Eau, Terre et Environnement

VOLCANOLOGIE, STRATIGRAPHIE ET GÉOCHIMIE DU GROUPE DE PARENT, DOMAINE NORD DE L'OROGÈNE DE L'UNGAVA

Par

Mélanie Beaudette

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de
Maître ès Sciences (M.Sc.)
en sciences de la terre

Jury d'évaluation

Examinateur externe	Lucie Mathieu Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)
Examinateur interne et président du jury	Patrick Mercier-Langevin Commission géologique du Canada
Directeur de recherche	Pierre-Simon Ross Institut national de la recherche scientifique (INRS)

© Droits réservés de Mélanie Beaudette, avril 2021

Remerciements

J’aimerais tout d’abord remercier mon directeur de maîtrise, Pierre-Simon Ross, pour le partage de ses connaissances, mais aussi pour sa disponibilité et sa rigueur scientifique.

Le projet a été financé et développé avec l’aide du Ministère de l’Énergie et des Ressources Naturelles du Québec. J’aimerais donc remercier mes gestionnaires, Andrea Amortegui et Patrice Roy, de m’avoir permis d’entamer ce projet de recherche. Un merci particulier à mes amis et collègues Carl Bilodeau et Yannick Daoudene pour les discussions géologiques, mais aussi pour leur soutien. Merci également à James Moorhead d’avoir cru au projet d’avoir partagé son expertise. L’équipe de terrain du camp Bergeron a accompli un travail rigoureux et leur joie de vivre a permis de rendre cette expérience inoubliable.

Merci à la compagnie Orford Mining pour les discussions géologiques, le chaleureux accueil sur le camp Chukotat et la permission d’observer et décrire quelques-uns de leur forage.

Finalement, merci à mon copain Mathieu, mon père Richard et ma mère Irène, pour leur présence et leur soutien émotionnel.

Résumé

Le Groupe de Parent est situé dans le Domaine Nord de l'Orogène de l'Ungava (Québec, Canada). Il est constitué de roches volcaniques principalement mafiques à intermédiaires, métamorphisées aux faciès des schistes verts et des amphibolites. Le Domaine Nord, conjointement avec le Domaine Sud, est mieux connu sous le nom de ceinture de Cape Smith, fameuse pour ses gisements de Ni-Cu-EGP. Or, contrairement au Domaine Sud, le Groupe de Parent est très peu documenté. La stratigraphie et l'environnement de formation de la séquence volcanique sont à déterminer, l'âge du Groupe de Parent est mal connu, tout comme sa place dans l'Orogène de l'Ungava. Bien que des minéralisations contiennent des valeurs jusqu'à 189 g/t Au, le Groupe de Parent reste assez peu exploré. En résumé, une amélioration de l'état des connaissances de la région est nécessaire.

Pour ce faire, ce projet de recherche sur le Groupe de Parent a été développé en partenariat avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) du Québec. Les objectifs étaient de définir des unités lithogéochimiques, d'intégrer ces unités dans une carte géologique précise du feuillet SNRC 35G11 et de préciser le contexte volcanique, pétrologique et tectonique du Groupe de Parent. Les principales méthodes utilisées sont les observations de terrain, de lames minces et de photos d'échantillons prises en conditions contrôlées, la cartographie détaillée d'affleurements clés ainsi que l'interprétation des nouvelles données géochimiques et géochronologiques. Les analyses géochimiques ont été obtenues par méthode conventionnelle ainsi que par l'analyseur portatif à fluorescence de rayons X (pXRF).

Dans le feuillet 35G11, le Groupe de Parent est dominé par des basaltes, quelques andésites ainsi qu'une dacite. Parmi les roches mafiques à intermédiaires, trois groupes texturaux ont été distingués : aphyrique (Pa9), porphyrique à pyroxène (Pa10) et polygénique (Pa12). Les roches aphyriques, de composition mafique, sont des laves massives à coussinées ainsi que des tufs en moindre proportion. Les roches porphyriques, de composition mafique à intermédiaire, incluent également des laves massives, de rares laves coussinées, mais aussi des tufs et tufs à lapillis. Les roches volcanoclastiques polygéniques sont des tufs à lapillis et des tufs à blocs de composition variable. La majorité des fragments qui les composent sont des roches volcaniques

aphyriques ou porphyriques. Les laves massives et coussinées sont le résultat d'un volcanisme sous-marin effusif, tandis que les abondantes roches volcanoclastiques (un tiers de la succession) sont issues, du moins en partie, d'un volcanisme explosif. Un mode de fragmentation phréatomagmatique est proposé étant donné le caractère peu vésiculaire des fragments. La production abondante de fragments par des explosions semble indiquer une profondeur de fragmentation maximale de l'ordre de 1000 m. Les fragments ont ensuite voyagé dans des courants de densité (turbidites à concentration faible ou élevée, coulées de débris) vers de plus grandes profondeurs. Les roches volcaniques sont intercalées avec de minces niveaux de mudstone et des formations de fer, témoignant d'une profondeur d'eau significative pour la déposition des laves et des roches volcanoclastiques.

Autant pour Pa9 et Pa10, l'affinité magmatique varie de tholéiitique à calco-alcaline. Les patrons d'éléments en traces étendus des roches tholéiitiques ressemblent à ceux des MORBs modernes, alors que les roches d'affinité transitionnelle à calco-alcaline ont une signature similaire à celle des arcs volcaniques modernes. Or cette signature d'arc peut également traduire une contamination crustale, issue par exemple de la croûte archéenne située à proximité, telle que la Province du Supérieur ou encore de certaines roches de l'Arc de Narsajuaq. Un rift continental aurait pu générer le Groupe de Parent, ce qui permettrait d'expliquer aussi la présence de roches de type MORB, peu ou pas contaminées. En comparant la géochimie du Groupe de Parent à celle du Domaine Sud, des similarités ont été notées quant à la source magmatique. De plus, les nouvelles datations ont révélé que le Groupe de Parent est partiellement contemporain au Groupe de Chukotat (Domaine Sud), qui est également interprété comme un environnement de rift.

Mots clés : Ungava, Groupe de Parent, volcanologie, stratigraphie, Domaine Nord

Abstract

The Parent Group is located in the Northern Domain, which is part of the Ungava Orogen (Québec, Canada). The Parent Group consists mainly of mafic to intermediate volcanic rocks, metamorphosed to the greenschist and amphibolite facies. The Northern Domain and the Southern Domain are together better known as the Cape Smith Belt, famous for its Ni-Cu-PGE deposits. But unlike the Southern Domain, the Parent Group is poorly documented. The stratigraphy and depositional environment of the Parent Group are still to be determined. Its age is and place in the Ungava Orogen are not well constrained. Although a grab sample yielded up to 189 g/t Au, the Parent Group is comparatively much less explored. In summary, a greater knowledge of the region is required.

For this purpose, this research project on the Parent Group had been developed in partnership with Québec's Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles (MERN). The objectives include defining litho-geochemical units, integrating those units into a precise geological map of NTS sheet 35G11, and identifying the volcanic, petrologic and tectonic context of the Parent Group. The main methods used are field observations, thin sections, rock photos taken in controlled conditions, detailed mapping of key outcrops and interpretation of new geochemical and geochronological data. Geochemical analyses were obtained by traditional laboratory methods and by using a portable X-ray fluorescence (pXRF) device.

In NTS 35G11, the Parent Group is dominantly composed of basalt with minor andesite and dacite. Within mafic to intermediate volcanic rocks, three textural groups have been identified: aphyric (Pa9), pyroxene-phyric (Pa10) and polymict (Pa12). The aphyric group is mafic in composition and includes massive to pillowed lavas, and lesser tuffs. The porphyritic group is mafic to intermediate in composition and includes massive lavas, rare pillow lavas, as well as tuffs and lapilli tuffs. The polymict group includes lapilli tuffs and tuff breccias, with variable compositions. The fragments in the polymict group are mainly aphyric to porphyritic volcanic rocks. The massive and pillowed lavas are the result of submarine effusive eruptions, whereas the high proportion of volcaniclastic rocks (one third of the sequence) is due, at least partly, to explosive volcanism. Considering the low percentage of vesicles in most fragments, a phreatomagmatic

fragmentation mode is proposed. The abundant production of clasts by explosive activity suggests a maximum fragmentation depth of about 1000 m. Fragments were then transported by subaqueous density currents (low to high concentration turbidity currents; debris flows) to greater water depths. Volcanic rocks are interbedded with thin layers of mudstone and iron formation, which suggest a significant water depth during deposition.

For both Pa9 and Pa10, the magmatic affinities vary from tholeiitic to calc-alkaline. The extended multi-element profiles for tholeiitic rocks resemble those of modern MORBs, whereas the transitional to calc-alkaline patterns are similar to those of modern volcanic arcs. However, this arc signature could be the result of crustal contamination from nearby Archean crust, such as the Superior Province or older units from the Narsajuaq Arc. A continental rift could have created the Parent Group, which would also explain the presence of weakly contaminated MORB-like rocks. The magmatic source seems similar for the Parent Group and the Southern Domain. Moreover, new geochronological data show that the Parent Group partly overlaps in age with the Chukotat Group (Southern Domain), which is also interpreted as emplaced in a rift setting.

Key words: Ungava, Parent Group, volcanology, stratigraphy, Northern Domain

Table des matières

Remerciements iii
Résumé v
Abstract vii
Liste des figures xiii
1. INTRODUCTION 1
1.1 Problématique 1
1.1.1 Volcanologie 2
1.1.2 Stratigraphie et géologie structurale 2
1.1.3 Géochronologie 3
1.1.4 Tectonique et pétrologie 3
1.1.5 Métallogénie 4
1.2 Objectifs 4
1.3 Méthodologie 5
1.3.1 Travaux à l'été 2019 5
1.3.2 Cartographie et échantillonnage 5
1.3.3 Photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives 6
1.3.4 Géochimie conventionnelle 6
1.3.5 Analyseur portatif à fluorescence des rayons X (pXRF) 7
1.3.6 Lames minces 8
1.3.7 Géochronologie 9
1.4 Autres publications de l'auteure sur le même sujet 9
1.5 Organisation du reste du mémoire 10
2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE 13
2.1 Orogène Trans-Hudsonien 13
2.2 Orogène de l'Ungava 14
2.3 Domaine Nord 19
2.4 Groupe de Parent 20
2.4.1 Historique des travaux géologiques et géochimiques 20
2.4.2 Minéralisations du Groupe de Parent 22
3. NOUVELLE CARTE GÉOLOGIQUE 25
3.1 Méthodologie et grands ensembles géologiques 25
3.2 Géologie structurale et métamorphisme 30
3.3 Nouvelles datations 32

4. STRATIGRAPHIE, VOLCANOLOGIE ET PETROGRAPHIE DU GROUPE DE PARENT 35
4.1 Laves et volcanoclastites monogéniques aphyriques (Pa9) 36
4.1.1 Laves 36
4.1.2 Roches volcanoclastiques 39
4.2 Laves et volcanoclastites monogéniques porphyriques (Pa10) 41
4.2.1 Laves cohérentes 41
4.2.2 Brèches de coulée 43
4.2.3 Roches volcanoclastiques litées 44
4.3 Dacite (Pa11) 46
4.4 Tufs à lapillis et à blocs polygéniques (Pa12) 49
4.5 Filon-couche de gabbro synvolcanique (Pa13) 53
4.6 Mudstone à pyrrhotite, formation de fer et chert (Pa14) 54
5. LITHOGEOCHIMIE DU GROUPE DE PARENT 57
5.1 Laves et volcanoclastites monogéniques aphyriques 59
5.1.1 Basalte tholéiitique (Pa9a) 59
5.1.2 Basalte tholéiitique à transitionnel (Pa9b) 59
5.1.3 Basalte transitionnel à calco-alcalin (Pa9c) 59
5.2 Laves et volcanoclastites monogéniques porphyriques (Pa10) 62
5.2.1 Basalte tholéiitique (Pa10a) 62
5.2.2 Basalte transitionnel, concentration faible de Zr (Pa10b) 62
5.2.3 Basalte et andésite transitionnels à calco-alcalins, concentration élevée de Zr (Pa10c) 62
5.3 Dacite (Pa11) 65
5.4 Analyses pXRF de Pa9 et Pa10 66
6. Pétrogenèse et environnement tectonique 69
6.1 Contaminants potentiels 69
6.2 Variations en éléments majeurs et diagrammes compositionnels 70
6.3 Variations en éléments en traces 74
7. DISCUSSION 81
7.1 Cartographie et chimico-stratigraphie 81
7.1.1 Amélioration de la stratégie cartographique 81
7.1.2 Polarité et contacts stratigraphiques 82
7.2 Volcanologie 82
7.2.1 Environnement sous-marin 83

7.2.2 Origine des laves et position des centres effusifs 83
7.2.3 Origine des autres roches volcanoclastiques : introduction 84
7.2.4 Roches volcanoclastiques monogéniques aphyriques (Pa9) 87
7.2.5 Roches volcanoclastiques monogéniques porphyriques (Pa10) 88
7.2.6 Roches volcanoclastiques polygéniques (Pa12) 88
7.2.7 Origine des fragments 89
7.2.8 Paysage volcanique 90
7.3 Pétrogenèse et tectonique 90
7.3.1 Basaltes et andésites basaltiques 90
7.3.2 Dacite 94
7.3.3 Place dans l'Orogène de l'Ungava 95
8. CONCLUSION 97
8.1 Principales contributions 97
8.2 Travaux futurs 99
8.2.1 Volcanologie et stratigraphie 99
8.2.2 Géologie structurale 100
8.2.3 Géochronologie 101
8.2.4 Pétrologie et tectonique 102
8.2.5 Métallogénie 102
9. RÉFÉRENCES 105
10. ANNEXE I 111
11. ANNEXE II 113

Liste des figures

Figure 2.1 Carte géologique simplifiée de l'Orogène Trans-Husdonien 13

Figure 2.2 Provinces géologiques du Québec 14

Figure 2.3 Domaine lithotectoniques de l'Orogène de l'Ungava 15

Figure 2.4 Carte de la Province du Supérieur et des différents ensembles de la ceinture du Circum-Supérieur 18

Figure 3.1. Carte géologique simplifiée du feuillet 35G11, et de l'extrémité nord de 35G06 26

Figure 3.2. Gradient vertical du champ magnétique résiduel du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06 27

Figure 3.3. Levé électromagnétique héliporté du feuillet 35G11et de l'extrémité nord de 35G06 28

Figure 3.4. Carte géologique finale et légende du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06 29-30

Figure 3.5. Carte géologique simplifiée du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06 31

Figure 3.6. Localisation des nouvelles datations obtenues par la méthode U-Pb dans le feuillet 35G11 33

Figure 4.1 Distribution géographique des photos de tranches de roche 35

Figure 4.2 Répartition des unités stratigraphiques du Groupe de Parent 37

Figure 4.3 Laves de l'unité Pa9 du Groupe de Parent 38

Figure 4.4 Volcanoclastites de l'unité Pa9 du Groupe de Parent 40

Figure 4.5 Coupe stratigraphique dans des dépôts de turbidites à l'affleurement 19-MB-3118 42

Figure 4.6 Schéma illustrant une brèche de coulée en section 44

Figure 4.7 Laves de l'unité Pa10 du Groupe de Parent 45

Figure 4.8 Roches volcanoclastiques de l'unité Pa10 du Groupe de Parent 47
Figure 4.9 Laves de l'unité Pa11 du Groupe de Parent 48
Figure 4.10 Volcanoclastites polygéniques de l'unité Pa12 du Groupe de Parent 51
Figure 4.11 Structure primaire des tuf et tuf à lapillis 52
Figure 4.12 Filon-couche de gabbro 53
Figure 4.13 Unité Pa14 du Groupe de Parent 55
Figure 5.1 Répartition des analyses géochimiques conventionnelles 57
Figure 5.2 Répartition des analyses pXRF 58
Figure 5.3 Diagrammes géochimiques des unités aphyriques 60
Figure 5.4 Diagrammes multiélémentaires des unités aphyriques 61
Figure 5.5 Diagrammes géochimiques des unités porphyriques 63
Figure 5.6 Diagrammes multiélémentaires des unités porphyriques 64
Figure 5.7 Diagrammes géochimiques de la dacite 65
Figure 5.8 Diagrammes multiélémentaires de la dacite 66
Figure 5.9 Diagrammes géochimiques discriminants et analyses pXRF 67
Figure 6.1 L'ensemble des données utilisées pour générer les moyennes des contaminants potentiels 71
Figure 6.2 Comparaison des unités du Groupe de Parent et des compositions moyennes de la Province du Supérieur et de l'Arc de Narsajuaq 73
Figure 6.3 Diagrammes multiélémentaires 75
Figure 6.4 Comparaison des unités du Groupe de Parent et des compositions moyennes de la Province du Supérieur et de l'Arc de Narsajuaq 77
Figure 7.1. Résumé des principaux dépôts issus d'écoulements gravitaires 87
Figure 7.2. Unités des domaines Nord et Sud illustrées en fonction des âges disponibles 93
Figure 7.3. Diagrammes d'environnement tectonique 94
Figure 7.4 Section schématique de l'évolution de la région Québec- Île de Baffin 96

1. INTRODUCTION

Le présent document constitue le mémoire intitulé : « Volcanologie, stratigraphie et géochimie du Groupe de Parent, Domaine Nord, Orogène de l'Ungava, Québec ». Ce projet de maîtrise a été effectué en partenariat avec le Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN) du Québec et constitue un complément au programme de cartographie géologique du Domaine Nord entrepris en 2018. Typiquement, les programmes de cartographie régionale du socle du MERN couvrent un éventail de thématiques, et toutes les unités géologiques d'un secteur donné. Le présent projet de recherche a été développé pour apporter davantage de données, d'interprétations et de réflexions spécifiquement en lien avec le Groupe de Parent.

Ce chapitre inclut les problématiques à différents égards, notamment en ce qui concerne la volcanologie, la stratigraphie, la géochronologie, la géologie structurale et la pétrologie du Groupe de Parent. Le contexte géologique régional apparaît en détail au Chapitre 2, cette introduction n'en donne qu'un bref résumé dans la partie « problématique ». Les objectifs du projet de recherche et la méthodologie utilisée sont ensuite présentés. Enfin, le chapitre 1 se termine avec de brèves parties sur (i) les autres publications de l'auteure sur le même sujet, incluant le rôle des autres auteurs dans ces publications, et (ii) l'organisation du reste du mémoire.

1.1 Problématique

Le Groupe de Parent appartient au Domaine Nord de l'Orogène de l'Ungava, situé dans l'extrême nord du Québec. L'Orogène de l'Ungava est constituée de quatre domaines tectonométamorphiques, soient l'Antiforme de Kovik, l'Arc de Narsajuaq, le Domaine Sud et le Domaine Nord. Les domaines Nord et Sud sont aussi connus sous le nom de ceinture de Cape Smith, fameuse pour ses gisements de Ni-Cu-ÉGP. Une partie de la ceinture de Cape Smith fait partie de la ceinture ignée du circum-Supérieur, parfois interprétée comme une grande province ignée à ~1885-1864 Ma (Ernst et Buchan, 2004; Minifie, 2010; Ciborowski et al., 2017), et reconnue pour ses importants gisements de Ni-Cu (ÉGP) au Québec et dans la *Thompson Nickel Belt* (Franchuk et al., 2016). Pour la ceinture de Cape Smith, ces gisements sont contenus dans le Domaine Sud, ce

qui explique en partie la dichotomie de l'état des connaissances entre les deux domaines. Le Groupe de Parent fait partie du Domaine Nord, qui est également composé du Groupe de Watts (roches intrusives et volcaniques mafiques; parfois interprété comme une ophiolite), du Groupe de Spartan (roches métasédimentaires) et d'intrusions tardives de la Supersuite de Cape Smith. Le Groupe de Parent est une séquence de roches volcaniques de composition mafique à intermédiaire, métamorphisée du faciès des schistes verts à celui des amphibolites.

Plusieurs incertitudes subsistent quant à la mise en place du Groupe de Parent, notamment en ce qui a trait aux aspects volcanologiques, stratigraphiques, géochronologiques, pétrologiques, tectoniques et métallogéniques. Voici quelques-unes des questions qui peuvent être posées, sachant que seulement certaines d'entre elles pourront trouver réponse dans ce mémoire.

1.1.1 Volcanologie

Contrairement aux unités volcaniques du Domaine Sud, le Groupe de Parent est très peu documenté d'un point de vue volcanologique et plusieurs questions persistent : le volcanisme est-il sous-marin ou subaérien? Quelle est la proportion de laves par rapport à celle des roches volcanoclastiques? Quelle est l'origine de ces roches volcanoclastiques (modes de fragmentation, transport, déposition)? De quels types de volcans s'agit-il? Où sont les évents?

1.1.2 Stratigraphie et géologie structurale

Sur les cartes géologiques existantes, le Groupe de Parent est montré comme une « mer de basaltes » alors que des compositions andésitiques ont été rapportées (Picard et al., 1990). Les différents faciès de roches volcanoclastiques décrits dans la littérature (Picard et al., 1990; Lamothe, 2007) sont tous regroupés dans une seule unité sur la carte géologique de synthèse (Lamothe, 2007). Plusieurs cartes originales des années 1980 utilisent une nomenclature métamorphique, plutôt que volcanologique, et les affleurements n'ont pas été systématiquement revisités depuis.

Selon certains auteurs (Barrette, 1990; Picard, 1995), le Groupe de Parent serait en contact stratigraphique avec le Domaine Sud, contrairement à ce qui est illustré sur la

carte géologique de Lamothe (2007). Aucune relation stratigraphique n'a été observée entre le Groupe de Parent et le Groupe de Watts.

Le Domaine Nord, incluant le Groupe de Parent, est affecté par plusieurs failles de chevauchement (St-Onge et Lucas, 1993; Lamothe 2007), ce qui complique la compréhension du secteur. Il pourrait aussi y avoir des plis dans le Groupe de Parent (Giovenazzo et al., 1991). Cette complexité structurale génère plusieurs incertitudes quant à l'interprétation de la géométrie et de la stratigraphie du Groupe de Parent.

1.1.3 Géochronologie

En ce qui concerne l'âge de la séquence volcanique du Groupe de Parent, il n'est que partiellement connu étant donné qu'il y a seulement trois datations U-Pb, soit deux issues du Groupe de Parent et une provenant d'une roche intrusive dans le Groupe de Parent. En effet, parmi les dates disponibles dans la littérature, l'une d'entre elles semble avoir été réalisée sur une roche sédimentaire, tandis que les deux autres sont peu précises (autour de 1,9 Ga). L'âge de mise en place du Groupe de Parent reste donc à déterminer.

1.1.4 Tectonique et pétrologie

Étant donné l'âge peu précis du Groupe de Parent, il est difficile de l'intégrer correctement dans un modèle tectonique régional. Dans la littérature, il est interprété comme l'équivalent effusif de l'Arc de Narsajuaq (St-Onge et al., 1992), mais les deux unités sont éloignées d'un point de vue géographique et certaines sous-unités de l'Arc de Narsajuaq sont archéennes (Davis et Sutcliffe, 2018).

D'un point de vue pétrologique, le Groupe de Parent a été étudié par Picard et al. (1995). Ils proposent des évidences de cristallisation fractionnée influencée par de la contamination crustale. Ces auteurs favorisent un environnement de marge continentale active et calculent un taux de fusion entre 20% et 26% à une profondeur de 45 km. Dans leur modèle, le Groupe de Parent aurait été édifié sur le Groupe de Chukotat (Domaine Sud) à proximité d'une croûte continentale archéenne. Au moment de tirer ces conclusions, le Groupe de Parent était interprété comme étant plus jeune que le Groupe de Chukotat, mais les nouvelles datations (Chap. 3) montrent que les deux groupes sont

partiellement contemporains. Le Groupe de Parent serait toutefois partiellement plus ancien. Il paraît donc nécessaire de réévaluer le mode de formation du Groupe de Parent et sa place dans l'histoire de l'Orogène de l'Ungava et de la ceinture ignée du Circum-Supérieur.

1.1.5 Métallogénie

Le Groupe de Parent contient des minéralisations en Cu, Zn, Ag, Au et Pb. Afin de bien cibler les zones ayant un potentiel économique, de bonnes connaissances géologiques sont nécessaires. Or, le Groupe de Parent est très peu connu et la carte géologique demeure peu détaillée. Aussi, la typologie des gîtes présents n'est pas claire.

1.2 Objectifs

À la suite de quelques cheminements de reconnaissance en 2018, une équipe du MERN a cartographié systématiquement le feuillet SNRC 35G11 à l'été 2019. La cartographie de ce feuillet 1:50 000, largement occupé par le Groupe de Parent, constituait la première occasion pour le MERN de retravailler sur cette unité depuis plusieurs décennies. Le présent projet de recherche a bonifié ces travaux de cartographie en détaillant diverses thématiques spécifiques au Groupe de Parent : volcanologie, géochimie et stratigraphie. Plus précisément, les objectifs du projet de recherche étaient les suivants :

- Définir les unités lithogéochimiques du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 ;
- Produire une carte géologique précise du Groupe de Parent à l'aide des unités lithogéochimiques ;
- Intégrer les résultats de l'analyseur portatif à fluorescence de rayons X (pXRF) à la cartographie régionale ;
- Préciser le contexte volcanique, pétrologique et tectonique du Groupe de Parent.

Le Groupe de Parent présente un potentiel pour les métaux usuels et précieux. Ce projet permettra d'améliorer l'état des connaissances du Groupe de Parent et apportera des éléments de réponse permettant éventuellement de mieux situer le Groupe de Parent d'un point de vue lithotectonique dans l'Orogène de l'Ungava et dans la ceinture ignée du Circum-Supérieur.

1.3 Méthodologie

Les principales méthodes utilisées afin d'atteindre ces objectifs sont : les observations de terrain incluant la description de détail d'affleurements clés, l'analyse d'échantillons choisis et de photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives, l'analyse pétrographique au microscope et l'interprétation de données de géochimie conventionnelle, d'analyses pXRF et de géochronologie U-Pb sur zircons.

1.3.1 Travaux à l'été 2019

Le MERN a comme objectif de cartographier la totalité du Domaine Nord sur une période de cinq ans. Après une première campagne dans le secteur est, ayant porté principalement sur le Groupe de Watts en 2018 (Mathieu et Beaudette, 2019), l'été 2019 a permis d'aborder le Groupe de Parent en ciblant le feuillet 35G11 et l'extrême nord du feuillet 35G06 (Beaudette et al., 2020). L'échelle de cartographie pour 2019 était 1:50 000, à l'exception du Groupe de Parent qui a été cartographié à une échelle entre 1:20 000 et 1:50 000 afin de clarifier certaines relations de terrain importantes à l'échelle nécessaire.

1.3.2 Cartographie et échantillonnage

La collecte de données géoscientifiques dans le feuillet 35G11 a été effectuée pendant huit semaines à l'été 2019 par une équipe de six géologues du MERN, dont l'auteure, et leurs assistants. Le feuillet 35G11 comprend des roches du Groupe de Parent et des intrusions tardives de la Supersuite de Cape Smith. Le Groupe de Parent représente approximativement la moitié du feuillet en superficie, soit environ 350 km^2. L'extrême nord du feuillet 35G06 a aussi été cartographié vers la fin de l'été afin de clarifier certaines relations de terrain importantes à l'échelle nécessaire.

Les déplacements étaient héliportés depuis le camp Bergeron et les cheminements s'effectuaient à pied. Au total, 691 affleurements ont été décrits dans le Groupe de Parent par l'équipe, en utilisant les géofiches du MERN. De plus, 15 affleurements clés du Groupe de Parent ont été décrits plus en détail par l'auteure. Parmi les échantillons volcaniques recueillis, 126 échantillons ont été analysés par géochimie conventionnelle, 259 échantillons ont été analysés avec un analyseur pXRF, 445 photographies à haute

résolution de tranches de roches représentatives ont été prises, et 35 lames minces ont été sélectionnées spécifiquement pour ce projet de recherche. Cinq échantillons de roches volcaniques et de roches intrusives ont été récoltés pour la datation en U-Pb sur zircon.

1.3.3 Photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives

Pendant la campagne de cartographie, les échantillons représentant la lithologie principale de chaque affleurement ont été photographiés. Ces photographies ont été prises dans un studio de photo portatif avec un éclairage contrôlé. Une fois la photo prise, les blancs étaient balancés afin d'obtenir des couleurs justes. Deux photos ont été prises par échantillon : (1) la surface sciée et humide et (2) la cassure fraîche ou la surface altérée (en fonction de l'échantillon).

Ces images ont été utilisées après la campagne de terrain pour valider les textures des roches volcaniques (aphyrique ou porphyrique, cohérente ou volcanoclastique, monogénique ou polygénique) et ont contribué à leur attribution à un regroupement lithogéochimique.

1.3.4 Géochimie conventionnelle

Les échantillons destinés à la géochimie conventionnelle étaient de diamètre approximatif de 10 à 15 cm pour les roches volcaniques. Les surfaces altérées et les veines ont été sciées sur le camp Bergeron. Les analyses, de qualité « académique », ont été effectuées par le laboratoire Actlabs en Ontario dans le cadre d'un contrat avec le MERN. Selon le protocole du laboratoire, les échantillons ont d'abord été réduits à une taille inférieure à 2 mm à l'aide d'un broyeur, séparés mécaniquement à l'aide d'un diviseur à riffles et pulvérisés à 105 µm. Les analyses lithogéochimiques ont été obtenues principalement par fusion totale (metaborate et tetraborate de lithium) suivant des méthodes de spectrométrie d'émission optique à plasma à couplage inductif (ICP-AES) et de spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) (les données sont disponibles en annexe).

Les analyses d'oxydes majeurs et d'éléments en traces sur roches totales ont servi à classifier les roches volcaniques, à distinguer des unités et des sous-groupes géochimiques et à définir l'environnement de mise en place.

1.3.5 Analyseur portatif à fluorescence des rayons X (pXRF)

L'analyseur portatif à fluorescence des rayons X (pXRF) permet d'obtenir des données géochimiques *in situ* (sans broyage), pour une vingtaine d'éléments (Ross et al., 2014a, 2014b). Les analyses pXRF sont particulièrement utiles pour la discrimination lithologique dans le cas où les roches présentent peu ou pas d'hétérogénéités macroscopiques visibles (Ross et al., 2013, 2014a, 2014b; Bourke et Ross, 2016). Par exemple, des unités volcaniques à grains fins ou très fins, telles qu'observées dans le Groupe de Parent. Le MERN a donc entrepris de tester cette technologie pour la cartographie géologique régionale dans 35G11, dans le cadre d'un contrat avec l'Institut national de la recherche scientifique (INRS; Ross, 2019; Ross et Beaudette, 2021) et du présent projet de maîtrise.

Une première étape réalisée en 2018 (Ross, 2019) visait à calibrer un appareil Olympus Innov-X Delta Premium de l'INRS en fonction des lithologies provenant du Domaine Nord et à optimiser l'acquisition des données de routine. Pour la calibration, environ 30 mesures ont été prises à des endroits différents sur chacun des 20 échantillons sélectionnés. Les échantillons ont été choisis de façon à couvrir un éventail de compositions allant de felsique à ultramafique. Les résultats ont ensuite été comparés avec la géochimie traditionnelle. Ainsi, une droite de calibration a été obtenue pour 16 éléments (Al_2O_3, CaO, Cr, Fe_2O_3t, K_2O, MgO, MnO, Nb, Ni, Rb, SiO_2, Sr, TiO_2, Y, Zn et Zr). L'exercice d'optimisation des mesures a montré que faire une moyenne de cinq mesures par échantillon avec un temps de 15 s par faisceau (*beam*) (deux faisceaux en mode *Mining Plus* et trois faisceaux en mode *Soil*) était suffisant pour assurer une précision acceptable.

Puis, pendant l'été 2019, des données géochimiques pXRF ont été acquises sur un échantillon par affleurement, dans la mesure du possible, à l'aide du même analyseur (Ross et Beaudette, 2021). Les échantillons sélectionnés représentent les lithologies dominantes pour chaque affleurement. Les mesures ont été majoritairement effectuées au camp Bergeron, sur des blocs ou tranches de roche ayant un minimum de 2 cm

d’épaisseur, par un assistant, selon le protocole établi par Ross (2019). Quelques échantillons ont été ramenés à l’INRS et les mesures ont été complétées pendant l’automne 2019 (Ross et Beaudette, 2021). Les calibrations de l’été 2018 ont été utilisées pour corriger les données de 2019. Cinq points de mesures ont été moyennés sur chaque échantillon et les deux modes analytiques (*Mining Plus*, *Soil*) ont été utilisés pour obtenir un maximum d’éléments.

Les analyses pXRF étaient prise de façon systématique sur le terrain, par la suite, certains échantillons étaient sélectionnés pour une analyse conventionnelle. Ainsi, une validation de la calibration a été effectuée en comparant les 136 échantillons pour lesquels une analyse conventionnelle et pXRF étaient disponibles. Ceci a montré que la calibration a bien fonctionné pour les éléments et oxydes suivants Al_2O_3, Rb, CaO, K_2O, MgO, MnO, SiO_2, Sr, TiO_2, Y, Zn et Zr (Ross et Beaudette, 2021). En effet, aucun biais systématique n’a été soulevé ce qui permet d’utiliser les éléments, entre autre, à des fins de classification.

Une fois les données pXRF de l’été 2019 corrigées et moyennées, 76 analyses aberrantes ont été retirées de la base de données. Le rejet de ces analyses s'est basé sur les photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives (par exemple, un échantillon avec des veinules abondantes) et sur les résultats d’analyses pXRF (concentration ou ratio hors des champs des diagrammes). Ensuite, chaque échantillon restant (n=183) a été assigné à un sous-groupe lithogéochimique, en comparant certains ratios géochimiques pXRF avec ceux de la géochimie conventionnelle et en tenant compte des textures volcaniques, telles que décrites en détail au chapitre 4.

1.3.6 Lames minces

Pour chacun des sous-groupes lithogéochimiques définis, deux ou trois lames minces ont été décrites à l'aide d'un microscope polarisant afin de vérifier si les distinctions géochimiques se reflétaient également dans les assemblages de minéraux. Les descriptions pétrographiques ont été intégrées au Chapitre 4.

1.3.7 Géochronologie

Les cinq échantillons du Groupe de Parent qui ont été sélectionnés pour la géochronologie incluent un gabbro à leucoxène, une dacite, un dyke felsique, un tuf à lapillis polygénique et un tuf à blocs polygénique. Les concentrations de Zr ont pu être validées par pXRF avant l'envoi de la plupart des échantillons au laboratoire. Seul le tuf à blocs polygénique a pu être daté, puisque les autres échantillons ne contenaient pas de zircon ou les zircons étaient trop petits. Par ailleurs, une tonalite de la Suite de Sanimuapik recoupant les roches volcaniques du Groupe de Parent a également été datée.

La géochronologie U-Pb sur zircons a été effectuée par D. Davis aux laboratoires Jack Satterly de l'Université de Toronto par ablation laser, ionisation au plasma et spectrométrie de masse quadripôle (LA-ICP-MS) (Davis, 2021). Les âges obtenus sur le tuf à blocs et la tonalite ont permis de mieux contraindre la place du Groupe de Parent dans l'Orogène de l'Ungava, tel que discuté aux chapitres 3 et 7.

1.4 Autres publications de l'auteure sur le même sujet

L'auteure a été impliquée dans deux rapports du MERN ayant un lien avec le projet de recherche décrit dans ce mémoire. Le rôle de chaque auteur de ces rapports est brièvement expliqué ici.

Beaudette M, Bilodeau C, Mathieu G (2020) Géologie de la région du lac Parent, Orogène de l'Ungava, Nunavik, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles; BG 2020-04.

Le projet de recherche sur le Groupe de Parent s'effectuait en parallèle avec le projet de cartographie du MERN dans le feuillet 35G11 sur lequel trois géologues étaient principalement impliqués : Carl Bilodeau, Guillaume Mathieu et l'auteure. Pour le Groupe de Parent, la préparation de la carte géologique finale et la rédaction du rapport associé ont été pris en charge par l'auteure. De cette façon, les résultats du projet de recherche sur la stratigraphie et la subdivision des unités lithogéochimiques du Groupe de Parent pouvaient être intégrés en partie dans les publications du MERN. Les autres

thématiques concernant le feuillet 35G11, incluant notamment la géologie structurale, le métamorphisme, la géologie économique, la cartographie et les descriptions des autres unités, ont été assurées par les deux autres auteurs.

Ross P-S, Beaudette M (2021) Potentiel des analyseurs pXRF pour la cartographie régionale du socle rocheux au MERN : résultat d'un test dans le Domaine Nord de l'Orogène de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, MB 2021-05, 37 pages.

La prise de mesures systématique à l'aide du pXRF pendant l'été 2019 constituait la deuxième phase d'un projet pilote amorcé en 2018 par le MERN et en partenariat avec Pierre-Simon Ross (INRS). L'objectif était d'évaluer l'apport d'un appareil pXRF à un projet de cartographie régionale. Le rapport final en lien avec le contrat porte sur le potentiel d'utilisation du pXRF à des fins de cartographie régionale dans un contexte volcanique et a principalement été rédigé par P.-S. Ross. Les contributions de l'auteure incluent la compilation des fichiers d'analyses pXRF et traditionnelles, et l'utilisation des données pXRF pour la stratigraphie et la cartographie du Groupe de Parent, dont certains faits saillants sont présentés dans le rapport.

1.5 Organisation du reste du mémoire

Afin de mettre le projet en contexte, la géologie régionale (Orogène Trans-Hudson, ceinture ignée du Circum-Supérieur, Orogène de l'Ungava, Domaine Nord) et locale (Groupe de Parent) est d'abord présentée au Chapitre 2. Les minéralisations présentes dans le feuillet à l'étude sont également décrites dans ce chapitre. La carte géologique finale du feuillet 35G11, la géologie structurale, le métamorphisme et les nouvelles datations obtenues sont ensuite présentés dans le Chapitre 3.

Les unités du Groupe de Parent sont d'abord décrites d'un point de vue stratigraphique, volcanologique et pétrographique dans le Chapitre 4, sur la base des observations de terrain et des lames minces. Ensuite, les mêmes unités sont traitées d'un point de vue géochimique dans le Chapitre 5 qui intègre les analyses pXRF aux sous-groupes lithogéochimiques préalablement définis. Par la suite, la pétrogenèse du Groupe de Parent et l'environnement tectonique dans lequel il s'est développé sont abordés dans le Chapitre 6.

La discussion du Chapitre 7 porte sur plusieurs thématiques abordées dans les chapitres précédents : cartographie et chimico-stratigraphie; volcanologie; pétrogenèse et tectonique. Ce chapitre permet d'approfondir la réflexion notamment sur l'origine des roches volcaniques, le paysage volcanique et la place du Groupe de Parent dans l'Orogène de l'Ungava et la ceinture ignée du Circum-Supérieur. Finalement, en guise de conclusion, le Chapitre 8 résume les différents apports du projet de recherche à l'avancement des connaissances et propose des pistes pour de travaux futurs.

2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

La séquence volcanique du Groupe de Parent, objet de la présente étude, est située dans le Domaine Nord de l'Orogène de l'Ungava, qui fait lui-même partie de la Province géologique du Churchill et de l'Orogène Trans-Hudsonien. De plus, certaines roches de l'Orogène de l'Ungava appartiennent à la ceinture ignée du Circum-Supérieur.

2.1 Orogène Trans-Hudsonien

Le Trans-Hudsonien est un orogène paléoprotérozoïque qui s'étend du centre des États-Unis jusqu'en Scandinavie en passant par le centre et le nord-est du Canada (Hoffman, 1988; Darbyshire et al., 2017) (Fig. 2.1).

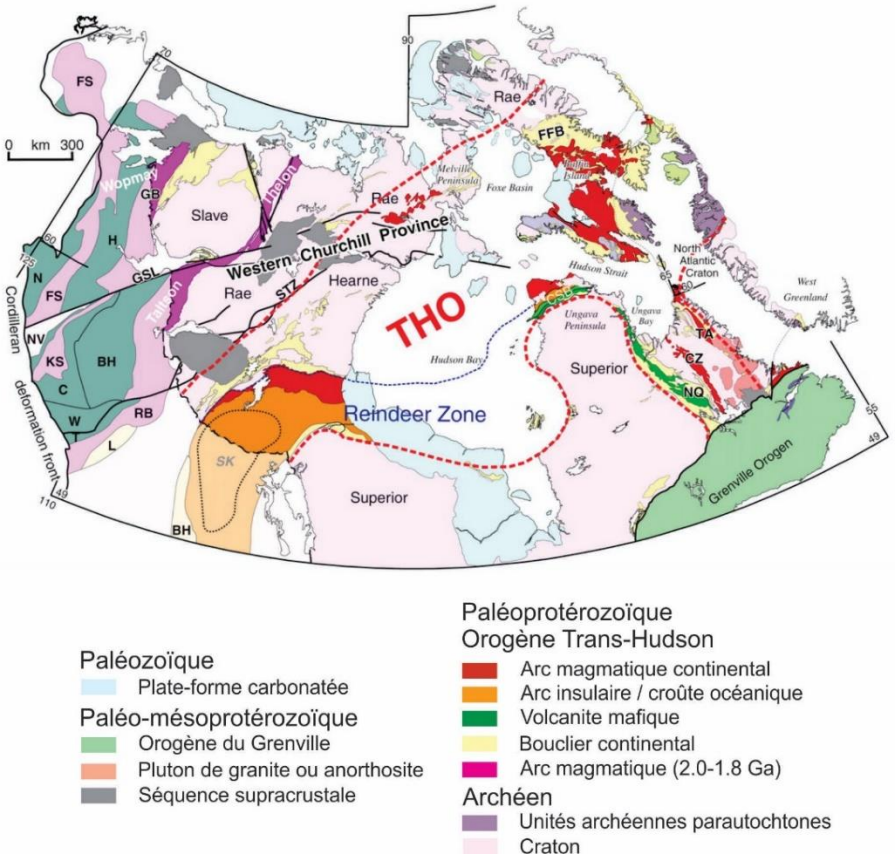


Figure 2.1 Carte géologique simplifiée de l'Orogène Trans-Husdonien. Modifié de Corrigan et al. (2009).

Il se divise en deux phases qui représentent un cycle de Wilson complet. La première phase, de 2,07 à 1,92 Ga, représente l'ouverture de l'océan Manikewan et la deuxième, de 1,92 à 1,80 Ga, l'accrétion du supercontinent Columbia (Nuna) (Corrigan et al., 2009). L'Orogène Trans-Hudsonien a été divisé en différents ensembles de roches : arcs magmatiques continentaux, arcs insulaires, roches volcaniques mafiques et socle archéen (Corrigan et al., 2009).

2.2 Orogène de l'Ungava

L'Orogène de l'Ungava représente une des sections du Trans-Hudson comprise sur le territoire Québécois. Plus précisément, il constitue la partie la plus septentrionale du Québec, et s'étend entre la baie d'Hudson et la baie d'Ungava (Fig. 2.2).

