentent une teneur en strontium intermédiaire ($0,07 < Sr \leq 0,1$ %).

Les données sont présentées en fonction de la lithologie et de la localité (secteur de Saint-Charles de Bourget dans le sud et le secteur de Bégin-Lamarche dans le nord) dans la figure 54. Dans l'ensemble, ces données montrent que la chimie de plagioclase (teneurs en An et Sr) est indépendante de la lithologie et localité. En détail, dans les deux secteurs, les échantillons à haute teneur en strontium (0,1 à 0,13%) de plagioclase sont constitués de : anorthosites $\pm$ olivine et/ou orthopyroxène (27), leuconorites (15), leucotroctolites (8), leucogabbronorites (2), et le dyke de ferrodiorite (2). Les échantillons à teneurs en strontium intermédiaires (0,07 – 0,1 %) de plagioclases sont aussi constitués de mêmes lithologies : anorthosites $\pm$ olivine ou orthopyroxène ou clinopyroxène (9), leuconorites (8), leucotroctolites $\pm$ orthopyroxène (6) et leucogabbronorites $\pm$ olivine (3) et le dyke de leucotroctolite à clinopyroxène (1). Dans le secteur de Saint-Charles de Bourget, la calcicité du plagioclase varie de An 43 – 62, tandis que dans le secteur de Bégin-Lamarche, elle varie de An 35 – 55 (Figure 54). Les plagioclases des 2 dykes de ferrodiorite analysés ont une calcicité de type andésine (An 40 - 41) et des teneurs en Sr similaires ($Sr = 0,1$ %). Les plagioclases du dyke de leucotroctolite sont de type andésine (An 46,1) avec une teneur en strontium de $Sr = 0,09$ %.

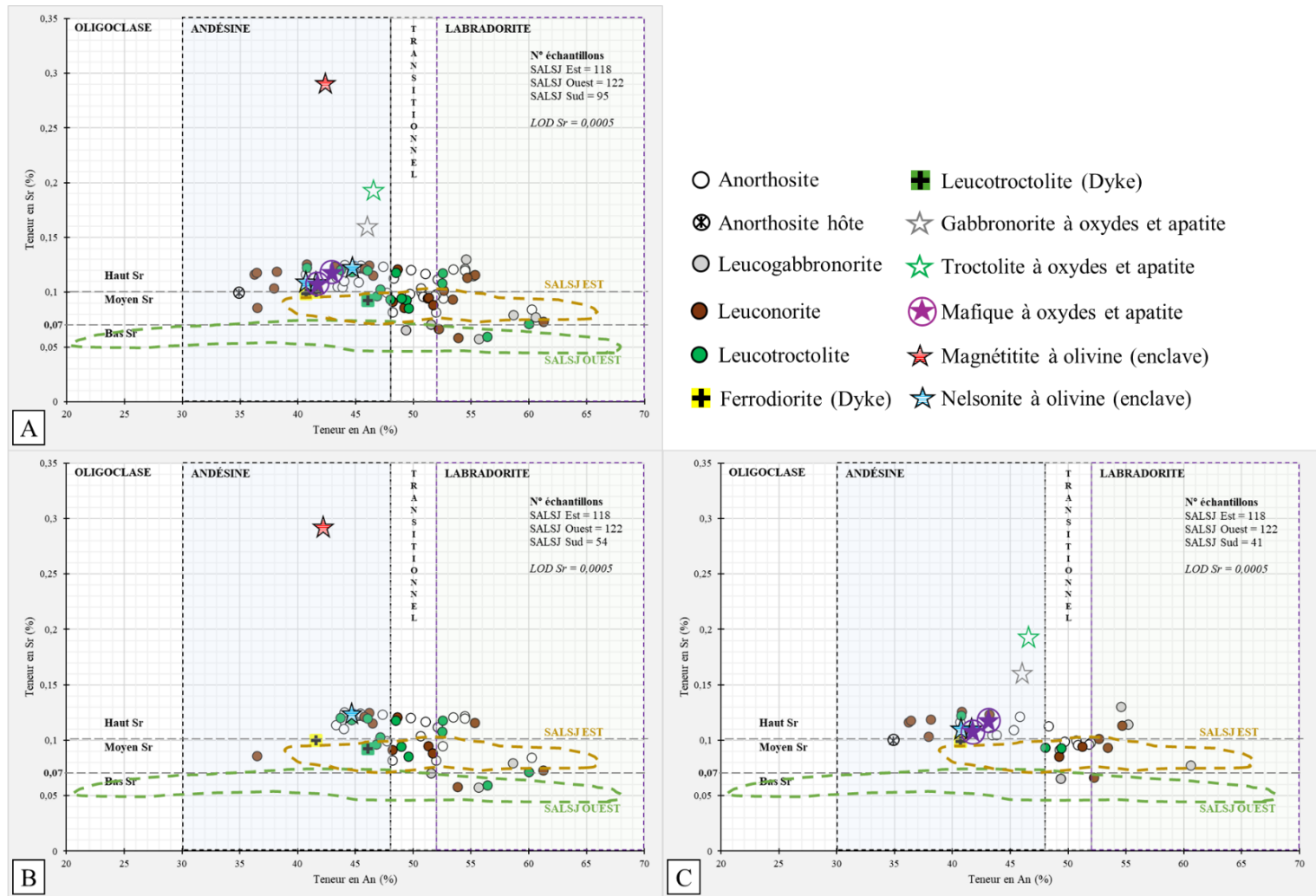


Figure 53 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases dans les roches anorthositiques dans la zone d'étude selon leurs lithologies et localisation. A) Comparaison entre les principales lithologies (cercles), les dykes (croix) et les minéralisations (étoiles) pour A) la zone d'étude, B) le secteur de Saint-Charles-de-Bourget et C) le secteur de Bégin-Lamarche. L'astérisque et les étoiles encadrées correspondent aux données de plagioclases de Banerjee et al. (2025), issues d'échantillons de carottes de forage des zones Nord et Sud à Bégin-Lamarche, ajoutées à titre de comparaison. LOD – limite de détection ou *limit of detection*.

Seulement les grains de plagioclase (type-andésine) dans les roches minéralisées – à savoir les oxydes Fe-Ti massifs à olivine (1) à Saint-Charles-de-Bourget et la gabbro-norite à oxydes et apatite (1) et la troctolite à oxydes et apatite (1) à Bégin – Lamarche – ont une teneur systématiquement plus élevée en Sr variant de 0,15 - 0,29 % (teneurs les plus élevées rapportées pour la SALSJ) comparativement aux roches hôtes (Figures 53 – 55). Seulement les enclaves d'anorthosite/leucotroctolite dans la minéralisation (oxydes Fe-Ti massifs, nelsonite à olivine) ont une composition de plagioclase similaire aux roches hôtes (An 40 – 45 ; Sr 0,1 – 0,13%).

5.2.2 Distribution spatiale de la chimie de plagioclase dans la zone d'étude

La zone d'étude qui regroupe les secteurs de Saint -Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche a été divisée en 3 domaines principalement sur la base de la chimie des plagioclases en plus du grain structural régional et des patrons de susceptibilité magnétique : le domaine central, qui est constitué du corridor minéralisé en Fe-Ti-P et les mégadykes, bordé par les domaines géochimiques de l'est et l'ouest de chaque côté (Figures 54 – 56). Dans ce domaine central, les roches hôtes avoisinantes situées dans un rayon ≤ 200 m autour de la minéralisation à Saint-Charles-de-Bourget et à Bégin-Lamarche sont définis comme appartenant à la zone minéralisée. Ces résultats (Figures 54 – 56) démontrent que la chimie de plagioclase est différente entre le domaine central et les domaines de l'Est et l'Ouest.

Le domaine central (corridor minéralisé) est caractérisé par l'anorthosite, la leucotroctolite, la leuconorite et, plus rarement, la leucogabbro-norite (Figure 54 – 56) avec des plagioclases de type andésine (An 35 – 49) à labradorite (rarement) et des teneurs en

strontium exclusivement élevées (0,1 à 0,13 %). À l'est et à l'ouest du corridor minéralisé, les roches encaissantes régionales sont dominées par la leuconorite avec quelques bandes leucotroctolitiques et une proportion moindre de leucogabbro-norite (Figures 54 – 56). La teneur en An du plagioclase de ces lithologies varie de l'andésine à la labradorite (An 46 – 61, avec une valeur aberrante à An 36), mais toutes ont des teneurs en strontium nettement plus faibles ($\leq 0,1$ %) que celles du domaine central. Leur composition en plagioclase est en revanche similaire à celle des marges Est de la SALSJ, avec quelques lithologies similaires à celles de marge Ouest de SALSJ (Figures 55 – 56).

Dans le corridor minéralisé à Bégin-Lamarche (Figure 56), les plagioclases de la zone minéralisée analysés dans cette étude ainsi que par Banerjee et al. (2025) à Bégin-Lamarche présentent généralement une calcicité de type andésine (An 35 – 47) avec des teneurs en Sr variant de 0,1 – 0,13%. Plus loin de la zone minéralisée, mais toujours à l'intérieur du corridor, les plagioclases ont une calcicité plus élevée (An 44 – 62). Trois échantillons minéralisés (oxydes Fe-Ti massifs à olivine, gabbro-norite à oxydes et apatite et troctolite à oxydes et apatite) ont une composition de plagioclase similaire, de type en andésine (An 42 – 46), à celle de la zone minéralisée, mais avec des teneurs exceptionnellement élevées en Sr (0,15 - 0,29 %). Les compositions de plagioclase de la minéralisation en Fe-Ti-P à Saint-Charles-de-Bourget et à Bégin-Lamarche sont similaires à celles des plagioclases dans la minéralisation en Fe-Ti-P de Mirepoix et Lac à l'Orignal (An 35 – 48 et Sr 0,14 – 0,28 %) associées à l'anorthosite plus jeune de Vanel (Miloski et al., 2024; Miloski et al., 2023b).

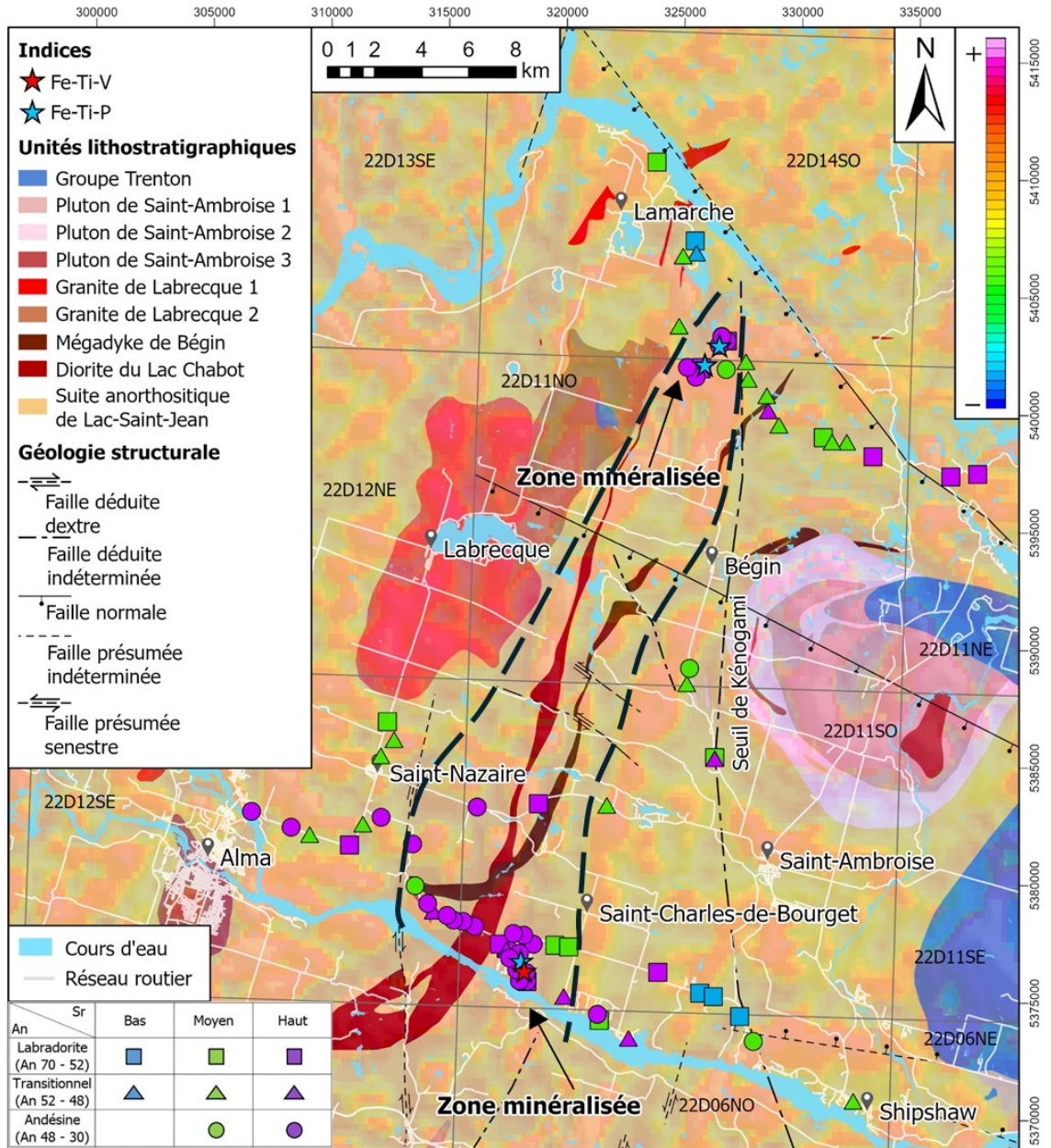


Figure 54 : Carte de la distribution des teneurs en anorthite (An mol %) et strontium (Sr en %) de plagioclases des roches anorthositiques dans les secteurs Saint-Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche sur fond de carte géologique et géophysique (gradient vertical du champ magnétique résiduel modifié de Intissar et Benahmed (2021) ; géologie modifiée SIGEOM (2024) et structures régionales modifiées de SIGEOM-PACES (2024). Les lignes tiretées en noir montrant les limites du domaine central.

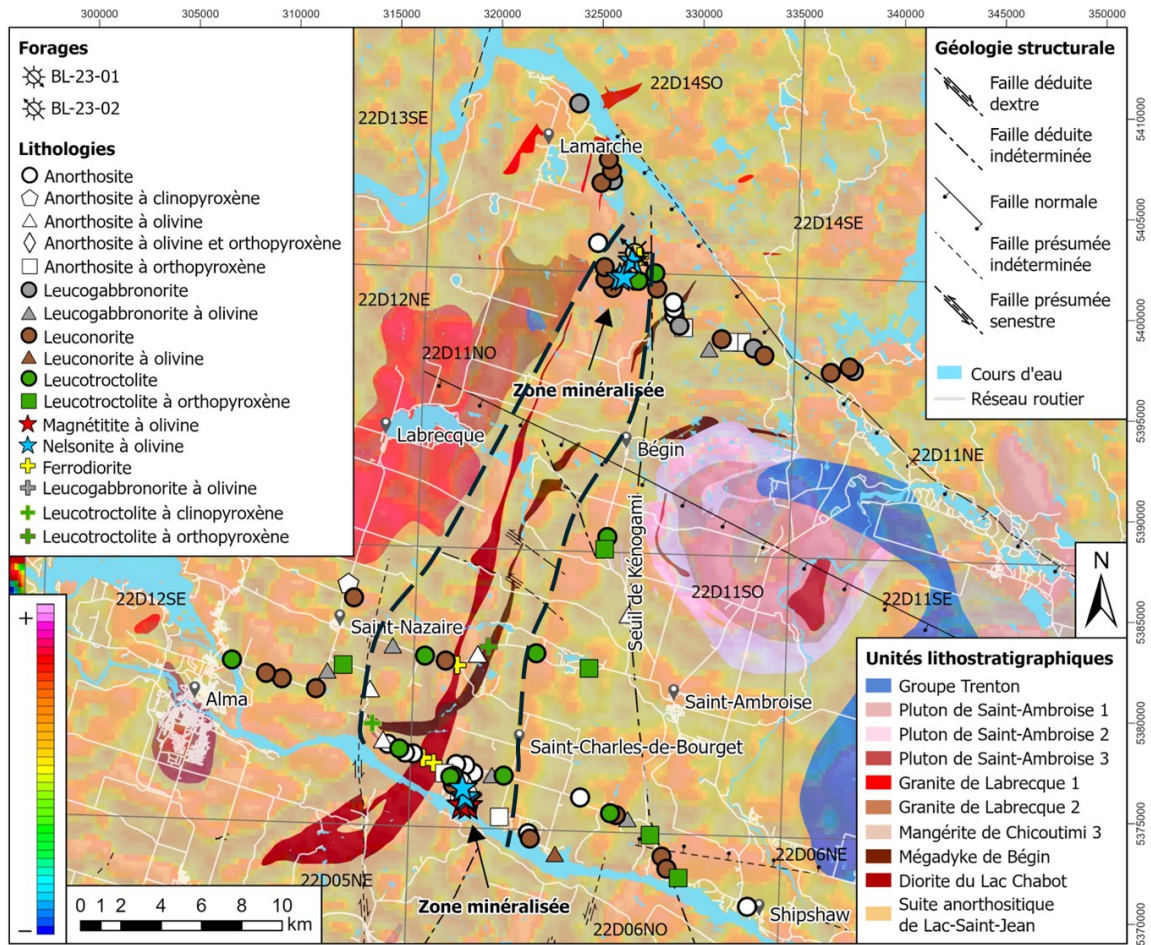


Figure 55 : Carte de distribution des principales lithologies observées aux différentes stations d'observation pour les deux secteurs d'études (Saint-Charles-de-Bourget et Bégin-Lamarche) sur fond de carte géologique et géophysique (gradient vertical du champ magnétique résiduel) modifiée de Intissar et Benahmed (2021) ; géologie modifiée SIGEOM (2024) et structurales régionales modifiées de SIGEOM-PACES (2024). Les symboles colorés (carré, cercle, losange et triangle) représentent les principales lithologies de la zone d'étude. Les croix colorées représentent les dykes. Les étoiles colorées représentent les minéralisations. Les lignes tiretées en noir montrant les limites du domaine central.