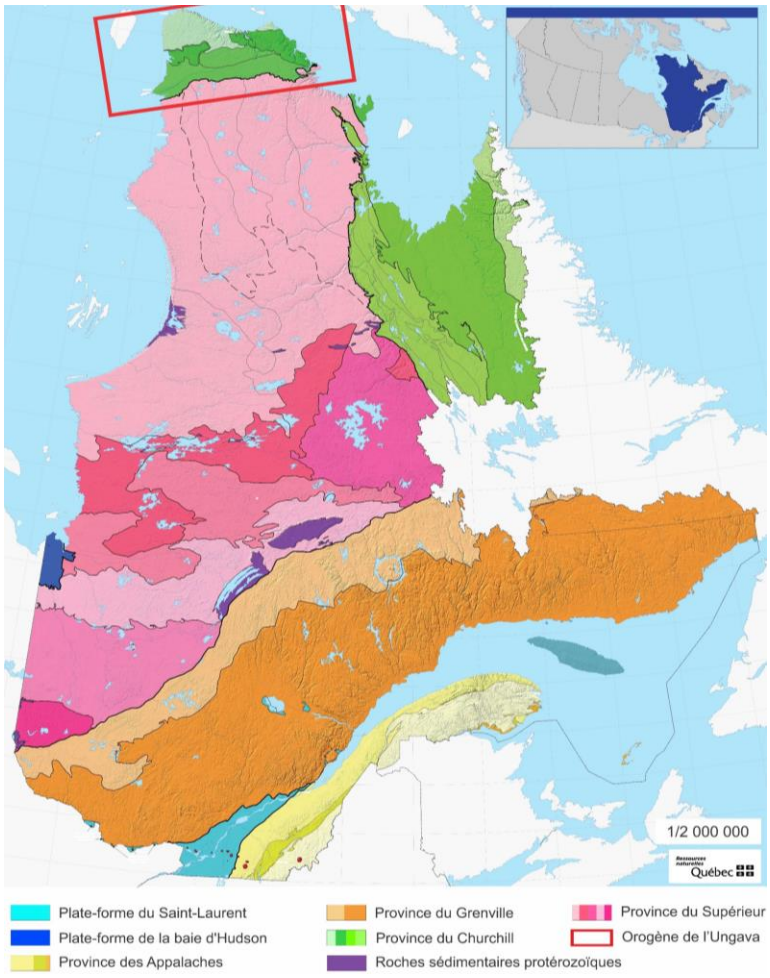


Figure 2.2 Provinces géologiques du Québec, montrant la localisation de l'Orogène de l'Ungava (rectangle rouge) dans la Province de Churchill. Carte tirée du MERN : https://mern.gouv.qc.ca/publications/mines/provinces-geologiques-36x50.pdf

L'Orogène de l'Ungava forme, avec l'orogène du Nouveau Québec, la province géologique du Churchill au Nunavik (Lamothe, 2007) et il est composé de quatre domaines tectonométamorphiques, soient l'Antiforme de Kovik, l'Arc de Narsajuaq, le Domaine Sud et le Domaine Nord (St-Onge et Lucas, 1993) (Fig. 2.3). Ces deux derniers domaines sont mieux connus conjointement sous le nom de « ceinture de Cape Smith » (St-Onge et Lucas, 1993) ou « Fosse de l'Ungava » (Perreault et al., 2003). Le Domaine Nord est présenté dans une sous-partie suivante alors que les trois autres composantes de l'Orogène de l'Ungava sont décrites ici.

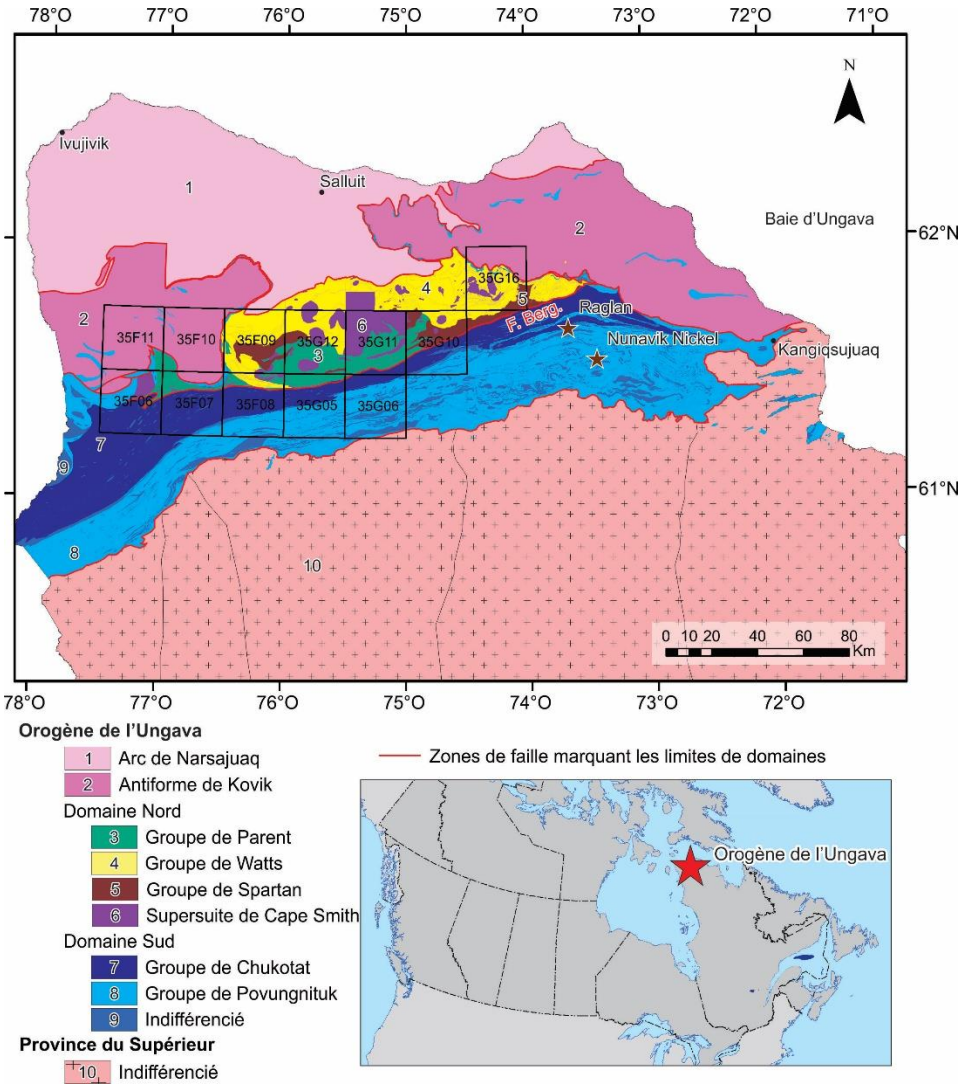


Figure 2.3 Domaines lithotectoniques de l'Orogène de l'Ungava. Données tirées du SIGEOM.

2.2.1 Antiforme de Kovik

L'Antiforme de Kovik est constituée de gneiss tonalitique à dioritique et est d'âge archéen à paléoprotérozoïque (Parrish, 1989; Davis et Sutcliffe, 2018). Il est situé dans la partie centrale de l'Orogène de l'Ungava et est divisé en deux blocs. Deux hypothèses sont émises quant à l'origine de l'Antiforme de Kovik : il pourrait s'agir d'un morceau de microcontinent exotique nommé « le bloc de Sugluk » (Corrigan et al., 2009) ou encore de la continuité de la Province du Supérieur (Hoffman, 1985; Bleeker et Kamo, 2018).

2.2.2 Arc de Narsajuaq

L'Arc de Narsajuaq contient des tonalites et des diorites rubanées à gneissiques, métamorphisées au faciès des amphibolites ou des granulites (Charette et al., 2018). L'Arc de Narsajuaq est d'âge archéen à paléoprotérozoïque (Davis et Sutcliffe, 2018). Il est interprété comme un arc magmatique mis en place dans la croûte océanique du Groupe de Watts, une composante du Domaine Nord (St-Onge et Lucas, 1993).

2.2.3 Domaine Sud

Le Domaine Sud est principalement composé de succession de coulées de lave métamorphisées au faciès des schistes verts, avec des quantités moindres d'intrusions et de roches sédimentaires. Il comprend notamment le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat (St-Onge et Lucas, 1993) (Fig. 2.3). Le Groupe de Puvungnituk se serait formé de 2038 Ma (Machado et al., 1993) à 1918 Ma (Parrish, 1989). Le Groupe de Chukotat a un âge de 1883-1870 Ma (Bleeker et Kamo, 2018). Ces deux ensembles de roches sont interprétés comme la transition d'un environnement de rift continental à un rift océanique (Hegner et Bevier, 1989).

D'un point de vue structural, le Domaine Sud fait partie d'un ensemble contenant des roches autochtones et allochtones (St-Onge et al., 1992). Le caractère allochtone est défini par le déplacement des unités du nord vers le sud le long des failles de chevauchement orientées est-ouest. Les unités qui composent l'ensemble allochtone sont les roches sédimentaires situées à la base du Groupe de Povungnituk. Elles représentent également le décollement basal entre les roches archéennes de la Province du Supérieur et les roches protérozoïques du Domaine Sud. Les roches

autochtones, quant à elles, sont composées de roches volcaniques et sédimentaires appartenant au sommet du Groupe de Povungnituk ainsi qu'au Groupe de Chukotat. Ce dernier est en contact faillé avec le Groupe de Povungnituk (St-Onge et al., 1992). Plus récemment, Bleeker (2018) propose en revanche que le contact entre les groupes de Chukotat et de Povungnituk soit stratigraphique et que la concentration de failles dans le Domaine Sud soit moins importante que précédemment considéré.

Le Domaine Sud contient d'importants gisements de nickel, présentement exploités par deux mines (Fig. 2.3). Ces gisements sont contenus dans des roches mafiques et ultramafiques de la Formation de Raglan (1887 +39/-11 Ma à 1870 ± 4 Ma) et la Suite intrusive Expo-Ungava (1882,7 ± 1,3 Ma) (Ciborowski et al., 2017). D'un point de vue stratigraphique, la Formation de Raglan se trouve à la base du Groupe de Chukotat ainsi qu'au contact entre les groupes de Chukotat et de Povungnituk. La Suite Intrusive d'Expo-Ungava se trouve plutôt à la base du Groupe de Povungnituk et se présente sous forme de sill, de dyke ou de conduits discordants à la stratigraphie (Ciborowski et al., 2017).

Le Groupe de Chukotat et les intrusions contenant les gisements de nickel dans le Groupe de Povungnituk ont été corrélées avec un vaste ensemble de roches ignées d'âge similaire, nommé ceinture ignée du Circum-Supérieur.

2.2.4 La ceinture ignée du Circum-Supérieur

La ceinture ignée du Circum-Supérieur comprend plusieurs roches volcaniques et intrusives, principalement mafiques, situées surtout en bordure de la Province du Supérieur mais aussi localement à l'intérieur, avec un âge surtout contenu entre 1885 et 1864 Ma (Fig. 2.4). La ceinture inclut notamment la « *Thompson nickel belt* », en plus d'une partie de la ceinture de Cape Smith dont le Groupe de Chukotat (Ernst et Buchan, 2004; Minifie, 2010; Ciborowski et al., 2017). La ceinture ignée du Circum-Supérieur a été récemment été interprétée comme une grande province ignée (« *Circum-Superior Large Igneous Province* ») nourrie par un panache mantellique sous le craton du Supérieur (Ciborowski et al., 2017). Les interprétations antérieures des différents segments de cette province incluent des rifts continentaux et océaniques, des dorsales océaniques, des bassins d'arrière-arc, des arcs volcaniques, des bassins péri-

orogéniques ainsi que des bassins de trans-tension formés le long de marges continentales amincies (Ciborowski et al., 2017).

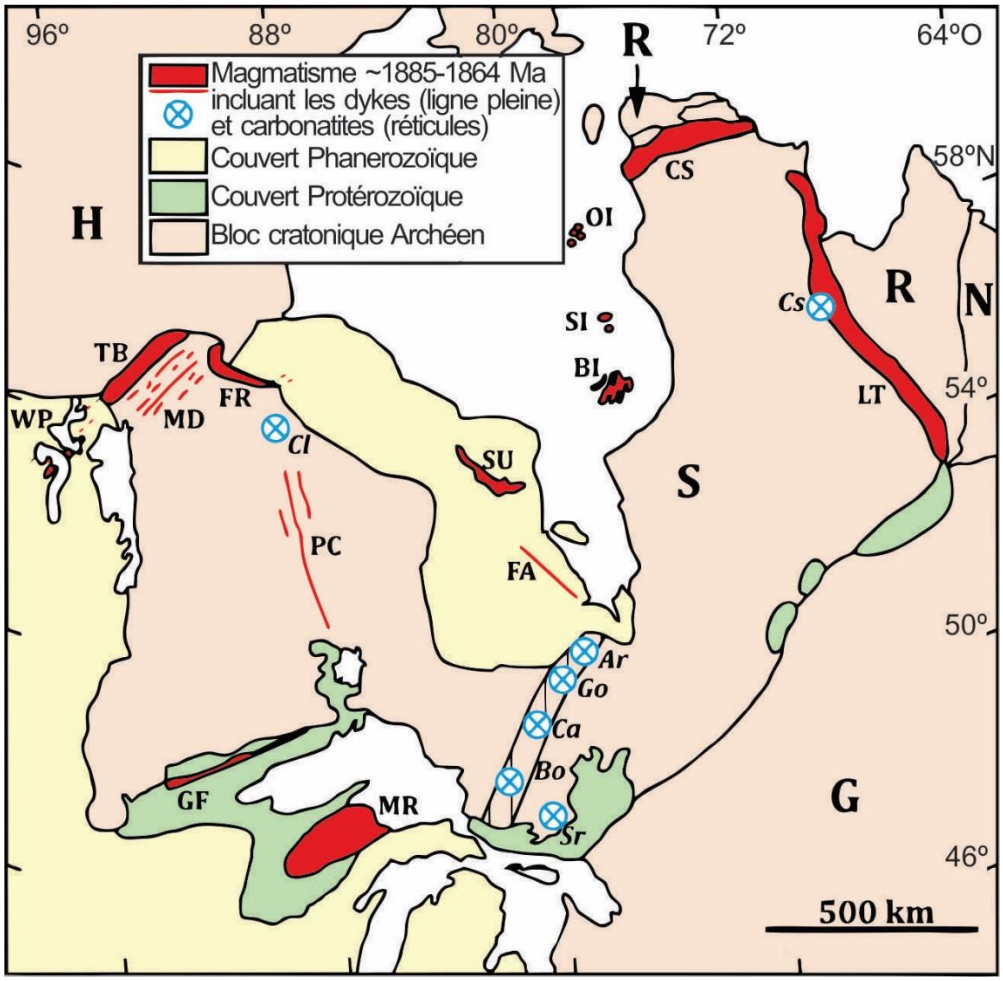


Figure 2.4 Carte de la Province du Supérieur et des différents ensembles de la ceinture du Circum-Supérieur, d'après Ciborowski et al. (2017). Éléments tectoniques de Laurentia : G–Province de Grenville, H – Craton de Hearne, N – Craton de Nain, R – Craton de Rae, S – Craton du Superieur. Magmatisme mafique ~1885–1864 Ma: BI – Iles de Belcher, CS – Ceinture de Cape Smith, FA – Dykes de Fort Albany, FR – Fox River Belt, GF – Formation de Gunflint, LT – Fosse du Labrador, MD – Dykes de Molson, MR – Supergroupe de Marquette Range, OI – Iles d'Ottawa, PC – Dykes de Pickle Crow, SI – Iles de Sleeper, SU – Enclave de Sutton, TB – Ceinture de Thompson (Ni), WP – Ceinture de Winnipegosis. Carbonatites à ~1885–1864 Ma: Ar – Argor, Bo – Borden, Ca – Cargill, Cl – Carp Lake, Cs – Castignon Lake, Go – Goldray, Sr – Spanish River.

2.3 Domaine Nord

Le Domaine Nord est principalement composé de roches intrusives et volcaniques mafiques et ultramafiques (Groupe de Watts), de roches sédimentaires (Groupe de Spartan) et d'unités volcaniques mafiques à intermédiaires (Groupe de Parent) (Fig. 2.3). Le tout est recoupé par les intrusions de la Supersuite de Cape Smith (Mathieu et al., 2019). De façon générale, le degré de métamorphisme augmente du sud vers le nord (Gélinas, 1961 ; St-Onge et Lucas, 1993). Le faciès des schistes verts dans la partie méridionale est marqué par un assemblage de chlorite-actinote-albite. Au nord, le passage vers le faciès des amphibolites est défini par l'apparition de l'assemblage à hornblende-oligoclase-grenat (St-Onge et Lucas, 1993). D'un point de vue structural, le Domaine Nord a subi quatre épisodes de déformation (St-Onge et Lucas, 1993). La première déformation est marquée par le développement de la foliation régionale est-ouest. La deuxième représente l'accrétion des différents domaines de l'Orogène de l'Ungava et la formation de failles de chevauchement traduisant un transport vers le sud. La troisième phase de déformation s'exprime par un plissement dont les axes sont orientés E-O. Finalement, le quatrième épisode de déformation est marqué par des plis d'axes N-S.

Le Groupe de Watts comprend une séquence de roches intrusives litées, différenciées, de composition ultramafique à mafique et surmontées de coulées de lave basaltique. Un métagabbro issu du gabbro lité du Groupe de Watts a fourni un âge U-Pb de 1998 ± 2 Ma (Parrish, 1989). Ce groupe est traditionnellement interprété comme une ophiolite (St-Onge et Lucas, 1993).

Le Groupe de Spartan contient principalement des phyllades et, en quantité mineure, des lits dolomitiques ou de siltstone. La nature des roches sédimentaires semble indiquer un environnement de déposition proximal à l'ouest et distal à l'est (Lamothe, 2007). Trois âges de 1856 ± 3 Ma, 1852 ± 7 Ma et 1871 ± 5 Ma ont été obtenus pour le Groupe de Spartan dans le feuillet 35G16 (Davis, 2019). Il s'agirait donc d'un bassin sédimentaire beaucoup plus jeune que le Groupe de Watts, et le contact entre les deux est faillé. Dans la synthèse de l'Orogène de l'Ungava (Lamothe, 2007), des unités d'origine volcanique ont été décrites dans la partie centrale et occidentale du Groupe de Spartan. Plus précisément, il s'agit de laves basaltiques et de tufs à lapilli.

Le Groupe de Parent, objet de cette étude, est principalement composé de laves et de roches volcanoclastiques de composition mafique à intermédiaire (Picard, 1990; Lamothe, 2007) et est décrit en détail à la sous-section suivante. Son âge est mal établi pour l'instant comme on le verra ci-dessous, cependant, il est recoupé par une intrusion tonalitique appartenant à la Suite de Sanimuapik (Supersuite de Cape Smith) dans le feuillet 35G11. Cette intrusion a été datée en U-Pb sur zircon à 1898 +12/-9 Ma, cependant, l'auteur ne spécifie pas la nature des zircons dans cet échantillon (Parrish, 1989). Ainsi, le Groupe de Parent aurait un âge minimum de 1898 Ma. Au sud, il est en contact faillé avec les laves coussinées du Groupe de Chukotat appartenant au Domaine Sud (Lamothe, 2007). Or, des contacts stratigraphiques ont été décrits entre les groupes de Parent et de Chukotat (Barrette, 1990; Picard, 1995). Des questionnements subsistent quant à la genèse du Groupe de Parent qui se situe, d'un point de vue structural, entre le Groupe de Watts et le Domaine Sud. La relation avec le Groupe de Spartan n'a pas été observée sur le terrain (Lamothe, 2007).

Enfin, des intrusions synorogéniques de composition felsique à mafique (Supersuite de Cape Smith, Lamothe, 2007) ont été datées à plusieurs endroits dans le Domaine Nord et les âges varient de 1898 à 1836 Ma (Parrish, 1989). Ces dernières sont parmi les roches les plus jeunes du Domaine Nord, puisqu'elles recoupent le Groupe de Watts et le Groupe de Parent (Lamothe, 2007).

2.4 Groupe de Parent

Le Groupe de Parent est situé au nord de la Faille Bergeron (Fig. 2.3). Cette dernière est une faille de chevauchement qui marque la limite entre les domaines lithotectoniques Nord et Sud. Le Groupe de Parent s'étend sur environ 120 km sur les feuillets suivants : 35G05-10-11-12 et 35F06-7-8-9-10-11 (Lamothe, 2007 ; Fig. 2.3). Son épaisseur apparente varie de 5 km à 15 km (Lamothe, 2007).

2.4.1 Historique des travaux géologiques et géochimiques

Tremblay (1989) a été le premier à introduire la « Formation de Parent » afin de regrouper les unités volcano-sédimentaires du feuillet 35G12, auparavant assignées au Groupe de Watts (Hervet, 1985). Dans ce feuillet, situé à l'ouest du feuillet étudié ici, la principale unité du Groupe de Parent est le schiste à actinote-chlorite qui se présente en deux faciès, soit en laves coussinées et massives ou en roches volcanoclastiques. Le faciès de laves représente environ 40% des schistes. Les coussins sont souvent

déformés, mais les bordures figées sont préservées. Les laves contiennent, en proportion variable, des amygdules (0-10%), des cristaux de plagioclase (15-20%) et d'augite (10-15%). Les amygdules sont remplies d'un assemblage d'épidote et de chlorite. La matrice représente environ 55% de la roche et est altérée en chlorite et épidote. Le deuxième faciès, le schiste tuffacé, contient également des phénocristaux de pyroxène et de plagioclase qui mesurent entre 0,5 et 5 mm. La matrice est composée d'un assemblage d'actinote-chlorite-épidote. Malgré la schistosité bien développée, il est possible d'observer un litage et du granoclassement.

Dans le feuillet 35G05, au sud-ouest du feuillet à l'étude, Moorhead (1989) divise ce qui est maintenant le Groupe de Parent (nommé Groupe de Watts dans son rapport) en sept unités : tufs variés (aphanitiques, à lapilli et à cristaux), tuf à blocs, basalte à pyroxène, basalte à plagioclase, basalte aphanitique, rhyolite et siltstone.

Barrette (1990) décrit l'extension latérale du Groupe de Parent à l'ouest, plus précisément à la limite des feuillets 35F06-F07-F10-F11. Des unités composées de lithologies décrites comme des tufs à cristaux et tufs à blocs y sont décrites (Barrette, 1990), mais pourraient aussi être des roches sédimentaires telles que des wackes et greywackes (Picard, 1995). Selon les travaux de Barrette (1990), la géochimie ne permet pas de distinguer les unités volcaniques situées au nord et au sud de la Faille Bergeron, soit le Groupe de Parent au nord et le Groupe de Chukotat au sud. En effet, environ 25 échantillons ont été analysés de part et d'autre de la faille et tous présentent un patron de terres rares plat ainsi qu'une affinité tholéiitique.

Ensuite, Picard (1995) rapporte le résultat de transects dans les Domaines Nord et Sud, réalisés par Lamothe, Togola, Picard et Tremblay. Selon leurs observations, le contact entre les Groupes de Parent et de Chukotat (Domaine Sud) est normal (stratigraphique), tandis que le contact entre les Groupes de Parent et de Spartan est faillé. Les échantillons amassés dans le cadre de ce projet ont fait l'objet d'analyses pétrographiques et géochimiques, mais aucune unité stratigraphique ou géochimique n'a été distinguée dans le Groupe de Parent. Leurs travaux ont tout de même permis de démontrer que les roches volcanoclastiques et les laves ont une composition basaltique à andésitique et que des niveaux de composition andésitique à dacitique sont présents dans la partie nord du Groupe de Parent. Les affinités sont tholéiitiques à calco-alcalines. Dans le diagramme d'environnement tectonique de Wood (1980), les échantillons du Groupe de Parent se distribuent dans le champ des basaltes

intraplaques et des basaltes calco-alcalins de marge active. Cette répartition est causée par la variation en Th, qui pourrait être expliquée par de la contamination crustale (Picard, 1995). Aussi, au sud-est du feuillet 35G12, des sédiments détritiques contenant des zircons hérités archéens ont été décrits (Picard, 1995). Ainsi, l'environnement de formation proposé est un environnement de marge continentale active. Cependant, il y a peu d'information sur les roches sédimentaires détritiques.

Deux échantillons issus du Groupe de Parent ont été datés en U-Pb sur zircon, or les âges obtenus montrent une certaine incertitude. Le premier échantillon, une roche épiclastique felsique, a retourné deux âges, soit un âge « magmatique » de 1917 Ma et un âge hérité de 2,4 Ga (Machado et al., 1993). Cette unité, située au sud du Lac Perrault (nord du feuillet 35G05), a d'abord été décrite comme une rhyodacite, mais la présence de zircons hérités et de grains arrondis de feldspath semble indiquer que cette roche est un sédiment terrigène ou une volcanoclastite avec un apport détritique (Machado et al., 1993). Si c'est le cas, l'âge de 1917 Ma pourrait aussi être un âge hérité. Le deuxième échantillon est daté à environ 1860 Ma, mais il s'agit d'un âge approximatif étant donné la concentration élevée de Pb commun. La roche est décrite comme une rhyolite et située au contact ouest entre le Domaine Nord, le Domaine Sud et l'Arc de Narsajuaq (Machado et al., 1993). Son âge est similaire à celui obtenu dans les roches métasédimentaires du Groupe de Spartan. Aussi, il est plus jeune que celui de l'intrusion (1898 +12/-9 Ma) de la Supersuite de Cape Smith qui recoupe le Groupe de Parent.

Finalement, les unités volcaniques du Groupe de Parent sont déformées et métamorphisées au faciès des schistes verts au sud, jusqu'au faciès des amphibolites au nord (Tremblay, 1991). Toutefois, des structures primaires sont préservées dans certaines régions et il est possible d'observer différents faciès volcaniques, tels que des tufs, des tufs à lapilli, des tufs à blocs, et des basaltes en coussins (Moorhead, 1989).

2.4.2 Minéralisations du Groupe de Parent

Le Groupe de Parent inclut des indices des métaux suivants : Cu, Zn, Ag, Au et Pb (Sciortino et al., 2017). Les minéralisations peuvent être regroupées en différents types, tels qu'or orogénique, or spatialement associé à des plutons et sulfures massifs volcanogènes.

Les minéralisations de type or orogénique sont contenues dans des veines de quartz-carbonate à proximité de zones de cisaillement. Les échantillons analysés montrent des valeurs indicielles en Au, Cu et Ag, comme à l'indice du lac Parent (1,5 g/t Au, Giovenazzo et al., 1991) et à l'indice Goshawk sud (3,17 % Cu, 34,3 g/t Ag, et 1,16 g/t Au, Giovenazzo, 1997). Les roches encaissant les veines minéralisées présentent des altérations en carbonate-fuchsite ou encore en chlorite-séricite-calcite (Sciortino et al., 2017).

Les minéralisations spatialement associées à des plutons incluent des valeurs indicielles en Au, Ag, Pb et Zn. Cependant, les zones minéralisées sont recouvertes d'une importante couche de sédiments quaternaires et les échantillons choisis proviennent de blocs et de zones "d'affleurements" très fracturés ayant pu subir un certain déplacement. Les meilleures valeurs obtenues sont les suivantes : 198 g/t Au, 79 g/t Ag, 0,83% Cu, 4,38% Pb et 2,59% Zn (Sciortino et al., 2017). Les intrusions spatialement associées sont des granitoïdes felsiques et sont situées à proximité de zones de cisaillement.

Ensuite, les minéralisations de type sulfure massif volcanogène contiennent des valeurs en Au et en Zn. Des forages ont rapporté des valeurs jusqu'à 6,79 g/t Au et 0,59% Zn (Dombrowski et Desbiens, 2017). Les valeurs indicielles se trouvent dans un réseau de veinules de sulfures, mais aussi associées à des disséminations dans les roches encaissantes. Ces dernières sont des roches volcanoclastiques présentant une altération siliceuse et dolomitique (Jourdain, 1998; Dombrowski et Desbiens, 2017).

3. NOUVELLE CARTE GÉOLOGIQUE

3.1 Méthodologie et grands ensembles géologiques

Le feuillet 35G11 a été cartographié par le MERN à l'été 2019. La carte géologique préliminaire, présentée au congrès Québec Mines et Énergie en novembre 2019, était surtout lithologique (Mathieu et Beaudette, 2019). Une stratigraphie lithogéochimique du Groupe de Parent a été définie par l'auteure de ce mémoire et a servi de base à la carte géologique finale (Beaudette et al., 2020). Pour les zones à l'extérieur du Groupe de Parent, et pour les aspects structuraux, la carte finale a été réalisée par l'auteure et par Carl Bilodeau sur la base de l'analyse structurale, de la pétrographie et de la géochimie des roches. La figure 3.1 montre une version simplifiée de cette carte, identifiant les grands ensembles géologiques. Les cartes géophysiques magnétiques et électromagnétiques ont également été utilisées à des fins d'interprétation (Figs. 3.2, 3.3). La figure 3.4 montre la carte géologique finale telle qu'elle est disponible dans le SIGÉOM (Beaudette et al., 2020).

Le feuillet est principalement occupé par le Groupe de Parent dans sa partie centrale. Des intrusions felsiques à mafiques sont présentes au nord du feuillet et à travers le Groupe de Parent. Finalement, le Groupe de Chukotat, au sud, est en contact faillé (Faille Bergeron) avec le Groupe de Parent (Fig. 3.1).

Les intrusions étaient auparavant associées au Groupe de Watts ou à la Supersuite de Cape Smith (Lamothe, 2007). Or, des différences majeures en matière de composition, de localisation géographique et d'âge ont permis d'individualiser les intrusions dans plusieurs suites distinctes de la Supersuite de Cape Smith (Fig. 3.4). Des roches métasédimentaires dans le nord du feuillet ont été attribuées au Complexe de Qaaneq, une nouvelle unité lithodémique constituée surtout de paragneiss avec des niveaux de méta-arénite quartzitique.

Enfin, quelques changements ont été apportés au Groupe de Chukotat : une sous-unité de basalte altéré a été individualisée et le contact entre le Groupe de Chukotat et le Groupe de Parent a été raffiné (Faille Bergeron). Cette modification a été effectuée à l'aide des signatures géochimiques distinctes des deux groupes et de l'interprétation des levés géophysiques (Figs. 3.2, 3.3). En effet, en affleurement, les groupes de Parent et

de Chukotat sont similaires étant donné qu'ils sont principalement composés de roches volcaniques mafiques.

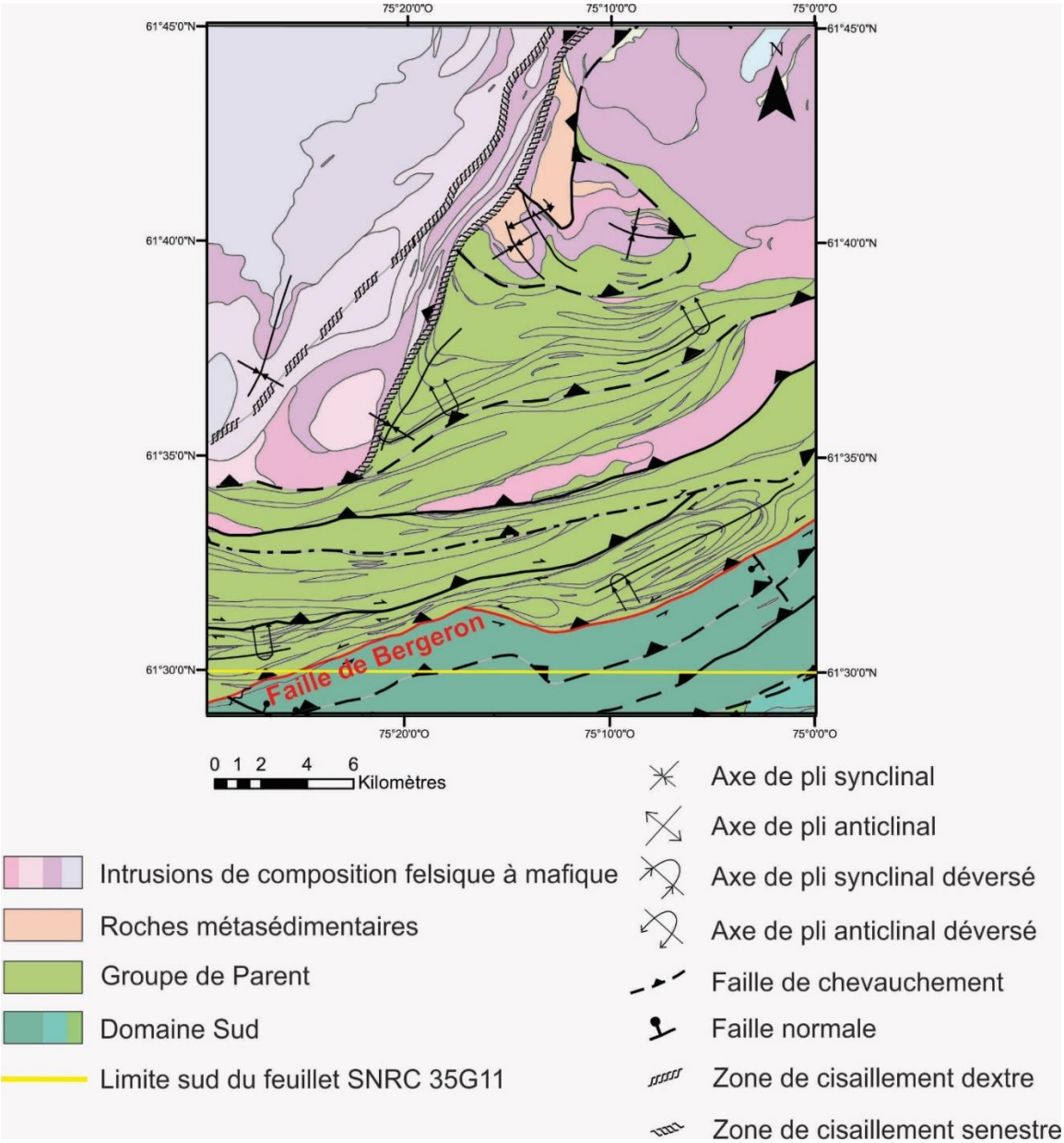


Figure 3.1. Carte géologique simplifiée du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06.

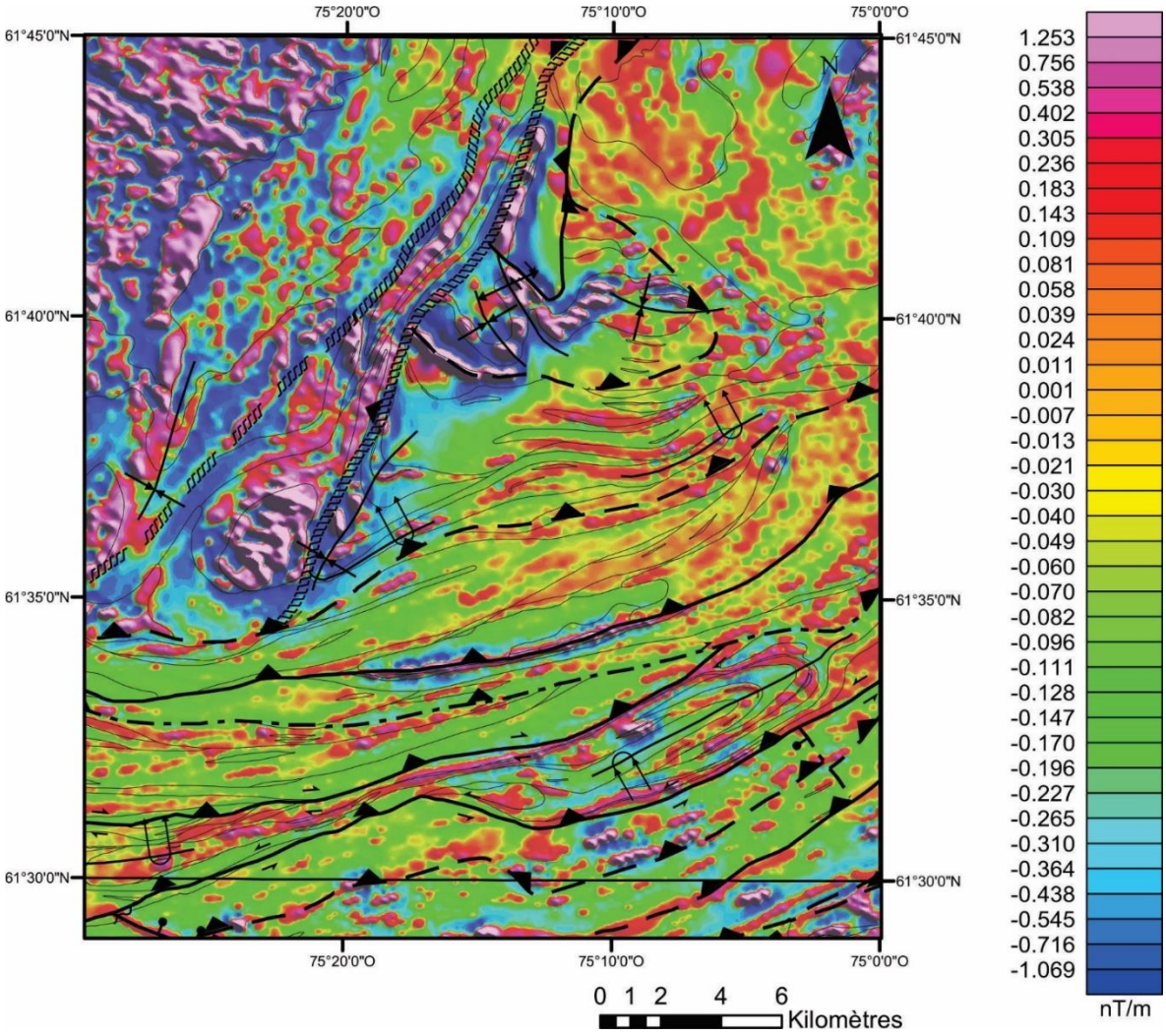


Figure 3.2. Carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06 (Intissar et al., 2014).

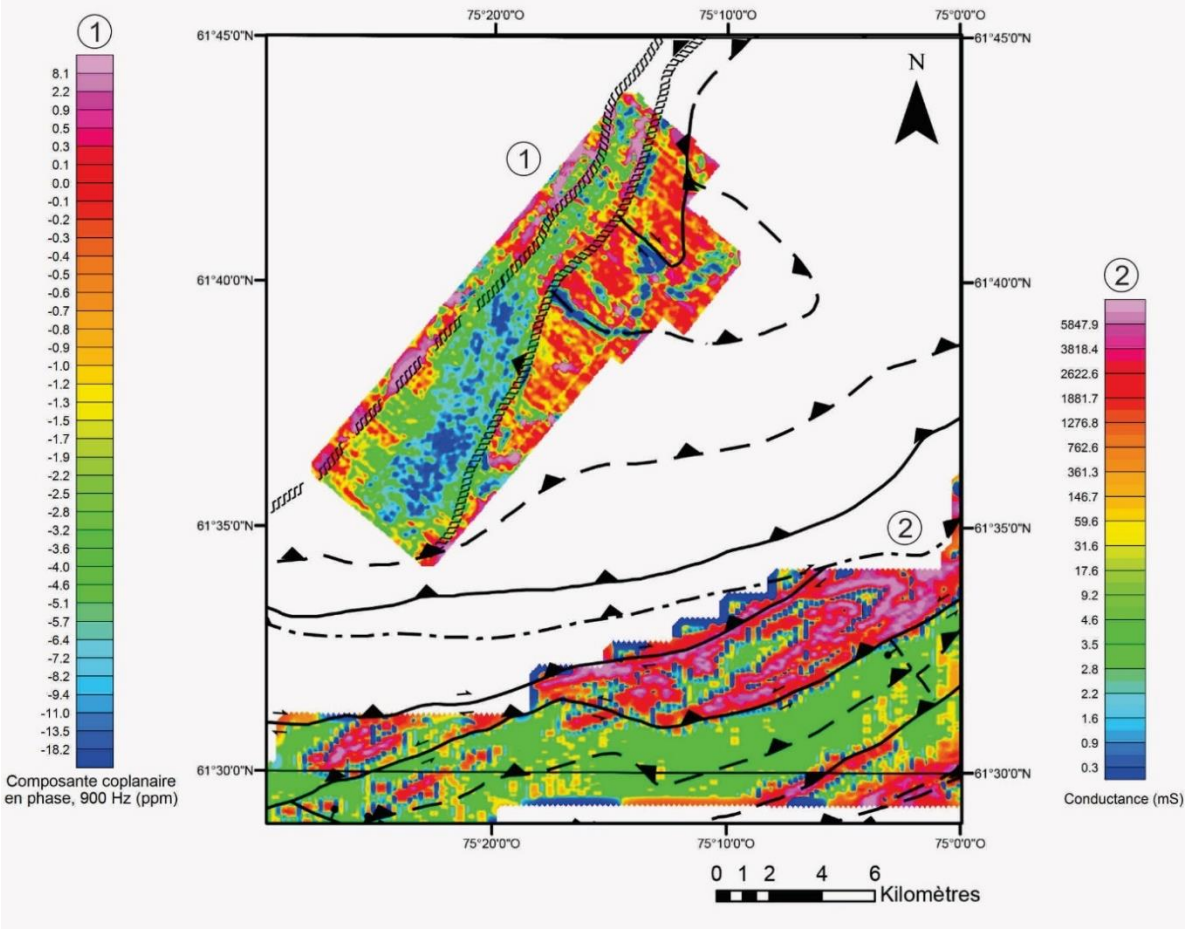
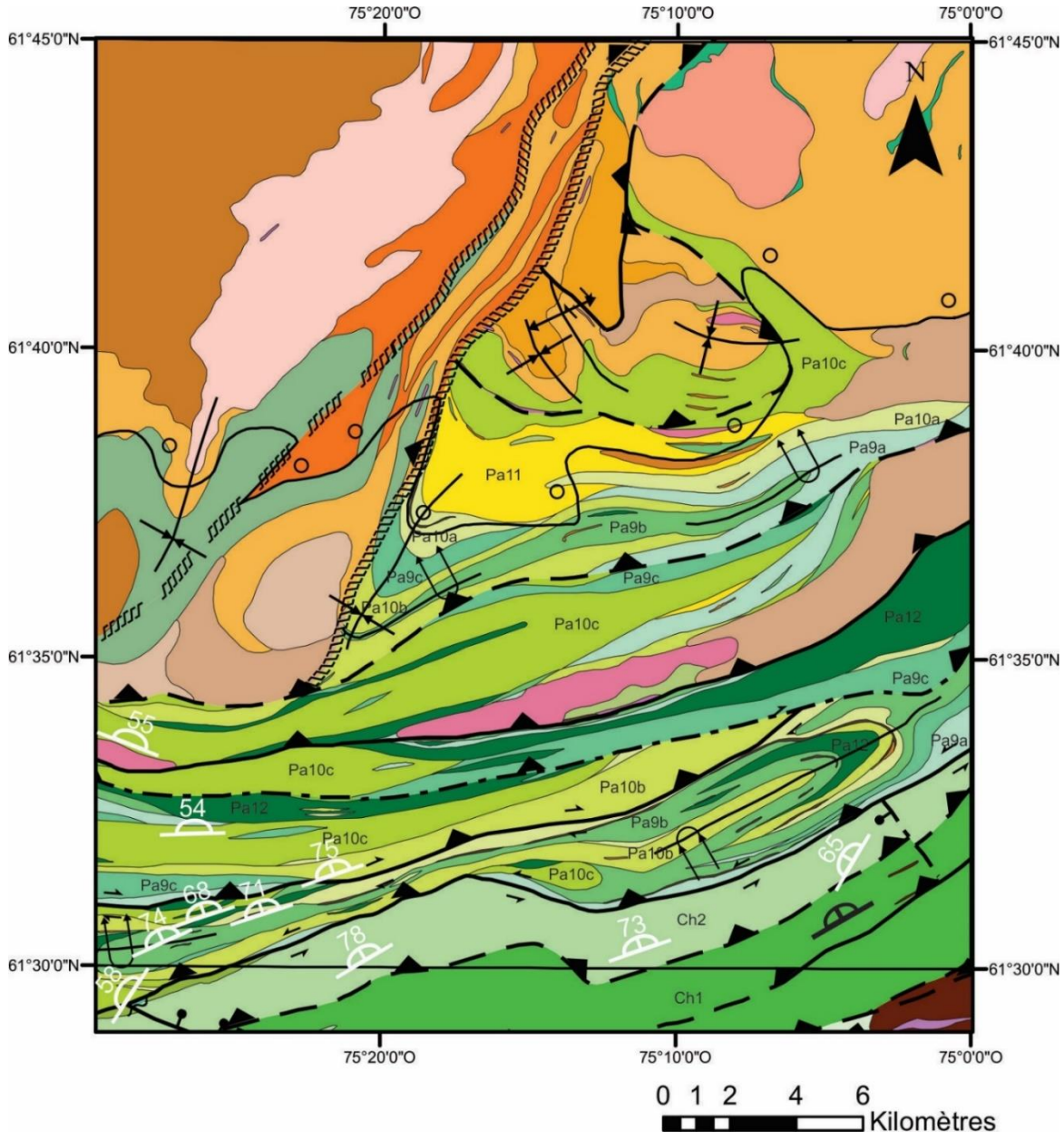


Figure 3.3. Levé électromagnétique héliporté du feuillet 35G11et de l'extrémité nord de 35G06. 1) Composante coplanaire en phase (Pritchard, 1996), 2) Conductance (Fiset, 2004).

La description de chacun des grands ensembles géologiques est accessible dans le lexique stratigraphique du SIGEOM (http://gq.mines.gouv.qc.ca/lexique-stratigraphique/). En ce qui concerne le Groupe de Parent, les modifications apportées à la carte découlent directement des unités définies à partir de la lithogéochimie et seront présentées en détail dans les prochains chapitres.


75°20'0"O
75°10'0"O
75°0'0"O
61°45'0"N
61°40'0"N
61°35'0"N
61°30'0"N
N
Pa10c
Pa10a
Pa9a
Pa11
Pa9b
Pa10a
Pa9c
Pa9c
Pa10b
Pa10c
Pa12
Pa9c
55
Pa10c
Pa10b
54
Pa12
Pa9b
Pa10c
Pa10b
75
65
Pa9c
68
71
Pa10c
14
73
Ch2
78
69
Ch1
0 1 2 4 6
Kilomètres

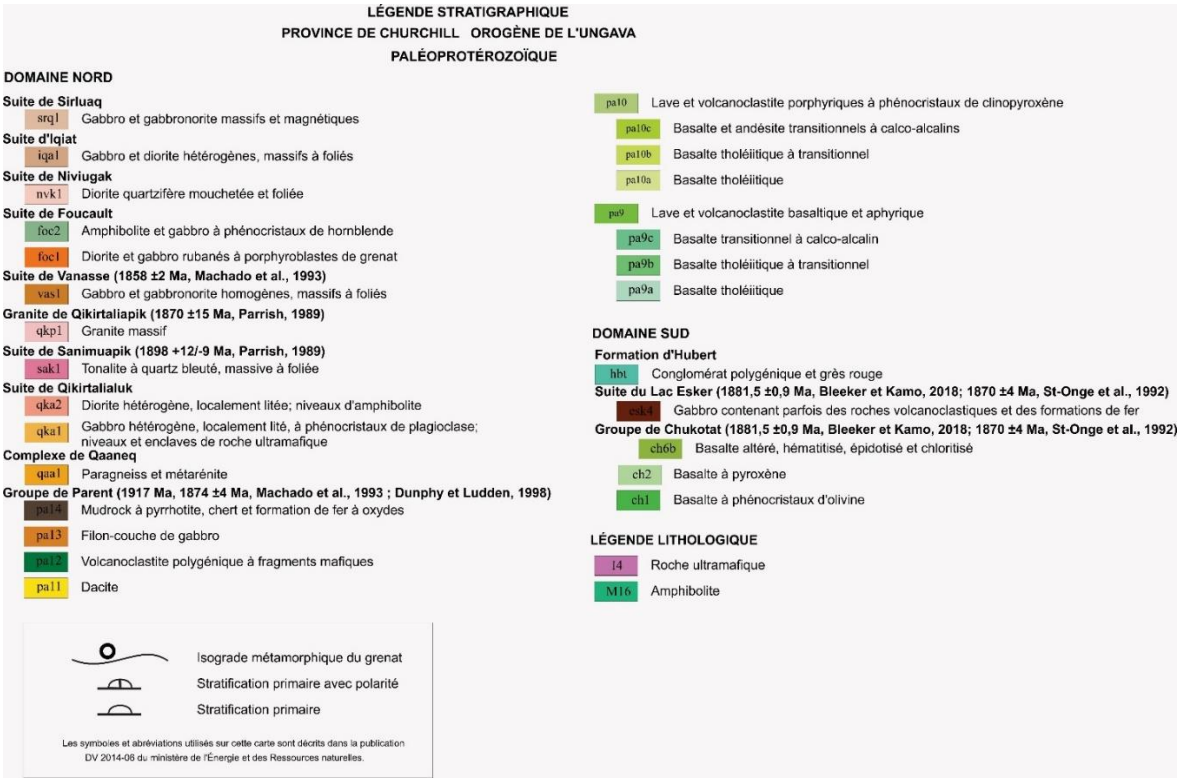


Figure 3.4. Carte géologique finale et légende du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06.

3.2 Géologie structurale et métamorphisme

Dans le Groupe de Parent, pour la moitié sud du feuillet, les pendages des couches (exemple, lits volcanoclastiques) sont dirigés vers de nord de 50 à 80 degrés et les polarités stratigraphiques, déduites de l'orientation des coussins et du granoclassement, sont également vers le nord (Fig. 3.4). Lorsque le litage est observé, il est presque toujours parallèle à la schistosité. Pour la partie plus au nord du Groupe de Parent (au nord de la Faille Belleau, Fig. 3.5), les structures primaires sont mal préservées et les roches sont des schistes plus métamorphisés. Dans la moitié sud du feuillet, la schistosité est orientée ENE-WSW et son pendage varie de 45 à 90 degrés vers le nord (Fig. 3.5). Cinq failles inverses ou de chevauchement, à pendage modéré ou fort vers le nord, sont orientées de la même façon (Fig. 3.5). Le développement de la schistosité et des failles associées sont attribués à la déformation régionale (D1). Des plis d'amplitude métrique à kilométrique sont également attribués à cet épisode et sont déversés vers le SSE (P1). Ils sont visibles dans la partie sud du feuillet 35G11, entre les failles de Bergeron et de Mivvik (Fig. 3.5). Les polarités stratigraphiques ont permis de déterminer la nature de l'anticlinal à l'ouest, en effet, les polarités sur le flanc nord du pli sont normales vers le nord, ce qui implique que le pli est un anticlinal. Le synclinal à l'est a

été interprété à l'aide des cartes géophysiques. En effet, les plis sont particulièrement visibles sur les levés magnétiques et électromagnétiques grâce aux horizons de mudstone à pyrrhotite ayant un fort signal (Fig. 3.2 et 3.3). Aucun plissement n'a été identifié entre la Faille Mivvik et Belleau.

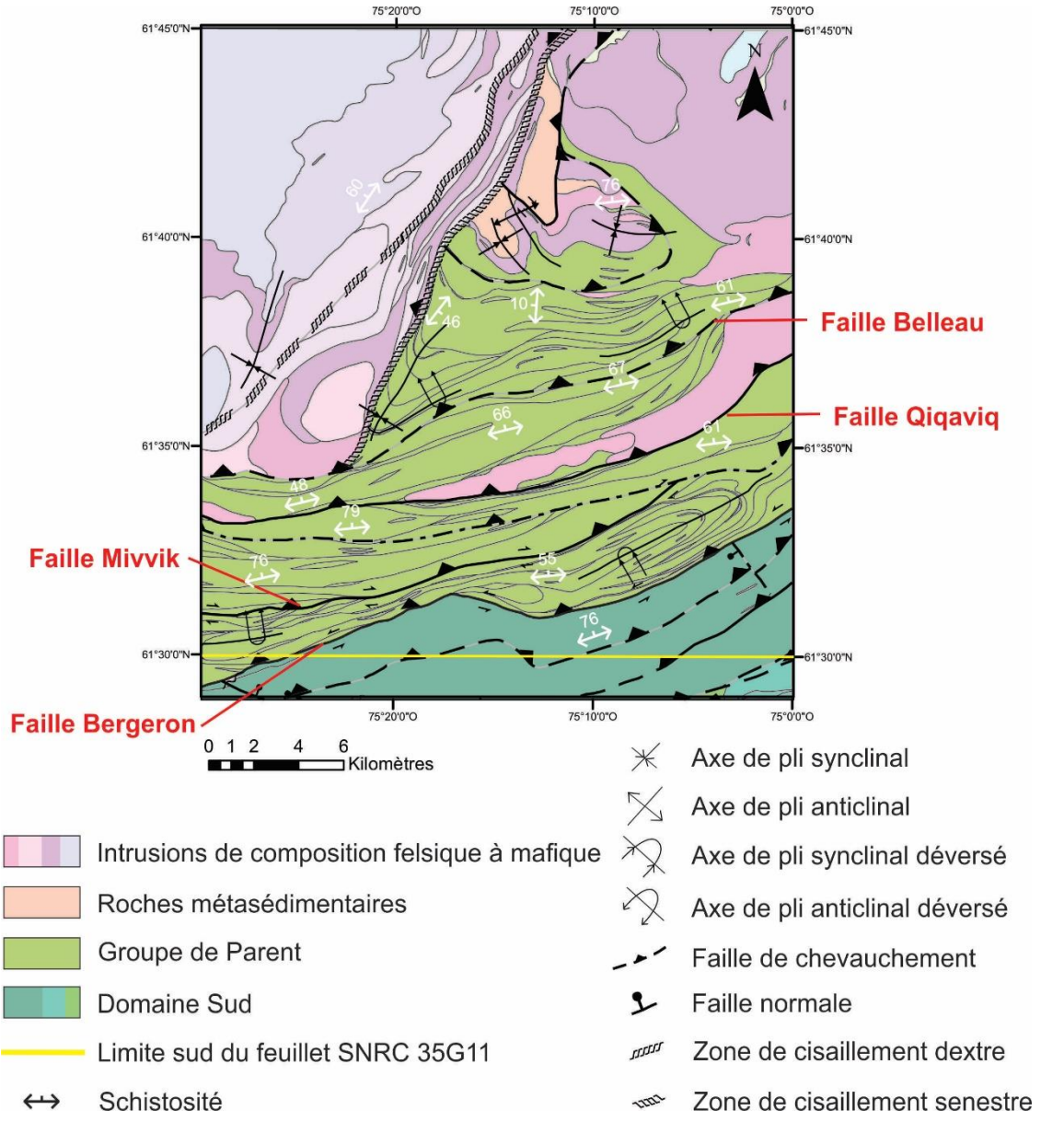


Figure 3.5. Carte géologique simplifiée du feuillet 35G11 et de l'extrémité nord de 35G06, montrant quelques mesures de schistosité et la distribution des failles majeures.

Ensuite, le secteur NW du feuillet 35G11 est affecté par une déformation subséquente (D2) qui a entraîné le chevauchement des suites intrusives de Vanasse, de Sirluaq, de

Foucault et de Qikirtalialuk vers le SE sur le Groupe de Parent. Ainsi, à proximité de ce chevauchement (au nord de la Faille Belleau) le Groupe de Parent est particulièrement déformé et métamorphisé. En effet, des plis anticlinaux ont été interprétés à partir de l'analyse structurale de la région (Beaudette et al., 2020). Finalement, le secteur NE est occupé par une intrusion gabbroïque hétérogène (Suite de Qikirtalialuk) et par un granite peu déformé (Granite de Qikitaliapik).

Le métamorphisme du Groupe de Parent augmente progressivement jusqu'au faciès des amphibolites vers le nord, de sorte que les structures et textures primaires disparaissent largement au nord de la Faille Belleau (Fig. 3.1). Ce mémoire se concentre donc sur la partie sud du Groupe de Parent, entre la Faille Bergeron et la Faille Belleau.

3.3 Nouvelles datations

Cinq échantillons du Groupe de Parent ont fait l'objet de tentatives de datation en U-Pb sur zircon. Le seul échantillon ayant permis l'obtention d'un âge est un tuf à blocs polygénique contenant principalement des fragments mafiques à intermédiaires, aphyriques à porphyriques, mais aussi un fragment felsique (possible rhyolite). Le tuf à blocs est situé dans la partie sud du feuillet (Fig. 3.6) et possède un âge maximal de 1881 ± 5 Ma (Davis, 2021). Il s'agit du seul âge direct actuellement disponible sur le Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 (Fig. 3.6). Une tonalite à quartz bleuté, appartenant à la suite de Sanimuapik et recoupant les unités volcaniques du Groupe de Parent, juste au nord de la Faille Qiqaviq, présente un âge de 1894 ± 5 Ma (Davis, 2021). Les roches volcaniques adjacentes sont donc plus anciennes que 1894 ± 5 Ma. Cette tonalite, elle-même coupée par la Suite d'Iqiat, est composée de diorite et de diorite gabbroïque (Fig. 3.6).

Compte tenu du fait que la polarité stratigraphique dans le Groupe de Parent est systématiquement normale vers le nord (Fig. 3.4), on pouvait initialement supposer une succession volcanique largement homoclinale jusqu'au nord de la Faille Qiqaviq, et peut-être même jusqu'à la Faille Belleau (hormis les plis notés ci-dessus entre les failles Bergeron et Mivvik). Selon ce schéma, la plus vieille unité du Groupe de Parent (celle recoupée par l'intrusion datée à 1894 ± 5 Ma) devrait être localisée au sud de la Faille Qiqaviq, alors que la plus jeune (celle datée à 1881 ± 5 Ma) serait située au nord.

Cependant, on observe le contraire (Fig. 3.6). Ceci pourrait être expliqué par le jeu des failles.

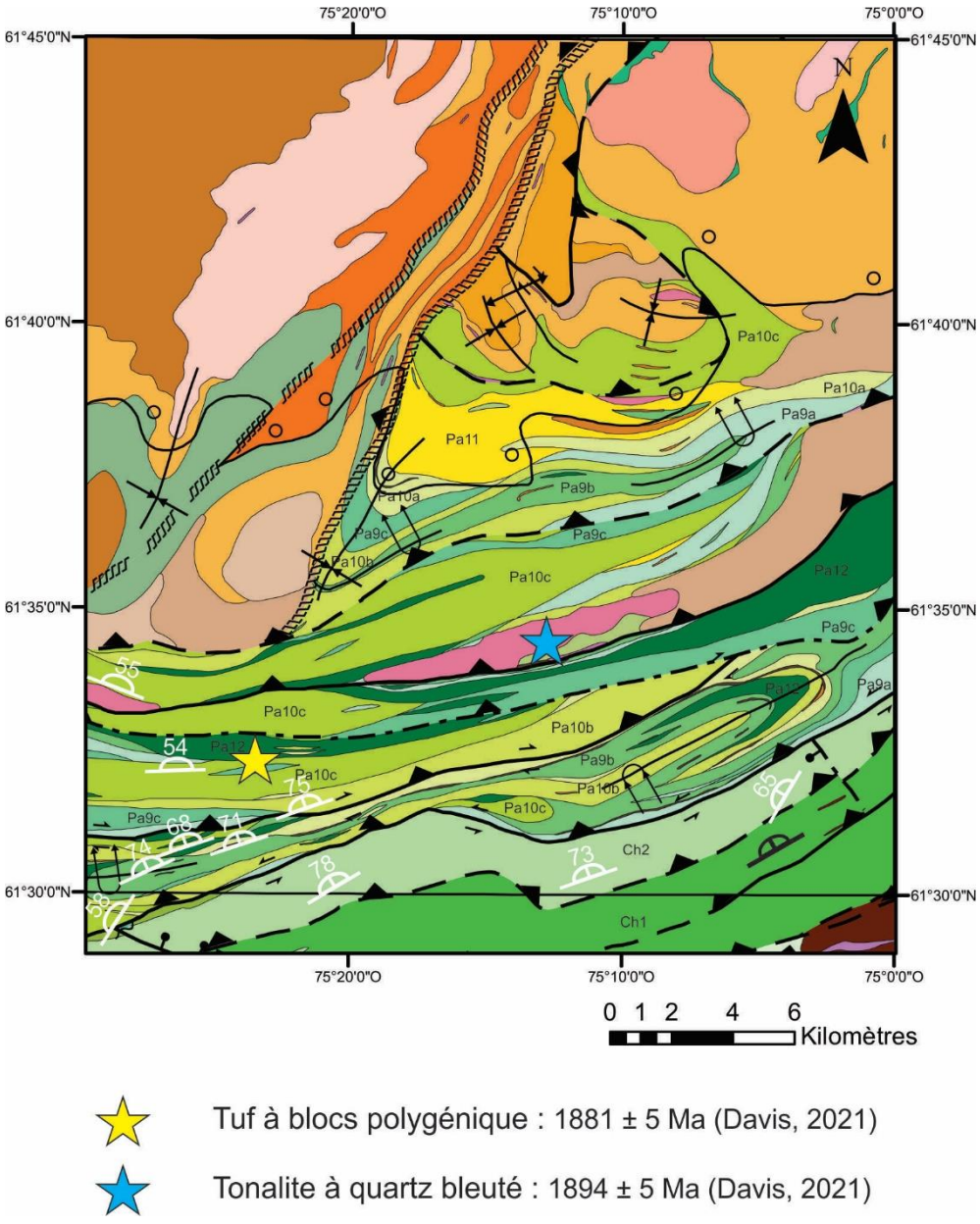


Figure 3.6. Localisation des nouvelles datations obtenues par la méthode U-Pb sur zircon dans le feuillet 35G11. La légende de la carte se trouve à la figure 3.4.

4. STRATIGRAPHIE, VOLCANOLOGIE ET PETROGRAPHIE DU GROUPE DE PARENT

Le chapitre précédent a présenté la nouvelle carte géologique du feuillet 35G11, qui inclut une nouvelle division stratigraphique du Groupe de Parent. Cette nouvelle division stratigraphique tient compte des données géophysiques (Chapitre 3), des données géochimiques (Chapitre 5), des observations de terrain (691 géofiches) présentées dans ce chapitre, et plus particulièrement sur la description volcanologique d'affleurements clés (15 sites décrits en détail), l'examen systématique de 445 photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives (Fig. 4.1) (cohérent ou fragmentaire, monogénique ou polygénique, porphyrique ou aphyrique), et la pétrographie de 35 lames minces.

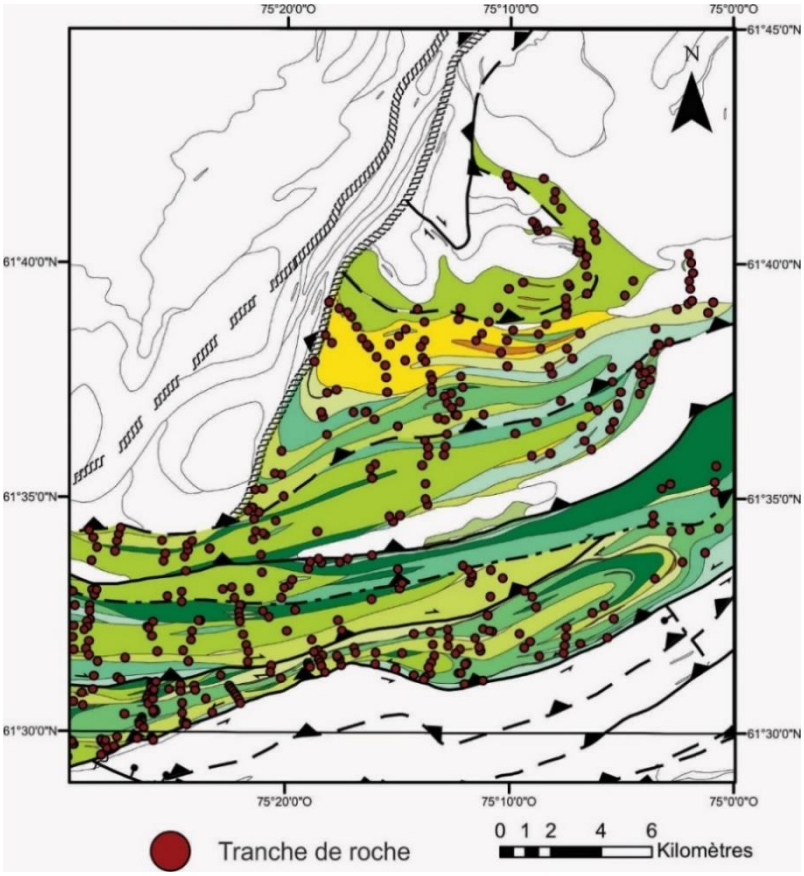


Figure 4.1 Distribution sur la carte géologique du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 et le nord du feuillet 35G06 des tranches de roches dont les photographies ont été examinées de façon systématique (n=445). La limite entre les deux feuillets est illustrée par la ligne noire, E-W, rectiligne et continue au bas de la carte. Légende des couleurs, voir fig. 4.2.

Dans le feuillet 35G11, le Groupe de Parent est constitué de six unités stratigraphiques principales (Fig. 4.2) :

- Laves et volcanoclastites monogéniques aphyriques (Pa9) ;
- Laves et volcanoclastites monogéniques porphyriques (Pa10) ;
- Dacite (Pa11) ;
- Volcanoclastite polygénique (Pa12) ;
- Filon-couche gabbroïque (Pa13) ;
- Mudrock à pyrrhotite, formation de fer et chert (Pa14).

Puisque les cartes géologiques antérieures incluent certaines divisions du Groupe de Parent, la numérotation des nouvelles divisions commence à Pa9. Les deux premières unités sont de loin les plus abondantes et sont subdivisées en trois sous-groupes chacune (a, b, c) sur une base purement géochimique, comme expliqué au chapitre 5. Les unités seront décrites individuellement.

4.1 Laves et volcanoclastites monogéniques aphyriques (Pa9)

Les lithologies aphyriques du Groupe de Parent sont basaltiques (Chapitre 5). Ce sont des laves massives à localement coussinés (90%) et des tufs (10%).

4.1.1 Laves

La texture coussinée est présente sur environ 30% des affleurements de lave basaltique aphyrique (Fig. 4.3a) alors qu'ailleurs elle est massive (Fig. 4.3b). Les roches ont une patine noir-verdâtre, sont homogènes et elles sont aphanitiques ou présentent une granulométrie fine (Figs. 4.3c, 4.3d). Le pourcentage en amygdules millimétriques de quartz peut atteindre 3%, alors que certaines laves n'en présentent pas.

Lorsque les coussins sont visibles, ils sont généralement aplatis et plus l'intensité de la schistosité augmente, plus il est difficile de déterminer la polarité. Cependant, des polarités vers le nord-ouest ont pu être identifiées à l'aide des coussins dans les basaltes aphyriques, sur les affleurements suivants[1] : 19-MB-3109, 19-CB-1143, 19-KL-9200. Les coussins les mieux préservés sont situés entre la Faille Bergeron et la Faille

[1] Les localisations et descriptions complètes des affleurements mentionnés dans ce mémoire sont disponibles dans SIGÉOM à la carte: http://sigeom.mines.gouv.qc.ca/signet/classes/I1102_aLaCarte?l=F, cliquer sur « Affleurements de géofiche », entrer « 35G11 » dans le feuillet SNRC (parfois 35G06), les quatre derniers chiffres du numéro d'affleurement dans le champ « Numéro d'affleurement terrain » et les deux lettres dans « Initiales du géologue », par exemple MB ou CB.

Qiqaviq (Fig. 3.5) ainsi qu'à l'affleurement 19-KL-9200 situé à environ 800 m au sud de la Faille Qiqaviq (Fig. 4.3.a). Les coussins mesurent 0,30 m à 1 m.

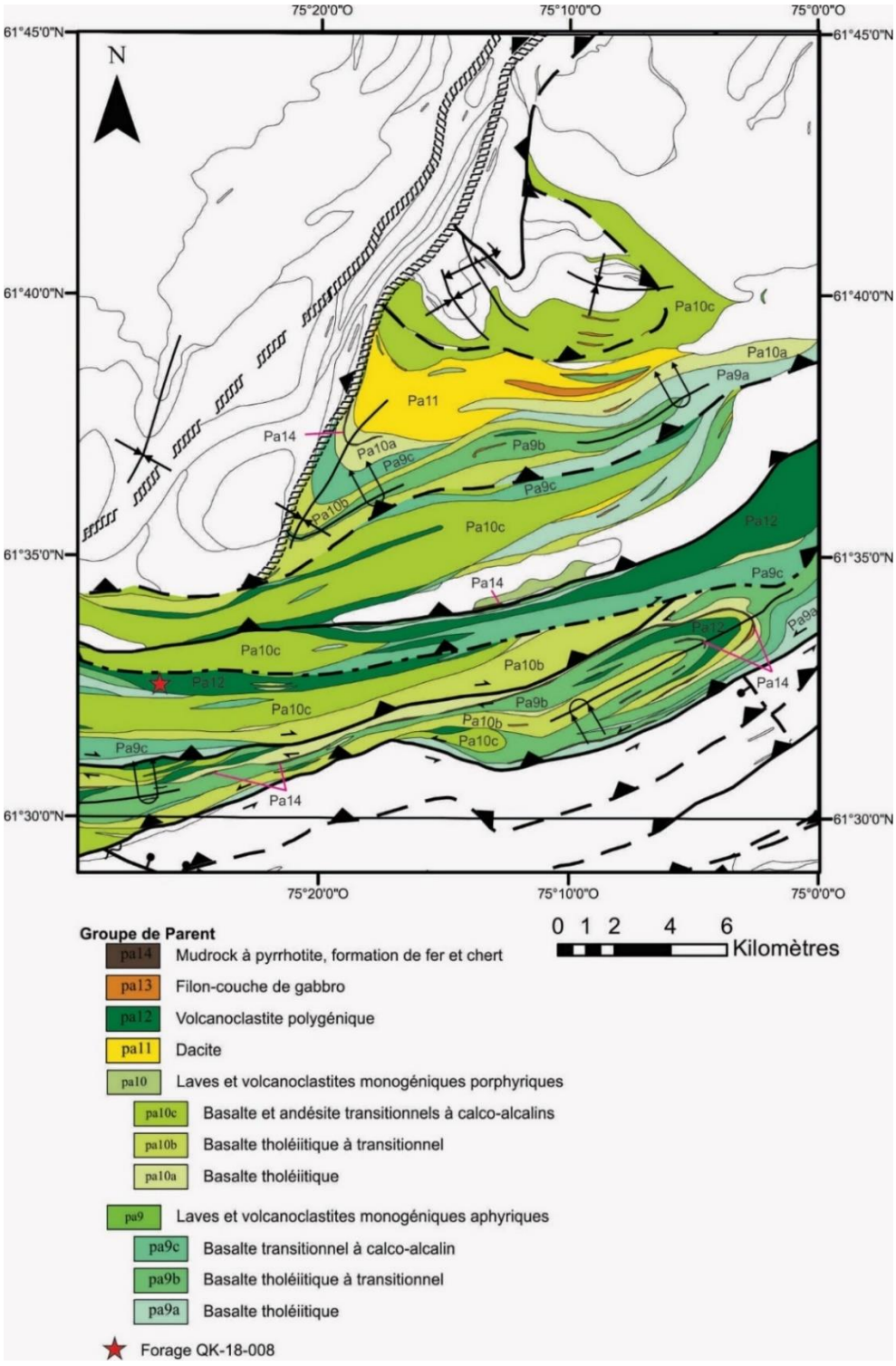


Figure 4.2 Répartition des unités stratigraphiques du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 et l'extrême nord du feuillet 35G06.

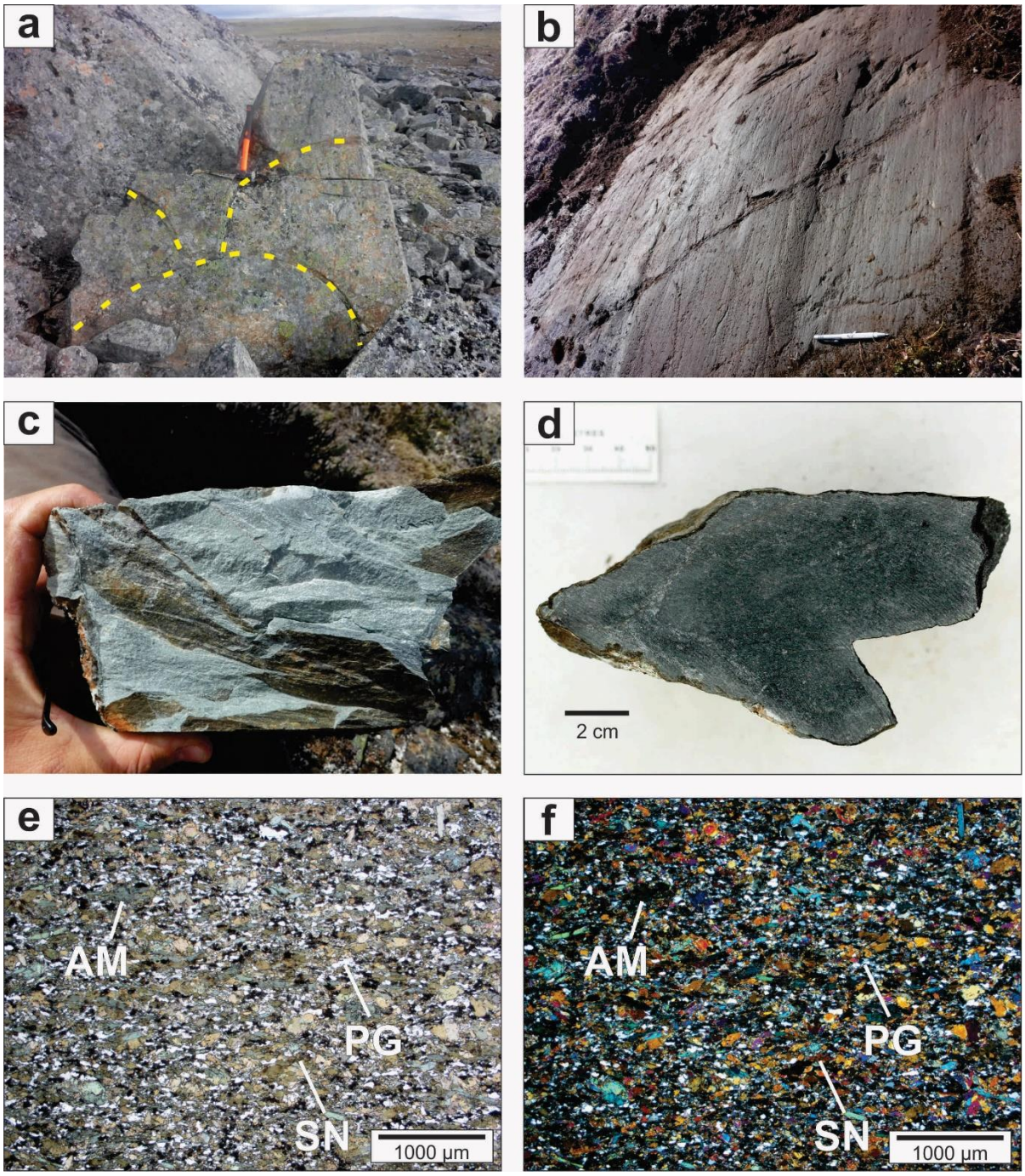


Figure 4.3 Laves de l'unité Pa9 du Groupe de Parent. a) Lave en coussin, marteau orange en guise d'échelle. Les lignes en tiretées marquent les bordures de coussin (19-KL-9200). La photo montre un bloc détaché de quelques décimètres par rapport à l'affleurement en arrière, qui présente lui aussi des coussins, mais moins photogéniques. b) Lave massive, crayon à pointe de tungstène en guise d'échelle (19-MB-3002). c) Basalte aphyrique en cassure fraîche (19-MB-3124). d) Basalte aphyrique en tranche mouillée (19-SL-4152). e) Microphotographie en lumière polarisée et non analysée d'une lave (19-SL-4013). f) Microphotographie de la même lave, mais lumière polarisée et analysée. AM= amphibole, PG = plagioclase, SN = sphène.

Des sphérulites sont également décrites à certains affleurements, mais elles ne sont pas caractéristiques de l'unité. Les sphérulites mesurent 1 à 8 mm et leur taille et leur proportion augmentent vers le cœur du coussin.

Au microscope, les laves sont homogènes et composées d'un assemblage fin (≤ 1 mm) d'actinote, trémolite, plagioclase, épidote, ± quartz, carbonate, mica blanc et sphène (Figs. 4.3e, 4.3f). Les sphérulites, lorsque présentes, se présentent en amas ovoïdes (1-8 mm) de grains trapus d'épidote (non illustré).

4.1.2 Roches volcanoclastiques

L'unité Pa9 comprend également des niveaux de tufs[2]. Ces derniers sont composés de lits d'épaisseur millimétrique à décimétrique. Leur couleur en surface altérée varie de gris foncé à beige verdâtre pâle (Fig. 4.4a). Certains tufs ont une granulométrie plus grossière, telle que décrite à l'affleurement 19-CB-1141. Les cendres plus grossières et les petits lapillis (<5 mm) sont ovoïdes, gris pâle et représentent environ 20% de la roche. Les autres cendres sont plus fines et de couleur vert pâle. Cette roche contient également des cristaux libres de plagioclase. Ces derniers sont trapus, blanchâtres et de taille millimétrique. Leur proportion varie de 0% à 15% et ils sont concentrés dans certains niveaux seulement. Certains lits de tuf montrent un granoclassement normal indiquant une polarité dominante vers le nord-ouest (19-CB-1140, 19-CB-1141, 19-MB-3118, 19-MB-3120). À l'affleurement 19-CB-1140, certains lits obliques sont tronqués (Fig. 4.4b), définissant un empilement dont la polarité est également vers le nord-ouest. Les laminations et lits parallèles sont dominants (Fig. 4.4c), mais les laminations obliques sont présentes localement. Il n'a pas été possible de définir une direction de transport.

L'affleurement 19-MB-3118 est bien exposé et a fait l'objet d'une coupe stratigraphique détaillée totalisant 5,5 m d'épaisseur apparente (Fig. 4.5). On y observe neuf lits de tuf variant en épaisseur de 5 cm à 1,6 m, avec une moyenne de 43 cm. Les lits montrent tous un granoclassement normal, typique, vers le nord. On peut aussi remarquer trois divisions de la séquence de Bouma (1962) : Ta, Tb et Td.

La division Ta est massive et plus grossière que les autres divisions avec une granulométrie entre 0,5 et 2 mm (Fig. 4.5b). La division Ta est observée à cinq reprises

[2] Dans ce mémoire, le terme « tuf », utilisé seul sans mention de lapillis ou de blocs, désigne uniquement une roche volcanoclastique comprenant plus de 75% de cendres (White et Houghton, 2006). Le terme « tuf » n'est donc *pas* un synonyme général de « roche volcanoclastique ».

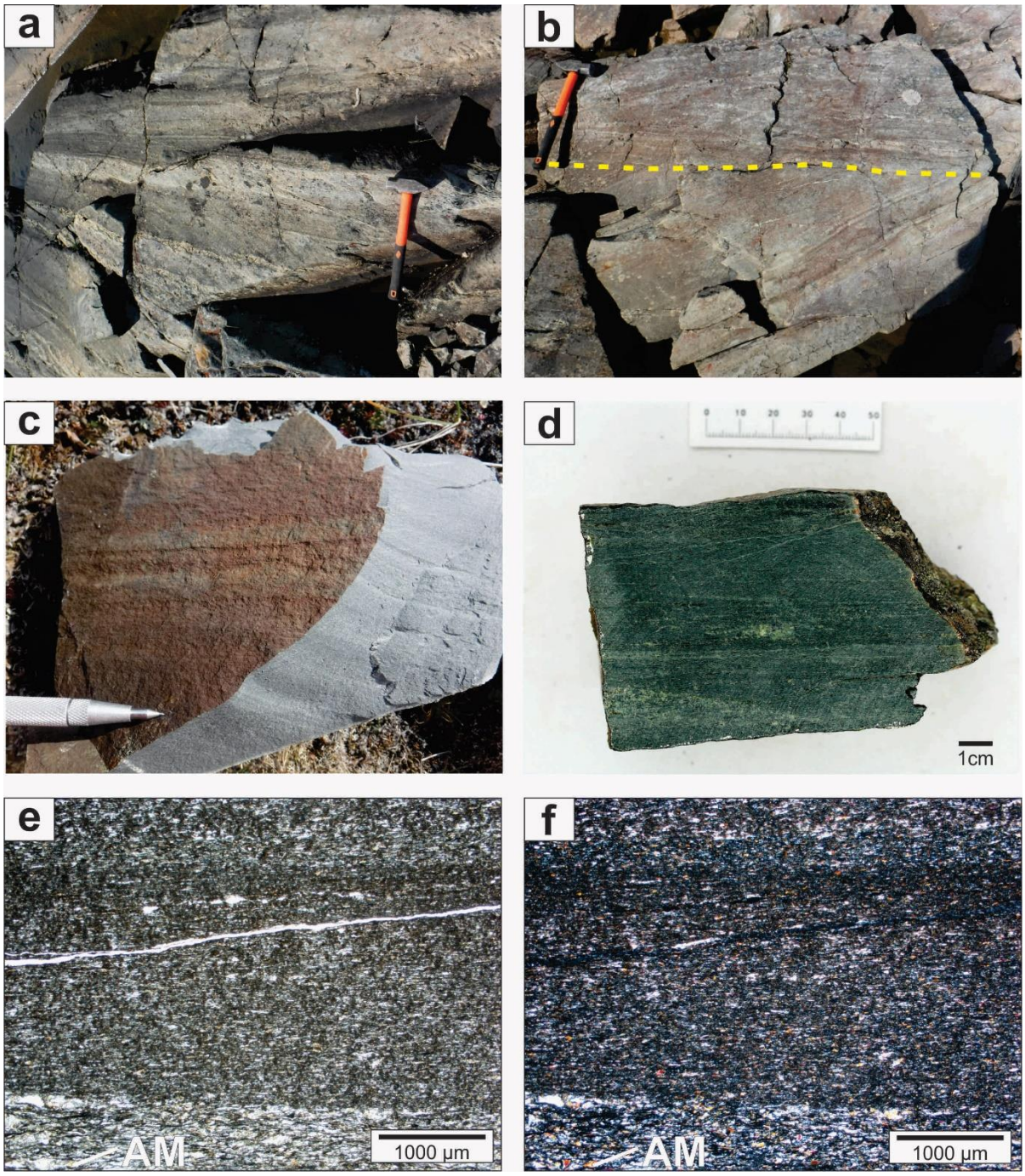


Figure 4.4 Volcanoclastites de l'unité Pa9 du Groupe de Parent. a) Litage primaire en affleurement (19-CB-1139). b) Litage entrecroisé dans une turbidite, la ligne jaune en tiretée représente la surface d'érosion (19-CB-1140). c) Échantillon présentant un litage centimétrique (19-CB-1065). d) Tranche d'échantillon mouillé (19-GM-5088). e) Microphotographie en lumière polarisée et non analysée d'une volcanoclastite montrant un litage (19-CB-1138). f) Microphotographie du même échantillon, mais en lumière polarisée et analysée.

et a une épaisseur variant de 6 à 63 cm, avec une moyenne de 29 cm. Ce tuf grossier est généralement de couleur gris pâle et montre un léger granoclassement normal.

La division Tb présente des laminations parallèles diffuses et la taille des grains est de 1/8 à 3/4 mm (Fig. 4.5a). Cette division est observée dix fois et l'épaisseur varie de 2 à 96 cm, avec une moyenne de 18 cm. La couleur de cette division varie du brun au gris et elle montre un granoclassement normal dans huit des neuf lits décrits en détail.

Finalement, la division Td est caractérisée par une granulométrie fine (1/16 à 1/4 mm) ainsi que par la présence de fines laminations parallèles (Figs. 4.5b, 4.5c, 4.5d). L'épaisseur de la division varie de 3 à 20 cm, avec une moyenne de 6 cm. Elle est observée neuf fois et montre un léger granoclassement normal. La division Td est typiquement de couleur gris foncé, mais elle peut être localement blanchâtre. Cette division marque le sommet d'un lit et le contact avec le lit suivant est net.

Les quatre lits les plus épais sont une succession de divisions Ta-Tb-Td, tandis que les cinq autres lits contiennent seulement les horizons Tb-Td.

4.2 Laves et volcanoclastites monogéniques porphyriques (Pa10)

L'unité porphyrique de basalte et d'andésite inclut des laves massives et coussinées à la patine verdâtre (75% de l'unité ; Fig. 4.7a), des brèches de coulée (1% ; Fig. 4.7b), et des tufs et des tufs à lapillis monogéniques (24%). Ces roches se distinguent par la présence de phénocristaux de clinopyroxène trapus de 1 à 15 mm avec une proportion variant de 5% à 15% (Figs. 4.7c, 4.7d). Des phénocristaux de plagioclase allongés et de taille millimétrique sont parfois présents et représentent jusqu'à 10% de la roche. Les plagioclases sont typiquement plus petits que les clinopyroxènes et mesurent environ 1 mm. Sur les affleurements, les phénocristaux sont visibles en surface altérée et en cassure fraîche.

4.2.1 Laves cohérentes

Les laves porphyriques sont coussinées (2% des laves) ou massives (98%). La très faible abondance des coussins pourrait être due en partie au fait que certaines des « laves » massives sont probablement constituées d'intrusions sub-volcaniques. L'abondance et l'épaisseur du lichen dans l'Ungava rendent difficile la distinction entre les filons-couches et les laves massives dans le seul exercice de cartographie régionale.