5.3 Chimie de l'orthopyroxène

Les analyses au LA-ICP-MS ont permis de déterminer la composition des orthopyroxènes de 9 lithologies (7 dans le domaine central et 2 dans le domaine est) : 3 leuconorites, 3 (leuco)gabbronorites, 2 ferrodiorites (dykes) et 1 gabbronorite à oxydes et apatite. Parmi ces lithologies, seule la gabbronorite n'a pas été analysée simultanément pour déterminer la composition du plagioclase. La composition des orthopyroxènes analysés, notamment les teneurs en Al_2O_3 , V, Cr, Ni et Mn ainsi que le $\text{Mg\#}$ calculé est présentée dans les annexes numériques 9 et 10. Ces données sont également illustrées sur les diagrammes binaires (élément versus $\text{Mg\#}$, qui est un indicateur de la cristallisation fractionnée) en fonction de la lithologie et du domaine (Figures 57 – 59). Le nombre de magnésium ou rapport magnésium-fer ($\text{Mg\#}$) est un paramètre géochimique permettant de mesurer la différenciation au cours de l'évolution d'une séquence ignée (Rollinson, 1993). Il peut-être exprimé sous forme de fraction atomique : $\text{Mg\#} = [\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})] * 100$.

Le $\text{Mg\#}$ et la teneur en Al_2O_3 des orthopyroxènes varient respectivement de 73 – 46 et 3,5 – 0,8 % (Figure 57). Les leuconorites (Figure 57A) présentent les valeurs d'orthopyroxène les plus élevées pour les teneurs en Al_2O_3 (3,5 – 1,7 %) et les $\text{Mg\#}$ (72 – 69) alors que les dykes de ferrodiorite présentent les valeurs les plus basses pour les teneurs en Al_2O_3 (1,1 – 0,8 %) et les $\text{Mg\#}$ (49 - 46). L'orthopyroxène dans les leucogabbronorites présente les teneurs en Al_2O_3 à 1,9 % et les $\text{Mg\#}$ variant de 73 – 59, similaires à celle dans la gabbronorite à oxydes et apatite (2,3 de Al_2O_3 et 61 pour $\text{Mg\#}$: Figure 57A). L'orthopyroxène dans la gabbronorite présente 1,2 % de Al_2O_3 et 62 pour le $\text{Mg\#}$

En comparant les domaines, les orthopyroxènes du domaine central présentent des teneurs en Mg et en Al_2O_3 similaires à celles du domaine est (Mg# 72 – 68 et 1,8 – 2,5 de % Al_2O_3), bien que davantage de données provenant du domaine est soient nécessaires pour le confirmer

En ce qui concerne les teneurs en éléments traces (en ppm) dans l'orthopyroxène (Figures 58 et 59), les teneurs de Cr (917,8 - 0,4), Ni (291,9 – 14,2) et V (165,4 - 13,8) diminuent globalement à mesure que le Mg# diminue, tandis que celles en Mn augmentent (2306 – 6611,2). Cela confirme que le Mg# des orthopyroxènes enregistre la cristallisation fractionnée du magma ayant formé ces roches, puisque le Cr, le Ni et le V se comportent comme des éléments compatibles, alors que le Mn est incompatible. L'orthopyroxène dans les dykes de ferrodiorite présente les plus basses teneurs en Cr et Ni (avec le Mg# le plus bas) et les teneurs en Mn le plus haut, indicatif d'un magma le plus évolué.

Selon le type lithologique (Figure 58), les teneurs en Cr, Ni et V diminuent des lithologies à grains grossiers vers les dykes, en parallèle avec la baisse du Mg#, tandis que les teneurs en Mn montrent la tendance inverse, augmentant des lithologies à grains grossiers vers les dykes. En comparant les données des éléments traces de l'orthopyroxène par domaine, les données des domaines central et est (Figure 59) présentent une même tendance, toutefois des données supplémentaires sont requises pour une meilleure analyse du domaine.

Les analyses de chimie minérale de l'orthopyroxène et du plagioclase ont permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (SALSJ) ou la marge sud se démarque des marges ouest et est par ses teneurs en Sr (> 0,07 %). Dans la marge sud, le domaine central se distingue des domaines est et ouest par sa calcicité de type andésine et ses teneurs en Sr qui varie de 0,0 à 0,2.9 et les lithologies telles que l'anorthosite,

la leucotroctolite et la leuconorite qui sont dominantes. Les domaines est et ouest sont principalement constitués de leuconorite et quelques troctolitiques, une calcicité de variant de labradorite et andésine et des teneurs en Sr basses ($< 1\%$). Les orthopyroxènes des dykes de ferrodiorite présentent des $Mg\#$ et des teneurs en Al_2O_3 inférieurs à ceux des lithologies anorthositiques, sans différence notable entre les domaines central et est, probablement en raison du nombre limité d'analyses.

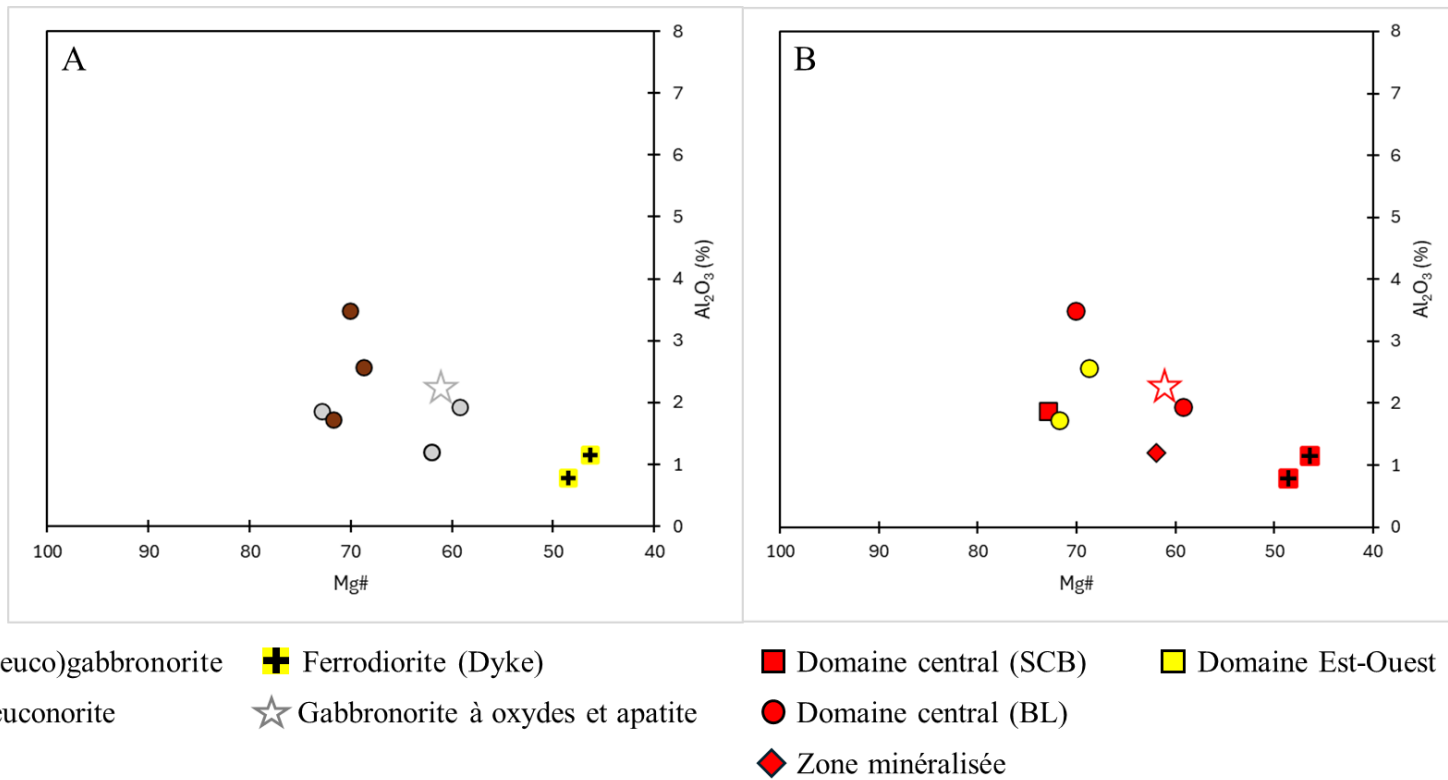


Figure 57 : Diagrammes binaires comparant les teneurs en Al₂O₃ (%) et les Mg# des orthopyroxènes de certaines lithologies. A) Comparaison entre les lithologies, les dykes et la minéralisation en Fe-Ti-P ; B) Comparaison entre les domaines central et est. SCB : Saint-Charles-de-Bourget ; BL : Bégin-Lamarche.

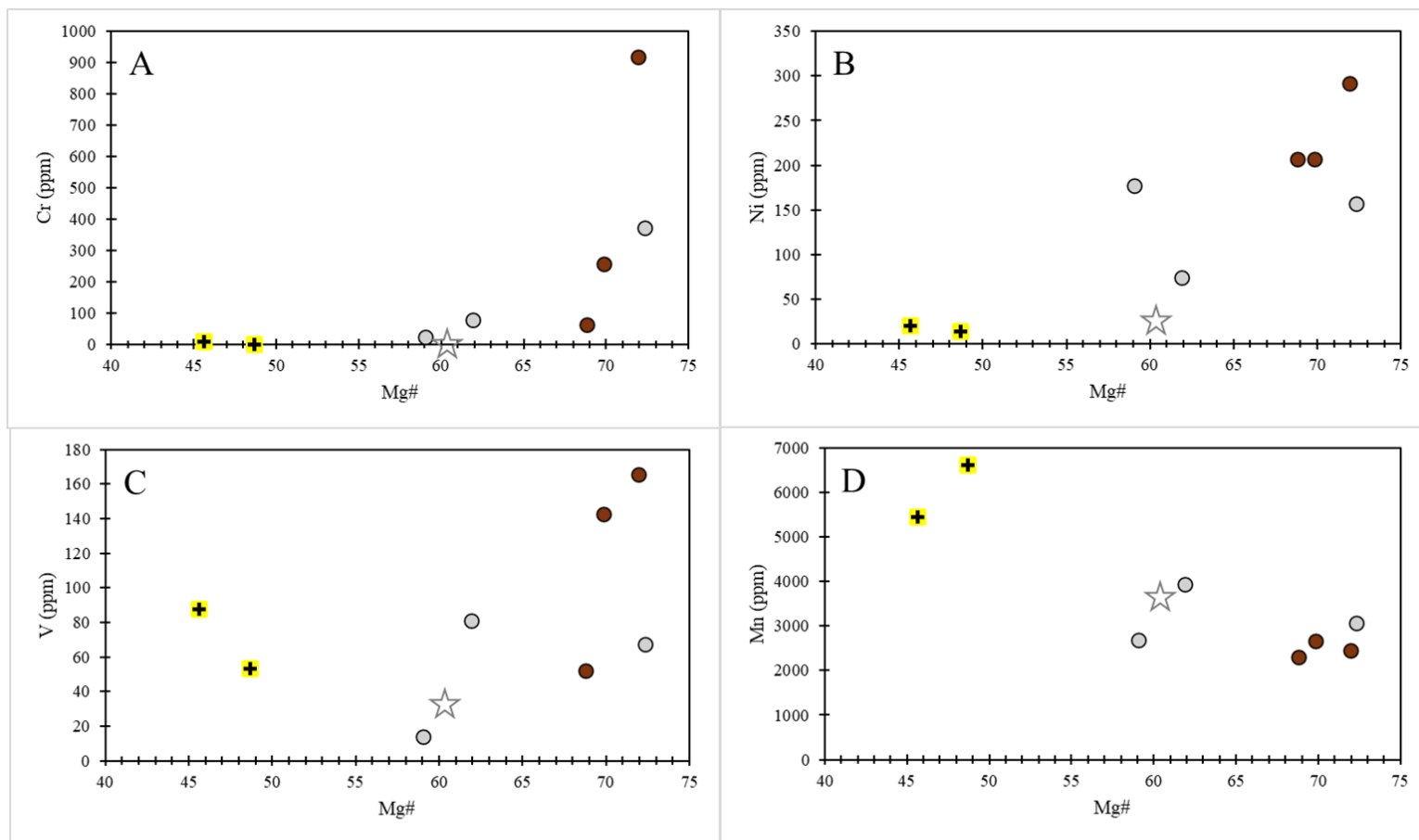


Figure 58 : Diagramme binaire comparant les teneurs en éléments traces (ppm) avec le Mg# de l'orthopyroxène entre les différentes lithologies : A) Cr vs Mg# ; B) Ni vs Mg# ; C) V vs Mg# ; D) Mn vs Mg#.

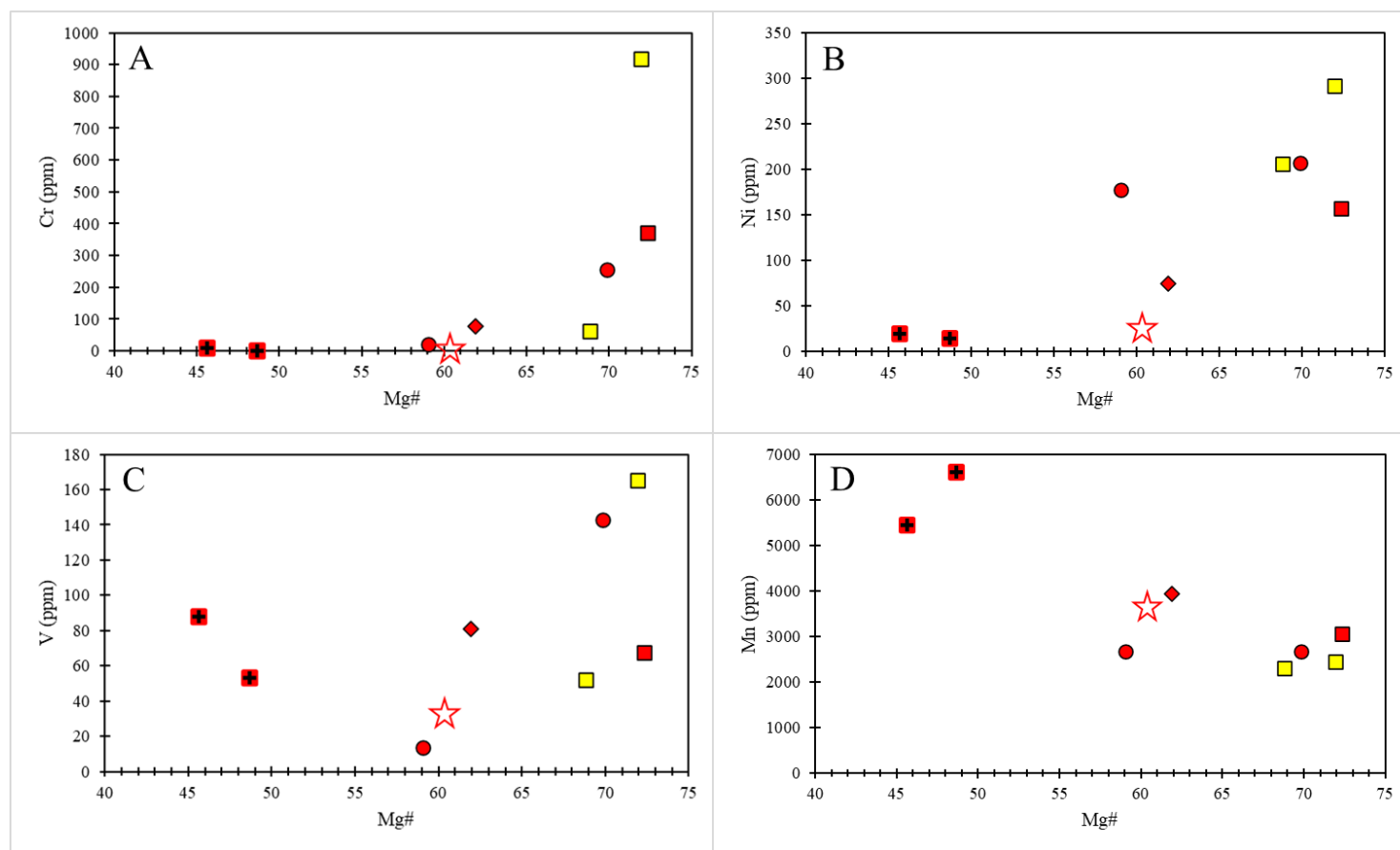


Figure 59 : Diagramme binaire comparant les teneurs en éléments traces (ppm) avec le Mg# de l'orthopyroxène entre les différents domaines : A) Cr vs Mg# ; B) Ni vs Mg# ; C) V vs Mg# ; D) Mn vs Mg#. SCB : Saint-Charles-de-Bourget ; BL : Bégin-Lamarche.

5.4 Synthèse

Les analyses de chimie minérale de l'orthopyroxène et du plagioclase ont permis de mettre en évidence plusieurs domaines géochimiques distincts dans la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean. Dans le secteur d'étude, la marge sud se démarque par ses teneurs en Sr moyenne supérieures à 0,07 %. Le corridor minéralisé se distingue des roches situées à l'est et l'ouest par la composition des plagioclases, qui varient de l'andésine à la labradorite (An 41 – 55) et présentent des teneurs en Sr relativement élevées ($Sr = 0,1 - 0,13 \%$). La zone minéralisée, composée des roches anorthositiques situées dans un rayon de moins de 200 m autour de la minéralisation, se distingue par des plagioclases exclusivement de type andésine (An 36 – 47) avec des teneurs en Sr également élevées (0,1 – 0,13%). Dans la minéralisation Fe–Ti–V–P, certains plagioclases présentent des teneurs en Sr similaires à celles de la zone minéralisée, tandis que d'autres se distinguent par des teneurs en Sr encore plus élevées ($Sr \geq 0,15$), signature typique de massifs anorthositiques plus jeunes (par exemple, Anorthosite de Vanel, 1080 Ma).