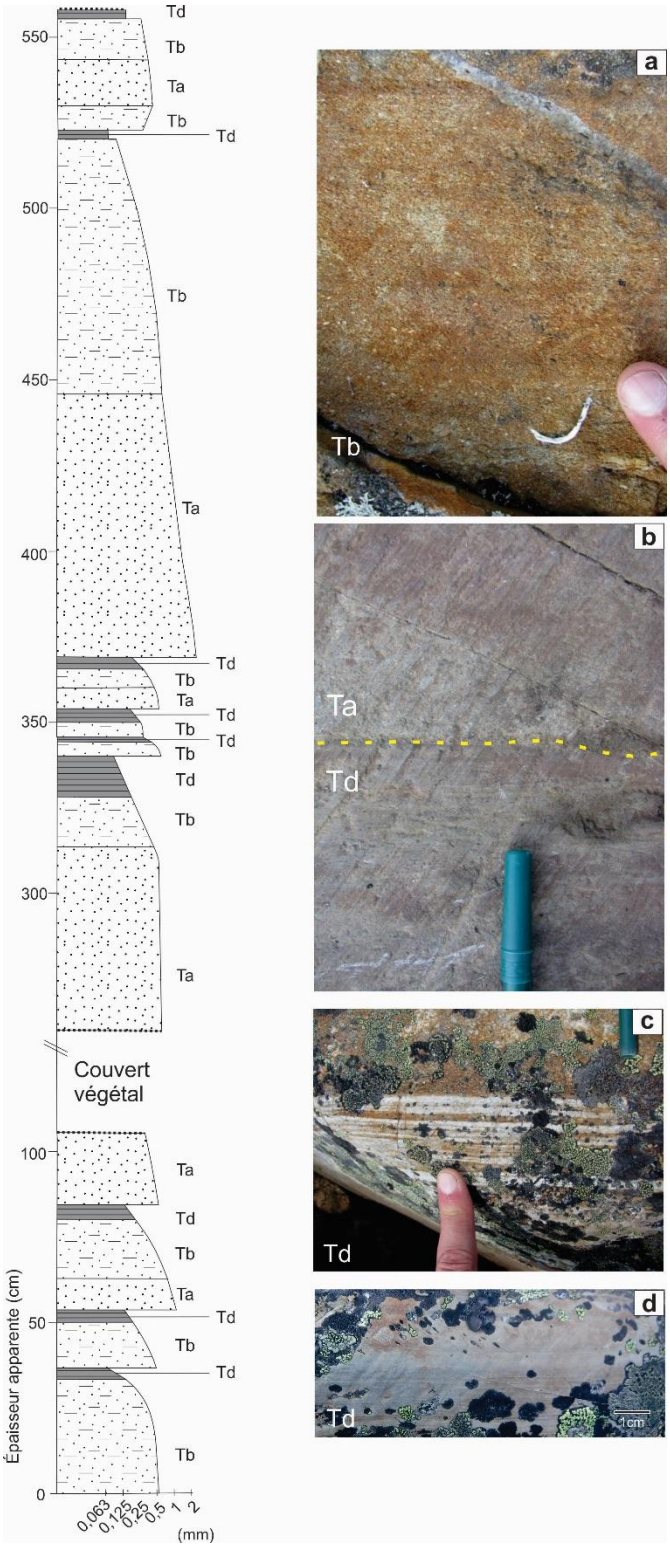


Figure 4.5 Coupe stratigraphique dans des dépôts volcanoclastiques turbiditiques à l'affleurement 19-MB-3118. Les divisions Ta, Tb et Td font référence à la séquence de Bouma. a) Tb, litage centimétrique, b) Contact net entre la division Td et Ta marquée par la ligne jaune en tiretée, c et d) Litage fin de la division Td.

Les laves ont une patine gris foncé et, en affleurement, ne semblent pas particulièrement affectées par la déformation. La roche est homogène, tout comme l'est la répartition des phénocristaux de clinopyroxène. L'épaisseur apparente des coulées massives varie entre 2 m (19-GL-2054) et 25 m (19-GM-5057). Les textures coussinées sont localement bien préservées entre la Faille Bergeron et la Faille Qiqaviq (Fig. 3.5). Les coussins mesurent 0,3 à 1 m et sont légèrement aplatis. Par endroits, des chambres de quartz sont préservées.

Au microscope, les phénocristaux d'augite représentent 10 à 20% de la roche et mesurent 1-5 mm (Figs. 4.7e-f). Ils sont automorphes ou subautomorphes, fracturés et ils présentent localement une zonation compositionnelle primaire. Certains échantillons montrent des cristaux d'augite ouralitisés avec des inclusions de carbonate, de sphène et d'épidote. Les phénocristaux de plagioclase représentent de 0 à 20% de la roche. Ils sont en baguettes de 1-3 mm et partiellement ou complètement altérés en mica blanc ± épidote. Localement, des amas d'amphibole ou de chlorite ± épidote sont décrits. Des amygdules (0-10%) sont constituées d'un assemblage de quartz et de carbonate. Elles sont variablement aplaties. Autour des phénocristaux, la matrice est homogène et composée, en proportion variable, de grains submillimétriques de plagioclase, d'épidote, de chlorite, d'actinote-trémolite, de mica blanc, de sphène, de quartz, de carbonate et de minéraux opaques.

4.2.2 Brèches de coulée

Au site de la géofiche 19-MB-3105, la roche de la partie nord-ouest de l'affleurement montre une structure bréchique (Fig. 4.6c). La brèche contient des fragments ovoïdes à texture porphyrique et amydgalaire. La taille des fragments varie de 1 à 3 cm entre lesquels on retrouve un matériel fin. La structure bréchique s'atténue graduellement vers le sud-est (Fig. 4.6b), passant progressivement d'une brèche in situ à une lave cohérente (Fig. 4.6a). Les fragments et la lave cohérente montrent environ 15% de pyroxène (1-4 mm), 5-10% de plagioclase (1 mm) et 0-30% d'amygdules.

La roche fragmentaire de cet affleurement est interprétée comme une brèche de coulée. Lors de sa mise en place dans un environnement sous-marin, la lave entre en contact avec l'eau de mer, ce qui provoque une fragmentation. Ce refroidissement rapide se traduit par la formation de hyaloclastite au sommet de la coulée.

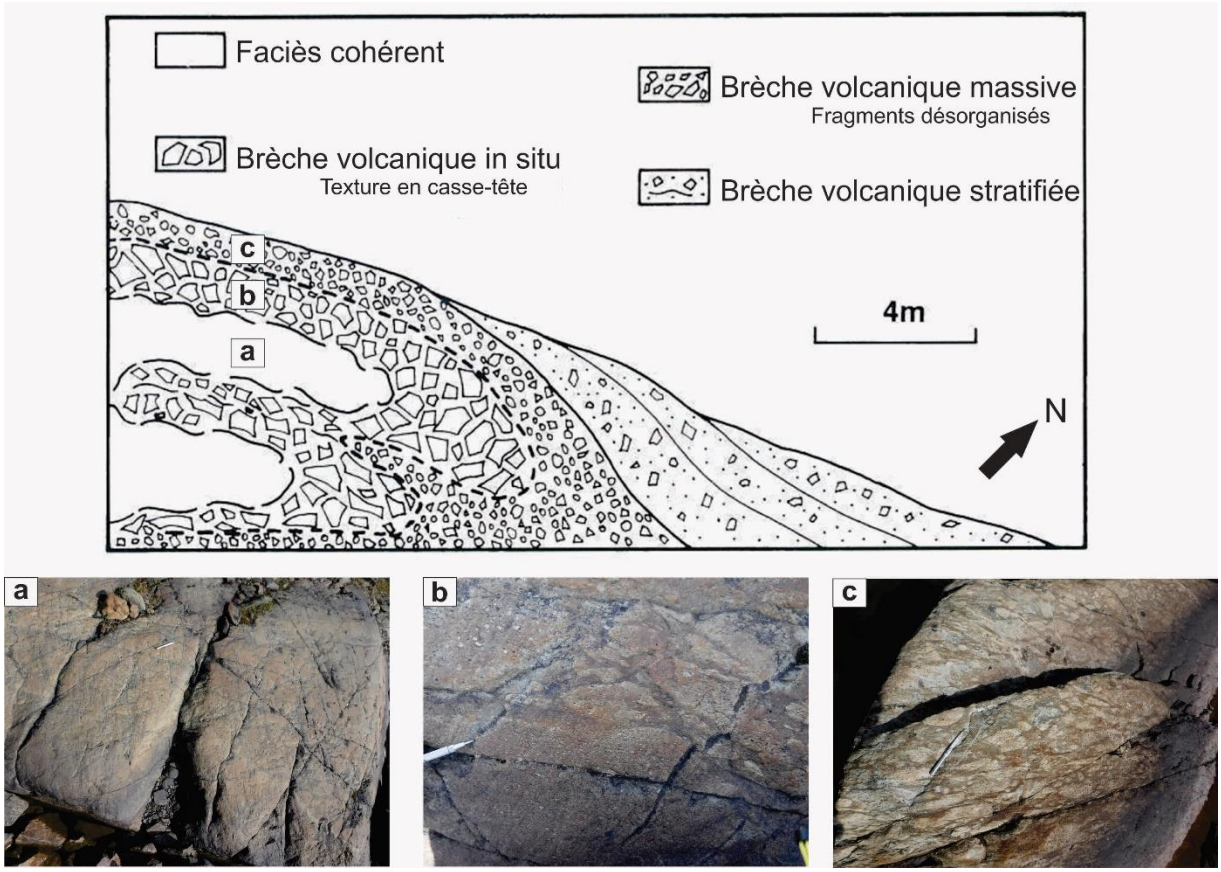


Figure 4.6 Schéma illustrant une brèche de coulée en section, modifiée de McPhie et al. (1993). a) Lave cohérente avec des fractures. b) Début de bréchification dans la lave. c) Brèche pleinement développée.

4.2.3 Roches volcanoclastiques litées

L'unité Pa10 comprend des tufs et des tufs à lapillis monogéniques (Figs. 4.8a, 4.8b). Les tufs et tufs à lapillis ont une patine d'altération beige et ils contiennent entre 5% et 50% de lapillis porphyriques (Figs. 4.8c, 4.8d). Ces derniers sont ovoïdes ou aplatis selon l'intensité de la déformation. Les lits de tufs à lapillis sont de puissance plurimétrique, si bien que les contacts avec les autres unités et la stratification primaire ne sont pas toujours visibles en affleurement. À la station 19-GM-5065, l'épaisseur apparente des roches volcanoclastiques est de 10 m et elles sont en contact avec le basalte porphyrique à pyroxène. À l'affleurement 19-BC-7025, même si le tuf à lapillis est d'une épaisseur apparente d'environ 50 m (affleurement discontinu), aucune stratification n'a été observée. Ceci pourrait s'expliquer par la mauvaise qualité des affleurements, par l'intensité de la déformation, ou encore par les caractéristiques intrinsèques des roches volcanoclastiques.

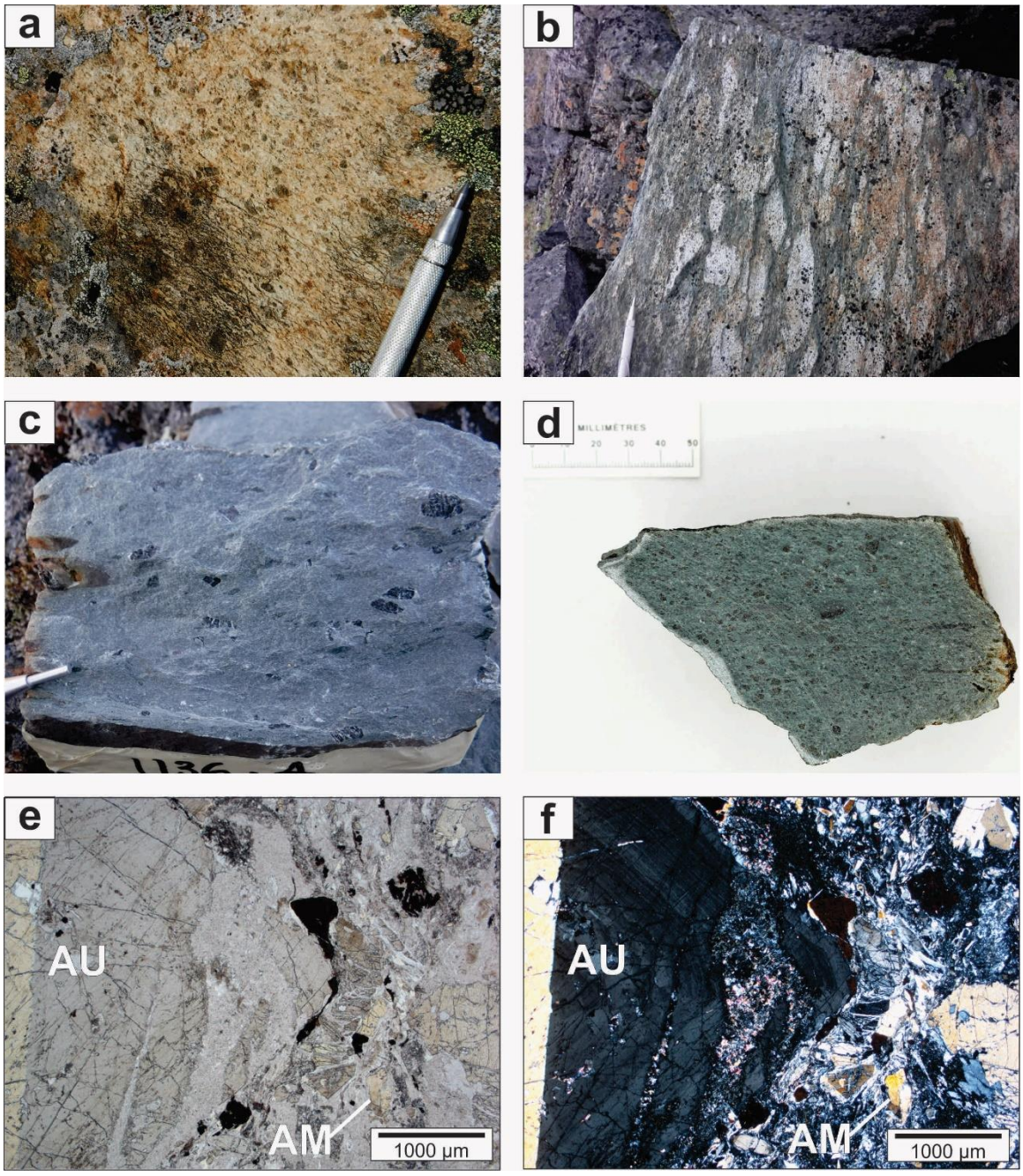


Figure 4.7 Laves de l'unité Pa10 du Groupe de Parent. a) Lave porphyrique en surface altérée (19-GM-5145). b) Brèche de coulée (19-MB-3043). c) Andésite porphyrique en cassure fraîche (19-CB-1136). d) Tranche d'échantillon mouillé de lave porphyrique (19-SL-4173). e) Microphotographie en lumière polarisée et non analysée d'un lave porphyrique (19-GL-2141). f) Microphotographie en lumière polarisée et analysée du même échantillon. AM = amphibole, AU = augite.

Localement, la stratification est marquée par la variation des proportions de lapillis et de leur taille. Par exemple, à l'affleurement 19-CB-1066, les photos montrent que certains niveaux sont moins riches en phénocristaux de pyroxène. En plus des fragments de

roches volcaniques porphyriques, la matrice peut également contenir des phénocristaux libres de clinopyroxène et de plagioclase (Fig. 4.7b). En tant que cristaux libres, les clinopyroxènes sont trapus et mesurent de 2 à 7 mm et peuvent représenter jusqu'à 20% de la lithologie. Les plagioclases sont également trapus et mesurent de 1 à 3 mm. Typiquement, la schistosité est mieux développée dans les roches volcanoclastiques que dans les laves. En effet, la matrice est généralement schisteuse. Lorsque la déformation est bien développée, les lapillis montrent un aplatissement dans le plan de schistosité.

Les lames minces ont surtout été faites dans la matrice entre les lapillis. Cette matrice est submillimétrique et est composée d'amphibole de type actinote-trémolite, de plagioclase et de chlorite. Des cristaux libres de plagioclase prismatiques sont répartis de façon hétérogène dans la matrice et représentent jusqu'à 5% de la roche. Un fragment de roche andésitique porphyrique contenu dans un tuf à lapillis a été observé en lame mince (Figs. 4.8d, 4.8e). La matrice du fragment est de composition semblable à la matrice de la roche volcanoclastique, mais légèrement plus grossière. Le fragment contient des phénocristaux d'amphiboles xénomorphes et prismatiques et de plagioclase également prismatiques. Les cristaux de plagioclase représentent jusqu'à 5% de ce fragment et mesurent 0,5 à 2 mm. Les amphiboles, quant à elles, mesurent 1 à 3 mm et représentent 3% du fragment.

4.3 Dacite (Pa11)

La dacite se localise dans la portion nord du Groupe de Parent (Fig. 3.4), dans la zone à plus haut grade métamorphique (allant jusqu'au faciès des amphibolites). La dacite est particulièrement bien exposée à l'affleurement 19-MB-3070. Elle se distingue des autres unités volcaniques par sa patine gris blanchâtre très clair et par sa granulométrie très fine à aphanitique (Fig. 4.9a). Aucune structure primaire telle que des laminations d'écoulement, des sphérulites ou des fragments n'a été observée dans la dacite. Elle contient de 0 à 25% de grenats de 5 à 10 mm (Fig. 4.9b). Ces derniers sont concentrés à proximité de zones plus grenues. Ces zones sont principalement composées de plagioclase blanc et d'environ 5 à 10% de hornblende en cristaux submillimétriques, qui marque la foliation (Fig. 4.9b). Les zones plus grenues sont d'épaisseur centimétrique à

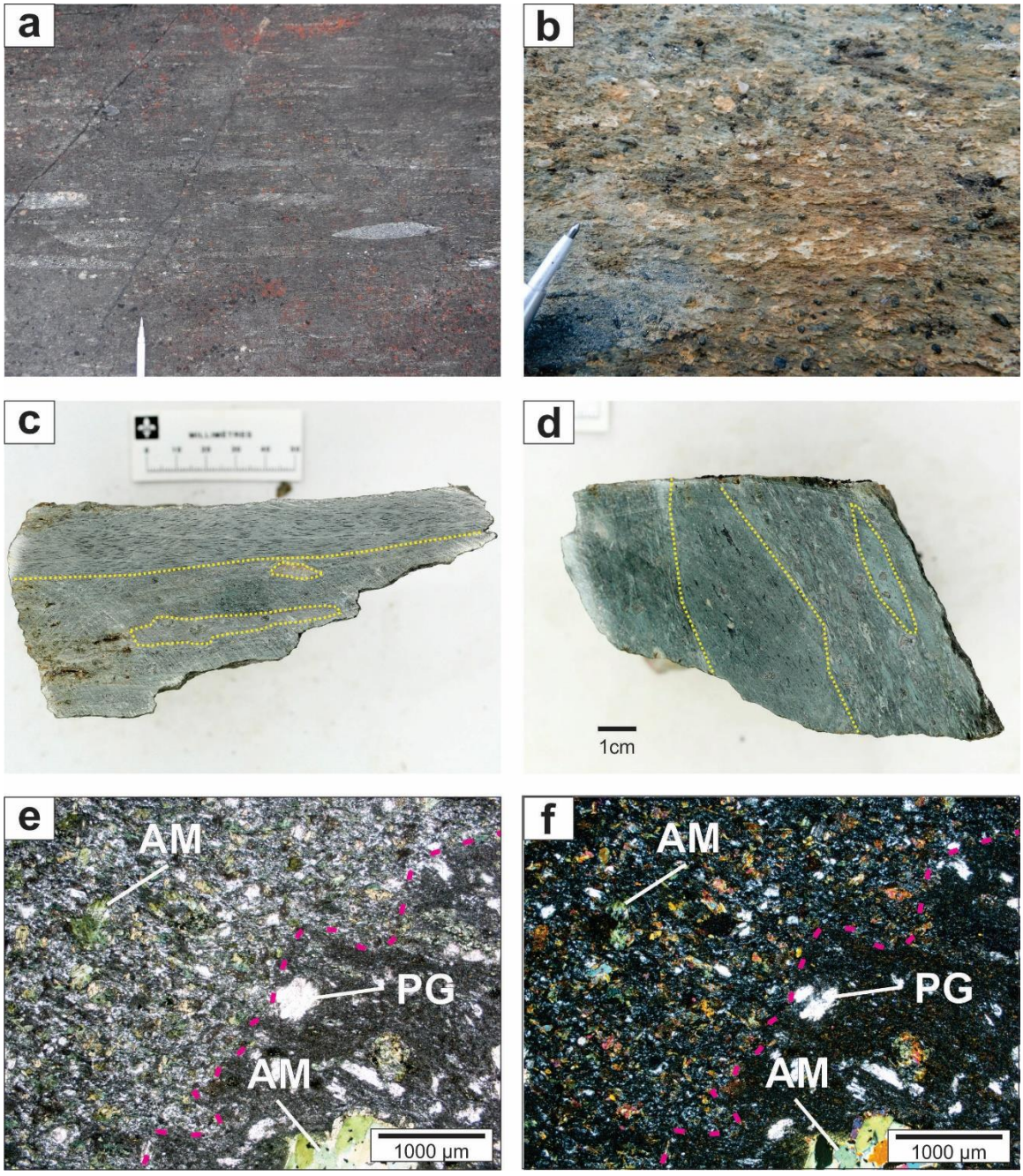


Figure 4.8 Roches volcanoclastiques de l'unité Pa10 du Groupe de Parent. a) Volcanoclastite en surface altérée (19-CB-1146). b) Cristaux libres dans le tuf (19-GM-5077). c) et d) Tranche mouillée d'échantillon, les lignes en tiretées jaunes soulignent le contour des fragments. e) Microphotographie et lumière polarisée et non analysée d'une volcanoclastite à phénocristaux de pyroxène en lame mince (19-MB-3044) ; la ligne en tiretée rose souligne la bordure du fragment en bas à gauche. f) Microphotographie en lumière polarisée et analysée du même échantillon. AM = amphibole, PG = plagioclase.

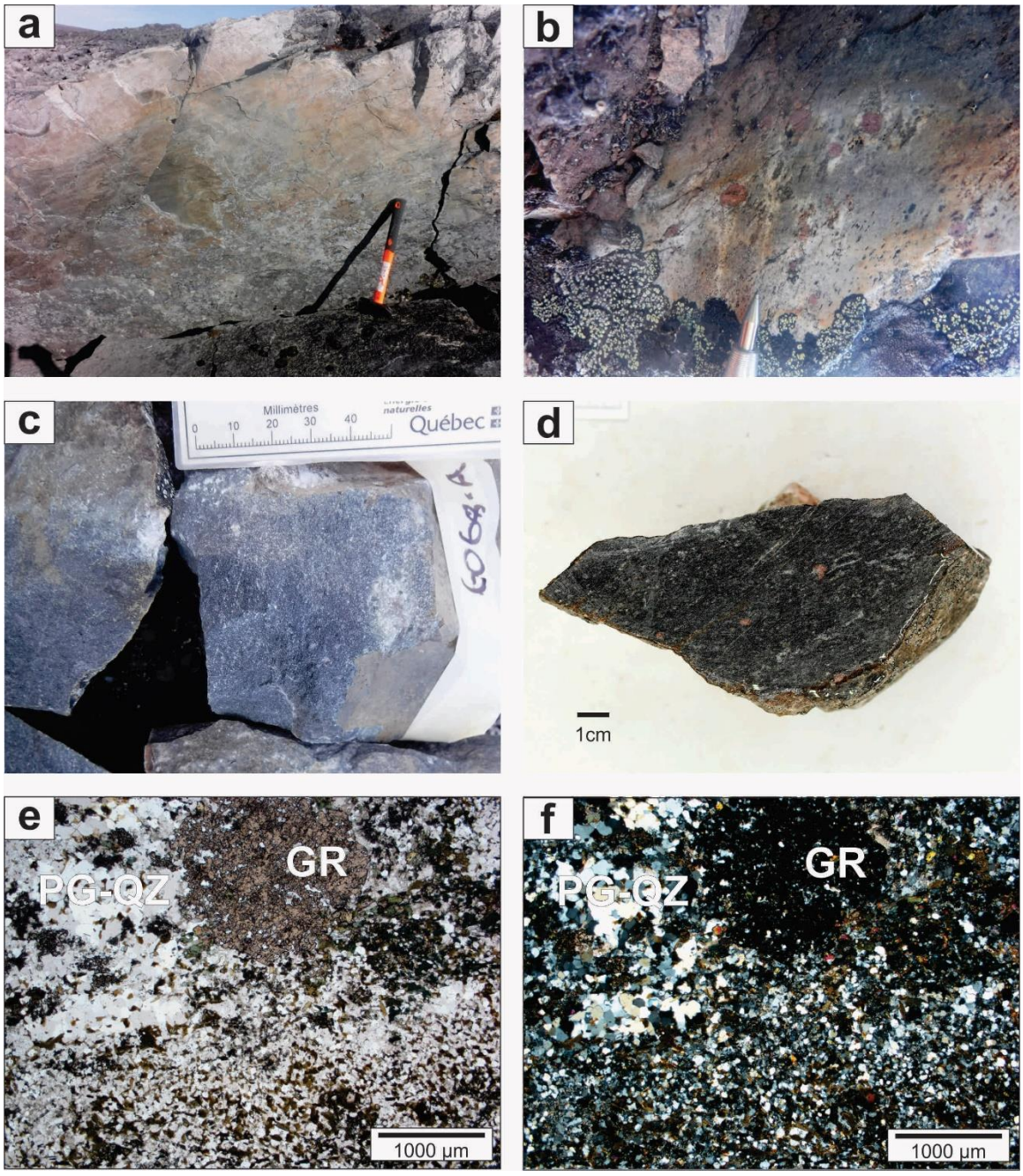


Figure 4.9 Laves de l'unité Pa11 du Groupe de Parent. a) Patine claire de la dacite (19-MB-3070). b) Grenats, plagioclase et hornblende dans la dacite (19-MB-3070). c) Dacite en cassure fraîche (19-SM-6068). d) Tranche de dacite mouillée (19-MB-3070). e) Microphotographie en lumière polarisée et non analysée de la dacite (9-CB-1076). f) Microphotographie en lumière polarisée et analysée du même échantillon. GR= grenat, PG = plagioclase, QZ = quartz.

décimétriques et sont distribuées de façon aléatoire. Elles peuvent avoir une forme arrondie ou allongée. Localement, elles semblent se comporter comme des injections. L'origine de la dacite n'est pas claire, mais la granulométrique fine semble indiquer une mise en place effusive sous-marine, suivie d'un métamorphisme. En cassure fraîche, la

roche est gris foncé (Fig. 4.9c, 4.9d). Au microscope, la dacite est composée d'un assemblage à quartz, plagioclase, biotite, hornblende, grenat, épidote, micas blancs, sphène, ± carbonate, apatite (Figs. 4.9e, 4.9f). La taille des minéraux varie de submillimétrique à environ 3 mm. Les biotites sont partiellement ou complètement chloritisées. Localement, les amphiboles sont pœcilitiques et mesurent 2 à 3 mm. Les cristaux de grenats, également pœcilitiques, représentent 1 à 3% de la roche et mesurent 2 à 3 mm. Les grains de quartz et de plagioclase montrent des jonctions triples qui semblent indiquer un processus de recristallisation à l'état statique.

4.4 Tufs à lapillis et à blocs polygéniques (Pa12)

Les roches volcanoclastiques polygéniques sont des tufs à lapillis et plus rarement des tufs à blocs qui contiennent des fragments de différentes natures. La majorité des fragments sont des roches volcaniques mafiques, aphyriques ou porphyriques à phénocristaux de pyroxène et, en proportion variable, de plagioclase, et respectivement semblables à ceux des unités Pa9 et Pa10. Des fragments felsiques aphanitiques (Fig. 4.10a) et des fragments felsiques grisâtres présents localement (19-MB-3119, 19-MB-3006, 19-SL-4195), mais ils ne sont pas caractéristiques de l'unité. Les lapillis et les blocs ont généralement une forme ellipsoïdale due à la déformation (Fig. 4.10b), mais ils sont localement peu déformés (Figs. 4.10c, 4.10d). Quelques affleurements sont décrits plus en détail à titre d'exemple.

À l'affleurement 19-MB-3042, le tuf à lapillis polygénique a une épaisseur pluri-métrique, est bien exposé et est typique de cette unité. Les fragments de 2 à 20 cm sont aplatis (5 pour 1) et représentent 90% de la composition contre 10% de matrice de cendres. Le tuf à lapillis contient principalement des fragments de roche volcanique porphyrique à phénocristaux de clinopyroxène, de roche volcanique à phénocristaux de plagioclase et de roche volcanique aphyrique mais amygdalaire.

À l'affleurement 19-MB-3118, le tuf à lapillis est bien exposé et très peu déformé. Il est constitué de deux principaux types de lapillis qui totalisent 30 à 40% de la roche contre 60 à 70% de matrice de tuf riche en plagioclase. Le premier type de lapilli est beige clair et aphanitique et le deuxième est gris verdâtre aphanitique. La majorité des lapillis (90%) sont de taille millimétrique (2-10 mm) tandis que 10% des lapillis sont de taille centimétrique. La taille des lapillis diminue progressivement vers le nord jusqu'à atteindre moins de 2 mm (tuf grossier). Les lapillis sont anguleux à sub-anguleux.

Les tufs à lapillis polygéniques contiennent également des fragments mafiques aphyriques de couleur noire ou grise, contenant de petits cristaux de plagioclase. Ces lapillis peuvent atteindre une taille de 5 cm. Aux affleurements 19-MB-3006 et 19-MB-3117, les fragments sont fortement aplatis (10 pour 1 selon les photos). La matrice est de couleur beige, sa granulométrie est fine à grossière et la schistosité est bien développée.

À l'affleurement 19-MB-3102, un tuf à lapillis polygénique peu déformé a été décrit en détail. La matrice est grossière et contient des cristaux libres de pyroxène de 2 à 5 mm (10-20%) et de plagioclase de 0,5 à 2 mm (3-5%). Le premier type de lapilli est aphyrique et mesure 1 à 4 cm. Le deuxième type de fragment est une roche porphyrique de taille variant de 2 à 5 cm (localement jusqu'à 15 cm). Ces fragments contiennent 15 à 20% de grains de plagioclase de 1 à 2 mm. Finalement, le troisième type de lapilli contient des phénocristaux de pyroxène de 2 à 5 mm. Ces fragments sont interprétés comme juvéniles, puisque leur composition est semblable à la matrice.

Une séquence de tuf à lapillis (50%), de tuf grossier riche en cristaux libres de pyroxène (50%) et de tuf fin (<1%) est décrite aux affleurements 19-MB-3102, 19-MB-3103 et 19-MB-3104. Cette séquence a été observée de façon discontinue sur 150 m. Certains lapillis sont anguleux et présentent une structure interne qui leur donne un aspect filamenteux (Figs. 4.11a, 4.11b). Ces lapillis représenteraient possiblement des ponces ou des scories écrasées. En effet, la structure interne des lapillis pourrait traduire la présence des vésicules aplaties pendant la déformation, ou encore pendant la diagénèse. L'aplatissement des vésicules est parallèle à la stratigraphie qui est elle-même subparallèle à la faible schistosité. Or les autres lapillis (non-vésiculaires) ne présentent pas de structure interne et donc ne semblent pas affectés par la schistosité, c'est pourquoi l'hypothèse de la diagénèse est plus probable. Les possibles ponces/scories contiennent des phénocristaux de pyroxène et sont de couleur vert pâle (Figs. 4.11a, 4.11b). Ces fragments sont interprétés comme étant juvéniles étant donné que le tuf à lapillis dans lequel ils sont contenus et le tuf grossier adjacent incluent également des cristaux libres de pyroxène. La présence possible de ponces/scories dans le tuf à lapillis est compatible avec une éruption explosive, ou avec la fragmentation d'un dôme. Il est possible de retrouver des ponces ou des scories dans différents types de dépôt, mais la forme anguleuse semble indiquer un faible transport.

Des rides de courant ont été décrites dans des turbidites au même affleurement (Fig. 4.11c), ce qui implique un environnement de déposition sous-marin.

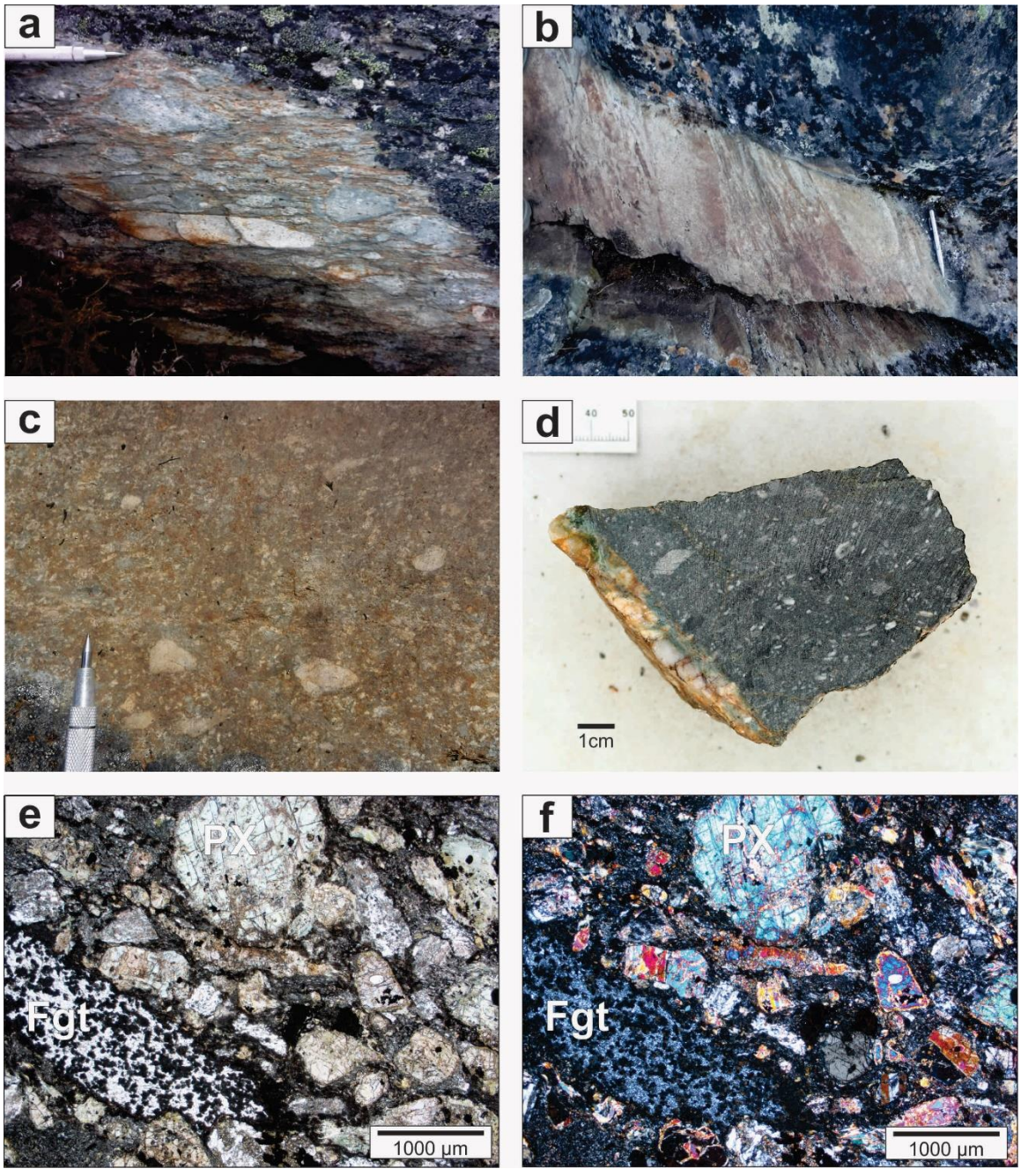


Figure 4.10 Volcanoclastites polygéniques de l'unité Pa12 du Groupe de Parent. a) Tuf à lapillis en surface altérée (19-MB-3042). b) Tuf à blocs en surface altérée (19-MB-3119). c) Tuf à lapillis avec cristaux libres (10-MB-3118). d) Tranche mouillée du même échantillon. e) Microphotographie en lumière polarisée et non analysée d'une volcanoclastite polygénique en (19-MB-3118-B), f) Microphotographie en lumière polarisée et analysée du même échantillon. Fgt = fragment.

Au microscope, la matrice des roches volcanoclastiques polygéniques est composée des minéraux suivants dans des proportions variables : plagioclase, micas blancs, chlorite, actinote, trémolite épidote, carbonate (Figs. 4.10e, 4.10f). Des cristaux libres d'augite représentent jusqu'à 10% de la roche, mesurent environ 1 mm et sont automorphes à subautomorphes. Les augites sont partiellement ouralitisées ou remplacées par un assemblage d'actinote, de chlorite, de plagioclase, de quartz et de carbonate, au cœur duquel le pyroxène est préservé. Des baguettes de plagioclase représentent environ 5% de la roche et mesurent moins de 1 mm. Un fragment lithique ovoïde est observé dans un échantillon et contient des amas aplatis de plagioclase, entourés d'une matrice composée de mica blanc, de carbonate et d'épidote. Ce fragment mesure environ 3 mm.

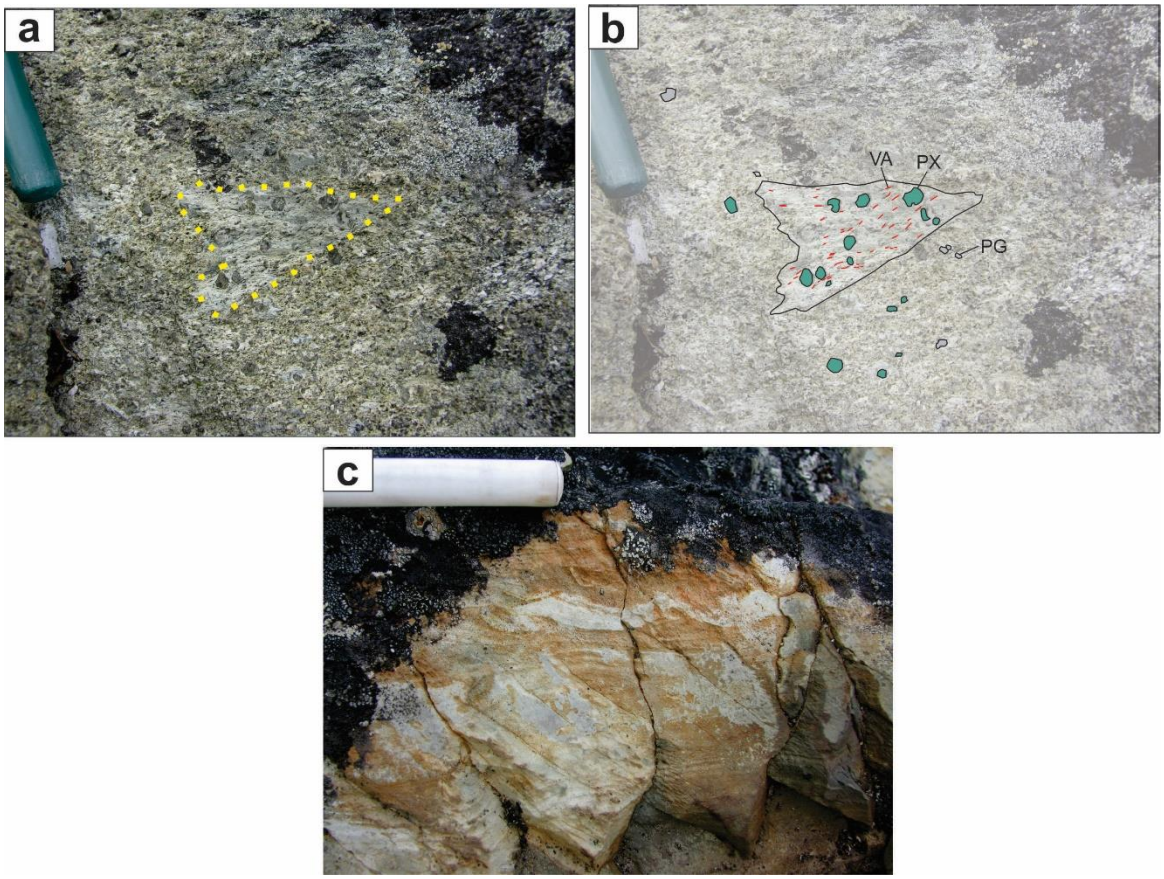


Figure 4.11 Structure primaire du tuf et du tuf à lapillis, unité Pa12, affleurement 19-MB-3102. a et b) Photo et croquis d'un fragment anguleux de possible ponce à phénocristaux de pyroxène. c) Ride de courant dans une turbidite (19-MB-3103). PX = pyroxène, PG = plagioclase, VA = vésicule aplatie.

4.5 Filon-couche de gabbro synvolcanique (Pa13)

Des filons-couches de gabbro se sont mis en place dans la séquence volcanique. Ils sont plus grenus, plus compétents, et semblent moins fracturés que les laves encaissantes (Fig. 4.12a). Aussi, ils sont généralement en relief positif par rapport aux laves. Leur épaisseur n'est pas toujours suffisante pour qu'ils puissent être représentés en carte, qui, alors, ne reflète pas la proportion réelle de cette unité.

Dans le secteur sud du Groupe de Parent, les filons-couches gabbroïques sont présents entre les failles Bergeron et Mivvik (Fig. 3.5). Les filons-couches ont été observés en contact abrupt avec des basaltes en coussin, ce qui a permis de déterminer qu'ils sont effectivement parallèles à la stratigraphie (Fig. 4.12a). Les gabbros varient en épaisseur apparente de quelques mètres à 50 m, en granulométrie de fine à grossière, et en teinte de mésocrate à mélanocrate (Fig. 4.12b). Contrairement aux laves massives (et possibles intrusions) de l'unité Pa10, les gabbros de l'unité Pa13 sont équigranulaires.

Plus au nord, à l'ouest de la dacite, des filons-couches ont été interprétés à l'aide de la géophysique. En effet, des anomalies magnétiques positives sont présentes sur le levé magnétique, alors que les lithologies en surface ne sont pas magnétiques. Comme les anomalies sont parallèles aux contacts des unités volcaniques et qu'elles se trouvent géographiquement au sein de la séquence volcanique, les polygones les englobant en carte ont été assignés au Groupe de Parent. Ces anomalies ont été interprétées comme des filons-couches magnétiques, mais la signification géologique de ces anomalies pourrait être toute autre. Il pourrait par exemple s'agir d'intrusions profondes.

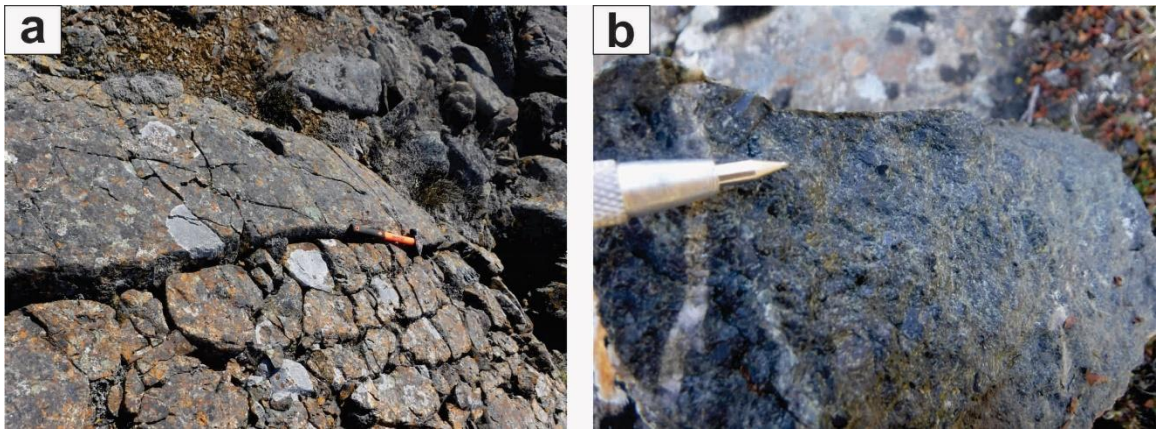


Figure 4.12 a) Filon-couche de gabbro (en haut du marteau) en contact net avec des basaltes coussinés (en bas; 19-MB-3109), b) Gabbro grenu en cassure fraîche (19-MB-3113).

4.6 Mudstone à pyrrhotite, formation de fer et chert (Pa14)

Cette unité sédimentaire regroupe quatre niveaux repères orientés est-ouest dans le feuillet 35G11. Même si l'unité affleure peu en surface, elle est particulièrement visible sur les cartes géophysiques par sa signature caractéristique définie par de fortes anomalies linéaires magnétiques et conductrices (Figs. 3.2 et 3.3).

Les deux premiers niveaux sont situés entre les failles Bergeron et Mivvik et sont affectés par le plissement (Fig. 4.2). Ces deux niveaux sont composés de mudstone à pyrrhotite et de quantités mineures de chert. Le mudstone à pyrrhotite (Figs. 4.13a, 4.13b) est schisteux et de couleur rouille en surface altérée. En cassure fraîche, on remarque particulièrement l'éclat métallique des sulfures, principalement la pyrrhotite, qui composent jusqu'à 40% de la roche (Fig. 4.13b). Un litage est également décrit par endroits et marqué en particulier par une variation de la proportion en pyrrhotite (Fig. 4.13a). Le mudstone à pyrrhotite a une épaisseur apparente variant de 0,5 à 50 m et est en contact avec des roches volcaniques. De minces niveaux de chert, aux lamines millimétriques, ont également été décrits et leur puissance n'excède pas 10 cm (Fig. 4.13c).

Le troisième niveau repère est situé au sud de la Suite de Sanimuapik (pPsak) environ au centre du feuillet 35G11 (Fig. 4.2). Un chert à pyrrhotite a été décrit à l'affleurement 19-GM-5062. Le niveau de chert à pyrrhotite est de couleur rouille et varie en épaisseur de 50 cm à 1 m. Il est à grains très fins et présente des laminations. Historiquement, cet horizon a fait l'objet d'exploration pour les sulfures massifs volcanogènes. Les analyses d'échantillons prélevés en surface montrent des valeurs de 1,36% Cu, 3,55% Zn, 1,16 g/t Au (Dombrowski et Desbiens, 2017). En forage, des minéralisations en Au ont également été rapportées et présentent jusqu'à 3,08 g/t Au (Dombrowski et Desbiens, 2017). À proximité de la Faille Qiqavik, un dyke plurimétrique de roche ultramafique altérée est fortement magnétique (19-MB-3091). Ainsi, la continuité du chert à pyrrhotite, décrit à l'affleurement 19-GM-5062, est mal connue (l'anomalie géophysique pourrait avoir des causes multiples). Cependant, à environ 12 km à l'ouest-sud-ouest (voir l'étoile rouge de la Figure 4.2), un niveau minéralisé a été décrit en forage et pourrait représenter la continuité de l'horizon de mudstone à pyrrhotite (Figs. 4.13d, 4.13e). Les sulfures contenus dans le mudstone sont la pyrite, la pyrrhotite ± chalcopyrite et ils sont associés à trois phases. La première phase est considérée comme primaire et se traduit par la présence de sulfures très fins, concentrés dans certains niveaux du mudstone.

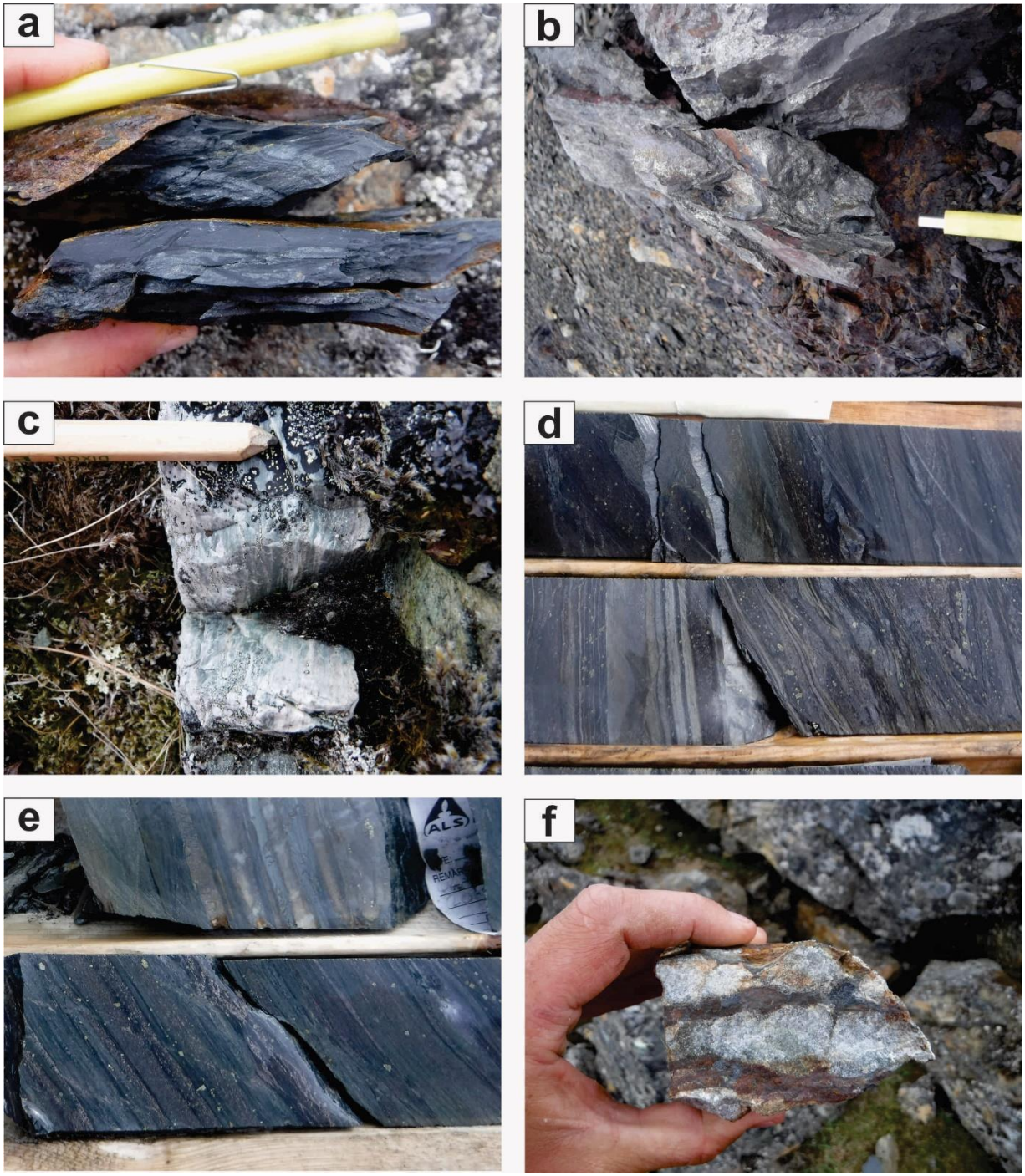


Figure 4.13 Unité Pa14 du Groupe de Parent. a) Mudstone à pyrrhotite (19-MB-3108). b) Sulfure semi-massif à pyrrhotite (19-MB-3107). c) Horizon de chert finement lité en contact avec un basalte (19-SL-4064). d et e) Mudstone à pyrrhotite observé en forage (QK-18-008; 21,52 m-45 m). f) Formation de fer au faciès des oxydes (19-SL-4106).

La deuxième phase est présente dans des veinules de quartz-carbonate qui recoupent le litage primaire et la troisième s'exprime par la présence de pyrite idiomorphe tardive.

Finalement, le dernier niveau repère se situe dans la portion nord du Groupe de Parent au sud-ouest de la dacite (Fig. 4.2). Cette unité est composée de formation de fer au faciès des oxydes et est particulièrement bien exposée à l'affleurement 19-SL-4106 (Fig. 4.13f). En surface altérée et en cassure fraîche, les niveaux à oxydes sont gris foncé et magnétiques. La couleur rouille, observée dans certains niveaux, est due à la présence d'environ 1% de pyrite. Ces niveaux rouillés sont interlités avec des lits quartzeux recristallisés ainsi que des lits de mudstone à grenats. Le litage est d'épaisseur centimétrique à décimétrique et l'épaisseur de la formation de fer varie de 1 à 50 cm. Certains horizons au sein de la séquence contiennent jusqu'à 1% de grains de pyrite finement disséminés.

5. LITHOGEOCHIMIE DU GROUPE DE PARENT

Les analyses géochimiques du Groupe de Parent incluent les analyses conventionnelles sur les roches entières (Fig. 5.1) et pXRF (Fig. 5.2). L'utilisation du pXRF a permis d'augmenter le nombre d'analyses géochimique de façon générale, mais aussi de couvrir des secteurs où il y avait peu d'analyses conventionnelles. Les résultats des analyses pXRF étaient également disponibles directement sur le terrain, contrairement aux analyses conventionnelles qui sont accessibles seulement plusieurs mois après la fin de la campagne.

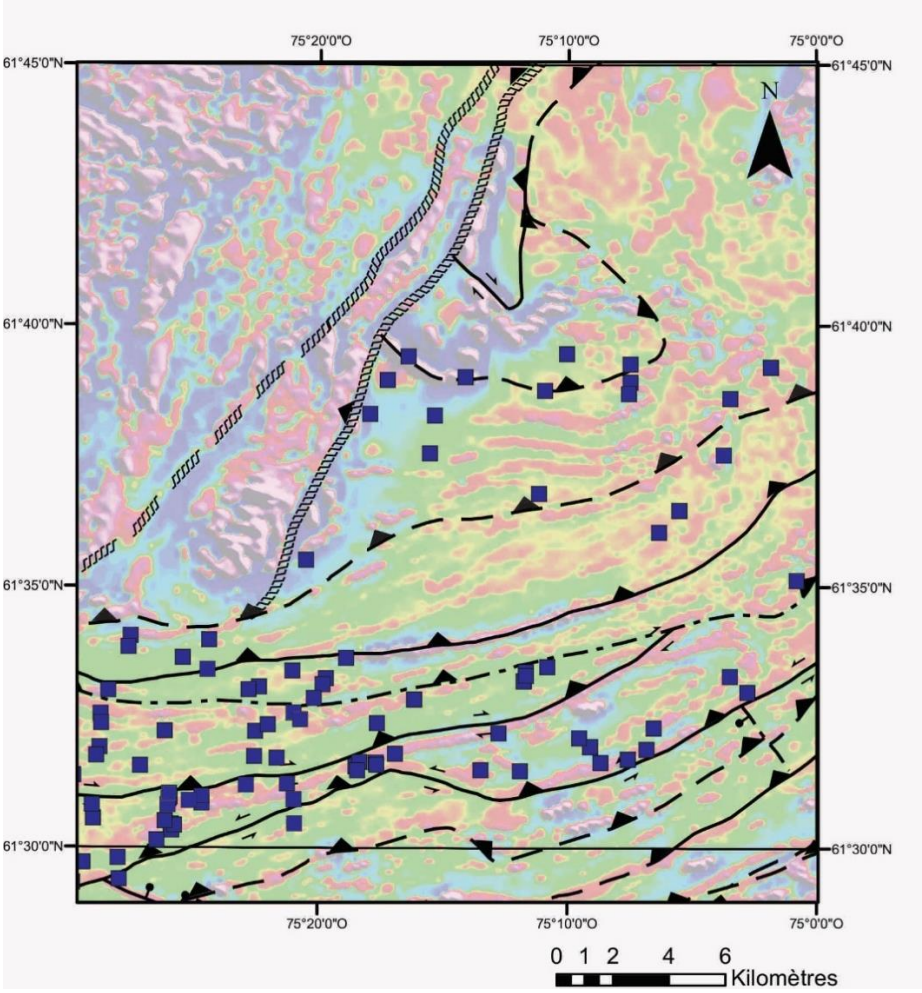


Figure 5.1 Répartition des analyses géochimiques conventionnelles (n=126) du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 et l'extrême nord du feuillet 35G06, sur la carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel.

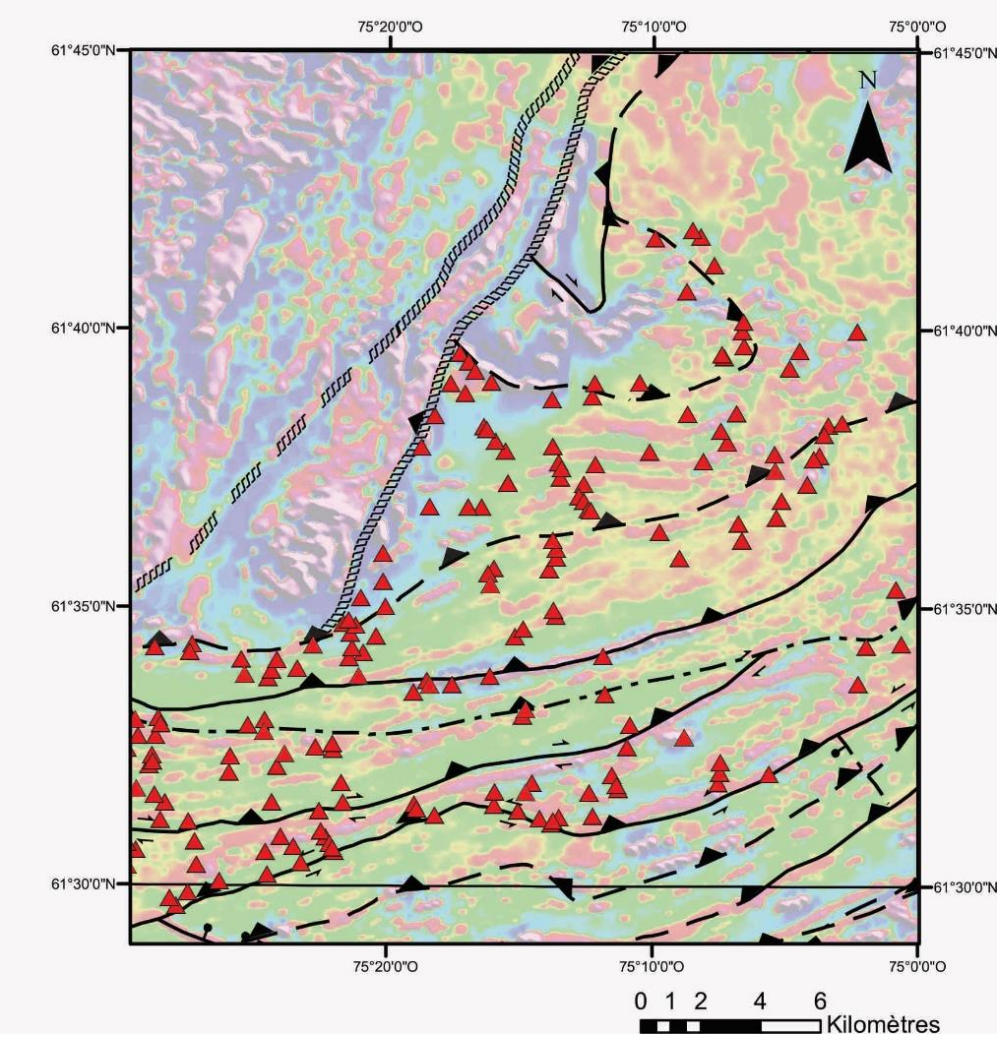


Figure 5.2 Répartition des analyses pXRF (n=259) du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 et l'extrême nord du feuillet 35G06, sur la carte du gradient vertical du champ magnétique résiduel.

Les laves et roches volcanoclastiques monogéniques du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 ont été séparées en deux grandes unités stratigraphiques sur la base des phénocristaux (Pa9 aphyrique; Pa10 porphyrique), telles que décrites précédemment. Dans le présent chapitre, en utilisant d'abord la géochimie conventionnelle, ces unités sont chacune divisées en trois sous-groupes géochimiques, principalement en fonction de leur degré de différenciation (Winchester et Floyd, 1977), de leur affinité magmatique (Ross et Bédard, 2009) et de leur patron d'éléments en traces étendu. Les analyses pXRF ont ensuite été attribuées aux sous-groupes géochimiques, ce qui a permis de former des unités géologiques pouvant être distinguées et cartographiées à diverses échelles. La signature géochimique des dacites est également décrite.

5.1 Laves et volcanoclastites monogéniques aphyriques

5.1.1 Basalte tholéiitique (Pa9a)

Les échantillons composant le sous-groupe tholéiitique se répartissent tous dans le champ des basaltes ou à proximité dans les diagrammes de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 5.3a, 5.3b). Leur affinité magmatique est tholéiitique, comme le montrent les diagrammes de Barrett et MacLean (1999) et de Ross et Bédard (2009) (Figs. 5.3c, 5.3d). Leur profil multiélémentaire est généralement lisse (Fig. 5.4a). La pente est légèrement positive, avec de faibles valeurs de Th, rappelant les basaltes de dorsales médio-océaniques normaux (N-MORB) modernes (Fig. 6.3a). Notons que certaines valeurs de Th, Nb et Ta sont sous de la limite de détection et n'ont pas été utilisées. Les ratios Al/Zr et Ti/Zr sont élevés à cause de concentrations faibles en Zr (22-43 ppm) (Fig. 5.3e). Les basaltes tholéiitiques aphyriques se distribuent presque exclusivement dans le champ MORB sur le diagramme d'Agrawal et al. (2008) (Fig. 5.3f).

5.1.2 Basalte tholéiitique à transitionnel (Pa9b)

Les échantillons de ce sous-groupe se répartissent dans le champ des basaltes ou des andésites/basaltes des diagrammes de Winchester et Floyd (1977). Leur affinité magmatique est tholéiitique à transitionnelle sur le diagramme de Ross et Bédard (2009). Leur profil multiélémentaire présente une faible pente négative, ainsi que des variations dans les concentrations en Th, Nb-Ta, et Ti (Fig. 5.4a). Ces profils ressemblent à ceux des basaltes de dorsales médio-océaniques enrichis (E-MORBs) modernes. Ce sous-groupe avait d'abord été séparé en deux ensembles selon leur signature géochimique. Le premier présentait une anomalie négative en Nb, une faible anomalie négative en Ti et les analyses tombaient dans le champ des basaltes d'arc insulaire (IAB) sur le diagramme d'Agrawal (2008) (Fig. 5.3f). Le deuxième ensemble ne présentait pas d'anomalie caractéristique en Nb et les échantillons se distribuaient dans le champ MORB. Cependant, puisque les deux ensembles étaient assez similaires et qu'ils sont géographiquement associés, ils ont été fusionnés afin de faciliter l'interprétation géologique (c.-à-d. la compilation de la carte).

5.1.3 Basalte transitionnel à calco-alcalin (Pa9c)

Dans le diagramme de Winchester et Floyd (1977) qui fait intervenir la silice, les échantillons de ce sous-groupe se répartissent principalement dans le champ des basaltes, à l'exception de quelques échantillons plus riches en SiO_2. Or, dans le

digramme Zr/TiO_2 versus Nb/Y de Winchester et Floyd (1977), presque tous les échantillons se situent dans le champ des basaltes. Cette différence pourrait s'expliquer par la mobilité des éléments majeurs, c'est pourquoi tous les échantillons ont été

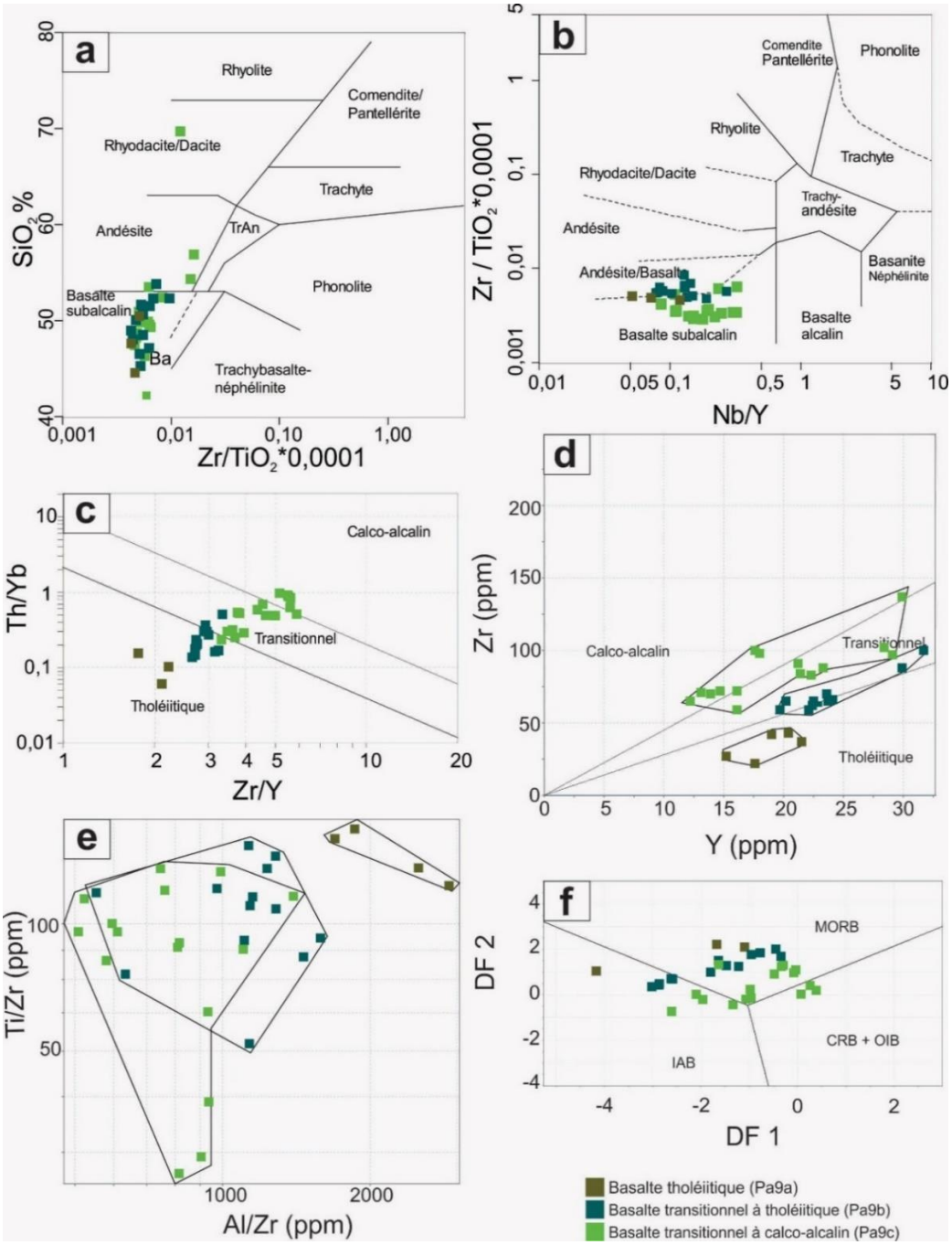


Figure 5.3 Diagrammes géochimiques des unités aphyriques Pa9a-b-c du Groupe de Parent. a et b) Winchester et Floyd (1977), c) Ross et Bédard (2009), d) Barrett et Maclean (1999), e) Al/Zr-Ti/Zr, f) Agrawal et al. (2008). Seules les données de géochimie conventionnelle sont illustrées ici.

identifiés comme étant des basaltes. L'affinité géochimique est transitionnelle à calco-alcaline. Les profils multiélémentaires présentent une pente négative avec des anomalies négatives en Nb et Ti qui varient de nulles à fortes (Fig. 5.4b). Ces profils rappellent la signature les E-MORBs modernes. Les échantillons chevauchent les champs MORB et IAB sur le diagramme d'Agrawal (2008) (Fig. 5.3f). Dans les unités Pa9b et Pa9c, les ratios Al/Zr et Ti/Zr sont plus faibles que dans l'unité Pa9a (Fig. 5.3e).

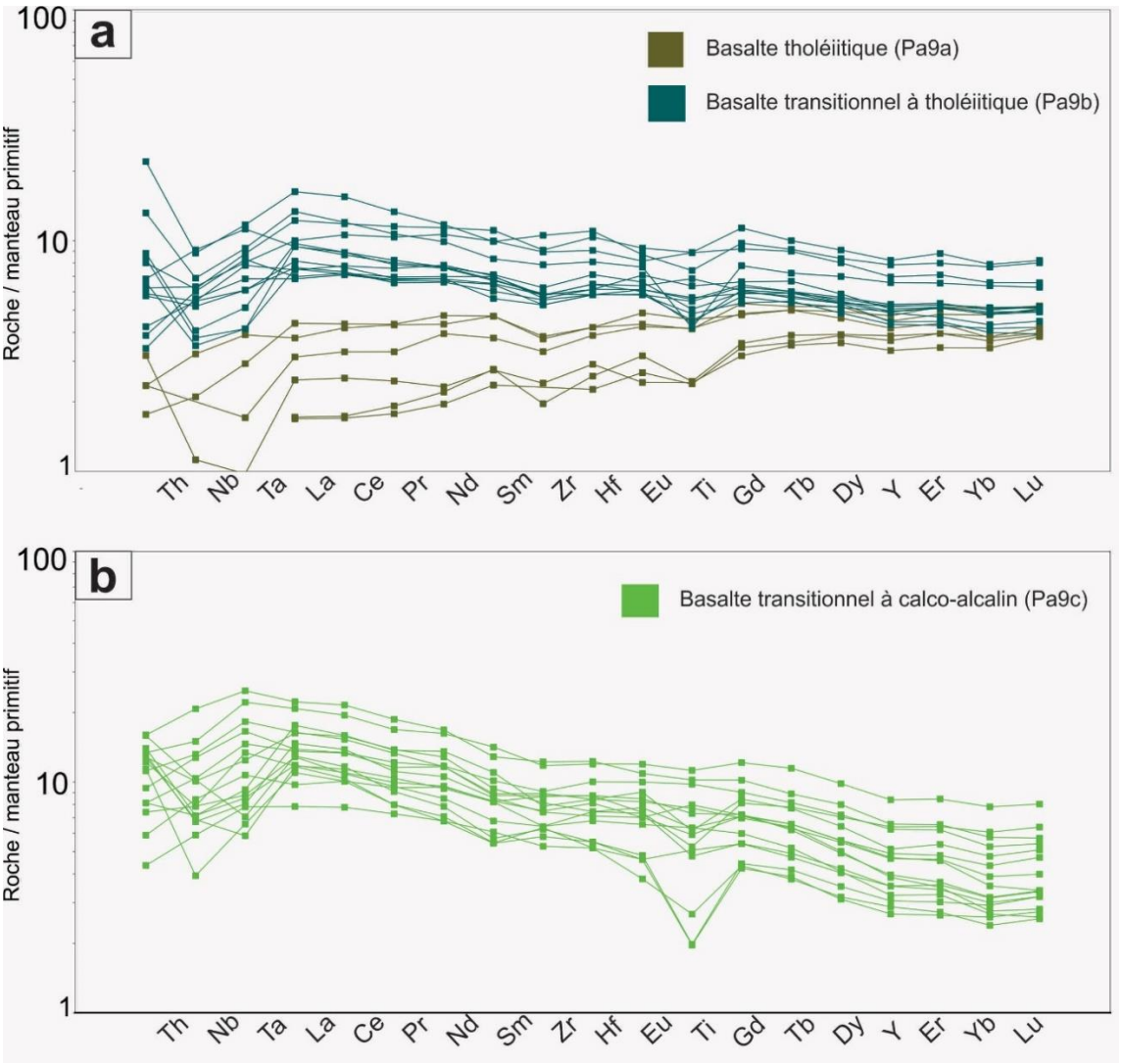


Figure 5.4 Diagrammes multiélémentaires des unités aphyriques du Groupe de Parent (seules les données de géochimie conventionnelle sont illustrées ici). a) Pa9a-b, b) Pa9c.

5.2 Laves et volcanoclastites monogéniques porphyriques (Pa10)

5.2.1 Basalte tholéiitique (Pa10a)

Les échantillons qui constituent ce sous-groupe se distribuent dans le champ des basaltes des diagrammes de Winchester et Floyd (1977) (Fig. 5.5a, 5.5b). Leur affinité est franchement tholéiitique (Figs. 5.5c, 5.5d) et leur profil multiélémentaire est plat avec de faibles valeurs de Th (Fig. 5.6a), rappelant les caractéristiques des profils de N-MORB modernes (Fig. 5.3c). Dans le diagramme d'environnement tectonique (Agrawal et al., 2008), les échantillons sont distincts des autres sous-groupes et se répartissent dans le champ MORB.

5.2.2 Basalte transitionnel, concentration faible de Zr (Pa10b)

Le basalte à concentration faible de Zr est d'affinité principalement transitionnelle, parfois tholéiitique, sur le diagramme de Ross et Bédard (2009). En termes de composition, les échantillons de ce sous-groupe se distribuent majoritairement dans le champ des basaltes, mais s'étendent aussi vers les champs des andésites/andésites basaltiques ou des andésites/basaltes. Leurs profils multiélémentaires sont plus pentés que ceux du basalte tholéiitique et sont caractérisés par de fortes anomalies négatives en Nb, Ta, Zr, et Hf, avec des anomalies variables en Ti (Fig. 5.6b). Les anomalies négatives en Nb-Ta et Ti sont typiques des roches d'arcs modernes (Jenner, 1996). Les valeurs de Th normalisées au manteau primitif sont typiquement inférieures à 10. Dans le diagramme d'environnement tectonique d'Agrawal (2008) (Fig. 5.9f), les échantillons sont situés à la limite MORB-IAB.

5.2.3 Basalte et andésite transitionnels à calco-alcalins, concentration élevée de Zr (Pa10c)

Les basaltes et les andésites à concentration élevée de Zr sont d'affinité transitionnelle à calco-alcaline. Les échantillons de cette unité se répartissent dans les champs des basaltes, des andésites/basaltes et des andésites des diagrammes de Winchester et Floyd (1977). Parmi les grandes unités de laves et de roches volcanoclastiques monogéniques, il s'agit donc de la seule à contenir une proportion significative d'andésites. Ces roches se distinguent de l'unité Pa10b par leurs profils multiélémentaires à la pente plus forte, leurs valeurs plus élevées en Th, et l'absence d'anomalies négatives en Zr et Hf (Fig. 5.6c). Cependant, leurs profils présentent des

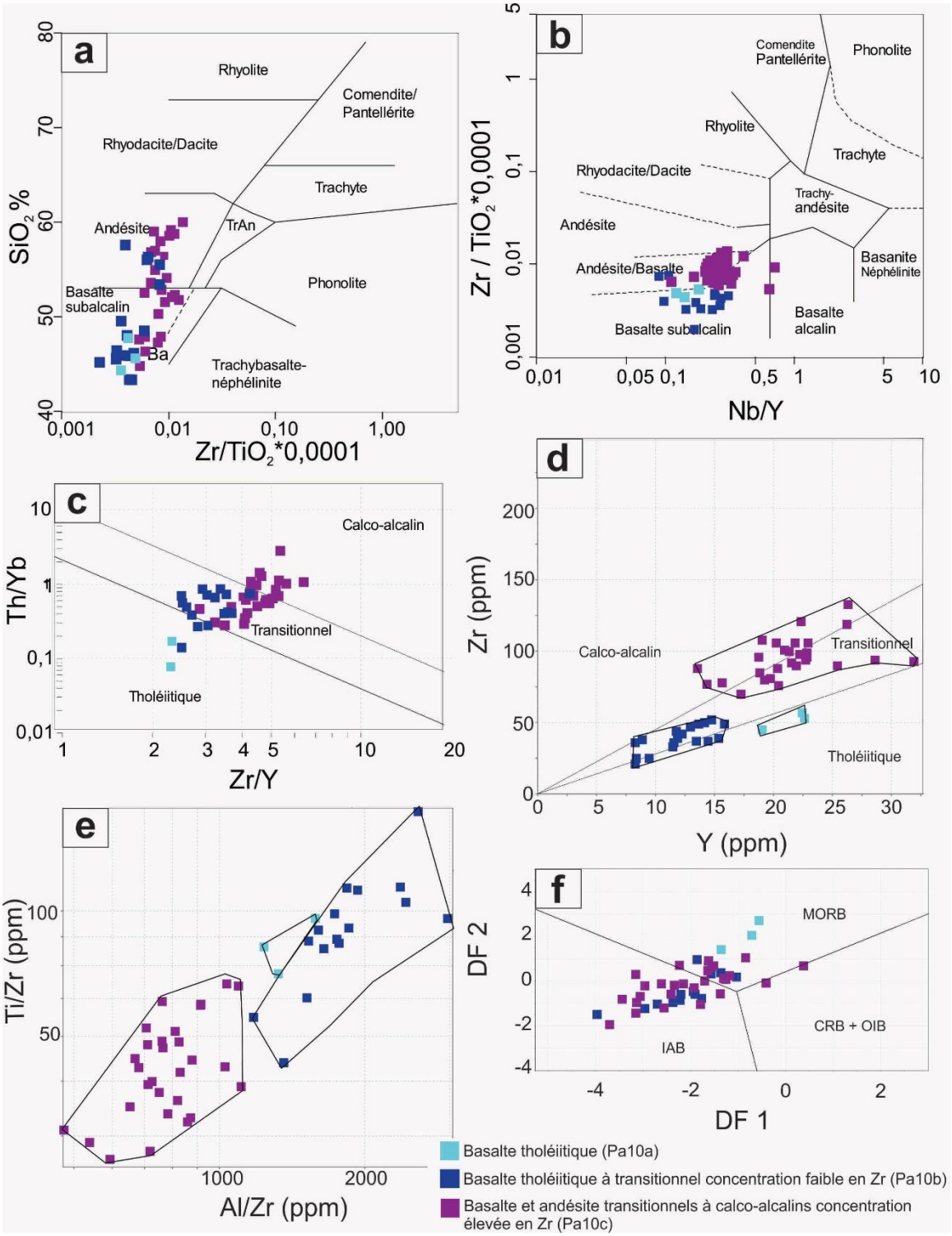


Figure 5.5 Diagrammes géochimiques des unités porphyriques Pa10a-b-c du Groupe de Parent. a) et b) Winchester et Floyd (1977), c) Ross et Bédard (2009), d) Barrett et Maclean (1999), e) Al/Zr-Ti/Zr, f) Agrawal et al. (2008). Seules les données de géochimie conventionnelle sont illustrées ici.

anomalies négatives en Nb, Ta et Ti, rappelant les arcs modernes. Dans le diagramme d'environnement tectonique (Agrawal, 2008), les échantillons se situent entre les champs MORB et IAB (Fig. 5.5f).

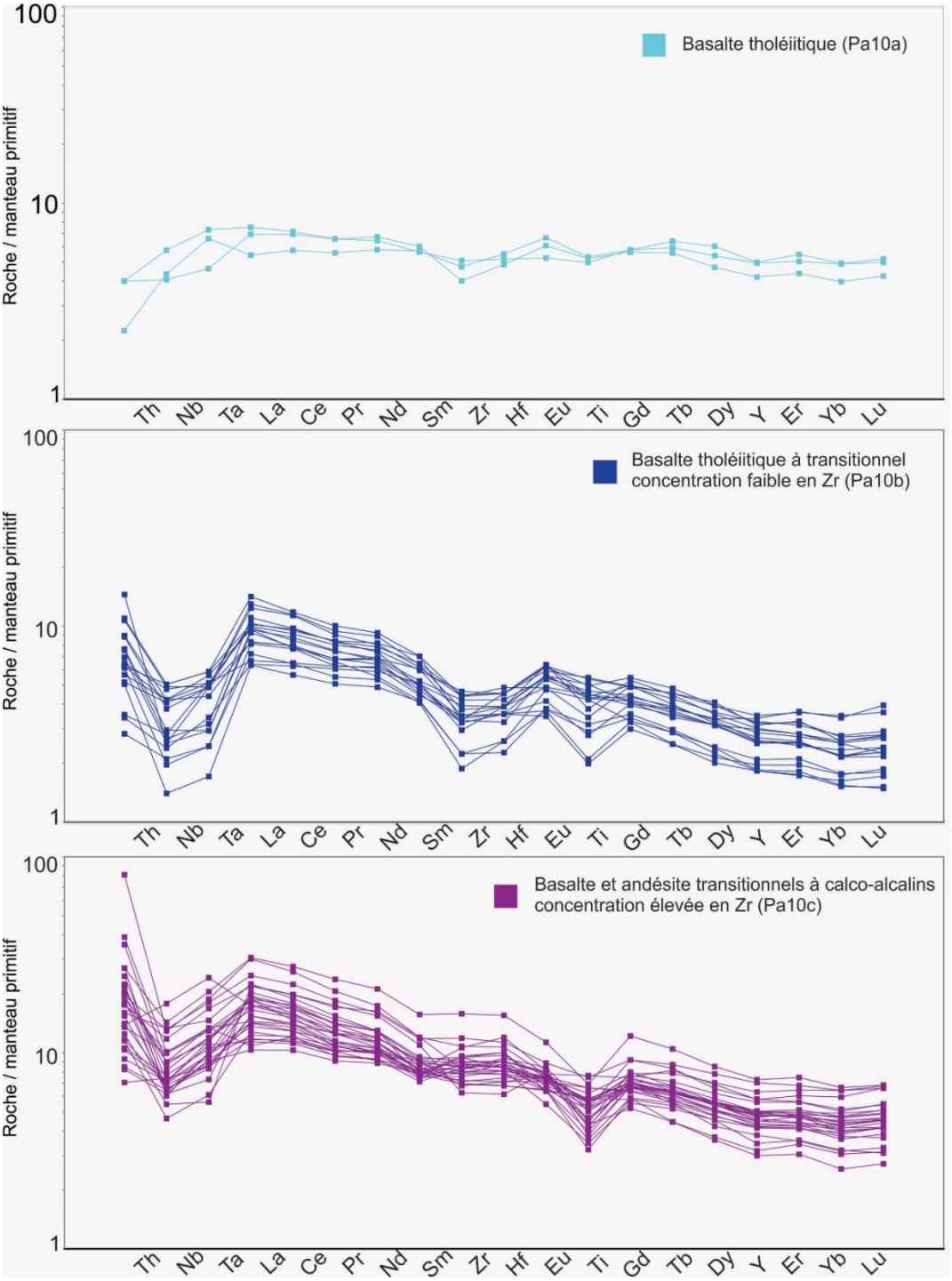


Figure 5.6 Diagrammes multiélémentaires des unités porphyriques Pa10a-b-c. Seules les données de géochimie conventionnelle sont illustrées ici.

5.3 Dacite (Pa11)

Les analyses des échantillons de dacite se distribuent principalement dans le champ des rhyodacites/dacites des diagrammes de composition de Winchester et Floyd (1977), mais quelques-unes sont situées dans le champ des andésites (Fig. 5.7a et b). L'unité Pa11 est d'affinité transitionnelle à calco-alcaline (Fig. 5.7c). Sur le diagramme multiélémentaire, les profils présentent des pentes raides et de fortes anomalies négatives en Nb et Ti (Fig. 5.8).

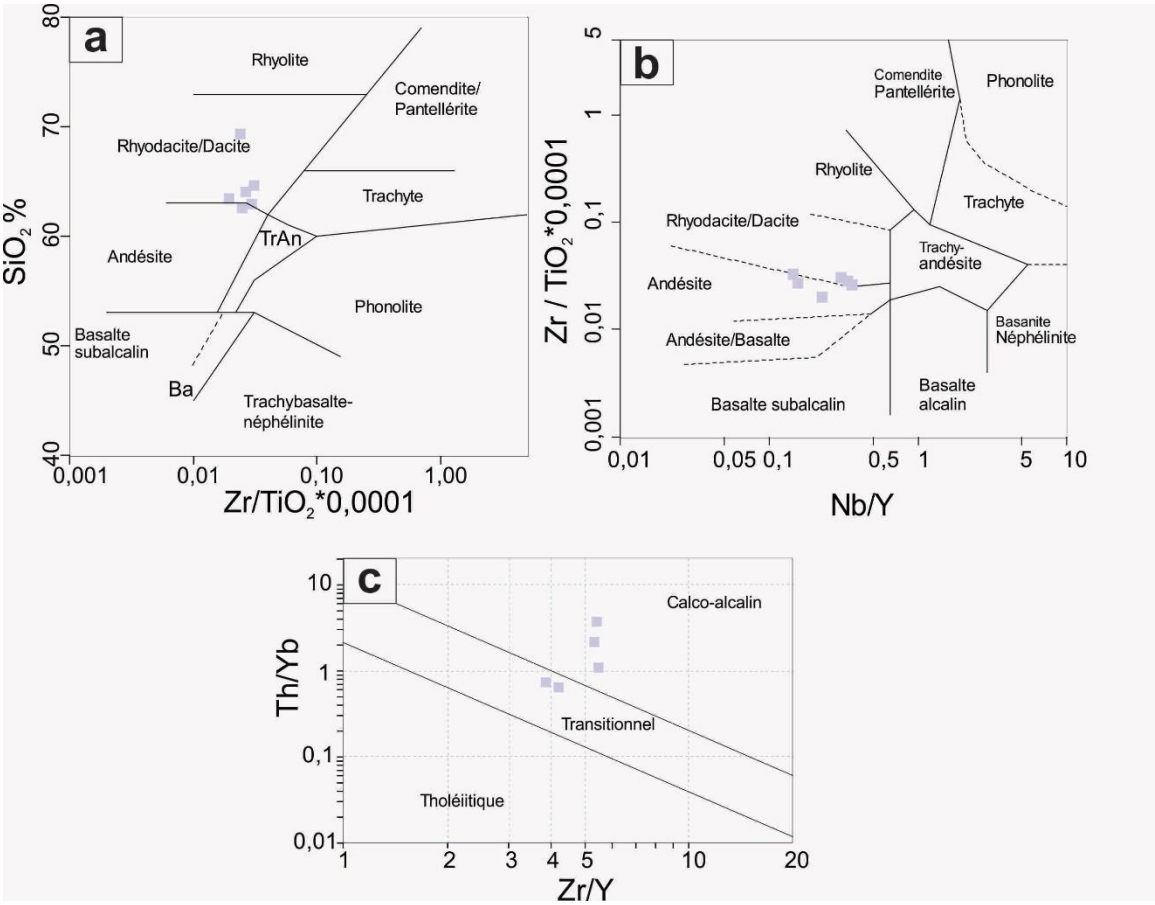


Figure 5.7 Diagrammes géochimiques de la dacite Pa11 du Groupe de Parent. a et b) Winchester et Floyd (1977), c) Ross et Bédard (2009). Seules les données de géochimie conventionnelle sont illustrées ici.