À l'est et à l'ouest du corridor minéralisé, les roches régionales encaissantes sont dominées par la leuconorite, avec quelques bandes de leucotroctolite et une moindre proportion de leucogabbronorite. Leurs plagioclases, de composition variant de l'andésine à la labradorite (An 45 – 61), présentent des teneurs en Sr systématiquement plus faibles ($Sr = 0,07 - 0,1 \%$) et similaires à la marge est de la SALSJ. La chimie de l'orthopyroxène ne montre aucune différence significative entre les domaines central et est-ouest. Les cumulâts anorthositiques, les dykes et les minéralisations Fe-Ti-V-P présentent des

orthopyroxènes avec des teneurs en Al_2O_3 variant de 3,5 à 1,2 %, et des $\text{Mg}^\#$ compris entre 73 et 59.

CHAPITRE 6

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Plusieurs questions demeurent quant à l'architecture structurale de la marge sud de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean (SALSJ) et à la mise en place du corridor minéralisé de Saint-Charles-de-Bourget/Bégin-Lamarche. Afin de mieux contraindre ces aspects, la présente discussion intègre les données pétrographiques, structurales, géochimiques et de chimie minérale (plagioclase et orthopyroxène) acquises dans la zone d'étude, ainsi que des observations provenant d'autres massifs anorthositiques à travers le monde. Dans un premier temps, cette discussion examine le potentiel du Sr dans le plagioclase comme indicateur de la présence de différents pulses magmatiques, ainsi que les processus susceptibles de contrôler la composition des plagioclases dans ces massifs. Cette analyse permettra ensuite de proposer une première ébauche de modèle pétrogénétique pour la marge sud de la SALSJ et ses minéralisations Fe–Ti–V–P, tout en évaluant l'applicabilité de ces approches d'analyse et de cartographie à d'autres massifs anorthositiques.

6.1 Variation de la composition des plagioclases dans les suites Anorthositiques Protérozoïques : Sr comme indicateur de différents pulses magmatiques

Dans les massifs anorthositiques, la composition des plagioclases (An et Sr) varie non seulement d'une intrusion anorthositique à l'autre, mais également à l'intérieur d'une même

intrusion (Charlier et al., 2010; He et al., 2016; Hébert et al., 2005; Hébert et al., 2009; Miloski et al., 2023b; Owens & Dymek, 1992). Dans le massif anorthositique d'Egersund-Ogna (EGOG), situé dans la Province anorthositique du Rogaland en Norvège (Charlier et al., 2010), ainsi que dans le complexe anorthositique Damiao en Chine (He et al., 2016), les teneurs en anorthite et, principalement les teneurs en Sr des plagioclases, ont été essentielles pour discriminer les différentes injections magmatiques dans les massifs anorthositiques.

6.1.1 Les anorthosites de Rogaland, Norvège (931 ± 3 Ma)

En détail, la chimie des plagioclases du massif anorthositique d'Egersund-Ogna (Norvège) a permis à Charlier et al. (2010) de différencier géochimiquement la partie centrale (non déformée) de ce massif de sa partie marginale foliée (Figure 60). Ces auteurs ont remarqué que la partie centrale est caractérisée par des plagioclases avec une calcicité moyenne équivalente à l'andésine (An moyenne = 48 pour An variant de 57 – 38) et une teneur moyenne de strontium de 0,0926 % (Sr variant de 0,109 – 0,072 %) alors que les plagioclases dans la partie marginale présentent une calcicité moyenne équivalente à la labradorite (An moyenne = 59 pour An variant de 74 – 40) avec une teneur moyenne de strontium de 0,0462 % (Sr variant de 0,062 – 0,032 % ; Charlier et al., 2010). Ces auteurs ont suggéré que les parties centrale et marginale du massif anorthositique d'Egersund-Ogna représentent deux anorthosites résultantes de la cristallisation de différents magmas parentaux (avec différents teneurs en Sr) à différentes profondeurs, et donc c'est la pression de cristallisation qui a contrôlé la calcicité de plagioclase et non la cristallisation fractionnée (voir section 0). De plus, Charlier et al. (2010) se sont également basés sur les différences

des teneurs en Mg#, Mn et Cr des mégacrists d'orthopyroxène riche en aluminium (HAOM – High Alumina Orthopyroxene Megacryst) pour distinguer les deux diapirs composites du massif anorthositique d'Egersund-Ogna.

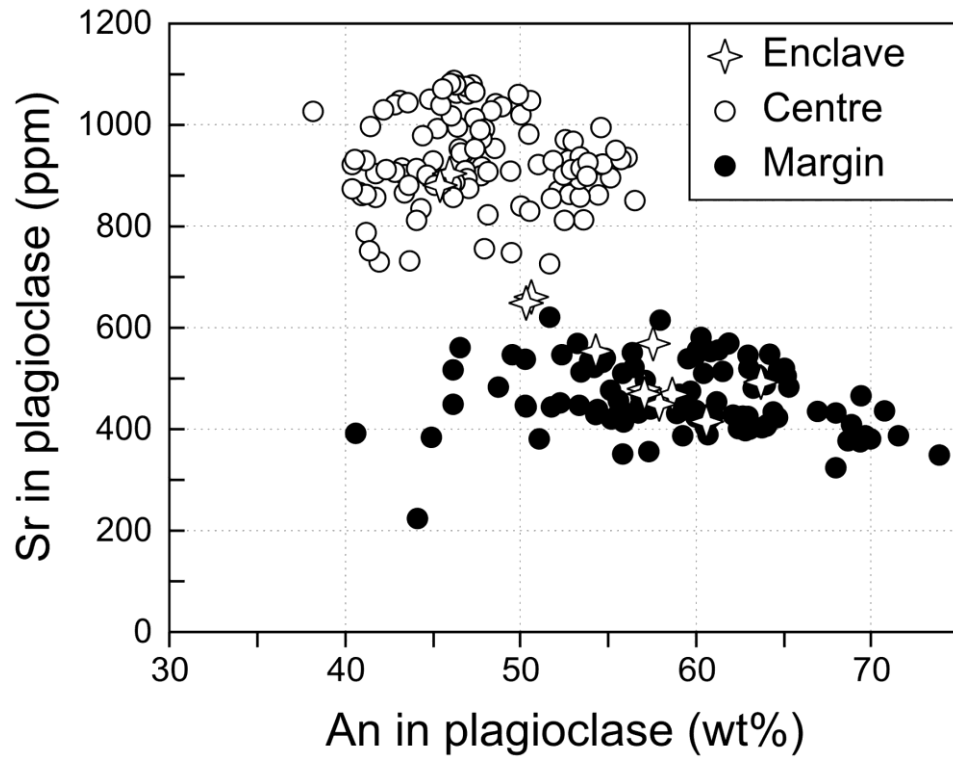


Figure 60 : Diagramme binaire des teneurs en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases dans les enclaves comparées à la matrice et au plagioclase mégacrystiques du centre et de la marge de l'anorthosite d'Egersund-Ogna. Les cercles représentent les cristaux ou mégacrists de plagioclase et les étoiles représentent les enclaves de plagioclase. Les analyses étaient réalisées par XRF sur les concentrés de plagioclases (tirée de Charlier et al., 2010).

Les suites anorthositiques passent par une cristallisation polybarique lors de leur mise en place dans la croûte inférieure à intermédiaire (Ashwal, 1993b). La teneur en alumine (Al_2O_3) des cristaux d'orthopyroxène et des HAOM sont utilisés comme un géobaromètre (Emslie et al., 1994), en équilibre avec les plagioclases, pour inférer la pression de cristallisation des bouillies (*mush*) des anorthosites en ascension (Charlier et al., 2010; Fred et al., 2020; Heinonen et al., 2020). Selon Charlier et al. (2010) et Heinonen et al. (2020), les orthopyroxènes cristallisés à grande profondeur (≥ 30 km, à la base de la croûte) sont plus

enrichis en Al_2O_3 (≥ 7 % en poids ; Figure 61) par rapport aux orthopyroxènes cristallisés à des profondeurs faibles (< 12 km) présentant de basses teneurs en Al_2O_3 (≤ 3 % en poids ; Figure 61). Pour ce faire, une tendance avait été observée entre la teneur en Al_2O_3 des orthopyroxènes et leur Mg#, qui indique le degré de différenciation du magma (Figure 61 ; Charlier et al., 2010; Heinonen et al., 2020). Dans un contexte de cristallisation polybarique, une diminution progressive de la pression entraîne une réduction de la teneur en alumine des orthopyroxènes.

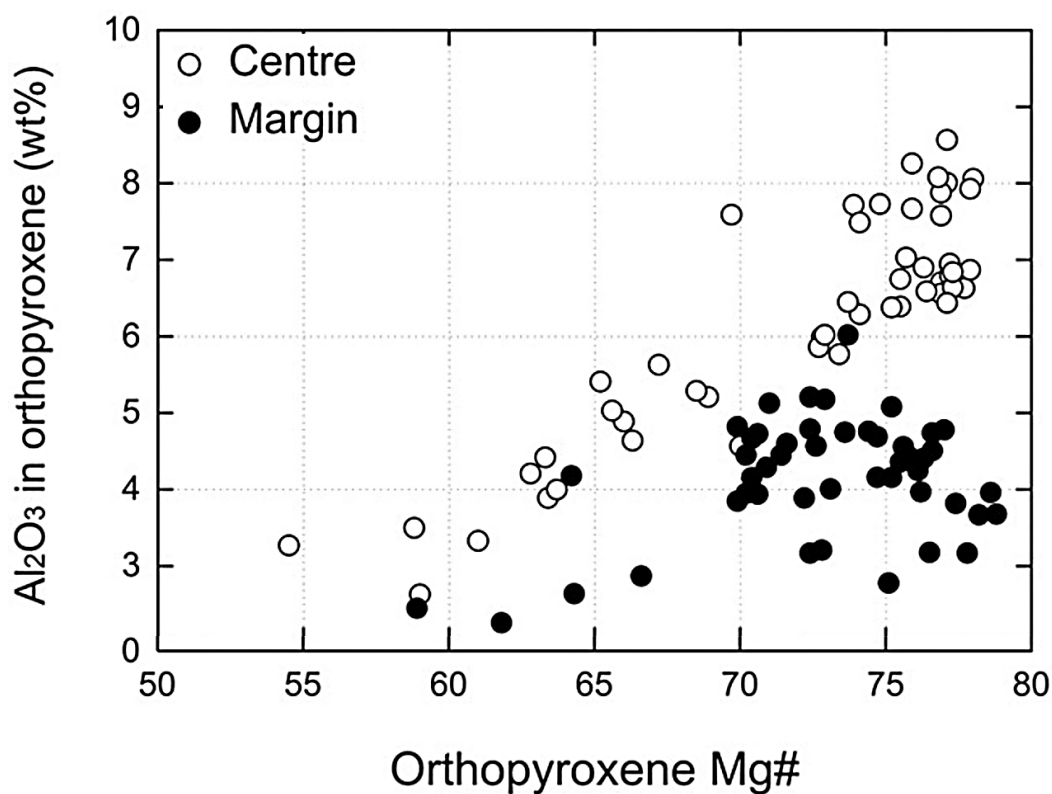


Figure 61 : Diagramme binaire comparant les teneurs en Al_2O_3 (% en poids) et les valeurs de Mg# des orthopyroxènes provenant des parties centrale (cercles blancs) et marginale (cercles noirs) du massif anorthositique d'Egersund-Ogna en Norvège. Les analyses étaient faites par XRF sur les concentrés d'orthopyroxènes (tirée de Charlier et al., 2010).

En résumé, Charlier et al. (2010) proposent le modèle suivant pour la mise en place de l'anorthosite de l'EGOG : l'anorthosite à labradorite (plagioclase à faible teneur en Sr)

s'est formée en premier et a cristallisé à 7 kbar (21 km de profondeur), comme en témoigne la présence d'HAOM riches en Cr – Mg (6 – 8 % en poids de Al_2O_3). Par la suite, le noyau d'anorthosite à andésine (plagioclase à forte teneur en Sr) s'est mis en place au centre de l'anorthosite à labradorite qui, par conséquent, la déformant, et a cristallisé à 5 – 3 kbar (environ 15 km de profondeur ; Charlier et al., 2010). Dans ces conditions, la teneur en Al_2O_3 des orthopyroxènes est beaucoup plus faible (3 – 5 %). Les deux teneurs distinctes en Sr dans les plagioclases suggèrent ainsi deux pulses magmatiques différents d'anorthosite (Charlier et al., 2010).

6.1.2 Le complexe anorthositique de Damiao (1,74 Ga) en Chine

He et al. (2016) ont utilisé la chimie minérale (éléments traces dans l'apatite, le plagioclase, la magnétite et l'ilménite par LA-ICP-MS) pour distinguer la gabbro-nelsonite hôte de la gabbro-nelsonite (minéralisation en Fe-Ti-P), issues de deux magmas parentaux différents. La chimie des plagioclases (Figure 62) révèle que la gabbro-nelsonite présente une corrélation négative entre les teneurs en anorthite (An 37 – 43) et en strontium (Sr 0,011 – 0,013 %), tandis que la gabbro-nelsonite se caractérise par une teneur plus basse en anorthite (An 33 – 34) et une teneur plus haute en strontium (Sr 0,014 – 0,015%). Cette différence des teneurs en Sr a été un des facteurs permettant aux auteurs de proposer le modèle suivant : d'abord, la gabbro-nelsonite (An 37 – 43) s'est cristallisée à partir d'un magma résiduel (de composition ferrodioritique) après la cristallisation de l'anorthosite hôte (An 44 ; He et al., 2016). Ce magma résiduel, ainsi que les plagioclases de gabbro-nelsonite, était relativement pauvre en Sr et Eu, mais enrichi en ETRs. En contraste, la gabbro-nelsonite s'est formé à

partir d'un magma hybride, issu du mélange entre une ferrodiorite évoluée et une nouvelle injection de magma plus primitif (He et al., 2016). Ce magma hybride s'est ensuite séparé en deux magmas immiscibles à une plus faible profondeur : l'un riche en Fe–Ti–P, l'autre riche en SiO₂ (He et al., 2016). L'immiscibilité se produit en raison de variations de composition chimique, notamment en termes de teneur en fer, titane et phosphore; la présence des cations à fort potentiel ionique tels que Fe³⁺, Ti⁴⁺ et P⁵⁺ entraîne une augmentation du champ d'immiscibilité qui favorise la séparation du magma en deux liquides distincts (Charlier & Grove, 2012; Kieffer et al., 2023; Philpotts, 1967; Tollari, 2007). Lors de ce processus d'immiscibilité, le magma enrichi en Fe-Ti-P s'est avéré plus riche en Sr et en ETRs que le magma enrichi en SiO₂ (He et al., 2016 — voir expériences de Veksler et al., 2006). Le magma enrichi en Fe-Ti-P a donné lieu aux minéralisations en Fe-Ti-P (minerais d'oxydes, nelsonite) ainsi qu'au gabbro-nelsonite (An 33 – 34, avec des plagioclases à teneur élevée en Sr), tandis que le magma riche en SiO₂ a formé la mangérite associée (He et al., 2016).

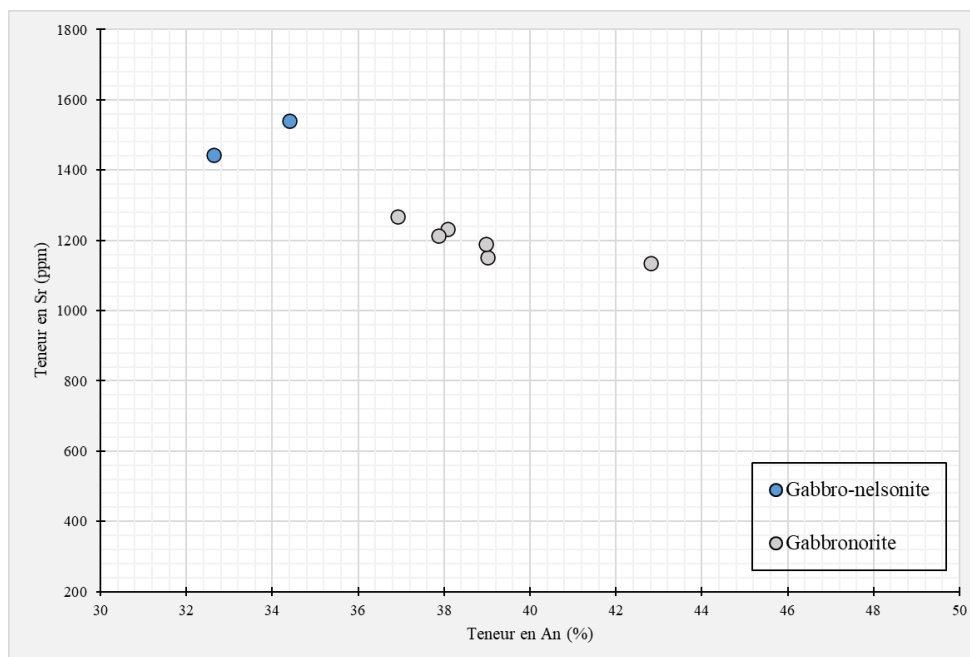


Figure 62 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases de la gabbro-norite (cercles gris) et de la gabbro-nelsonite (cercles bleus) dans le Complexe anorthositique Damiao (modifié de He et al., 2016). Les valeurs présentées ont été calculées à partir des données brutes mises à disposition par les auteurs.