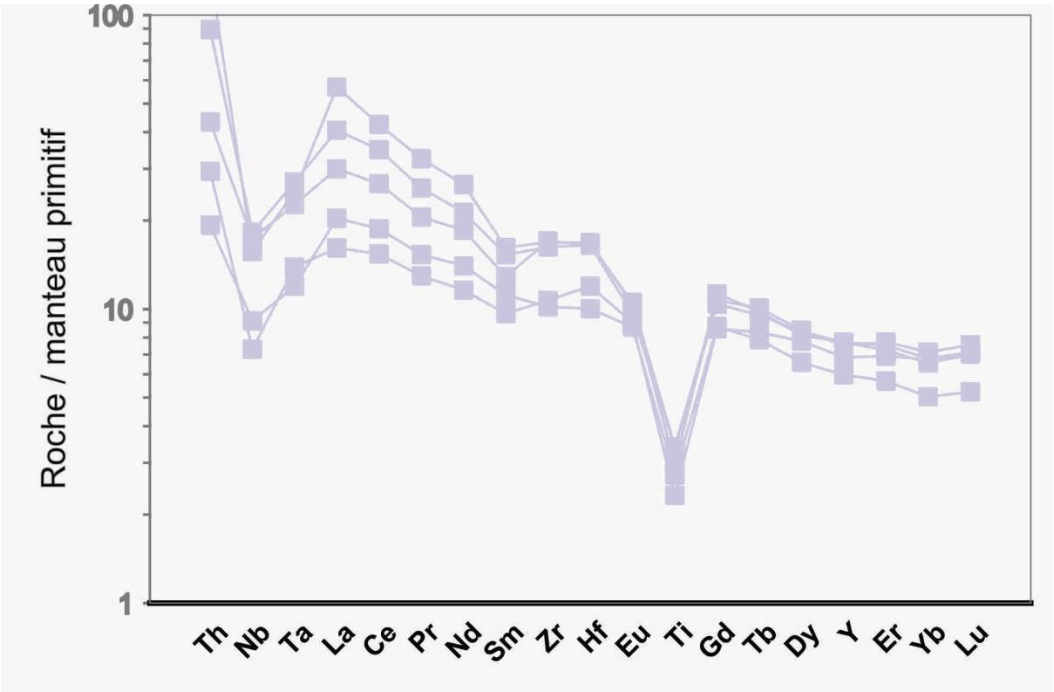


Figure 5.8 Diagrammes multiélémentaires de la dacite Pa11. Seules les données de géochimie conventionnelle sont illustrées ici.

5.4 Analyses pXRF de Pa9 et Pa10

Une fois les sous-groupes lithogéochimiques définis à l'aide de la géochimie conventionnelle, chacune des analyses pXRF des unités Pa9 et Pa10 a été assignée à un sous-groupe géochimique. Les diagrammes Al/Zr versus Ti/Zr ainsi que le diagramme d'affinité magmatique de Barrett et Maclean (1999) ont été employés, car, d'une part, ils permettent l'utilisation des données acquises par le pXRF et, d'autre part, les sous-groupes lithogéochimiques peuvent y être distingués (Fig. 5.9). Sur ces diagrammes, des polygones ont été tracés autour des sous-groupes lithogéochimiques formés à l'aide de la géochimie conventionnelle. Les analyses pXRF ont ensuite été superposées aux diagrammes contenant les polygones. Ainsi, toutes les analyses qui se distribuaient à l'intérieur ou à proximité des polygones ont facilement été attribuées à un sous-groupe. Il est à noter que la dispersion des points est plus étendue puisque les résultats d'analyses pXRF, bien qu'exacts en moyenne après corrections d'usage, demeurent moins précis (plus variables) étant donné l'hétérogénéité minéralogique des échantillons et la petite taille du volume de roche analysé (Ross et al., 2014). Toutefois, il a été possible d'assigner les points à des sous-groupes géochimiques en utilisant simultanément les deux diagrammes.

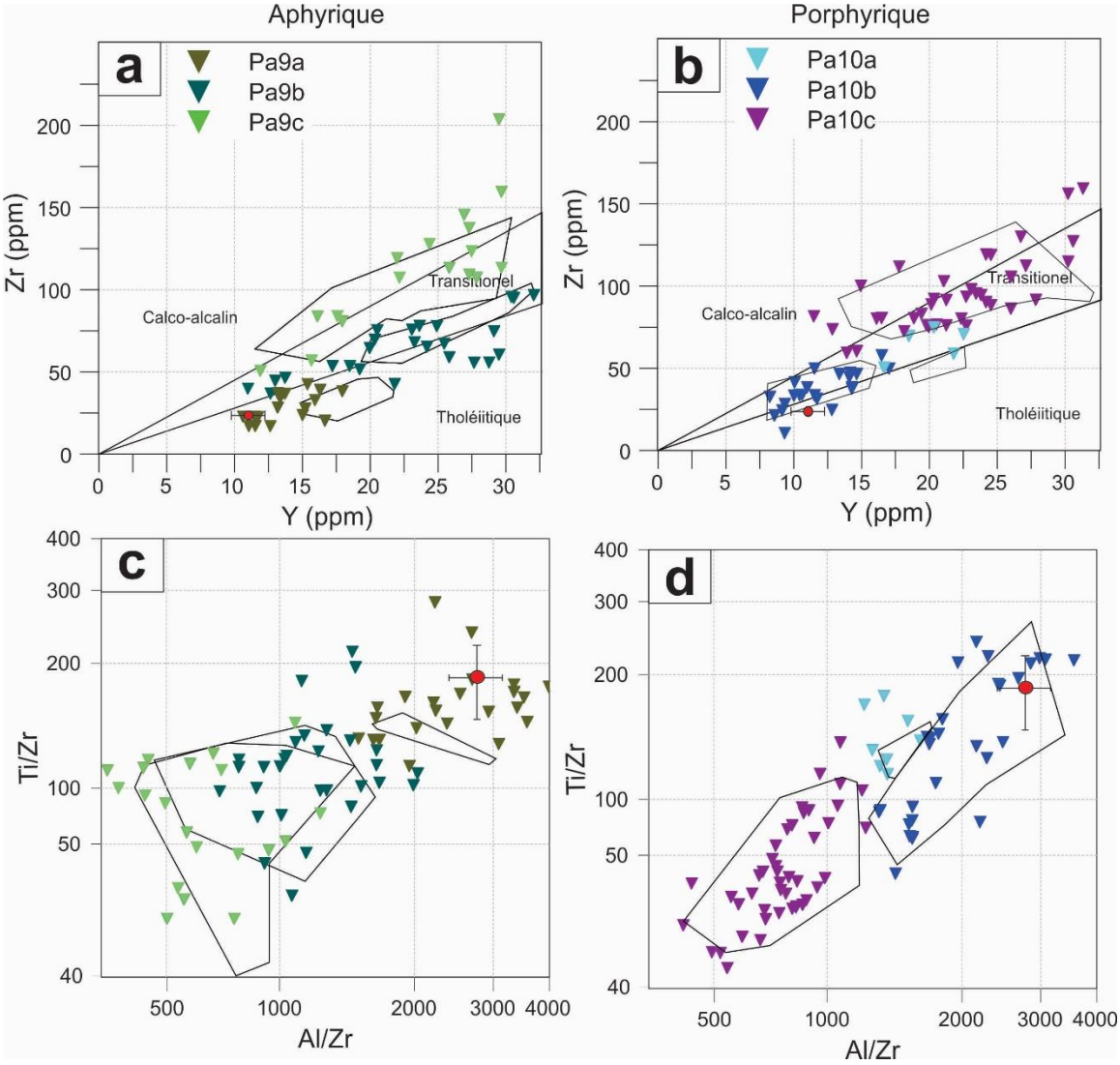


Figure 5.9 Diagrammes géochimiques discriminants et analyses pXRF. a) et b) Barrett et Maclean (1999), c et d) Al/Zr et Ti/Zr. Seules les analyses pXRF sont illustrées dans ces diagrammes, mais les polygones montrent la distribution des mêmes sous-groupes par géochimie conventionnelle (Figs 5.3, 5.5). Les croix noires représentent les incertitudes relatives sur les mesures (moyennées et calibrées), exprimées sous la forme de l'écart type d'une série de mesures à des endroits différents sur un échantillon de basalte porphyrique, avec les concentrations et ratios moyens de cet échantillon particulier montrés par les points rouges. L'erreur du Zr est de ~2 ppm et est inférieure à la taille du point rouge.

Pour les unités aphyriques, le diagramme d'affinité magmatique de Barrett et Maclean (1999) est celui qui distingue le mieux les différents sous-groupes. En effet, le sous-groupe Pa9c est complètement isolé des deux autres grâce à sa concentration plus élevée en Zr. En ce qui a trait au sous-groupe Pa9a, sa faible concentration en Zr et Y le distingue des deux autres sous-groupes. Cependant, certains échantillons se situent à la limite entre les sous-groupes Pa9a et Pa9b. C'est pour cette raison que le diagramme

Al/Zr versus Ti/Zr a été utilisé et a permis d'attribuer correctement chacune des analyses au sous-groupe qui lui correspond le mieux.

En ce qui concerne l'unité porphyrique, les deux diagrammes se sont révélés utiles pour distinguer les trois sous-groupes. Effectivement, la majorité des analyses pXRF se distribue dans un polygone préalablement défini par la géochimie conventionnelle. Pour les autres analyses, elles ont été attribuées au polygone le plus proche de l'un ou l'autre des diagrammes et validées à l'aide de l'autre diagramme.

6. Pétrogenèse et environnement tectonique

Dans le chapitre précédent, la géochimie a été utilisée pour séparer les roches volcaniques aphyriques et porphyriques du Groupe de Parent en sous-groupes chimico-stratigraphiques pouvant être tracés à l'échelle du secteur d'étude. Dans le présent chapitre, les mêmes données servent plutôt à explorer la pétrogenèse et l'environnement tectonique de ces roches volcaniques mafiques à intermédiaires et de la dacite. Comme la contamination crustale peut avoir joué un rôle dans leur pétrogenèse, la première section du chapitre présente la composition des contaminants potentiels dans la région. Puis les variations en éléments majeurs des roches volcaniques du Groupe de Parent sont explorées. Enfin, les profils en éléments traces du Groupe de Parent sont comparés avec ceux des contaminants potentiels, des basaltes provenant de différents environnements tectoniques modernes ainsi que ceux de certaines composantes du Circum-Supérieur. La même comparaison est également faite sur des diagrammes d'affinité magmatique, d'environnement tectonique et de Pearce (2008).

6.1 Contaminants potentiels

Afin d'identifier de potentiels contaminants, deux critères ont été utilisés : (i) les roches doivent être plus anciennes que le Groupe de Parent et (ii) elles doivent être situées géographiquement à proximité du Groupe de Parent. Les grands ensembles de roches situés à proximité du Domaine Nord sont l'Antiforme de Kovik, l'Arc de Narsajuaq ainsi que l'extrême nord de la Province du Supérieur (Figs. 2.2, 2.3). Pour la Province du Supérieur, d'âge Archéen, toutes les analyses disponibles dans le SIGEOM ont été retenues dans les feuillets suivants : 35A01 à 35A13, 35A15-16, 35B01 à 35B16, 35C01 à 35C11, 35C14-15-16, 35E16, 35F01-13-14, 35G01-2-4-7-35H1-2-3-4-6-8, 35K01-2-3-4 et 35L01 (à l'exception des dykes qui pourraient être d'âge paléoprotérozoïque et donc contemporains au Groupe de Parent). En comptant seulement les données géochimiques complètes (incluant les éléments en traces), on obtient 306 analyses de roches pour la Province du Supérieur dans une zone s'étendant jusqu'à 130 km au sud de l'Orogène de l'Ungava.

En ce qui concerne l'Arc de Narsajuaq, seules les unités géologiques clairement pré-2.3 Ga ont été retenues : le Complexe de Sainte-Hélène (Ashn; 2794 ±21 Ma; Davis et

Sutcliffe, 2018), la Suite de Navvaataaq (nAnav; 2560 ±26 Ma; Davis et Sutcliffe, 2018), le Complexe de Pingasualuit (nApgs; 2773 et 2609 Ma; Davis et Sutcliffe, 2018), le Complexe d'Erik Cove (pPecv; 2545 Ma (âge maximal); Parrish, 1989), le Complexe de Tasialuk Allipaaq (pPali; 2370 Ma; Dunphy et Ludden, 1998) et la Suite de Sanningajualuk (pPsnn; 2420 Ma, Dunphy et Ludden, 1998). Les unités plus jeunes ou non datées de l'Arc de Narsajuaq n'ont pas été compilées. Les analyses sélectionnées se distribuent dans les feuillets SNRC suivants : 35J05, 35K01 à 35K08, 35K11, 35L01 et 35L08. Au total, 346 analyses géochimiques complètes pour l'Arc de Narsajuaq, couvrant jusqu'à 100 km au nord du Domaine Nord, ont été compilées. L'ensemble de ces données et leurs valeurs moyennes sont présentées à la figure 6.1. Notons que cette compilation inclut des roches non-ignées, mais les diagrammes typiques de roches volcaniques sont utilisés simplement pour montrer les compositions.

Les unités de l'Antiforme de Kovik n'ont pas été retenues, car la seule unité actuellement datée dans la section ouest, à une distance raisonnable du secteur d'étude dans le Domaine Nord, présente un âge Paléoprotérozoïque et pourrait être contemporaine au Groupe de Parent (ApPkvk4; 1853 Ma; Davis et Sutcliffe, 2018). Compte tenu des incertitudes quant aux âges de l'Antiforme de Kovik, il n'a pas été utilisé pour cet exercice.

Afin de ne pas encombrer les diagrammes des prochaines sous-parties, seules les moyennes de l'extrême nord de la Province du Supérieur et de l'Arc de Narsajuaq seront rapportées, mais ces contaminants potentiels couvrent une vaste gamme de compostions allant d'ultramafique à felsique, et de tholéiitique à calco-alcalin (voire alcalin) (Fig. 6.1).

6.2 Variations en éléments majeurs et diagrammes compositionnels

Pour les diagrammes de Harker des roches volcaniques du Groupe de Parent (Figs. 6.2a-b-c-d), les valeurs des oxydes ont été recalculées à 100%. Ensuite, les huit échantillons ayant un indice chlorite-carbonate-pyrite (CCPI : Large et al., 2001) plus élevé que 95 ont été rejetés. L'indice d'altération d'Ishiwaka (AI : Ishikawa et al., 1976) a aussi été vérifié, mais n'a mené à aucune élimination puisque tous les échantillons avaient un AI entre 20 et 65. Bien que la dacite ne soit pas porphyrique, elle est illustrée sur les diagrammes avec l'unité porphyrique, puisque son profil multiélémentaire est

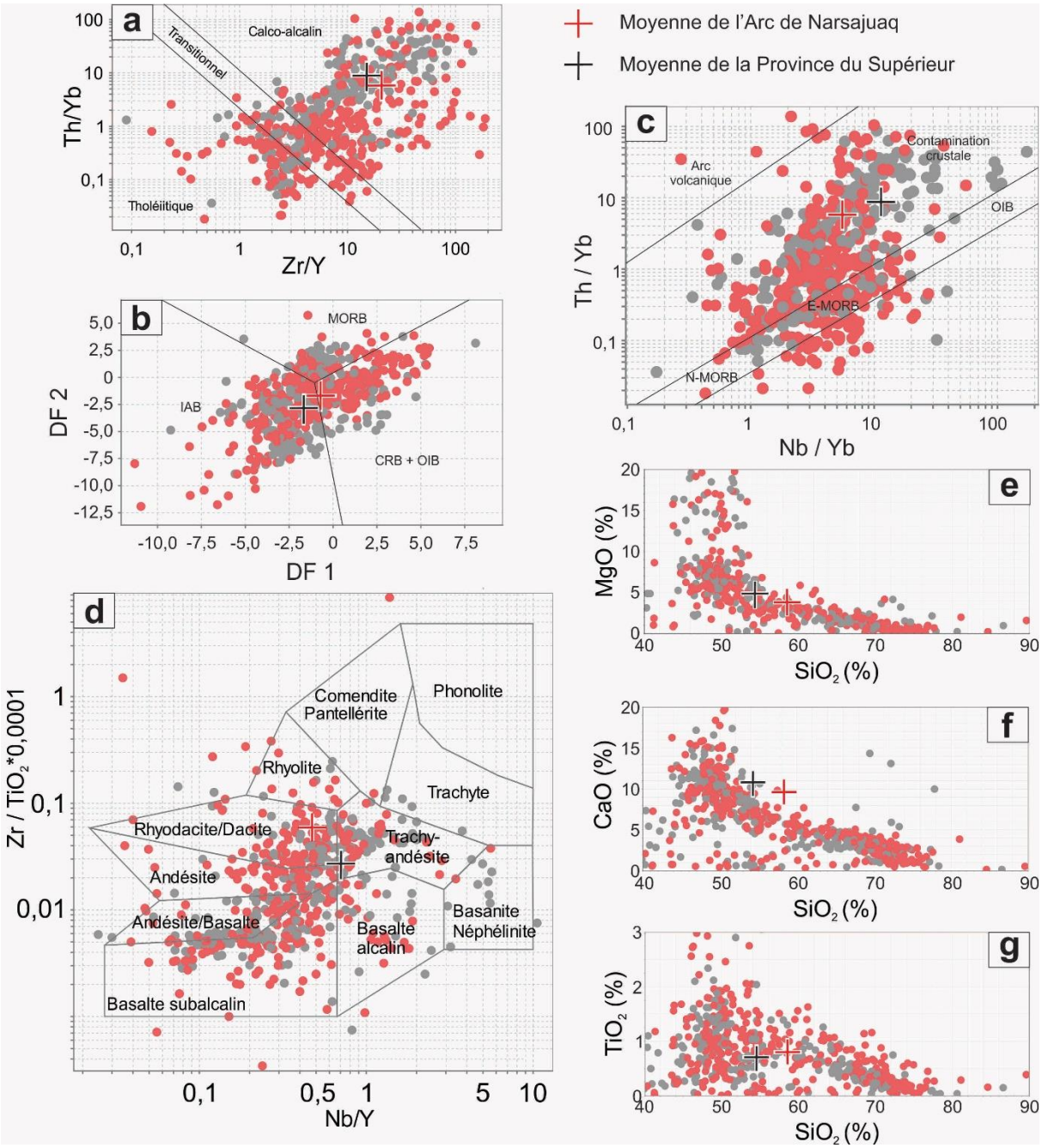


Figure 6.1 L'ensemble des données utilisées pour générer les moyennes des contaminants potentiels. a) Affinité magmatique (Ross et Bédard, 2009). b) Environnement tectonique (Agrawal et al., 2008). c) Environnement de formation (Pearce, 2008). d) Composition (Winchester et Floyd, 1977). e) MgO-SiO_2, (Harker, 1909). f) CaO-SiO_2 (Harker, 1909). g) TiO_2-SiO_2 (Harker, 1909).

similaire à ceux des unités transitionnelles à calco-alcalines de cette unité (voir plus loin). Sur les diagrammes de Harker, l'unité aphyrique (Pa9) et porphyrique (Pa10) se présentent de deux façons différentes. En effet, dans l'unité porphyrique, il y a une diminution du CaO en fonction de la silice entre le sous-groupe mafique le plus tholéiitique (Pa10a) et le sous-groupe mafique à intermédiaire le plus calco-alcalin (Pa10c) ; la tendance se poursuit avec la dacite (Pa11) (Fig. 6.2a). Le MgO suit une tendance similaire, quoique moins claire, de diminution avec l'augmentation de la silice (Fig. 6.2c). Ces variations pourraient être dues, en partie, à la différenciation magmatique (fractionnement de phases majeures comme l'olivine, le pyroxène et le plagioclase). Toutefois, la cristallisation fractionnée impliquant des phases majeures ne peut pas expliquer les variations d'affinité magmatique (de tholéiitique à calco-alcaline) qui accompagnent l'augmentation de la silice ou du ratio Zr/TiO_2 (Ross et Bédard, 2009). Sur un diagramme du TiO_2 en fonction de la silice pour les unités porphyriques, la tendance générale est également une pente négative (fig. 6.2e). Toutefois, en détail, on remarque deux tendances linéaires distinctes, une pour Pa10a-Pa10b et l'autre pour Pa10c et une troisième possiblement pour la dacite, à des valeurs de titane plus élevées pour la même concentration de silice. Le même phénomène n'est toutefois pas visible avec le fer (non illustré).

Dans le cas de l'unité aphyrique, la corrélation négative entre CaO (ou MgO ou TiO_2) et SiO_2 n'est pas aussi nette et les sous-groupes ne sont pas répartis de façon à les distinguer (Figs. 6.2b, 6.2d, 6.2f). Il n'y a pas de changement évident d'éléments majeurs entre le sous-groupe tholéiitique (Pa9a) et le sous-groupe transitionnel à calco-alcalin (Pa9c).

En ce qui a trait aux diagrammes de composition, les contaminants ne semblent pas avoir d'impact sur l'unité aphyrique pour les éléments impliqués, puisque le sous-groupe Pa9c, le plus calco-alcalin, possède un ratio Zr/TiO_2 moyen plus faible que celui des autres sous-groupes aphyriques (Fig 6.2h). Par contre, l'unité porphyrique (Fig. 6.2g) montre une variation en composition dont la tendance pourrait avoir été affectée par la contamination crustale, puisque les ratios moyens Nb/Y et Zr/TiO_2 augmentent entre les roches tholéiitiques (Pa10a) et les roches plus calco-alcalines (Pa10c), dans la direction générale des contaminants potentiels. La contamination crustale pourrait aussi être en partie responsable des variations en éléments majeurs dans l'unité porphyrique,

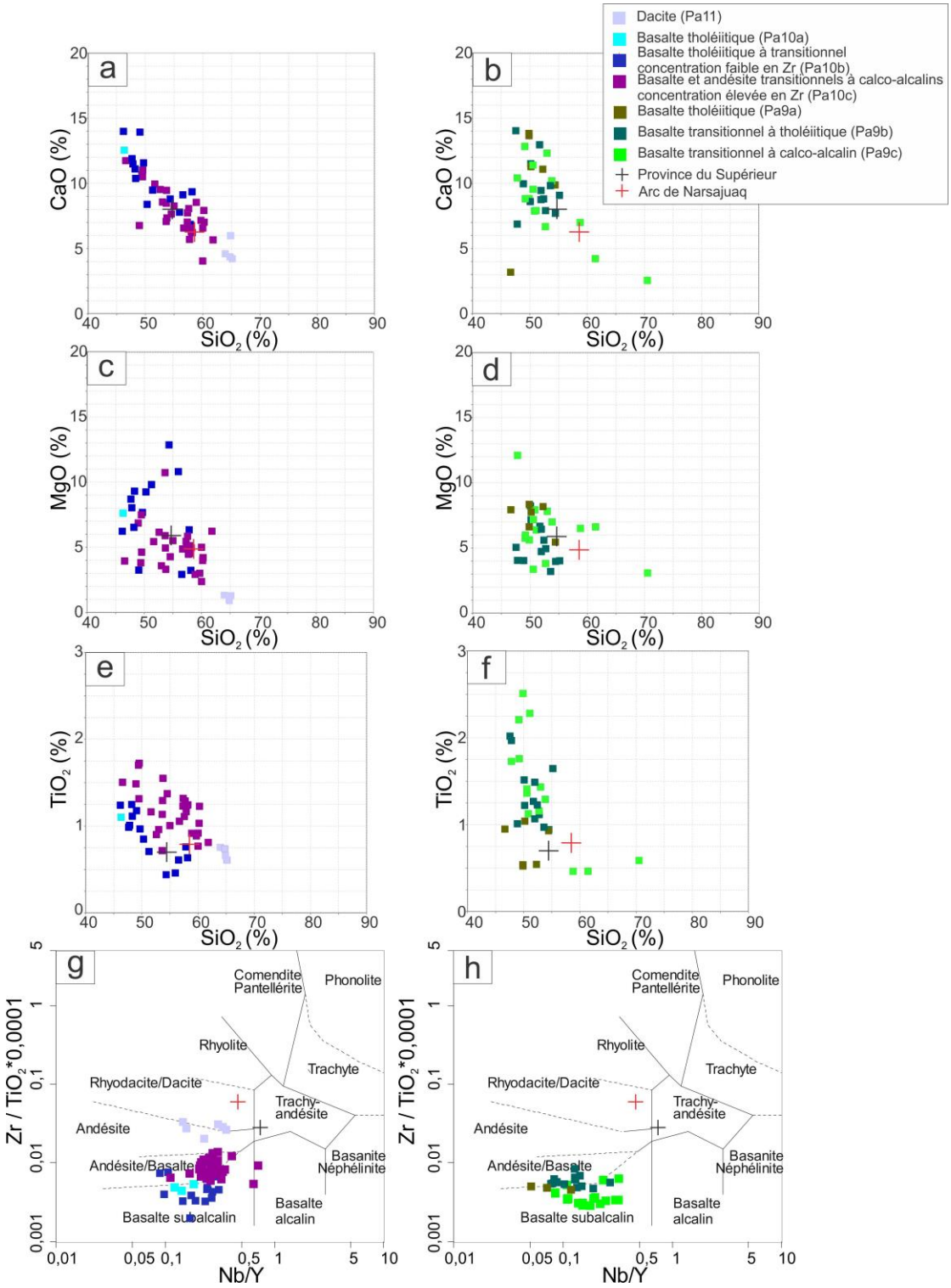


Figure 6.2 Comparaison entre les unités du Groupe de Parent et les compositions moyennes de la Province du Supérieur et de l'Arc de Narsajuaq. La colonne de gauche montre l'unité porphyrique et la dacite et la colonne de droite montre l'unité aphyrique du Parent. a et b) MgO-SiO_2 (Harker, 1909). c et d) CaO-SiO_2 (Harker, 1909). e et f) TiO_2-SiO_2 (Harker, 1909). g) et h) Composition (Winchester et Floyd, 1977).

puisqu'une partie des contaminants potentiels a des valeurs de silice plus élevées que la moyenne illustrée sur les diagrammes de Harker (voir Fig. 6.1).

6.3 Variations en éléments en traces

Afin d'aider à déterminer l'environnement de formation du Groupe de Parent, les profils multiélémentaires sont comparés à des signatures géochimiques de basaltes provenant d'environnements océaniques modernes. Les basaltes issus du manteau appauvri ou enrichi sans l'influence d'un arc volcanique ont des profils lisses variant d'une pente positive dans la partie gauche puis plat à partir de Zr (N-MORB), à une pente négative faible (E-MORB) à une pente négative forte (OIB alcalin) (Fig. 6.3a). On peut rencontrer ce type de basaltes dans les dorsales médio-océaniques (N-MORb-, E-MORB) ou les îles issues de points chauds, par exemple (OIB). Les profils des basaltes de plateaux océaniques comme celui d'Ontong Java (Océan Pacifique) ressemblent aux profils de MORB (Fig. 6.3a). Ces profils ne présentent pas d'anomalie en Nb-Ta, contrairement aux roches volcaniques produites sous l'influence d'une zone de subduction dans un environnement d'arc volcanique et dans certains bassins d'arrière-arc (Fig. 6.3b). Les sous-groupes les plus tholéiitiques du Groupe de Parent (Pa9a et Pa10a) ont un profil lisse et relativement plat semblable aux N-MORBs, aux E-MORBs, ou aux plateaux océaniques (Fig. 6.3c). Les sous-groupes Pa9b et Pa9c ressemblent partiellement aux E-MORBs, bien que de petites anomalies en Nb soient présentes en moyenne à cause d'une augmentation du Th par rapport au profil E-MORB classique. Les autres sous-groupes porphyriques (Pa10b, Pa10c) et la dacite présentent des anomalies négatives en Nb-Ta, et des pentes négatives croissantes, telles qu'observées dans les environnements d'arc volcanique.

En guise de comparaison, les roches volcaniques du Domaine Sud sont aussi illustrées à la figure 6.3c. Le Groupe de Chukotat tel que rapporté par McKevitt et al. (2020) a un profil lisse et plat rappelant les basaltes de type MORB ou ceux du plateau d'Ontong Java. Toutefois, Ciborowski et al. (2017) rapportent que 25% des roches du Groupe de Chukotat (leur « Groupe 1 » parmi trois groupes géochimiques) ont un enrichissement variable en ETR légères par rapport aux lourdes, et des anomalies négatives en Nb-Ta. Les deux autres groupes géochimiques du Chukotat distingués par Ciborowski et al. (2017) correspondent aux profils plats de type MORB rapportés par McKevitt et al. (2020), et ne sont donc pas reproduits ici pour alléger la présentation.

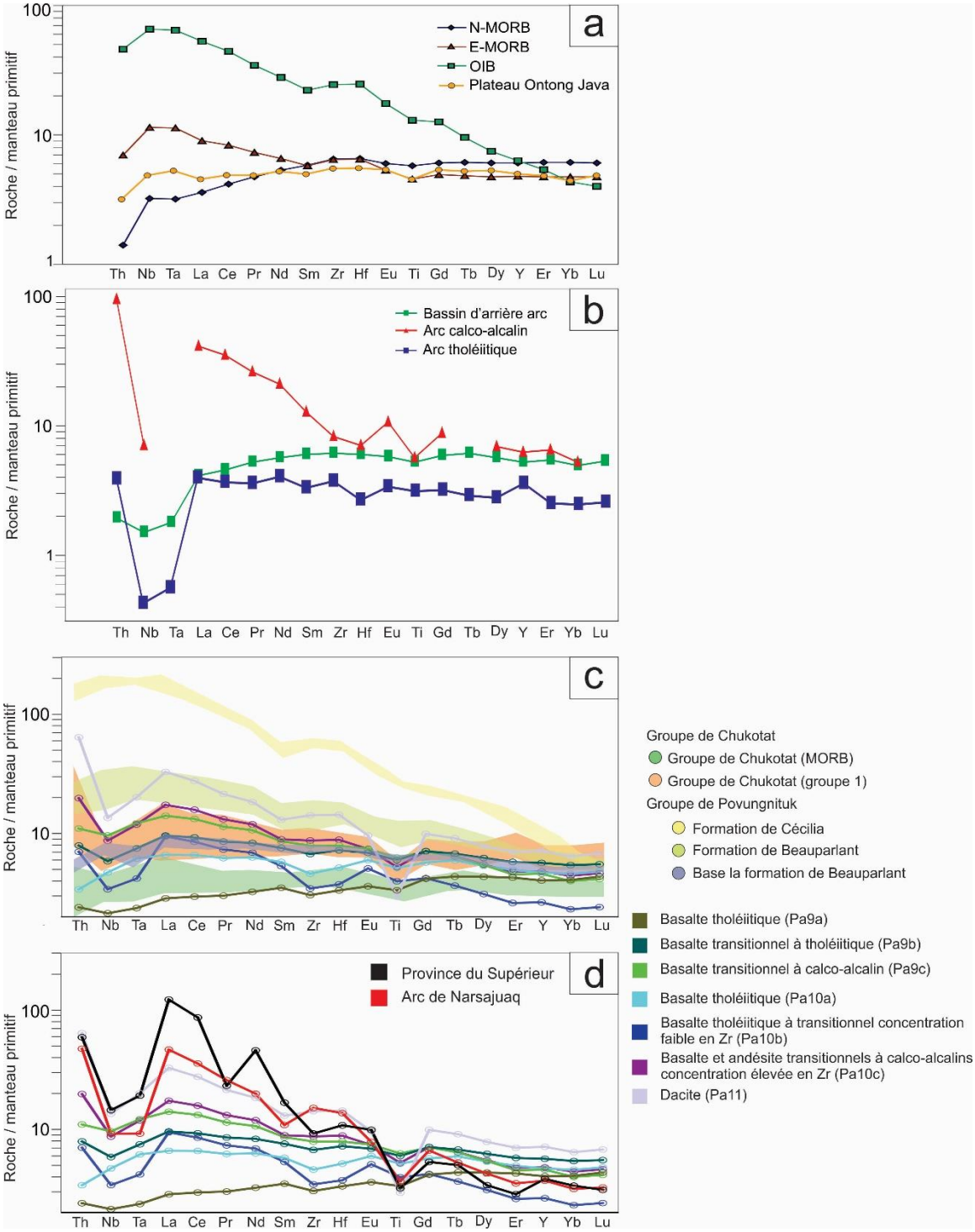


Figure 6.3 Diagrammes multiélémentaires dans lesquels seules les moyennes des unités sont illustrées. a) Basaltes modernes issus de la fusion du manteau (Sun et McDonough, 1989) et basaltes de plateau océanique (moyenne de 50 échantillons du Plateau Ontong Java selon Fitton et Godard, 2004). b) Basaltes modernes issus d'environnements d'arc. Bassin d'arrière arc : bassin de Lau, sites 834-839 (Ewart et al., 1994), Arc calco-alcalin : moyenne de Sunda, Flores et Mandiri (Stolz et al., 1990), Arc tholéiitique : Tonga (Turner et Hawkesworth, 1997). c) Groupe de Parent et Domaine Sud (modifiée de McKevitt et al., 2020), données du groupe 1 du Groupe de Chukotat issues de Ciborowski et al. (2017). d) Groupe de Parent, Arc de Narsajuaq et Province du Supérieur.

Les caractéristiques du « Groupe 1 » sont modélisées par Ciborowski et al. (2017) comme de la contamination crustale accompagnée de cristallisation fractionnée à 1 kbar. Les autres roches du Chukotat ne sont pas contaminées, selon ces auteurs.

Les roches du Groupe de Povungnituk, plus anciennes, ont des profils relativement lisses sans anomalie Nb-Ta, mais ont une pente variable : plate à la base de la Formation de Beauparlant, négative et faible pour le reste de la formation, et similaire à la signature OIB de type alcaline pour la Formation de Cécilia (marquant la fin du Povungnituk). Kastek et al. (2018) remarquent que dans la Formation de Beauparlant (la partie principale du Groupe de Povungnituk), il y existe des intercalations stratigraphiques d'échelle kilométrique entre deux signatures chimiques, une appauvrie et l'autre enrichie, que l'on peut distinguer avec des rapports comme Th/Yb ou La/Sm (non illustré ici). Ils interprêtent ces intercalations comme l'effet de deux chambres magmatiques faisant éruption en alternance.

Les sous-groupes les plus tholéiitiques du Groupe de Parent (Pa9a et Pa10a) ont un profil relativement semblable au Groupe du Chukotat (excluant le « Groupe 1 ») et à la base de la Formation de Beauparlant. Le reste des sous-groupes aphyriques (Pa9b, Pa9c) ressemblent un peu à la Formation de Beauparlant, mais avec de légères anomalies négatives en Nb, comme dans le « Groupe 1 » du Chukotat. Les sous-groupes transitionnels à calco-alcalins de l'unité porphyrique (Pa10b, Pa10c) ont des anomalies négatives en Nb-Ta et ressemblent partiellement au « Groupe 1 » du Groupe de Chukotat. La comparaison entre le Groupe de Parent et les roches du Domaine Sud se continue plus loin.

Bien que les anomalies en Nb-Ta soient souvent attribuées à une signature d'arc volcanique, elles pourraient également être expliquées par une contamination crustale (Pearce, 2008). Les profils multiélémentaires moyens de l'Arc de Narsajuaq et de la Province du Supérieur montrent des valeurs élevées en Th, un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ainsi que des anomalies négatives en Nb-Ta (Fig. 6.3d). Une contamination d'un basalte de type MORB par ces contaminants pourrait expliquer en partie les patrons en éléments traces dans le Groupe de Parent, sans qu'un arc volcanique soit nécessairement impliqué.

En ce qui concerne l'affinité magmatique du Groupe de Parent, les unités porphyriques et aphyriques montrent une tendance linéaire entre les roches tholéiitiques et calco-alcalines sur le diagramme de Ross et Bédard (2009) (Fig. 6.4a-b). Cette même

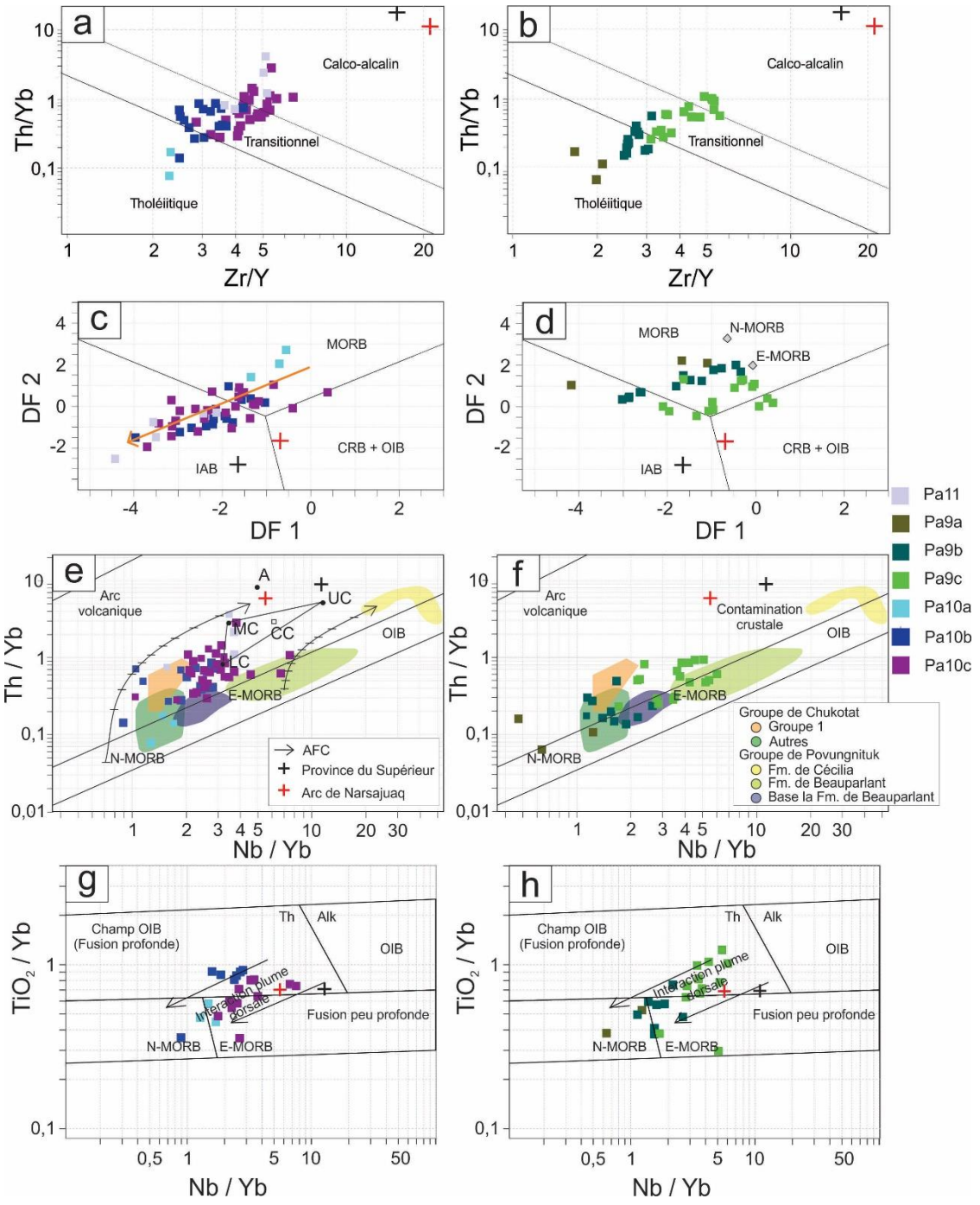


Figure 6.4 Comparaison des unités du Groupe de Parent et des compositions moyennes de la Province du Supérieur et de l'Arc de Narsajuaq, a et b) Affinité magmatique (Ross et Bédard, 2009). c et d) Environnement tectonique, DF1= 0,3518 log(La/Th) + 0,6013 log(Sm/Th) -1,3450 log(Yb/Th) + 2,1056 log(Nb/Th) -5.4763 ; DF2= -0,3050 log(La/Th) -1,1801 log(Sm/Th) + 1.6189 log(Yb/Th) + 1,2260 loge(Nb/Th) -0.9944 (Agrawal et al., 2008), valeurs de MORB tirée de Sun et McDonough (1989). e et f) Environnement de formation (Pearce, 2008), les courbes AFC sont graduées à intervalles de 10%, les champs représentant des unités du Domaine Sud sont tirés de McKevitt et al. (2020) à l'exception du Groupe 1 de Chukotat tiré de Ciborowski et al. (2017), LC = croute inférieure, MC = croute moyenne, UC = croute supérieure, CC = croute continentale totale, A = croute archéenne (Pearce, 2008). g et h) Profondeur de fusion (Pearce, 2008).

tendance peut être prolongée jusqu'aux contaminants potentiels, qui eux, sont franchement calco-alcalins en moyenne.

Sur le diagramme d'Agrawal (2008), les roches porphyriques et la dacite montrent une variation linéaire de MORB à IAB (Fig. 6.4c), bien que quelques roches calco-alcalines (Pa10c) tombent dans les champs MORB ou CRB/OIB. Dans ce diagramme, les compositions *moyennes* des contaminants ne peuvent pas expliquer cette variation, mais des contaminants potentiels avec des compositions appropriées existent (Fig. 6.1b). Les roches aphyriques, quant à elles, montrent une évolution générale du MORB vers la limite du champ CRB+OIB sur le diagramme d'Agrawal (Fig. 6.4d). Cette répartition peut refléter des sources mantelliques variables, tel qu'illustrée par les valeurs typiques de N-MORB et de E-MORB (losanges gris) ou encore l'influence de l'Arc de Narsajuaq dont la moyenne est située dans le champ CRB+IOB (bien que l'Arc de Narsajuaq comprenne des roches de composition très variée, incluant plusieurs dans le champ IAB, voir Fig. 6.1b).