6.1.3 La partie centrale de la Province de Grenville (Canada)

Dans la partie centrale de la Province de Grenville (Canada), plusieurs massifs anorthositiques de différents âges ont été mis en place en quatre pulses magmatiques, selon Hébert et al. (2009) :

1. De la Blache, associé au premier pulse à 1327 Ma (Gobeil et al., 2002);
2. Lac-Saint-Jean, correspondant au deuxième pulse entre 1160 et 1135 Ma (Higgins & van Breemen, 1992, 1996);
3. Vanel (1080 Ma) et Saint-Urbain (1079 Ma) regroupés dans le troisième pulse (Ashwal & Wooden, 1983; Hébert et al., 2009; Higgins & van Breemen, 1996; Miloski et al., 2024; Miloski et al., 2023b);

4. Mattawa (1016 Ma) et Labrieville (1010 Ma), associées au dernier pulse (Gobeil et al., 2002; Hébert et al., 2005; Miloski et al., 2024; Miloski et al., 2023b).

Les massifs anorthositiques les plus jeunes, tels que Vanel, Mattawa et Labrieville, se distinguent par des plagioclases exclusivement de type andésine (Hébert et al., 2009) dont la teneur en Sr est nettement plus élevée ($> 0,1 \%$) que celle observée dans les plagioclases des massifs plus anciens, comme celui du Lac-Saint-Jean qui varie de labradorite à andésine (Miloski, 2023; Owens & Dymek, 1992).

La chimie des plagioclases a permis de démontrer la présence de plusieurs domaines géochimiquement distincts dans la Suite anorthitique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) à l'échelle régionale et localement dans le corridor minéralisé dans la zone d'étude (Figure 63). Cela a été possible à travers les trois différentes familles déterminées principalement avec les teneurs en strontium des plagioclases dans les lithologies anorthositiques de chaque marge de la SALSJ, déterminé par XRFp dans les projets à l'UQAC (Figure 63): marge ouest ($\text{Sr} < 0,07 \%$: Gueye, 2023), marge est ($\text{Sr} = 0,07 - 0,1 \%$; Diyoyo et al., 2025b) et marge sud ($\text{Sr} = 0,1 - 0,15 \%$: cette étude). Ces trois familles de Sr ont une calcicité qui varie de labradorite (An 70 – 50) à andésine (An 50 – 30). On propose donc la présence de plusieurs injections magmatiques pour la formation de la SALSJ, qui est le plus grand massif anorthositique au monde. Cette hétérogénéité de la teneur en Sr des plagioclases a été également observée dans la zone d'étude de ce projet (marge sud) où un minimum de deux injections magmatiques est donc suggéré sur la base des deux principaux domaines distingués par les teneurs en anorthite et en Sr des plagioclases : domaine central (corridor minéralisé ; An 30 – 50 et $\text{Sr} \geq 0,1$) et domaine est-ouest (An 30 – 70 et $\text{Sr} \leq 0,1 \%$).

Cependant, les teneurs exceptionnellement élevées en strontium ($Sr = 0,16\text{--}0,29$) mesurées dans les plagioclases andésinitiques dans la minéralisation en Fe-Ti-V-P dans ce corridor (Figure 63) ne sont pas typiques de la SALSJ. Une telle signature chimique, caractérisée par des plagioclases très enrichis en Sr, est plutôt propre à certaines suites anorthositiques plus jeunes, telles que l'Anorthosite de Vanel (1180 Ma), situées en périphérie de la SALSJ. Cette relation ne pourra toutefois être confirmée qu'à travers de futures études géochronologiques de la minéralisation.

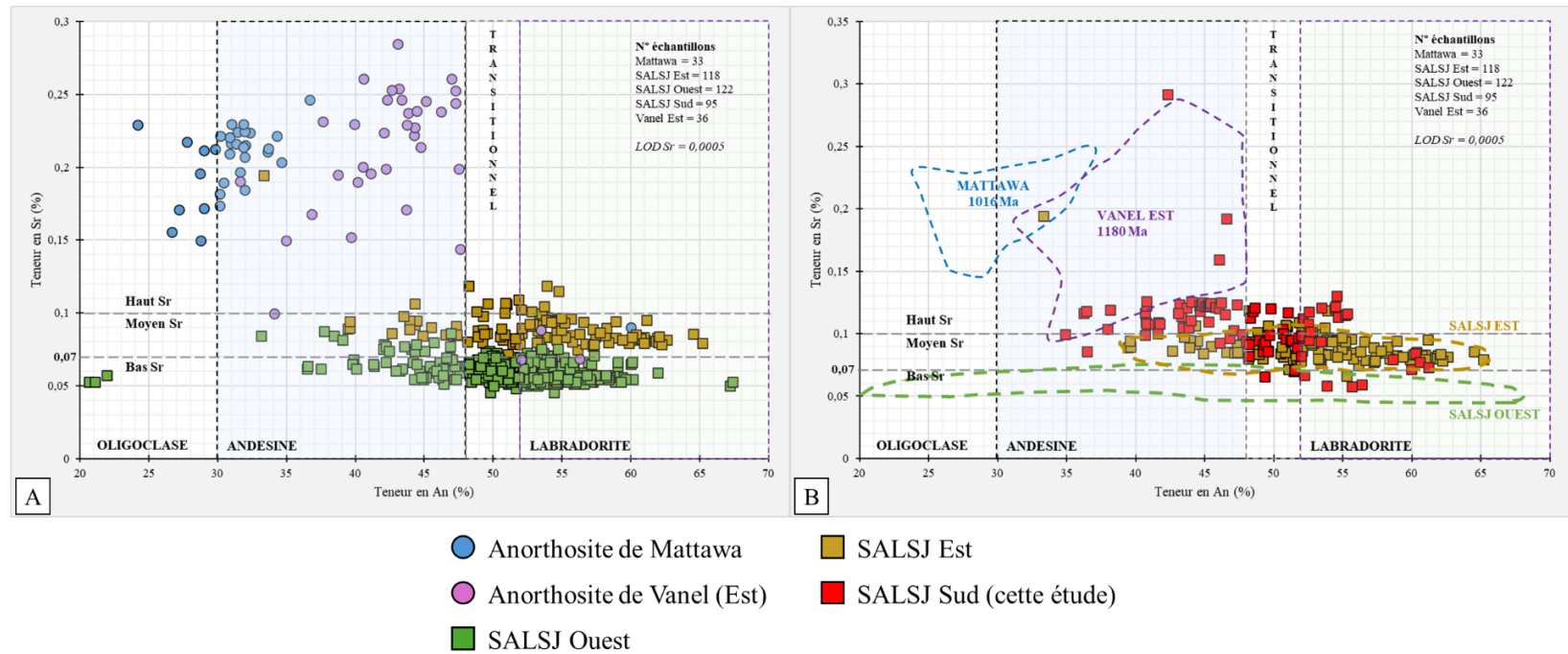


Figure 63 : Diagramme binaire des teneurs moyennes en strontium (Sr %) et en anorthite (An mol %) des plagioclases dans les différentes suites anorthositiques de la partie centrale de la Province de Grenville. Comparaison entre les données des roches anorthositiques de A) l'Anorthosite de Mattawa (cercles bleus), l'Anorthosite de Vanel Est (cercles violets), SALSJ Ouest (carrés jaunâtres), SALSJ Est (carrés verts) et B) SALSJ Sud de cette étude (carrés rouges) avec les marges Ouest (ligne discontinue beige jaunâtre) et Est (ligne discontinue verte) de la SALSJ, l'Anorthosite de Mattawa (ligne discontinue bleue) et l'Anorthosite de Vanel Est (ligne discontinue violette). Les données de l'Anorthosite de Mattawa et de l'Anorthosite de Vanel (Est) ont été tirées de Miloski (2023), de la SALSJ (Ouest) de Gueye (2023) et de la SALSJ (Est) de Diyoyo et al. (2025b). LOD – limite de détection ou *limit of detection*.

6.2 Processus qui contrôle de la composition des plagioclases dans les suites anorthositiques

Dans cette section, les quatre processus qui pourraient contrôler la composition des plagioclases (An et Sr) dans les massifs anorthositiques (pression de cristallisation, composition du magma parentale, cristallisation fractionnée et la proportion du liquide piégé) sont évalués pour mieux expliquer la variation spatiale de la composition des plagioclases dans la marge sud de la SALSJ.

6.2.1 Cristallisation fractionnée

Pour arriver à une meilleure compréhension des processus menant à la formation des complexes mafiques lités et leurs minéralisations Fe-Ti-V-P, plusieurs études ont été orientées vers la chimie des principaux minéraux rencontrés tels que le plagioclase, l'olivine et les pyroxènes (Ashwal, 1993a; Cawthorn & Ashwal, 2009; Charlier et al., 2008; Namur et al., 2010). En ce qui concerne le plagioclase, ces études démontrent que la variation de la calcicité permet de suivre l'évolution du magma pendant la cristallisation fractionnée. Dans l'Intrusion litée de Sept-Îles (Québec) d'âge Cambrien précoce/Néoprotérozoïque tardif (565 ± 4 Ma; Higgins & van Breemen, 1998), Namur et al. (2010) ont mis en évidence la relation entre la présence de plagioclase de type andésine (An 50 – 30), indicateur d'un magma évolué, et la concentration de la minéralisation en Fe-Ti-P (Figure 64). De plus, les variations

brusques de la calcicité du plagioclase a permis également d'inférer les nouvelles injections magmatiques (Namur et al., 2010).

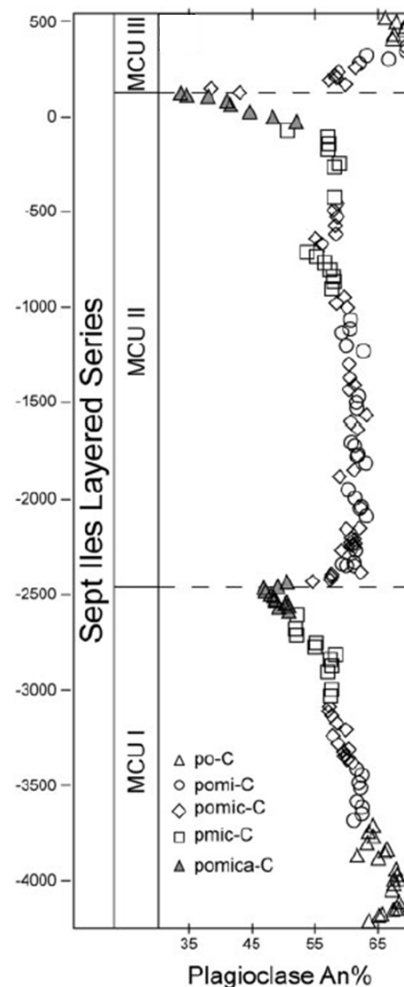


Figure 64 : Coupe schématique de la série litée de l'Intrusion litée de Sept-Îles montrant la variation de la calcicité (An %) du plagioclase en fonction de la position stratigraphique dans les trois unités mégacycles (MCU I, II et III, tirée de Namur et al., 2010). Les symboles correspondent à chaque phase cumulus présent dans la stratigraphie: a : apatite ; c : clinopyroxène ; i : ilménite ; m : magnétite ; o : olivine ; p : plagioclase ; -C : cumulus.

Cependant, dans les massifs anorthositiques protérozoïques, Charlier et al. (2010) montrent que la variation de la teneur en anorthite des plagioclases n'est pas fonction de la cristallisation fractionnée, mais est plus contrôlée par i) la pression ambiante lors de la cristallisation, ii) la composition du magma parental et iii) peut être modifié par la proportion

du liquide piégé entre les cumulâts. La modélisation de la composition de plagioclase pour le massif anorthositique d'Egersund-Ogna (Norvège), par Charlier et al. (2010) démontrent que la variation de la calcicité des plagioclases résulte de la réduction de la pression durant la cristallisation polybarique et , de ce fait, la calcicité des plagioclases dans un diapir anorthositique ne peut pas varier de labradorite à andésine par la cristallisation fractionnée à une pression constante.

6.2.2 Influence de la pression de cristallisation

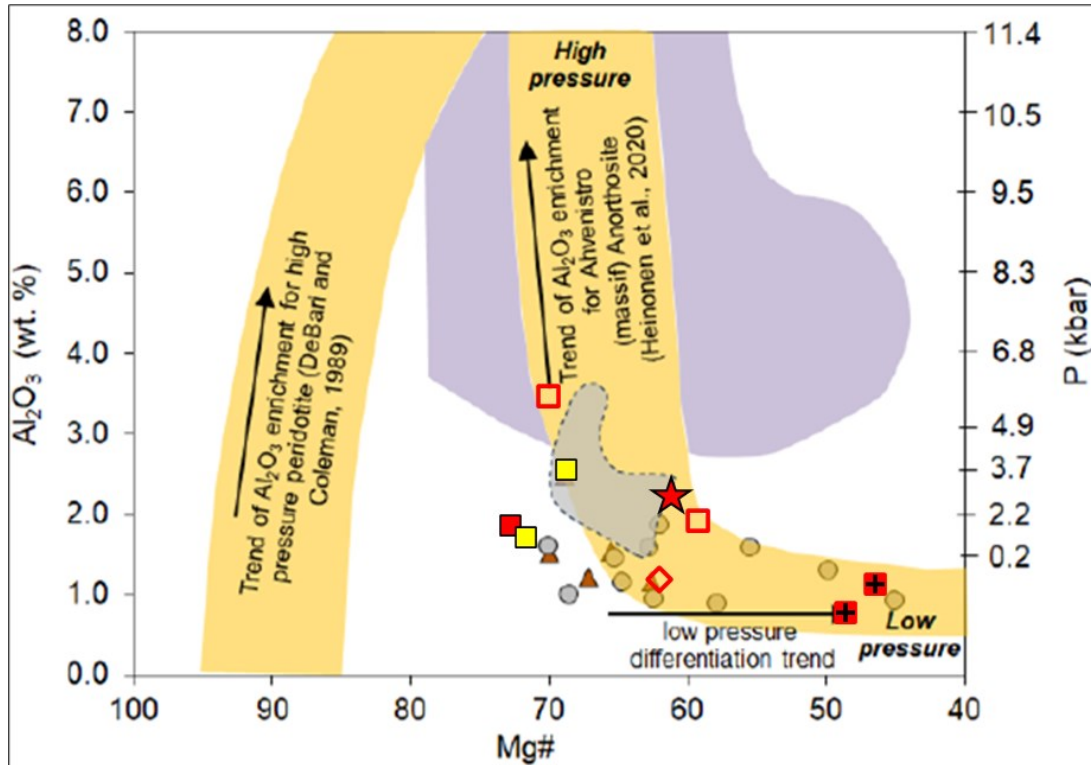
En étudiant le massif anorthositique d'Egersund-Ogna, Charlier et al. (2010) identifient la variation de la pression associée la cristallisation polybarique (13 – 3 kbar) comme le principal facteur contrôlant la composition des orthopyroxènes (teneurs en Al_2O_3) et de plagioclase (An 54 – 43). Pour ce dernier, Charlier et al. (2010) se basent sur $D_{\text{CaO}}^{\text{plag}}$ qui est le coefficient de partage de CaO entre le plagioclase et le liquide magmatique coexistant. Déterminé expérimentalement à différentes pressions (Fram & Longhi, 1992; Longhi et al., 1999; Vander Auwera & Longhi, 1994), le $D_{\text{CaO}}^{\text{plag}}$ diminue directement avec l'augmentation de la pression, ainsi un plagioclase cristallisé à grande profondeur sera plus sodique (andésine) qu'un plagioclase cristallisé dans un diapir moins profond (Charlier et al., 2010).

Similairement, les facteurs contrôlant la variation du coefficient de partage de Sr entre le plagioclase et le liquide magmatique coexistant $D_{\text{Sr}}^{\text{plag}}$ a été analysé par les expériences exécutées par Vander Auwera et al. (2000). Ces expériences ont montré que la variation de $D_{\text{Sr}}^{\text{plag}}$ est grandement influencée par la teneur en Na alors qu'une légère réduction de $D_{\text{Sr}}^{\text{plag}}$

est liée à l'augmentation de la pression. Toutefois, Charlier et al. (2010) soulignent que les variations de D_{Sr}^{plag} résultent d'effets combinés de la pression et de la température, qui peuvent compenser l'influence de la chimie cristalline du plagioclase. Enfin, les expériences de Vander Auwera et al. (2000) suggèrent que les teneurs en Sr observées dans les plagioclases sont principalement contrôlées par celles du magma parental.

Dans cette étude, la teneur en alumine (Al_2O_3) des cristaux d'orthopyroxène des domaines central et est-ouest de la marge Sud de SALSJ a été utilisée pour estimer la pression de cristallisation du magma des cumulats anorthositiques, des dykes et de la minéralisation. Partant du géobaromètre Al-dans-Opx d'Emslie et al. (1994), le diagramme binaire Al_2O_3 –Mg# des orthopyroxènes a été proposé par Heinonen et al. (2020) afin de déduire la pression de cristallisation d'un magma à partir des teneurs en Al_2O_3 des orthopyroxènes ayant cristallisé dans ce magma. Les valeurs de la pression des données dans la figure 65 sont celles proposées pour l'Anorthosite d'Ahvenisto, en Finlande (Heinonen et al., 2020). Ces valeurs ont également été utilisées par Banerjee et al. (2025) pour la SALSJ. Banerjee et al. (2025) ont compilé, dans le diagramme de la figure 65, les données des orthopyroxènes du gisement de Fe-Ti-P du Lac à l'Original (Anorthosite de Vanel) dans le champ gris et celles des différentes suites anorthositiques protérozoïques dans le champ violet. Les champs violet et gris montrent respectivement des profondeurs de cristallisation comprises entre 5 – 11 kbar (3 à 8 % d' Al_2O_3) et 0,2 – 6 kbar (1,5 – 3,5 % d' Al_2O_3) selon le géobaromètre d'Emslie et al. (1994). Le champ jaune représente la tendance polybarique caractérisée par la diminution progressive de la teneur en Al_2O_3 avec la baisse du Mg#, traduisant une cristallisation fractionnée passant de conditions de haute pression à basse pression.