Dans le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (Figs. 6.4e-f), les roches tholéiitiques du Groupe de Parent (Pa9a et Pa10a) sont situées dans le champ du manteau, entre les pôles N-MORB et E-MORB, au même endroit que les roches du Groupe de Chukotat (partie « MORB », sans « Groupe 1 ») du Domaine Sud, voire encore plus près du pôle N-MORB pour Pa9a. Dans l'ensemble, les autres sous-groupes porphyriques (Pa10b et 10c) et la dacite sont situés au-dessus de la tendance du manteau (MORB-OIB). Cette répartition pourrait être expliquée par la contamination crustale ou par le recyclage de la croûte en zone de subduction (Pearce, 2008). La contamination crustale est illustrée par deux courbes d'assimilation et cristallisation fractionnée (AFC), une à partir du pôle N-MORB, et l'autre à partir du pôle E-MORB, le contaminant étant la croûte archéenne (Fig. 6.4e). Le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2008) ne montre pas de tendance normale d'arc volcanique, qui devrait être parallèle à celle du manteau et non oblique, pour le Groupe de Parent (Pearce, 2008).

Sur ce diagramme Th/Yb versus Nb/Yb, les sous-groupes aphyriques du Groupe de Parent sont tous situés dans le champ du manteau ou à proximité, traduisant un plus faible enrichissement en Th que pour l'unité porphyrique. Le sous-groupe aphyrique transitionnelle à tholéiitique (Pa9b) se superpose au Groupe de Chukotat et à la base de la Formation de Beauparlant. Le sous-groupe Pa9c ressemble davantage à la Formation de Beauparlant. La répartition de l'unité aphyrique ne montre pas de tendance AFC

prononcée. Sa répartition s'expliquerait davantage par la cristallisation fractionnée, des variations de sources ou de profondeur de fusion dans le manteau plutôt que par des degrés variables de contamination crustale.

Finalement, le diagramme du TiO_2/Yb en fonction du Nb/Yb de Pearce (2008) illustre notamment la profondeur de fusion (Figs. 6.4g-h). L'axe TiO_2/Yb est relié à la présence de grenat résiduel dans la source (OIB : oui, MORB : non), alors que l'axe Nb/Yb est influencé par la composition de la source mantellique et le degré de fusion partielle. Le champ MORB comprend aussi les basaltes d'arcs sur ce diagramme. Celui-ci ne cherche pas à illustrer la contamination crustale (Pearce, 2008) et les roches ayant un ratio Th/Nb supérieur à 0,2 ne doivent pas être incluses. Les échantillons plus différentiés ayant un ratio Ti*/Ti inférieur à 0,85 ont également été retirés, conformément aux consignes de Pearce (2008)[3]. Les roches aphyriques du Groupe de Parent définissent une tendance diagonale (Fig. 6.4h). Dans un environnement purement océanique, une telle tendance pourrait représenter l'interaction entre une dorsale océanique et un panache mantellique, ou différents degrés de fusion partielle (voir les figures 6 et 8 de Pearce, 2008). Par contre, dans un environnement de rift continental, les échantillons du champ OIB peuvent indiquer l'initiation de l'ouverture de rift dans une configuration où la croûte continentale est encore épaisse (ce qui restreint la fusion à des profondeurs ou le grenat est stable), alors que les échantillons se rapprochant des MORB peuvent représenter le stade final du rifting (voir la figure 7 de Pearce, 2008).

Sur le même diagramme, les roches porphyriques du Parent montrent une tendance diagonale similaire à celle des roches aphyriques se terminant avec le sous-groupe Pa10a, situé à la limite des champs N-MORB et E-MORB. Le diagramme du TiO_2/Yb en fonction du Nb/Yb peut donc être interprété de la même façon que pour les roches aphyriques, c'est-à-dire dans l'hypothèse d'un rift continental.

L'ouverture progressive d'un rift continental pourrait aussi expliquer la géochimie des roches volcaniques mafiques du Domaine Sud : la source du Groupe de Povungnituk aurait subi une fusion partielle à grande profondeur dans un contexte d'ouverture initiale de rift, alors que la fusion partielle du Groupe de Chukotat se serait produite dans un niveau plus superficiel au stade final du rifting, comme l'ont proposé Hynes et Francis

[3] Le ratio Ti*/Ti a été calculé à l'aide la formule 1 de Peters et Day (2014) : $Ti^*/Ti = \sqrt{(Sm_N \times Tb_N)} / Ti_N$), où N désigne une normalisation au manteau primitif.

(1982), Francis et al. (1983) et Hegner et Bevier (1989). Le lien pétrogénétique précis entre le Groupe de Parent et le Domaine Sud reste toutefois à investiguer.

7. DISCUSSION

L'objectif de ce projet de recherche était d'améliorer les connaissances volcanologiques et géochimiques sur le Groupe de Parent, d'après les observations du feuillet 35G11. Le présent chapitre discute des implications pour (1) la cartographie et la chimico-stratigraphie; (2) la mise en place des roches volcaniques; et (3) la genèse du Groupe de Parent d'un point de vue pétrologique et tectonique.

7.1 Cartographie et chimico-stratigraphie

7.1.1 Amélioration de la stratégie cartographique

L'approche adoptée pour la cartographie des roches volcaniques du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 améliore les pratiques habituelles du MERN pour les ceintures de roches vertes précambriennes. Cette amélioration est due notamment à l'ajout de deux types de données acquises sur un laboratoire de terrain : les photos de tranches de roches mouillées et les analyses pXRF sur la majorité des affleurements. De plus, la géochimie conventionnelle a joué un rôle important au niveau de la définition des unités pour la carte finale.

Dans l'approche habituelle du MERN pour le nord du Québec, les unités volcaniques sont définies essentiellement à partir des observations de terrain, que ce soit pour la carte préliminaire ou la carte finale. La géochimie conventionnelle, dont les résultats arrivent durant l'automne, sert généralement à caractériser et à interpréter des roches déjà mises en carte, sauf pour des modifications mineures. Or, dans le cadre du présent projet, les données du laboratoire de terrain et la géochimie conventionnelle ont été prises en compte pour la définition des unités volcaniques sur la carte géologique finale. Ceci a permis de transformer ce qui aurait pu être une « mer de basaltes » en une carte détaillée d'unités lithogéochimiques. Voici un résumé de la démarche qui a été suivie.

Le Groupe de Parent est constitué de roches volcaniques majoritairement composées de basalte, d'andésite et de dacite en moindre proportion. Pour aller plus loin, des photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives prises dans des conditions contrôlées ont d'abord été réexaminées par une seule observatrice, l'auteure de ce mémoire. Ceci a permis de valider la texture des roches du Groupe de Parent de façon homogène (cohérent ou fragmentaire, monogénique ou polygénique, porphyrique ou aphyrique) sur toute la carte géologique. Les unités volcaniques mafiques à

intermédiaires qui dominent la stratigraphie du Groupe du Parent dans 35G11 ont ainsi été divisées en deux selon la présence, ou non, de phénocristaux de pyroxène (Pa9 : aphyrique et Pa10 : porphyrique). Bien que les géofiches (observations de terrain par plusieurs personnes) aient aussi été prises en compte, la description systématique des photos de tranches de roches par une seule personne crée une couche de données texturales uniformes qui est fort utile pour préparer la carte finale.

Chacune des deux divisions texturales (Pa9, Pa10) a ensuite été divisée en trois sous-groupes en fonction de la géochimie conventionnelle : composition, affinité magmatique, diagrammes multiélémentaires et rapports d'éléments immobiles (Ti/Zr – Al/Zr). Puis chacune des analyses pXRF a été assignée à un sous-groupe lithogéochimique, ce qui a permis d'interpoler entre les analyses conventionnelles. Ceci a fait passer le nombre d'affleurements pour lesquels un sous-groupe géochimique était disponible de 104 à 287, créant une couche de points (classes géochimiques) de densité suffisante pour créer des polygones, en s'appuyant aussi sur l'information géophysique. Ainsi, la carte géologique finale est basée sur les textures et la chimico-stratigraphie, et non uniquement sur les observations de terrain et la géophysique.

7.1.2 Polarité et contacts stratigraphiques

Des polarités normales vers le N ou le NNO sont particulièrement bien exposées dans le SO du feuillet 35G11, dans des basaltes en coussin et dans des turbidites granoclassées. Quatre niveaux repères de mudstone à pyrrhotite, de formation de fer et de chert (Pa14) soulignent la stratigraphie. L'information disponible semble indiquer une séquence homoclinale entre les failles Mivvik et Belleau, bien que les failles inverses aient pu créer des redoublements. Une partie de ces répétitions, entre les unités Pa9 et Pa10, pourrait également être expliquée par la présence de deux centres effusifs contemporains, un pour chaque unité (aphyrique versus porphyrique). Enfin, certaines intercalations pourraient être associées à la présence de filons-couches. Ces deux dernières hypothèses seront décrites dans la prochaine section.

7.2 Volcanologie

Bien que la déformation, le métamorphisme et la couverture de lichen nuisent aux observations volcanologiques, il a été possible de préciser de nombreux aspects de la mise en place des roches volcaniques du Groupe de Parent.

7.2.1 Environnement sous-marin

D'abord, il est maintenant clair que les roches volcaniques du Groupe de Parent dans 35G11 se sont déposées dans un environnement sous-marin. La présence de turbidites, de hyaloclastite, de basaltes en coussins et de roches sédimentaires typiques d'un environnement marin profond (mudstone, chert, formation de fer) corrobore cette affirmation. Les roches volcaniques sont peu vésiculaires dans l'ensemble, ce qui implique une eau profonde et/ou une faible teneur en volatiles. Aucune évidence d'émergence au-dessus du niveau de la mer, ni même d'environnement marin peu profond, n'a pu être observée dans 35G11, laissant supposer une profondeur d'eau d'au moins 200 m, soit la profondeur limite des vagues de tempête (Mueller et al., 1994). Par contre, les abondantes roches volcanoclastiques pourraient avoir une origine au moins en partie explosive, ce qui indiquerait une profondeur d'eau de moins de 1000 m pour l'évent volcanique – mais pas nécessairement pour le site de déposition – comme on le verra plus loin (White et al., 2015). Les sous-parties suivantes résument d'abord l'interprétation des laves et des roches volcanoclastiques directement associées aux laves (hyaloclastites primaires), puis celle des autres roches volcanoclastiques.

7.2.2 Origine des laves et position des centres effusifs

Parmi les affleurements de roches volcaniques mafiques à intermédiaires, 67% des affleurements sont interprétés comme des laves sous-marines (incluant une faible proportion de hyaloclastite primaire). Les laves massives (en feuillets) sont plus courantes que les laves coussinées, en particulier dans Pa10, or, il est difficile de faire la distinction entre une lave en feuillet et un filon-couche (surtout compte tenu de la présence de lichen qui masque les contacts). Certaines laves massives pourraient donc être en réalité des filons-couches ou des dykes, en particulier dans Pa10, l'unité porphyrique. Par exemple, un ou plusieurs filons-couches porphyriques pourraient s'être mis en place au contact entre deux coulées de lave aphyriques (ou dans une coulée aphyrique), ce qui pourrait expliquer une partie des intercalations entre Pa9 et Pa10.

Une autre hypothèse pour expliquer l'intercalation de roches porphyriques et aphyriques serait la présence de deux centres effusifs distincts, qui auraient été actifs simultanément : un aphyrique, l'autre porphyrique. Malheureusement, il n'a pas été

possible de localiser les deux centres effusifs à partir des variations de faciès. Par contre, en considérant la diminution progressive de l'épaisseur des dépôts en s'éloignant de l'évent, la source de l'unité aphyrique (Pa9) pourrait être située à l'est, tandis que la source de l'unité porphyrique (Pa10) serait localisée à l'ouest (Fig. 3.4). Cependant, cette hypothèse devra être vérifiée lors de la cartographie des feuillets adjacents.

7.2.3 Origine des autres roches volcanoclastiques : introduction

La hyaloclastite est le résultat de la fragmentation de la lave au contact avec l'eau lors d'une éruption effusive (White et Houghton, 2006). Les rares affleurements où de la hyaloclastite primaire a été interprétée montrent des brèches de coulée, de la brèche de coussin et de la hyaloclastite classique à petits fragments anguleux. À des fins de cartographie, ces roches ont été regroupées avec les laves discutées ci-dessus.

Les roches volcanoclastiques autres que celles interprétées facilement comme de la hyaloclastite primaire représentent 33% des affleurements de roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Ceci inclut les roches volcanoclastiques monogéniques aphyriques (Pa9), monogéniques porphyriques (Pa10) et polygéniques (Pa12). Le type de structures présentes dans ces roches semble indiquer qu'il s'agit principalement de dépôts de courants de densité. Deux classifications ont donc été utilisées :

- La classification de White (2000), qui distingue trois origines selon le mode de fragmentation et le type de courants de densité ;
- La classification de Lowe (1982), qui distingue plusieurs modes de transport et déposition.

Selon la classification de White (2000), trois types de courants de densité peuvent se former en milieu sous-marin :

1. Fragmentation explosive suivie par un courant supporté par des gaz ;

Le premier type de courant de densité est la coulée pyroclastique sous-marine au sens strict (courant supporté par le gaz). La formation des coulées pyroclastiques nécessite de vastes éruptions explosives, par exemple lors de l'effondrement d'une caldeira. Le dépôt est une ignimbrite épaisse, massive à faiblement litée, composée d'échardes de verre et de ponces, et déposée à haute température (texture de « soudure » possible).

Ce type de dépôt n'est pas observé dans les roches volcanoclastiques du Groupe de Parent.

2. Fragmentation explosive suivie par un courant supporté par de l'eau ;

Quand une éruption explosive sous-marine se produit, mais que l'eau de mer se mélange avec la colonne éruptive, des courants de densité « aqueux » se forment. Ces dépôts peuvent inclure tous les types décrits par Lowe (1982) (voir plus loin). La densité des lapillis juvéniles peut varier de forte à celle d'une ponce. Le dépôt est typiquement lité, mais peut aussi être massif. Aussi, il peut être difficile de distinguer ce type de dépôt de celui d'un dépôt volcanoclastique remobilisé, puisqu'ils peuvent présenter les mêmes structures internes (par exemple des rides de courant, des laminations obliques et des laminations parallèles). Une partie des roches volcanoclastiques du Groupe de Parent pourraient être associées à ce type de dépôt.

3. Fragmentation effusive (coulée de lave) suivie d'un courant supporté par de l'eau

Les dépôts de ce troisième type sont générés par l'avancée d'une coulée de lave sous-marine. Les fragments peuvent être issus de la lave elle-même. En effet, lorsque la lave entre en contact avec l'eau de mer, les bordures se fragmentent et des morceaux peuvent se détacher. Parallèlement, de fines particules peuvent être entrainées par des courants ascendants générés par la différence de température entre la lave et l'eau de mer. Ces particules en suspension peuvent être entrainées par un courant de densité, tandis que les fragments qui se détachent de la lave peuvent générer des coulées de débris le long d'une pente abrupte. Afin d'identifier ce dépôt, la présence de hyaloclastite est diagnostique et spatialement, le dépôt est associé à une lave. Une partie des roches volcanoclastiques du Groupe de Parent pourraient être associées à ce type de dépôt.

Un type de dépôt partiellement apparenté au type 3 est la hyaloclastite remaniée (McPhie et al., 1993). Ici, la pente forte du volcan ou du front de la coulée de lave/dôme cause une resédimentation de la hyaloclastite primaire et peut générer toutes sortes de dépôts, par exemple une coulée de débris, une turbidite, etc. Les caractéristiques typiques des hyaloclastites remaniées sont : i) une composition homogène; ii) des types de fragments peu variés; iii) des fragments sans texture de soudure; et iv) une texture primaire interne préservée. Aussi, le litage indique généralement une mise en place rapide du dépôt (McPhie et al., 1993). Une partie des roches volcanoclastiques du Groupe de Parent pourraient être associées à ce type de dépôt.

En général, les roches volcanoclastiques du Groupe de Parent qui ne sont pas de la hyaloclastite primaire sont massives à litées. Leur granulométrie s'échelonne de la cendre au bloc et les fragments sont essentiellement volcaniques, mais peu vésiculaires. Leurs textures et structures suggèrent que plusieurs sont des dépôts formés par écoulements gravitaires sous-marins (courants de densité supportés par l'eau), nourris directement par une éruption explosive (type 2 de White, 2000) ou non (mouvement secondaire). Il pourrait aussi s'agir dans certains cas de hyaloclastite remaniée.

On peut donc utiliser la classification suivante (Lowe, 1982) pour en savoir plus sur le mode de transport et de déposition :

- Turbidites de faible densité (Fig. 7.1, modèles 10 et 11) : la granulométrie varie de celle d'une argile à celle d'un sable (cendre fine à grossière). Ces dépôts présentent les caractéristiques des divisions de la séquence de Bouma (1962), comme le granoclassement normal (Ta), les laminations entrecroisées (Tc), etc.
- Turbidites de haute densité (Fig. 7.1, modèles 5 à 9) : la granulométrie varie de celle d'un sable à celle du galet (cendre grossière à lapilli). Les lits sont épais et peuvent montrer un granoclassement inverse ou normal. Leur sommet peut être remanié par des courants de faible densité. En perdant son énergie, une turbidite de haute densité peut se transformer en turbidite de faible densité.
- Coulée liquéfiée (Fig. 7.1, modèles 12 et 13) : la granulométrie varie de celle d'un silt grossier à celle d'un sable grossier (cendre fine à grossière). Le dépôt peut être massif. Il peut montrer des structures d'échappement d'eau et/ou être normalement granoclassé.
- Écoulement de grains (Fig. 7.1, modèle 4) : la granulométrie varie de celle d'une argile à celle d'un galet (cendre fine à bloc). Le dépôt est mince, bien trié et au granoclassement inverse. Il se forme sur une pente abrupte.
- Coulée de débris (Fig. 7.1, modèles 1 à 3) : la granulométrie varie de celle d'une argile à celle du galet (cendre fine à bloc). Le dépôt est massif et mal trié.

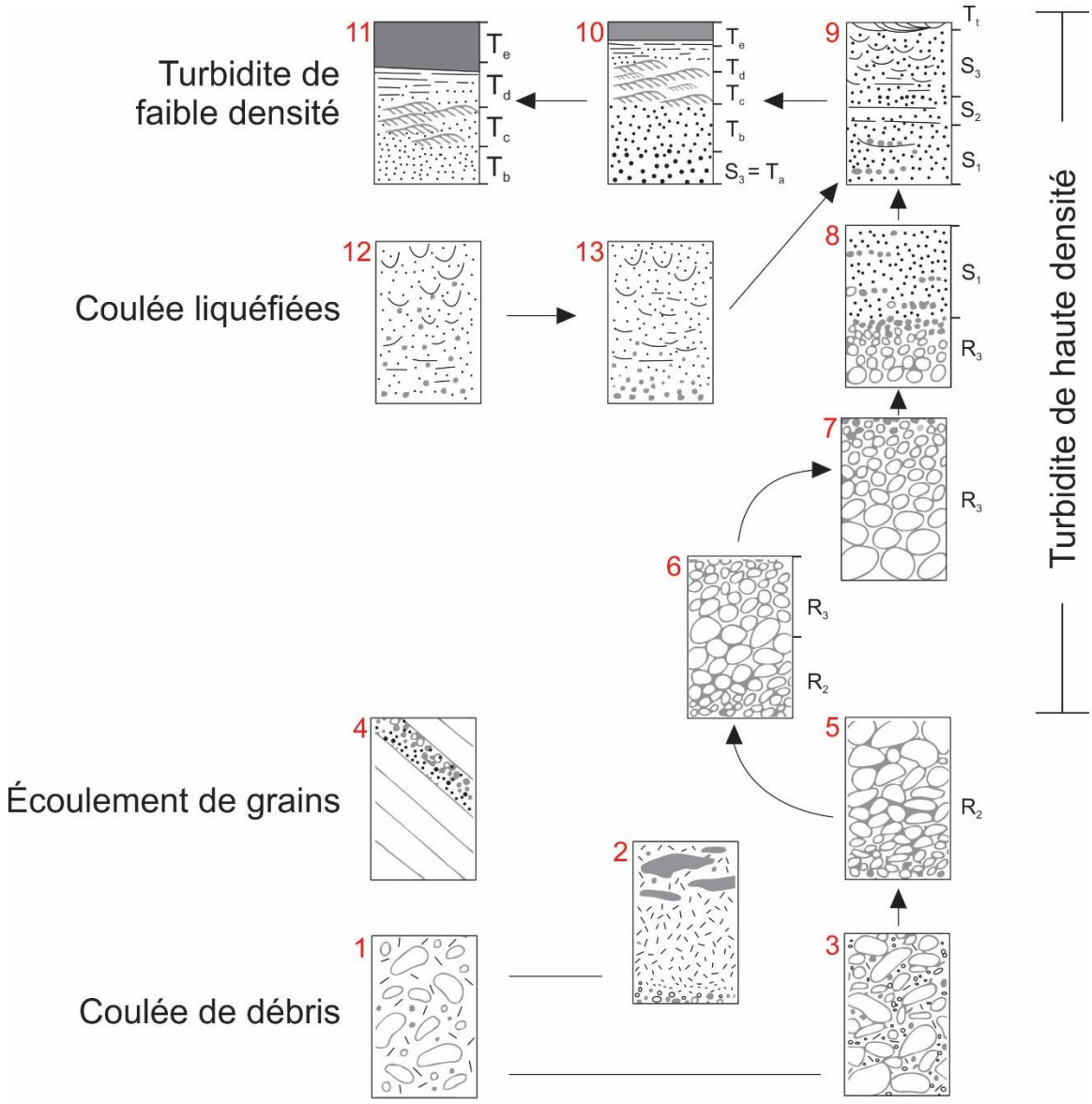


Figure 7.1. Résumé des principaux dépôts issus d'écoulements gravitaires. Modifiée de Lowe (1982). Les flèches et les lignes montrent les évolutions possibles entre les types de dépôts.

7.2.4 Roches volcanoclastiques monogéniques aphyriques (Pa9)

Les roches volcanoclastiques monogéniques aphyriques sont des tufs fins à grossiers, bien lités. Elles sont interprétées comme des turbidites de faible densité étant donné qu'elles présentent les caractéristiques typiques des divisions de la séquence de Bouma (Ta, Tb, Tc, Td). Les particules qui les composent sont interprétées comme des cendres

volcaniques puisqu'elles ont la même composition chimique que les laves Pa9. Ces cendres ont pu être générées par des explosions relativement distales ou lors de l'activité volcanique effusive (hyaloclastite remaniée).

7.2.5 Roches volcanoclastiques monogéniques porphyriques (Pa10)

Les roches volcanoclastiques monogéniques porphyriques sont des tufs à lapillis porphyriques et, en moindre proportion, des tufs grossiers contenant des cristaux libres de pyroxène. Les tufs et tufs à lapillis sont observés sur des épaisseurs métriques de façon continue, mais aucun granoclassement n'a été décrit. Ceci pourrait être expliqué, entre autres, par l'omniprésence du lichen sur les affleurements. La transition entre les tufs et les tufs à lapillis est supposée graduelle. Puisque peu d'observations détaillées sont disponibles, ces roches sont interprétées de façon très préliminaire comme des coulées de débris ou des turbidites de haute densité. Les fragments porphyriques sont perçus comme juvéniles, puisque la composition globale de ces roches (fragments et matrice) est très similaire à celle des laves porphyriques. Le caractère monogénique semble indiquer que l'origine de ces dépôts soit directement liée à l'activité volcanique, mais, une fois de plus, la dynamique explosive ou effusive de l'activité volcanique n'est pas claire, tout comme l'influence d'une éruption dans la genèse des courants. Avec des lits plus épais et une granulométrie plus grossière, la source pourrait être plus proche par comparaison avec l'unité Pa9.

7.2.6 Roches volcanoclastiques polygéniques (Pa12)

À l'exception de certains clastes plus exotiques, les fragments constituant les roches volcanoclastiques polygéniques sont très similaires à ceux des unités Pa9 et Pa10 du Groupe de Parent. Toutefois, plusieurs types de fragments sont ici mélangés. Les roches volcanoclastiques polygéniques pourraient être le résultat d'un processus de resédimentation, relié ou non à l'activité volcanique. En effet, afin d'intégrer des fragments de diverses origines volcaniques, des volcanoclastites monogéniques et des laves cohérentes auraient pu être remobilisées sous l'effet de la gravité. Par exemple, l'effondrement d'une petite partie d'un édifice volcanique pourrait être à l'origine des roches volcanoclastiques polygéniques. Il est intéressant de souligner la présence occasionnelle de fragments felsiques dans ces roches, ce qui laisse penser que des

centres felsiques pourraient se trouver dans les feuillets adjacents. Aussi, quelques-uns de ces dépôts contiennent de possibles ponces/scories qui pourraient témoigner d'une origine explosive (voir prochain paragraphe).

7.2.7 Origine des fragments

Une observation importante est la grande proportion de roche volcanoclastiques (33%) dans le Groupe du Parent pour le secteur cartographié. Les trois principaux mécanismes de formation envisagés pour ces fragments sont des explosions volcaniques, la fragmentation de coulées de lave et les glissements de terrain. Une explosivité importante est plus simple à expliquer si l'évent est à moins de 1000 m, voire moins de 500 m, de profondeur d'eau (White et Schipper, 2015). Deux types de mécanismes de fragmentation sont à l'origine d'explosions volcaniques, soit magmatique et phréatomagmatique (White et Valentine, 2016). Lors de la fragmentation magmatique, le magma se brise sans apport externe, à cause des bulles de gaz présentes dans le magma ou encore en réponse à de fortes contraintes. La fragmentation phréatomagmatique est générée par le contact explosif entre le magma et l'eau. En théorie, pour une profondeur donnée, la vésicularité des fragments juvéniles est proportionnelle à la concentration de gaz présente dans le magma. Afin de déterminer quel type d'explosion est à l'origine des dépôts, plusieurs critères peuvent être utilisés. Par exemple, des fragments juvéniles peu vésiculaires et une proportion importante de fines particules sont des critères traditionnellement utilisés pour identifier l'explosion phréatomagmatique. Plusieurs nuances et exceptions ont été mises en avant par White et Valentine (2016). Par exemple, des études en laboratoire et des études de cas réels ont démontré que la vésicularité ne peut pas toujours être un critère diagnostique, particulièrement pour des compositions rhyolitiques (White et Valentine, 2016). En ce qui concerne les fines particules, les dépôts peuvent être triés par l'eau et les fines particules peuvent être transportées par des courants sous-marins sur de plus grandes distances que les lapillis. Aussi, des explosions magmatiques peuvent, elles aussi, générer de grandes quantités de particules fines. En résumé, distinguer le type d'explosion à l'origine des dépôts n'est pas une tâche facile, d'autant plus qu'une explosion magmatique peut évoluer en explosion phréatomagmatique et vice versa (White et Valentine, 2016). Cependant, peu de vésicules ont été décrites dans les roches volcaniques du Groupe de Parent, ce qui exclut potentiellement l'explosion

d'origine magmatique (à part pour les possibles ponces/scories du Pa12). Peu importe le type d'explosivité, l'évent était probablement à moins de 1000 m de profondeur d'eau, mais les fragments ont ensuite descendu des pentes sous forme de courants de densité.

Les deux autres mécanismes de création de fragments, la fragmentation de coulées de lave et les glissements de terrain, sont favorisés par des pentes abruptes. Une possible viscosité élevée des laves (en particulier pour les roches porphyriques) favorise également leur fragmentation. Le remaniement de la hyaloclastite serait ensuite facilité par une pente abrupte.

7.2.8 Paysage volcanique

Compte tenu de ce qui précède, on peut donc imaginer un ou des volcans composites sous-marins, ressemblant possiblement à des stratovolcans (peut-être partiellement émergents, mais probablement pas dans le feuillet cartographié). Le feuillet 35G11 pourrait représenter le flan d'un de ces volcans ou un bassin entre deux volcans. Ces hypothèses devront être examinées lors de la cartographie future des autres feuillets du Groupe de Parent.

7.3 Pétrogenèse et tectonique

Les interprétations suivantes sont basées sur l'hypothèse que la tectonique des plaques au Paléoprotérozoïque était similaire au modèle actuel (François et al., 2018).

7.3.1 Basaltes et andésites basaltiques

Comme la volcanologie implique un dépôt sous-marin, les environnements tectoniques océaniques typiques, sans présence de croûte continentale, sont d'abord envisagés (dorsale médio-océanique, bassin arrière-arc, arc volcanique, plateau océanique). La présence de croûte continentale (contaminant potentiel) est ensuite considérée, dans des environnements océaniques ou continentaux.

Hypothèse 1 : environnements océaniques, pas de croute continentale

On peut imaginer, comme première hypothèse, que le Groupe de Parent s'est formé loin de tout continent, dans un environnement purement océanique, et voir si on peut expliquer la géochimie de cette façon. Le Groupe de Parent aurait ensuite été transporté jusqu'à son emplacement actuel pendant l'Orogène de l'Ungava.

Certains basaltes tholéiitiques (Pa9a, Pa10a) ont des signatures en éléments traces similaires à ceux des MORB modernes ou des basaltes de plateau (Fig. 6.3a). Ces signatures sont présentes dans des contextes de dorsale médio-océanique, de bassin d'arrière-arc (Pearce, 2008), ou de plateau océanique. Plus spécifiquement, les sous-groupes Pa9a, Pa9b et Pa10a se situent entre le pôle N-MORB et le pôle E-MORB sur le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2008). Le sous-groupe Pa9c ressemble plus à des E-MORBs. Dans un contexte de dorsale ou d'arrière-arc, il est possible de rencontrer des signatures de N-MORB à E-MORB, toutefois, on ne s'attend pas y produire aussi des magmas calco-alcalins : il faudrait qu'ils proviennent d'un arc volcanique situé plus loin (Sun et al., 2003; Xia et Li, 2019).

Pour Pa10b et Pa10c, les spectres multiéléments (valeurs de Th plus élevées, anomalies négatives en Nb-Ta, fractionnement des terres rares légères par rapport aux lourdes ; Fig. 6.3b) ressemblent à ceux observés dans les roches transitionnelles à calco-calcalines issues d'environnement d'arc volcanique. Toutefois, la tendance d'arc moderne typique, parallèle à celle du manteau mais décalée vers le haut, n'est pas identifiée sur le diagramme Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2008). Aussi, il est difficile de placer à la fois un arc et une dorsale (ou un bassin d'arrière-arc) dans un seul feuillet 1 : 50 000.

Hypothèse 2 : environnements océaniques, avec contamination crustale

Comme deuxième hypothèse, on peut imaginer que le Groupe de Parent se forme toujours en environnement océanique, loin d'un continent majeur comme le Supérieur, mais qu'un morceau de croûte continentale ou un ancien arc volcanique soit présent dans le secteur et puisse contaminer certains magmas plus que d'autres (p. ex. la Martinique, dans l'Arc des Petites Antilles : Pearce et Peate, 1995; MacDonald et al., 2000). Bien que l'influence de contamination crustale soit proposée dans certains environnements d'arc océanique, l'utilisation d'isotopes radiogéniques semble nécessaire afin de le démontrer.

Hypothèse 3 : rift continental ou marge passive

La troisième hypothèse pour expliquer la géochimie du Groupe de Parent est la contamination variable d'un basalte de type MORB dans un rift continental. Le Groupe

de Parent se serait alors formé directement en bordure de la Province du Supérieur ou des unités pré-Parent de l'Arc de Narsajuaq et peu de transport tectonique serait nécessaire, par rapport aux hypothèses précédentes, pour expliquer la position actuelle du Groupe de Parent.

Le magma frais qui remonte directement à la surface ne serait pas ou peu affecté par la contamination, si son temps de séjour dans une chambre magmatique crustale est limité. Ceci permettrait de produire une variété de basaltes de N-MORB à E-MORB pour le Groupe de Parent. Dans le cas où le magma s'arrête dans une chambre, le degré de contamination varierait régulièrement en fonction de la recharge par du magma frais (Pearce, 2008). En contrepartie, plus le magma resterait longtemps dans la chambre magmatique, plus il serait contaminé par la croute ancienne (Pearce, 2008), en même temps que la cristallisation fractionnée progresse.

Un rift continental a aussi été proposé pour le Domaine Sud, qui est en contact direct avec la Province du Supérieur. Plus spécifiquement, le Domaine Sud est interprété comme la transition d'un rift continental (source de magma profonde, Groupe de Povungnituk) vers un rift plus mature (source peu profonde, Groupe de Chukotat) (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1983; Hegner et Bevier, 1989).

Selon les nouvelles datations disponibles (voir Chap. 3), le Groupe de Parent aurait un âge similaire, ou légèrement plus ancien, que le Groupe de Chukotat, mais il serait nettement plus jeune que le Groupe de Povungnituk (Fig. 7.2). En particulier, l'âge de la Formation de Beauparlant dans le Groupe de Povungnituk ressemble davantage à celui du Groupe de Watts dans le Domaine Nord (Kastek et al., 2018).

Il est donc pertinent de faire une comparaison détaillée entre le Groupe de Parent et le Groupe de Chukotat. Les deux pourraient appartenir, au moins en partie, à la grande province ignée du Circum-Supérieur, dont la majeure partie de l'activité est datée entre 1885 et 1864 Ma (Ciborowski et al., 2017); le Groupe de Parent semble toutefois débuter plus tôt. Ciborowski et al. (2017) proposent que la grande province ignée du Circum-Supérieur soit issue d'un panache mantellique. Les magmas, ainsi formés, migreraient le sous la lithosphère vers les marges du Supérieur. La diversité des sources mantelliques s'expliquerait par différents degrés d'enrichissement par le panache mantellique et différents taux de fusion partielle. Les chambres magmatiques, développées dans la croûte continentale, permettraient d'expliquer les différents degrés

de contamination crustale, par exemple le « Groupe 1 » du Chukotat versus les autres groupes géochimiques du Chukotat, ou la diversité des taux de contamination dans le

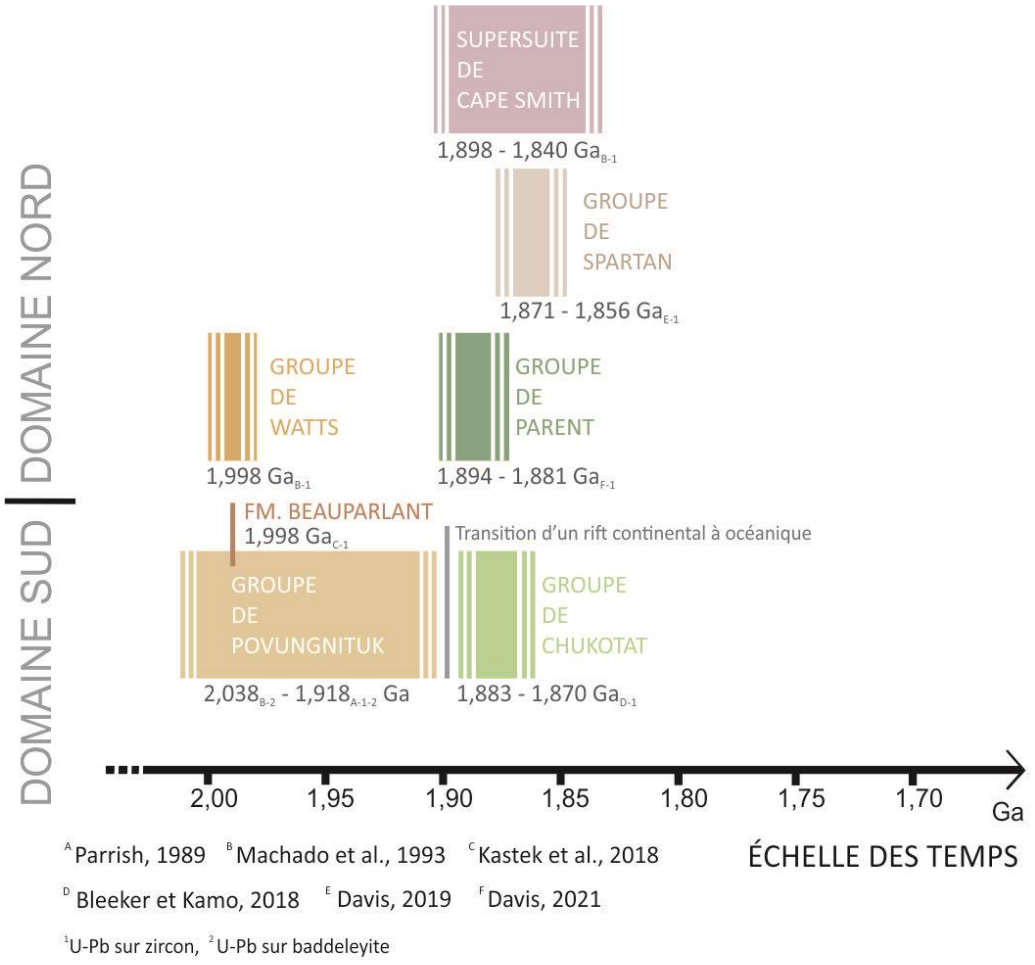


Figure 7.2 Unités des domaines Nord et Sud illustrées en fonction des âges disponibles. Modifié de Mathieu et Beaudette (2019). Pour le Groupe de Parent, seules les datations récentes ont été considérées étant donné l'incertitude quant aux âges dans la littérature (Chap. 2).

Groupe de Parent. Sur les diagrammes de Condie (2005), le Groupe de Parent, tout comme le « Groupe 1 » du Groupe de Chukotat se situent principalement dans le champ arc et le champ de basalte de plateau, alors que les « groupes » 2 et 3 du Groupe de Chukotat se situent principalement dans les champs basalte de plateau et N-MORB (Figs. 7.3a et 7.3b). Le diagramme Nb/Y en fonction de Zr/Y illustre également si la source des magmas est reliée ou non à un panache mantellique. Le Groupe de Parent se situe en partie dans le champ « *plume* » et en partie dans le champ « *non–plume* », mais ce sont les roches interprétées comme les plus contaminées qui tendent vers la

partie « *non-plume* » du diagramme. La source des magmas du Groupe de Parent pourrait donc être un panache mantellique. Les « groupes » 1, 2 et une partie du « Groupe 3 » du Groupe de Chukotat se superposent au Groupe de Parent et se situent, plus précisément, dans le champ « *plume* » à proximité de la limite (Fig. 7.3b). L'autre partie du « Groupe 3 » du Groupe de Chukotat se situe dans le champ « *non-plume* » et se trouve également dans le champ arc.

À la lumière de ces comparaisons, le Groupes de Parent et une partie du Goupe de Chukotat (« Groupe 1 ») montrent des similitudes quant à leur source magmatique et leurs patrons étendus d'éléments traces (Fig. 6.3c) et pourraient potentiellement être associés à un même panache mantellique ayant causé la grande province magmatique du circum-Supérieur.

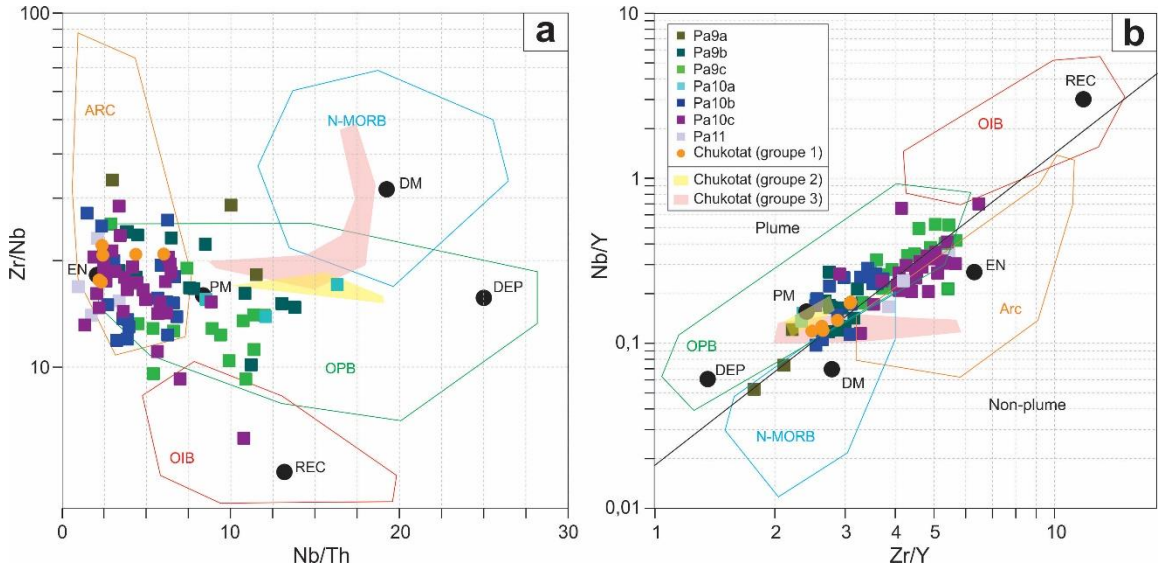


Figure 7.3. Diagrammes d'environnement tectonique (Condie, 2005). Les données et champs des « groupes » 1-2-3 du Groupe de Chukotat sont tirées de Ciborowski et al. (2017).

7.3.2 Dacite

La dacite, bien que ne contenant pas de phénocristaux de pyroxène, serait davantage associée aux roches porphyriques, sur la base des diagrammes multiélémentaires. En effet, elle présente de fortes anomalies négatives en Nb-Ta et son profil multiélémentaire montre une forte pente négative (Fig. 5.8). Sur le diagramme d'Agrawal (2008), la dacite s'inscrit dans la tendance formée par le sous-groupe le plus tholéiitique

et le plus calco-alcalin du Pa10 et pourrait représenter l'équivalent felsique du Pa10. Selon le diagramme du Th/Yb en fonction du Nb/Yb de Pearce (2008), la dacite suit la tendance AFC de l'unité porphyrique et pourrait également représenter l'unité la plus contaminée de tout le Groupe de Parent dans le secteur d'étude.

7.3.3 Place dans l'Orogène de l'Ungava

Le Groupe de Parent était auparavant interprété comme l'équivalent effusif de l'Arc de Narsajuaq, formé lors du stade final d'accrétion de l'Orogène de l'Ungava (St-Onge et al., 1992 ; Dunphy et al., 1995 ; St-Onge et al., 2007; Fig. 7.4b). Par contre, d'un point de vue lithogéochimique, l'Arc de Narsajuaq et le Groupe de Parent diffèrent, entre autres, le Groupe de Parent est plus mafique en moyenne (Figs. 6.2g, 6.2h, 6.3d, 6.4a-f). Aussi, les récents travaux de cartographie dans le secteur de l'Arc de Narsajuaq ont démontré que ce dernier est d'âge paléoprotérozoïque à archéen, donc en partie beaucoup plus ancien que le Groupe de Parent (Vanier et Lafrance, 2019).

Ensuite, en considérant les datations récentes, le Groupe de Parent serait partiellement contemporain au Groupe de Chukotat (Fig. 7.3), ce qui est cohérent avec l'hypothèse que le premier se soit développé dans un environnement d'ouverture de rift continental ou de marge passive, comme discuté précédemment (voir section 7.3.1). Ainsi, le Groupe de Parent aurait commencé à se développer plus tôt dans l'histoire de l'Orogène de l'Ungava que dans le modèle tectonique de St-Onge et al. (2007; Fig. 7.4). En effet, il serait plus logique que le Groupe de Parent se soit mis en place au moment de D0 (Fig. 7.4a).