Dans la marge sud de la SALSJ, les orthopyroxènes des roches encaissantes et de la minéralisation présentent des teneurs en Al_2O_3 variant de 3,5 à 1,2 %, et des Mg# compris entre 73 et 59. Ces données montrent une réduction de la teneur en Al_2O_3 avec la réduction du Mg# et sont similaires aux données de la zone minéralisée en Fe-Ti-P (Bégin-Lamarche) présentées par Banerjee et al. (2025) pour le domaine central. De plus, il n'y a pas de différence entre les compositions d'orthopyroxènes des domaines central et est-ouest. Les valeurs des orthopyroxènes analysés dans cette étude suggèrent une cristallisation sous des conditions de pression moyennes à faibles (0,1 – 6 kbar), avec aucune différence pour les domaines central (minéralisé) et est-ouest (Figure 65). Contrairement au massif anorthositique d'Egersund-Ogna, les deux domaines distincts définis par leurs teneurs en An et Sr des plagioclases dans la marge sud de la SALSJ se sont cristallisés à la même pression, à 0,1 – 6 kbar, suivant la tendance de différenciation à basse pression illustrée dans la figure 65. Par conséquent, selon cette étude, la pression ne contrôle pas la calcicité du plagioclase dans le cas de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean.



- Domaine central (SCB) ★ Gabbro-norite à oxydes et apatite
- Domaine central (BL) ▲ Zone montagne
- ◇ Zone minéralisée (BL) ● Zone Nord et Sud
- Domaine Est (SCB) ■ Lac à l'Original
- ✚ Ferrodiorite (dyke) ■ Autres anorthosites Protérozoïques

Figure 65 : Diagramme binaire pour le Mg# et la teneur en Al_2O_3 (% pds.) des orthopyroxènes montrant la pression de cristallisation des lithologies des domaines central et est-ouest de la zone d'étude. Le fond du diagramme ainsi que les données pour la minéralisation en Fe-Ti-P de Lac à l'Original (champ gris) et pour la zone minéralisée de Bégin-Lamarche (Zones Montagne, Nord et Sud) sont tirés de Banerjee et al. (2025). BL = Bégin-Lamarche ; SCB = Saint-Charles-de-Bourget.

6.2.3 Influence de la cristallisation fractionnée

Au cours de la cristallisation fractionnée, la teneur en An des plagioclases et le Mg# des orthopyroxènes diminuent simultanément, comme l'illustrent les données de l'Intrusion

lité de Sept-Îles (Namur et al., 2010) dans la figure 66. Les analyses réalisées dans le cadre de cette étude ainsi que les données de Bégin-Lamarche de Banerjee et al. (2025) se placent sur la tendance de cristallisation fractionnée définie par l'intrusion litée de Sept-Îles, notamment la diminution simultanée du Mg# et de la calcicité. Ceci semble démontrer que la cristallisation fractionnée a probablement été un processus contrôlant la calcicité des plagioclases pour les roches anorthositiques de la marge sud de la SALSJ, au contraire au processus de formation du massif anorthositique de Rogaland, Norvège (Charlier et al., 2010).

En détail, les valeurs du Mg# des orthopyroxènes et de la calcicité des plagioclases en dehors de la zone minéralisée (dans les domaines central et est-ouest : Figure 66) sont généralement plus élevées pour les cumulats anorthositiques par rapport aux zones minéralisées (comprenant la minéralisation et les roches hôtes proximales) et aux dykes. Donc, il y avait une évolution magmatique progressive depuis des cristaux d'orthopyroxène précoces (Mg# = 73 - 70) associés à des plagioclases de type labradorite (An 62 – 51) dans les cumulats anorthositiques plus primitifs – du domaine est-ouest, en dehors des zones minéralisées - vers des orthopyroxènes et plagioclases plus évolués (Mg# = 35 et An 45) dans les zones minéralisées, et les dykes de ferrodiorite qui contiennent les orthopyroxènes (Mg# = 46 et 49) et des plagioclases de type andésine (An 41 et An 42) les plus évolués (Figure 66). Cette évolution magmatique est confirmée aussi par le comportement des éléments traces dans l'orthopyroxène (Figure 58). Donc, les dykes de ferrodiorite sont interprétés comme des liquides résiduels du magma anorthositique du domaine central.

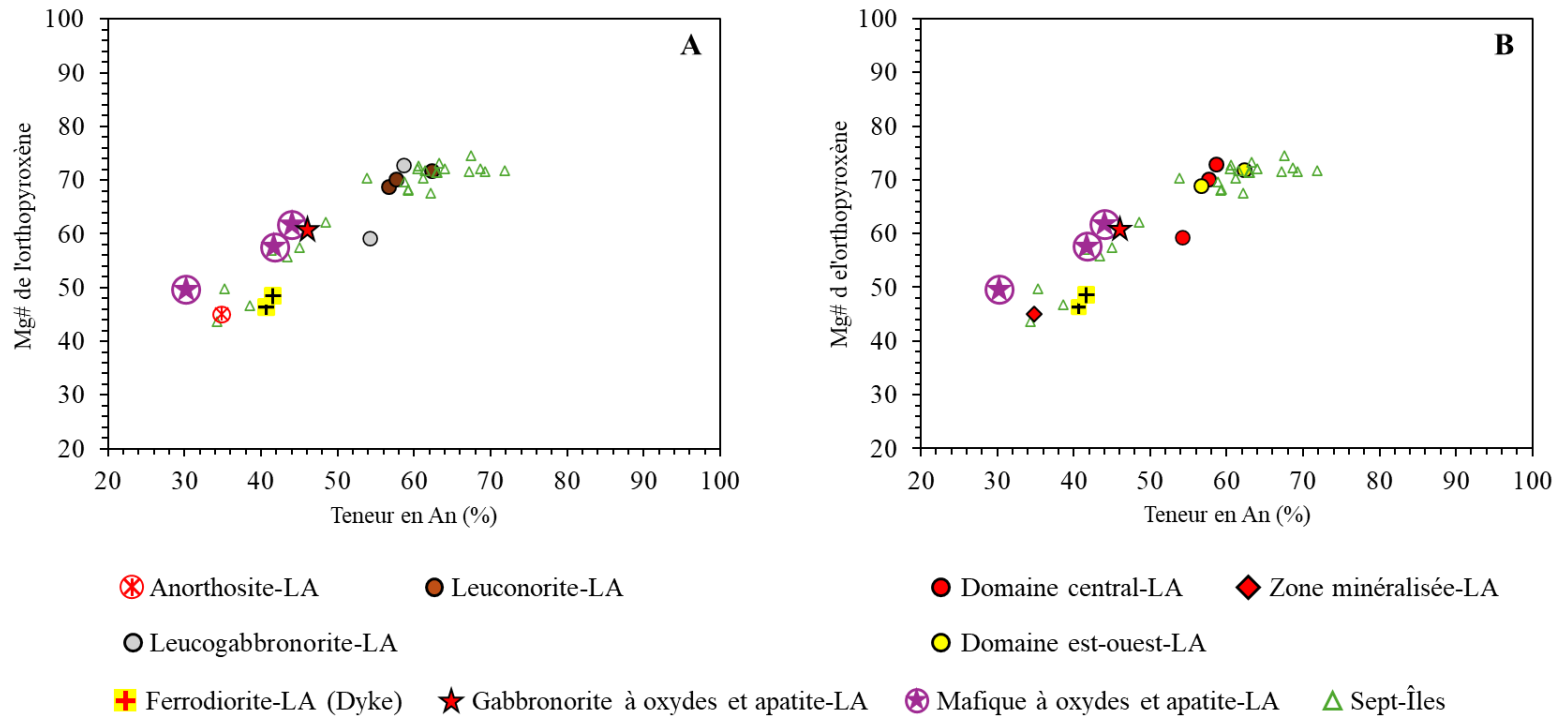


Figure 66 : Diagramme binaire comparant les données de Mg# des orthopyroxènes et de calcicité des plagioclases des échantillons de l'Intrusion litée de Sept-Îles avec les données de la marge sud de la SALSJ. A) Répartition par lithologies. B) Répartition par domaines. Les données obtenues par ablation laser sont indiquées par des symboles à bordure rouge. L'astérisque et les étoiles encadrées renvoient aux données de Banerjee et al. (2025), tandis que les triangles correspondent aux données de Namur et al. (2010). Les valeurs obtenues par laser ont été préférées aux valeurs obtenues par XRFp pour les lithologies analysées par laser et au XRFp.

6.2.4 Réaction du liquide piégé

Cawthorn (2013), en étudiant le Complexe de Bushveld, définit le liquide piégé comme étant le magma résiduel qui reste enclavé entre les minéraux cumulus à la suite de leur cristallisation. Ce liquide piégé favorise le processus appelé « effet de déplacement du liquide piégé » (ou *trapped liquid shift*) qui est responsable du changement de la composition des minéraux cumulus (Barnes, 1986). L'ampleur de ce processus dépend des proportions modales des phases de cumulus et de la porosité initiale (Barnes, 1986). L'existence de cette porosité initiale favorise la cristallisation du liquide piégé (Barnes, 1986). Cette cristallisation rééquilibre les minéraux de la phase cumulus en ajoutant une surcroissance aux bordures de ces cristaux, en plus des phases interstitielles supplémentaires enrichies en incompatibles comme le phosphore (Barnes, 1986).

Dans la minéralisation en ilménite de Tellnes, encaissée dans un dyke de norite du massif anorthositique d'Ana-Sira (Province anorthositique de Rogaland, Norvège), Charlier et al. (2006) mentionnent que la proportion de liquide piégé (23 – 83 %), retrouvé dans les interstices des minéraux cumulus, a modifié de façon significative la composition des plagioclases, passant de la labradorite (An 56 à An 47) à l'andésine (An 48 – 39 ; Figure 67). Cette évolution a été déterminée en représentant An des plagioclases en fonction de P_2O_5 dans les roches totales (Figure 67), où P_2O_5 (un élément incompatible) reflète la quantité de liquide piégé dans les roches cumulatives (Charlier et al., 2006). Les minéraux cumulus tels que plagioclase, olivine et orthopyroxène présentent une teneur en P_2O_5 négligeable (ou < 0,1 % pds.) dans les cumulats anorthositiques alors que le liquide piégé est enrichi en P_2O_5 (jusqu'à 0,69 % ; Charlier et al., 2006). En utilisant la teneur en P_2O_5 d'un échantillon

représentatif (un dyke) du liquide piégé pur, il est possible d'estimer la proportion du liquide piégé dans chaque échantillon (Charlier et al., 2006). Pour la composition de référence du liquide piégé, Charlier et al. (2006) ont utilisé l'échantillon d'un dyke de composition jotunitique (ferrodiorite) qui représente le liquide résiduel après la cristallisation de l'anorthosite (Figure 67). La figure 67Figure 67 montre que plus la teneur en P_2O_5 des cumulâts se rapproche de celle du dyke représentatif, plus la proportion de liquide piégé est élevée (Charlier et al., 2006). Ainsi, les orthocumulâts ou, dans ce cas, les échantillons ayant plus de 20 % de du liquide piégé montrent un changement de la calcicité significative (de labradorite à andésine) causée par le liquide piégé enrichi en Na (Charlier et al., 2006). Les auteurs ont également observé que l'augmentation de la proportion de liquide piégé du centre vers la marge de la minéralisation est directement liée à la diminution de la teneur en anorthite des plagioclases. Ce processus pourrait donc expliquer la variation spatiale de la composition des plagioclases à l'échelle locale.

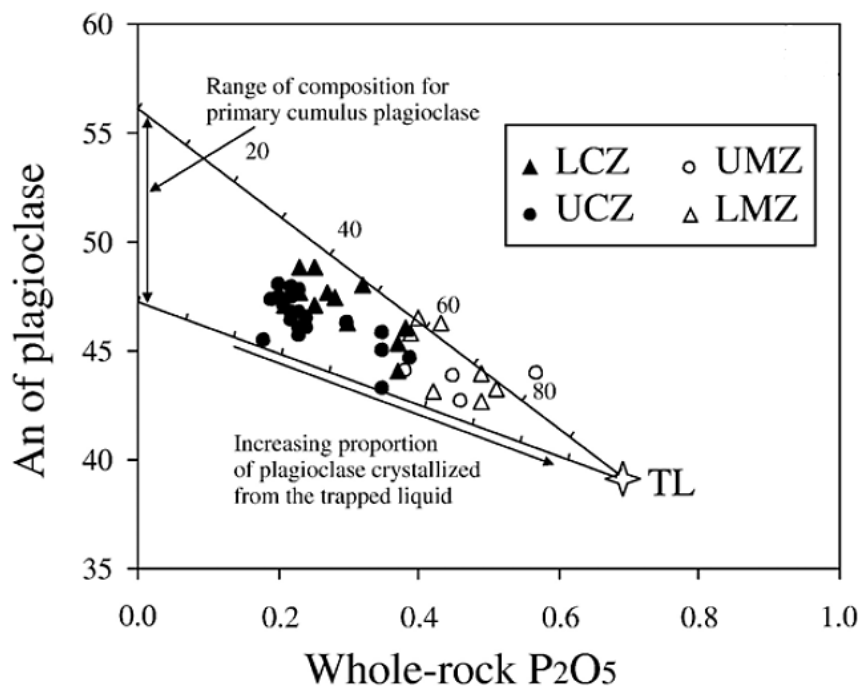


Figure 67 : Diagramme binaire représentant les teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des teneurs en P_2O_5 dans les cumûls anorthositiques de la minéralisation d'ilménite de Tellnes (tirée de Charlier et al., 2006). TL représente la composition du dyke.

La figure 68 ci-dessous présente les échantillons des cumûls anorthositiques pour cette étude dont les teneurs en anorthite et en P_2O_5 de la roche totale sont connues. Les dykes de ferrodiorite (23JD33A1 et 23JD35A1) ayant une teneur en P_2O_5 de 1,08 % pds. – 1,13 % pds. et une calcicité de An 41 – 42 sont utilisés pour l'approximation de la composition du liquide piégé (étoile bleue dans la figure 68). Toutefois, la teneur moyenne en P_2O_5 des dykes de ferrodiorite compilée à partir de la littérature (Côté, 1986; Grant, 2020) est de 0,45 % pds (voir annexe 10), valeur plus proche de celle des dykes de troctolite (0,35 % pds). Ainsi, les échantillons de roches anorthositiques présentant 1 % de P_2O_5 contenaient probablement une accumulation d'apatite ou correspondaient à un magma plus enrichi en P, non représentatif du mégadyke. Par conséquent, une valeur moyenne de 0,45 % pds. de P_2O_5 a été retenue pour le liquide piégé, en conservant An 41 pour la composition du plagioclase.

La majorité (85 %) des échantillons provenant des deux domaines (central et est-ouest) présentent des teneurs en P_2O_5 inférieures à 0,1 %, ce qui équivaut à environ moins de 22 % de la proportion du liquide piégé – voir Charlier et al. (2006) pour le calcul. De plus, aucune corrélation n'est observée entre la teneur en An et celle en P_2O_5 , indiquant qu'une proportion plus élevée de liquide piégé entraînerait un plagioclase plus sodique. À partir des teneurs en P_2O_5 supérieures 0,2 %, la proportion estimée du liquide piégé atteint 44 % (Figure 68). Parmi ces échantillons, seule une leuconorite (23JD015A1 ; domaine est) montre un enrichissement marqué en P_2O_5 (voir chapitre 4). Les autres échantillons à teneurs élevées (23JD049B – leucotroctolite; 23JD033C1 – anorthosite à olivine et orthopyroxène; 23JD034A1 – anorthosite) sont tous en contact direct avec la minéralisation et proviennent donc de la zone minéralisée (domaine central). Le faible pourcentage (< 22 % ; Figure 68) de liquide piégé dans la majorité de cumulâts anorthositiques dans la marge Sud du SALSJ suggère que son influence est négligeable : il n'y a pas eu de changement significatif dans la calcicité des plagioclases par le liquide piégé. Ces observations confirment que la cristallisation fractionnée reste le principal processus contrôlant la composition des plagioclases.

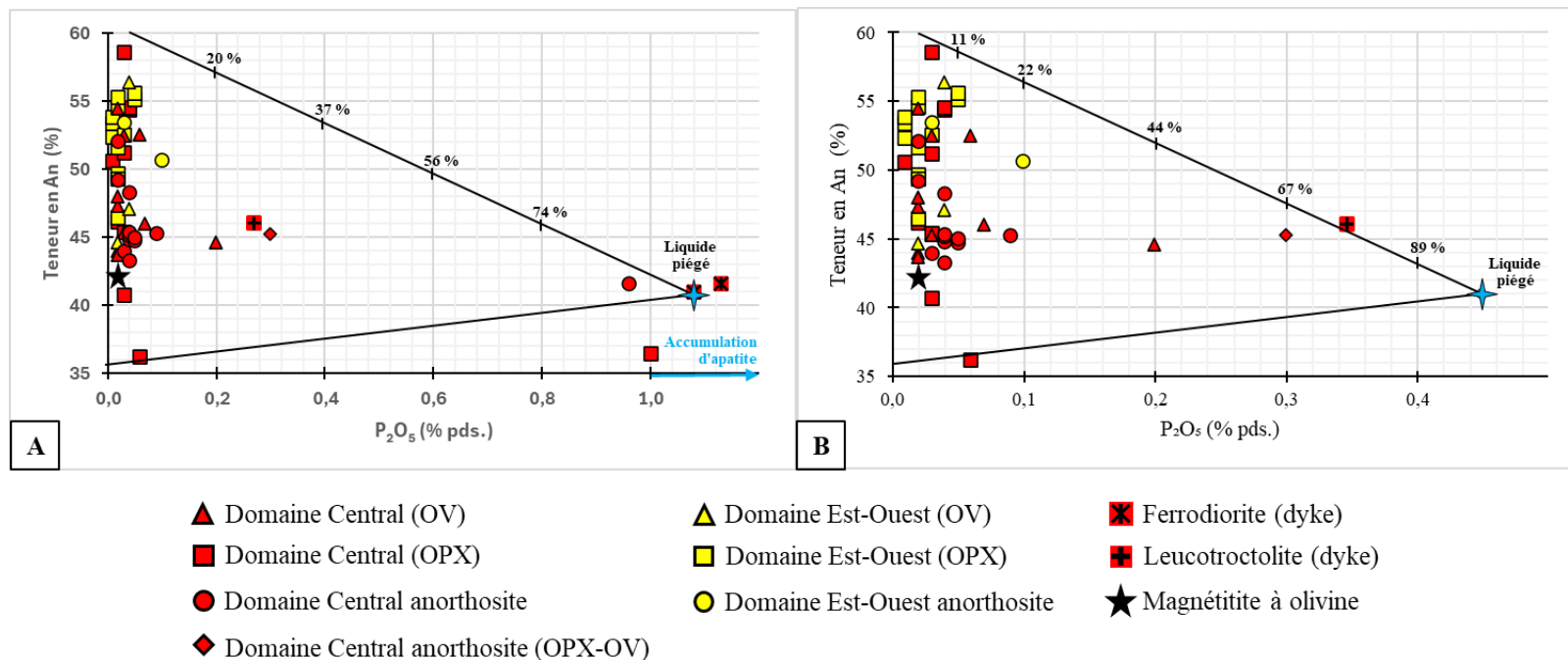


Figure 68 : Diagramme binaire représentant les teneurs en anorthite des plagioclases en fonction des teneurs en P₂O₅ (roche totale) dans les cumulâts anorthositiques de la marge sud (modifié de Charlier et al. 2006) : A) Composition du liquide piégé équivalent au dyke de ferrodiorite 23JD033A1 représente la composition du dyke ; B) En utilisant des teneurs en P₂O₅ plus représentatives provenant de la compilation (0,45 % pds pour la ferrodiorite; en supposant pour l'instant la même teneur en An) et 0,35 % pour le dyke de troctolite. La proportion de liquide piégé a été calculée en supposant une composition du liquide de 0 % pour 0 % de P₂O₅ et de 100 % dans le plagioclase provenant de la ferrodiorite.

6.3 Modèle pétrogénétique

Partant des données et des évidences recueillies dans cette étude (travaux de terrain, pétrographie, chimie des plagioclases et des orthopyroxènes), le modèle pétrogénétique proposé pour la zone d'étude (marge sud de la SALSJ) a été divisé en 4 principales étapes : 1- mise en place du diapir de la marge sud (domaine est-ouest), 2- injection troctolitique (domaine central), 3a- injection du mégadyke de la Diorite de lac Chabot et 3b- injection du Mégadyke de Bégin (leucotroctolite) et 4a- injection de la zone minéralisée et 4b- mise en place de la minéralisation en Fe-Ti-P.

Initialement il y a eu la mise en place de plusieurs diapirs de la SALSJ (1160 – 1130 Ma) à travers les zones de cisaillements régionales (ZDSF – Zone de Déformation de Saint-Fulgence ; Hébert & Daigneault, 2004). Ceci est confirmé par l'identification de plusieurs marges de chimie de plagioclase distinctes du SALSJ (est, ouest et sud) représentant plusieurs diapirs d'anorthosite provenant de compositions magmatiques différentes. Le diapir de la marge Sud (LSJ S, Figure 69-1) s'est mis en place dans des conditions de pression intermédiaire à basse et comprend les domaines est-ouest de la zone d'étude. Ce *mush* ou bouillie de plagioclases, caractérisé par une basse teneur en strontium ($Sr = 0,07 - 0,1$; teneurs similaires à celles de la marge est) a été soumis à une assimilation crustale au cours de son ascension. Ce processus a favorisé la cristallisation d'orthopyroxènes et, par conséquent, la formation de roches noritiques et gabbronoritiques qui dominent dans le domaine est-ouest.

Après la mise en place de la bouillie de la marge sud, un ou plusieurs feuillets de bouillie de plagioclases à plus haute teneur en Sr ($0,1 - 0,13\%$), sont mis en place pour former

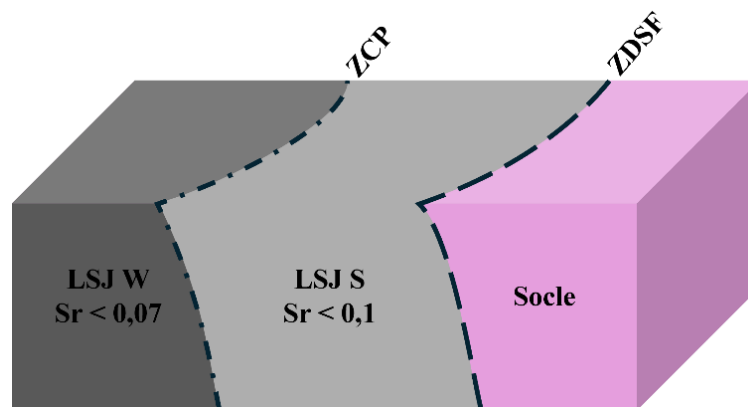
le domaine central de la zone d'étude (Figure 69-2) via des structures « NNE-SSW » parallèles à la ZDSF et ZCP dans la zone d'étude. Certains de ces feuillets sont plus contaminés (à orthopyroxène) et d'autres en sont moins (à olivine). De ce fait, on note une dominance des anorthosites pures avec une alternance de lithologies noritiques à gabbronoritiques et de lithologies leucotroctolitiques dans le domaine central. En plus de leur teneur en Sr élevée (0,1 – 0,13%), la calcicité des plagioclases dans le domaine central varie de labradorite à andésine (An 55 – 41). Certaines de ces roches (à olivine) localisées aux extrémités est et ouest de la zone d'étude ont présenté aussi une teneur en Sr élevée (Figure 69-3).

Le filtre-presse (*filter-pressing*), probablement causé par un changement de régime des contraintes, favorise ensuite le drainage du liquide résiduel de composition ferrodioritique vers les fractures de la bouillie partiellement refroidie (Figure 69-3), suivant le modèle de Ashwal (1993b), Cimon et Hébert (1998) et Charlier et al. (2015a). Ce liquide résiduel forme alors le mégadyke de la Diorite de Lac Chabot (1157 Ma $\pm$ 3 Ma ; Higgins & van Breemen, 1992). Les teneurs en anorthite et Sr de plagioclase de ce mégadyke sont respectivement entre An 42 – 41 et Sr = 0,1 %. À la même période (1157 Ma $\pm$ 2 Ma ; Higgins & van Breemen, 1992), le mégadyke de leucotroctolite est injecté après le mégadyke de ferrodiorite. Les teneurs en anorthite et Sr du plagioclase du mégadyke leucotroctolitique sont respectivement de An 46 et Sr = 0,1 %.

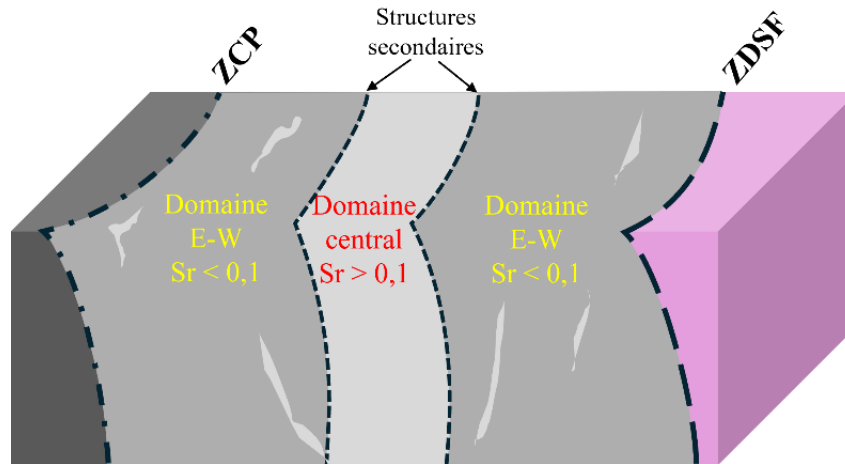
Ensuite il y a l'injection de la zone minéralisée (roches anorthositiques ; Figure 69-4), dans un rayon de < 200 m autour de la minéralisation en Fe-Ti-V-P, qui présente des plagioclases avec des teneurs élevées en Sr (0,1 – 0,13 %), mais une composition exclusivement andésine (An 47 – 35). Une partie de la minéralisation à Bégin-Lamarche

montre des compositions de plagioclase similaires (Banerjee et al., 2025), tandis qu'une autre partie présente des teneurs en Sr encore plus élevées ($Sr \geq 0,15$), caractéristiques des plagioclases provenant exclusivement des massifs anorthositiques plus jeunes, tels que Vanel (Figure 63). Cela suggère l'existence de plusieurs injections de la minéralisation Fe-Ti-P à Bégin-Lamarche, toujours dans des conditions de basse pression (voir Figure 65; Figure 69-4), et concentrées le long des mêmes structures NNE-SSW parallèles à la ZDSF.

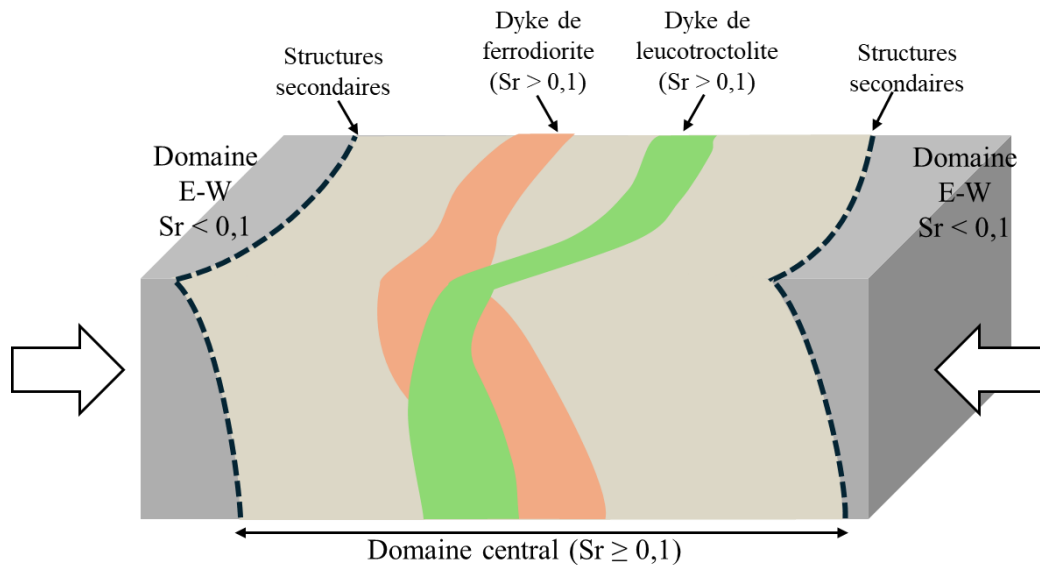
Étape 1 – Mise en place du diapir anorthositique de la marge Sud (LSJ-S), avec des teneurs en Sr de plagioclase (0,07 – 0,1 %), de la SALSJ entre Zone de Cisaillement de Pimpuacan (ZCP) et Zone de Déformation de Saint-Fulgence (ZDSF). La marge ouest (LSJ-W) de la SALSJ a des compositions de plagioclases distinctes avec de teneur en Sr plus bas (< 0,07%)



Étape 2 – Mise en place de lithologies anorthositiques du domaine central, avec des plus hautes teneurs en Sr de plagioclase (0,1 – 0,13%), mais An varie de 41 - 55, dans la marge sud de la SALSJ, via des structures parallèles à la ZDSF



Étape 3 – Mise en place des mégadykes de A) Diorite de lac Chabot (ferrodiorite) puis B) Mégadyke de Bégin (leucotroctolite) dans le domaine central de la marge sud de la SALSJ



Étape 4 – A) Injection de la zone minéralisée avec des plagioclases avec An 47 – 35 et Sr = 0,1 – 0,13 et B) mise en place de la minéralisation Fe-Ti-P avec des plagioclases de compositions similaires à la zone minéralisée et des teneurs en Sr plus élevées localement (Sr ≥ 0,15)

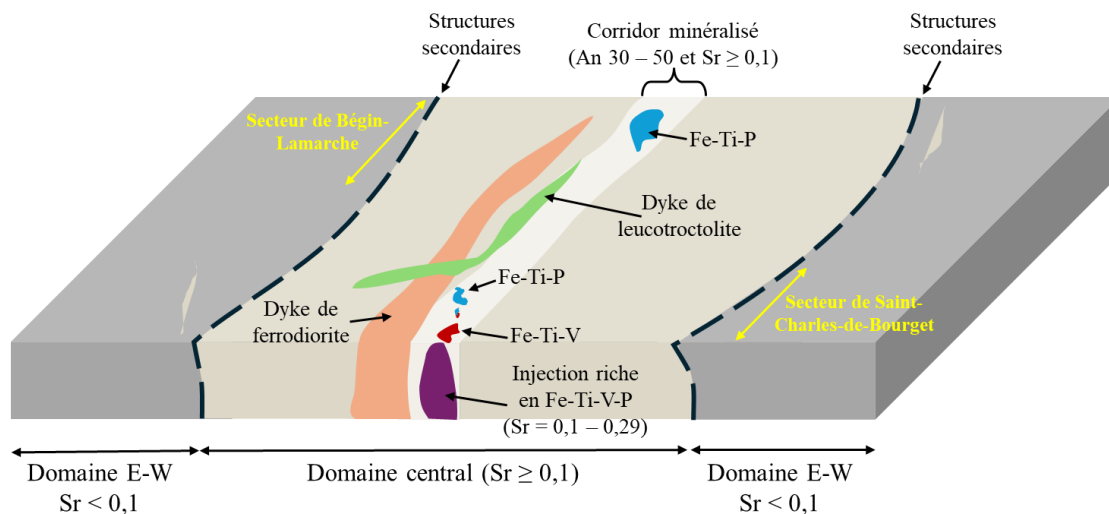


Figure 69 : Modèle pétrogénétique schématique pour la formation de la marge sud de la SALSJ dans les secteurs de Bégin-Lamarche-Saint-Charles-de-Bourget. Les quatre étapes sont présentées dans l'ordre chronologique du plus ancien (étape 1) au plus jeune (étape 4). Schéma non à l'échelle.

6.4 Conclusions

Cette étude focalisée sur la marge de Sud de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) qui comprend un corridor minéralisé en Fe-Ti-V-P de Saint-Charles-de-Bourget et de Bégin-Lamarche, a mis en évidence le caractère complexe des massifs anorthositiques protérozoïques.

Les analyses pétrographiques et géochimiques des échantillons de cette étude ont permis d'identifier les principales lithologies suivantes : anorthosite, leuconorite, (leuco)troctolite, leucogabbronorite, ainsi que des dykes de ferrodiorite, de (leuco)gabbronorite et de leucotroctolite. Les minéralisations associées comprennent les oxydes Fe-Ti massifs à olivine (Fe-Ti-V) et la nelsonite à olivine (Fe-Ti-P) dans le secteur de Saint-Charles-de-Bourget, ainsi que la nelsonite à olivine (Fe-Ti-P), la gabbronorite à oxydes et apatite et la troctolite à oxydes et apatite dans le secteur de Bégin-Lamarche. Ces

minéralisations sont encaissées dans l'anorthosite, la leuconorite, la gabbronorite et la leucotroctolite. Le corridor minéralisé est dominé par les anorthosites et les leucotroctolites, tandis que les leuconorites et les gabbronorites prédominent à l'extérieur du corridor.

La chimie du plagioclase, déterminée par XRFp, a permis de distinguer les différentes intrusions/diapirs dans la SALSJ où la calcicité variant de labradorite à andésine (An 70 – 30), avec des teneurs en Sr généralement de basses à élevées (0,05 – 0,15 %). Mais en détail, les marges Ouest, Est et Sud de la SALSJ présentent des signatures distinctes en teneurs en Sr et sont caractérisées respectivement par des plagioclases avec des teneurs en Sr basses (< 0,07 %), moyennes (0,07 – 0,1 %) et élevées (0,1 – 0,15%). Dans la zone étude, les teneurs en Sr des plagioclases ont été essentielles pour discriminer les domaines est-ouest du domaine central représentant des injections magmatiques distinctes. Dans le domaine central, les teneurs en Sr des plagioclases ont, par ailleurs, permis de distinguer les injections magmatiques des roches encaissantes de celles portant la minéralisation en Fe-Ti-V-P.

Enfin, la chimie de l'orthopyroxène a été essentielle pour mieux comprendre les processus contrôlant la composition des plagioclases. Les teneurs en Al_2O_3 et le Mg# des orthopyroxènes suggèrent une mise en place de la marge Sud de la SALSJ sous des conditions de pressions moyennes à faibles (5 kbar), où la calcicité des plagioclases a été principalement contrôlée par la cristallisation fractionnée. De plus, la faible proportion du liquide piégé dans les cumulâts anorthositiques suggère qu'il n'y a pas eu de changement significatif dans la calcicité des plagioclases au cours de l'évolution magmatique.

Ces résultats apportent de nouvelles contraintes sur l'évolution pétrogénétique de la SALSJ et contribuent à mieux comprendre les processus de mise en place des massifs anorthositiques protérozoïques, tout en fournissant des repères utiles pour l'exploration des

minéralisations en Fe-Ti-V-P. La chimie du plagioclase ($Sr > 0,1 \%$, $An < 50$) constitue ainsi un outil de vectorisation efficace vers les zones prospectives, applicables directement sur le terrain à l'aide d'un XRFp bien calibré. Cette méthodologie a d'ailleurs été utilisée par le MNRF dans le cadre du projet Jalobert (Diyoyo et al., 2025b), démontrant son applicabilité concrète et son potentiel opérationnel en contexte d'exploration.

RÉFÉRENCES

- Ashwal, L., Wooden, J., & Emslie, R. (1986). Sr, Nd and Pb isotopes in Proterozoic intrusives astride the Grenville Front in Labrador: Implications for crustal contamination and basement mapping. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50(12), 2571–2585. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(86\)90211-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(86)90211-5)
- Ashwal, L. D. (1993a). Anorthosites in layered mafic intrusions. Dans *Anorthosites* (Vol. 21, pp. 219–261). Springer.
- Ashwal, L. D. (1993b). Proterozoic massif-type anorthosites. Dans *Anorthosites* (Vol. 21, pp. 82–218). Springer.
- Ashwal, L. D. (2010). The Temporality of Anorthosites. *The Canadian Mineralogist*, 48(4), 711–728. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.4.711>
- Ashwal, L. D., & Bybee, G. M. (2017). Crustal evolution and the temporality of anorthosites. *Earth-Science Reviews*, 173, 307–330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.09.002>
- Ashwal, L. D., Webb, S. J., & Knoper, M. W. (2005). Magmatic stratigraphy in the Bushveld Northern Lobe: continuous geophysical and mineralogical data from the 2950 m Bellevue drillcore. *South African Journal of Geology*, 108(2), 199–232. <https://doi.org/10.2113/108.2.199>
- Ashwal, L. D., & Wooden, J. (1983). Isotopic evidence from the eastern Canadian shield for geochemical discontinuity in the Proterozoic mantle. *Nature*, 306(5944), 679–680. <https://doi.org/10.1038/306679a0>
- Bachari, H. (2004). *La genèse des dépôts d'oxydes fer, titane et vanadium associés aux anorthosites massives de la région de Lac-Saint-Jean (Saint-Charles et lac Élan) et de la région de Havre Saint-Pierre (massif de la Rivière-au-Tonnerre, massif de la rivière Romaine et massif de lac Allard), Québec, Canada* [Mémoire de maîtrise]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Banerjee, S., Dare, S., Pufahl, P. K., & Geo, P. (2025). *Characterization of First Phosphate's Bégin-Lamarche Phosphate Deposit (North and South Zone), Lac-Saint-Jean Anorthositic (LSJA) Suite, Quebec, Canada: Implications for Supplying Lithium Ferro (Iron) Phosphate (LFP) Batteries*. (pp. 73).
- Banerjee, S., Pufahl, P. K., Dare, S. A., & Arguin, J.-P. (2026). Genesis of high-quality igneous phosphate ore from anorthosite-hosted mafic and ultramafic rocks of the newly discovered Bégin-Lamarche Fe-Ti-P deposit, Grenville Province, Canada. *Ore Geology Reviews*, 190, 29. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2026.107138>
- Barker, D. S. (1978). Magmatic trends on alkali-iron-magnesium diagrams. *American Mineralogist*, 63(5-6), 531–534.

- Barnes, S. J. (1986). The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93(4), 524–531. <https://doi.org/10.1007/BF00371722>
- Batanova, V. G., Thompson, J. M., Danyushevsky, L. V., Portnyagin, M. V., Garbe-Schönberg, D., Hauri, E., Kimura, J. I., Chang, Q., Senda, R., & Goemann, K. (2019). New olivine reference material for in situ microanalysis. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 43(3), 453–473. <https://doi.org/10.1111/ggr.12266>
- Bence, P., Petrus, J., Savard, D., Woodhead, J., Hergt, J., Greig, A., Paton, C., & Rayner, P. (2023). Time resolved trace element calibration strategies for LA-ICP-MS. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 38(10), 1995–2006. <https://doi.org/10.1039/d3ja00037k>
- Bradfield, A., Puritch, E., Yassa, A., Feasby, D. G., Henning, J., & Latulippe, H. (2025). *Preliminary Economic Assessment of the Bégin-Lamarche Phosphate Property, Saguenay–Lac-Saint-Jean Region, Northern Québec*. (pp. 314) P&E Mining Consultants Inc.
- Bybee, G., Ashwal, L., Shirey, S., Horan, M., Mock, T., & Andersen, T. (2014). Pyroxene megacrysts in Proterozoic anorthosites: Implications for tectonic setting, magma source and magmatic processes at the Moho. *Earth and Planetary Science Letters*, 389, 74–85. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.201>
- Bybee, G. M., & Ashwal, L. D. (2015). Isotopic disequilibrium and lower crustal contamination in slowly ascending magmas: Insights from Proterozoic anorthosites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 167, 286–300. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.07.034>
- Cawthorn, R. (2013). Rare earth element abundances in apatite in the Bushveld Complex—A consequence of the trapped liquid shift effect. *Geology*, 41(5), 603–606. <https://doi.org/10.1130/G34026.1>
- Cawthorn, R. G., & Ashwal, L. D. (2009). Origin of anorthosite and magnetitite layers in the Bushveld Complex, constrained by major element compositions of plagioclase. *Journal of Petrology*, 50(9), 1607–1637. <https://doi.org/10.1093/petrology/egp042>
- Charlier, B., Duchesne, J.-C., & Vander Auwera, J. (2006). Magma chamber processes in the Tellnes ilmenite deposit (Rogaland Anorthosite Province, SW Norway) and the formation of Fe–Ti ores in massif-type anorthosites. *Chemical Geology*, 234(3-4), 264–290. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.05.007>
- Charlier, B., Duchesne, J. C., Vander Auwera, J., Storme, J. Y., Maquil, R., & Longhi, J. (2010). Polybaric Fractional Crystallization of High-alumina Basalt Parental Magmas in the Egersund–Ogna Massif-type Anorthosite (Rogaland, SW Norway) Constrained

- by Plagioclase and High-alumina Orthopyroxene Megacrysts. *Journal of Petrology*, 51(12), 2515–2546. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq066>
- Charlier, B., & Grove, T. L. (2012). Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 164(1), 27–44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- Charlier, B., Namur, O., Bolle, O., Latypov, R., & Duchesne, J.-C. (2015a). Fe–Ti–V–P ore deposits associated with Proterozoic massif-type anorthosites and related rocks. *Earth-Science Reviews*, 141, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.005>
- Charlier, B., Namur, O., Latypov, R., & Tegner, C. (2015b). *Layered intrusions*. Springer Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-9652-1>
- Charlier, B., Sakoma, E., Sauvé, M., Stanaway, K., Vander Auwera, J., & Duchesne, J.-C. (2008). The Grader layered intrusion (Havre-Saint-Pierre Anorthosite, Quebec) and genesis of nelsonite and other Fe–Ti–P ores. *Lithos*, 101(3–4), 359–378. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.08.004>
- Charlier, B., Skår, Ø., Korneliussen, A., Duchesne, J.-C., & Vander Auwera, J. (2007). Ilmenite composition in the Tellnes Fe–Ti deposit, SW Norway: fractional crystallization, postcumulus evolution and ilmenite–zircon relation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(2), 119–134. <https://doi.org/10.1007/s00410-007-0186-8>
- Chartier-Montreuil, W., Dare, S., Barnes, S., & Stevenson, R. (2017). *Characterisation of the Rare Earth Elements in Apatite of the Lac À Paul P-Ti Deposit, Saguenay-Lac-St-Jean, Québec., Projet terres rares au Québec* (pp. 25–42) Ministère de l’Énergie et Ressources naturelles.
- Cimon, J., & Hébert, C. (1998). *Séquences différenciées associées au massif anorthositique de Lac-Saint-Jean: origine, mise en place et implications économiques*. (pp. 24) Ministère des ressources naturelles, Secteur des mines.
- Clark, T., & Hébert, C. (1998). *Étude du gîte de Cu-Ni-Co de McNickel, Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean*. Ministère des Ressources naturelles du Québec (J.-P. Lalonde Éd., pp. 52).
- Corrigan, D., & Hanmer, S. (1997). Anorthosites and related granitoids in the Grenville orogen: a product of convective thinning of the lithosphere? *Geology*, 25(1), 61–64.
- Corriveau, L., Perreault, S., & Davidson, A. (2007). Prospective metallogenic settings of the Grenville Province. *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, (5), 819–847.

- Côté, D. (1986). *Péetrographie, pétrologie et étude géochimique du dyke de diorite, de l'intrusion troctolitique et des deux petits massifs anorthositiques de Canton Taché* [Mémoire de maîtrise]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Côté, F., Duplessis, C., Gagnon, G., Guimont, H., Kelahan, M., Latulippe, S., Topalovic, A., Turgeon, B., Vallée, P., Verreault, M., & Wingate, E. (2013). *Feasibility Study to Produce 3Mtpy of High Purity Apatite Concentrate at the Lac a Paul Project, Québec, Canada*. (pp. 744) Arianne Phosphate.
- Davies, G., Cawthorn, R. G., Barton Jr, J., & Morton, M. (1980). Parental magma to the Bushveld Complex. *Nature*, 287(5777), 33–35.
- Diyoyo, J. K., Dare, S., Simard, R.-L., & Moukhsil, A. (2024). *Cartographie de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) dans le secteur des minéralisations de Fe-Ti-V-P du corridor de Saint-Charles-de-Bourget et de Bégin-Lamarche*. Ministère des Ressources naturelles et des Forêts (MRNF). <https://doi.org/8>
- Diyoyo, J. K., Dare, S., Simard, R.-L., & Moukhsil, A. (2025a). *Cartographie de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean (SALSJ) et étude des minéralisations de Fe-Ti-V-P associées dans le corridor de Saint-Charles-de-Bourget et de Bégin-Lamarche*. (pp. 62) Ministère des Ressources naturelles et des Forêts.
- Diyoyo, J. K., Dare, S., Simard, R.-L., Talla Takam, F., & Moukhsil, A. (2025b). *Nouvelle application de la cartographie géochimique de plagioclases par XRFp : cas d'étude dans la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, région du lac Jalobert, Province de Grenville, Québec*. (pp. 27) Ministère des Ressources naturelles et des Forêts.
- Drüppel, K., Littmann, S., Romer, R., & Okrusch, M. (2007). Petrology and isotope geochemistry of the Mesoproterozoic anorthosite and related rocks of the Kunene Intrusive Complex, NW Namibia. *Precambrian Research*, 156(1-2), 1–31. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.02.005>
- Du Berger, R., Roy, D. W., Lamontagne, M., Woussen, G., North, R. G., & Wetmiller, R. J. (1991). The Saguenay (Quebec) earthquake of November 25, 1988: seismologic data and geologic setting. *Tectonophysics*, 186(1-2), 59–74.
- Duchesne, J.-C. (1999). Fe-Ti deposits in Rogaland anorthosites (South Norway): geochemical characteristics and problems of interpretation. *Mineralium Deposita*, 34(2), 182–198. <https://doi.org/10.1007/s001260050195>
- Duchesne, J.-C. (2001, 2001). *Anorthosites: The lower crustal connection*. EUROPROBE Archaean-to-Proterozoic “Time-Slice” Symposium: Archaean and Proterozoic Plate Tectonics: Geological and Geophysical Records, Amsterdam. Vrije Universiteit Amsterdam,. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.15734.40002>
- Duchesne, J.-C., Liégeois, J.-P., Vander Auwera, J., & Longhi, J. (1999). The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites. *Terra Nova*, 11(2-3), 100–105.

- Emslie, R. (1978). Anorthosite massifs, rapakivi granites, and late Proterozoic rifting of North America. *Precambrian Research*, 7(1), 61–98. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(78\)90005-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(78)90005-0)
- Emslie, R., Hamilton, M., & Thériault, R. (1994). Petrogenesis of a mid-Proterozoic anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) complex: Isotopic and chemical evidence from the Nain Plutonic Suite. *The Journal of Geology*, 102(5), 539–558. <https://doi.org/10.1086/629697>
- First Phosphate Corp. (2023, 5 juin 2023). *First Phosphate drill results confirm potential of its Bégin-Lamarche phosphate property located at only 75 km from the deep-sea port of Saguenay, Quebec, Canada*. Repéré le 7 mars à <https://firstphosphate.com/begin-lamarche-2023/>
- Fourny, A., Weis, D., & Scoates, J. S. (2019). Isotopic and trace element geochemistry of the Kiglapait Intrusion, Labrador: Deciphering the mantle source, crustal contributions and processes preserved in mafic layered intrusions. *Journal of Petrology*, 60(3), 553–590. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz006>
- Fram, M. S., & Longhi, J. (1992). Phase equilibria of dikes associated with Proterozoic anorthosite complexes. *American Mineralogist*, 77(5-6), 605–616.
- Fred, R., Heinonen, A., & Heinonen, J. S. (2020). Equilibrium crystallization of massif-type anorthosite residual melts: a case study from the 1.64 Ga Ahvenisto complex, Southeastern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175, 1–23. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01726-9>
- Fredette, J. (2006). *Pérogaphie, géochimie et potentiel économique en Fe-Ti-P du secteur du Lac à Paul, partie nord de la suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, province de Grenville, Québec* [Mémoire de Maîtrise]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Girard, R., & Barrette, J.-P. (2011). *Rapport sur les travaux d'exploration 2011, Projet 806 - St-Charles-de-Bourget, Saguenay, Québec*. (pp. 112) IOS Services Géoscientifiques Inc.
- 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) [RG]*. (pp. 49) Ministère des Ressources naturelles et de la Faune.
- Gouvernement du Canada. (2022). *Stratégie canadienne sur les minéraux critiques. De l'exploration au recyclage: alimenter l'économie verte et numérique du Canada et du monde entier*. (pp. 89) Ressources naturelles Canada. Repéré le 2026-03-01 à <https://www.canada.ca/fr/ressources-naturelles-canada/services/mineraux-critiques/strategie.html>

- Grant, M. (2020). *Formation of magmatic Fe-Ti-VP deposits within the Lac St. Jean area Saguenay, Québec, Canada: Insights from trace element composition of Fe-oxides and apatite* [Master's thesis]. University of Ottawa.
- Green, D., & Hibberson, W. (1970). The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. *Lithos*, 3(3), 209–221.
- Green, D. H., & Ringwood, A. (1967). An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31(5), 767–833.
- Groulier, P.-A., Indares, A., Dunning, G., Moukhsil, A., & Jenner, G. (2018). Syn-orogenic magmatism over 100 my in high crustal levels of the central Grenville Province: characteristics, age and tectonic significance. *Lithos*, 312, 128–152. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.04.025>
- Gueye, B. (2023). *Répartition spatiale de la composition de plagioclase de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean, secteur Nord-Ouest du Lac-Saint-Jean : implications pour exploration minérale* [Projet fin d'études]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Hanmer, S., Corrigan, D., Pehrsson, S., & Nadeau, L. (2000). SW Grenville Province, Canada: the case against post–1.4 Ga accretionary tectonics. *Tectonophysics*, 319(1), 33–51.
- Hassen Ali, T., Simard, R.-L., Dare, S., & Moukhsil, A. (2023). *Contexte géologique des minéralisations de Ni-Cu±Co et de Fe-V-Ti-P de la marge ouest de la Suite anorthositique de Lac-Saint-Jean*. (pp. 71) Ministère des Ressources Naturelles et des Forêts.
- Hassen Ali, T., Simard, R.-L., Dare, S., & Moukhsil, A. (2024). *Cartographie pétrogéochimique par XRF portative de la marge sud de la Suite anorthositique de Lac Saint-Jean (secteur St-Bruno-Arvida) et des minéralisations de Fe-Ti-VP associées, Province de Grenville central, Québec*. (pp. 66) Ministère des Ressources naturelles et des Forêts.
- He, H.-L., Yu, S.-Y., Song, X.-Y., Du, Z.-S., Dai, Z.-H., Zhou, T., & Xie, W. (2016). Origin of nelsonite and Fe–Ti oxides ore of the Damiao anorthosite complex, NE China: Evidence from trace element geochemistry of apatite, plagioclase, magnetite and ilmenite. *Ore Geology Reviews*, 79, 367–381. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.05.028>
- Hébert, C., Cadieux, A.-M., & Breemen, O. v. (2005). Temporal evolution and nature of Ti Fe P mineralization in the anorthosite mangerite charnockite granite (AMCG) suites of the south-central Grenville Province, Saguenay Lac St. Jean area, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(10), 1865–1880. <https://doi.org/10.1139/e05-050>

- Hébert, C., & Daigneault, R. (2004). *Histoire tectonomagmatique d'une partie de la région du Saguenay, Québec. Excursion des amis du Grenville 2004 / 24-26 Septembre* (Vol. 12, pp. 50) Ministère des Ressources naturelles, Québec avec UQAC.
- Hébert, C., & van Breemen, O. (2004). Mesoproterozoic basement of the Lac St. Jean Anorthosite Suite and younger Grenvillian intrusions in the Saguenay region, Québec: structural relationships and U-Pb geochronology.
- Hébert, C., Van Breemen, O., & Cadieux, A.-M. (2009). *Région du réservoir Pipmuacan, (SNRC 22E): synthèse géologique*. (pp. 59) Ministère des Ressources naturelles et Faune Québec.
- Heinonen, A., Kivisaari, H., & Michallik, R. M. (2020). High-aluminum orthopyroxene megacrysts (HAOM) in the Ahvenisto complex, SE Finland, and the polybaric crystallization of massif-type anorthosites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 175, 1–25. <https://doi.org/10.1007/s00410-019-1648-5>
- Higgins, M. D., Ider, M., & van Breemen, O. (2002). U-Pb ages of plutonism, wollastonite formation, and deformation in the central part of the Lac-Saint-Jean anorthosite suite. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(7), 1093–1105. <https://doi.org/10.1139/e02-033>
- 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(7), 1412–1423. <https://doi.org/10.1139/e92-113>
- Higgins, M. D., & van Breemen, O. (1996). Three generations of anorthosite-mangerite-charnockite-granite (AMCG) magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region of the Grenville Province, Canada. *Precambrian research*, 79(3-4), 327–346. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00102-6](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00102-6)
- Higgins, M. D., & van Breemen, O. (1998). The Age of the Sept Iles Layered Mafic Intrusion, Canada: Implications for the Late Neoproterozoic/Cambrian History of Southeastern Canada. *The Journal of Geology*, 106(4), 421–432. <https://doi.org/10.1086/516033>
- Hocq, M. (1977). *Contribution à la connaissance pétrostructurale et minéralogique des massifs anorthositiques et mangéritiques de la région du réservoir Pipmuacan* [Thèse de doctorat]. Université de Montréal. <https://gq.mines.gouv.qc.ca/documents/examine/TH0138/TH0138.pdf>
- Indares, A., & Moukhsil, A. (2013). Geon 12 crustal extension in the central Grenville Province, implications for the orogenic architecture, and potential influence on the emplacement of anorthosites. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 50(9), 955–966. <https://doi.org/10.1139/cjes-2012-0161>

- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian journal of earth sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Ivanic, T. J., Nebel, O., Brett, J., & Murdie, R. E. (2018). The Windimurra Igneous Complex: an Archean Bushveld? *Geological Society, London, Special Publications*, 453(1), 313–348. <https://doi.org/10.1144/SP453.1>
- Jooste, R. F. (1949). *Geology of the Bourget map-area Chicoutimi county, Quebec* [Doctoral dissertation]. McGill University.
- Jooste, R. F. (1958). *Région de Bourget, districts électoraux de Chicoutimi et de Jonquière-Kénogami, Province of Quebec*. Department of Mines.
- Kerr, A., & Ryan, B. (2000). Threading the eye of the needle: lessons from the search for another Voisey's Bay in Labrador, Canada. *Economic Geology*, 95(4), 725–748. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.95.4.725>
- Kieffer, M. A., Dare, S. A. S., & Namur, O. (2023). The use of trace elements in apatite to trace differentiation of a ferrobaltic melt in the Sept-Iles Intrusive Suite, Quebec, Canada: Implications for provenance discrimination. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 342, 169–197. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2022.12.016>
- Kushiro, I., & Yoder Jr, H. (1966). Anorthite—Forsterite and Anorthite—Enstatite reactions and their bearing on the Basalt—Eclogite Transformation. *Journal of Petrology*, 7(3), 337–362. <https://doi.org/10.1093/petrology/7.3.337>
- Laflamme, J. (1882). Report of geological observations in the Saguenay region, Quebec. *Geological and Natural History Survey of Canada*, 1884, 5–18.
- Le Maitre, R. W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematics of igneous rocks.
- Lin, L., & Sawyer, E. W. (2019). Microstructure and compositional changes across biotite-rich reaction selvages around mafic schollen in a semipelitic diatexite migmatite. *Journal of Metamorphic Geology*, 37(4), 539–566. <https://doi.org/10.1111/jmg.12475>
- Longhi, J., & Ashwal, L. D. (1985). Two-stage models for lunar and terrestrial anorthosites: Petrogenesis without a magma ocean. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 90(S02), C571–C584. <https://doi.org/10.1029/JB090iS02p0C571>
- Longhi, J., Auwera, J. V., Fram, M. S., & Duchesne, J.-C. (1999). Some phase equilibrium constraints on the origin of Proterozoic (massif) anorthosites and related rocks. *Journal of Petrology*, 40(2), 339–362. <https://doi.org/10.1093/etroj/40.2.339>

- Maier, R. P., Dare, S. A., & Smith, W. D. (2025). Petrogenesis of the 1149 Ma Etoile Suite Mafic Intrusion, Quebec: implications for vanadium mineralisation in Proterozoic anorthosite-bearing terranes. *Mineralium Deposita*, 60(2), 323–349. <https://doi.org/10.1007/s00126-024-01298-9>
- Martin-Tanguay, B. (2012). *Pétrographie et caractérisation des oxydes de Fe-Ti à Saint-Charles-de-Bourget (Québec), associé à la suite anorthositique du Lac-Saint-Jean* [Projet de fin d'études]. Université du Québec à Chicoutimi.
- McDonough, W., Sun, S.-s., Delaney, T., Turner, R., Chart, D., Struik, L., Armienta, M., De la Cruz-Reyna, S., Garver, J., & Scott, T. (1995). CURRENT LITERATURE SURVEY GEOCHEMISTRY General geochemistry. *Geology*, 120(3-4), 275–294.
- McLelland, J. M., Selleck, B. W., & Bickford, M. E. (2010). Review of the Proterozoic evolution of the Grenville Province, its Adirondack outlier, and the Mesoproterozoic inliers of the Appalachians. Dans *From Rodinia to Pangea: The Lithotectonic Record of the Appalachian Region* (pp. 21–49). [https://doi.org/10.1130/2010.1206\(02\)](https://doi.org/10.1130/2010.1206(02))
- Mercier, F. (2022). *Répartition spatiale des faciès de la Suite anorthositique du Lac St Jean: implications pour exploration minérale*. (pp. 48) Projet fin d'études (UQAC).
- Miloski, P., Dare, S., Morisset, C.-E., Davies, J. H., Perrot, M. G., & Savard, D. (2024). Petrogenesis of Fe-Ti-P mineral deposits associated with Proterozoic anorthosite massifs in the Grenville Province: insights from oxide and apatite trace-element geochemistry at Lac à l'Original, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*, 59(3), 519–556. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01216-5>
- Miloski, P., Dare, S., Morisset, C.-E., Davies, J. H. F. L., Perrot, M. G., & Savard, D. (2023a). Petrogenesis of Fe-Ti-P mineral deposits associated with Proterozoic anorthosite massifs in the Grenville Province: insights from oxide and apatite trace-element geochemistry at Lac à l'Original, Quebec, Canada. *Mineralium Deposita*, 59(3), 519–556. <https://doi.org/10.1007/s00126-023-01216-5>
- Miloski, P., Dare, S., Morisset, C.-E., Perrot, M. G., & Davies, J. H. (2023b). Petrogenesis of oxide-apatite mineralization associated with proterozoic anorthosite massifs at Lac Mirepoix, Quebec, Canada: A multi-injection model for Fe-Ti-P mineralization in the Central Grenville Province. *Ore Geology Reviews*, 163, 105734.
- Miloski, P. G. (2023). *Geochemical variation of oxide-apatite mineralization associated with Proterozoic massif-type anorthosites in the Central Grenville Province, Quebec, Canada* [Doctoral dissertation]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles du Québec. (2020). *Les minéraux critiques et stratégiques: Plan québécois pour la valorisation des minéraux critiques et stratégiques 2020-2025*. (pp. 56) Gouvernement du Québec. <https://www.quebec.ca/mineraux-critiques-strategiques>

- Ministère des Ressources naturelles et des Forêts. (2024). *SIGÉOM | Système d'information géominière | Carte interactive*. Repéré le 1 mars 2026 à https://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1108_afchCarteIntr
- Morisset, C.-E., Scoates, J. S., Weis, D., & Friedman, R. M. (2009). U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Saint-Urbain and Lac Allard (Havre-Saint-Pierre) anorthosites and their associated Fe–Ti oxide ores, Québec: Evidence for emplacement and slow cooling during the collisional Ottawa orogeny in the Grenville Province. *Precambrian Research*, 174(1-2), 95–116. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.06.009>
- Myers, J. S., Voordouw, R. J., & Tettelaar, T. A. (2008). Proterozoic anorthosite–granite Nain batholith: structure and intrusion processes in an active lithosphere-scale fault zone, northern Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(8), 909–934. <https://doi.org/10.1139/E08-041>
- Namur, O., Abily, B., Boudreau, A. E., Blanchette, F., Bush, J. W., Ceuleneer, G., Charlier, B., Donaldson, C. H., Duchesne, J.-C., & Higgins, M. D. (2015a). Igneous layering in basaltic magma chambers. Dans *Layered intrusions* (pp. 75–152). Springer. <http://dx.doi.org/doi:10.1007/978-94-017-9652-1>
- Namur, O., Charlier, B., Toplis, M. J., Higgins, M. D., Liégeois, J.-P., & Vander Auwera, J. (2010). Crystallization sequence and magma chamber processes in the ferrobasaltic Sept Îles layered intrusion, Canada. *Journal of Petrology*, 51(6), 1203–1236.
- Namur, O., Higgins, M. D., & Vander Auwera, J. (2015b). The Sept Îles Intrusive Suite, Quebec, Canada. Dans *Layered Intrusions* (pp. 465–515). Springer.
- Osbourne, F. F. (1944). *Special report on the microtextures of certain Quebec iron ores*. (pp. 43) Department of Mines, Division of Mineral Deposit, RP-186(A).
- Owens, B., Dymek, R., Tucker, R., Brannon, J., & Podosek, F. (1994). Age and radiogenic isotopic composition of a late-to post-tectonic anorthosite in the Grenville Province: the Labrieville massif, Quebec. *Lithos*, 31(3-4), 189–206. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(94\)90009-4](https://doi.org/10.1016/0024-4937(94)90009-4)
- Owens, B., & Dymek, R. F. (1992). Fe-Ti-P-rich rocks and massif anorthosite; problems of interpretation illustrated from the Labrieville and St-Urbain plutons, Quebec. *The Canadian Mineralogist*, 30(1), 163–190. <https://api.semanticscholar.org/CorpusID:130378116>
- Owens, B., Rockow, M., & Dymek, R. (1993). Jotunites from the Grenville Province, Quebec: petrological characteristics and implications for massif anorthosite petrogenesis. *Lithos*, 30(1), 57–80. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90006-X](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90006-X)

- Owens, B. E., & Dymek, R. F. (1995). Significance of pyroxene megacrysts for massif anorthosite petrogenesis: Constraints from the Labrieville, Quebec, pluton. *American Mineralogist*, 80(1-2), 144–161. <https://doi.org/10.2138/am-1995-1-214>
- Owens, B. E., & Dymek, R. F. (2005). Rediscovery of the Mattawa anorthosite massif, Grenville Province, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(10), 1699–1718. <https://doi.org/10.1139/e05-073>
- Philpotts, A. (1967). Origin of certain iron-titanium oxide and apatite rocks. *Economic Geology*, 62(3), 303–315. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.62.3.303>
- Rivers, T. (1997). Lithotectonic elements of the Grenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research*, 86(3-4), 117–154. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(97\)00038-7](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(97)00038-7)
- Rivers, T. (2009). The Grenville Province as a large hot long-duration collisional orogen – insights from the spatial and thermal evolution of its orogenic fronts. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 405–444. <https://doi.org/10.1144/SP327.17>
- Rivers, T., & Corrigan, D. (2000). Convergent margin on southeastern Laurentia during the Mesoproterozoic: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37(2-3), 359–383. <https://doi.org/10.1139/e99-067>
- Rivers, T., Martignole, J., Gower, C., & Davidson, A. (1989). New tectonic divisions of the Grenville Province, southeast Canadian Shield. *Tectonics*, 8(1), 63–84. <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00063>
- Rollinson, H. R. (1993). *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical; Wiley.
- Savard, D., Dare, S., Bédard, L. P., & Barnes, S. J. (2023). A New Mapping Protocol for Laser Ablation (with Fast-Funnel) Coupled to a Time-of-Flight Mass Spectrometer (LA-FF-ICP-ToF-MS) for the Rapid, Simultaneous Quantification of Multiple Minerals. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 47(2), 243–265. <https://doi.org/10.1111/ggr.12482>
- Scoates, J. S., Lindsley, D. H., & Frost, B. R. (2010). Magmatic and Structural Evolution of an Anorthositic Magma Chamber: The Poe Mountain Intrusion, Laramie Anorthosite Complex, Wyoming. *The Canadian Mineralogist*, 48(4), 851–885. <https://doi.org/10.3749/canmin.48.4.851>
- Smith, W. D., & Maier, W. D. (2021). The geotectonic setting, age and mineral deposit inventory of global layered intrusions. *Earth-Science Reviews*, 220(0012-8252), 36. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103736>

- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-science reviews*, 12(1), 1–33. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Sun, S. s., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1), 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.Sp.1989.042.01.19>
- Tollari, N. (2007). *Saturation des minéraux phosphatés dans les magmas silicatés: implications sur la genèse des roches riches en Fe-Ti-P* [Thèse de doctorat]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Tondoh, N. G. A. D. D. (2021). *Développement d'une méthode d'analyse chimique de plagioclase par fluorescence X portable appliquée à la répartition spatiale des faciès de la Suite anorthositique du Lac-Saint-Jean* [Projet de fin d'études]. Université du Québec à Chicoutimi.
- Toplis, M., & Carroll, M. (1995). An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral—melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology*, 36(5), 1137–1170. <https://doi.org/https://doi.org/10.1093/petrology/36.5.1137>
- Toplis, M. J., & Corgne, A. (2002). An experimental study of element partitioning between magnetite, clinopyroxene and iron-bearing silicate liquids with particular emphasis on vanadium. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144(1), 22–37. <https://doi.org/10.1007/s00410-002-0382-5>
- Toplis, M. J., Dingwell, D. B., & Libourel, G. (1994). The effect of phosphorus on the iron redox ratio, viscosity, and density of an evolved ferro-basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117(3), 293–304. <https://doi.org/10.1007/BF00310870>
- Vaillancourt, C. (2001). *Étude géochimique et économique de la suite mafique et ultramafique de la Baie-à-Cadie au Lac Kénogami, Saguenay-Lac-St-Jean, Québec*. Université du Québec à Chicoutimi.
- Vander Auwera, J., & Longhi, J. (1994). Experimental study of a jotunite (hypersthene monzodiorite): Constraints on the parent magma composition and crystallization conditions (P, T, f O₂) of the bjerkreim-sokndal layered intrusion (Norway). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(1), 60–78. <https://doi.org/10.1007/BF00310611>
- Vander Auwera, J., Longhi, J., & Duchesne, J. C. (2000). The effect of pressure on DSr (plag/melt) and DCr (opx/melt): implications for anorthosite petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 178(3-4), 303–314. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00086-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00086-8)

- Whitney, P. R., & McLelland, J. M. (1983). Origin of biotite-hornblende-garnet coronas between oxides and plagioclase in olivine metagabbros, Adirondack Region, New York. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82(1), 34–41. <https://doi.org/10.1007/BF00371173>
- Woussen, G., Dimroth, E., Corriveau, L., & Archer, P. (1981). Crystallization and emplacement of the Lac St-Jean anorthosite massif (Quebec, Canada). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(3), 343–350.
- Woussen, G., Martignole, J., & Nantel, S. (1988). The Lac-St-Jean Anorthosite in the St-Henri-de-Taillon area (Grenville Province); a relic of a layered complex. *The Canadian Mineralogist*, 26(4), 1013–1025.

ANNEXES NUMÉRIQUES

- **Annexe 1 :** Description pétrographique des roches et proportions modales des minéraux en lame mince.
- **Annexe 2 :** Résultats des analyses de géochimie de roche totale des échantillons et qualité des données des matériaux de référence utilisés.
- **Annexe 3 :** Données brutes des analyses du plagioclase par XRFp avec les éléments majeurs et mineurs.
- **Annexe 4 :** Résultats du calcul de la calcicité de plagioclase par XRFp pour les secteurs de Saint-Charles-de-Bourget et de Bégin-Lamarche.
- **Annexe 5 :** Résumé de la calcicité du plagioclase par XRFp pour les secteurs de Saint-Charles-de-Bourget et de Bégin-Lamarche
- **Annexe 6 :** Résultats des analyses LA-ICP-MS du plagioclase pour l'ensemble des éléments analysés.
- **Annexe 7 :** Sommaire des analyses LA-ICP-MS du plagioclase pour les éléments sélectionnés et le calcul de la calcicité.
- **Annexe 8 :** Résumé des teneurs en anorthite (An) et en strontium (Sr) du plagioclase déterminées par XRFp et ablation laser avec les lithologies correspondantes pour chaque échantillon.
- **Annexe 9 :** Résultats des analyses LA-ICP-MS de l'orthopyroxène (et clinopyroxène) pour l'ensemble des éléments analysés.
- **Annexe 10 :** Sommaire des analyses LA-ICP-MS de l'orthopyroxène pour les éléments sélectionnés et le calcul de Mg#.
- **Annexe 11 :** Données de géochimie de roche totale des éléments sélectionnés pour les diagrammes TAS et AFM des dykes (ferrodiorite, leucotroctolite et gabbronorite).
- **Annexe 12 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence 20AT04 (plagioclase).
- **Annexe 13 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence RTSD26B (plagioclase).
- **Annexe 14 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence BCP09 (plagioclase)

- **Annexe 15 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence MGSCB03 (plagioclase).
- **Annexe 16 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence LPR07 (plagioclase).
- **Annexe 17 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence 20PM02 (plagioclase).
- **Annexe 18 :** Qualité des données XRFp du matériau de référence 21PM13B (plagioclase).
- **Annexe 19 :** Résultats des analyses LA-ICP-MS pour tous les matériaux de référence.
- **Annexe 20 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence (MGSCB03 - plagioclase) pour les données sélectionnées.
- **Annexe 21 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence MONGOL (olivine) pour les données sélectionnées.
- **Annexe 22 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence NIST610 pour les données sélectionnées.
- **Annexe 23 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence NIST612 pour les données sélectionnées.
- **Annexe 24 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence GSD-1g pour les données sélectionnées.
- **Annexe 25 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence GSE-1g pour les données sélectionnées.
- **Annexe 26 :** Qualité des données LA-ICP-MS du matériau de référence G-PROBE6 pour les données sélectionnées.