Deux grandes provinces ignées ont récemment été proposées dans la littérature pour expliquer les roches volcaniques maintenant comprises dans l'Orogène de l'Ungava et d'autres roches ignées à l'extérieur de cet orogène. La première province ignée, vers 2,0 Ga, expliquerait la Formation de Beauparlant dans le Domaine Sud et le Groupe de Watts dans le Domaine Nord (Kastek et al., 2018). La seconde correspondrait à la grande province ignée du Circum-Supérieur, vers 1,89-1,87 Ga, et expliquerait le Groupe de Chukotat dans le Domaine Sud (Ciborowski et al., 2017) et le Groupe de Parent dans le Domaine Nord (cette étude). D'autres travaux sont néanmoins nécessaires pour clarifier davantage la pétrogenèse et l'environnement tectonique du Groupe de Parent, mais aussi pour préciser la nature des relations avec les autres groupes des domaines Nord et Sud.

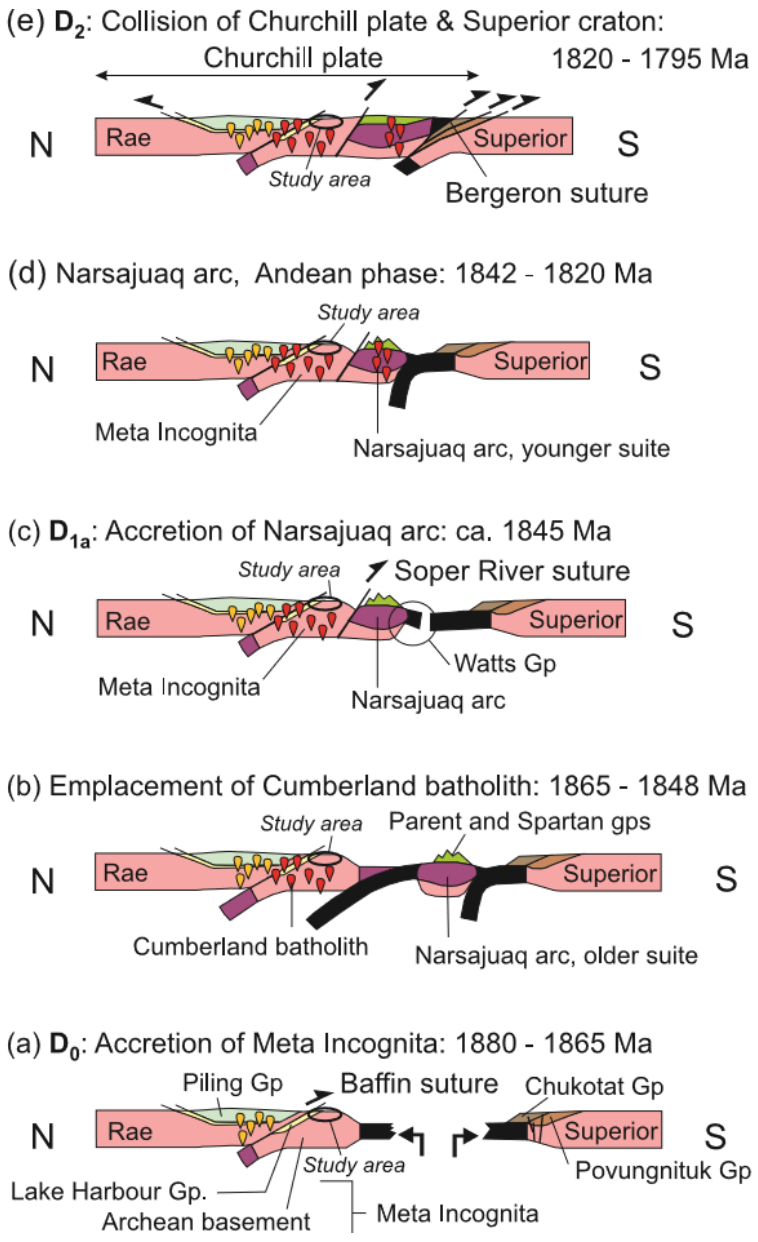


Figure 7.4. Section schématique de l'évolution de la région Québec-Île de Baffin tirée de St-Onge et al. (2007). Selon les dations maintenant disponibles, le Groupe de Parent irait plus à l'étape D0, en même temps que le Groupe de Chukotat.

8. CONCLUSION

Ce dernier chapitre résume les principales contributions de ce projet de recherche sur le Groupe de Parent et propose des perspectives quant aux travaux futurs qui pourraient améliorer nos connaissances à son égard.

8.1 Principales contributions

Les roches basaltiques à andésitiques du Groupe de Parent dans le feuillet 35G11 ont pu être divisées en sept unités selon leurs caractéristiques structurales et texturales (roches aphyriques ou porphyriques, roches cohérentes ou fragmentaires, volcanoclastites monogéniques ou polygéniques) et leurs signatures géochimiques. Dans un premier temps, la géochimie conventionnelle, les descriptions de terrain ainsi que les photographies à haute résolution de tranches de roches représentatives ont été utilisées afin de déterminer les sous-groupes. Ces derniers devaient avoir une texture commune, former un amas de points distinct sur plusieurs diagrammes géochimiques incluant les diagrammes d'éléments en traces étendus, mais aussi former des unités pouvant être tracées à l'échelle du secteur d'étude donc avoir une cohérence spatiale. Ensuite, chacune des analyses pXRF a été attribuée à un sous-groupe à l'aide de deux diagrammes géochimiques. L'intégration de l'appareil pXRF a permis d'améliorer la précision de la carte géologique par l'augmentation significative des points de contrôle géochimiques.

Ainsi, la géochimie a joué un rôle important quant à la définition des unités et a permis de générer une carte géologique précise. La méthodologie utilisée pour la cartographie ainsi que l'intégration du pXRF pourront être appliquées dans le cadre de travaux de cartographie futurs dans l'Orogène de l'Ungava, mais aussi ailleurs où il y a des roches volcaniques et d'autres lithologies à grains fins.

Avant ce projet de recherche, le Groupe de Parent était encore peu connu, malgré le potentiel métallogénique favorable. Ce projet a permis de déterminer que la séquence volcanique a été mise en place dans un environnement sous-marin à une profondeur estimée à plus de 200 m, étant donné l'absence de remaniement par les vagues. La profondeur maximale de déposition est difficile à déterminer. Compte tenu de la forte

proportion de roches volcanoclastiques non interprétées comme de la hyaloclastite primaire (33% du total des roches volcaniques), et du caractère des dépôts, il semble probable que les fragments soient, au moins en partie, d'origine explosive, ce qui impliquerait un ou des évent(s) à une profondeur maximale d'environ 1000 m. Les fragments ont ensuite voyagé vers des profondeurs plus grandes sous l'action de courants de densité incluant des turbidites à faible concentration, des turbidites à forte concentration et possiblement des coulées de débris. Outre les éruptions explosives, les autres origines possibles pour ces courants de densité sont les glissements de terrain et la hyaloclastite remaniée. Le reste des roches volcaniques est constitué de laves (67%), incluant une faible proportion de hyaloclastite *in situ*.

Les unités aphyriques et porphyriques sont intercalées. Plusieurs mécanismes peuvent expliquer cette intercalation, incluant l'hypothèse de deux évents actifs simultanément : un émettant des laves et de roches volcanoclastiques porphyriques, l'autre des roches aphyriques. Le ou les évents n'ont pas été localisés pour l'instant. Le site de dépôt des laves et des roches volcanoclastiques pourrait être le flanc d'un volcan ou un bassin entre deux volcans.

Selon l'interprétation des diagrammes de Pearce (2008), des patrons étendus d'éléments traces, et des nouvelles datations U-Pb, le Groupe de Parent ne serait pas le résultat d'un arc volcanique tel que proposé dans la littérature. Les anomalies en Nb-Ta ainsi que la variation des affinités magmatiques (tholéiitique à calco-alcaline) seraient plutôt expliquées par l'influence variable de la contamination crustale. Le Groupe de Parent aurait pu se former dans un contexte de rift continental ou de marge passive, et donc dans un régime en extension.

L'hypothèse que le Groupe de Parent soit l'équivalent effusif de l'Arc de Narsajuaq, un ensemble situé plus au nord dans l'Orogène de l'Ungava, s'avère peu probable puisque les compositions des deux ensembles de roches sont très différentes et ils ne sont pas en contact spatial (ni stratigraphique, ni faillé). De plus, certaines unités de l'Arc de Narsajuaq sont archéennes et donc beaucoup plus anciennes que le Groupe de Parent.

En comparant les roches volcaniques des domaines Nord et Sud, on remarque que la composition du magma primaire (non contaminé) du Groupe de Parent est très similaire à celle du Domaine Sud, qui comprend le Groupe de Povungnituk et le Groupe de Chukotat. Le Groupe de Povungnituk, selon la littérature, se serait également formé

dans un contexte de rift continental, mais est plus âgé que le Groupe de Parent. Par contre, le Groupe de Chukotat, formé dans un rift plus mature, est partiellement contemporain au Groupe de Parent. Les deux pourraient faire partie de la grande province ignée du Circum-Supérieur tel que proposé par Cirobowski et al. (2017). L'association potentielle à un panache mantellique (Fig. 7.3b), les différentes profondeurs de fusion partielle (Figs. 6.4g, 6.4h), la composition principalement mafique, le degré de contamination variable, ainsi que la position géographique du Groupe de Parent sont cohérentes avec son appartenance à la ceinture du Circum-Supérieur. D'un point de vu chronologique, la mise en place de la ceinture du Circum-Supérieur est évaluée entre 1885 et 1864 Ma, ce qui est partiellement contemporain avec la mise en place du Groupe de Parent (1894 à 1881 Ma).

8.2 Travaux futurs

8.2.1 Volcanologie et stratigraphie

Lors des travaux de cartographie futurs à l'échelle régionale, il est recommandé d'utiliser la méthodologie décrite dans ce mémoire afin d'assigner les roches du Groupe de Parent à des sous-groupes lithogéochimiques. Les roches provenant d'unités déjà connues pourront facilement être attribuées à un sous-groupe. D'éventuels nouveaux sous-groupes pourront aussi être définis en fonction de la signature géochimique et de la texture de la roche. Ceci implique de porter une attention particulière aux textures volcaniques : aphyrique ou porphyrique (à pyroxène), roche cohérente ou fragmentaire et monogénique ou polygénique. Sur les affleurements, les textures sont parfois difficiles à étudier compte tenu de la présence de lichen. Afin de bien décrire les roches, il faut prendre le temps de soulever la mousse qui les recouvre et balayer la fenêtre d'observation ainsi créée, et ce, à plusieurs endroits sur l'affleurement. L'observation des textures volcaniques en surface sciée et mouillée est fortement recommandée; au besoin, ceci peut être fait pendant l'automne, sur les photos du laboratoire de terrain. Ensuite, l'utilisation du pXRF est recommandée afin de disposer de géochimie sur tous les affleurements volcaniques, dans le but de générer une carte géologique précise et détaillée.

La poursuite de la cartographie du Groupe de Parent dans les autres feuillets à une échelle entre 1 : 50 000 et 1 : 20 000 permettra, entre autres, de mieux cerner l'origine

des roches volcaniques. Afin de localiser le ou les évent(s) volcaniques, les variations de faciès entre le milieu proximal et distal pourraient être utilisées dans des unités spécifiques, par exemple Pa9 ou Pa10. Ensuite, afin de déterminer la proportion des laves massives comparativement à celle des filons-couches dans les roches porphyriques cohérentes (Pa10), une cartographie de détail est nécessaire. De tels efforts permettraient de mieux comprendre la mise en place des roches porphyriques. Finalement, la cartographie permettra également de recueillir davantage d'information en ce qui concerne le type d'édifice, la profondeur de mise en place, et les mécanismes éruptifs.

8.2.2 Géologie structurale

Dans le feuillet 35G11, les marqueurs de polarités sont principalement exposés dans la partie sud. Les sommets stratigraphiques sont vers le nord et semblent indiquer une séquence globalement homoclinale. Toutefois, la géophysique laisse entrevoir la présence d'un pli entre la Faille Bergeron et la Faille Mivvik (Fig. 3.5). Le rôle du plissement dans l'histoire structurale du Groupe de Parent reste donc imparfaitement compris : existe-t-il d'autres plis qui expliqueraient certains redoublements d'unités (en plus de l'effet possible des failles)?

Davantage de mesures de polarité fiables, telles que des coussins bien préservés ou des turbidites granoclassées, permettraient de confirmer ou d'infirmer la présence de plissement dans la séquence. À noter que les roches du Groupe de Parent sont variablement aplaties et fracturées et que des structures coussinées peuvent être interprétées à tort. Ainsi, il est suggéré de se doter de critères distinctifs fiables avant de noter une polarité. Les critères utilisés à l'été 2019 pour confirmer la structure coussinée sont les suivants : la présence de bordures de trempe et de hyaloclastite intercoussin (possiblement recristallisée en minéraux d'altération) -- pas seulement des fractures entre les « coussins » -- et la répétition de plusieurs coussins. Une fois les coussins clairement identifiés, s'ils ne sont pas trop déformés, la polarité peut être déterminée à l'aide de critères comme les pédoncules (vers le bas), le sommet convexe des coussins, les chambres de quartz (fond plat) et l'accumulation de vésicules (vers le haut) (McPhie et al., 1993).

Dans le feuillet 35G11, la stratigraphie (S_o) et la foliation principale sont souvent subparallèles. Pour la cartographie ultérieure, la distinction entre les deux plans sera importante afin de bien définir la stratigraphie et la présence de plissement s'il y a lieu. Ensuite, la cartographie à partir des sous-groupes lithogéochimiques permettra de vérifier s'il y a ou non des répétitions structurales importantes.

8.2.3 Géochronologie

Sélectionner un échantillon du Groupe de Parent à des fins de datation par la méthode U-Pb sur zircon n'est pas une tâche facile. En effet, les roches volcaniques sont principalement de composition mafique à intermédiaire et sont à granulométrie fine, voire aphanitique. Même s'il est difficile d'obtenir un âge magmatique, ces derniers sont à préconiser puisque les âges obtenus sur des zircons hérités ne donnent pas l'âge de la déposition de la roche.

La géochronologie semble difficile même dans les rares roches volcaniques intermédiaires : la tentative de datation de la dacite (Pa11) à l'été 2019 a révélé que les zircons étaient trop petits (Davis, 2021). Toutefois, si des roches volcaniques felsiques cohérentes sont présentes dans des feuillets adjacents, une zone à granulométrie plus grossière, par exemple au cœur d'une épaisse coulée de lave, d'un dôme ou d'un dyke épais, serait une cible favorable pour la géochronologie.

Historiquement, deux autres datations ont été effectuées dans le Groupe de Parent par Machado et al. (1993) à l'extérieur du feuillet 35G11. Le premier échantillon, pris dans une rhyolite, a retourné un âge contemporain au Groupe de Spartan (1860 Ma), soit beaucoup plus jeune que les datations obtenues dans le feuillet 35G11 sur le Groupe de Parent ou à partir des roches qui le recoupent. Le deuxième échantillon de Machado et al. (1993) est décrit comme une roche épiclastique et possède un âge de 1917 Ma avec une composante détritique datée à >2400 Ma. Il est recommandé de retourner sur ces sites d'échantillonnage afin de vérifier si ces deux échantillons proviennent réellement du Groupe de Parent. Ceci pourrait être effectué par des observations de terrain et à l'aide de la signature géochimique des échantillons. S'ils proviennent bel et bien du Groupe de Parent, il pourrait être pertinent de refaire une datation en se concentrant sur la recherche des zircons magmatiques les plus jeunes qui dateraient le dépôt de la roche.

Finalement, de façon générale, davantage de datations dans le Groupe de Parent et dans les unités adjacentes permettraient d'améliorer la compréhension du secteur, notamment les relations entre les ensembles de roches des domaines Nord et Sud, la stratigraphie du Groupe de Parent et l'organisation structurale (et les modèles tectoniques) du Domaine Nord et de l'ensemble de l'Orogène de l'Ungava.

8.2.4 Pétrologie et tectonique

Selon la compréhension actuelle, les roches aphyriques et porphyriques du Groupe de Parent seraient issues de sources magmatiques distinctes, et/ou leurs magmas auraient connu des évolutions distinctes. Toutefois, la source des pyroxènes caractéristiques de l'unité porphyrique (Pa10) n'est pas claire. Il faudrait aussi expliquer pourquoi la contamination crustale de cette unité est plus importante que pour l'unité aphyrique (Pa9). En effet, l'influence de la contamination crustale est plus évidente pour l'unité porphyrique tel qu'illustrée par la courbe AFC (Fig. 6.4e). Les contaminants potentiels identifiés sont l'Arc de Narsajuaq et la Province du Supérieur. Cependant, la contamination pourrait également être issue d'une autre source dont la signature géochimique est semblable aux contaminants potentiels identifiés. L'utilisation des isotopes radiogéniques pourrait aider à mieux contraindre le degré et la source de la contamination.

À une échelle plus large, les travaux effectués dans le cadre de ce mémoire génèrent plusieurs questionnements quant à la place du Groupe de Parent dans l'Orogène de l'Ungava, plus particulièrement quant aux relations entre le Groupe de Parent et le reste de l'Orogène de l'Ungava. Les projets de recherche en cours (Blais et al., en cours; Gélinas et al., en cours; Lafrance et al., en cours) apporteront sans doute leur lot de réponses et de questionnements. Suite au programme de cartographie quinquennal du MERN dans l'Orogène, et aux différents projets de recherche en cours, un nouveau modèle tectonique pourrait être généré.

8.2.5 Métallogénie

Considérant les indices déjà connus, le Groupe de Parent est une unité favorable aux minéralisations de type (i) or orogénique, (ii) or spatialement associé à des plutons et (iii)

sulfures massifs volcanogènes. Les comparaisons pétrologiques, géochronologiques et tectoniques avec le Domaine Sud, réalisées dans ce mémoire, soulèvent aussi la possibilité intrigante qu'il puisse exister des minéralisations de Ni-EGP dans le Groupe de Parent.

Lors de la cartographie et de l'exploration aurifère, une attention particulière devra être portée aux veines de quartz et quartz-carbonate, car les veines hôtes de certaines minéralisations dans 35G11 contiennent très peu de sulfures (< 1%) et donc sont très peu rouillées (Dombrowski et Desbiens, 2017). À première vue, elles ne semblent pas minéralisées, pourtant un échantillon choisi (bloc erratique) a retourné une valeur de 189 g/t Au (Dombrowski et Desbiens, 2017).

Les roches volcaniques en bordure de plutons felsiques peuvent également être porteuses de minéralisation aurifère, ainsi que les plutons eux-mêmes (Dombrowski et Desbiens, 2017). Si le pluton est à proximité d'une zone de déformation, il semblerait que le contexte soit davantage favorable, tel qu'observé dans le feuillet 35G11. En effet, il est possible que la Faille Qiqaviq ait joué un rôle quant à la mise en place de la minéralisation à proximité et au sein de l'intrusion de la Suite de Sanimuapik.

Les minéralisations de type sulfure massif volcanogène affleurent peu en surface pour l'instant. Cependant, les cartes de gradient vertical du champ magnétique résiduel et surtout les anomalies électromagnétiques peuvent aider à les localiser.

Enfin, pour le potentiel Ni-EGP, il faut porter une attention particulière à d'éventuelles coulées de lave ultramafiques et à des intrusions ultramafiques à mafiques qui pourraient être porteuses de minéralisation, comme à Raglan (Lesher, 2007).

9. RÉFÉRENCES

Agrawal S, Guevara M, Surendra PV (2008) Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace element. Int Geol Rev 50:1057–1079.

Barrett TJ, MacLean WH (1999) Volcanic sequences, lithogeochemistry, and hydrothermal alteration in some bimodal volcanic-associated massive sulfide systems. In: Barrie C, Hannington M (eds) Reviews in Economic Geology. pp 101–131

Barrette PD (1990) Géologie de la région du lac Bilson (fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources Naturelles; ET 88-15, 36 pages, 3 plans.

Beaudette M, Bilodeau C, Mathieu G (2020) Géologie de la région du lac Parent, Orogène de l'Ungava, Nunavik, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles; BG 2020-04, 1 plan.

Bleeker W, Kamo SL (2018) Extent, origin, and deposit-scale controls of the 1883 Ma Circum-Superior large igneous province, northern Manitoba, Ontario, Quebec, Nunavut and Labrador. In: Rogers N (ed) Targeted Geoscience Initiative: 2017 report of activities, volume 2. Geological Survey of Canada, Open File 8373, pp. 5–14

Bouma AH (1962). Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam ; New York: Elsevier Pub. Co.

Bourke A, Ross P-S (2016) Portable X-ray fluorescence measurements on exploration drill cores: comparing performance on unprepared cores and powders for "whole-rock" analysis: Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis, 16:147-157.

Charrette B, Beaudette M, Parent M, Paquette L (2018) Géologie de la région du cap Wolstenholme, Orogène de l'Ungava, Province de Churchill, sud-est d'Ivujivik, Québec, Canada, Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, BG 2018-03.

Ciborowski TJR, Minifie MJ, Kerr AC, et al (2017) A mantle plume origin for the Palaeoproterozoic Circum-Superior Large Igneous Province. Precambrian Res 294:189–213.

Condie KC (2005) High field strength element ratios in Archean basalts: A window to evolving sources of mantle plumes? Lithos 79:491–504.

Corrigan D, Pehrsson S, Wodicka N, de Kemp E (2009) The Palaeoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. In: Murphy JB, Keppie JD, Hynes AJ (eds) Ancient Orogens and Modern Analogues. Geological society of London, Special Publication 327, pp 457–479

Darbyshire FA, Bastow ID, Petrescu L, et al (2017) A tale of two orogens: Crustal processes in the Proterozoic Trans-Hudson and Grenville Orogens, eastern Canada. Tectonics 36:1633–1659.

Davis DW (2019) Rapport sur les datations U-Pb des roches du Québec 2018-2019, projets Lac Cadieux et Lac Watts. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, MB 2019-09, 82 pages.

Davis DW (2021) Rapport sur les datations U-Pb des roches du Québec 2019-2020, projets Lac Sirmiq et Lac Parent. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, MB 2021-03, 239 pages.

Davis DW, Sutcliffe CN (2018) U-Pb Geochronology of Zircon and Monazite by LA-ICPMS in Samples from Northern Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, MB 2019-01, 113 pages.

Dombrowski C, Desbiens S (2017) NI 43-101 Technical Report on Qiqavik Project, Northern Quebec, Canada, IOS Services Géoscientifiques No. 1174, 120 pages.

Dunphy JM, Ludden JN (1998) Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava Orogen, Canada) and comparisons to Superior Province granitoids. Precambrian Res 91:109–142.

Dunphy JM, Ludden JN, Parrish RR (1995) Stitching together the Ungava Orogen, northern Quebec: geochronological (TIMNS and ICP-MS) and geochemical constraints on late magmatic events. Can J Earth Sci 32:2115–2127.

Ernst RE, Buchan KL (2004) Igneous rock association in Canada 3. Large Igneous Provinces (LIPs) in Canada and adjacent regions: 3 Ga to present. Geosci. Can. 31, 103–126.

Ewart A, Bryan WB, Chappell BW, Rudnick RL (1994) Regional geochemistry of the Lau-Tonga arc and backarc systems. In: Maddox EM (ed) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. V.135. pp 385–425

Fiset N (2004) Report on a helicopter-borne magnetic and electromagnetic survey, Nuvilik & North Chukotat properties. Goldbrook Ventures Inc, Aavdex Corporation. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec, GM 61396, 26 pages et 27 plans.

Franchuk A, Lightfoot PC, Kontak D (2016) High tenor Ni-PGE sulfide mineralization in the South Manasan ultramafic intrusion, Paleoproterozoic Thompson Nickel Belt, Manitoba, Canada. Ore Geol Rev 72:434–458.

Francis D, Ludden J, Hynes A (1983) Magma Evolution in a Proterozoic Rifting Environment. J Petrol 24:556–582.

François C, Debaille V, Paquette J, Baudet D (2018) The earliest evidence for modern-style plate tectonics recorded by HP – LT metamorphism in the Paleoproterozoic of the Democratic Republic of the Congo. Sci Rep 8:1–10.

Gélinas L (1961) Rapport préliminaire sur la région du lac Watts, Nouveau-Québec. Ministère des Ressources Naturelles, RP 471, 15 pages.

Giovenazzo D, Picard C, Tremblay C, Lefebvre C (1991). Gitologie de la partie occidentale de la fosse de l'Ungava : régions des lacs Chukotat, Vanasse, Hubert et Lessard. Institut de recherche en exploration minérale et Ministère de l'Énergie et des Ressources, MB 91-23, 103 pages.

Giovenazzo D (1997). Geological and drill report, Lac Parent. Falconbridge Ltee. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec, GM 54904, 53 pages.

Harker A (1909) The Natural History of Igneous Rocks. Methuen & Co., London.

Hegner E, Bevier ML (1989) Geochemical constraints on the origin of mafic rocks from the Cape Smith Belt 1. Geosci Canada 16:148–151.

Helo C, Longpré MA, Shimizu N, et al (2011) Explosive eruptions at mid-ocean ridges driven by CO 2-rich magmas. Nat Geosci 4:260–263

Hervet M (1984) Région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources Naturelles; DP-85-05, 2 plans.

Hoffman PF (1985) Is the Cape Smith belt (northern Quebec) a klippe? Can J Earth Sci 22:1361–1369.

Hynes A, Francis D (1982) A transect of the early Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. Tectonophysics 88:23–59.

Ishikawa Y, Sawaguchi T, Iwaya S, Horiuchi M (1976) Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration halos (in Japanese with English abstract). Min Geol 26:105–117.

Intissar R, Benahmed S, D'amours I (2014) Levé magnétique et spectrométrique aéroporté de la partie nord de l'Orogène de l'Ungava, Province de Churchill. Ministère des Ressources Naturelles; DP 2014-03, 10 pages, 410 plans.

Jenner GA (1996) Trace element geochemistry of Igneous rocks: Geochemical nomenclature and analytical geochemistry. In: Wyman DA (ed) Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration: Geological Association of Canada, short course notes, V.12. pp 51–77

Jourdain, V (1998) rapport sur les travaux d'exploration de la saison 1998, Projet Gerfaut. Falconbridge LTEE. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec, GM 56129, 41 pages et 4 plans.

Kastek N, Ernst RE, Cousens BL, et al (2018) U-Pb Geochronology and Geochemistry of the Povungnituk Group of the Cape Smith Belt: Part of a Craton-Scale Circa 2.0 Ga Minto-Povungnituk Large Igneous Province, Northern Superior Craton. Lithos 320–321:315–331.

Lamothe D (2007) Lexique stratigraphique de l'Orogène de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, DV2007-03, 66 pages.

Large RR, Gemmell JB, Paulick H (2001) The Alteration Box Plot: A Simple Approach to Understanding the Relationship between Alteration Mineralogy and Lithogeochemistry Associated with Volcanic-Hosted Massive Sulfide Deposits. Econ Geol 96:957–971.

Lesher CM (2007) Deposits in the Raglan Area, Cape Smith Belt, New Québec. In: Goodfellow WD (ed) Mineral Deposits of Canada: A Synthesis ofMajor Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Mineral Deposits Division, Geological Association of Canada, pp 351–386

Lowe DR (1982) Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J Sediment Petrol 52:279–297.

Macdonald R, Hawkesworth CJ, Heath E (2000) The Lesser Antilles volcanic chain: A study in arc magmatism. Earth Sci Rev 49:1–76.

Machado N, David J, Scott DJ, Lamothe D, et al. (1993) U-Pb geochronology of the western Cape Smith Belt, Canada new insights on the age of initial rifting and arc magmatism. Precambrian Res 63:211–223.

Mathieu G, Beaudette M (2019) Géologie de la région du lac Watts, Domaine Nord, Fosse de l'Ungava, Nunavik, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles; BG 2019-04.

Moorhead J (1989) Géologie de la région du lac Chukotat (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources Naturelles; ET 87-10, 64 pages, 2 plans.

McKevitt DJ, Lesher CM, Houlé MG (2020) Regional lithogeochemical synthesis of mafic-ultramafic volcanic and intrusive rocks in the Cape Smith Belt, Nunavik, northern Quebec. In: Bleeker W, Houlé MG (eds) Targeted Geoscience Initiative 5: Advances in the understanding of Canadian Ni-Cu-PGE and Cr ore systems – Examples from the Midcontinent Rift, the Circum-Superior Belt, the Archean Superior Province, and Cordilleran Alaskan-type intrusions. Commission géologique du Canada, Dossier public 8722. pp 99–115

McPhie J, Doyle M, Allen R (1993) Volcanic textures, A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. University of Tasmania, Centre for Ore Deposit and Exploration Studies

Minifie MJ (2010) Nature and origin of the ~1880 ma circum-superior large igneous province. Cardiff University (United Kingdom)

Mueller W, Chown EH, Potvin R (1994) Substorm wave base felsic hydroclastic deposits in the Archean Lac des Vents volcanic complex, Abitibi belt, Canada. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 60: 273-300

Parrish RR (1989) U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. Geosci Canada 16:126–130.

Pearce JA (2008) Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. Lithos 100:14–48.

Pearce JA, Peate DW (1995) Textonic implications of the composition of the volcanic arc magma. Earth Planet Sci Lett 23:251–285

Perreault S, Moorhead J, Houle P et al. (2003) Rapport sur les activités d'exploration minière au Québec 2002. Ministère des Ressources Naturelles, DV 2003-01, 133 pages.

Peters BJ, Day J (2014) Assessment of relative Ti, Ta, and Nb (TITAN) enrichments in ocean island basalts Bradley. Geochemistry, Geophys Geosystems 15:4424–4444.

Picard C (1995) Synthèse pétrogéochimique des roches volcaniques protérozoïques de la ceinture orogénique de l'Ungava : évolution géologique des Groupes de

Povungnituk, de Chukotat et de Parent, Ministère des Ressources Naturelles, MB 95-01, 257 pages.

Picard C, Lamothe D, Piboule M, Oliver R (1990) Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system: the Cape Smith Thrust-Fold Belt (New-Quebec). Precambrian Res 47:223–249.

Pritchard RA (1996) Dighem V survey, Nivilik West-Ekwan. Falconbridge LTEE. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec, GM 54768, 148 pages et 36 plans.

Ross P-S (2019) Domaine Nord : protocole analytique pXRF pour utilisation pendant l'été 2019. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles. MB 2019-04, 34 pages.

Ross P-S, Beaudette M (2021) Potentiel des analyseurs pXRF pour la cartographie régionale du socle rocheux au MERN : résultat d'un test dans le Domaine Nord de l'Orogène de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, MB 2021-05, 37 pages.

Ross P-S, Bédard JH (2009) Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Can J Earth Sci 46:823–839.

Ross PS, Bourke A, Fresia B (2013) A multi-sensor logger for rock cores: Methodology and preliminary results from the Matagami mining camp, Canada. Ore Geol Rev 53:93–111.

Ross P-S, Bourke A, Fresia B (2014a) Improving lithological discrimination in exploration drillcores using portable X-ray fluorescence measurements: (1) testing three Olympus InnovX analysers on unprepared cores: Geochemistry Explor Environ Anal 14:171–185.

Ross P-S, Bourke A, Fresia B (2014b) Improving lithological discrimination in exploration drillcores using portable X-ray fluorescence measurements: (2) applications to the Zn-Cu Matagami mining camp, Canada: Geochemistry Explor Environ Anal 14:187-196.

Sciortino M, Fontaine A, Cloutier R, Belisle B (2017) 2016 exploration program and compilation of historical data, Qiqavik property. Ressources Tectonic Inc, True North Nickel Inc, Claims Holmstead. Rapport statutaire soumis au gouvernement du Québec, GM 70228, 639 pages.

Stolz AJ, Varne R, Davies GR, et al (1990) Magma source components in an arc-continent collision zone: the Flores-Lembata sector, Sunda arc, Indonesia. Contrib to Mineral Petrol 105:585–601.

St-Onge MR, Lucas SB, Parrish RR (1992) Terrane accretion in the internal zone of the Ungava orogen, northern Quebec. Part 1: Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications. Can J Earth Sci 29:746–764.

St-Onge MR, Lucas SB (1993) Geology of the eastern Cape Smith belt: parts of the Kangiqsujuaq, cratère du Nouveau-Québec, and lacs Nuvilik map areas, Quebec.

St-Onge MR, Wodicka N, Ijewliw O (2007) Polymetamorphic evolution of the trans-hudson orogen, Baffin Island, Canada: Integration of petrological, structural and geochronological data. J Petrol 48:271–302.

Sun SS, McDonough WF (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds) Magmatism in the ocean basins Geol Soc Spec Publ 42:313–345.

Sun W, Bennett VC, Eggins SM, et al (2003) Rhenium systematics in submarine MORB and back-arc basin glasses: Laser ablation ICP-MS results. Chem Geol 196:259–281.

Tremblay G (1985). Géologie de la région du lac Vanasse - Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources Naturelles, DP-85-29, 2 plans.

Tremblay G (1989) Géologie de la région du lac Vanasse (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources Naturelles, ET 87-08, 29 pages, 2 plans.

Tremblay G (1991) Géologie de la région du lac Lessard (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources Naturelles, ET 88-09, 32 pages, 2 plans.

Turner S, Hawkesworth C (1997) Constraints on flux rates and mantle dynamics beneath island arcs from Tonga-Kermadec lava geochemistry. Nature 389:568–573.

Vanier M-A, Lafrance I (2019) Géologie de la région du lac Sirmiq, Orogène de l'Ungava, Nunavik, Québec, Canada. Ministère de l'Énergie et des Ressources Naturelles, BG 2020-02.

White JDL (2000) Subaqueous eruption-fed density currents and their deposits. Precambrian Res 101:87–109.

White JDL, Houghton BF (2006) Primary volcaniclastic rocks. Geology 34:677–680.

White JDL, Schipper CI (2015) Submarine Explosive Eruptions. In: Haraldur S (ed) The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition). pp 553–569

White JDL, Valentine GA (2016) Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. Geosphere 12:1478–1488.

Winchester JA, Floyd PA (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem Geol 20:325–343.

Wood D (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth Planet Sci Lett 50:11–30.

Xia L, Li X (2019) Basalt geochemistry as a diagnostic indicator of tectonic setting. Gondwana Res 65:43–67.

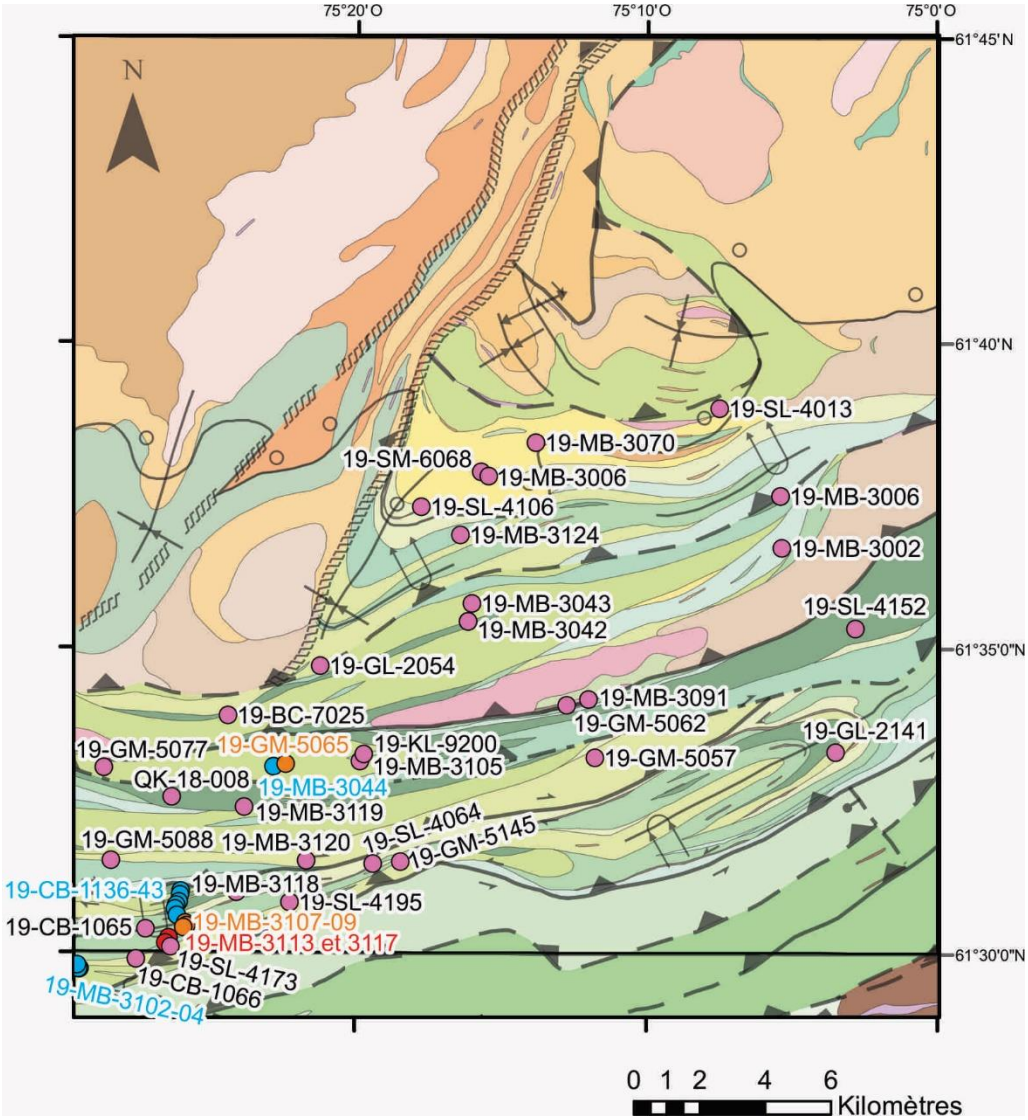
10. ANNEXE I

Liste des affleurements et forage cités dans le mémoire et leur localisation (NAD83 UTM zone 18)

Affleurement	Estant	Nordant		Affleurement	Estant	Nordant
QK-18-008	476720	6823265		19-MB-3108	477152	6819344
19-CB-1065	475919	6819250		19-MB-3109	477068	6819288
19-CB-1066	475631	6818340		19-MB-3113	476615	6818988
19-CB-1136	476992	6820395		19-MB-3117	476526	6818819
19-CB-1138	476964	6820291		19-MB-3118	478674	6820365
19-CB-1139	476919	6820064		19-MB-3119	478910	6822946
19-CB-1140	476854	6819977		19-MB-3120	480802	6821313
19-CB-1141	476806	6819852		19-MB-3124	485491	6831211
19-CB-1143	476863	6819656		19-SL-4013	493393	6835057
19-GL-2054	481227	6827243		19-SL-4064	482827	6821214
19-GL-2141	496919	6824598		19-SL-4106	484306	6832077
19-MB-3002	495274	6830802		19-SL-4152	497519	6828342
19-MB-3006	495242	6832380		19-SL-4173	476683	6818706
19-MB-3006	495242	6832380		19-SL-4195	480300	6820047
19-MB-3042	485729	6828590		19-GM-5057	489585	6824438
19-MB-3043	485848	6829136		19-GM-5062	488732	6826031
19-MB-3044	479809	6824174		19-GM-5065	480185	6824266
19-MB-3070	487805	6834010		19-GM-5077	474643	6824155
19-MB-3091	489403	6826198		19-GM-5088	474855	6821343
19-MB-3102	473915	6818038		19-GM-5145	483659	6821288
19-MB-3103	473866	6818048		19-SM-6068	486236	6833040
19-MB-3104	473827	6818156		19-BC-7025	478422	6825734
19-MB-3105	482435	6824332		19-KL-9200	482559	6824552
19-MB-3107	477129	6819428				

11. ANNEXE II

Carte de localisation des affleurements et forage cités dans le mémoire.



LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

PROVINCE DE CHURCHILL OROGÈNE DE L'UNGAVA

PALÉOPROTÉROZOÏQUE

DOMAINE NORD

Suite de Sirluaq
- srq1 Gabbro et gabbronorite massifs et magnétiques

Suite d'Iqiat
- iqa1 Gabbro et diorite hétérogènes, massifs à foliés

Suite de Niviugak
- nvk1 Diorite quartzifère mouchetée et foliée

Suite de Foucault
- foc2 Amphibolite et gabbro à phénocristaux de hornblende
- foc1 Diorite et gabbro rubanés à porphyroblastes de grenat

Suite de Vanasse (1858 ±2 Ma, Machado et al., 1993)
- vas1 Gabbro et gabbronorite homogènes, massifs à foliés

Granite de Qikirtaliapik (1870 ±15 Ma, Parrish, 1989)
- qkp1 Granite massif

Suite de Sanimuapik (1898 +12/-9 Ma, Parrish, 1989)
- sak1 Tonalite à quartz bleuté, massive à foliée

Suite de Qikirtalialuk
- qka2 Diorite hétérogène, localement litée; niveaux d'amphibolite
- qka1 Gabbro hétérogène, localement lité, à phénocristaux de plagioclase; niveaux et enclaves de roche ultramafique

Complexe de Qaaneq
- qaa1 Paragneiss et métarénite

Groupe de Parent (1917 Ma, 1874 ±4 Ma, Machado et al., 1993 ; Dunphy et Ludden, 1998)
- pa14 Mudrock à pyrrhotite, chert et formation de fer à oxydes
- pa13 Filon-couche de gabbro
- pa12 Volcanoclastite polygénique à fragments mafiques
- pa11 Dacite
- pa10 Lave et volcanoclastite porphyriques à phénocristaux de clinopyroxène
  - pa10c Basalte et andésite transitionnels à calco-alcalins
  - pa10b Basalte tholéiitique à transitionnel
  - pa10a Basalte tholéiitique
- pa9 Lave et volcanoclastite basaltique et aphyrique
  - pa9c Basalte transitionnel à calco-alcalin
  - pa9b Basalte tholéiitique à transitionnel
  - pa9a Basalte tholéiitique

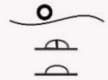
DOMAINE SUD

Formation d'Hubert
- hbt Conglomérat polygénique et grès rouge

Suite du Lac Esker (1881,5 ±0,9 Ma, Bleeker et Kamo, 2018; 1870 ±4 Ma, St-Onge et al., 1992)
- esk4 Gabbro contenant parfois des roches volcanoclastiques et des formations de fer

Groupe de Chukotat (1881,5 ±0,9 Ma, Bleeker et Kamo, 2018; 1870 ±4 Ma, St-Onge et al., 1992)
- ch6b Basalte altéré, hématitisé, épidotisé et chloritisé
- ch2 Basalte à pyroxène
- ch1 Basalte à phénocristaux d'olivine

LÉGENDE LITHOLOGIQUE
- I4 Roche ultramafique
- M16 Amphibolite



Isograde métamorphique du grenat

Stratification primaire avec polarité

Stratification primaire

Les symboles et abréviations utilisés sur cette carte sont décrits dans la publication DV 2014-06 du ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles.