

RG 2015-01

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC HENRIETTA (SNRC 24H)

Documents complémentaires / Additional files



Licence / License

Isabelle Lafrance, Daniel Bandyayera et Carl Bilodeau



Géologue au travail dans la région du lac Henrietta.

2015

Québec 

Géologie de la région du lac Henrietta (SNRC 24H)

Isabelle Lafrance, Daniel Bandyayera et Carl Bilodeau

RG 2015-01

Mots clés : Archéen, Protérozoïque, Churchill, Orogène des Torngat, volcano-sédimentaires, gneiss, granulites, migmatites, zones rouillées

Résumé

Ce nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2013 dans la région du lac Henrietta et couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24H, la partie est du feuillet 24G ainsi que la partie québécoise du feuillet 14E. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill et couvre la partie est de la Zone noyau et l'ouest de l'Orogène des Torngat. La Zone noyau représente un ancien craton archéen déformé et remobilisé au Paléoprotérozoïque alors que l'Orogène des Torngat comprend des terrains remaniés des provinces de Churchill et de Nain. La Zone noyau est constituée de gneiss et de migmatites archéens à paléoprotérozoïques recoupés par des intrusions archéennes et paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques, la principale étant le Batholite de De Pas qui couvre une superficie importante dans le secteur ouest de la région. Une nouvelle ceinture volcano-sédimentaire de plus de 30 km de longueur sur 3 à 7 km de largeur, la Ceinture de Tunulic, a été mise au jour dans la partie est de la Zone noyau. La majorité des lithologies de la Zone noyau sont au faciès des amphibolites, toutefois, des roches au faciès granulitique (Complexe Imaapik) sont présentes dans le centre nord de la région. Le contact entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat est représenté par le Couloir de déformation de Blumath, qui marque également le passage du faciès des amphibolites à celui des granulites. La partie ouest des Torngat est majoritairement constituée de gneiss tonalitique à orthopyroxène, de paragneiss et d'enderbite.

Les roches de la Zone noyau ont été déformées au Paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. La collision oblique entre les roches archéennes de la Zone noyau et celles du craton du Supérieur a engendré une phase de déformation compressive responsable du grain structural régional NW-SE. On observe toutefois une fabrique à faible pendage orientée NE qui n'aurait pas été affectée par la réorientation générale reliée à cet événement dans le secteur est de la Zone Noyau. L'Orogène des Torngat est caractérisé par un patron structural à fort pendage et orienté nord-sud à NNW-SSE. De grands corridors de déformation recoupent les unités de la région selon une orientation N-S à NW-SE. Il s'agit de la Zone de cisaillement de la rivière George, à mouvement dextre, de la Zone de cisaillement de Moonbase, à mouvement senestre, du Couloir de déformation de Blumath, limitant la Zone noyau et les Torngat, et de la Zone de cisaillement du lac Pilliamet, à mouvement senestre.

La région du lac Henrietta offre un potentiel économique pour la mise en place de différents types de minéralisation comprenant : 1) des minéralisations polymétalliques associées à des roches volcano-sédimentaires; 2) des minéralisations en Ni-Cu et en Ni-Cr-EGP dans des intrusions ultramafiques; 3) des minéralisations en argent ou en éléments des terres rares dans des contextes géologiques variés; 4) des minéralisations en U-Th ± Mo ± Pb ± ETR ± Zn ± Y associées à des intrusions granitiques injectées dans une zone de cisaillement; 5) des minéralisations de type IOCG et de type porphyre associées au Batholite de De Pas; et 6) des minéralisations aurifères associées aux grandes zones de cisaillement.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé

Lecture critique

David Corrigan

Édition

Joanne Nadeau, ing.

Assistance technique

Stéphane Beauséjour

Graphisme

André Tremblay

Document accepté pour publication le 11 novembre 2014

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	6
Localisation et accès.....	6
Méthode de travail.....	6
Travaux antérieurs.....	6
Remerciements	8
GÉOLOGIE RÉGIONALE	8
LITHOSTRATIGRAPHIE.....	10
Zone noyau	10
Archéen à Paléoprotérozoïque.....	10
Complexe d'Ungava (ApPung)	10
Unité de gneiss tonalitique (ApPung2)	12
Unité de gneiss tonalitique riche en rubans de granite (ApPung3)	13
Unité de gneiss granitique (ApPung4)	13
Suite de Saffray (ApPsaf).....	14
Unité de monzonite quartzifère fortement magnétique (ApPsaf1)	14
Unité de granite magnétique (ApPsaf2)	14
Suite de Siimitalik (nouvelle unité, ApPsik).....	14
Suite de Ralleau (ApPral)	16
Complexe de Qurlutuq (ApPqur)	16
Complexe Imaapik (nouvelle unité, ApPima)	17
Unité de roches intrusives et métamorphiques à orthopyroxène (ApPima1)	17
Unité de tonalite massive violacée (pPima2)	18
Ceinture de Tunulic (nouvelle unité, ApPtun)	18
Unité de metabasalte, de volcanites felsiques et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires (ApPtun1).....	18
Unité de métasédiment (ApPtun2).....	18
Paléoprotérozoïque.....	19
Suite de la rivière False (pPfas)	19
Unité de paragneiss migmatitisés (pPfas1)	19
Unité de roches calco-silicatées (pPfas2)	19
Suite de Winnie (pPwii)	19
Groupe de Lake Harbour (pPhb)	20
Unité de paragneiss (pPhb1)	20
Unité de quartzite (pPhb2)	20
Unité de roches calco-silicatées (pPhb3)	21
Unité d'amphibolite dérivée de basalte (pPhb4)	21
Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv)	21
Unité de métagabbro et de métagabbro-norite (pPnuv1)	21
Unité de roches ultramafiques métamorphisées (pPnuv2).....	21
Batholite de De Pas	22
Suite charnockitique de De Pas (pPcde).....	22
Unité d'opdalite à texture porphyroïde (pPcde5)	22
Unité de gabbro, de gabbro-norite et d'anorthosite (pPcde7)	22
Suite granitique de De Pas (pPdep).....	22
Unité de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à texture porphyroïde (pPdep4)	23
Unité de granite à biotite (pPdep5)	23
Suite d'Aveneau (pPavn)	23
Suite de Dancelou (pPdac)	24
Unité de granite gris (pPdac1)	24
Unité de granite rose (pPdac2)	24

Orogène des Torngat	24
Domaine du lac Henrietta	25
Complexe de Sukaliuk (ApPsuk)	25
Unité d'orthogneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2)	25
Unité d'orthogneiss granitique à hypersthène (ApPsuk3)	26
Unité de paragneiss (ApPsuk4)	26
Unité de roches mafiques (ApPsuk6)	26
Suite d'Inuluttalik (nouvelle unité, pPina)	26
Unité d'enderbite massive (pPina1)	27
Unité de charnockite massive (pPina2)	27
Domaine de North River	27
Complexe de Lomier (pPlom)	27
Groupe de Koroc River (pPko)	27
Unité d'amphibolite (pPko1)	28
Unité de paragneiss et de leucogneiss (pPko2)	28
Unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPko3)	28
Unité de formation de fer sulfurée (pPko4)	28
Suite intrusive de Courdon (pPcou)	28
Unité de roches ultramafiques métamorphisées (pPcou1)	29
Unité de gabbro et de gabbro-norite (pPcou2)	29
Unité d'enderbite, d'opdalite et de charnockite (pPcou3)	29
Unité de syénite quartzifère à hypersthène (pPcou4)	29
Gneiss indifférenciés du Complexe de Lomier (pPlom)	29
Unité de gneiss charnockitique (pPlom4)	29
Unité de gneiss enderbitique (pPlom6)	29
Unité de gneiss granitique (pPlom7)	30
Mésoprotérozoïque	30
Suite de Soisson (mPsoi)	30
Essaim de Falcoz (mPfal)	30
 LITHOGÉOCHIMIE	30
Roches volcaniques	30
Roches métasédimentaires	31
Roches intrusives mafiques et ultramafiques	31
Roches intrusives felsiques à intermédiaires	32
Roches archéennes gneissiques	32
Intrusions paléoprotérozoïques	32
 MÉTAMORPHISME	39
Zone noyau	40
Orogène des Torngat	40
 GÉOLOGIE STRUCTURALE	41
Analyse structurale	41
Les failles régionales	44
Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG)	44
Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM)	45
Couloir de déformation de Blumath (CDB)	45
Zone de cisaillement du lac Pillamet (ZCLP)	46

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	46
Sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires	47
Potentiel polymétallique du Groupe de Lake Harbour.....	47
Potentiel polymétallique de la Ceinture de Tunulic	47
Potentiel en Cu-Zn de la Suite de la rivière False.....	50
Sites d'intérêt associés à des intrusions mafiques et ultramafiques.....	50
Minéralisations en Ni-Cu de la Suite de Soisson.....	50
Minéralisations en Ni-Cr-EGP de la Suite mafique de Nuvulialuk	50
Sites d'intérêt associés à des contextes géologiques variés	51
Minéralisations en Ag	51
Minéralisations en ETR	51
Minéralisations en U-Th ± Mo ± Pb ± ETR ± Zr ± Y associées à des intrusions granitiques.....	51
Autres secteurs à potentiel minéral.....	52
Potentiel minéral associé au Batholite de De Pas	52
Potentiel minéral associé aux zones de cisaillement.....	53
CONCLUSION.....	53
RÉFÉRENCES	54
ANNEXE – PHOTOGRAPHIES	58
HORS-TEXTE – Carte au 1/250 000 – Géologie de la région du lac Henrietta (SNRC 24H)....	RG 2015-01-C001

INTRODUCTION

Le levé géologique de la région du lac Henrietta (figure 1) s'inscrit dans le cadre d'un programme régional qui vise à compléter la cartographie géologique de la partie sud-est de la Province de Churchill (SEPC) à une échelle de 1/250 000. Cette province géologique est constituée d'un craton archéen remobilisé au Paléoproterozoïque (Zone noyau), bordé par les ceintures protérozoïques reliées à l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador), à l'ouest, et à celle des Torngat, à l'est. Les travaux de l'été 2013 ont couvert la partie est de la Zone noyau ainsi que la limite ouest de l'Orogène des Torngat (figure 2). Un projet de cartographie des dépôts quaternaires de la région du lac Henrietta a été réalisé simultanément à notre levé (Dubé-Loubert *et al.*, en préparation).

Localisation et accès

La région cartographiée (figure 2) couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24H (24H05 à 24H16), l'est du feuillet 24G (24G01, 24G08 et 24G09) et la partie ouest du feuillet 14E (14E05, 14E12 et 14E13). Elle est comprise entre les longitudes 66°30' et 63°45' et les latitudes 57° et 58°. Le camp de base était localisé sur la rive ouest de la rivière George (figure 2), à proximité de la pourvoirie «Pyramid Mountain Camp», environ 200 km à l'est-sud-est de la ville de Kuujuaq, laquelle est desservie quotidiennement par des vols commerciaux en provenance de Montréal ou de Québec. Le transport du matériel et l'approvisionnement du camp ont été effectués par Twin Otter à partir de l'aéroport de Kuujuaq.

Méthode de travail

La région cartographiée à l'été 2013 a été couverte de façon systématique par des cheminements espacés de 4 à 10 km ainsi que par des séries de sauts en hélicoptère dans les secteurs comportant moins d'affleurements. Le secteur du lac Courdon (SNRC 14E12) a fait l'objet de quelques vérifications espacées, mais l'interprétation présentée sur la carte géologique (hors-texte) provient majoritairement des travaux de cartographie à l'échelle 1/50 000 effectués par Girard (1990a). Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de huit géologues et de huit assistants entre le 11 juin et le 22 août 2013. Les équipes de cartographie, composées d'un géologue et d'un assistant, étaient positionnées par hélicoptère à partir du camp de base et effectuaient des cheminements de 7 à 12 km de longueur.

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques, un total de 228 échantillons représentatifs ont été prélevés et analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les terres rares. 70 échantillons de zones minéralisées ont également été analysés. Les lames minces de roches (389) ont été étudiées pour caractériser les diverses

unités stratigraphiques. La surface de 352 échantillons a été attaquée à l'acide fluorhydrique et colorée à l'aide d'une solution de cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer les proportions de feldspath potassique, de plagioclase et de quartz. Enfin, sept échantillons ont été prélevés pour fin d'analyse isotopique U-Pb à l'Université de Toronto, par la méthode LA-MC-ICP-MS. Les âges U-Pb sont fournis dans ce rapport (tableau 1) et les données analytiques sont présentées dans Davis *et al.* (en préparation). Les cartes ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux sont disponibles en version numérique ou peuvent être consultés à l'aide du produit «E-Sigéom à la carte», à l'adresse suivante : <http://www.mern.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Travaux antérieurs

Les premiers travaux de cartographie géologique de la région ont été réalisés par la Commission géologique du Canada (CGC) au cours des années 60. Ces travaux ont mené à la publication de plusieurs cartes à l'échelle de 1/250 000 couvrant le nord-est du Québec et le nord du Labrador (Taylor, 1979), dont celles couvrant entièrement les feuillets 24H, 24G et 14E (figure 2). À la fin des années 80, des travaux conjoints de cartographie régionale ont été exécutés au Labrador, par la CGC et la Commission géologique de Terre-Neuve et du Labrador, ainsi que dans le nord-est québécois, par le ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles (MERN). Les résultats de ces travaux ont mené à la publication de trois cartes géologiques à l'échelle de 1/100 000 et couvrant la frontière entre le Québec et le Labrador jusqu'à la mer du Labrador, entre les latitudes 57°30' N et 58° N (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998; figure 2). Dans le cadre de ses travaux, Girard (1990a) a réalisé un levé géologique à l'échelle de 1/50 000 de la région du lac Courdon (SNRC 14E12), située à l'extrémité est de notre secteur (figure 2). Les efforts concertés de plusieurs chercheurs ont ainsi permis l'élaboration de modèles tectoniques concernant l'ensemble de l'Orogène trans-hudsonien (Girard, 1990b; Hoffman, 1988 et 1990; Wardle, 1983) et mené à la rédaction de nombreux articles dont plusieurs traitent de la partie sud-est de la Province de Churchill (SEPC). Ces articles ont été regroupés dans un volume spécial publié par l'Association géologique du Canada (1990, Special Paper 37) ainsi que dans un numéro spécial de la revue *Géoscience Canada* (1990, volume 17, numéro 4). Au début des années 90, des levés de sismique profonde dans la baie d'Ungava et dans la mer du Labrador (Programme Lithoprobe, transect ECSOOT; Hall *et al.*, 2002) jumelés à des travaux de géochimie des isotopes (Dunphy et Skulski, 1996; Isnard *et al.*, 1998), de géochronologie (Scott, 1998) et de géologie structurale (St-Onge *et al.*, 1998; Wardle et Van Kranendonk, 1996), ont permis de mieux comprendre le SEPC et de relier son évolution à celle de la terre de Baffin et du Groenland. Les dernières interprétations concernant ces travaux ont été publiées sous forme de plusieurs articles

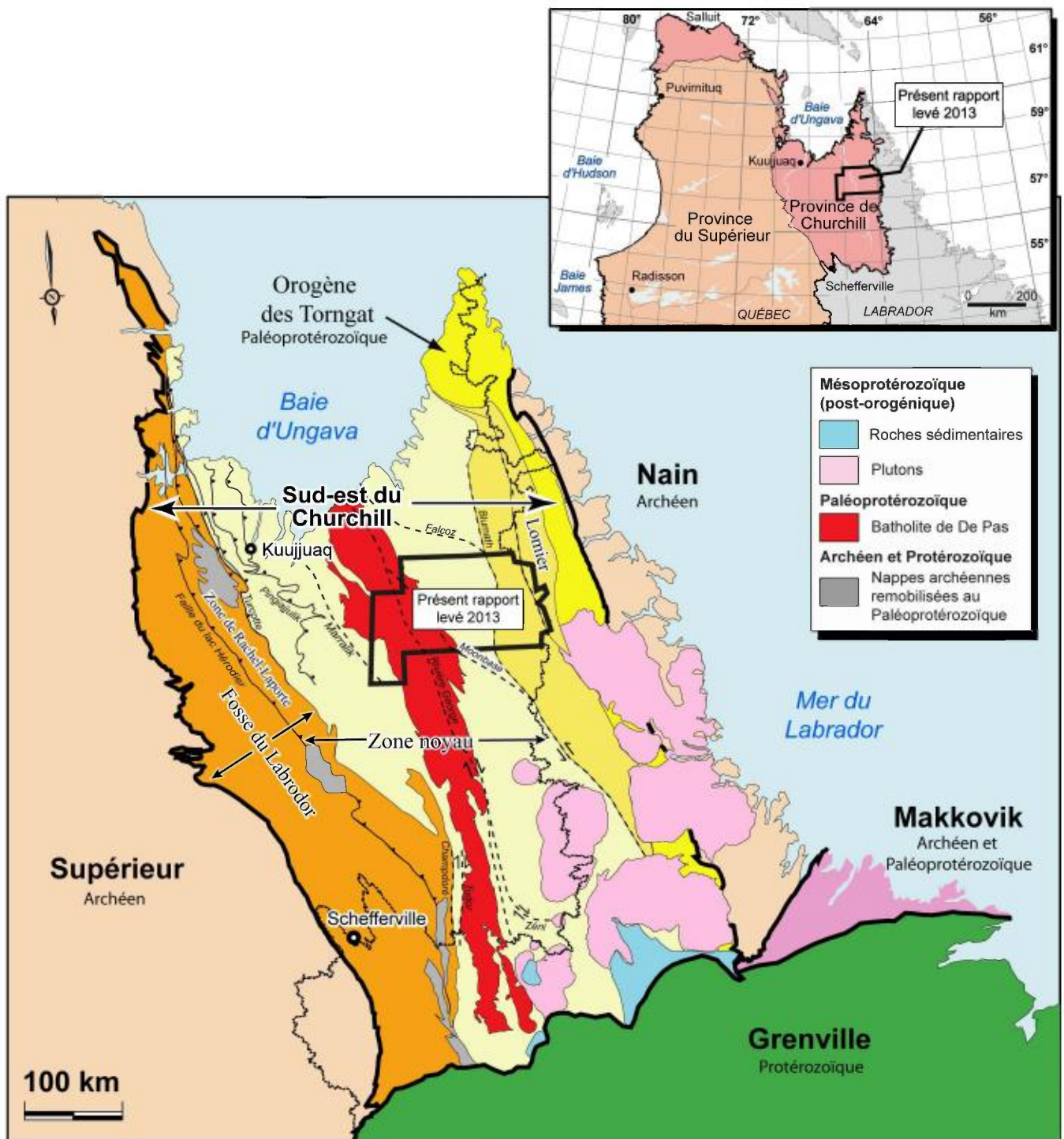


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Henrietta et des principales divisions géologiques de la partie sud-est de la Province de Churchill.

regroupés dans un numéro complet du Journal Canadien des Sciences de la Terre (volume 39, numéro 5).

Des levés géologiques plus récents, à l'échelle de 1/250 000, ont aussi été effectués en périphérie de notre région par le MERN. Il s'agit de la région de la rivière Koroc et de Hébron (Verpaelt *et al.*, 2000), au nord (SNRC 24I et 14L), de la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013), au nord-ouest (SNRC 24J et 24K) et de la région du lac Saffray (Lafrance *et al.*, 2014), à l'ouest (SNRC 24F

et 24G). Plus au sud, deux levés à l'échelle de 1/50 000, réalisés en 2009 et 2010, ont aussi couvert la limite frontalière avec le Labrador (Hammouche *et al.*, 2011 et 2012). Des levés aéromagnétiques et spectrométriques régionaux récents couvrent l'ensemble de la région (Intissar *et al.*, 2014) et ont permis de raffiner l'interprétation géologique et structurale. Des analyses de sédiments de fond de lac provenant de différents levés couvrent toute la partie québécoise du SEPC. L'ensemble des échantillons provenant

de ces levés ont été réanalysés en 2009 (Maurice et Labbé, 2009) de façon à niveler les données analytiques acquises sur plusieurs années. Ces données sont disponibles dans le système SIGÉOM à la carte, sous l'onglet «Géochimie – Échantillon de sédiment». Quelques travaux d'exploration ont aussi été réalisés dans la région et sont décrits dans le Chapitre «Géologie économique».

Remerciements

Ce rapport est le fruit de la collaboration de nombreuses personnes qui ont activement pris part aux différentes étapes de la réalisation du projet. Nous tenons à remercier les géologues Lynda Paquette, Martin Parent, Simon Bourassa, Benoît Charette et Samuel Simard et les aides-géologues Jeremy Carayon, Frédérick Gilbert, Myriam Côté-Roberge, Marie-Odile Chartier, Dominique Morin, François Laniel, ainsi que deux assistants Inuits, Mark Ruston et Peter Annanack. Simon Bourassa nous a aussi grandement aidés dans la préparation des figures. Nous voulons remercier les géologues responsables du levé des dépôts quaternaires, Hugo Dubé-Loubert et Olivier Lamarche, pour leur aide concernant la logistique du projet et pour leur enthousiasme tout au long de l'été. Nous remercions le cuisinier Yves Brisson, l'homme de camp Gaétan Déry et l'infirmière Geneviève Biron pour leur excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie d'hélicoptère Héli-Excel. Les pilotes Didier Breton, Guillaume Montpetit et Didier Strohbach ainsi que les mécaniciens Dominic Boily et Michel Beaulieu ont accompli leur travail avec efficacité et professionnalisme. Nous voulons aussi remercier Sylvain Roberts, qui a agi comme personne-ressource à Kuujuaq ainsi que Daniel Lamothe qui nous a fourni des cartes d'anomalies géochimiques de sédiments de lac identifiées à partir de ses travaux d'évaluation de potentiel. Nos remerciements vont aussi à Kathleen O'Brien, Julie Sauvageau, Claude Guérin et Frédérick St-Pierre qui ont réalisé le dessin technique des cartes géologiques sous ArcGIS. Finalement, nous voulons remercier David Corrigan qui a effectué la lecture critique ainsi que Joanne Nadeau qui a réalisé l'édition de ce manuscrit.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La partie sud-est de la Province de Churchill (SEPC) est limitée par les cratons archéens du Supérieur à l'ouest, de Nain à l'est, et par la province protérozoïque de Grenville, au sud (figure 1). Cette partie du Churchill constitue une branche de l'Orogène trans-hudsonien (figure 3), une vaste ceinture orogénique paléoprotérozoïque qui s'étend du centre des États-Unis jusqu'au Groenland. Le SEPC comprend trois entités géologiques. La Zone noyau, au centre, correspond à un craton archéen déformé et remanié au Paléoprotérozoïque, ainsi que déformé en régime cassant

durant le Mésoprotérozoïque, permettant la mise en place d'intrusions alcalines et de suites AMCG (anorthosite-mangérite-charnockite-granite). La Zone noyau est bordée, à l'ouest et à l'est, respectivement par les unités paléoprotérozoïques déformées de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador) et de l'Orogène des Torngat (figure 1). La Fosse du Labrador est une ceinture volcano-sédimentaire et magmatique plissée et chevauchée, à vergence sud-ouest, sur le craton du Supérieur, lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec au Paléoprotérozoïque (Clark, 1994; Hoffman, 1990). La région étudiée se trouve principalement dans la Zone noyau et comprend, dans sa portion est, une partie des roches associées à l'Orogène des Torngat.

La Zone noyau forme un couloir NNW-SSE atteignant 280 km de largeur. Hoffman (1988) considérait cette zone comme une extension vers le sud de la province archéenne de Rae, dont la majeure partie se trouve dans les Territoires du Nord-Ouest et au Nunavut. Toutefois, St-Onge *et al.* (1998) ont prolongé l'Orogène trans-hudsonien jusque dans le sud de la terre de Baffin (figure 3), démontrant ainsi qu'il n'y avait pas de connexion possible entre la Province de Rae et le SEPC. Le terme Zone noyau (*Core zone*) a été introduit par James *et al.* (1996) pour désigner la partie centrale du SEPC, partie correspondant à la « Division centrale » (*Central Division*) de Wardle *et al.* (1990b). La Zone noyau s'est vue attribuée par ces auteurs une parenté lithotectonique avec le Craton du Supérieur. Cette hypothèse, déjà proposée par Goulet et Ciesielski (1990) et par Machado *et al.* (1989), à l'issue d'études structurales, géochronologiques et géochimiques en bordure de la baie d'Ungava, a été remise de l'avant à la suite de la cartographie de Simard *et al.* (2013) et de Lafrance *et al.* (2014). Au nord de notre région, Verpaelt *et al.* (2000) ont proposé de remplacer le terme « *Core zone* » par celui de « craton du Grand Nord ». Cette suggestion n'a toutefois pas été retenue par Simard *et al.* (2013), qui ont préféré conserver le terme de « Zone noyau », étant donné que le terme Grand Nord est généralement utilisé au Québec pour désigner le territoire du Nunavik situé au nord du 55° parallèle et correspondant en majeure partie à la Province du Supérieur.

Selon Wardle *et al.* (2002), la Zone noyau représente un microcontinent archéen séparé de la Province du Supérieur par un rift, à la fin de l'Archéen ou au début du Paléoprotérozoïque (1,91 à 1,89 Ga) et qui serait entré en collision avec le craton archéen de la Province de Nain (1,87 à 1,85 Ga) lors de l'orogénèse des Torngat. Subséquemment, le craton du Supérieur serait entré en collision (1,82 à 1,77 Ga) avec la Zone noyau lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. Dans la région cartographiée, la Zone noyau est constituée d'un ensemble de gneiss, de migmatites, de roches intrusives et de roches volcano-sédimentaires d'âge archéen à paléoprotérozoïque, métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites. La majorité des lambeaux de paragneiss et d'amphibolite représentent probablement des écailles tectoniques de séquences qui faisaient partie, à l'origine, d'une couverture supracrustale paléoprotérozoïque.

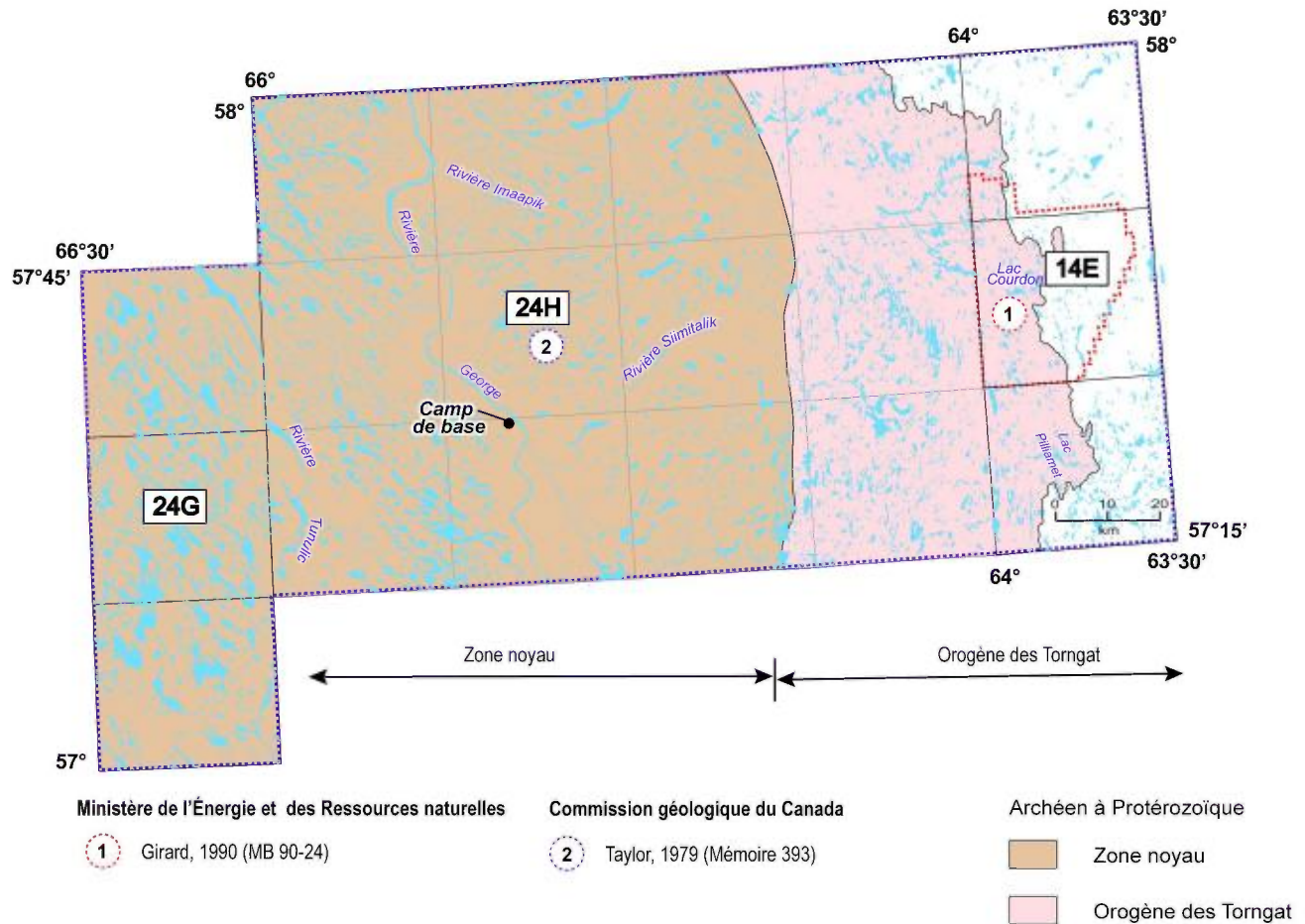


FIGURE 2 - Localisation des principaux travaux de cartographie qui touchent la région étudiée.

Le cœur de la Zone noyau est occupé par une intrusion granitique et charnockitique d'envergure régionale, le Batholite de De Pas (1840 à 1805 Ma). Ce grand batholite s'étend sur une distance de plus de 600 km (figure 1) et est interprété comme un arc magmatique subductionnel dans l'arrière-pays de l'Orogène du Nouveau-Québec (Dunphy et Skulsky, 1996; Martelain *et al.*, 1998). La partie sud de la Zone noyau, qui a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie, a été divisée en différents domaines lithotectoniques en fonction de la composition et de l'âge des roches dominantes (Van der Leeden *et al.*, 1990; James *et al.*, 1996; Hammouche *et al.*, 2011 et 2012). La partie nord de la Zone noyau a d'abord été divisée en deux grands segments tectoniques séparés par la Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG), soit celui de Kuujuaq à l'ouest et celui de la rivière George, à l'est (Goulet et Ciesielski, 1990). Cette division n'a toutefois pas été retenue par Wardle *et al.* (1990a et 2002) et par Ermanovics et Van Kranendonk (1998), qui divisent plutôt la Zone noyau en différents domaines, séparés par de grands couloirs de cisaillement. Dans notre région, ces domaines comprennent, de l'ouest vers l'est, ceux du Batholite de De Pas, de la rivière George et de la rivière Ford (Wardle *et al.*, 1990a). Ces domaines n'ont pas

été poursuivis par Simard *et al.* (2013) et par Lafrance *et al.* (2014), qui ont utilisé le terme de «Zone noyau non divisée» dans leurs rapports. Nous préférons pour l'instant garder cette dernière appellation étant donné que nous n'avons pas encore toute l'information nécessaire pour déterminer les limites des grands domaines lithotectoniques.

L'Orogène des Torngat a été décrit dans plusieurs rapports et synthèses du SEPC (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990; Wardle *et al.*, 2002). Il représente le résultat des divers événements tectonométamorphiques qui se sont produits au Paléoproterozoïque comprenant la collision oblique entre la Zone Noyau et le Craton de Nain, l'épaississement de la croûte vers 1860 Ma, une déformation par cisaillement ou par transpression entre 1845 et 1822 Ma, et un épisode de réactivation et de soulèvement autour de 1790 à 1780 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998; Van Kranendonk, 1996; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990). Verpaalst *et al.* (2000) l'ont défini comme un assemblage lithotectonique complètement remobilisé lors de l'orogénèse, représentant ainsi la zone de suture entre les deux cratons. Dans notre région, la portion occidentale de l'Orogène des Torngat a été subdivisée en deux domaines (Wardle *et al.*, 1990a) :

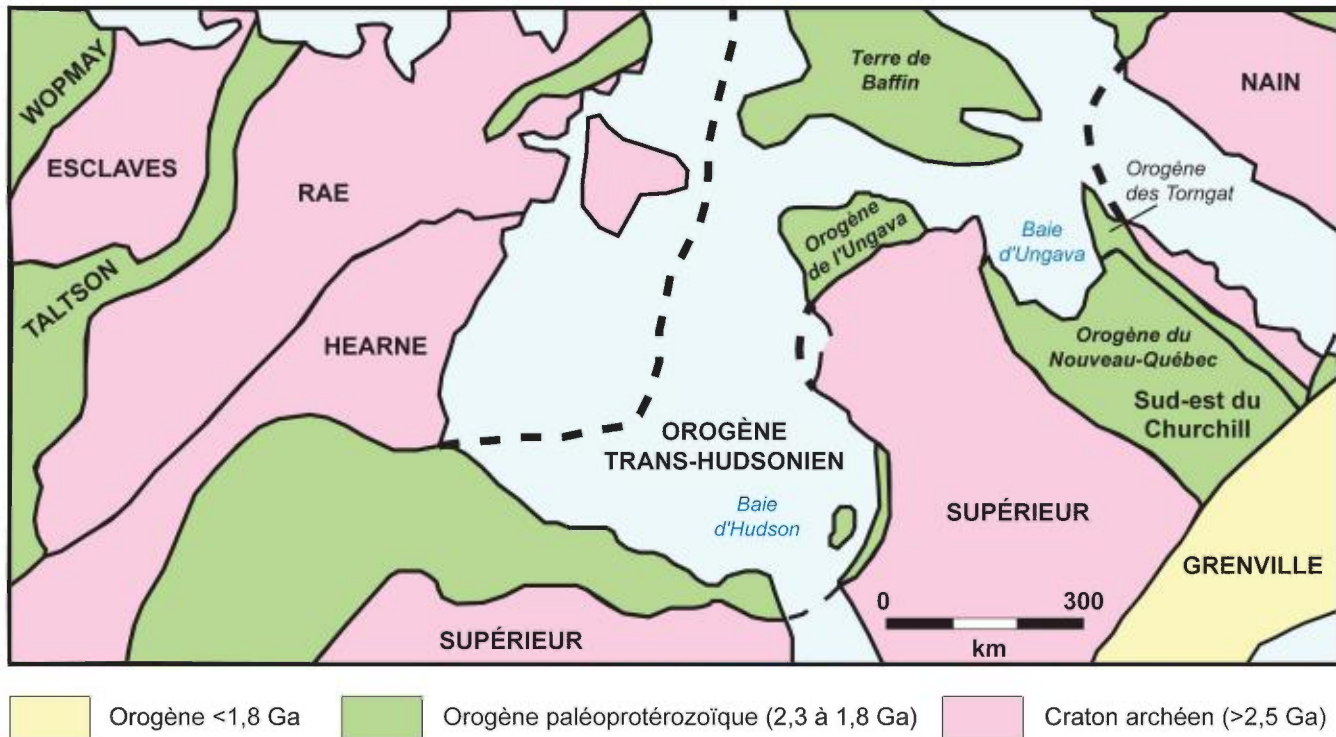


FIGURE 3 - Localisation de la partie sud-est de la Province de Churchill à l'intérieur de la ceinture orogénique trans-hudsonienne. Cette ceinture orogénique est entourée de cratons archéens.

le Domaine du lac Henrietta, à l'ouest, et le Domaine de North River, à l'est (figure 4). Ces subdivisions ont été conservées puisqu'elles correspondent à deux assemblages lithotectoniques distincts, situés de part et d'autre de la Zone de cisaillement du lac Pilliamet (ZCLP).

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les roches de la région ont été regroupées en différentes unités lithodémiques, principalement des suites et des complexes, selon les normes du code stratigraphique nord-américain (American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009; MER, 1986) et en tenant compte de la nomenclature déjà établie. La région du lac Henrietta comprend deux grands ensembles lithotectoniques : la marge orientale de la Zone noyau et la partie ouest de l'Orogène des Torngat. La Zone noyau, qui couvre la majeure partie de la région (figure 4), correspond à un craton archéen déformé et remodelé au Paléoprotérozoïque. L'Orogène des Torngat, situé à l'est du Couloir de déformation de Blumath (CDB; figure 4), comprend des terrains remaniés des provinces de Churchill et de Nain ainsi qu'un ensemble de roches d'origine incertaine et coincé entre les deux cratons remaniés. Il est divisé en deux domaines, le Domaine du lac Henrietta, à l'ouest, et celui de North River, à l'est.

Zone noyau

Archéen à Paléoprotérozoïque

Les roches d'âge archéen à paléoprotérozoïque de la Zone noyau de notre région ont été assignées à sept unités : 1) une unité de gneiss rubanés de composition tonalitique à granitique (Complexe d'Ungava); 2) une unité de roches intrusives granoblastiques à dominance felsique et d'aspect gneissique (Suite de Saffray); 3) une unité de granodiorite et de monzogranite (Suite de Siimitalik); 4) une unité de diorite et de gabbro amphibolitisés (Suite de Ralleau); 5) une unité de roches migmatitiques (Complexe de Qurlutuq); 6) une unité comprenant des roches intrusives, des migmatites et des gneiss, au faciès des granulites (Complexe Imaapik); et 7) une unité de roches volcano-sédimentaires (Ceinture de Tunulic).

Complexe d'Ungava (ApPung)

Le Complexe d'Ungava a été introduit par Simard *et al.* (2013) dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K) pour décrire un assemblage de gneiss de composition tonalitique à granitique couvrant une superficie importante à l'intérieur de la Zone noyau (figure 4). Des datations réalisées sur plusieurs échantillons de gneiss (Davis et Dion, 2012a et b; Isnard *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1989; Simard *et al.*, 2013; Verpaest *et al.*, 2000) ont donné des âges archéens et paléoprotérozoïques.

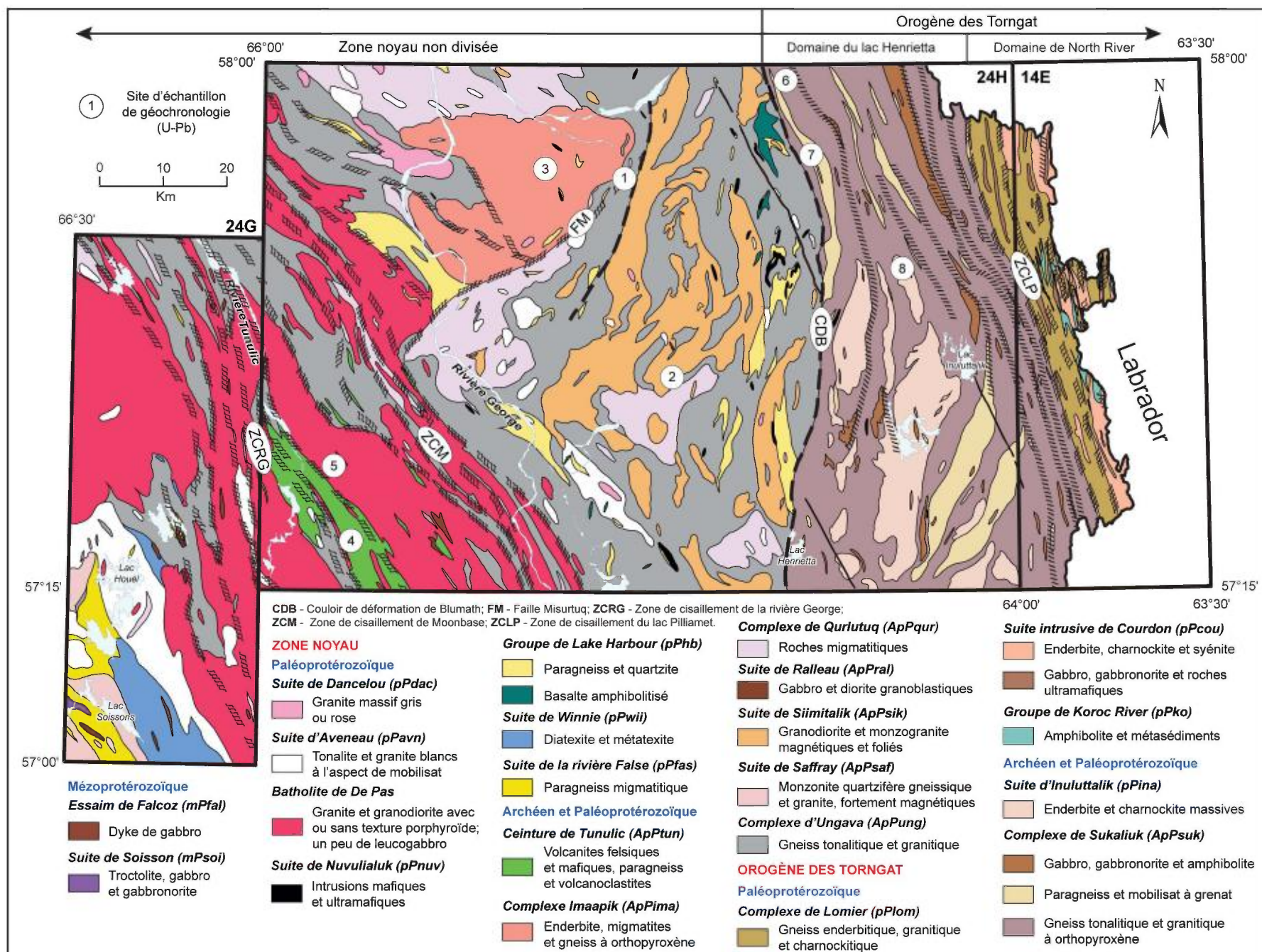


FIGURE 4 - Géologie simplifiée de la région du lac Henrietta.

TABEAU 1 - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région du lac Henrietta. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 4. Les données analytiques sont présentées dans Davis *et al.* (en préparation). À l'exception de quelques âges obtenus sur des monazites (MZ), les âges indiqués proviennent de l'analyse de zircons.

Numéro de site	Localisation UTM (Nad83) Zone 20	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Âge d'héritage	Âge métamorphique	Lithologie
1	379272 m E 6414004 m N	MP-090-A-13	Complexe d'Ungava (ApPung)	2896 ±5 Ma		1871 ±15 Ma	Gneiss tonalitique à biotite et hornblende
2	385428 m E 6380740 m N	CB-5175-A-13	Suite de Siimitalik (ApPsik)	2840 ±6 Ma			Granodiorite magnétique, foliée, à biotite, hornblende et sphène
3	366607 m E 6413566 m N	IL-3073-A-13	Complexe Imaapik (ApPima)	1851 ±6 Ma 1875 ±8 Ma (MZ)	2400 à 2700 Ma		Charnockite massive à biotite et serpentine
4	333732 m E 6356744 m N	LP-2184-A-13	Ceinture de Tunulic (ApPtun)	2600 à 2719 Ma			Volcanoclastite felsique à biotite et épidote
5	331365 m E 6369127 m N	MP-083-A-13	Suite granitique de De Pas (pPdep)	1820 ±6 Ma			Granite magnétique à texture porphyroïde, à biotite et sphène
6	405015 m E 6429109 m N	MP-057-A-13	Complexe de Sukaliuk (ApPsuk)	2716 à 3019 Ma		1844 ±5 Ma 1911 ±8 Ma (MZ)	Gneiss tonalitique à hypersthène granoblastique
7	408809 m E 6414441 m N	BC-6150-A-13	Complexe de Sukaliuk (ApPsuk)	1812 ±6 Ma 1825 ±7 Ma (MZ)	<2690 Ma		Métatexite dérivée de paragneiss à biotite et grenat
8	422175 m E 6398141 m N	DB-1100-A-12	Suite d'Inuluttalik (pPina)	1822 ±8 Ma	2617 ±11 Ma		Charnockite moyennement grenue à orthopyroxène et hornblende

L'étalement important des âges archéens (3031 à 2600 Ma) dans l'ensemble du SEPC suggère une évolution géologique complexe. Les âges paléoprotérozoïques, majoritairement entre 1850 et 1760 Ma, correspondent en bonne partie aux événements tectonométamorphiques reliés à l'orogénèse du Nouveau-Québec et qui sont probablement responsables du développement de la texture gneissique observée dans les roches du Complexe d'Ungava. Cet intervalle d'âges correspond aussi à la mise en place des unités intrusives paléoprotérozoïques de la région.

Une nouvelle datation (2896 ±5 Ma) a été effectuée sur un échantillon de gneiss provenant du secteur est de la Zone noyau, soit à environ 25 km à l'ouest du contact avec les unités de l'Orogène des Torngat (n°1, figure 4 et tableau 1). Jusqu'à présent, les âges obtenus dans les gneiss du Complexe d'Ungava sont plus anciens dans la partie est du SEPC (2896 et 2861 Ma; Simard *et al.*, 2013) que ceux obtenus à l'ouest du Batholite de De Pas, qui ont retourné des âges entre 2723 et 2803 Ma (Simard *et al.*, 2013). Un âge de métamorphisme de 1871 ±15 Ma a aussi été obtenu dans le gneiss tonalitique, ce qui est similaire à l'âge obtenu dans le secteur est de la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (1874 ±31 Ma; Simard *et al.*, 2013). Les âges de métamorphisme des gneiss de la partie est de la Zone noyau semblent donc aussi plus anciens que ceux des autres gneiss prélevés dans la partie ouest de la Zone noyau, ce qui correspond davantage à la déformation reliée à l'Orogène des Torngat (1870 à 1850 Ma) qu'à celui du Nouveau-Québec (1840 à 1770 Ma). D'autres dates sont toutefois nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Les gneiss du Complexe d'Ungava sont recoupés par plusieurs phases granitiques protérozoïques, sous forme d'injections multiples et de dykes, et qui font partie intégrante du complexe. Simard *et al.* (2013) associent ces

phases granitiques à trois types d'injections, selon les relations observées sur des affleurements bien exposés situés en bordure de la baie d'Ungava : 1) des injections anciennes pré à syntectoniques qui recoupent la gneissosité, mais ont été déformées et plissées; 2) des injections, de largeur centimétrique à décimétrique, non plissées, mais foliées et localement affectées par les zones de cisaillement; et 3) des dykes rectilignes, massifs et non déformés de granite et de pegmatite appartenant à plus d'une phase tardive. Le Complexe d'Ungava a été divisé en quatre unités informelles par Simard *et al.* (2013) : 1) une unité de gneiss rubané de composition tonalitique à dioritique (ApPung1); 2) une unité de gneiss tonalitique à rubans blanchâtres (ApPung2); 3) une unité de gneiss tonalitique renfermant plus de 25 % de rubans centimétriques de granite rose parallèles à la gneissosité (ApPung3); et 4) une unité de gneiss granitique (ApPung4). La première unité a été observée localement sur certains affleurements, mais ne forme pas de zones cartographiables dans notre région. Dans les régions situées au nord (Simard *et al.*, 2013) et à l'ouest (Lafrance *et al.*, 2014), l'unité de gneiss tonalitique (ApPung2) représentait la phase dominante. Toutefois, dans notre région, l'unité de gneiss granitique (ApPung4) se retrouve en proportion aussi importante.

Unité de gneiss tonalitique (ApPung2)

L'unité de gneiss tonalitique ApPung2 forme des zones de dimensions importantes à l'intérieur de la Zone noyau (carte hors-texte). Elle se caractérise par la présence de rubans blanchâtres parallèles à la gneissosité. Deux datations U-Pb, réalisées sur ces gneiss (Simard *et al.*, 2013), ont donné des âges archéens de 2803 ±7 Ma et 2861 ±11 Ma (protolithe du gneiss) et des âges métamorphiques paléoprotérozoïques

de 1813 ± 11 Ma et 1874 ± 31 Ma. Le premier échantillon provient d'un affleurement situé à l'ouest du Batholite de De Pas alors que le deuxième a été prélevé à l'est du batholite. La nouvelle datation U-Pb du Complexe d'Ungava (2896 ± 5 Ma et 1871 ± 15 Ma; n°1, figure 4 et tableau 1) a été effectuée sur un échantillon prélevé dans l'unité ApPung2.

Le gneiss, majoritairement tonalitique, a localement une composition de diorite quartzifère. Il est de couleur gris moyen à pâle et renferme entre 10 et 25 % de rubans leucocrates blanchâtres, de largeur millimétrique à centimétrique, et de composition tonalitique. Il est bien folié, de granulométrie fine à moyenne, montre une texture de recristallisation partielle et un rubanement plus ou moins bien défini. Ce rubanement est souvent accentué par la présence d'injections granitiques subconcordantes à la gneissosité. Le gneiss renferme entre 10 et 25 % de minéraux mafiques, les proportions variant souvent d'un ruban à l'autre. Il s'agit principalement de biotite brune avec des proportions plus variables d'amphiboles (hornblende verte ou actinote) selon les rubans, les deux définissant une forte foliation. Le gneiss de l'unité ApPung2 peut renfermer jusqu'à 5 % de feldspath potassique et les principaux minéraux accessoires sont, par ordre d'importance, l'apatite, l'épidote, les minéraux opaques, le zircon (en inclusions dans la biotite), le sphène, la muscovite, la chlorite et l'allanite.

Simard *et al.* (2013) ont distingué trois origines différentes pour les rubans blanchâtres : 1) des rubans rectilignes (archéens ou paléoprotérozoïques) ayant subi la même déformation et la même recristallisation que la fraction principale du gneiss; 2) des rubans de mobilisat d'âge paléoprotérozoïque provenant de la fusion partielle de la fraction tonalitique; et 3) des injections paléoprotérozoïques centimétriques à décimétriques, parallèles ou légèrement à angle avec la gneissosité, associées à la Suite d'Aveneau (décrite ci-dessous). Les mêmes types de rubans ont été observés dans notre région, même si la qualité des affleurements ne permet généralement pas d'en définir la provenance avec certitude. L'unité ApPung2 renferme aussi des horizons et des enclaves, décimétriques à décamétriques, de diorite, de gabbro, d'amphibolite et de gneiss rubané semblables à ceux de l'unité ApPung1 décrits par Simard *et al.* (2013).

Les roches gneissiques de couleur plus foncée et dont la composition est majoritairement dioritique ont été assignées à la sous-unité ApPung2a. Elles se concentrent dans la portion ouest de la région (carte hors-texte). Leur rubanement est défini par l'alternance de rubans millimétriques à décimétriques de diorite, de diorite quartzifère et de mobilisat blanchâtre (10 à 25 %) de composition tonalitique. Les minéraux mafiques sont les mêmes que dans l'unité ApPung2, mais leur pourcentage est généralement plus élevé (15 à 35 %), particulièrement en ce qui concerne la hornblende. Localement, ils contiennent du clinopyroxène presque complètement remplacé par la hornblende. Les textures et les minéraux accessoires observés au microscope sont similaires à ceux de l'unité ApPung2.

Unité de gneiss tonalitique riche en rubans de granite (ApPung3)

L'unité ApPung3, de dimension plus restreinte (carte hors-texte), est caractérisée par un gneiss semblable à celui de l'unité ApPung2, mais qui renferme entre 20 à 35 % de rubans millimétriques à centimétriques de granite rose parallèles à la gneissosité. Ces rubans sont finement à moyennement grenus, partiellement recristallisés et ont subi la même déformation que la portion tonalitique du gneiss. Simard *et al.* (2013) interprètent cette unité comme des secteurs où les tonalites archéennes étaient recoupées par des dykes préconiques de granite. Les deux phases ayant été par la suite déformées, plissées et parallélisées lors de la déformation et du métamorphisme.

Unité de gneiss granitique (ApPung4)

Les gneiss cartographiés à l'est du Batholite de De Pas sont caractérisés par une composante plus granitique que ceux observés dans les régions situées au nord (Simard *et al.*, 2013) et à l'ouest (Lafrance *et al.*, 2014), couvrant des secteurs majoritairement à l'ouest du même batholite. L'unité ApPung4 a été datée par Simard *et al.* (2013) à partir d'un échantillon prélevé du côté ouest du Batholite de De Pas (2723 ± 9 Ma et 1792 ± 9 Ma). L'âge archéen du protolithe a été comparé par ces auteurs à celui de plusieurs grandes unités archéennes potassiques de la Sous-province de Minto, à l'ouest de la Fosse du Labrador, et mises en place durant la période comprise entre 2735 et 2710 Ma (Simard *et al.*, 2008). Ces intrusions potassiques archéennes ont par la suite été remobilisées lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec (Simard *et al.*, 2013). Pour l'instant, le gneiss granitique n'a pas été daté du côté est du Batholite de De Pas.

En affleurement, le gneiss granitique de l'unité ApPung4 est difficile à différencier du gneiss des unités ApPung2 et ApPung3. Il possède une teinte gris pâle et renferme des rubans blanchâtres et rosés concordants à la gneissosité (photo 1, en annexe) et tous de composition granitique. Les lames minces et les colorations ont mis en évidence le pourcentage élevé de feldspath potassique (25 à 40 %) et des proportions globalement plus faibles en minéraux mafiques (5 à 15 %), qui consistent en feuillets de biotite alignés et à inclusions de zircon. Les minéraux accessoires sont peu nombreux et consistent en apatite, en minéraux opaques, en muscovite, en épidote, en sphène et en hornblende.

Une nouvelle sous-unité, ApPung4a, est introduite pour regrouper l'ensemble des gneiss de composition intermédiaire et potassique, qui sont localisés à proximité de la limite est du Batholite de De Pas (carte hors-texte). Sur le terrain, ces gneiss ont été décrits comme des gneiss dioritiques plus ou moins migmatitisés et similaires à ceux de l'unité ApPung2a. Toutefois, les colorations et les lames minces ont mis en évidence la présence de 15 à 35 % de feldspath potassique dans ces roches, leur donnant une composition qui varie de celle d'une monzodiorite quartzifère

à celle d'une monzonite quartzifère. Les roches de l'unité ApPung4 renferment entre 15 et 30 % de minéraux mafiques, qui consistent en hornblende verte et en biotite brune s'alignant souvent en rubans riches en minéraux accessoires, dont les principaux sont l'épidote, le sphène, les minéraux opaques, l'apatite et l'allanite.

Suite de Saffray (ApPsaf)

La Suite de Saffray a été introduite par Lafrance *et al.* (2014) à l'ouest de notre région pour décrire une série d'intrusions potassiques bien foliées à gneissiques associées à de fortes anomalies magnétiques orientées est-ouest à ESE-WNW. Une datation U/Pb réalisée sur un échantillon de monzonite quartzifère a donné un âge archéen de 2695 ± 21 Ma (Lafrance *et al.*, 2014), interprété comme l'âge de la cristallisation, et un âge métamorphique paléoproterozoïque imprécis de 1760 ± 96 Ma. L'âge de cristallisation du Saffray est similaire à celui des grandes intrusions potassiques archéennes tarditectoniques et très magnétiques situées dans la Province du Supérieur (Simard *et al.*, 2008), juste à l'ouest de la Fosse du Labrador. La présence de ces intrusions archéennes à l'est de la Fosse du Labrador appuie l'hypothèse qu'une partie de la Zone noyau se serait détachée de la Province du Supérieur lors de l'ouverture du rift au Paléoproterozoïque (Wardle *et al.*, 2002).

Dans notre région, la Suite de Saffray occupe une superficie limitée dans le secteur sud-ouest, en continuité avec les unités définies dans la carte adjacente et avec les zones d'anomalies magnétiques intenses (figure 5). La Suite de Saffray a été divisée en deux unités par Lafrance *et al.* (2014) : 1) une unité de monzonite quartzifère fortement magnétique (ApPsaf1); et 2) une unité de granite magnétique (ApPsaf2).

Unité de monzonite quartzifère fortement magnétique (ApPsaf1)

L'unité ApPsaf1 est principalement constituée de monzonite quartzifère magnétique avec, en moindre quantité, du monzogranite, de la granodiorite et de la monzodiorite quartzifère. Elle est foliée, assez bien recristallisée et de granulométrie fine à moyenne. La roche, de couleur gris rosé à jaunâtre, prend souvent un aspect gneissique. Elle renferme entre 15 et 25 % de minéraux mafiques, constitués de biotite brune, riche en inclusions de zircon, avec des proportions moindres de hornblende verte, de magnétite et, localement, de clinopyroxène. Ces minéraux mafiques forment des amas et des rubans discontinus, de largeur millimétrique à centimétrique, qui contournent les lentilles felsiques, leur donnant un aspect de pseudo-schlierens. Les minéraux mafiques montrent des textures d'intercroissance avec les minéraux felsiques. Les minéraux accessoires sont assez nombreux (2 à 5 %) et consistent en sphène, en apatite, en épidote et en allanite. En affleurement, ces roches sont fréquemment injectées par le granite rose, magnétique,

homogène et d'aspect massif de l'unité ApPsaf2. Ce granite se présente sous forme d'injections millimétriques à métriques généralement concordantes à la foliation. Les roches potassiques de l'unité ApPsaf1 renferment régulièrement des enclaves de gabbro et de gabbro-norite finement grenus et granoblastiques.

Unité de granite magnétique (ApPsaf2)

L'unité ApPsaf2 forme de petits plutons granitiques (<2 km de diamètre) localisés à l'extrémité sud-ouest de notre région (SRNC 24G01; carte hors-texte). Il s'agit d'un granite rose, homogène, magnétique et de granulométrie moyenne à grossière. Il est massif ou faiblement folié et renferme environ 5 % de minéraux mafiques, qui consistent en biotite brune et en magnétite. Au microscope, le granite montre aussi un début de recristallisation entre les grains et les principaux minéraux accessoires sont le zircon, en inclusions dans la biotite, la muscovite, l'apatite et le sphène. La sous-unité ApPsaf2a, qui consiste en une seule zone située dans le prolongement de la carte de l'été 2012 (Lafrance *et al.*, 2014), représente des secteurs hétérogènes en bordure des intrusions de la Suite de Saffray. Dans ces secteurs, les gneiss du Complexe d'Ungava sont fortement injectés (> 50 %) par du granite magnétique similaire à celui de l'unité ApPsaf2.

Suite de Siimitalik (nouvelle unité, ApPsik)

La Suite de Siimitalik est une nouvelle unité introduite afin de regrouper les granodiorites et les monzogranites situés à l'extrémité est de la Zone noyau, entre la Faille Misurtuq et le Couloir de déformation de Blumath (CDB). Ces roches couvrent une superficie importante et sont associées à une anomalie magnétique positive régionale orientée NE-SW à nord-sud (figure 5). En affleurement, les roches de cette suite présentent des similarités avec la monzonite quartzifère de la Suite de Saffray (ApPsaf1), localisée à environ 100 km, à l'ouest du Batholite de De Pas. Un échantillon prélevé sur un affleurement assigné à la Suite de Siimitalik a toutefois retourné un âge U-Pb plus ancien de 2840 ± 6 Ma (n° 2, figure 4 et tableau 1), suggérant que la partie détachée du Supérieur ne se poursuit pas à l'est du Batholite de De Pas puisqu'aucune roche potassique de cet âge n'a été identifiée à l'ouest de la Fosse du Labrador. Toutefois, la coloration de l'échantillon daté montrant une distribution hétérogène du feldspath potassique, il est probable qu'il s'agisse en fait d'une tonalite injectée de phases granitiques. Des datations supplémentaires sont donc nécessaires sur des échantillons plus homogènes afin de confirmer l'âge des roches potassiques.

Les roches intrusives potassiques de la Suite de Siimitalik sont gris pâle en surface altérée et gris rosé en cassure fraîche. Elles sont à prédominance magnétique et de granulométrie moyenne à grossière. Dans la majorité des cas, les roches assignées à cette suite ont un aspect hétérogène

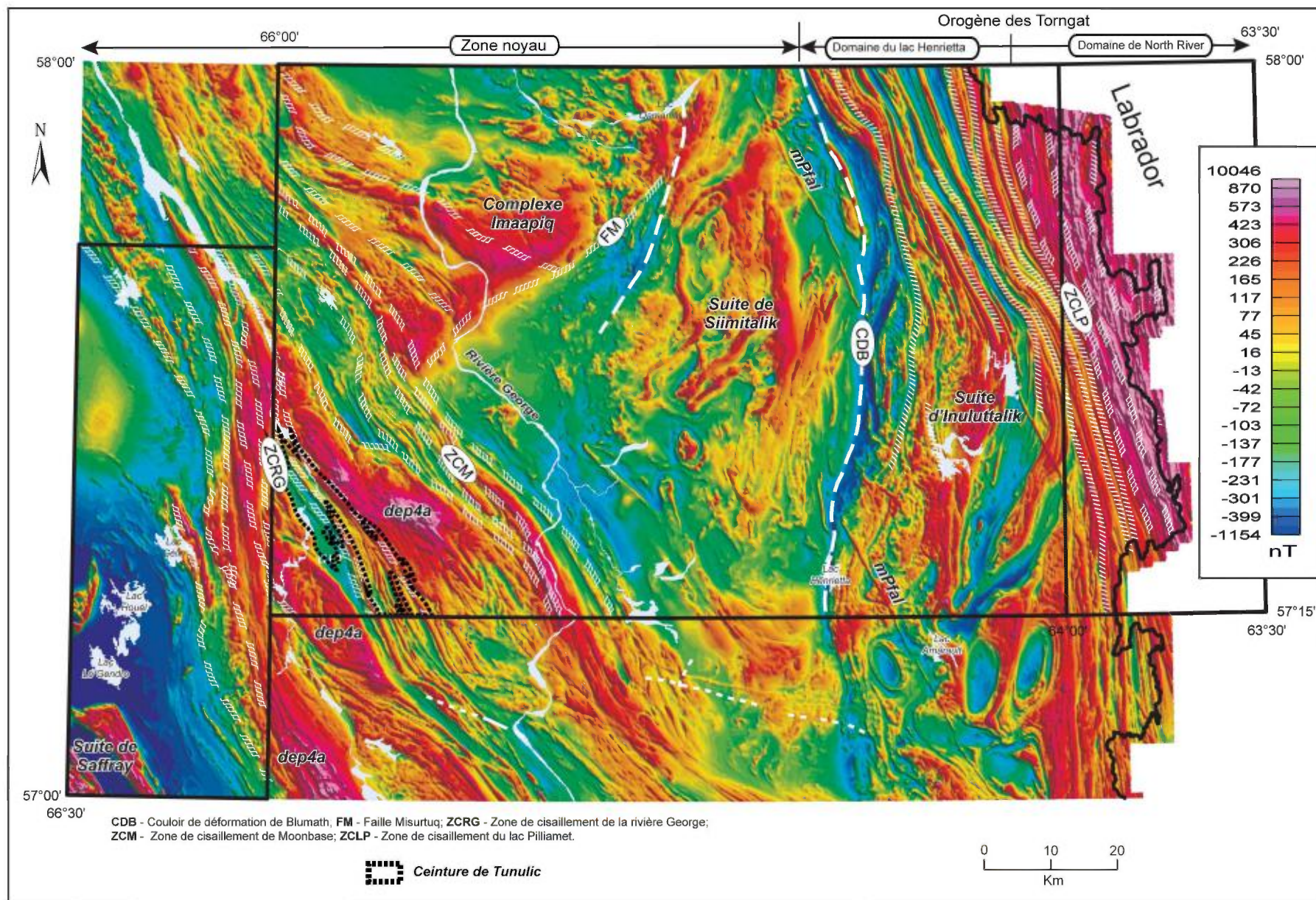


FIGURE 5 - Composante résiduelle du champ magnétique total de la région du lac Henrietta.

(marbré) causé par la présence d'une phase tonalitique sous forme d'enclaves, de niveaux ou d'amas diffus, millimétriques à décimétriques, et donnant aux affleurements un aspect rubané mais non gneissique (photo 2, en annexe). La phase tonalitique, qui est plus finement grenue et de couleur gris moyen à pâle, s'apparente aux gneiss du Complexe d'Ungava; toutefois, sa forte assimilation fait souvent en sorte qu'il est très difficile de la différencier de la granodiorite. Dans plusieurs secteurs, les nombreuses injections centimétriques de granite rose, majoritairement concordantes, donnent un aspect ondulant à la foliation, la roche ressemble alors à une migmatite même si on n'observe pas vraiment d'évidence claire de fusion partielle.

Les colorations et les lames minces des échantillons du Siimitalik ont permis de constater la distribution souvent hétérogène du microcline (10 à 30 %) et des minéraux mafiques (10 à 20 %). Ces derniers, qui consistent essentiellement en biotite brune avec parfois de la hornblende verte (< 5 %), forment des amas discontinus alignés dans la foliation et donnent l'aspect de pseudo-schlierens. Au microscope, la roche a aussi un aspect hétérogène avec de grands cristaux de feldspath et de quartz aux pourtours irréguliers entourés de zones finement recristallisées de même composition. Le quartz (15 à 25 %) forme souvent de grandes plages xénomorphes à texture en mortier et à extinction roulante. Les textures myrmékitiques et antiperthitiques sont fréquentes. Les minéraux accessoires sont très nombreux (5 à 10 %) et sont principalement accolés aux amas mafiques. Ils consistent en sphène, en magnétite, en muscovite et en zircon avec un peu moins d'allanite et d'apatite.

Suite de Ralleau (ApPral)

La Suite de Ralleau a été introduite par Simard *et al.* (2013) afin de regrouper les lambeaux kilométriques de gabbro et de diorite (ApPral1) localisés dans le secteur ouest de la Zone noyau, à l'ouest de la Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM) (figure 4; carte hors-texte). L'unité ApPral2 est une nouvelle unité qui est constituée de roches de composition ultramafique. L'unité ApPral1 consiste en roches homogènes, équi-granulaires, complètement granoblastiques et d'aspect massif à faiblement folié. Ces roches ont une cassure fraîche gris foncé à noire, parfois verdâtre, et montrent une texture mouchetée noire et blanche en surface altérée. Elles sont souvent injectées par une phase intrusive blanchâtre à l'aspect de mobilisat (2 à 15 %). Le gabbro et la diorite renferment entre 35 et 55 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende verte, mais aussi de la biotite brune (1 à 15 %) et du clinopyroxène (2 à 15 %). En lames minces, ce dernier est le plus souvent observé au cœur de la hornblende et le plagioclase montre un début de séricitisation. Les minéraux accessoires sont assez nombreux et comprennent toujours les minéraux opaques, l'apatite, le sphène et l'épidote avec, plus localement, du quartz, du grenat et du zircon.

L'unité ApPral2 ne représente qu'un seul lambeau situé dans le secteur sud-ouest de notre région (carte hors-texte). On y retrouve une clinopyroxénite vert foncé et finement grenue, injectée par un granite blanchâtre donnant un aspect bréchique à l'affleurement. La roche renferme environ 30 % de cumulus de clinopyroxène complètement remplacé par une amphibole brunâtre formant de grandes plages poecilites. En lames minces, on observe aussi des zones riches en actinote ainsi qu'un peu de minéraux opaques et d'apatite.

Complexe de Qurlutuq (ApPqur)

Le Complexe de Qurlutuq est une unité de roches migmatitiques définie par Simard *et al.* (2013) dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de tonalite homogène de l'unité ApPqur2 a donné un âge archéen de 2663 ± 7 Ma, interprété par ces auteurs comme l'âge de cristallisation de la tonalite, et un âge paléoproterozoïque mal défini autour de 1818 ± 13 Ma, interprété comme l'âge du métamorphisme qui pourrait représenter l'âge de la fusion à l'origine des migmatites du Qurlutuq. Dans le secteur nord du Lac Saffray (Lafrance *et al.*, 2014), une datation U-Pb effectuée sur un échantillon de migmatite a retourné des âges archéens de 2795 ± 3 Ma, 2775 ± 4 Ma et 2760 ± 4 Ma, interprétés comme des âges d'héritage et un âge paléoproterozoïque incertain autour de 1800 ± 100 Ma. Machado *et al.*, (1989) ont aussi daté une migmatite située en bordure de la baie d'Ungava qu'ils associaient au Batholite de De Pas mais qui, selon Simard *et al.* (2013), appartient au Complexe de Qurlutuq. Cette migmatite a donné des âges archéens de 2922, 2779 et 2688 Ma et un âge métamorphique sur monazite de 1808 ± 2 Ma. La présence de nombreuses enclaves de gneiss ainsi que les âges U-Pb obtenus suggèrent que ces roches migmatitiques proviendraient de la fusion partielle des gneiss du Complexe d'Ungava, qui se serait produite entre 1820 et 1805 Ma (Simard *et al.*, 2013).

Le Complexe de Qurlutuq a été divisé en trois unités informelles par Simard *et al.* (2013), mais seule la première a été observée dans notre région. Il s'agit d'une unité de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1). Les migmatites de l'unité Apqur1 couvrent une superficie importante à l'intérieur de la Zone noyau (figure 4; carte hors-texte) et sont spatialement associées aux gneiss du Complexe d'Ungava avec lesquels elles sont en contact graduel et mal défini. Le rubanement des roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq est par contre irrégulier, ondulant, discontinu et souvent chaotique, ce qui le distingue du rubanement plus rectiligne et régulier des gneiss de l'Ungava. Les affleurements du Qurlutuq sont hétérogènes et constitués d'au moins 50 % de néosome renfermant de nombreuses enclaves et niveaux démembrés, de largeur décimétrique à décamétrique, majoritairement des gneiss avec un peu de paragneiss et de diorite. Dans les régions adjacentes (Lafrance *et al.*, 2014; Simard *et al.*, 2013), le néosome des roches migmatitiques est majoritairement de composition tonalitique. Dans

notre région, bien qu'on retrouve encore une composante tonalitique à plusieurs endroits, le néosome est souvent de composition granitique ou montre une alternance des deux compositions. Cette différence pourrait s'expliquer par la présence beaucoup plus importante de gneiss granitiques (ApPung4) dans notre région.

Le néosome de l'unité ApPqur1, peu importe sa composition, est de couleur blanchâtre à gris clair et renferme entre 10 et 35 % de schlierens de biotite. Il montre aussi une variation importante dans les proportions des minéraux felsiques, qui comprennent entre 15 et 40 % de quartz en grandes plages xénomorphes et à extinction roulante et entre 2 et 30 % de feldspath potassique. Au microscope, la roche a une granulométrie variable avec de gros grains intrusifs alternant avec des amas recristallisés plus finement. Les schlierens comprennent aussi une quantité non négligeable de minéraux accessoires, qui sont, en ordre d'importance, l'épidote, le sphène, le zircon, la muscovite, la hornblende, les minéraux opaques, l'apatite et l'allanite.

Complexe Imaapik (nouvelle unité, ApPima)

Le Complexe Imaapik est une nouvelle unité introduite afin de regrouper un ensemble de roches à orthopyroxène localisées dans la partie centre nord de la Zone noyau. Ces roches, au faciès des granulites, correspondent à une anomalie magnétique positive circulaire d'environ 30 km de diamètre (figure 5) à l'intérieur d'un domaine au faciès des amphibolites. La forme de l'anomalie magnétique et les relations de terrain suggèrent que le faciès des granulites atteint dans ce secteur serait relié à la mise en place d'un magma charnockitique sous-jacent et affleurant à certains endroits seulement. Il est aussi possible qu'un copeau de roches ait remonté le long de la Faille Misurtuq. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de charnockite massive a retourné un âge paléoproterozoïque de 1851 ± 6 Ma sur zircon et de 1875 ± 8 Ma sur monazite (n° 3, figure 4 et tableau 1). Des âges d'héritage entre 2400 et 2700 Ma ont aussi été obtenus. Ceux-ci proviennent probablement de reliques de gneiss ou de roches migmatitiques archéennes dans lesquelles l'intrusion s'est mise en place. Les âges obtenus suggèrent la mise en place au Paléoproterozoïque d'enderbites et de charnockites issues de la fusion partielle d'une croûte inférieure archéenne.

En plus des roches intrusives paléoproterozoïques, le Complexe Imaapik comprend des roches archéennes similaires aux unités décrites dans le reste de la Zone noyau, soit des gneiss tonalitiques à granitiques et des roches migmatitiques, mais ces roches renferment de l'orthopyroxène. Les unités entourant le complexe montrent aussi une grande composante de fusion partielle. Le Complexe comprend deux unités : 1) une unité de roches intrusives et métamorphiques à orthopyroxène (ApPima1); et 2) une unité de tonalite massive violacée (ApPima2).

Unité de roches intrusives et métamorphiques à orthopyroxène (ApPima1)

L'unité ApPima1 forme la majeure partie du Complexe Imaapik (figure 4; carte hors-texte). Elle comprend plusieurs faciès lithologiques différents qui sont souvent présents simultanément sur les affleurements et impossibles à distinguer à l'échelle de nos travaux. Les principaux faciès observés renferment tous de l'orthopyroxène et consistent en gneiss tonalitique à granitique, en roches migmatitiques, en diorite granoblastique et en intrusions massives d'enderbite et de charnockite. On observe aussi une phase de granite pegmatitique rose qui s'injecte dans l'ensemble des autres unités, sous forme de rubans centimétriques subconcordants ou de dykes décimétriques à métriques.

Les roches gneissiques et migmatitiques ainsi que les diorites se retrouvent en enclaves à l'intérieur des roches intrusives et sont parfois fortement assimilées. Sur certains affleurements, les roches intrusives sont dominantes, particulièrement dans la partie centrale du complexe, mais dans la majorité des cas, elles se retrouvent en injections diffuses (10 à 30 %) à l'intérieur des autres lithologies du complexe. Ces injections se présentent sous forme de dykes, d'amas, mais le plus souvent en rubans parallèles à la gneissosité. Les affleurements sont complexes et hétérogènes; la teinte cassonade à verdâtre et le quartz fumé rendent difficile la détermination de la composition de la roche. Les contacts entre les différentes lithologies sont souvent peu contrastés et parfois uniquement visibles par une granulométrie légèrement différente.

Les gneiss sont équi-granulaires, de granulométrie fine à moyenne, bien foliés et assez bien recristallisés. Ils renferment entre 5 et 8 % de minéraux mafiques, majoritairement de la biotite avec un peu de hornblende et des reliques d'orthopyroxène fortement altéré en un mélange de serpentine et d'amphiboles fibreuses. Les gneiss montrent un rubanement créé par l'alternance de rubans de tonalite et de diorite ou de rubans de tonalite et de granite. La diorite est finement grenue et complètement granoblastique. À plusieurs endroits, ces lithologies sont migmatitisées et caractérisées par la présence d'un rubanement ondulant et discontinu ainsi que par des schlierens de biotite. Le mobilisat est grenu, de couleur cassonade à verdâtre et de composition variable.

Les roches intrusives sont de teinte cassonade en cassure fraîche et de couleur blanchâtre à beige en surface altérée (photo 3, en annexe). Elles sont massives à très faiblement foliées, homogènes, équi-granulaires et de granulométrie moyenne. Leur composition est majoritairement enderbitique, mais des phases charnockitiques sont aussi présentes. Ces deux compositions sont impossibles à différencier en affleurement. La roche est magnétique, riche en quartz (30 à 40 %) et renferme entre 5 et 10 % de minéraux mafiques formant souvent de petits amas millimétriques à centimétriques. Ces derniers consistent en biotite et orthopyroxène avec un peu de magnétite et parfois de la hornblende.

Unité de tonalite massive violacée (pPima2)

L'unité de tonalite massive à teinte violacée (ApPima2) est très homogène et limitée à la bordure est du Complexe Imaapik (carte hors-texte). Il s'agit d'une roche similaire à la phase intrusive observée dans l'unité ApPima1 sauf que la roche, de couleur gris violacé, est toujours de composition tonalitique et ne contient pas d'orthopyroxène. Du clinopyroxène a été observé localement. L'unité ApPima2 renferme localement 5 à 10 % d'enclaves de diorite et de gneiss tonalitique.

Ceinture de Tunulic (nouvelle unité, ApPtun)

La Ceinture de Tunulic est une nouvelle unité introduite pour décrire une bande de roches volcano-sédimentaires, localisée dans la partie sud-ouest de notre région (figure 4; carte hors-texte). Elle s'étend sur 3 à 7 km de largeur, au moins 30 km de longueur (ouverte vers le sud) et se situe dans la zone de jonction entre la ZCRG et la ZCM. Les roches sont souvent déformées, ce qui rend alors difficile la distinction entre les intrusions tonalitiques et les volcanites felsiques. La Ceinture de Tunulic est injectée par des dykes de granodiorite et de granite, parfois à texture porphyroïde, de la Suite granitique de De Pas (pPdep). Des dykes de tonalite et de diorite à biotite, à patine grisâtre, homogènes, finement à moyennement grenus et contenant des petits phénocristaux de feldspath et des enclaves de basalte amphibolitisé, sont également observés dans la séquence volcanique.

La Ceinture de Tunulic est associée à une zone aéromagnétique modérée à faible (figure 5), bordée de part et d'autre par les intrusions à texture porphyroïde de la Suite granitique de De Pas (pPdep4a), caractérisées par des anomalies aéromagnétiques positives. Une datation U-Pb réalisée sur une volcanoclastite felsique a donné un âge probable de mise en place entre 2600 et 2719 Ma (n° 4, figure 4 et tableau 1). La Ceinture de Tunulic a été subdivisée en deux unités informelles : 1) une unité de metabasalte, de volcanites felsiques et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires (ApPtun1); et 2) une unité de métasédiments (ApPtun2). Les deux unités sont séparées par une zone de cisaillement NW-SE appartenant à la ZCRG.

Unité de metabasalte, de volcanites felsiques et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires (ApPtun1)

L'unité ApPtun1 est constituée de basalte amphibolitisé, de volcanites et de volcanoclastites de composition felsique à intermédiaire. En affleurement, ces diverses lithologies alternent de façon nette en niveaux décimétriques à plurimétriques, les rendant difficiles à cartographier indépendamment à notre échelle. Localement, des niveaux de métasédiments, similaires à ceux de l'unité ApPtun2, ainsi que des filons-couches de gabbro et de pyroxénite, ont aussi été observés.

Les roches felsiques à intermédiaires forment les unités les plus épaisses de la ceinture et ont majoritairement une composition de rhyolite, de rhyodacite ou d'andésite. Elles sont finement à très finement grenues, de couleur gris beige à rosée en patine d'altération et gris moyen, parfois verdâtre, en cassure fraîche. Les altérations sont fréquentes en chlorite, en séricite, en épidote et en hématite. Le quartz a tendance à former de minces rubans millimétriques discontinus. Les volcanoclastites montrent souvent une lamination ou un rubanement compositionnel caractérisés par des alternances millimétriques à centimétriques de rubans ou de lamines leucocrates et mésocrates (photo 4, en annexe). Les roches felsiques à intermédiaires de l'unité ApPtun1 renferment entre 4 et 20 % de minéraux mafiques qui consistent principalement en fines paillettes de chlorite ou de biotite chloritisée et en épidote. Les principaux minéraux accessoires sont la hornblende (< 3 %), la muscovite, les minéraux opaques, l'apatite, le sphène et l'allanite.

Le metabasalte est homogène, de granulométrie fine à très fine, de couleur noire en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. Il est généralement granoblastique à nématoblastique, équigranulaire, folié et rubané. Le rubanement est causé par une variation dans la proportion des minéraux mafiques. Quoique déformés, des faciès coussinés ont été préservés par endroits dans le basalte amphibolitisé, qui montre alors des bordures noires aphanitiques semblables à des hyaloclastites autour des coussins aplatis et désagrégés. Le metabasalte renferme entre 50 et 65 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende verte avec des proportions moindres de biotite brune variablement chloritisée (2 à 5 %) et d'épidote (1 à 3 %). Les principaux minéraux accessoires sont les minéraux opaques, le sphène, l'apatite, le quartz et le zircon.

Les filons-couches de gabbro mélanocrate et de pyroxénite sont homogènes, de granulométrie moyenne à grossière et d'aspect massif à faiblement folié. Ces roches renferment entre 75 et 90 % de minéraux mafiques. Contrairement au basalte amphibolitisé, le clinopyroxène est localement bien préservé dans les filons-couches, toutefois, il est souvent remplacé par la hornblende ou l'actinote, ne se retrouvant alors qu'au cœur des amphiboles. Les principaux minéraux accessoires sont la biotite, les minéraux opaques, le sphène et l'apatite.

Unité de métasédiment (ApPtun2)

L'unité ApPtun2 est composée de métasédiments rubanés, finement à très finement grenus, à patine d'altération gris brunâtre à rouille et à cassure de couleur gris moyen à foncé. Le métasédiment est folié à schisteux et souvent affecté par la ZCRG, qui implique la formation d'une foliation mylonitique, de porphyroclastes de feldspath, de rubans de quartz, et d'amas flexueux de minéraux mafiques contournant les autres grains.

Le métasédiment montre une alternance de rubans et niveaux, centimétriques à décimétriques, à biotite brune

seulement, à biotite et grenat et à biotite et hornblende. On observe aussi des horizons plurimétriques de paraschiste à biotite, sillimanite, graphite et sulfures. Le grenat se présente sous forme de poeciloblastes craquelés et à inclusions de muscovite, de biotite et de quartz. La sillimanite forme des faisceaux de minéraux fibreux, de longueur millimétrique à centimétrique, concentrés le long des plans de foliation. Le paragneiss renferme entre 15 et 20 % de quartz, de 1 à 15 % de feldspath potassique et autour de 20 à 25 % de minéraux mafiques. Les minéraux accessoires sont peu nombreux et consistent en épidote, en muscovite, en apatite, en sphène, en allanite et en minéraux opaques.

Dans certains secteurs, le paragneiss est migmatitisé et renferment entre 5 et 20 % de rubans de mobilisat blanchâtre. On y retrouve aussi quelques niveaux de diatexite hétérogranulaire à phénocristaux de feldspaths dans une matrice riche en biotite. Enfin, l'unité ApPtun2 contient localement des niveaux de l'unité ApPtun1.

Paléoprotérozoïque

Dans notre région, les roches paléoprotérozoïques de la Zone noyau correspondent principalement à des séquences de roches volcano-sédimentaires ainsi qu'à de grandes unités intrusives. Les roches volcano-sédimentaires et les diatexites qui en découlent ont été assignées à trois unités distinctes, en fonction de leur répartition spatiale. Il s'agit de la Suite de la rivière False, de la Suite de Winnie et du Groupe de Lake Harbour. Les roches intrusives ont été assignées à cinq différentes unités : 1) la Suite mafique de Nuvulialuk; 2) la Suite charnockitique de De Pas; 3) la Suite granitique de De Pas; 4) la Suite d'Aveneau; et 5) la Suite de Dancelou.

Suite de la rivière False (pPfas)

La Suite de la rivière False a été définie par Lafrance *et al.* (2014) afin de regrouper les métasédiments migmatitisés de la Zone noyau situés à l'ouest de la ZCRG et associés aux diatexites de la Suite de Winnie (pPwii). Elle comprend quatre unités : 1) une unité de paragneiss migmatitisés; 2) une unité de roches calco-silicatées; 3) une unité de formation de fer; et 4) une unité de quartzite. Cette suite occupe une superficie restreinte dans notre région et se concentre dans le secteur sud-ouest (figure 4; carte hors-texte), dans le prolongement des unités cartographiées par Lafrance *et al.* en 2014. Seules les deux premières unités ont été observées à une échelle cartographiable.

Unité de paragneiss migmatitisés (pPfas1)

L'unité de paragneiss migmatitisé représente l'unité dominante de la Suite de la rivière False (carte hors-texte). Le paragneiss est caractérisé par la présence de 15 à 30 % de rubans discontinus de mobilisat blanchâtre, de largeur millimétrique à centimétrique, et de composition généralement tonalitique. Le rubanement est aussi causé par l'alternance

de bandes contenant des proportions variables en minéraux mafiques (10 à 25 %). La roche a une teinte gris moyen en cassure fraîche et une patine d'altération brunâtre. Sa granulométrie varie de fine à moyenne et elle possède une texture granoblastique bien développée. Le paragneiss est pauvre en microcline et la quantité de quartz est très variable (5 à 25 %). Les minéraux mafiques consistent en feuillets de biotite brune à rouge, bien alignés ou regroupés en amas millimétriques avec, localement, un peu de hornblende. Les minéraux accessoires, généralement nombreux et accolés aux minéraux mafiques, sont l'apatite, le zircon (inclusions dans la biotite), les minéraux opaques, l'allanite, le sphène, la muscovite, la chlorite, l'épidote et le grenat.

La sous-unité pPfas1a représente des secteurs où le paragneiss et le mobilisat renferment entre 5 et 15 % de grenat rose ou rouge, en grains millimétriques disséminés ou en amas centimétriques. La Suite de la rivière de False renferme fréquemment des niveaux décimétriques de diatexite semblable à celle de la Suite de Winnie. Les paragneiss sont également injectés par de nombreux dykes et filons-couches blanchâtres, de largeur décimétrique à métrique, qui sont probablement associés aux intrusions de la Suite d'Aveneau.

Unité de roches calco-silicatées (pPfas2)

Un seul affleurement, localisé à l'intérieur d'une masse intrusive de la Suite d'Aveneau dans le secteur sud-ouest de la région, a été assigné à cette unité (carte hors-texte). Cette roche calco-silicatée est constituée de gros cristaux de diopside associés à une matrice interstitielle un peu plus fine de plagioclase granoblastique (20 à 25 %). La roche renferme aussi un peu de trémolite et de phlogopite.

Suite de Winnie (pPwii)

La Suite de Winnie, définie par Lafrance *et al.* (2014), occupe une superficie restreinte dans le secteur sud-ouest de notre région, à proximité des paragneiss de la Suite de la rivière False (figure 4; carte hors-texte). Selon ces auteurs, l'événement de fusion majeur qui a affecté les paragneiss de la Suite de la rivière False a produit une quantité importante de diatexites. La cristallisation de la diatexite a été datée à 1838 ± 7 Ma (Lafrance *et al.*, 2014) avec des âges d'héritage archéen (2836 ± 30 Ma) et paléoprotérozoïque (1978 ± 15 Ma). La Suite de Winnie a été divisée en deux unités par Lafrance *et al.* (2014) : 1) une unité de diatexite homogène à texture porphyroïde (pPwii1); et 2) une unité de diatexite hétérogène (pPwii2). La première unité n'a toutefois pas été cartographiée dans notre région.

L'unité pPwii2 est constituée de diatexite et de métatexite rubanées qui renferment entre 40 et 70 % de leucosome tonalitique à granitique et entre 30 et 60 % de paragneiss migmatitiques de l'unité pPfas1. Ces paragneiss se présentent sous forme d'enclaves allongées ou de niveaux préservés de largeur décimétrique à décimétrique. Le tout forme un ensemble hétérogène montrant un rubanement

migmatitique irrégulier, discontinu et souvent chaotique. La diatexite est hétérogranulaire, a une teinte grisâtre en cassure fraîche et brunâtre à rouille en surface altérée. Elle contient entre 20 et 30 % de minéraux mafiques et forme des schlierens entourant les grains de feldspath, et essentiellement constitués de biotite brune à rouge riche en inclusions de zircon. Les minéraux accessoires sont variés et consistent en minéraux opaques, en muscovite, en grenat, en graphite, en apatite, en microcline, en sphène, et en sillimanite. Le taux de recristallisation est variable à l'intérieur d'un même échantillon passant de faible à fort, principalement autour des grains plus grossiers qui sont entourés par une texture granoblastique partielle. À certains endroits, des niveaux métriques d'amphibolite et de diatexite à texture porphyroïde de l'unité pPwii1 ont été observés dans l'unité de diatexite hétérogène.

La sous-unité pPwii2a a été introduite par Lafrance *et al.* (2014) afin de délimiter des secteurs où la diatexite hétérogène renferme du grenat (5 à 20 %) et souvent des aluminosilicates en proportions variables. Un seul affleurement a été assigné à cette unité dans notre région. La diatexite renferme au moins 5 % de grenat formant des porphyroblastes craquelés de 2 à 4 mm de diamètre.

Groupe de Lake Harbour (pPhb)

Le Groupe de Lake Harbour a été introduit par Jackson et Taylor (1972) pour désigner une séquence de roches volcano-sédimentaires paléoprotérozoïques localisée sur la terre de Baffin et dans le nord-est du Québec et du Labrador (*Dorset Fold Belt*). Hoffman (1988) a par contre utilisé le terme informel de « Koroc River sediments » tout en reconnaissant leur similarité avec le Groupe de Lake Harbour. Verpaelst *et al.* (2000) maintiennent le terme Groupe de Lake Harbour dans le secteur de la Rivière Koroc, juste au nord de notre région. Simard *et al.* (2013) ont aussi utilisé ce terme. Même si la corrélation avec les roches de Baffin demeure incertaine, nous assignons aussi les séquences de roches volcano-sédimentaires situées dans la partie est de la Zone noyau, entre la ZCM et le CDB, au Groupe de Lake Harbour afin d'assurer une certaine continuité. Le Groupe de Lake Harbour comprend quatre unités : 1) une unité de paragneiss (pPhb1); 2) une unité de quartzite (pPhb2); 3) une unité de roches calco-silicatées (pPhb3); et 4) une unité de basalte amphibolitisé à faciès massif, coussiné ou bréchié (pPhb4).

Unité de paragneiss (pPhb1)

Dans notre région, le paragneiss représente l'unité la plus importante du Groupe de Lake Harbour (carte hors-texte). Il forme plusieurs petits lambeaux de quelques kilomètres ainsi que deux séquences plus importantes, faisant entre 15 et 20 km de longueur sur 2 à 5 km de largeur, à proximité de la ZCM. Quelques niveaux décimétriques à décamétriques de roches similaires aux autres unités du Groupe de Lake

Harbour ont été observés à l'intérieur du paragneiss de l'unité pPhb1.

Le paragneiss présente une teinte qui varie de gris moyen à gris foncé avec une patine brunâtre ou brun rouille caractéristique. Il est plus ou moins migmatitisé et renferme entre 5 et 25 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre. Le paragneiss et le mobilisat sont de granulométrie fine à moyenne, bien foliés et possèdent une texture granoblastique bien développée. Le paragneiss est constitué de quartz (5 à 20 %), de plagioclase, de microcline (1 à 15 %), de biotite (10 à 30 %), de grenat (1 à 15 %) et, plus localement, de sillimanite et de hornblende dans certains rubans. Le grenat se présente sous forme de petits grains disséminés ou en poeciloblastes centimétriques contenant des inclusions des autres minéraux observés dans le paragneiss. La muscovite, le zircon, l'apatite, l'épidote, le graphite, l'allanite, la tourmaline et les sulfures sont les minéraux secondaires les plus répandus.

Dans certains secteurs, la fusion plus intense des paragneiss a produit des diatexites, assignées à la sous-unité pPhb1a. Les diatexites renferment entre 40 et 60 % de mobilisat sous forme de rubans blanchâtres millimétriques à centimétriques. Sur ces affleurements, on retrouve aussi 25 à 35 % de zones d'accumulation de leucosomes. La roche est hétérogranulaire, de couleur grise en surface altérée et gris brunâtre en cassure fraîche. Sa composition est variable en raison d'une répartition inégale du feldspath potassique (2 à 20 %) qui varie rapidement (à l'échelle de l'échantillon). La diatexite renferme entre 10 et 20 % de minéraux mafiques formant des schlierens entourant les minéraux felsiques. Ces schlierens se composent de biotite brune à rouge et renferment localement de la hornblende. Les principaux minéraux accessoires sont le grenat, le sphène, l'apatite, le zircon, l'allanite, l'épidote et le graphite.

Unité de quartzite (pPhb2)

L'unité de quartzite du Groupe de Lake Harbour forme des séquences plurikilométriques concentrées à proximité du contact avec l'Orogène des Torngat (carte hors-texte). Le quartzite est souvent interlité avec le paragneiss de l'unité pPhb1 ainsi qu'avec des filons-couches de roches ultramafiques de la Suite de Nuvulialuk (pPnuv2). Il se compose de 85 à 95 % de quartz formant de grandes plages engrenées ou recristallisées plus finement. Sa surface altérée est de couleur gris blanchâtre alors qu'il est blanc en cassure fraîche. Il renferme entre 2 et 5 % de muscovite et autour de 2 % de biotite parfois chloritisée. Plus localement, il contient aussi un peu de feldspath, de sillimanite et de grenat. Dans plusieurs secteurs, particulièrement à proximité des filons-couches de roches ultramafiques, il renferme une minéralisation (5 à 25 %) en pyrite et graphite, disséminée et en lamines (photo 5, en annexe). Des niveaux de quartzite impur sont interlités dans la séquence. Ceux-ci contiennent localement jusqu'à 20 % de clinopyroxène ou de microcline.

Unité de roches calco-silicatées (pPhb3)

Seulement deux petits lambeaux de faible étendue ont été assignés à l'unité de roches calco-silicatées pPhb3 (carte hors-texte). Ces lambeaux se retrouvent à proximité des zones de failles NE-SW, dont la Faille Misurtuq, et pourraient représenter des zones d'altération intense. Ces roches renferment d'ailleurs des rubans millimétriques de quartz, indiquant une fabrique protomylonitique. Les roches calco-silicatées sont de compositions diverses et comprennent des proportions variables de diopside, de quartz, de trémolite, de muscovite, de carbonates, de biotite et de feldspaths. Elles sont finement grenues, de couleur pâle avec une teinte verdâtre et montrent une alternance compositionnelle sous forme de rubans ou d'amas millimétriques à décimétriques.

Unité d'amphibolite dérivée de basalte (pPhb4)

L'amphibolite dérivée de basalte de l'unité pPhb4 forme quelques lambeaux dans la partie est de la Zone noyau. Le plus important fait environ 10 km de longueur sur 3 km de largeur et se situe près du CDB, dans le secteur nord de notre région (carte hors-texte). L'amphibolite renferme des niveaux décimétriques à métriques des autres unités du Groupe de Lake Harbour.

L'unité pPhb4 est finement grenue, granoblastique, rubanée et de couleur gris vert foncé à noire. Elle renferme entre 45 et 65 % de minéraux mafiques, qui consistent en hornblende verte (40 à 50 %), en clinopyroxène (2 à 20 %) et en biotite brune (2 à 10 %). Le quartz (< 3 %), le sphène, les minéraux opaques, la chlorite, le grenat et l'actinote sont les principaux minéraux accessoires.

Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv)

La Suite mafique de Nuvulialuk a été introduite par Verpaelst *et al.*, (2000) au nord de notre région (SNRC 24I), afin de regrouper des intrusions mafiques (pPnuv1) et ultramafiques (pPnuv2) qu'ils interprètent comme des dykes ou des filons-couches paléoprotérozoïques injectés dans le Groupe de Lake Harbour et dans les gneiss environnants. Dans notre région, ces intrusions sont localisées à l'est de la ZCM, majoritairement dans la Zone noyau, mais avec quelques occurrences dans le Domaine du lac Henrietta de l'Orogène des Torngat (figure 4; carte hors-texte). Verpaelst *et al.* (2010) mentionnent que l'analyse pétrographique révèle que la minéralogie primaire a souvent été conservée (olivine et pyroxènes), suggérant une mise en place postérieure au pic métamorphique.

Unité de métagabbro et de métagabbro-norite (pPnuv1)

Dans notre région, l'unité pPnuv1 ne représente que quatre petits lambeaux de moins de 1,5 km de longueur. On y observe du gabbro non magnétique et du gabbro-norite magnétique, de granulométrie moyenne à grossière.

Les roches sont foliées et montrent une bonne texture de recristallisation. Elles renferment fréquemment des niveaux décimétriques de paragneiss à biotite et grenat du Groupe de Lake Harbour (pPhb1). Le gabbro contient entre 30 et 40 % de minéraux mafiques qui consistent essentiellement en hornblende et en actinote. Le plagioclase est plus ou moins séricitisé et la présence de quartz (< 3 %) et de biotite brune (< 5 %) est fréquente. Le gabbro-norite est un peu plus riche en minéraux mafiques et renferme, en plus de la hornblende, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Les principaux minéraux accessoires sont les minéraux opaques, l'apatite, le sphène et, plus localement, les carbonates et l'épidote.

Unité de roches ultramafiques métamorphisées (pPnuv2)

Les roches ultramafiques de l'unité pPnuv2 sont interprétées comme des filons-couches de quelques kilomètres de longueur qui se sont mis en place à l'intérieur des séquences volcano-sédimentaires du Groupe de Lake Harbour ainsi que dans les gneiss du Complexe d'Ungava. Ces intrusions se concentrent dans le secteur est de la Zone noyau, à proximité du CDB, et sont souvent associées à des anomalies magnétiques positives. Sur le terrain, les roches ultramafiques sont faciles à identifier, car elles forment des collines assez bien alignées (photo 6, en annexe), à patine chamois, ou brun orangé lorsqu'il y a beaucoup de lichens, et à texture à peau d'éléphant, à la suite de l'érosion différentielle à travers un réseau de joints polygonaux qui tapissent la surface de la roche. Malgré la préservation de certaines textures magmatiques, les roches ultramafiques montrent généralement une bonne foliation.

Verpaelst *et al.* (2010) décrivent quatre types de roches ultramafiques dans l'unité pPnuv2 : la hornblendite, la pyroxénite, la péridotite et la dunite, qui ont toutes été observées dans notre région. L'intrusion la plus importante, qui fait environ 6 km de longueur et entre 500 m et 1 km de largeur (figure 4; carte hors-texte), représente une intrusion différenciée avec un litage magmatique bien préservé. On y retrouve différents faciès de roches, passant graduellement de péridotites (hazburgite et lherzolite) riches en cumulats à la base, surmontées de pyroxénite (webstérite à olivine), et de gabbro. Ces roches sont homogènes et de granulométrie fine à moyenne. On y observe des veines de magnétite et de serpentine en relief positif ainsi que de fines disséminations de sulfures.

Les péridotites renferment entre 50 et 70 % d'olivine, le plus souvent sous forme de cumulats de 0,5 à 2 cm de diamètre. La roche contient également de la magnétite disséminée, du clinocllore, de la phlogopite et du spinelle vert ou brun (< 5 %). Les pyroxénites renferment majoritairement du clinopyroxène, sous forme de grands cristaux ou de matrice fine, et entre 5 et 25 % de cumulats d'olivine variablement serpentinisée (antigorite et iddingsite). On y retrouve aussi des petits feutres de phlogopite et de clinocllore, du plagioclase (1 à 5 %), de l'actinote, de la magnétite et du spinelle brun. Localement, le clinopyroxène est fortement transformé

en un mélange de hornblende et d'actinote, ceux-ci devenant alors majoritaires par rapport au clinopyroxène.

Batholite de De Pas

Le Batholite de De Pas est une intrusion syntectonique polyphasée orientée N-S à NNW-SSE qui s'étend sur plus de 600 km à l'intérieur de la Zone noyau (figure 1). Cette masse a d'abord été nommée de façon informelle « Batholite d'Ungava » (Owen, 1989; Bourque, 1991) puis renommée « Batholite de De Pas » par Martelain (1986). Les nombreux travaux de cartographie dans la Zone noyau (Bourque, 1991; Danis, 1988 et 1991; Hammouche *et al.*, 2011; Lafrance *et al.*, 2014; Owen, 1989; Simard *et al.*, 2013; Tanner, 1992; Van der Leeden, 1994 et 1995) ont permis de définir deux grandes suites intrusives à l'intérieur du batholite selon la présence ou non de l'orthopyroxène : la Suite charnockitique de De Pas (pPcde) et la Suite granitique de De Pas (pPdep). Les datations U-Pb indiquent un âge de mise en place du batholite entre 1840 et 1810 Ma (Krogh, 1986; Dunphy et Skulski, 1996; James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000), et plus spécifiquement entre 1840 et 1823 Ma pour la Suite granitique de De Pas (Dunphy et Skulski, 1996). Un âge de 1805 ± 2 Ma (Isnard *et al.*, 1998) a aussi été obtenu dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013). Cet âge provient toutefois de l'unité granitique (pPdep5), considérée comme étant la plus tardive du batholite. Régionalement, le Batholite de De Pas est associé à une forte anomalie aéromagnétique positive traversant le SEPC selon un axe NNW-SSE. Dans notre région, certains granites associés au De Pas sont non magnétiques et se trouvent en dehors de cette anomalie régionale.

Suite charnockitique de De Pas (pPcde)

La Suite charnockitique de De Pas couvre une faible étendue dans le secteur ouest de notre région. Toutefois, plus au sud, elle peut représenter jusqu'au deux tiers ouest du Batholite de De Pas (Hammouche *et al.*, 2011). Ces derniers ont abandonné les unités informelles établies lors de la compilation géologique effectuée en 2003 et divisé la Suite charnockitique de De Pas en trois unités dans la région du lac Bonaventure : 1) une unité d'opdalite et d'enderbite (pPcde5); 2) une unité de diorite à orthopyroxène, de jotunite et de mangérite (pPcde6); et 3) une unité de gabbronorite, de gabbro et de leuconorite (pPcde7). Les unités pPcde5 et pPcde7 ont été observées localement dans notre région.

Unité d'opdalite à texture porphyroïde (pPcde5)

L'unité pPcde5 ne forme qu'une seule masse intrusive représentant quelques affleurements situés dans l'enveloppe du Batholite de De Pas. On y retrouve une opdalite massive à faiblement foliée, non magnétique et renfermant entre 2 et 30 % de phénocristaux de microcline. La roche est similaire à celle de l'unité pPdep4; cependant elle renferme, en

plus de la biotite brun rouge et de la hornblende, 2 à 5 % d'orthopyroxène plus ou moins serpentinisé ou remplacé par des amphiboles. Les minéraux mafiques (15 à 20 %) forment des amas qui se moulent autour des phénocristaux de microcline. Les minéraux accessoires sont nombreux et se concentrent avec les amas mafiques. Il s'agit de minéraux opaques, d'apatite, de sphène, de clinopyroxène, d'épidote, d'allanite et de zircon.

Unité de gabbro, de gabbronorite et d'anorthosite (pPcde7)

Quelques intrusions mafiques rencontrées dans l'enveloppe du Batholite de De Pas ont été assignées à l'unité pPcde7 (carte hors-texte). Cette unité comprend des faciès leucocrates de gabbro et de gabbronorite ainsi que de l'anorthosite et de l'anorthosite quartzifère. Ces roches sont moyennement grenues, massives à foliées et, en affleurements, on observe souvent plusieurs phases de magmas en contact diffus. Le gabbro et la gabbronorite renferment entre 15 et 25 % de minéraux mafiques formant des amas non uniformément répartis autour du plagioclase granoblastique. Ils consistent en hornblende verte, en actinote, en clinopyroxène, en biotite brune avec en plus, dans le cas de la gabbronorite, de l'orthopyroxène et parfois de l'olivine. Les roches montrent souvent une altération modérée avec développement d'épidote, de chlorite et de muscovite. L'anorthosite est localement bréchifiée par le gabbro leucocrate qui forme une texture en filet. Elle renferme entre 3 et 8 % de quartz et 2 à 8 % de minéraux mafiques, qui sont les mêmes que dans le gabbro. Elle contient aussi un peu d'apatite et de sphène.

Suite granitique de De Pas (pPdep)

La Suite granitique de De Pas couvre une superficie importante dans la partie occidentale de la région (figure 4; carte hors-texte) et est majoritairement concentrée à l'ouest de la ZCM. Une nouvelle datation effectuée sur un échantillon de granite à texture porphyroïde (n° 5, figure 4 et tableau 1), a donné un âge paléoprotérozoïque de mise en place à 1820 ± 6 Ma.

La Suite granitique de De Pas comprend deux unités qui correspondent au prolongement de celles reconnues dans les régions limitrophes, au nord (Simard *et al.*, 2013) et à l'ouest (Lafrance *et al.*, 2014) : une unité de granodiorite et de granite à texture porphyroïde (pPdep4) et une unité de granite à biotite (pPdep5). Les roches potassiques du De Pas contiennent plusieurs enclaves de gneiss de compositions variées (ApPung), de migmatites (ApPqur), de diorite et de gabbro granoblastiques (ApPrall) et de roches volcano-sédimentaires (pPfas et ApPtun). Les roches de l'unité pPdep4 sont injectées à divers degrés par les différentes phases de l'unité pPdep5 sous forme de rubans subconcordants et de dykes de largeur centimétrique à métrique.

Dans notre secteur, les roches du De Pas sont souvent affectées par la ZCRG et la ZCM, impliquant le développement d'une foliation mylonitique accompagnée d'altérations plus ou moins intenses en épidote, en chlorite, en muscovite et en hématite, sous forme de placages et de veinules. Dans le corridor fortement magnétique de la ZCRG, qui fait environ 5 km de largeur dans notre région, la roche est souvent broyée avec 5 à 40 % de porphyroclastes de feldspath potassique le plus souvent alignés et étirés dans la roche mylonitique. Le quartz y forme des rubans contournant les porphyroclastes.

*Unité de granodiorite et de monzodiorite quartzifère
à texture porphyroïde (pPdep4)*

Dans notre région, deux faciès d'intrusions potassiques à texture porphyroïde ont été distingués de part et d'autre de la ZCRG. Du côté ouest, l'unité pPdep4 se retrouve dans un secteur modérément à faiblement magnétique (figure 5). La roche est gris moyen foncé avec des phénocristaux de microcline rose et 15 à 20 % de quartz souvent bleuté. Le microcline se présente uniquement en phénocristaux idiomorphes de 1 à 10 cm de longueur, avec une moyenne autour de 2 cm. Ces phénocristaux sont souvent mal répartis dans la roche et un litage magmatique a été observé sur plusieurs affleurements. Ce dernier s'exprime par l'alignement fréquent des phénocristaux ainsi que par une alternance de niveaux décimétriques constitués essentiellement de gros cristaux de microcline (85 %) surmontés de niveaux devenant de moins en moins riches jusqu'à en être pratiquement dépourvus. Les intrusions de cette unité ont majoritairement une composition de granodiorite et de monzodiorite quartzifère, mais on observe aussi des compositions de granite, de syénogranite et même de tonalite à plusieurs endroits. Localement, des textures rapakivi ont été observées. En affleurement, on observe aussi la présence d'une phase dioritique diffuse plus finement grenue et renfermant quelques phénocristaux de microcline de 0,5 à 2 cm de longueur.

Entre la ZCRG et la ZCM, les roches intrusives à texture porphyroïde, associées à de très fortes anomalies magnétiques (figure 5) formant des ellipses orientées N-S (dans la ZCRG) ou NW-SE (dans la ZCM), ont été assignées à la sous-unité pPdep4a. Dans ces secteurs, la roche est plus rosée en raison de la présence plus régulière de 25 à 50 % de cristaux de microcline de 0,5 à 3 cm de longueur (localement jusqu'à 6 cm), formant souvent un patron presque jointif (photo 7, en annexe). Le microcline est aussi présent dans la matrice; la composition de la roche est donc majoritairement granitique (localement monzonite quartzifère). Cette sous-unité comprend aussi une phase de composition similaire, mais plus fine et en contacts irréguliers et diffus, indiquant un âge contemporain.

Au microscope, l'ensemble des roches de l'unité pPdep4 montrent un début de recristallisation au pourtour des phénocristaux de microcline et renferment entre 15 et 30 % de minéraux mafiques formant souvent des amas plus ou moins

bien alignés qui entourent les minéraux felsiques. Ces amas mafiques se composent principalement de biotite brune, parfois chloritisée, et de hornblende verte, auxquelles sont accolés de nombreux petits minéraux accessoires, dont les minéraux opaques, le sphène, l'apatite, l'allanite, l'épidote, le zircon et la muscovite.

Unité de granite à biotite (pPdep5)

L'unité pPdep5 comprend plusieurs phases potassiques homogènes s'injectant les unes dans les autres et donnant parfois un aspect hétérogène aux affleurements. Ces phases renferment aussi des enclaves décimétriques à métriques de granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4), de gneiss (ApPung), de diorite (ApPral1) et de roches migmatitiques (ApPqur). Ces roches, généralement massives à peu foliées, sont localement affectées par la ZCRG et la ZCM, développant alors une texture mylonitique.

L'unité pPdep5 comprend trois phases intrusives principales, mais non cartographiables à l'échelle de nos travaux : 1) une phase de monzogranite renfermant entre 10 et 20 % de biotite ± hornblende; 2) une phase de granite renfermant moins de 7 % de biotite; et 3) une phase de granite rose, leucocrate, massif et grossièrement grenu qui s'injecte sous forme de rubans et de dykes centimétriques à décimétriques dans les autres phases granitiques de l'unité pPdep5. Dans les deux premiers cas, les roches sont faiblement foliées et montrent souvent une altération en séricite, en chlorite ± épidote et en hématite. La phase de monzogranite est moyennement à grossièrement grenue et de couleur gris rosé assez foncé. Le granite à biotite est de granulométrie moyenne à fine et de couleur rose à gris rosé, plus pâle que le monzogranite. Les minéraux mafiques se présentent sous forme de petits amas dispersés, plus ou moins bien alignés et comprenant 1 à 3 % de minéraux accessoires, principalement de l'apatite, du sphène, des minéraux opaques, de l'allanite et du zircon (en inclusions dans la biotite). Les textures de myrmékite et de microperthite sont assez fréquentes dans les phases granitiques.

La sous-unité pPdep5a correspond à des secteurs très hétérogènes où les roches potassiques de l'unité pPdep5 renferment près de 50 % d'enclaves variées, surtout de gneiss, de migmatite et de diorite. Ce mélange forme souvent une texture marbrée ou encore un rubanement irrégulier et ondulant produit par la forte absorption des enclaves par les granitoïdes.

Suite d'Aveneau (pPavn)

La Suite d'Aveneau a été introduite dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava par Simard *et al.* (2013) pour regrouper des roches intrusives blanchâtres dont l'aspect s'apparente à celui du mobilisat des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Ces auteurs mentionnent que cette suite pourrait correspondre à une phase évoluée et tardive reliée au phénomène de fusion à l'origine du Complexe

de Qurlutuq. Deux datations U-Pb ont retourné des âges de 1817 ± 10 Ma (Simard *et al.*, 2013) et de 1811 ± 12 Ma (Lafrance *et al.*, 2014), appuyant l'hypothèse d'une affiliation possible entre l'Aveneau et le Qurlutuq. Les deux datations ont également donné des âges d'héritage respectifs de 2697 ± 18 Ma et de 2718 ± 17 Ma, indiquant que l'Aveneau proviendrait de la fusion de roches archéennes.

La Suite d'Aveneau est constituée de tonalite et de granite blanchâtres, d'aspect massif à faiblement folié et qui montrent une variation granulométrique importante, avec des amas de grains fins à grossiers. Ces roches renferment également des amas et des poches irrégulières, décimétriques à décamétriques, de pegmatite en contact diffus. Elles sont généralement massives, mais l'alignement des schlierens leur donne un aspect faiblement folié. Les minéraux mafiques sont peu nombreux (2 à 5 %) et consistent en biotite brune, variablement chloritisée, et le plus souvent concentrée en schlierens. Des textures réactionnelles aux contacts des grains ainsi que des textures antiperthitiques et myrmékitiques sont fréquemment observées en lames minces. Le quartz est xénomorphe et montre une extinction roulante prononcée. La muscovite est toujours présente (1 à 3 %) et les minéraux accessoires, peu nombreux, consistent en minéraux opaques, sphène et zircon avec, plus localement, du grenat, de la séricite et des carbonates.

Les roches de la Suite d'Aveneau renferment fréquemment entre 1 et 12 % d'enclaves, centimétriques à décimétriques, de gneiss (ApPung), de migmatites (ApPqur), de diorites (ApPral1) et de granodiorites à texture porphyroïde (pPdep4). La plupart de ces enclaves montrent une déformation antérieure à la mise en place de l'Aveneau. À plusieurs endroits, les intrusions blanchâtres de la Suite d'Aveneau se mettent en place sous forme de filons-couches décimétriques à décamétriques à l'intérieur des roches plus anciennes.

La sous-unité pPavn1a correspond à des secteurs où les intrusions blanchâtres de l'Aveneau sont plus hétérogènes en raison de la présence de nombreuses enclaves partiellement assimilées et de 15 à 25 % de schlierens de biotite. Dans ces secteurs hétérogènes, les roches de l'Aveneau s'apparentent aux roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq (ApPqur); toutefois, on n'observe pas vraiment de rubanement sur les affleurements.

Suite de Dancelou (pPdac)

La Suite de Dancelou a été nommée par Simard *et al.* (2013) dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava pour regrouper un ensemble d'intrusions granitiques tardives. Les roches granitiques de la Suite de Dancelou se présentent aussi sous forme de dykes à l'intérieur des unités plus anciennes. Ces relations de recoupement et le faible taux de déformation indiquent qu'il s'agit d'intrusions tarditectoniques d'âge protérozoïque. Simard *et al.* (2013) ont divisé la suite en deux unités informelles : une unité de granite gris (pPdac1) et une unité de granite rose (pPdac2). Les deux unités se recoupent, suggérant une mise en place contemporaine.

Unité de granite gris (pPdac1)

L'unité pPdac1 est peu répandue dans notre région et ne forme que trois petits plutons cartographiables localisés dans le secteur est de la Zone noyau (carte hors-texte). Il s'agit d'un granite homogène, massif, finement grenu et dont la teinte grisâtre lui donne l'aspect d'une tonalite. La roche renferme entre 5 et 10 % de petits feuillets de biotite brune, 2 à 5 % de muscovite ainsi que plusieurs petits minéraux accessoires, dont l'épidote, l'allanite, l'apatite et les minéraux opaques. Les textures myrmékitiques sont fréquentes en lames minces.

Unité de granite rose (pPdac2)

Le granite de l'unité pPdac2 est représenté par quelques plutons plurikilométriques dispersés dans le secteur est de la Zone noyau, entre la ZCM et le Couloir de déformation de Blumath; les masses les plus importantes sont concentrées dans le centre nord de la Zone noyau. Le granite de cette unité est caractérisé par sa couleur rose et une granulométrie moyenne à grossière. Il est homogène, équi-granulaire et massif à faiblement folié localement. À plusieurs endroits, on observe des poches et des dykes décimétriques de granite pegmatitique interprétés comme une phase tardive de l'unité. Le granite renferme autour de 5 % de minéraux mafiques, qui consistent en feuillets de biotite bien dispersés, en fines poussières d'hématite avec un peu de magnétite localement. Il renferme aussi jusqu'à 2 % de feuillets de muscovite et montre une séricitisation faible à modéré du plagioclase. Les textures graphiques sont fréquentes, particulièrement dans les phases pegmatitiques. Le granite de l'unité pPdac2 renferme souvent des enclaves des diverses unités environnantes. Dans le secteur du Batholite de De Pas, à l'ouest de la ZCM, les affleurements de granite rose non pegmatitique, dont plusieurs sont similaires au granite de l'unité pPdac2, ont été assignés à l'unité pPdep5.

Orogène des Torngat

L'Orogène des Torngat est formé d'un assemblage de gneiss déformés et d'origines diverses, majoritairement métamorphisés au faciès des granulites, et dominé par un vaste système de cisaillements senestres. Taylor (1979) avait reconnu une grande unité de granulites dans cette partie de notre région, couvrant presque la totalité de la portion québécoise de l'Orogène des Torngat, ainsi qu'une unité de gneiss quartzofeldspathique à grenat à l'extrémité nord-est du Québec. L'Orogène des Torngat a par la suite été divisé en quatre grandes unités lithotectoniques qui sont, d'est en ouest : le Complexe de Sukaliuk, le Complexe de Lomier, le Gneiss de Tasiuyak et le Complexe d'Iberville (Girard, 1990a; Verpaelt *et al.*, 2000; Wardle, 1983). Les deux premières unités sont présentes dans notre région et correspondent respectivement aux domaines du lac Henrietta et de North River (Wardle *et al.*, 1990a).

Domaine du lac Henrietta

Le Domaine du lac Henrietta a été défini par Wardle *et al.* (1990a) et représente la portion occidentale de l'Orogène des Torngat, située entre le CDB et la ZCLP (figure 5). Ce domaine, majoritairement au faciès des granulites, est caractérisé par l'alternance de bandes fortement magnétiques orientées N-S à NW-SE (NNE-SSW dans la partie sud), surtout des gneiss et des intrusions à hypersthène, avec des bandes faiblement magnétiques, principalement des paragneiss et des gneiss sans hypersthène (figure 5). Il comprend le Complexe de Sukaliuk (ApPsuk), constitué d'un ensemble d'orthogneiss, de paragneiss et de roches mafiques, ainsi que la Suite d'Inuluttalik (pPina), composée d'enderbite et de charnockite.

Complexe de Sukaliuk (ApPsuk)

Le Complexe de Sukaliuk a été défini par Verpaelst *et al.* (2000) afin de désigner un ensemble d'orthogneiss, de roches supracrustales et de roches mafiques métamorphisées au faciès des granulites et faisant partie de l'Orogène des Torngat. Une partie de ce complexe avait été assignée au Complexe de Lomier par Girard (1990a) lors de la cartographie au 1/50 000 de la région du lac Courdon (SNRC 14E12). Les roches granulitiques retrouvées à l'ouest de la Zone de cisaillement du lac Pilliamet (ZCLP) ont été réassignées au Complexe de Sukaliuk, tout comme les roches cartographiées par Verpaelst *et al.* (2000) dans la région juste au nord. Ces auteurs ont déterminé cinq unités dans le Complexe de Sukaliuk : 1) une unité de gneiss granulitique indifférencié (ApPsuk1); 2) une unité d'orthogneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2); 3) une unité d'orthogneiss granitique à hypersthène (ApPsuk3); 4) une unité de paragneiss (ApPsuk4); et 5) une unité de quartzite (ApPsuk5). Nos travaux ayant permis de départager la composition des gneiss, qui sont en grande majorité tonalitique, l'unité ApPsuk1 n'a donc pas été utilisée. L'unité de quartzite ApPsuk5 ne forme pas de zones cartographiables à notre échelle dans la région. Les différentes unités du Complexe de Sukaliuk sont recoupées par les roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik et renferment souvent des niveaux décimétriques à métriques des autres unités du Sukaliuk.

La datation La-ICP-MS d'un échantillon de gneiss tonalitique à hypersthène provenant de l'unité ApPsuk2 (n° 6, figure 4 et tableau 1) indique plusieurs générations de zircons archéens pour le protolithe, avec un âge maximal de 3019 ± 24 Ma et des regroupements autour de 2716 ± 14 Ma et 2802 ± 11 Ma. Elle a aussi retourné des âges métamorphiques paléoprotérozoïques de 1844 ± 5 Ma sur zircon et de 1911 ± 8 Ma sur monazite. L'étalement des âges archéens reflète la complexité de cette unité qui renferme plusieurs phases en contact diffus.

Une datation La-ICP-MS sur zircon a aussi été obtenue dans une diatexite à biotite et grenat provenant de la fusion d'un paragneiss de l'unité ApPsuk4 (n° 7, figure 4 et

tableau 1). Les âges paléoprotérozoïques de cristallisation du zircon (1812 ± 6 Ma) et de la monazite (1825 ± 7 Ma) permettent de situer l'âge maximal de fusion entre 1812 et 1825 Ma. Les âges détritiques obtenus varient entre 2092 et 2690 Ma, suggérant que le paragneiss était post-archéen.

Unité d'orthogneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2)

Cette unité couvre la majorité de la superficie du Domaine du lac Henrietta. La roche est souvent magnétique et caractérisée par une texture granoblastique prononcée, une granulométrie fine à moyenne et une couleur gris verdâtre en cassure fraîche et gris pâle à blanche en surface altérée. Sa composition varie entre celle d'une tonalite et d'une diorite quartzifère (12 à 25 % de quartz). L'aspect rubané, souvent bien visible à la surface des affleurements, est difficile à observer en cassure fraîche étant donné la faible proportion de minéraux mafiques (7 à 15 %). Le gneiss renferme aussi une phase intrusive plus grenue formant des amas et des rubans diffus (photo 8, en annexe), millimétriques à centimétriques, de teinte cassonade ou vert plus clair, qui pourraient représenter du leucosome, des injections tardives ou des rubans produits par ségrégation métamorphique ou par circulation de fluides métamorphiques. Cette phase intrusive est majoritairement de composition tonalitique, parfois granitique, et est similaire aux roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik. Le gneiss renferme aussi 5 à 10 % d'enclaves étirées ou niveaux, de largeur centimétrique à décimétrique, de diorite ou de gabbro granoblastique, accentuant l'impression de rubanement.

Les minéraux mafiques de l'unité ApPsuk2 sont principalement de la biotite et de l'hypersthène, mais la présence de hornblende verte et de clinopyroxène est assez fréquente. La biotite montre un pléochroïsme intense passant de jaunâtre à brun rouge foncé. L'hypersthène est souvent frais, parfois serpentinisé (surtout iddingsite) ou transformé en hornblende ou en actinote. Le quartz est fumé, souvent en rubans millimétriques discontinus dans la linéation et présente une texture en mortier à forte extinction roulante. La matrice quartzofeldspathique des granulites felsiques est caractérisée par une réduction de grain produisant une matrice fine qui inclut des cristaux plus grands, plus résistants et qui montrent une déformation interne plus élevée avec extinction roulante, macles de déformation et formation de sous-grains. Du feldspath potassique (< 5 %), en petits cristaux interstitiels, est localement observé. La magnétite et l'apatite sont toujours présentes (2 à 5 %). Les autres minéraux accessoires observés sont le grenat, le zircon, le sphène, la calcite et l'allanite.

Dans certains secteurs, le gneiss tonalitique ne renferme pas d'hypersthène et correspond au faciès des amphibolites. Plusieurs de ces zones se retrouvent à proximité de la ZCLP et sont possiblement associées au rétomorphisme le long de ces zones de faille. Ces secteurs au faciès des amphibolites ont été regroupés dans la sous-unité ApPsuk2a. La roche est de couleur grise, non magnétique et renferme

entre 5 et 20 % d'enclaves ou niveaux, centimétriques à décimétriques, de diorite à hornblende et biotite. Le gneiss comporte souvent 5 à 10 % de rubans subconcordants ou de dykes centimétriques de granite rose, massif et grenu. Les minéraux mafiques (10 à 20 %) consistent en biotite brune et en hornblende verte. Le quartz représente entre 15 et 20 % des phases minérales, indiquant une composition à la limite entre la tonalite et la diorite quartzifère. Les minéraux accessoires, moins nombreux que dans l'unité ApPsuk2, sont l'apatite, l'épidote, le feldspath potassique et les minéraux opaques.

Unité d'orthogneiss granitique à hypersthène (ApPsuk3)

L'unité ApPsuk3 forme des niveaux discontinus de moins d'un kilomètre de largeur à l'intérieur du Complexe de Sukaliuk. En affleurement, cette unité est difficile à dépar-tager de l'unité ApPsuk2 puisqu'elle possède la même teinte verdâtre et les mêmes caractéristiques texturales. Toutefois, l'étude des colorations et des lames minces a permis de faire ressortir la présence de 25 à 40 % de feldspath potassique dans la roche. La quantité importante de colorations effectuées dans les roches du Sukaliuk montre toutefois la prédominance de la composition tonalitique dans notre région. À l'exception du feldspath potassique, les roches de l'unité ApPsuk3 renferment les mêmes phases minérales et possèdent les mêmes textures que celles de l'unité ApPsuk2.

À l'instar de l'unité ApPsuk2, l'unité ApPsuk3 comprend aussi des zones montrant un rétro-morphisme au faciès des amphibolites (ApPsuk3a). La majorité de ces zones semblent aussi associées à la présence de grands cisaillements, en se rapprochant de la ZCLP. Ce gneiss granitique, similaire à celui observé dans le Complexe d'Ungava, est finement recristallisé, de couleur gris pâle et renferme 5 à 15 % de rubans millimétriques de granite rose, aussi granoblastique. Il renferme entre 25 et 40 % de feldspath potassique, 20 à 25 % de quartz et 5 à 12 % de minéraux mafiques. Ces derniers consistent majoritairement en biotite brune parfois chloritisée avec, plus localement, un peu de hornblende verte. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite et les minéraux opaques.

Unité de paragneiss (ApPsuk4)

L'unité de paragneiss forme des lambeaux plurikilométriques à l'intérieur du Complexe de Sukaliuk. Le paragneiss est aussi observé en niveaux moins épais inter-lités avec les unités d'orthogneiss du complexe. La roche est finement grenue, rubanée et granoblastique. Elle renferme entre 0 et 30 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat, dont la composition varie de tonalitique à granitique, de couleur blanchâtre ou cassonade à verdâtre, selon la présence ou non de l'hypersthène. Le paragneiss renferme entre 15 et 25 % de minéraux mafiques qui consistent en biotite brune avec presque toujours du grenat (5 à 15 %), formant

des poeciloblastes de 2 à 4 mm et à inclusions de quartz. L'hypersthène est aussi présent, particulièrement dans le leucosome, et on observe souvent l'alternance de niveaux avec et sans orthopyroxène. Le paragneiss contient aussi entre 10 et 20 % de quartz et 3 à 5 % de feldspath potassique. Localement, on note la présence de niveaux riches en sillimanite ou en graphite. Les minéraux opaques, l'apatite et le zircon sont les principaux minéraux accessoires avec, plus localement, la serpentine, la chorite, l'allanite, les carbonates, le rutile et le sphène.

La sous-unité pPsuk4a représente des secteurs avec d'importantes masses intrusives blanchâtres à enclaves de paragneiss et interprétées comme étant dérivées de la fusion de ces paragneiss. Rappelons que la cristallisation de cette unité est datée entre 1812 et 1825 Ma (n° 7, figure 4 et tableau 1). Les roches sont de composition tonalitique ou granitique et renferment entre 5 et 10 % de schlierens de biotite et 1 à 5 % de grenat. Elles sont riches en quartz (30 à 60 %), massives, homogènes et de granulométrie moyenne.

Unité de roches mafiques (ApPsuk6)

Nous introduisons l'unité ApPsuk6 afin de regrouper l'ensemble des roches mafiques comprises dans le Domaine d'Henrietta. Ces roches consistent en gabbro et gabbronorite finement à moyennement grenus, homogènes, équi-granulaires, foliés et granoblastiques. Elles sont de couleur gris foncé souvent verdâtres en cassure fraîche et ont une patine d'altération poivre et sel. Elles renferment entre 35 et 50 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende verte à brune et du clinopyroxène en proportions similaires ainsi que de la biotite brune et de l'orthopyroxène à plusieurs endroits. Les minéraux secondaires sont le quartz (< 3 %), l'apatite et les minéraux opaques. Les roches mafiques renferment souvent une phase diffuse leucocrate, grossièrement grenue, formant des amas millimétriques à centimétriques à l'intérieur de la roche et renfermant des porphyroblastes d'orthopyroxène.

Finalement, les roches mafiques du Sukaliuk renfermant du grenat ont été regroupées dans la sous-unité ApPsuk6a. Le grenat s'y présente sous forme de porphyroblastes de 3 à 8 mm et constitue généralement entre 10 et 25 % des minéraux (photo 9, en annexe). Des niveaux et rubans, de largeur centimétrique à métrique, renfermant plus de 50 % de grenat sont aussi fréquents. En plus du grenat, la roche renferme les mêmes phases minéralogiques que l'unité ApPsuk6; par contre, elle est souvent rubanée, plus riche en minéraux mafiques et a l'aspect de gneiss ou d'amphibolite.

Suite d'Inuluttalik (nouvelle unité, pPina)

La Suite d'Inuluttalik est une nouvelle unité introduite afin de regrouper les roches intrusives à hypersthène du Domaine du lac Henrietta (figure 4; carte hors-texte). Ces intrusions se retrouvent seulement dans le deux tiers

sud du domaine et semblent responsables des anomalies aéromagnétiques positives les plus importantes dans ce secteur (figure 5). Dans la région de la rivière Koroc, juste au nord, Verpaelt *et al.* (2000) n'ont d'ailleurs pas décrit de phases intrusives recoupant le Complexe de Sukaliuk. Une datation U-Pb a retourné un âge paléoprotérozoïque de 1822 ± 8 Ma (n° 8, figure 4 et tableau 1), interprété comme l'âge de cristallisation, dans un échantillon de charnockite assignée à l'unité pPina2. Un âge archéen de 2617 ± 11 Ma a aussi été obtenu dans cet échantillon. Les affleurements étant souvent hétérogènes, il est possible que l'échantillon daté renferme une partie d'enderbite archéenne du Complexe de Sukaliuk. L'étroite association spatiale avec les unités du Sukaliuk ainsi que la présence de schlierens de biotite à l'intérieur des phases intrusives de la Suite d'Inuluttalik suggèrent la possibilité que ces dernières représentent une phase évoluée issue de la fusion partielle des gneiss.

Les roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik renferment souvent entre 5 et 15 % d'enclaves centimétriques à décimétriques de gneiss tonalitique à hypersthène et de gabbro. Cette suite renferme probablement plusieurs phases intrusives, mais seulement deux unités ont pu être départagées à notre échelle : une unité d'enderbite (pPina1) et une unité de charnockite (pPina2). Il est toutefois fort probable qu'il y ait plusieurs phases intrusives différentes associées à cette suite. Les nombreuses injections donnent parfois un aspect de rubanement diffus aux affleurements.

Unité d'enderbite massive (pPina1)

L'unité pPina1 est l'unité la plus répandue de la Suite d'Inuluttalik (carte hors-texte). Elle est caractérisée par une granulométrie moyenne à grossière et une texture massive à faiblement foliée. Selon les secteurs, l'enderbite peut être de teinte verdâtre ou cassonade, ressemblant alors à une charnockite (photo 10, en annexe). En lames minces, on observe régulièrement un début de recristallisation entre les gros grains. L'enderbite contient entre 25 et 30 % de quartz, moins de 5 % de feldspath potassique et 5 à 10 % de minéraux mafiques, principalement de l'hypersthène et des petits feuillets de biotite brune. Plus localement, la hornblende et le clinopyroxène ont été observés en faible quantité. Les minéraux mafiques forment de minces amas discontinus à l'aspect de schlierens. L'orthopyroxène est variablement serpentinisé (iddingsite) et les principaux minéraux accessoires rencontrés sont l'apatite et les minéraux opaques.

Dans certains secteurs, l'enderbite est rétrogradé au faciès des amphibolites et les rares vestiges d'orthopyroxène sont alors complètement transformés en un mélange de serpentine, d'amphiboles et de chlorite. Ces tonalites, assignées à la sous-unité pPina1a, sont de teinte violacée, avec du quartz très foncé et du plagioclase bourgogne. Les autres caractéristiques minéralogiques et texturales sont similaires à celles de l'enderbite de l'unité pPina1.

Unité de charnockite massive (pPina2)

La charnockite de l'unité pPina2 forme quelques masses plurikilométriques au centre et au sud du Domaine du lac Henrietta. En affleurement, la roche se confond avec les phases de teinte cassonade de l'enderbite de l'unité pPina1. Toutefois, les colorations ont fait ressortir la présence de 20 à 35 % de feldspath potassique, généralement non maclé en lames minces. La charnockite montre souvent une répartition inégale des minéraux, qui tendent à former des amas monominéraliques centimétriques. Elle renferme entre 15 et 20 % de quartz à extinction roulante prononcée et de 8 à 20 % de minéraux mafiques. Ces derniers consistent en biotite brune à rouge, en orthopyroxène, en hornblende avec, par endroits, du clinopyroxène. L'orthopyroxène est souvent remplacé à divers degrés par la hornblende ou l'iddingsite. Une texture de recristallisation en bordure des grains est aussi observée au microscope. Les minéraux opaques, l'apatite, le zircon, le sphène et l'épidote sont les principaux minéraux accessoires.

Domaine de North River

Le Domaine de North River a été défini par Wardle *et al.* (1990a) et représente la partie orientale de l'Orogène des Torngat dans notre région, c'est-à-dire à l'est de la ZCLP. Ce domaine au faciès des granulites est caractérisé par une très forte signature magnétique positive sur toute sa largeur (figure 5), d'orientation NNW-SSE, qui représente entre 5 et 15 km au Québec. Il correspond au Complexe de Lomier, décrit par Girard (1990a) dans la région du lac Courdon (SNRC 14E12), qui comprend des gneiss de composition variée, des roches intrusives (Suite intrusive de Courdon) et des roches volcano-sédimentaires (Groupe de Koroc River). Pour plus de détails sur la description des unités du Lomier, le lecteur peut se référer à Girard (1990a).

Complexe de Lomier (pPlom)

Le Complexe de Lomier a été défini par Girard (1990a) dans le secteur du lac Courdon, situé à l'extrémité est de notre région. Il est décrit comme un ensemble de gneiss granulitiques de compositions diverses et possédant un grain tectonique nord-sud. Le Complexe de Lomier comprend une séquence supracrustale, le Groupe de Koroc River, une suite intrusive la recoupant, la Suite de Courdon, et des gneiss considérés comme une alternance de niveaux millimétriques à décimétriques des roches du Koroc River et du Courdon dans les zones de déformation. Le contact transitionnel et diffus entre la Suite de Courdon et les gneiss ont mené Girard (1990a) à considérer que les gneiss représentent des zones plus déformées des unités de la Suite de Courdon.

Groupe de Koroc River (pPko)

Le nom Groupe de Koroc River a d'abord été utilisé par Hoffman (1988) afin de regrouper les séquences de roches

supracrustales présentement assignées au Groupe de Lake Harbour, dans la région de la rivière Koroc, située juste au nord de notre région (Taylor, 1979; Verpaelst *et al.*, 2000). Girard (1990a) a aussi utilisé le terme Groupe de Koroc River pour désigner les roches d'origine supracrustale de la région du lac Courdon en pensant qu'elles se retrouvaient dans le prolongement des séquences volcano-sédimentaires de la région de la rivière Koroc. Notre cartographie et le nouveau levé aéromagnétique démontrent toutefois que ces unités ne se retrouvent pas dans le même domaine lithotectonique et ne peuvent être assignées à la même unité stratigraphique. Considérant que les roches supracrustales situées à la limite est de la Zone noyau se retrouvent dans le Groupe de Lake Harbour, même si la corrélation avec la localité type de ce groupe sur la Terre de Baffin (Jackson et Taylor, 1972) est incertaine, le Groupe de Koroc River, tel qu'utilisé par Girard (1990a), est maintenu pour les séquences volcano-sédimentaires du Domaine de North River.

Le Groupe de Koroc River forme des horizons de largeur hectométrique suivis sur quelques kilomètres de longueur (carte hors-texte). Girard (1990a) a défini le Groupe de Koroc River comme une succession irrégulière de paragneiss alumineux et d'amphibolites avec un peu de formation de fer, de marbre, de roches calco-silicatées, de quartzite et de roches quartzofeldspathiques similaires à celles de la Suite de Courdon. Le Groupe de Koroc River comprend quatre unités : 1) une unité d'amphibolite (pPko1); 2) une unité de paragneiss et de leucogneiss (pPko2); 3) une unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPko3); et 4) une unité de formation de fer (pPko4). La description de ces différentes unités est tirée de Girard (1990a) puisque nous ne les avons pas visitées lors de nos travaux.

Unité d'amphibolite (pPko1)

L'amphibolite est l'unité majoritaire du Groupe de Koroc River, représentant plus de 60 % des lithologies. Elle se présente sous forme de niveaux ou de séquences métriques à kilométriques intercalés dans les autres unités du Complexe de Lomier. La roche est de composition intermédiaire, de couleur grise, finement grenue, granoblastique et faiblement foliée. Elle est majoritairement constituée de hornblende verte en association avec le clinopyroxène qu'elle remplace. Dans la majorité des cas, l'amphibolite renferme aussi de l'hypersthène, à l'exception d'une séquence située dans le secteur ouest du Domaine de North River qui a été assignée à la sous-unité pPko1a. Cette séquence rétomorphosée se retrouve à proximité de la ZCLP, dans une zone de gneiss granitique aussi dépourvu d'orthopyroxène (pPlom7). Bien que les séquences d'amphibolite soient couramment associées aux paragneiss de l'unité pPko2, suggérant une origine supracrustale, Girard (1990a) mentionne qu'elles pourraient aussi avoir un lien avec les roches mafiques de la Suite intrusive de Courdon (pPcou2) avec lesquelles elles montrent localement des contacts graduels.

Unité de paragneiss et de leucogneiss (pPko2)

L'unité pPko2 forme des horizons rouillés de largeur variable suivis sur plusieurs kilomètres de longueur dans le Domaine de North River. Le paragneiss est constitué de minéraux quartzofeldspathiques avec du grenat poeciloblastique, de la sillimanite fibreuse et de la biotite brune. Dans certains secteurs, la cordiérite, la sillimanite et le grenat sont en proportions plus importantes que le quartz et les feldspaths. Les principaux minéraux accessoires sont la pyrrhotite, le zircon, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le spinelle brun, la scapolite, le sphène et l'épidote. Le leucogneiss est pauvre en minéraux mafiques, qui consistent en biotite (< 2 %), en grenat et en minéraux opaques, et se retrouve principalement dans le secteur est du Complexe de Lomier. Le paragneiss renferme entre 20 et 60 % de bancs subconcordants blanchâtres, décimétriques à métriques et de composition trondhjémitique, qui pourraient être issus de la fusion partielle des paragneiss (Girard, 1990a).

Unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPko3)

L'unité pPko3 se présente sous forme de minces niveaux suivis sur quelques kilomètres le long des zones de déformation. Le marbre est granoblastique et montre une alternance de niveaux carbonatés et calcosilicatés. Il se compose de calcite, de scapolite, de vésuvianite et de diopside avec, en proportion moindre, du quartz, des feldspaths, de la biotite et du sphène. Les textures bréchiques, associées à des roches calco-silicatées à diopside et plagioclase, sont communes.

Unité de formation de fer sulfurée (pPko4)

L'unité pPko4 représente une seule zone formée de petites lentilles métriques de formation de fer au faciès des sulfures intercalées dans les amphibolites et les paragneiss du Groupe de Koroc River. La formation de fer a une texture bréchique à fragments silicatés arrondis, millimétriques à centimétriques, dans une matrice de pyrrhotite (< 40 %).

Suite intrusive de Courdon (pPcou)

La Suite de Courdon, pré à précoce-tectonique, forme des massifs tabulaires kilométriques possédant des cœurs relativement homogènes mais devenant plus hétérogènes en s'éloignant du centre, montrant alors une alternance de niveaux métriques à décimétriques de composition et granulométrie différentes. Les zones les plus déformées ont été assignées par Girard (1990a) aux unités de gneiss du Complexe de Lomier. La Suite de Courdon comprend quatre unités : 1) une unité de roches ultramafiques; 2) une unité de gabbro et de gabbro-norite; 3) une unité d'enderbite, d'opdalite et de charnockite; et 4) une unité de syénite quartzifère. Quelques affleurements faisant partie de cette suite ont été visités lors de nos travaux, mais la description des différentes unités a en grande partie été complétée à partir des informations tirées de Girard (1990a).

Unité de roches ultramafiques métamorphisées (pPcou1)

Les roches ultramafiques sont peu nombreuses dans le Domaine de North River. Elles forment un petit massif hectométrique situé au sein d'un synforme kilométrique ainsi que deux dykes tardifs de quelques kilomètres de longueur. Les roches sont des métapyroxénites de couleur noire, holomélancrates et de granulométrie moyenne à grossière. Elles sont en grande partie constituées de hornblende verte (50 à 70 %), qui se retrouve en remplacement sur l'augite (15 à 25 %) et la bronzite (5 à 10 %) avec, en phases interstitielles, de l'épidote, de l'ilménite, de la magnétite et des sulfures. La hornblende forme des porphyroblastes idioblastiques de 4 à 6 mm.

Unité de gabbro et de gabbro-norite (pPcou2)

Le gabbro et la gabbro-norite forment quelques massifs de moins d'un kilomètre de largeur, allongés dans le grain tectonique sur quelques kilomètres de longueur. On les retrouve aussi en niveaux métriques à décimétriques intercalés à l'intérieur des autres unités du Complexe de Lomier. Le contact est graduel avec les roches intrusives felsiques de l'unité pPcou3. Les roches mafiques sont moyennement grenues, faiblement foliées, granoblastiques, homogènes et de couleur gris foncé avec une teinte verdâtre ou brunâtre. Elles forment des affleurements en relief et sont souvent injectées par des dykes centimétriques à décimétriques de granite ou de charnockite pegmatitiques. Le gabbro et la gabbro-norite renferment entre 40 et 55 % de minéraux mafiques, majoritairement de la hornblende verte avec des proportions plus variables en pyroxènes et un peu de biotite (< 5 %). L'orthopyroxène est corrodé, serpentinisé ou remplacé par la hornblende alors que le clinopyroxène est prismatique et granoblastique. Les minéraux accessoires sont principalement le quartz, l'épidote, les minéraux opaques, le grenat, la chlorite et l'apatite. Localement, les roches mafiques sont bréchiques et ont été assignées à la sous-unité pPcou2a.

Unité d'enderbite, d'opdalite et de charnockite (pPcou3)

Les roches charnockitiques, concentrées dans le secteur est du Domaine de North River, représentent les lithologies dominantes de la Suite de Courdon (carte hors-texte). Girard (1990a) mentionne que la composition enderbitique est dominante par rapport à l'opdalite; toutefois la majorité des affleurements visités lors de nos travaux a permis de démontrer l'importance des phases charnockitiques. La proportion de microcline varie de 2 à 30 %, selon les secteurs. Ces roches à hypersthène forment des massifs ou des horizons métriques à kilométriques dans le Complexe de Lomier. Elles sont foliées et de couleur brun verdâtre en cassure fraîche avec une patine d'altération blanc beige. Leur granulométrie est moyenne et on observe entre 5 et

15 % de minéraux mafiques, constitués de biotite brune, d'hypersthène et, par endroits, de hornblende et de clinopyroxène. L'apatite (< 2 %), le zircon, l'épidote, la muscovite et la chlorite sont les phases secondaires observées en lames minces.

Unité de syénite quartzifère à hypersthène (pPcou4)

Une nouvelle unité plurikilométrique de syénite quartzifère a été découverte dans le secteur sud-est de la région, à l'intérieur du Complexe de Lomier, entre deux failles fragiles d'orientation nord-sud. La syénite est fortement déformée et renferme environ 5 % de petites lentilles de quartz ainsi que 10 à 15 % de minéraux mafiques. Ces derniers, représentés par la hornblende verte, la biotite brune et l'orthopyroxène serpentinisé (iddingsite), ont tendance à former des amas centimétriques. Les minéraux accessoires sont assez nombreux et consistent en magnétite, en apatite, en zircon, en allanite et en épidote.

Gneiss indifférenciés du Complexe de Lomier (pPlom)

Girard (1990a) a regroupé les roches dont le protolithe n'est plus reconnaissable étant donné leur hétérogénéité ainsi que celles ayant développé un rubanement tectonique intense dans la même unité de gneiss indifférenciés du Complexe de Lomier. Les roches de la Suite de Courdon et du Groupe de Koroc River sont considérées comme à l'origine de la formation de ces gneiss, soit par une alternance des unités, soit par la présence de nombreuses injections granitiques subconcordantes accentuant l'aspect gneissique. Les gneiss renferment souvent des niveaux décimétriques mieux préservés et en contact graduel des différentes unités de la Suite de Courdon. L'ensemble des gneiss montre une foliation et une linéation bien développées, souvent mylonitiques avec formation de rubans et de tiges de quartz.

Unité de gneiss charnockitique (pPlom4)

Le gneiss charnockitique forme des bandes hectométriques à kilométriques alignées dans le grain tectonique. La roche est finement recrystallisée, de couleur cassonade claire et renferme 5 à 10 % de minéraux mafiques, essentiellement des pyroxènes.

Unité de gneiss enderbitique (pPlom6)

Selon Girard (1990a), le gneiss enderbitique représente des zones de mélange entre différentes lithologies pré à précoces tectoniques. L'enderbite représente environ 60 % des faciès et est entremêlée avec des amphibolites (30 %) et des paragneiss (10 %) du Groupe de Koroc River. Ces roches se présentent en alternance millimétrique à décimétrique et ont une minéralogie similaire à celle de leurs protolithes.

Unité de gneiss granitique (pPlom7)

L'unité de gneiss granitique forme une bande d'environ 3 km de largeur du côté ouest du Domaine de North River, et représente probablement une zone de rétro-morphisme reliée à la ZCLP. Cette unité comprend une alternance de deux phases déformées alternant en niveaux décimétriques à métriques : une phase grise, généralement dioritique, mais parfois granitique; et une phase de granite rose. La diorite est granoblastique et renferme entre 15 et 35 % de minéraux mafiques, qui consistent en hornblende verte et en biotite brune souvent chloritisée. Le granite rose est généralement plus grenu, pauvre en minéraux mafiques et non granoblastique, mais il est légèrement folié et localement mylonitique le long des failles.

Mésoprotérozoïque

Suite de Soisson (mPsoi)

La Suite de Soisson a été introduite par Lafrance *et al.* (2014), juste à l'ouest de notre région, afin de regrouper des intrusions kilométriques non déformées et non métamorphisées de troctolite, de gabbro et de gabbro-norite présentes dans la Zone noyau, à l'ouest du Batholite de De Pas. Seulement deux affleurements, localisés à l'extrémité sud-ouest de la région, ont été assignés à cette unité dans le prolongement des unités définies par Lafrance *et al.* (2014). On y retrouve de la troctolite et du gabbro à olivine montrant une patine d'altération brunâtre et une cassure fraîche gris foncé verdâtre. La roche montre une texture subophitique bien préservée avec de grandes lattes de plagioclase enchevêtrées dont les interstices (25 à 35 %) sont remplis par de l'olivine et du clinopyroxène en proportions égales. L'olivine est parfois serpentinisée ou altérée en un mélange de chlorite et de carbonates. La roche renferme aussi un peu d'actinote et des quantités non négligeables de magnétite et d'apatite.

Essaim de Falcoz (mPfal)

Le terme « Diabase de Falcoz » a été introduit par Girard (1990a) dans le secteur est de notre région (SNRC 14E12) afin de regrouper un essaim de dykes orientés NNW-SSE suivant l'axe de la rivière Falcoz, puis renommé « Essaim de Falcoz » par Simard *et al.* (2013) dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava. Girard (1990a) mentionne que ces dykes possèdent des similitudes avec les « Diabases de Ministuku » identifiés plus au sud par Van der Leeden (1994). Verpaalst *et al.* (2000) et Simard *et al.* (2013), respectivement au nord et au nord-ouest de notre région, ont également assigné les dykes de gabbro à cet essaim.

Girard (1990a) a identifié trois familles de diabase d'orientations différentes : 1) diabase syntectonique; 2) diabase tarditectonique; et 3) diabase de Falcoz. La famille de diabase syntectonique consiste en boudins de 2

à 5 mètres de diamètre dispersés sur quelques kilomètres de long. Girard (1990a) mentionne que la roche est une pyroxénite similaire aux roches ultramafiques de la Suite de Courdon (pPcou1). Nous avons regroupé les deux dykes identifiés avec l'unité pPcou1. La famille de diabase tarditectonique comprend des dykes orientés est-ouest, mais de largeur peu importante (5 à 10 cm) et non cartographiable, même à l'échelle des travaux de Girard (1990a).

L'Essaim de Falcoz comprend un ensemble de dykes tardifs de gabbro non déformés et non métamorphisés qui traversent les unités de l'Orogène des Torngat et de la partie est de la Zone noyau (figure 5; carte hors-texte). Ces dykes ont rarement été observés sur le terrain et sont principalement interprétés à partir du levé magnétique (figure 5). Les linéaments magnétiques sont suivis sur plusieurs kilomètres de longueur. La géophysique fait ressortir le fait que ces dykes ne recoupent pas le CDB, bien qu'ils se retrouvent de part et d'autre de ce couloir. Le gabbro est subophitique et constitué de grandes lattes de plagioclase aux interstices comblées par le clinopyroxène (25 %), la magnétite (5 à 7 %) et de rares feuillets de biotite brune. L'altération est très faible en bordure du clinopyroxène.

LITHOGÉOCHIMIE

Les résultats analytiques présentés dans ce chapitre proviennent de 203 échantillons de roches prélevés dans différentes unités de la région et analysés pour les éléments majeurs et traces au laboratoire Actlabs d'Ancaster, en Ontario. Les résultats de ces analyses sont présentés aux figures 6, 7, 8, 9, 10 et 11. Les résultats sont également disponibles dans les données numériques associées à ce rapport et dans la base de données du Système d'Information Géominière du Québec (SIGÉOM). Les roches de la région ont subi plusieurs événements pré, syn et post-tectoniques (hydrothermalisme, métasomatisme et métamorphisme) qui ont pu affecter la mobilité des éléments. À l'exception des roches ultramafiques, les échantillons ayant des pertes au feu de plus de 3 % ont été omis de l'interprétation des données lithogéochimiques.

Roches volcaniques

Le traitement géochimique des roches volcaniques a été concentré sur les éléments fortement à modérément incompatibles (Hf, Zr, Y, Ta, Th, Nb) et les éléments des terres rares (ETR) pour caractériser l'affinité magmatique et les environnements géotectoniques. Ces éléments sont considérés relativement immobiles pendant l'altération et le métamorphisme jusqu'au faciès des amphibolites (Ludden *et al.*, 1982; MacLean et Barrett, 1993). Les résultats des analyses sont présentés dans les diagrammes lithogéochimiques des figures 6 et 7a à 7c.

La Ceinture de Tunulic (26 échantillons) et le Groupe de Lake Harbour (7 échantillons) sont les seules unités de la région qui contiennent des roches volcaniques reconnaissables, quoique amphibolitisées à différents degrés. La Ceinture de Tunulic est formée de basalte et d'andésite amphibolitisés, d'affinité transitionnelle à calco-alcaline, ainsi que de volcanoclastites et de volcanites de composition rhyodacitique à rhyolitique, d'affinité calco-alcaline (figures 6a et 6b). Elle contient également des filons-couches de composition mafique à ultramafique. La distinction entre les différentes unités de la Ceinture de Tunulic est également observée sur les diagrammes de concentration en oxydes majeurs et les rapports d'éléments traces immobiles (figure 6c et 6d). Les rapports Ti/Zr varient de 6 à 20 pour les roches felsiques et de 40 à 90 pour les roches mafiques et ultramafiques. Dans les mêmes diagrammes, les basaltes amphibolitisés du Groupe de Lake Harbour se distinguent par des rapports Ti/Zr plus élevés ($\text{Ti/Zr} > 90$).

Les figures 6e et 6f montrent les profils des ETR et les spectres multiéléments normalisés par rapport aux chondrites pour les unités de la Ceinture de Tunulic et du Groupe de Lake Harbour. Les basaltes du Tunulic sont enrichis en ETR légères par rapport aux ETR lourdes et montrent des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta. Ils sont aussi caractérisés par des rapports La/Yb_{nc} de 2 à 7 et Zr/Y de 2 à 12. Les basaltes du Lake Harbour montrent des profils moins différenciés, presque plats, mais sont aussi caractérisés par des anomalies négatives en Nb-Ta. Les unités felsiques du Tunulic forment deux groupes distincts par leur enrichissement en ETR et la présence (ou non) d'anomalie en Eu. Les deux groupes montrent toutefois des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta et en Ti, des rapports La/Yb_{nc} de 20 à 50 et Zr/Y de 22 à 28. Les concentrations en éléments traces des roches volcaniques indiquent une signature caractéristique des environnements calco-alcalins associés à des zones de subduction (figures 7a, 7b et 7c). Les rapports Nb/Th, Th/Yb, et Nb/Yb et Hf/Th, situés nettement au-dessus du champ mantellique, indiquent une contamination crustale du magma parent.

Roches métasédimentaires

Les diagrammes lithogéochimiques 7d, 7e et 7f présentent les résultats des analyses de roches métasédimentaires provenant du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk4; 7 échantillons) et du Groupe de Lake Harbour (pPhb1, pPhb2, pPhb3; 5 échantillons). Les métasédiments du Complexe de Sukaliuk sont constitués essentiellement de wacke chimiquement homogène tandis que la composition chimique des métasédiments du Groupe de Lake Harbour est plus hétérogène et s'étend dans les domaines des wackes, des subarkoses et des sublitharénites (figure 7d). Sur le diagramme des ETR, les métasédiments du Sukaliuk sont caractérisés par des profils en ETR lourdes nettement plus enrichis que ceux des métasédiments du Groupe de Lake Harbour (figure 7e). Pour les sédiments, l'ensemble des rapports Th/Sc, Zr/Sc,

La/Sm ne varie qu'en fonction de la diversification compositionnelle des protolithes. Ils sont insensibles aux effets de triage lors de la sédimentation, et constituent ainsi une base pour l'identification des sources (Bathia et Crook, 1986; Kontinen *et al.*, 2007). Le diagramme des rapports Th/Sc versus Zr/Sc (figure 7f) montre que tous les sédiments de la région n'ont pas été affectés par des processus de recyclage et de concentration de minéraux lourds. Sur ce diagramme, on observe une distinction majeure entre les gneiss des complexes d'Ungava et de Sukaliuk. Ces rapports montrent une corrélation positive et une variation compositionnelle suggérant que les métasédiments du Groupe de Lake Harbour pourraient provenir de l'érosion des gneiss du Complexe d'Ungava. Par contre, les sédiments du Complexe de Sukaliuk pourraient provenir de l'érosion des gneiss du Complexe d'Ungava ou du Sukaliuk.

Roches intrusives mafiques et ultramafiques

Les résultats d'analyses présentés à la figure 8 proviennent de roches intrusives mafiques et ultramafiques de la Suite mafique de Nuvulialuk (pPnuv2; 21 échantillons), de la Suite charnockitique de De Pas (pPcde7; 7 échantillons), de la Suite de Ralleau (ApPral1, ApPral2; 7 échantillons), du Complexe de Sukaliuk (Apsuk6; 16 échantillons) et de la Suite intrusive de Courdon (pPcou2; 5 échantillons).

La figure 8a montre que les échantillons de gabbro, de gabbro-norite et de diorite granoblastiques du Complexe de Sukaliuk et des suites de Courdon et de Ralleau sont majoritairement d'affinité tholéitique, à la limite entre les champs ferri-fères et magnésiens, tandis que les leucogabbros, leucogabbro-norites et anorthosites assignés à la Suite charnockitique de De Pas sont plutôt d'affinité calco-alcaline. Dans le cas des échantillons du De Pas, l'étalement des valeurs dans les différents diagrammes de la figure 8 est conforme avec les variations compositionnelles observées dans cette unité. Les roches ultramafiques du Nuvulialuk se retrouvent principalement dans le champ des komatiites, parfois dans celui des basaltes komatiitiques. La figure 8b montre la variation importante en proportion de MgO de cette unité, reflétant bien la différenciation observée à l'intérieur de ces intrusions ultramafiques.

Les diagrammes d'environnements géotectoniques des figures 8c et 8d suggèrent qu'une partie des intrusions ultramafiques du Nuvulialuk se serait mise en place dans un environnement géotectonique similaire à celui des arcs océaniques (le magma parent proviendrait d'un manteau appauvri similaire à celui des MORBs) tandis qu'une autre partie proviendrait d'un manteau enrichi, similaire à celui des basaltes intraplaques. Rappelons que les intrusions ultramafiques sont différenciées, ce qui pourrait expliquer ces variations compositionnelles. Les échantillons de l'unité pPcde7 montrent des rapports Th/Yb similaires à ceux des domaines des marges continentales actives alors que ceux du Ralleau suggèrent une mise en place dans un environnement

de type arc océanique avec un manteau appauvri comme source du magma parent. Les ratios Ti/V des roches mafiques du Complexe de Sukaliuk tombent majoritairement dans le champ des MORBs faiblement contaminés. Par contre, à la figure 8c une partie des roches analysées se retrouvent dans le champ de manteau enrichi.

Le diagramme de la figure 8e montre trois profils en ETR distinctifs dans le cas des roches ultramafiques de la Suite de Nuvulialuk. Le premier groupe, constitué en bonne partie de péridotites, montre des profils plats tandis que le second groupe, correspondant à des pyroxénites, est plus enrichi et montre un profil différencié. Enfin, une analyse de roche ultramafique à cumulats montre un profil beaucoup plus appauvri en ETR que les autres. Les profils en ETR de la Suite de Ralleau sont relativement plats, suggérant que le magma parent a connu peu ou pas de contamination crustale. Ceux des roches mafiques du Complexe de Sukaliuk sont plats à légèrement enrichis en ETR légères par rapport aux lourdes. Les variations en éléments traces et les profils en ETR des roches mafiques de la Suite de Courdon sont similaires à ceux du Complexe de Sukaliuk, suggérant que ces unités se sont mises en place dans des environnements géotectoniques similaires.

Toutefois, certaines observations de terrain indiquent que ces magmas mafiques et ultramafiques se sont mis en place dans une croûte continentale, suggérant des environnements d'arcs continentaux. Il est donc possible que la signature géochimique observée reflète en partie une signature de la source magmatique.

Roches intrusives felsiques à intermédiaires

Les analyses des unités felsiques à intermédiaires de la région (102 échantillons) sont présentées sur les diagrammes des figures 9 à 11. Parmi les échantillons analysés, 50 proviennent des roches archéennes du Complexe d'Ungava (23) et de la Suite de Siimitalik (8) dans la Zone noyau ainsi que du Complexe de Sukaliuk (19), dans l'Orogène des Torngat. Les autres unités échantillonnées sont d'âge protérozoïque (52 échantillons) et proviennent des suites de De Pas (23) et d'Aveneau (7), de la phase intrusive du Complexe Imaapik (8), dans la Zone noyau, ainsi que des suites d'Inuluttalik (11) et de Courdon (3), dans les Torngat.

Roches archéennes gneissiques

Les échantillons du Complexe d'Ungava proviennent de l'unité tonalitique ApPung2 à l'exception de quatre échantillons qui ont été prélevés dans l'unité de gneiss granitique ApPung4. Le gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava (ApPung2) et le gneiss à orthopyroxène du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk2), sont concentrés dans le champ des tonalites, montrent des concentrations pauvres en potassium et sont d'affinité calcique (figures 9a à 9c). Dans les mêmes diagrammes, les échantillons de l'unité ApPung4

sont un peu plus riches en potassium (granodiorite à granite) et ceux du Siimitalik (ApPsik1) sont majoritairement concentrés dans le champ des granodiorites. Ces roches sont calciques à calco-alcalines et se retrouvent dans les champs métalumineux à peralumineux de type I (figures 9d et 9f), quoique les échantillons du Sukaliuk (ApPsuk2) montrent un rapport $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ généralement plus élevé que ceux provenant de la Zone noyau. Les gneiss archéens, à l'exception des gneiss granitiques (ApPung4), ont des concentrations en éléments rares combinés (Zr + Nb + Ce + Y) inférieures à 400 ppm alors que les échantillons du Siimitalik (ApPsik1) montrent des proportions plus variables (figures 9e). La majorité des roches archéennes gneissiques indiquent des environnements de mise en place similaires à ceux des granitoïdes d'îles en arcs, d'arc continental et de collision continentale (figures 10a et 10b). Dans plusieurs diagrammes géochimiques binaires des figures 9 et 10, les roches du Sukaliuk montrent des proportions plus étalées des différents éléments analysés que celles du Complexe d'Ungava, suggérant une plus grande variation compositionnelle dans la première unité stratigraphique. Une forte dispersion est aussi observée dans le cas des échantillons du Siimitalik, ce qui pourrait confirmer que cette unité représente un mélange diffus de phases intrusives et d'enclaves assimilées de gneiss tonalitique.

Les profils en ETR (figure 10c) des gneiss tonalitiques provenant de la Zone noyau (ApPung2) et des Torngat (ApPsuk2) sont similaires, montrant une anomalie en Eu (positive ou négative) avec un enrichissement modéré en ETR légères (10 à 100x chondrite) et faible en ETR lourdes (1 à 10x chondrite). Les profils des échantillons de la Suite de Siimitalik (ApPsik1) ont un fractionnement plus prononcé passant de 100 à 1000x chondrite, pour les ETR légères, à 1 à 10x chondrite, pour les ETR lourdes. À la figure 10d, toutes ces unités montrent de fortes anomalies négatives en Nb-Ta, Sm et Ti. Les profils des gneiss granitiques (ApPung4) sont subparallèles à ceux des gneiss tonalitiques (ApPung2) quoique légèrement plus enrichis (figures 10c et 10d).

Intrusions paléoprotérozoïques

Les analyses reportées sur les diagrammes des figures 9a et 9b reflètent bien la composition des différentes unités intrusives paléoprotérozoïques de la région. Les roches de la Suite d'Aveneau (pPavn1) sont riches en silice et ont une composition qui varie de tonalitique à granitique. Celles du Complexe Imaapik (ApPima) montrent également une composition variant de tonalitique à granitique; ces roches sont toutefois un peu plus pauvres en silice que celles de l'Aveneau. Dans le cas de la Suite granitique de De Pas, les diagrammes 9a et 9b confirment la nature plus potassique de la sous-unité pPdep4a par rapport à l'unité pPdep4, la première se classant dans les unités les plus riches en potassium de la région. Ces deux unités ont toutefois une composition qui passe de felsique à intermédiaire alors que l'unité pPdep5 est felsique et riche en potassium.

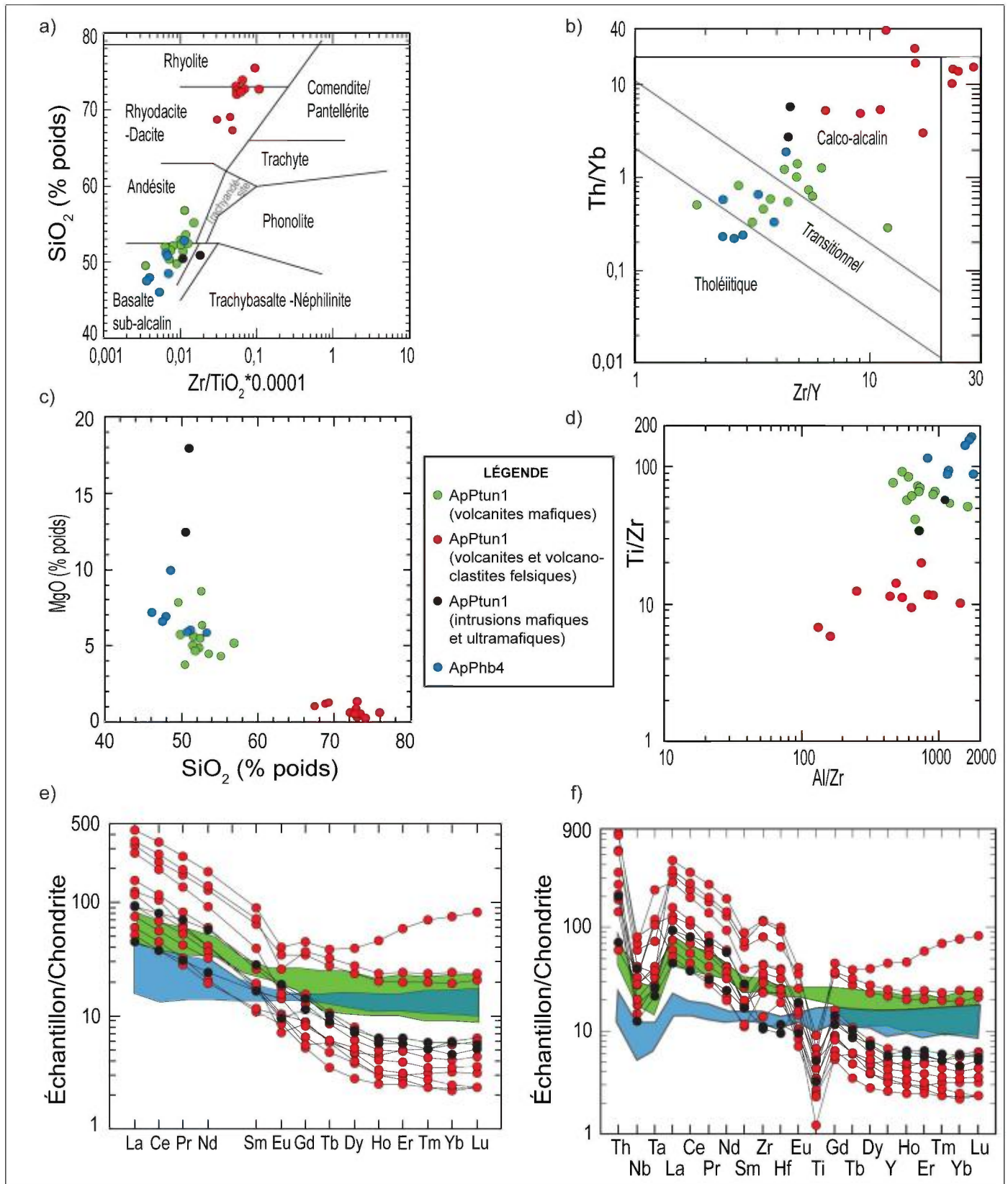


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches volcaniques de la région : a) diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); b) diagramme d'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009); c) diagramme binaire MgO versus SiO₂; d) diagramme binaire Ti/Zr versus Al/Zr; e) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995); f) diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995).

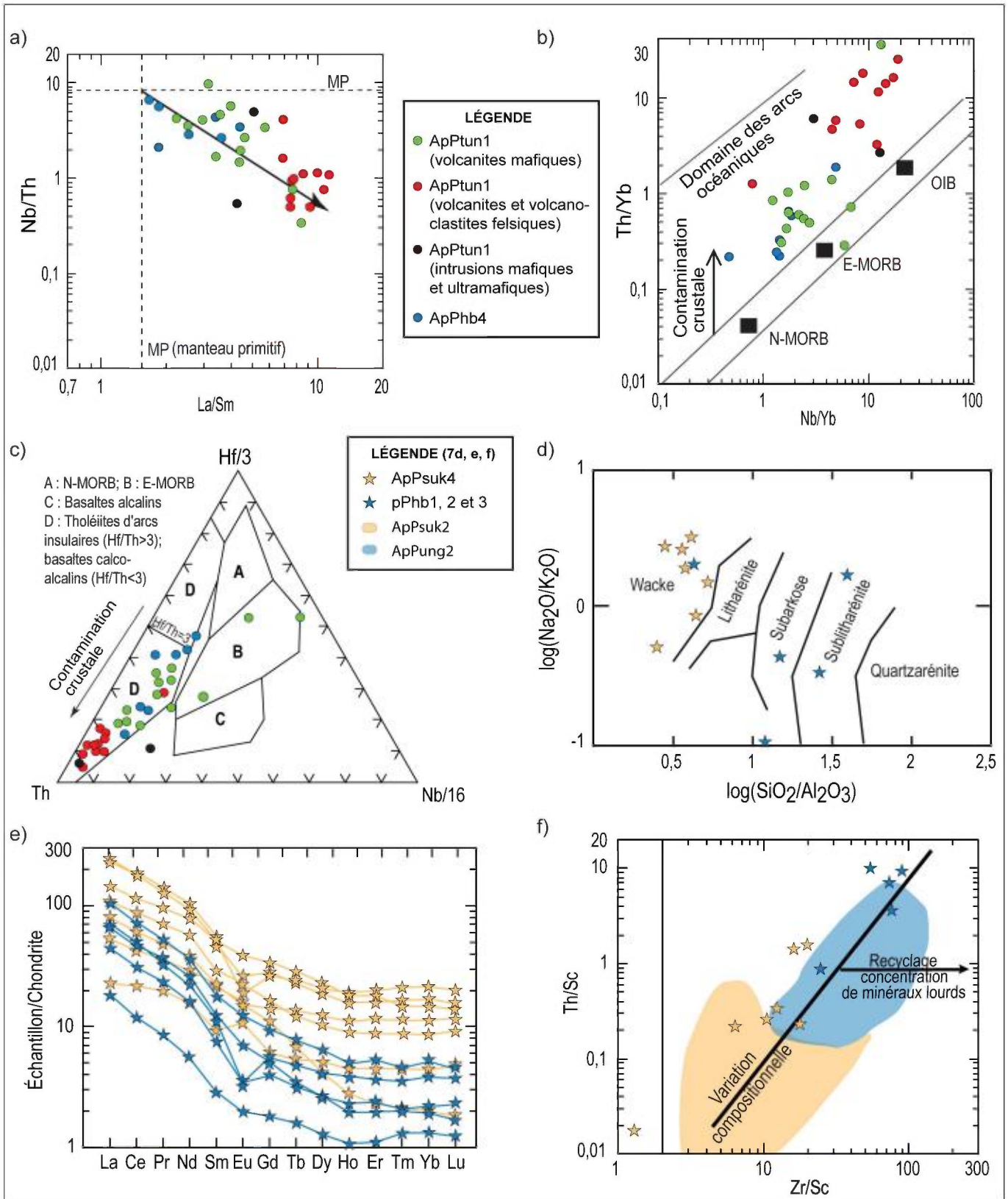


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches volcaniques (7a à 7c) et métasédimentaires (7d à 7f) de la région : a) diagramme Nb/Th versus La/Sm de Pearce (2007); b) diagramme d'environnement géotectonique Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2007); c) diagramme ternaire d'environnement géotectonique Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980); d) diagramme de discrimination des protolithes de Herron (1988); e) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995); f) diagramme illustrant la variation compositionnelle des métasédiments de McLennan *et al.* (1993). N-MORB : *normal mid-ocean ridge basalt*; E-MORB : *enriched mid-ocean ridge basalt*.

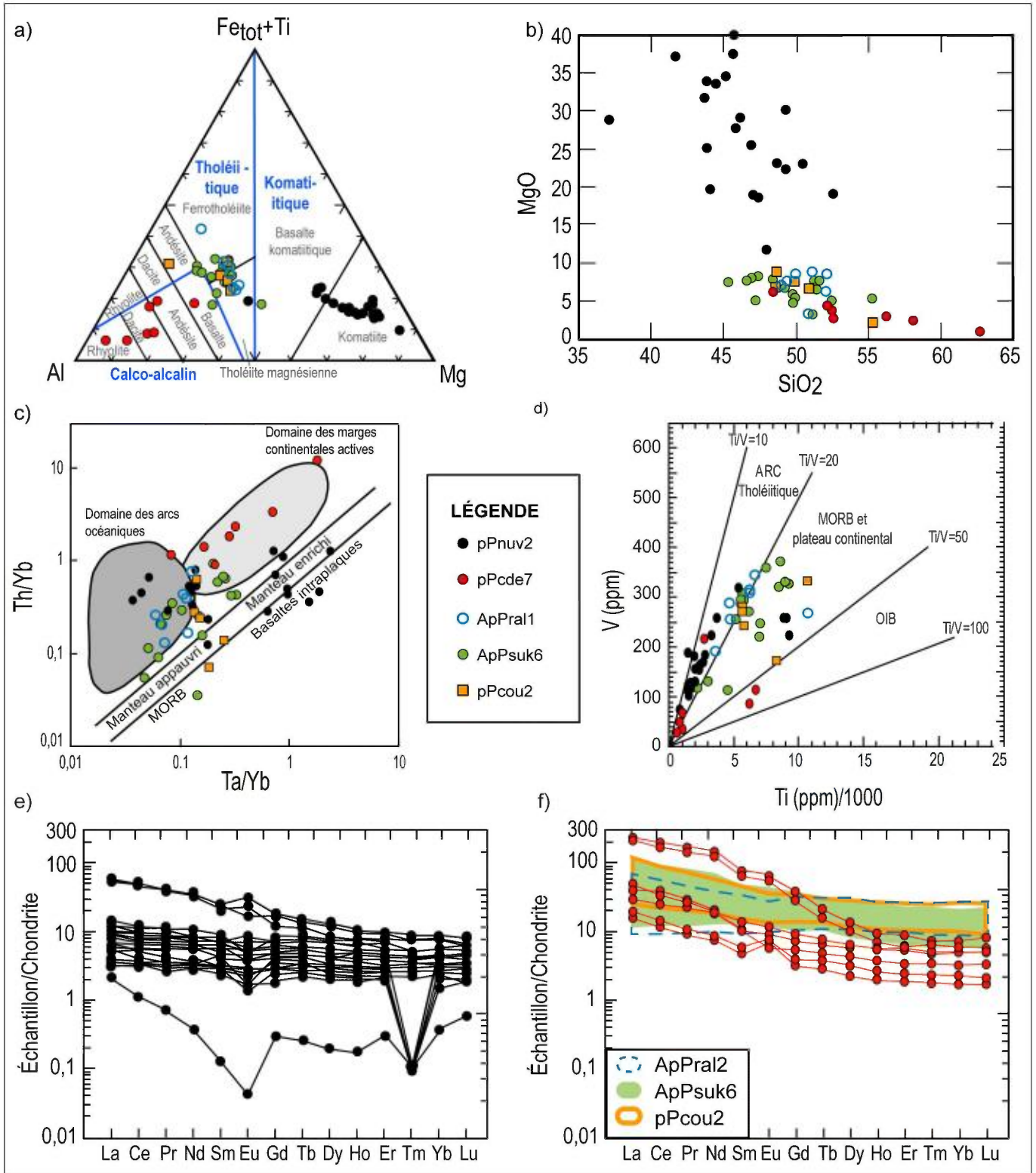


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques des roches intrusives mafiques et ultramafiques de la région : a) diagramme ternaire cationique (FeOtot + TiO₂) - Al₂O₃ - MgO de Jensen (1976); b) diagramme binaire MgO versus SiO₂; c) diagramme d'environnement géotectonique Th/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1983); d) diagramme binaire Ti versus V de Shervais (1982); e) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite de Nuvialuk; f) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite de Ralleau, le Complexe de Sukaliuk et la Suite de Courdon.

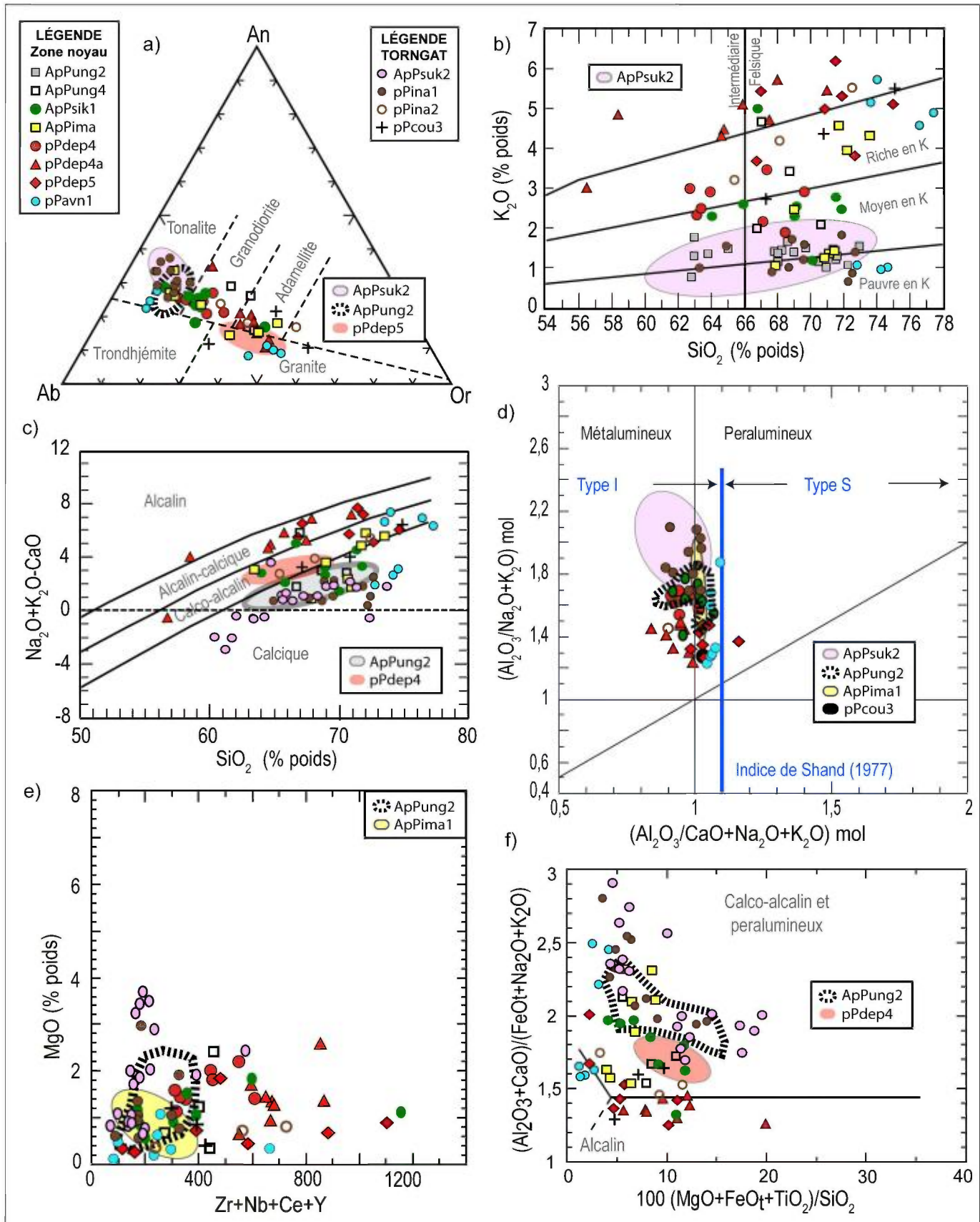


FIGURE 9 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : a) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthoclase de O'Connor (1965); b) diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de Peccerrillo et Taylor (1976), modifié par CONSOREM (2011); c) diagramme binaire Na_2O+K_2O-CaO versus SiO_2 de Frost *et al.* (2001); d) diagramme de l'indice de saturation en alumine (ASI) versus A/NK de Frost *et al.* (2001); e) diagramme binaire MgO versus $Zr + Nb + Ce + Y$; f) diagramme discriminant de Sylvester (1989).

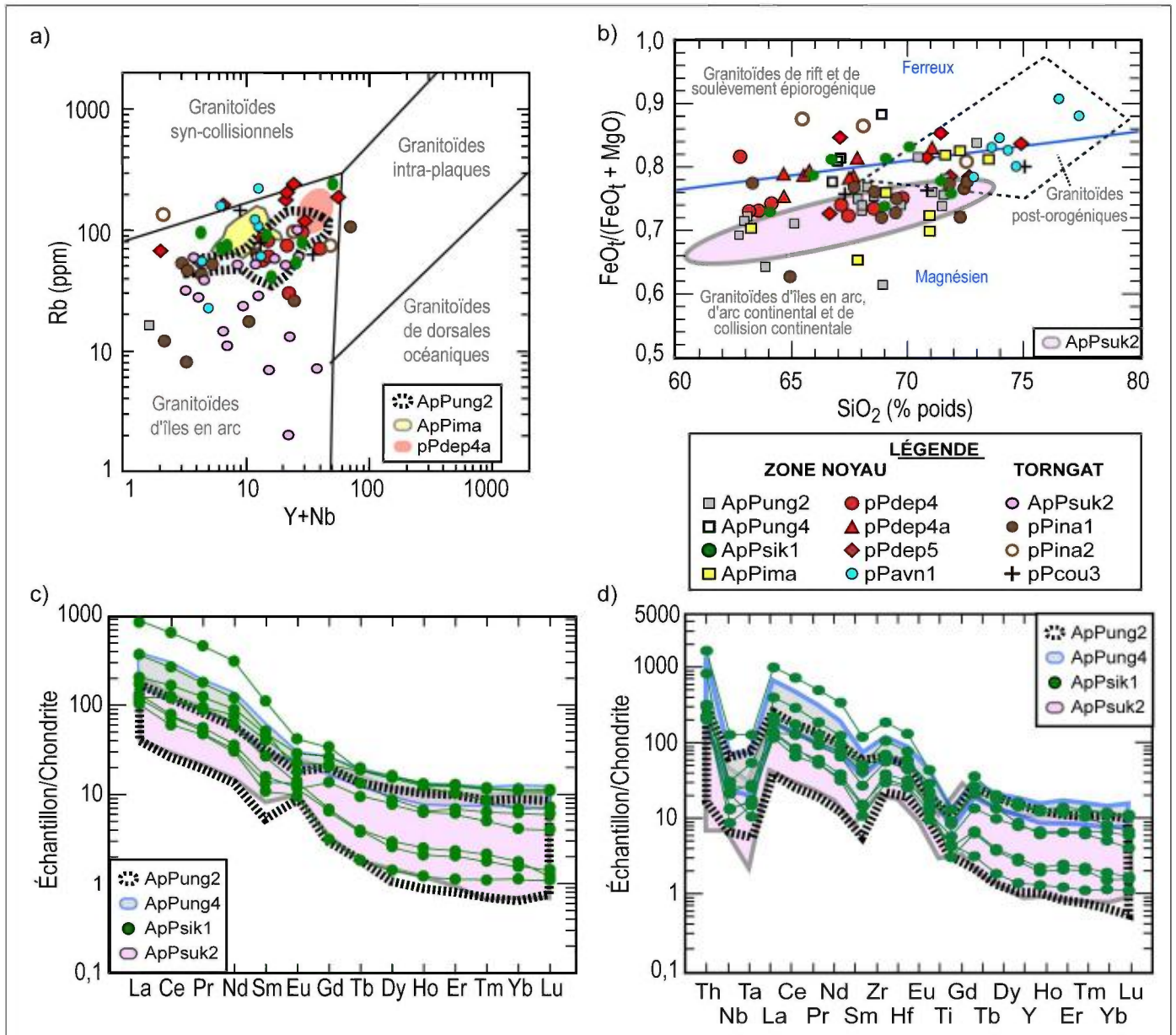


FIGURE 10 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : a) diagramme discriminant de Pearce *et al.* (1984); b) diagramme discriminant de Maniar et Picoli (1989); c) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite de Siimitalik et les complexes d'Ungava et de Sukaliuk; d) diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite de Siimitalik et les complexes d'Ungava et de Sukaliuk.

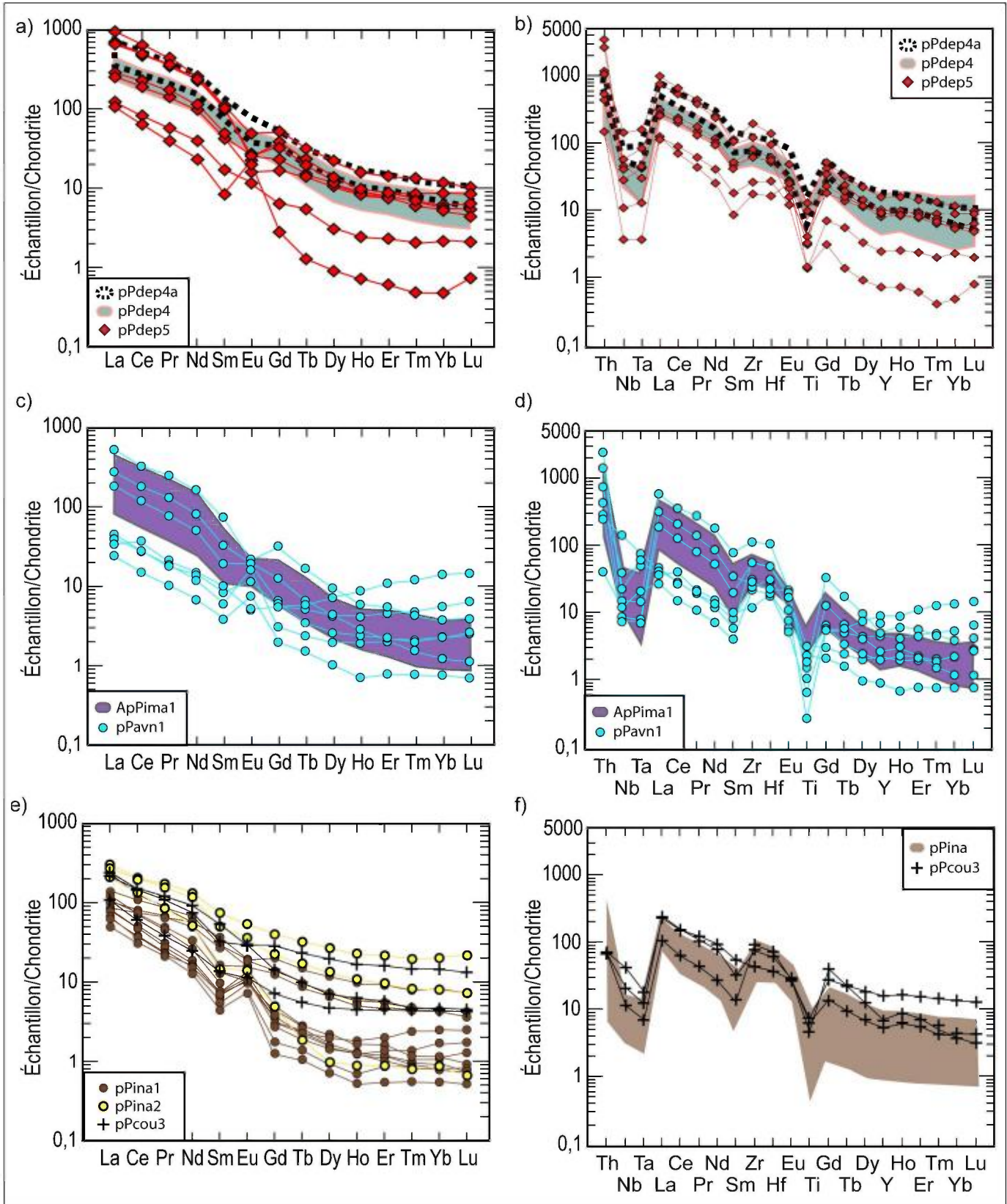


FIGURE 11 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : a) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite granitique de De Pas; b) diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite granitique de De Pas; c) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite d'Aveneau et le Complexe Imaapik; d) diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite d'Aveneau et le Complexe Imaapik; e) diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les suites de Courdon et d'Inuluttalik; f) diagramme multiéléments normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les suites de Courdon et d'Inuluttalik.

En ce qui concerne les roches intrusives prélevées dans les Torngat, la majorité d'entre elles sont de composition tonalitique (pPina1) avec quelques échantillons de composition plus potassique (pPina2 et pPcou3).

Les roches intrusives de la Suite d'Aveneau et du Complexe Imaapik indiquent une affinité calcique à calco-alcaline (figure 9c) et se classent parmi les granitoïdes peralumineux de type I (figure 9d). Les roches de l'unité pPdep4a sont d'affinité alcaline-calcique tandis que celles de l'unité pPdep4 sont d'affinité calco-alcaline et celles de l'unité pPdep5 ont une affinité qui varie de calco-alcaline à alcaline-calcique. La plupart des échantillons des unités pPdep4 et pPdep4a se classent dans le champ des granitoïdes métalumineux de type I (figure 9d) alors que les granites de l'unité pPdep5 se retrouvent dans les champs métalumineux et peralumineux. Les roches intrusives de la suite d'Inuluttalik sont aussi réparties de part et d'autre de la limite entre les champs métalumineux et peralumineux, dans le champ des granitoïdes de type I. Les trois échantillons de la Suite de Courdon se regroupent dans le champ des granitoïdes peralumineux de type I avec des rapports A/CNK beaucoup plus faibles que ceux des autres roches des Torngat et parmi les plus faibles de l'ensemble de la région.

Les diagrammes géochimiques des figures 9e et 9f font ressortir les faibles teneurs en minéraux ferromagnésiens des roches de la Suite d'Aveneau (pPavn1) par rapport aux autres intrusions de la région. On remarque aussi que plusieurs échantillons de la Suite granitique de De Pas se classent dans le champ des roches alcalines (figure 9f) et montrent des concentrations élevées en éléments rares combinés (Zr + Nb + Ce + Y) souvent supérieures à 400 ppm. Presque tous les échantillons de roches intrusives de la région se retrouvent dans le champ des granitoïdes d'îles en arc (figure 10a), avec une petite partie dans celui des granitoïdes syncollisionnels. La figure 10b fait ressortir la nature post-orogénique des échantillons de la Suite d'Aveneau et de quelques échantillons provenant d'autres unités.

Sur le diagramme des ETR (figures 11a), les roches de l'unité pPdep4 montrent un profil peu étalé et bien fractionné, fortement enrichi en ETR légères par rapport aux lourdes. Les échantillons de l'unité pPdep4a et la majorité de ceux de l'unité pPdep5 présentent des profils similaires, mais souvent un peu plus enrichis, ce qui pourrait suggérer que ces roches soient cogénétiques. Les différentes unités du De Pas sont aussi caractérisées par de fortes anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti et de faibles anomalies négatives en Sm (figure 11b). Les roches intrusives du Complexe Imaapik (ApPima1) présentent des profils en ETR plus fractionnés, avec un rapport La/Yb_{cn} autour de 100 (figure 11c), et montrent aussi de très fortes anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti avec de plus faibles anomalies en Sm (figure 11d). Dans le cas de l'Aveneau, les profils en ETR sont plus dispersés, reflétant bien les deux pôles compositionnels (tonalitique et granitique) observés dans cette unité. Les roches de composition tonalitique ont des profils en ETR et multiéléments qui se rapprochent davantage de ceux des

gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava (figures 10d et 10e) que des autres unités intrusives potassiques. Les enderbites de la Suite d'Inuluttalik (pPina) ont des profils en ETR (figure 11e) et multiéléments (figure 11f) similaires à ceux des gneiss tonalitiques à orthopyroxène du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk2; figures 10c et 10d). Ces profils sont caractérisés par un enrichissement modéré en ETR légères par rapport aux lourdes (La/Yb_{cn} entre 10 et 100), par des anomalies positives en Eu et par d'importantes anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti. D'ailleurs, l'enderbite de l'unité pPina1 montre des caractéristiques géochimiques très similaires à celles des gneiss tonalitiques à orthopyroxène du Complexe de Sukaliuk, tant au niveau des éléments majeurs que des éléments traces. Rappelons que ces deux unités sont souvent en contact diffus sur les affleurements. Finalement, les roches potassiques des suites de Courdon (pPcou3) et d'Inuluttalik (pPina) ont des profils un peu plus enrichis, sans anomalies en Eu, mais avec des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta, Sm et Ti.

MÉTAMORPHISME

Ce chapitre a été préparé en collaboration avec Benoit Charette et Carl Guilmette, dans le cadre d'un projet de maîtrise sur la « Pétrologie métamorphique de l'Orogène des Torngat et de la marge est de la Zone noyau ».

Dans notre région, la Zone noyau est caractérisée par des roches au faciès des amphibolites avec une zone plurikilométrique dans le nord, représentée par le Complexe Imaapik, au faciès des granulites. Au contraire, l'Orogène des Torngat est défini par des assemblages minéralogiques du faciès des granulites, avec quelques zones au faciès des amphibolites. De façon générale, l'intensité du métamorphisme et de la déformation du SEPC s'intensifie d'ouest en est. Le contact entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat, limité par le CDB, est caractérisé par un passage abrupt du faciès des amphibolites à celui des granulites.

Les indices de déformation intense observés dans les unités de l'Orogène des Torngat, tels que la réduction des grains, les structures noyau-manteau et les bordures de grains amiboïdes, sont absents dans les roches de la Zone noyau. Les indices de recristallisation tardive sont aussi rares dans les roches de la Zone noyau et une 2^e foliation, présente dans l'ensemble des Torngat, y est beaucoup moins intense et tend à disparaître en allant vers l'ouest. Ces observations indiquent que la déformation et l'événement thermal post-tectonique associés à l'orogénèse des Torngat se sont peu propagés à l'intérieur de la Zone noyau, n'ayant qu'une influence modérée ou faible.

Les relations de cristallisation et de déformation des minéraux métamorphiques indiquent que l'apogée des conditions métamorphiques est en majorité antérieure ou synchrone à la déformation dans les unités des Torngat alors que les conditions métamorphiques maximales sont syn à

post-tectoniques dans la Zone noyau. Localement, le long des zones de cisaillements ductiles et fragiles, les roches ont subi un rétro-morphisme important se rapprochant du faciès des schistes verts.

Zone noyau

Même si les assemblages minéralogiques des unités de la Zone noyau sont majoritairement au faciès des amphibolites, la quantité importante de migmatites dans ce secteur suggère que le métamorphisme a possiblement atteint le faciès des granulites sans que les conditions ne permettent la cristallisation de l'orthopyroxène ou qu'elles aient en grande partie été rétrogradées. Les roches archéennes ont subi plusieurs épisodes de déformation et de métamorphisme au cours de leur histoire. Les différents épisodes archéens ont toutefois été oblitérés par les événements paléoprotérozoïques, plus particulièrement par ceux reliés à l'Orogène du Nouveau-Québec. Les événements tectonométamorphiques paléoprotérozoïques sont considérés, par Simard *et al.* (2013), comme étant à l'origine de la gneissosité développée dans le Complexe d'Ungava. Ces auteurs ont aussi déterminé une importante période de fusion, se terminant par la cristallisation des néosomes entre 1820 et 1805 Ma, ayant affecté les gneiss du Complexe d'Ungava et à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Dans la région juste au nord, Verpaël *et al.* (2000) mentionnent que les études isotopiques démontrent que les roches gneissiques et migmatitiques de la Zone noyau ont subi au moins deux événements tectonométamorphiques, dont l'un un prograde à l'Archéen, et l'autre prograde et rétrograde au Paléoprotérozoïque.

Dans le secteur est de la Zone noyau, la minéralogie métamorphique ainsi que les indices de fusion partielle des unités soulignent la diminution de l'intensité du métamorphisme et de la déformation associées à l'Orogène des Torngat en progressant vers l'ouest. D'après Verpaël *et al.* (2000), les roches du Groupe de Lake Harbour n'ont été affectées que par un événement métamorphique majeur, d'âge paléoprotérozoïque. L'assemblage minéralogique principal observé dans le paragneiss variablement migmatitisé (plagioclase + quartz + biotite + microcline + grenat ± muscovite ± sillimanite ± hornblende) indique un faciès moyen à supérieur des amphibolites. Le paragneiss de la Ceinture de Tunulic montre une paragenèse similaire à celui du Lake Harbour, indiquant aussi un métamorphisme au faciès des amphibolites. Par contre, les roches volcaniques montrent souvent une altération des minéraux mafiques en chlorite + épidote, indiquant un rétro-morphisme se rapprochant du faciès des schistes verts, possiblement associé à la circulation de fluides le long de la ZCRG.

Les roches au faciès des granulites du Complexe Imaapik, localisées dans le nord de la région, sont caractérisées par de l'orthopyroxène remplacé à divers degrés par de la serpentine et des amphiboles fibreuses, ne laissant parfois que des cœurs de pyroxènes préservés. Ce complexe pourrait représenter des portions mieux préservées d'un

faciès granulite antérieur, de telles zones ont d'ailleurs été décrites par Verpaël *et al.* (2000) dans la région de la rivière Koroc. Toutefois la forme arrondie du Complexe Imaapik, bien délimitée sur le levé aéromagnétique, suggère la mise en place d'un magma charnockitique sous-jacent, autour de 1822 Ma. Cette masse de roches charnockitiques pourrait aussi expliquer l'atteinte du faciès des granulites à l'intérieur des roches encaissantes, constituées de gneiss et de migmatites.

Enfin, les roches intrusives paléoprotérozoïques du Batholite de De Pas et de la Suite de Dancelou n'ont pas été affectées de façon significative par le métamorphisme régional et leurs assemblages reflètent les conditions initiales de leur mise en place. Elles ont toutefois développé une texture mylonitique et des rubans de quartz à proximité des grands corridors de déformation régionaux, tels que la ZCRG et la ZCM.

Orogène des Torngat

Les unités lithologiques de l'Orogène des Torngat sont métamorphisées au faciès des granulites, sauf localement, où des zones au faciès des amphibolites ont été observées. Ces secteurs se retrouvent souvent à proximité de zones de cisaillement ductile à fragile associées à du rétro-morphisme. Toutefois, des alternances métriques à décamétriques entre les deux faciès ont aussi été observées localement, ce qui pourrait être causé par des différences compositionnelles ou de compétence, certaines roches, plus riches en quartz et plus pauvres en minéraux mafiques, ne permettant pas la cristallisation de l'orthopyroxène.

Le CDB, caractérisé par un étirement minéral intense, représente la limite entre la Zone noyau et les Torngat et correspond à une anomalie aéromagnétique négative de quelques kilomètres de largeur dans sa portion centrale, mais se pinçant aux extrémités nord et sud de la région (figure 5). Les assemblages des roches métasédimentaires de l'Orogène des Torngat (ApPsuk4 et pPko2) montrent que le gradient métamorphique augmente d'ouest en est et que les protolithes étaient de composition différente. Les sédiments du Sukaliuk comprennent les assemblages grenat + orthopyroxène, grenat + sillimanite et grenat + biotite alors que ceux du Lomier sont à grenat + orthopyroxène + sillimanite. L'orthopyroxène est disséqué ou étiré parallèlement à la foliation et est variablement rétrogradé en hornblende et biotite. Le grenat forme des ombres de pression, est étiré dans la foliation et renferme des inclusions alignées à la foliation, suggérant une croissance syn-cinématique. Ce minéral représente la dernière phase à avoir cristallisé et remplace souvent l'orthopyroxène. Les relations de cristallisation et de déformation de ces minéraux métamorphiques indiquent que l'apogée du métamorphisme est anté- ou syn- déformation. La seconde foliation observée en lames minces dans les roches de l'Orogène des Torngat recoupe les structures régionales N-S à NNW-SSE et est localement associée au développement d'une seconde génération de biotite de composition différente.

Les rubans plus grenus observés dans les gneiss du Sukaliuk renferment de l'orthopyroxène idiomorphe centimétrique et des tiges de quartz bien développées, leur donnant un aspect de leucosomes déformés. Bien que des indices de fusion partielle aient été abondamment identifiés sur les affleurements visités dans les complexes de Sukaliuk et de Lomier, peu d'évidences de ce processus ont été observées en lames minces. Il est possible que la majorité des microstructures de fusion partielle aient été oblitérées lors de la déformation subséquente à la migmatisation. Le style de déformation et l'absence de structures de fluage suggèrent que ces unités ne comprenaient pas de contraste rhéologique important lors de l'événement de déformation, excluant la possibilité qu'une grande proportion de leucosome ait été présente à cette période. Une migmatisation a probablement eu lieu au stade précoce de l'Orogène des Torngat, au cours duquel l'extraction du liquide de fusion partielle fut efficace, expliquant la préservation des paragenèses au faciès des granulites en raison des conditions anhydres générées par l'extraction du liquide (Brown, 2002; Kriegsman, 2001).

Le Complexe de Lomier, caractérisé par une très forte signature aéromagnétique positive, comprend des unités foliées à gneissiques avec et sans orthopyroxène. Des zones moins déformées et homogènes, associées aux intrusions de la Suite de Courdon, sont présentes à l'intérieur des gneiss du Complexe de Lomier. Rappelons que cette suite est interprétée par Girard (1990a) comme un équivalent des gneiss granulitiques qui fut protégé de la déformation. L'orthopyroxène des gneiss du Lomier est variablement rétrogradé en hornblende et en biotite et est parfois étiré ou disloqué dans la foliation. L'ensemble de ce complexe a été affecté par un métamorphisme au faciès des granulites, comme en témoignent les paragenèses à microcline + grenat + sillimanite + cordiérite + spinelle, dans le paragneiss, et à augite + hypersthène + hornblende, dans les roches mafiques.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La partie sud-est de la Province du Churchill (SEPC) est le résultat d'une collision entre trois cratons archéens durant le Paléoproterozoïque (Wardle *et al.*, 2002; Corrigan *et al.*, 2009). L'Orogène des Torngat (1,87 à 1,85 Ga) provient de la collision entre le craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest. Ce nouveau craton est par la suite entré en collision oblique avec le craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'orogénèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La compression engendrée par cette collision est responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région. Notre région est située dans le segment est de la Zone noyau, formé par des roches gneissiques polycycliques, coincées entre l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'ouest, et l'Orogène des Torngat, à l'est. La portion ouest est marquée par la présence de la ZCRG (figure 5), à mouvement dextre, tandis qu'à l'est, elle est caractérisée

par des zones de failles subverticales typiques des Torngat. Le centre de la région est disséqué par la ZCM, orientée NW-SE, à déplacement latéral senestre décalant les unités lithologiques ou le grain magnétique, de façon similaire à la Zone de cisaillement de Falcoz dans la région de la rivière Koroc, juste au nord (Verpaest *et al.*, 2000).

Des études thermobarométriques et des levés géologiques détaillés montrent l'existence d'au moins trois événements thermotectoniques distincts (D1, D2 et D3) associés à l'orogénèse des Torngat (Wardle *et al.*, 2002). La plus vieille phase de déformation D1 a produit les éléments planaires de la principale fabrique tectonique de la région, vers 1860 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998). Elle marque la phase initiale de la collision du craton de Nain avec la Zone noyau. Cette phase a entraîné le développement d'un rubanement gneissique, des chevauchements à vergence ouest et des plis isoclinaux P1. La déformation D2 a transposé les structures de la déformation D1. Les zones de cisaillement senestre (Abloviak, Falcoz et Moonbase) sont associées à cette phase. Dans la zone axiale de l'orogène, la phase D2 a déformé la foliation S1 en plis droits à axes nord-sud subverticaux. Enfin, la phase de déformation D3 a entraîné un soulèvement de l'Orogène des Torngat par l'entremise des failles subverticales, dont la trace se traduit par la présence de veines de pseudotachylite.

Dans l'Orogène du Nouveau-Québec, plusieurs auteurs (Goulet, 1995; Moorhead, 1989; Perreault et Hynes, 1990; Poirier *et al.*, 1990), ont défini également trois phases de déformation principales (D1 à D3) appartenant à un processus de déformation continu. Les phases D1 et D2 seraient associées à la compression engendrée lors de la collision entre les deux cratons, alors que la phase D3 serait le résultat de la composante oblique de cette collision. La déformation D1 est à l'origine de la foliation régionale, des plis NW-SE couchés ou fortement déversés vers le sud-ouest et des failles de chevauchement qui affectent la partie ouest de la Zone Noyau. La déformation D2 a produit une schistosité de crénulation et des plis E-W observés principalement à l'intérieur de la Fosse du Labrador (Goulet, 1995). Finalement, la déformation D3 est associée à un mouvement tardif de décrochement dextre le long des failles de chevauchement (Clark et Wares, 2004) et serait à l'origine de la ZCRG. On lui attribue également la production de grands plis ouverts NW-SE, plongeant vers le sud-est, observés dans les roches de la Fosse du Labrador (Goulet, 1995) et à l'intérieur de la Zone noyau (Simard *et al.*, 2013).

Analyse structurale

La région a été divisée en sept grands domaines structuraux (figure 12) afin de mettre en évidence l'attitude de la foliation principale, qui varie en intensité en fonction de l'âge des roches et du degré de déformation. L'orientation de cette fabrique fait ressortir la distinction entre l'Orogène des Torngat et la Zone Noyau, séparés par le CDB.

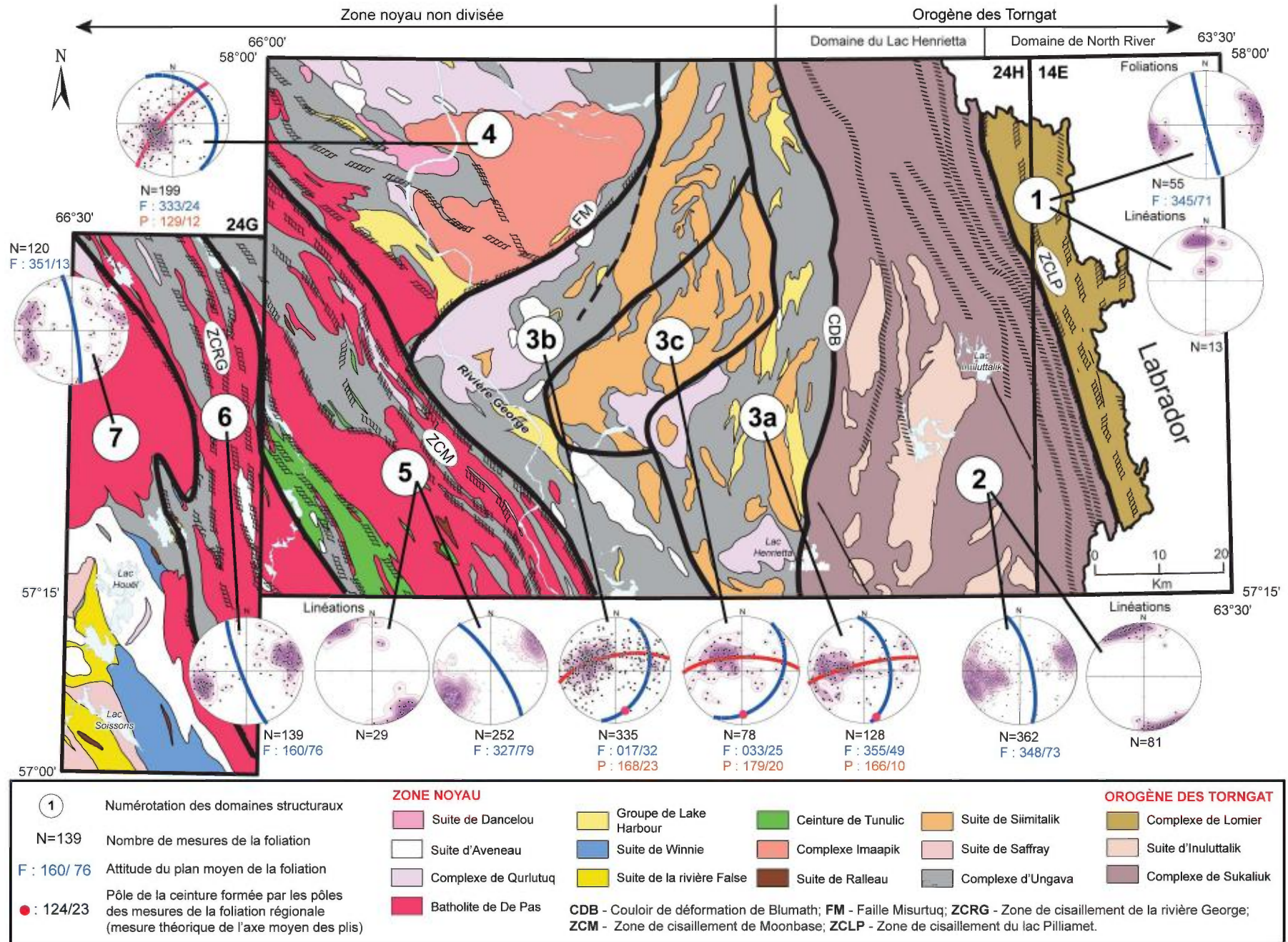


FIGURE 12 - Limite des domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale par la méthode de Schmidt.

Dans la Zone noyau, les roches protérozoïques pré-tectoniques et les roches archéennes montrent généralement une texture gneissique. Cette gneissosité est orientée dans le sens du grain structural régional et se serait développée lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. Ainsi, elle aurait oblitéré, réaligné ou accentué les textures archéennes préexistantes. Dans les roches migmatitiques, la fabrique principale prend la forme d'un rubanement ondulant, irrégulier, souvent lenticulaire et discontinu, affecté par de nombreux plissements de fluage. Les roches intrusives paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques du Batholite de De Pas et des suites d'Aveneau et de Dancelou présentent une faible foliation soulignée par l'alignement des minéraux mafiques ou par l'orientation des phénocristaux dans les intrusions à texture porphyroïde. Toutefois, on observe aussi une fabrique orientée NE à faible pendage et qui n'aurait pas été affectée par la réorientation NW-SE reliée à l'Orogène du Nouveau-Québec, à l'extrémité orientale de la Zone noyau, entre la Faille Misurtuq et le CDB.

L'Orogène des Torngat est caractérisé par un patron structural à fort pendage et orienté N-S à NNW-SSE. Dans sa partie ouest, il est formé d'écaillles imbriquées vers l'ouest, tandis qu'à l'est, les chevauchements ont une vergence vers l'est. Finalement, une foliation mylonitique intense s'est développée le long des grandes failles régionales, et plus particulièrement dans les corridors d'influence des ZCRG, ZCM et ZCLP.

Le **domaine 1** correspond au Domaine de North River (figure 12), situé à l'est de la ZCLP et caractérisé par un champ aéromagnétique proéminent (figure 5). Il est constitué des unités foliées à gneissiques du Complexe de Lomier qui présentent une linéation d'étirement minéral dont la plongée vers le nord s'accroît en progressant vers l'est (passant de 5° à 35°). Toutes les roches sont intensément déformées, cisailées et dominées par un vaste système de cisaillements senestres. La plupart des mesures structurales utilisées pour caractériser ce domaine proviennent des travaux de Girard (1990b). La fabrique principale correspond à une schistosité soulignée par les minéraux mafiques, un rubanement métamorphique, un réalignement ou un étirement des agrégats quartzofeldspathiques. Les pôles de la fabrique principale donne un plan moyen bien défini orienté NNW-SSE et à pendage fort ($F : 345/71$; figure 12). Les structures linéaires correspondent à des axes de plis ainsi qu'à l'étirement des corps géologiques et des minéraux primaires ou métamorphiques. Sur la figure 12, on constate que toutes les structures linéaires de ce secteur plongent modérément vers le nord, ce qui reflète probablement les effets de la déformation D3 associée à la composante oblique de la collision.

Le **domaine 2** correspond au Domaine du lac Henrietta (figure 12), qui comprend les unités du Complexe de Sukaliuk et de la Suite d'Inuluttalik. Les gneiss du Complexe de Sukaliuk sont caractérisés par une foliation subverticale NNW-SSE à N-S, une linéation subhorizontale faiblement plongeante vers le nord et des plis serrés subverticaux. Les

roches du Complexe de Sukaliuk sont affectées par deux foliations, une première parallèle à la gneissosité et une deuxième à un angle d'environ 35°. Selon Verpaalst *et al.* (2000), le degré de métamorphisme et la déformation intense indiquent clairement que le Complexe de Sukaliuk appartient à l'Orogène des Torngat. Le domaine 2 est bordé à l'ouest par le CDB, qui sépare la Zone noyau de l'Orogène des Torngat. La foliation régionale de ce domaine affiche une attitude moyenne ($F : 348/73$; figure 12) similaire à celle observée dans les roches du Complexe de Lomier (domaine 1). Les pendages faibles observés dans le sous-domaine 3a situé dans la partie est de la Zone noyau (figure 12) deviennent abruptement subverticaux et orientés N-S dans le domaine 2. La linéation d'étirement du domaine 2 est nettement subhorizontale, montrant des plongées autour de 10°.

Le **domaine 3** correspond à la partie orientale de la Zone noyau, à proximité du contact avec l'Orogène des Torngat. Il englobe les gneiss du Complexe d'Ungava et les migmatites du Complexe de Qurlutuq, recoupés par la Suite de Siimitalik. Il a été divisé en trois principaux sous-domaines (figure 12) dans le but d'illustrer l'influence probable de l'Orogène des Torngat dans la partie est du domaine. Dans le sous-domaine 3a, les pôles de la foliation régionale sont étalés sur une ceinture N-S bien définie, présentant un plan moyen orienté N-S à pendage modéré vers l'est ($F : 355/49$) et un axe théorique des plis subhorizontaux vers le sud ($P : 166/10$). Cette attitude N-S des foliations suggère une réorientation des structures de la Zone noyau, au fur et à mesure que l'on s'approche de la limite avec l'Orogène des Torngat. Les linéations d'étirement minéral sont essentiellement vers le sud, avec des plongées faibles à modérées (7° à 40°). Dans le sous-domaine 3b situé plus à l'ouest, une partie importante des foliations sont orientées NE-SW à NNE (figure 12). Les foliations NNE sont surtout concentrées dans la partie sud de ce domaine. L'ensemble des pôles de la gneissosité forment un maximum qui indique une orientation moyenne NNE-SSW à faible pendage vers l'est ($F : 017/32$). L'attitude des foliations du domaine 3c, correspondant à un secteur dominé par les intrusions de la Suite de Siimitalik, sont nettement de direction NE avec de faibles pendages vers l'est ($F : 033/25$). Cette orientation de la fabrique régionale du domaine 3 est atypique, car elle est à l'encontre des orientations NW à NS observées dans les domaines adjacents, autant dans la Zone noyau que dans l'Orogène des Torngat. Elle est interprétée comme une empreinte structurale reliée à la présence de roches intrusives tarditectoniques, qui réorientent les structures dans ses environs immédiats. Il pourrait également s'agir des vestiges d'une signature structurale archéenne, qui n'a pas subi la réorientation NW-SE causée par les déformations paléoprotérozoïques, tel que suggéré par Ryan (1990). Le domaine 3 est également le lieu de convergence entre les effets tectono-métamorphiques associés aux orogènes du Nouveau-Québec et des Torngat. Il pourrait donc s'agir d'un domaine qui aurait échappé à la dernière phase de déformation transpressive du SEPC, une phase qui est à l'origine des zones de cisaillement N-S et NW-SE.

Le **domaine 4** comprend la partie centre nord de la région étudiée et est bordé au SW par le Batholite de De Pas. Il est caractérisé par la présence d'une intrusion tarditectonique assignée au Complexe Imaapik et associée à une forte anomalie aéromagnétique positive circulaire. Le domaine 4 comprend également des gneiss du Complexe d'Ungava, des migmatites du Complexe de Qurlutuq ainsi que de larges bandes de paragneiss du Groupe de Lake Harbour. La foliation régionale et plusieurs zones de cisaillement qui recoupent ce domaine sont essentiellement orientées NW-SE. Les linéations associées à ces structures sont nettement sud-est et à faible plongée. Les pôles des plans de la foliation forment un maximum à faible pendage vers le nord-est ($F : 333/24$). Les pôles de la foliation régionale se distribuent également le long d'une ceinture dont le pôle ($P : 129/12$) suggère un axe théorique moyen de plis à faible plongée vers le sud-est. Cette signature est interprétée comme étant probablement reliée à la présence de grands plis tardifs NW-SE ouverts et à faible plongée vers le sud-est que l'on associe à une phase de déformation transpressive D3. Mentionnons également que l'attitude structurale de ce domaine est subparallèle à la ZCM, orientée NW-SE, et faisant partie du domaine 5.

Le **domaine 5** couvre un secteur traversé par plusieurs zones de cisaillement orientées NW-SE, et associées au couloir de déformation de la ZCM, décrite ci-dessous (figure 12). Ce secteur est dominé par les roches intrusives du Batholite de De Pas qui s'injectent à l'intérieur des gneiss du Complexe d'Ungava. Au sud-ouest du domaine 5, on retrouve également une séquence de roches volcano-sédimentaires (Ceinture de Tunulic). Les pôles de la foliation régionale forment un maximum bien défini montrant un plan moyen orienté NW-SE à pendage fort vers le nord-est ($F : 327/79$). Cette orientation de la foliation est très similaire à celle observée plus au nord dans la Zone de cisaillement de Falcoz par Boudrias (2001) et par Simard *et al.* (2013). La projection sur stéréogrammes montre des structures linéaires qui plongent faiblement vers le sud-est ou le nord-ouest (figure 12), ce qui reflète probablement les effets de la déformation D3 associée à la composante oblique de la collision entre la Province du Supérieur et la Zone noyau.

Le **domaine 6** est aussi caractérisé par la présence des intrusions du Batholite de De Pas, contenant des lambeaux kilométriques de roches gneissiques du Complexe d'Ungava. Ce domaine est disséqué dans son ensemble par un réseau serré de zones de cisaillement orientées NW-SE à N-S, appartenant à la ZCRG. Plus au nord, la ZCRG et la ZCM se rejoignent pour ne former qu'un seul corridor de déformation qui se prolonge au nord jusqu'à la baie d'Ungava. Les pôles de la foliation régionale forment un maximum bien défini montrant un plan moyen orienté NNW-SSE à pendage fort vers l'ouest ($F : 160/76$; figure 5a). La partie sud de ce domaine montre des fabriques orientées N-S, avec des pendages moyens au-dessus de 80° . Les structures linéaires sont subhorizontales à faiblement plongeantes ($< 30^\circ$) vers le sud ou le sud-est.

Le **domaine 7** est un domaine très hétérogène qui regroupe, une masse intrusive de granodiorite porphyrique du De Pas, au nord, et des diatexites de la Suite de Winnie, des paragneiss de la Suite de la rivière False, des gneiss du Complexe d'Ungava et des migmatites du Complexe de Qurlutuq, au sud. Le plan moyen des foliations est orienté NNW-SSE, avec un pendage fort vers l'est ($F : 351/75$, figure 12). L'influence de la ZCRG et la mise en place syn-tectonique des intrusions du Batholite de De Pas seraient à l'origine du redressement de la foliation dans ce secteur.

Les failles régionales

Les grandes failles régionales représentent des zones de cisaillement qui affectent les unités de la Zone noyau ou des couloirs de déformations fragiles-ductiles qui affectent la partie ouest de l'Orogène des Torngat (figure 12; carte hors-texte). Ces failles ont trois orientations principales : NNW-SSE à N-S, NW-SE et N-S. Les plus importantes sont la ZCRG, la ZCM, la ZCLP et le CDB. Au centre nord de la région, on observe aussi une faille orientée ENE-WSW, la Faille Misurtuq.

Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG)

La ZCRG (Van der Leeden, 1985, 1994 et 1995) est une structure régionale qui traverse la partie centrale de la Zone noyau sur toute sa longueur (figure 1). Elle a été décrite à plusieurs endroits dans la partie sud (Danis, 1991; Hammouche *et al.*, 2011; Owen, 1989; Tanner, 1992) et dans la partie nord de la Zone noyau (Bardoux *et al.*, 1998; Simard *et al.*, 2013). Ce cisaillement est caractérisé par des zones mylonitiques recristallisées atteignant 10 km de largeur, dans lesquelles des plans de cisaillement abrupts (70° à 90°) contiennent une linéation faiblement plongeante ($< 25^\circ$) vers le sud-est et des indicateurs cinématiques indiquant un mouvement dextre (Bardoux *et al.*, 1998; Simard *et al.*, 2013).

Dans la partie ouest de notre région, la ZCRG a été cartographiée sur une largeur de 8 à 10 km. D'orientation nord-sud, au sud, cette zone s'incurve progressivement vers une orientation NW-SE, à partir de la jonction avec la ZCM (figure 12). Ces deux failles se rejoignent pour ne former qu'un seul couloir de déformation qui se prolonge au nord jusqu'à la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013). La déformation mylonitique affecte aussi bien les roches paléopro-térozoïques du Batholite de De Pas, datées à 1820 Ma (n° 5, figure 4 et tableau 1), que les lambeaux d'unités archéennes à paléoprotérozoïques (complexes d'Ungava et de Qurlutuq), confirmant l'âge des cisaillements estimé par Isnard *et al.* (1998) et par Bardoux *et al.* (1998), autour 1800 Ma.

La ZCRG est caractérisée par un réseau serré de zones de protomylonites, de mylonites, de blastomylonites et d'ultramylonites. Ces dernières forment des corridors de largeur centimétrique à métrique dans lesquels les protolithes sont difficilement identifiables. La matrice, de teinte noire à verdâtre, contient des porphyroclastes de feldspath. Au milieu

du domaine 5, la ZCRG est caractérisée par la présence de zones d'ultramylonite aphanitique, à fort pendage et orientées N-S. Ces zones renferment des porphyroclastes de feldspath potassique et sont injectées de granite fortement folié et à rubans ou tiges de quartz (photo 11, en annexe). Les injections de granite sont localement boudinées, plissées ou broyées.

Dans les zones de protomylonite, les intrusions potassiques à texture porphyroïde du De Pas montrent des porphyroclastes de feldspath potassique fortement déformés, étirés et alignés, générant souvent des tectonites en L. On observe également de la recrystallisation autour des phénocristaux de feldspath potassique. Les zones de mylonites sont surtout caractérisées par un rubanement tectonique millimétrique et par la présence de blastomylonites dans lesquelles flottent des porphyroclastes de feldspath potassique recrystallisés. Les dykes de granite pris dans la zone de déformation sont réalignés, transposés et partiellement mylonitisés. Par endroits, on observe des niveaux felsiques rosés qui représentent probablement des injections de granite complètement transposées dans la foliation mylonitique.

La recrystallisation autour de certains porphyroclastes de feldspath potassique et les ombres de pressions autour de ces porphyroblastes (sigmoïdes) représentent les indicateurs cinématiques les plus répandus et suggèrent un mouvement dextre. On observe également des fabriques C/S dans les gneiss tonalitiques mylonitisés et injectés de granite. L'étirement des porphyroclastes ainsi que l'alignement des tiges de quartz soulignent une linéation vers le sud ou le sud-est.

Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM)

La ZCM est une structure orientée NNW-SSE qui a été reconnue dans le secteur sud-ouest de notre région. Elle a été originellement identifiée et décrite par Ryan (1990) dans la région de la rivière Kogaluk, au Labrador. Elle n'avait jamais été décrite au Québec et son extension au NW est déduite de sa signature sur les cartes aéromagnétiques (Wardle *et al.*, 1990a; Wardle *et al.*, 2002). La ZCM est semblable aux zones de cisaillements de Falcoz et d'Abloviak, identifiées et décrites en détail plus au nord dans les régions de la rivière Koroc et de Pointe le Droit (Boudrias, 2001; Ermanovics et Van Kranendonk, 1998; Wardle *et al.*, 1990a; Wardle *et al.*, 2002). À l'échelle régionale, ces structures réorientent le grain structural selon un patron sigmoïdal suggérant un mouvement senestre, confirmé par la présence de plusieurs indicateurs cinématiques (Girard, 1990a; Ryan, 1990; Wardle *et al.*, 2002). Ces zones de cisaillement qui affectent la bordure ouest des Torngat et la partie est de la Zone noyau, sont reliées à la fin de l'orogénèse des Torngat, entre 1845 et 1830 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1990; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990). Rappelons que la ZCM, orientée NW-SE, rejoint la ZCRG, orientée N-S, pour former une seule zone de cisaillement, orientée NNW-SSE, qui se prolonge jusqu'à la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013). Dans la zone de jonction avec la ZCRG, la

fabrique mylonitique de la ZCM passe de NW à NNW, puis à NW. Plusieurs cheminements effectués dans ce secteur ont confirmé ce changement d'attitude sur des dizaines de kilomètres. Ce redressement est également observé au sein des intrusions syntectoniques du Batholite de De Pas injectées dans la ZCM. Dans cette zone de réorientation, la fabrique mylonitique est plissée et ondulée.

La ZCM forme un couloir de déformation qui traverse la partie est de la Zone noyau en direction NW-SE, sur une largeur de plus de 15 km et une longueur de plus de 100 km. Dans notre région, elle affecte les roches du Batholite de De Pas, les gneiss du Complexe d'Ungava et la Ceinture de Tunulic. La ZCM est caractérisée par l'omniprésence d'une fabrique mylonitique bien développée, rendant souvent le protolithe méconnaissable, des tiges de quartz et des porphyroclastes. On observe également une linéation sub-horizontale soulignée par l'étirement des porphyroblastes de feldspath potassique ou de grenat, des tiges de quartz et des amphiboles. Les indicateurs cinématiques observés sont parfois dextres, parfois senestres, comme c'est le cas le long de la Zone de cisaillement de Falcoz (Boudrias, 2001). Les bandes hectométriques à kilométriques de mylonites contiennent des injections de granite rose complètement transposées parallèlement à la fabrique mylonitique, formant des gneiss droits. Par endroits, les dykes de granite rose transformés en orthogneiss sont boudinés et déformés en sigmoïdes.

Les roches à texture porphyroïde du De Pas (pPdep4) sont transformées en gneiss droit porphyroclastique, localement rubané. Pour les masses intrusives plurikilométriques du Batholite de De Pas, cette déformation est limitée à sa bordure. Les phénocristaux de feldspath potassique sont broyés, aplatis et étirés au sein d'une matrice fine. Le rubanement est marqué par des alternances de matrice grisâtre à grains fins, avec des rubans à porphyroclastes étirés de feldspath potassique. Les porphyroclastes étirés et les rubans de quartz montrent des tectonites de type L/S. Il se forme également des sigmoïdes montrant un mouvement dextre ou parfois senestre. La ZCM traverse également la Ceinture de Tunulic. La fabrique mylonitique affecte les unités présentes à différents degrés selon les secteurs. On y retrouve également du mobilisat boudiné (photo 12, en annexe), des injections de granite broyées et montrant un rubanement tectonique, des niveaux démembrés et boudinés de roches mafiques ainsi que des dykes boudinés d'amphibolite transposés dans le plan de la foliation. Certains horizons de mylonites sont marqués par la présence de plis en Z et l'omniprésence de tiges ou rubans de quartz.

Couloir de déformation de Blumath (CDB)

Le CDB a été nommé par Verpaelt *et al.* (2000) dans la région de la rivière Koroc, située juste au nord. Il est décrit comme une zone de déformation régionale, orientée nord-sud, qui sépare la Zone noyau de l'Orogène des Torngat. Il marque également le passage du faciès des amphibolites,

à l'ouest (Zone noyau), au faciès des granulites, à l'est (Orogène des Torngat). Dans la région de Koroc, le CDB est caractérisé par la présence de zones de cisaillement N-S, avec une linéation subhorizontale et des indicateurs cinématiques senestres (Verpaelst *et al.*, 2000). Il contient également des failles N-S en régime fragile, parallèles aux cisaillements en régime ductile, qui témoignent d'une tectonique tardive.

Dans notre région, le CDB, qui représente la bordure ouest du Domaine du lac Henrietta, affecte plusieurs affleurements répartis sur une largeur de 1 à 3 km. On y observe souvent une fabrique mylonitique bien développée, une forte linéation subhorizontale soulignée par l'étirement de grains de feldspaths ou de tiges de quartz et par la présence de tectonites en L/S (photo 13, en annexe). Les veinules de quartz et les injections felsiques tardives sont plissées, transposées et étirées parallèlement à la linéation. Les zones mylonitisées et cisailées montrent par endroits des structures C/S. Le CDB est aussi caractérisé par la présence de réseaux hectométriques de failles fragiles, montrant des brèches à fragments de différentes roches et minéraux. L'encaissant est souvent injecté de plusieurs générations de granite. L'ensemble a été fracturé, bréchifié, hématitisé, chloritisé, épidotitisé et silicifié. Plus localement, on retrouve des cataclasites rougeâtres avec injections de veinules de pseudotachylite dans les roches bréchiques. Les brèches contiennent 60 % de fragments rougeâtres tandis que la matrice est de couleur vert grisâtre. La fracturation cassante est de nature tardive et semble se superposer à la gneissosité de la roche encaissante et jouer dans les zones de cisaillement.

Zone de cisaillement du lac Pilliamet (ZCLP)

La ZCLP est une structure régionale majeure qui marque la limite entre les domaines du lac Henrietta et de North River. Elle a été décrite pour la première fois par Girard (1990a) dans la région du lac Courdon, sous le nom de « Cisaillement de la rivière Falcoz ». Son extension vers le nord-ouest a été basée sur l'interprétation d'un ancien linéament aéromagnétique, qui semblait recouper le grain tectonique régional nord-sud (Girard, 1990a; Verpaelst *et al.*, 2000; Wardle *et al.*, 1990a et Wardle *et al.*, 2002). Les levés de cartographie et de géophysique récents (Intissar *et al.*, 2014; figures 4 et 5) montrent clairement que cette zone de cisaillement correspond à la bordure ouest du Domaine de North River, caractérisé par une signature magnétique proéminente. Elle ne semble pas traverser le Domaine du lac Henrietta pour rejoindre la Zone de cisaillement de Falcoz, orientée WNW-ESE, décrite en détail par Verpaelst *et al.* (2000) et par Boudrias (2001), dans la région de la rivière Koroc.

La ZCLP, orientée NNW-SSE à N-S, est interprétée comme une faille contemporaine au développement de la fabrique tectonique régionale. Elle englobe plusieurs zones de cisaillement, de largeur hectométrique à kilométrique, caractérisées par une foliation mylonitique. Les structures

mylonitiques sont observées dans l'ensemble des unités du Complexe de Lomier. La ZCLP englobe également les corridors de déformation mylonitique observés dans la Suite intrusive de Courdon. Le rubanement tectonique montre une alternance millimétrique à centimétrique d'enderbite, de charnockite et de roches mafiques à hypersthène. Tous les rubans sont cisailés. Les mylonites contiennent par endroits des porphyroclastes de feldspath potassique, des tiges ou des rubans de quartz ainsi que des niveaux démembrés ou boudinés de roches mafiques ou d'intrusions felsiques. Les tiges de quartz et l'étirement minéral montrent une linéation subhorizontale omniprésente. Des bandes décimétriques d'ultramylonites porphyroclastiques sont également observées. Les mylonites sont injectées de granite et de pegmatite qui sont à leur tour déformés, transformés en orthomylonites et transposés parallèlement au grain structural régional. Les orthomylonites présentent une concentration élevée en rubans de quartz.

Les différents indicateurs cinématiques associés à ce cisaillement (sigmoïdes, structures hélicitiques et structures C/S) indiquent un mouvement senestre. Les zones cisailées de la ZCLP ont été par la suite préférentiellement affectées par des failles fragiles et une cataclase tardive (Girard, 1990a). Les roches cataclastiques sont fortement fracturées, bréchifiées et caractérisées par une patine rouge saumonée due à une forte hématitisation (photo 14, en annexe). La bréchification de la roche est également associée à l'injection d'abondantes veines de pseudotachylite et de dykes de granite rose. Les cataclases forment des bandes de 50 à 100 mètres de largeur. En lames minces, on observe des minéraux mafiques rétrogradés en chlorite + épidote + magnétite + minéraux opaques. Des veines d'épidote ± chlorite ± carbonates sont également omniprésentes.

Les roches affectées par la ZCLP sont souvent rétrogradées au faciès métamorphique des amphibolites (Girard, 1990a). Ce rétro-métamorphisme est mis en évidence par la croissance de hornblende idioblastique en bordure des cristaux d'hypersthène, ainsi que par des poeciloblastes de hornblende renfermant des reliques d'hypersthène en inclusion. Les cristaux d'hypersthène sont souvent étirés et allongés parallèlement à la linéation régionale. Tous ces faits suggèrent que la ZCLP est synchrone à postérieure au paroxysme du métamorphisme du Complexe de Lomier (Girard, 1990a).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La découverte des formations de fer de la Fosse du Labrador a créé un engouement sans précédent pour l'exploration dans le Grand Nord québécois au milieu du 20^e siècle. La Zone noyau et l'arrière-pays de l'Orogène des Torngat ont pour leur part fait l'objet de très peu de travaux. Taylor (1979) attribuait ce constat à l'isolement géographique de cette région et à la nature peu prospective des terrains

gneissiques, migmatitiques et granitiques. Cependant, les travaux d'exploration réalisés depuis une trentaine d'années ont mené à la découverte d'importants gîtes en ETR dans les secteurs de Strange Lake (Pillet, 1985) et de Misery Lake (Petrella, 2011). On peut également compter de nombreuses découvertes récentes, telles que les roches d'affinité kimberlitiques de la région du cisaillement d'Abloviak (Digonnet, 1997), les gîtes et indices uranifères sur la côte est de la baie d'Ungava (Girard et Desbiens, 2010; Joly et Diagana, 2010) et les multiples indices de métaux précieux et usuels découverts lors des campagnes de cartographie réalisées par le MERN (Hammouche *et al.*, 2011 et 2012; Lafrance *et al.*, 2014; Simard *et al.*, 2013; Verpaelst *et al.*, 2000).

Deux types d'indices minéralisés étaient inventoriés dans la région du lac Henrietta avant les travaux de 2013, soit des minéralisations en Ni-Cu associées à des intrusions mafiques et des minéralisations en U-Th $\pm$ Mo associées à des intrusions granitiques. Nos travaux ont permis la découverte de plusieurs sites et secteurs d'intérêt dont certains ont retourné des teneurs indiciaires (en gras dans le tableau 2). La région renferme des unités métasédimentaires et métavolcaniques qui se sont mises en place en subsurface. La plupart de ces roches ont été métamorphosées et ont perdu leurs textures primaires, jusqu'à subir de la fusion partielle. Les minéralisations potentielles qu'elles renferment et leurs caractéristiques génétiques de mise en place, comme l'altération, ont donc été oblitérées par le métamorphisme. Plusieurs gîtes enfouis et métamorphisés lors de l'orogénèse trans-hudsonienne sont aujourd'hui accessibles et peuvent être valorisés suivant des métallotectes légèrement différents de ceux d'origine. Dans un même ordre d'idée, plusieurs types de gîtes peuvent se former dans des conditions de pression et de température élevées. Les minéralisations de type SEDEX peuvent se former dans tous les niveaux de la croûte, en particulier dans les faciès amphibolites et granulites, où ils comptent au rang des principales cibles économiques potentielles (Jébrak et Marcoux, 2008).

Sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires

Potentiel polymétallique du Groupe de Lake Harbour

Deux principaux métallotectes ont été identifiés dans les roches du Groupe de Lake Harbour, soit de minces niveaux sulfurés au contact de paragneiss (pPhb1) et d'amphibolite (pPhb4), puis de petits amas au sein de quartzite (pPhb2). Dans le premier cas, les roches hôtes consistent en une séquence plissée de paragneiss à biotite-graphite non migmatitisés renfermant des niveaux décimétriques à métriques d'amphibolite rubanée à grain fin. La plupart de ces paragneiss sont schisteux et ont une importante croûte superficielle d'altération facilement identifiable à distance par leur patine rouille (Verpaelst *et al.*, 2000). Cette couleur caractéristique, généralement attribuée à l'altération des

minéraux ferri-fères comme la biotite, s'intensifie avec la présence de graphite. Les zones rouillées et sulfurées riches en graphite seraient attribuées à la circulation de fluides tardifs le long de zones de déformation (Simard *et al.*, 2013). Deux principaux sites de ce type de minéralisation ont été investigués en 2013 (sites 1 et 2, figure 13 et tableau 2). Le site 1 consiste en une bande de paragneiss à biotite et graphite de plus de 30 mètres de puissance contenant des niveaux de 1 décimètre à 3 mètres d'amphibolite et de roches ultramafiques (photo 15, en annexe). De petites zones minéralisées à pyrite et pyrrhotite contenues dans l'amphibolite, près du contact avec le paragneiss, pourraient présenter un potentiel pour l'or. Le site 2 renferme une minéralisation à pyrrhotite + chalcopryrite $\pm$ molybdénite de quelques décimètres de puissance et d'au moins 2 mètres de longueur observée dans un paragneiss à biotite. Une amphibolite mafique à ultramafique en position structurale au-dessous des paragneiss contient des niveaux de quelques centimètres constitués de 5 % de pyrrhotite disséminée, pouvant représenter un potentiel pour le nickel et les éléments de groupe du platine. Finalement, le contact silicifié entre un paragneiss et un quartzite renferme jusqu'à 10 % de pyrite et de pyrrhotite.

En plus des paragneiss (pPhb1), la marge est de la Zone noyau renferme une proportion importante de roches métasédimentaires de milieux de dépôts continentaux dominés par les quartzites et, plus au nord (SNRC 24I et 24P), des faciès de plate-forme métamorphisés tels que des marbres et des roches calco-silicatées. Les quartzites de la région du lac Henrietta présentent un potentiel intéressant pour des gîtes métamorphisés à cuivre-uranium et des environnements de formations de fer rubanées (BIF). Les quartzites se présentent généralement sous forme de petits escarpements plurikilométriques avec des zones de gossan (chapeaux de fer) dispersées. Ces zones se caractérisent par un degré de lessivage avancé et une abondance de sulfures de fer à proximité du contact avec des paragneiss ou des filons-couches ultramafiques (pPnuv2). La minéralisation est généralement constituée de 5 à 25 % de pyrite ou de marcassite encroûtées dans des petits niveaux dissous du quartzite. Du graphite a également été observé à plusieurs endroits.

Potentiel polymétallique de la Ceinture de Tunulic

La Ceinture de Tunulic forme une lentille d'au moins 30 km de longueur avec une largeur maximale de 7 km. Elle est délimitée par des zones de cisaillement majeures et est injectée par la Suite granitique de De Pas. Des zones rouillées non échantillonnées de 30 cm d'épaisseur et 2 m de longueur en moyenne, toutes concordantes à la foliation, abondent dans plusieurs niveaux de volcanites mafiques et intermédiaires. Dans un contexte volcanique fertile (à déterminer) et dans les zones les moins affectées par la ZCRG, ces roches offriraient un potentiel intéressant pour les amas sulfurés associés aux volcanites bimodales calco-alkalines. Dans son contexte lithotectonique, la ceinture représente un métallotecte exceptionnel pour les gîtes d'or et autres

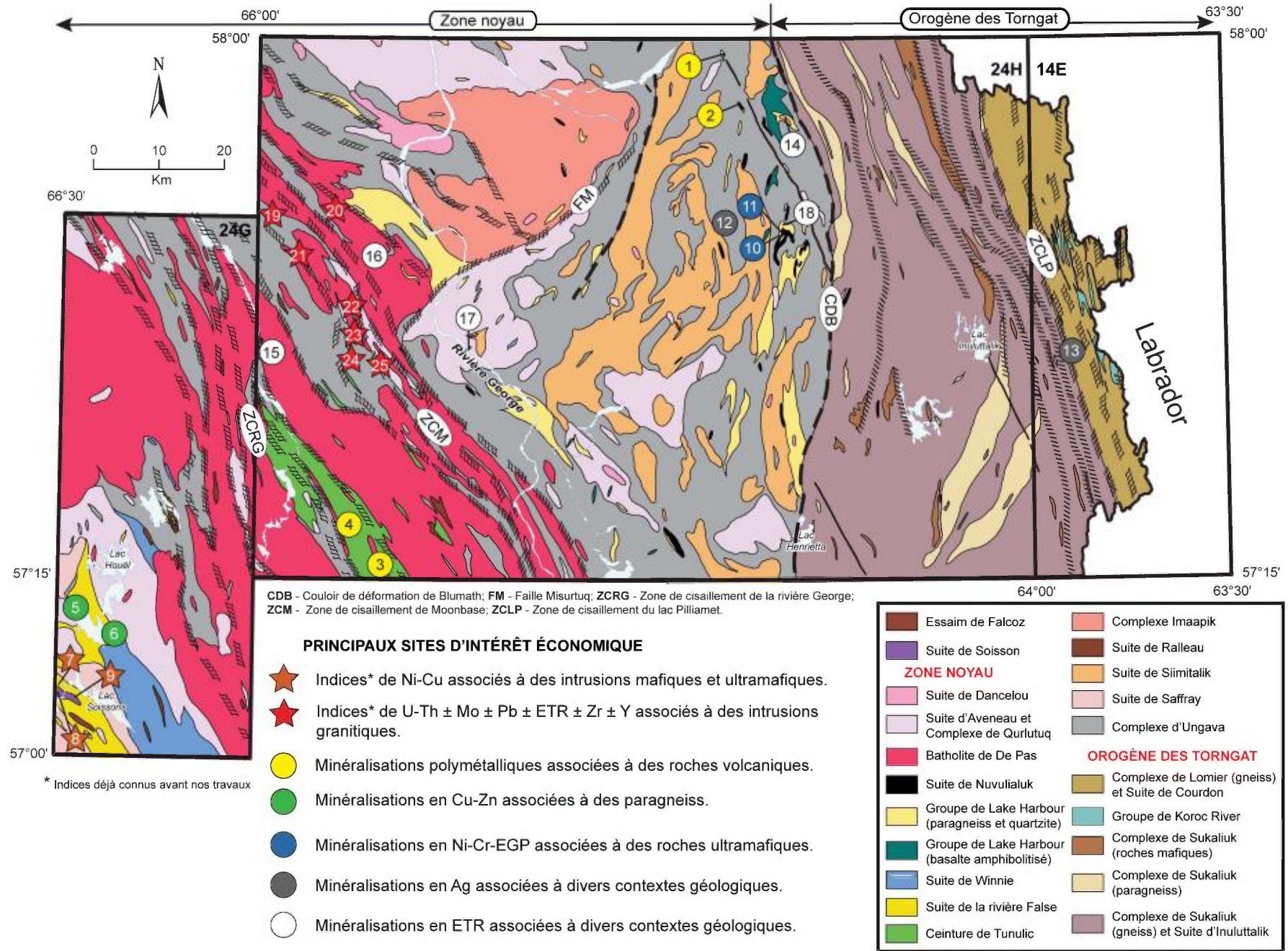


FIGURE 13 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac Henrietta. Les numéros font référence aux sites décrits au tableau 2.

TABEAU 2 - Description sommaire des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac Henrietta. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 13.

#	Nom / no affleurement	Feuillet SNRC Estant/Nordant	Description	Teneurs
Sites d'intérêt associés à des roches volcano-sédimentaires				
Potentiel polymétallique du Groupe de Lake Harbour				
1	CB-5058-13 SB-4044-13	24H15 394054 / 6427463	Bande de paragneiss à BO-GP de plus de 30 m de largeur renfermant des niveaux (10 cm à 3 m) d'amphibolite et de roches ultramafiques. PY-PO disséminées.	830 ppm Ni; 5,4 ppb Pd et 4 ppb Au
2	CB-5171-13	24H15 396290 / 6419679	Minéralisations à PO-CP ± MO de quelques dcm de puissance et d'au moins 2 m de longueur observés dans des paragneiss. Amphibolite contenant des niveaux de quelques cm avec 5 % PO disséminée. Contact silicifié paragneiss/quartzite avec 5 % PY.	920 ppm Ni, 130 ppm Cu et 8,7 ppb EGP
Potentiel polymétallique de la Ceinture de Tunulic				
3	IL-3147-13	24H05 339034 / 6349575	Zone de 25 m sur 1 m dans une amphibolite silicifiée et injectée de veines de QZ. Échantillon choisi renfermant 10 % PO finement disséminée.	1850 ppm Cu, 530 ppm Mo, 360 ppm Zn, 4 g/t Ag, 2 ppb Au et 2,3 ppb EGP
4	LP-2184-13	24H05 333725 / 6356720	Dacite ou rhyodacite d'aspect rubané et fortement déformée. Niveaux métriques et lenticulaires d'amphibolite. Minéralisation non observée sur l'affleurement.	7,8 g/t Ag
Potentiel en Cu-Zn de la Suite de la rivière False				
5	LP-2103-13	24G01 653855 / 6341975	Paragneiss silicifié avec veinules de quartz. Zone de 1-2 dm de puissance, extension latérale inconnue. 1 % PY, 2-5 % PO, 1 % PY et < 1 % CP.	9 ppb Au, 4,6 ppb ÉGP et 210 ppm Cu; 120 ppm Zn
6	SB-4092-13	24G01 659926 / 6338885	Paragneiss migmatitisé rouillé. Zones sulfurées (< 1 % PO-PY-CP) dans des restites schisteuses riches en BO-GP. Dimensions inconnues.	390 ppm Cu, 190 ppm Zn et 2,1 ppb EGP
Sites d'intérêt associés à des intrusions mafiques et ultramafiques				
Minéralisations en Ni-Cu de la Suite de Soisson				
7	Indice Papavoine	24G01 652157 / 6330263	Zone rouillée sur 1 km de longueur à la base d'un filon-couche de troctolite encaissé dans un paragneiss silicifié. Sulfures disséminés à semi-massifs (5 à 90 % PO-CP-PD).	1,27 % Ni, 0,5 % Cu, 617 ppm Co et 181 ppb EGP (Deveau <i>et al.</i> , 2001); MERN: 1,01 % Ni, 6530 ppm Cu, 720 ppm Co et 6 ppb Au
8	Indice Papavoine Sud	24G01 651890 / 6329603	Sulfures disséminés à semi-massifs (5-35 % PO-PY-CP-PD) au contact entre une norite et le paragneiss graphiteux encaissant.	7081 ppm Ni, 1738 ppm Cu et 1418 ppm Zn (Deveau <i>et al.</i> , 2001)
9	Indice A17-1	24G01 654607 / 6329001	Zone minéralisée de 15 m sur 2 m avec amas et veinules de sulfures (PO-CP), au contact entre une troctolite et un paragneiss fortement silicifié.	3208 ppm Ni, 2927 ppm Cu, 105 ppb EGP et 23 ppb Au (Deveau <i>et al.</i> , 2001); MERN: 1430 ppm Cu et 1720 ppm Ni, 56,3 ppm EGP; 13 ppb Au, 16,4 ppb Pt et 39,9 ppb Pd
Potentiel en Ni-Cr-EGP de la Suite mafique de Nuvulialuk				
10	RP-7560-14	24H10 405784 / 6398007	Lherzolite renfermant plus de 10 % de sulfures stratiformes dominés par la PO. Affleurement à proximité du cœur du filon-couche.	7670 ppm Ni , 6040 ppm Cr, 54 ppb Au, 574 ppm Cu, 329 ppm As, 256 ppm Co et 35,9 ppb EGP
11	MP-157-13 DB-1128-13	24H10 405853 / 6398053	Péridotite à cumulats d'olivine partiellement serpentinisée. Pas de sulfures visibles.	2370 ppm Ni, 3570 ppm Cr, 98 ppb Au et 1120 ppm As; 2390 ppm Ni, 4570 ppm Cr, 470 ppm As, 57 ppb Au et 33 ppb EGP
Sites d'intérêt associés à divers contextes géologiques				
Minéralisations en Ag				
12	LP-2138-13	24H10 393717 / 6400601	Minéralisation dans un niveau de composition dioritique dans un gneiss tonalitique.	9,2 g/t Ag
13	BC-6196-13	14E12 445867 / 6379861	Diorite quartzifère à rubans granitiques. Déformation intense, mylonitisation, rubans de quartz et pseudotachylite.	7,7 g/t Ag
Minéralisations en ETR				
14	DB-1044-13	24H15 403021 / 6417274	Granodiorite massive, très magnétique et renfermant jusqu'à 20 % de BO.	909 ppm ETR et 9,2 g/t Ag
15	LP-2031-13	24H12 322541 / 6384997	Syénogranite moyennement grenue, massive à faiblement foliée, à BO-HB-EP et renfermant de nombreux sphènes et zircons.	701 ppm ETR, 748 ppm Zr, 34 ppm Th et 3,2 g/t Ag
16	CB-5019-13	24H12 339522 / 6398086	Syénogranite massive, moyennement à grossièrement grenue, à BO-MG-MV et renfermant de nombreux sphènes et allanites.	828 ppm ETR, 469 ppm Zr et 77 ppm Th
17	JC-8041-13	24H11 353238 / 6383320	Granite magnétique, massif, riche en feldspath potassique, à BO-MV-EP et renfermant de nombreuses allanites.	816 ppm ETR
18	RP-7503-14	24H10 405485 / 6397997	Roche ultramafique très calcique et ferrière, en intrusion dans des métasédiments quartzeux.	488 ppm ETR légères, 46 ppm ETR lourdes, 1270 Cu, 94 ppm Y, 45 ppm Nb et 29 ppb EGP

BO : biotite; CP : chalcopyrite; EP : épidote; GP : graphite; HB : hornblende; MG : magnétite; MV : muscovite; PD : pentandrite; PO : pyrrhotite; PY : pyrite; QZ : quartz

métaux associés aux zones de cisaillement et à l'hydrothermalisme magmatique. La plus importante zone minéralisée répertoriée (site 3, figure 13 et tableau 2), d'environ 1 m d'épaisseur sur plus de 25 m de longueur, est associée à une anomalie de sédiments de fond de lac en cuivre et molybdène. Elle est contenue dans une amphibolite silicifiée et injectée de veines de quartz où l'on retrouve jusqu'à 10 % de pyrrhotite finement disséminée (photo 16, en annexe). Les résultats d'analyse ont retourné 1850 ppm de cuivre, 530 ppm de molybdène et 360 ppm de zinc. Une teneur anormale en argent (7,8 g/t) a aussi été obtenue dans une volcanite felsique de la Ceinture de Tunulic (site 4, figure 13 et tableau 2). L'encaissant est caractérisé par une texture laminaire et rubanée qui pourrait résulter d'une déformation intense. La relation entre la minéralisation et la déformation est toutefois incertaine.

Potentiel en Cu-Zn de la Suite de la rivière False

La Suite de la rivière False, située à l'ouest du Batholite de De Pas et de la ZCRG, est essentiellement composée de paragneiss migmatitisés. Cette unité renferme jusqu'à 30 % de mobilisat tonalitique et parfois des niveaux de diatexite. Ces roches sont caractérisées par la présence de nombreuses zones rouillées généralement attribuées à l'altération de la biotite à la surface de l'affleurement. Deux échantillons ont été analysés, soit un paragneiss rouillé avec des veinules de quartz (site 5, figure 13 et tableau 2) et un paragneiss migmatitisé et rouillé (site 6, figure 13 et tableau 2). Le premier site consiste en une zone de 10 à 20 centimètres de puissance et d'extension latérale inconnue renfermant 1 % de pyrite, 2 à 5 % de pyrrhotite et moins de 1 % de chalcoppyrite. Le deuxième site renferme de petites zones sulfurées de dimensions inconnues dans des restites schisteuses riches en biotite et graphite à l'intérieur de niveaux métriques de paragneiss rouillé (photo 17, en annexe).

Sites d'intérêt associés à des intrusions mafiques et ultramafiques

Minéralisations en Ni-Cu de la Suite de Soisson

La Suite de Soisson regroupe des intrusions kilométriques non déformées et non métamorphisées de troctolite, de gabbro et de gabbro-norite à l'ouest du Batholite de De Pas. Ces roches à texture subophitique sont encaissées dans des paragneiss à biotite et grenat, souvent graphiteux et recoupés par des injections granitiques. Des indices de nickel et de cuivre ont été découverts à la suite d'un levé magnétique aéroporté qui a été réalisé par la WMC International au début des années 2000 (Deveau *et al.*, 2001). Des cinq indices connus, trois ont fait l'objet de travaux de mise en valeur par forage, à : les indices Papavoine, Papavoine Sud et A-17-1 (tableau 2 et SIGÉOM). L'indice Papavoine (site 7, figure 13 et tableau 2) s'identifie par une zone de gossan à la base de l'intrusion principale de troctolite (photo 18, en annexe). Des

teneurs intéressantes ont été enregistrées dans des échantillons de brèche à sulfures semi-massifs à la base de la troctolite, mais les meilleurs résultats se trouvent au contact entre les roches mafiques et la séquence de paragneiss injectés de granite. On retrouve également, associée à ces sulfures massifs, une unité de gneiss à quartz, feldspath, biotite et chlorite renfermant jusqu'à 5 % de sulfures (Deveau *et al.*, 2001). La minéralisation se présente généralement sous forme de disséminations qui sont parfois accompagnées de petites zones massives à semi-massives de pyrrhotite avec des quantités mineures de pentlandite et de chalcoppyrite. Un échantillon de roche fortement silicifiée au contact avec la troctolite massive a été prélevé lors de nos travaux. L'affleurement présente une minéralisation en amas et veinules de pyrrhotite et possiblement de chalcoppyrite, visible sur au moins 15 mètres de longueur et 2 mètres de puissance.

L'indice Papavoine Sud (site 8, figure 13 et tableau 2) regroupe différentes zones décrites uniquement sur les carottes de forage. Les deux principales zones de sulfures semi-massifs à massifs se trouvent au contact d'une roche mafique de composition noritique avec un paragneiss graphiteux et silicifié, le tout injecté de dykes mafiques. L'intervalle minéralisé dans les paragneiss graphiteux renferme en moyenne 35 % de pyrrhotite et 5 % de pyrite, avec une concentration de graphite pouvant atteindre 50 %. Les minéraux économiques sont la pyrrhotite, la chalcoppyrite et la pentlandite, généralement grossières et en amas, parfois interstitielles aux grains de plagioclases et de pyroxènes (Deveau *et al.*, 2001). L'indice A17-1 (site 9, figure 13 et tableau 2) est constitué de veinules minéralisées en injection au contact entre un paragneiss et une troctolite finement grenue et très magnétique. La minéralisation en pyrrhotite et chalcoppyrite se trouve dans les veinules et en disséminations dans la troctolite encaissante. De nouveaux échantillons ont été prélevés à proximité du collet de forage minéralisé. L'affleurement consiste en une zone rouillée de 20 mètres de longueur sur 5 mètres de largeur dans un gabbro renfermant 5 % de pyrrhotite avec 1 % de chalcoppyrite et de pyrite. Les sulfures sont automorphes et rarement en veinules millimétriques. Les échantillons ont retourné jusqu'à 1430 ppm de cuivre, 1720 ppm de nickel, et 56,3 ppm en éléments du groupe du platine (EGP).

Minéralisations en Ni-Cr-EGP de la Suite mafique de Nuvulialuk

Les roches ultramafiques intrusives et métamorphisées de la suite mafique de Nuvulialuk sont presque toujours spatialement associées aux métasédiments du Groupe de Lake Harbour. Les contacts avec les paragneiss et les quartzites sont empreints d'une altération importante suggérant une circulation de fluides. Ces roches altérées et les minéralisations qu'elles sont susceptibles de contenir sont donc probablement métamorphisées. Le potentiel en nickel, chrome et EGP de ces intrusions n'est pas négligeable du fait qu'elles soient souvent en contact avec des paragneiss graphiteux

procurant une source de soufre pouvant générer des sulfures. Le caractère chromifère de filons-couches équivalents a été souligné dans les résultats des travaux réalisés dans le feuillet SNRC 24I, au nord de la région du lac Henrietta (Verpaelst *et al.*, 2000). Plusieurs échantillons ont été analysés pour tester le potentiel des roches ultramafiques du Nuvulialuk dans la région du lac Henrietta. Les échantillons prélevés dans des zones rouillées décimétriques à métriques incluses dans une péridotite serpentinisée ont retourné des valeurs intéressantes (sites 10 et 11, figure 13 et tableau 2). Ces échantillons renferment tous de la pyrrhotite finement disséminée et ont la particularité d'être pauvres en cuivre.

Sites d'intérêt associés à des contextes géologiques variés

Les analyses globales de quelques échantillons prélevés dans différentes unités ont retourné des teneurs anormales en argent ou en éléments des terres rares. Les contextes géologiques de ces minéralisations n'ont toutefois pas été étudiés sur le terrain.

Minéralisations en Ag

Un échantillon prélevé dans un niveau de composition dioritique de l'unité de gneiss granitique du Complexe d'Ungava a donné une teneur de 9,2 g/t d'argent (site 12, figure 13 et tableau 2). Une teneur de 7,7 g/t d'argent a été obtenue dans un échantillon de diorite quartzifère de l'unité de gneiss du Complexe de Lomier, dans l'est de la région (site 13, figure 13 et tableau 2). L'affleurement est aussi marqué par une déformation intense, comme le témoigne la présence de corridors de mylonitisation et d'injections de pseudotachylite, suggérant un contrôle structural possible de la minéralisation.

Minéralisations en ETR

Les sites de Strange Lake et de Misery Lake font déjà la renommée de la Province de Churchill pour les minéralisations en éléments des terres rares (ETR). Les minéraux renfermant les ETR sont diversifiés et souvent peu communs, nécessitant une prospection à l'aide d'appareils de mesure spécialisés, qui n'ont pas été utilisés dans le cadre de notre cartographie. Sans être de qualité indiciaire, cinq échantillons ont révélé des teneurs intéressantes en ETR (principalement légères) dans les analyses globales. Le meilleur résultat a été obtenu dans une granodiorite massive de la Suite de Siimitalik, très magnétique et riche en minéraux mafiques (site 14, figure 13 et tableau 2).

Deux échantillons de syénogranite provenant de l'unité pPdep5 du Batholite de De Pas (sites 15 et 16, figure 13 et tableau 2) ont retourné des teneurs anormales en ETR. Des teneurs anormales en ETR ont aussi été obtenues dans un échantillon de granite grisâtre de la Suite de Dancelou; la

roche est magnétique, finement grenue et riche en feldspath potassique (site 17, figure 13 et tableau 2). Ce granite à biotite et muscovite renferme aussi de nombreux minéraux accessoires, tels que l'épidote et l'allanite.

Finalement, un échantillon de roche ultramafique de la Suite de Nuvulialuk prélevé dans le secteur des principales minéralisations en Ni-Cr-EGP possède une géochimie calcique et ferrière atypique (site 18, figure 13 et tableau 2). L'unité échantillonnée semble être en intrusion dans un quartzite du Groupe de Lake Harbour. Elle a révélé des teneurs de 488 ppm ETR légères, 46 ppm ETR lourdes, 94 ppm d'yttrium et 45 ppm de niobium. La nature exacte de cette roche serait à préciser.

Minéralisations en U-Th ± Mo ± Pb ± ETR ± Zr ± Y associées à des intrusions granitiques

La bordure est du Batholite de De Pas, dans la Zone noyau, est caractérisée par son grand nombre d'indices d'uranium de type « Rössing », soit des minéralisations d'uraninite disséminée dans des granites peralumineux et potassiques. La plupart des indices ont été découverts par Ressources Majescor à partir d'une prospection au sol autour des anomalies uranifères de sédiments de fond de lac (Lalancette et Girard, 2008). Dans la région du lac Henrietta, on dénombre un total de 22 indices regroupés sous le nom de « South Rae » répartis sur deux principaux linéaments minéralisés et associés à la ZCM, correspondant à deux corridors d'intrusion de dykes de granite blanc et potassique. Un groupe similaire de sédiments de fond de lac anomaux et sans aucun indice répertorié est situé dans le prolongement du même linéament minéralisé dans le feuillet 24G16, cartographié à l'été 2013 par Lafrance *et al.* (2014).

L'affiliation des dykes granitiques anomaux est inconnue. Ils sont en intrusions concordantes à la foliation d'une grande variété d'unités lithostratigraphiques, tels que des gneiss tonalitiques ou granitiques du Complexe d'Ungava, des granites à biotite ± hornblende du De Pas et des lambeaux de paragneiss. Les dykes minéralisés ont une composition très variable avec des proportions de quartz allant de 10 à 70 % et un pourcentage de biotite pouvant atteindre 35 %. La minéralisation est associée essentiellement à des phases pegmatitiques et consiste en 3 à 5 % d'uranophane généralement fixée sur les amas riches en biotite. Les analyses de plusieurs échantillons prélevés par Majescor dans ces zones minéralisées retournent systématiquement des teneurs en thorium, régulièrement en molybdène et plomb, et plus localement, en yttrium et en ETR. Plusieurs indices ont été regroupés sur la carte de la figure 13 (sites 19 à 25); leur localisation exacte est présentée au tableau 3 ainsi que les meilleurs résultats obtenus pour chacun d'entre eux (Lalancette et Girard, 2008).

TABLEAU 3 - Localisation et meilleurs résultats obtenus par Lalancette et Girard (2008) dans les indices South Rae. Les numéros font référence aux sites localisés à la figure 13.

#	Nom / no affleurement	Feuillet SNRC Estant/Nordant	Teneurs
Minéralisations en U-Th ± Mo ± Pb ± ETR ± Zr ± Y associées à des intrusions granitiques			
19	South Rae-2018NW	24H13 321560 / 6405283	807 ppm U et 349 ppm Th
19	South Rae-2018	24H12 322248 / 6404844	5470 ppm U, 570 ppm Th, 1580 ppm Mo, 1480 ppm Pb et 270 ppm Y
10	South Rae-2018SE	24H12 322579 / 6404562	1010 ppm U, 515 ppm Mo et 407 ppm Pb
20	South Rae-9089	24H13 332808 / 6404395	490 ppm U, 143 ppm Th, 289 ppm Pb et 339 ppm Mo
21	South Rae-1012	24H12 325096 / 6400629	2700 ppm U, 1120 ppm Th, 579 ppm Pb et 162 ppm Mo
21	South Rae-1011	24H12 325820 / 6400088	666 ppm U, 146 ppm Th et 195 ppm Mo
21	South Rae-2014	24H12 326351 / 6398809	1320 ppm Th, 1330 ppm Zr et 219 ppm U
22	South Rae-1003N	24H12 335263 / 6389819	797 ppm Th, 1850 ppm Zr et 71 ppm U; 1990 ppm Zr, 447 ppm Th et 72 ppm U
22	South Rae-1003	24H12 335147 / 6389364	748 ppm Th et 68 ppm U; 544 ppm Th, 2480 ppm Zr et 70 ppm U
23	South Rae-1006	24H12 334932 / 6388543	1870 ppm U, 912 ppm Pb et 1060 ppm Mo
23	South Rae-1022N	24H12 335018 / 6388148	1650 ppm Th, 1590 ppm Zr et 225 ppm U; 1130 ppm Mo et 729 ppm Th
23	South Rae-1022	24H12 335060 / 6387953	1640 ppm U, 328 ppm Th, 168 ppm Mo et 629 ppm Pb; 1930 ppm Th, 1120 ppm Mo et 495 ppm U
23	South Rae-2021	24H12 335109 / 6387409	2040 ppm Mo, 728 ppm Th, 218 ppm U, 1870 ppm Zr et 221 ppm Pb
23	South Rae-9121	24H12 335929 / 6387255	525 ppm U, 285 ppm Th, 378 ppm Mo, 283 ppm V et 285 ppm Pb
23	South Rae-9122	24H12 336213 / 6386766	459 ppm U
23	South Rae-1023N	24H12 334920 / 6386645	4420 ppm U, 1430 ppm Th, 1560 ppm Pb et 605 ppm Mo
23	South Rae-1023	24H12 334943 / 6386329	2460 ppm U, 421 ppm Th, 965 ppm Pb, 347 ppm Mo et 202 ppm Y
24	South Rae-1023SW	24H12 334482 / 6385950	480 ppm Th, 104 ppm U et 1660 ppm Zr
24	South Rae-1025N	24H12 334789 / 6385413	1380 ppm U, 235 ppm Th, 686 ppm Pb et 512 ppm Mo
24	South Rae-1025	24H12 334798 / 6384836	567 ppm U, 244 ppm Th, 108 ppm Mo et 136 ppm Y
24	South Rae-2004	24H12 334698 / 6383146	9022 ppm ÉTR, 9131 ppm Th et 56 ppm U
25	South Rae-9095	24H12 339683 / 6381816	1480 ppm U, 174 ppm Th, 420 ppm Pb, 255 ppm Y et 764 ppm Mo

Tiré de Lalancette et Girard (2008). Les numéros (#) font référence à la figure 13.

Autres secteurs à potentiel minéral

Potentiel minéral associé au Batholite de De Pas

Malgré le fait qu'aucun indice n'ait été découvert lors de nos travaux, plusieurs secteurs présentent un intérêt pour des minéralisations associées au magmatisme et aux zones de cisaillement. Le Batholite de De Pas constitue la meilleure cible potentielle pour les gîtes polymétalliques à oxydes de fer, cuivre et or (IOCG). La plupart des roches intermédiaires à felsiques de cette intrusion sont d'affinité calco-alcaline (figure 9c) et une grande partie de ces granitoïdes à hornblende et titanite se retrouvent dans le champ de type I. Des affleurements décrits comme des anorthosites bréchifiées pourraient constituer des zones d'altération sodique proximale d'un système IOCG (Corriveau *et al.*, 2010). De plus, une brèche d'origine incertaine à petits fragments

anguleux a été décrite au sein d'un granitoïde à hématitisation intense et à altération potassique possible, pourrait être issue de l'altération hydrothermale d'un même système. Les intrusions oxydées d'environnement d'arc continental peuvent également donner lieu à la mise en place de gîtes de types porphyres à cuivre, à molybdène et dans une moindre mesure, à tungstène (Jébrak et Marcoux, 2008). Les magmas idéaux pour la genèse de ces types de minéralisations sont similaires à ceux du Batholite de De Pas. Les skarns cuprifères, zincifères et à tungstène peuvent être potentiellement localisés autour de ces intrusifs calco-alcalins oxydés (type à magnétite). Les skarns à tungstène pourraient représenter une variété intéressante pour le contexte tectonométamorphique de la région puisqu'ils se forment généralement dans un niveau structural inférieur autour des auréoles métamorphiques (Jébrak et Marcoux, 2008).

Potentiel minéral associé aux zones de cisaillement

La région du lac Henrietta est marquée par la présence de zones mylonitiques de grande envergure, telles que la ZCRG et la ZCM (figure 4). Les minéralisations aurifères peuvent se retrouver dans tous les niveaux structuraux de la croûte, mais les terrains portés aux faciès des amphibolites sont plus susceptibles d'en renfermer davantage (Jébrak et Marcoux, 2008). En effet, beaucoup de fluides d'origines diverses sont générés au faciès des amphibolites, en particulier les fluides issus de l'activité magmatique intense produite dans ces conditions métamorphiques. La ZCRG est particulièrement intéressante parce qu'elle est injectée de manière synchrone par le Batholite de De Pas servant d'immense corridor pour la circulation des fluides minéralisés d'origine magmatique. Ce phénomène peut devenir particulièrement intéressant lorsque la ZCRG traverse la ceinture volcano-sédimentaire de Tunulic. Dans le contexte des gîtes syntectoniques mis en place dans des systèmes à régime en transpression, ils peuvent être confondus avec des sulfures volcanogènes et/ou des épithermaux déformés.

Le Couloir de déformation de Blumath (CDB; figure 5) présente, dans une moindre mesure, un contexte favorable à des minéralisations associées à une zone de cisaillement. Cette zone constitue aussi un isograde de l'orthopyroxène et met en contact deux différents complexes gneissiques. Il s'agit donc d'un front de granulitisation que les fluides issus de la déshydratation profonde auraient pu emprunter. Une bonne partie du contact est marquée par la présence d'une unité interprétée comme étant des paragneiss à grenat, qui pourrait potentiellement être une zone d'altération métamorphisée. Le CDB est également empreint d'altérations de basse température telles que l'hématitisation, suggérant que différentes générations de fluides aient circulé dans la zone. Cependant, l'absence d'anomalies dans les sédiments de fond de lac dans la zone complique l'identification des cibles potentielles.

CONCLUSION

Les travaux de l'été 2013 ont permis de produire la carte géologique de la région du lac Henrietta à l'échelle de 1/250 000, d'en établir le cadre stratigraphique et structural et d'en évaluer le potentiel minéral. La région couvre une partie de la Zone noyau et de l'Orogène des Torngat à l'intérieur de la partie sud-est de la Province de Churchill. La Zone noyau représente un ancien craton archéen déformé et remodelé au Paléoproterozoïque alors que l'Orogène des Torngat comprend des terrains remaniés des provinces de Churchill et de Nain ainsi qu'un ensemble de roches d'origine incertaine et coïncé entre les deux cratons remaniés. La Zone noyau est constituée d'unités archéennes à paléoproterozoïques recoupées par des intrusions paléoproterozoïques syn à tarditectoniques. Les unités archéennes comprennent

les gneiss du Complexe d'Ungava (3031 à 2600 Ma), les migmatites du Complexe de Qurlutuq (1820 à 1805 Ma) ainsi que les intrusions potassiques de la Suite de Siimitalik (2840 Ma) et de la Suite de Saffray (2695 Ma). La Ceinture de Tunulic, qui comprend des metabasites, des volcanites felsiques, des volcanoclastites felsiques à intermédiaires et des paragneiss, fait au moins 30 km de longueur sur 5 km de largeur. Enfin, des unités plus restreintes de gabbro et de diorite amphibolitiques d'âge archéen à paléoproterozoïque ont été assignées à la Suite de Ralleau.

Les unités intrusives paléoproterozoïques du Batholite de De Pas couvrent une superficie considérable dans le secteur sud-ouest de la région. Ce batholite, daté entre 1840 et 1805 Ma, représente une intrusion syntectonique polyphasée reliée à un environnement d'arc magmatique continental qui s'étend sur plus de 600 km de long dans la Zone noyau. Dans le centre nord de la région, des roches intrusives charnockitiques d'âge paléoproterozoïque (1851 Ma) se sont mises en place à l'intérieur des roches gneissiques et migmatitiques, au faciès des granulites dans ce secteur, mais probablement d'âge archéen. Toutes ces roches ont été regroupées dans le Complexe Imaapik, une nouvelle unité qui a été définie lors de nos travaux. Dans le secteur sud-ouest de la région, des roches métasédimentaires appartenant aux suites de la rivière False et de Winnie, sont aussi observées localement entre les intrusions archéennes du Saffray. Lafrance *et al.* (2014) suggèrent qu'une couverture sédimentaire recouvrait l'ensemble du craton archéen avant la déformation régionale. La Suite d'Aveneau (1817 à 1811 Ma), composée de roches blanchâtres de composition tonalitique ou granitique, représenterait un matériel évolué relié à l'événement de fusion à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Enfin, la Suite de Dancelou comprend de petites intrusions tardives de leucogranite qui recoupent les autres unités de la Zone noyau.

La partie ouest de l'Orogène des Torngat, qui se trouve dans notre région, comprend deux domaines séparés par la Zone de cisaillement du lac Pilliamet (ZCLP; figure 4). Il s'agit du Domaine du lac Henrietta, à l'ouest, et celui de North River, à l'est. Les unités de l'Orogène des Torngat renferment généralement de l'orthopyroxène et sont donc au faciès des granulites. Le Domaine du lac Henrietta comprend les roches gneissiques (2716 à 3019 Ma), les paragneiss et les roches mafiques du Complexe de Sukaliuk (1812 à 1825 Ma) ainsi que les intrusions d'enderbite et de charnockite de la Suite d'Inuluttalik (1822 Ma). Le Domaine de North River comprend des gneiss, des roches intrusives felsiques et mafiques assignées à la Suite de Courdon ainsi que les roches volcano-sédimentaires du Groupe de Koroc River. Des roches mafiques mésoproterozoïques ont aussi été observées dans la région. D'abord, la Suite de Soisson, majoritairement de la troctolite, forme des masses intrusives plurikilométriques dans la Zone noyau, à l'ouest du Batholite de De Pas. Enfin, des dykes de gabbro à texture subophitique, assignés à l'Essaim de Falcoz et orientés

NW-SE, recoupent les différentes unités de l'Orogène des Torngat et de la partie orientale de la Zone noyau.

La Zone noyau est caractérisée par des assemblages minéralogiques au faciès des amphibolites, sauf à l'intérieur du Complexe Imaapik, une zone plurikilométrique localisée dans le centre nord de la région, où les roches sont au faciès des granulites. À l'opposé, l'Orogène des Torngat est défini par des assemblages minéralogiques du faciès des granulites, avec quelques zones au faciès des amphibolites, principalement reliées à du rétro-morphisme en bordure des failles. De façon générale, l'intensité du métamorphisme et de la déformation du SEPC s'intensifie d'ouest en est. Le contact entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat est par contre caractérisé par un passage abrupt entre le faciès des amphibolites et celui des granulites. Malgré les paragenèses du faciès des amphibolites, la Zone noyau a été affectée par un événement métamorphique important responsable de la fusion partielle des gneiss du Complexe d'Ungava, se traduisant par la cristallisation du néosome entre 1820 et 1805 Ma, et responsable de la formation des migmatites du Qurlutuq et possiblement des intrusions blanchâtres de la Suite d'Aveneau. Il est donc possible que le faciès des granulites ait été atteint par endroits sans que l'orthopyroxène n'ait été développé.

Le SEPC résulte de la collision de trois cratons archéens (Nain, Supérieur et Zone noyau) durant le Protérozoïque. Les Torngat se sont d'abord formés, entre 1,87 et 1,85 Ga, lors de la collision entre le craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest. Ce nouveau craton est par la suite entré en collision oblique avec le craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'orogénèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La compression engendrée par cette collision est responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région. Dans le secteur est de la Zone noyau, à proximité du contact avec l'Orogène des Torngat, on observe toutefois une fabrique à faible pendage orientée NE qui n'aurait pas été affectée par la réorientation générale reliée à l'Orogène du Nouveau-Québec. L'Orogène des Torngat est caractérisé par un patron structural à fort pendage et orienté nord-sud à NNW-SSE. De grands corridors de déformation recoupent les unités de la région selon une orientation N-S à NW-SE, il s'agit de la ZCRG, à mouvement dextre, de la ZCM, à mouvement senestre, du CDB, limitant la Zone noyau et les Torngat, et de la ZCLP, à mouvement senestre.

Nos travaux ont permis de mettre en évidence plusieurs sites d'intérêt économique. Nous avons identifié six principaux types de minéralisation : 1) les minéralisations polymétalliques associées à des roches volcano-sédimentaires (comprenant une nouvelle ceinture de 2 à 7 km de largeur sur au moins 30 km de longueur); 2) des minéralisations en Ni-Cu et en Ni-Cr-EGP dans les intrusions mafiques et ultramafiques des suites de Soisson et de Nuvulialuk; 3) des minéralisations en argent ou en éléments des terres rares dans des contextes géologiques variés; 4) des minéralisations en U-Th ± Mo ± Pb ± ETR ± Zr ± Y associées à des intrusions granitiques le long de la Zone de cisaillement de

Moonbase (ZCM); 5) des minéralisations de type IOCG ou de type porphyres associées au Batholite de De Pas; et 6) des minéralisations aurifères associées aux grandes zones de cisaillement.

RÉFÉRENCES

- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005 – North american stratigraphic code. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin; volume 89, number 11, pages 1547-1591.
- BARDOUX, M. – DIGONNET, S. – DONOHUE, L. – GIARD, B. – ROBILLARD, M. – DAVID, J. – PARENT, M. – GARIÉPY, C., 1998 – Palaeoproterozoic tectonics affecting archean lower crust of southern Ungava Bay. Eastern canadian shield onshore-offshore transect (ECSOOT), volume 68, pages 1-17.
- BATHIA, M.R. – CROOK, K.A.W., 1986 – Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 92, pages 181-193.
- BOUDRIAS, G., 2001 – Étude structurale, métamorphique et géochronologique de la Zone de cisaillement de Falcoz, Orogène paléoproterozoïque des Torngat, Québec. Université du Québec à Montréal, Montréal, 56 pages.
- BOURQUE, Y., 1991 – Géologie de la région du lac Mina, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-08, 48 pages, 4 plans.
- BROWN, M., 2002 – Retrograde Processes in Migmatites and Granulites Revisited. Journal of Metamorphic Geology (20), pages 25-40.
- CLARK, T., 1994 – Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. Dans : Géologie du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 94-01, pages 47-65.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 182 pages, 1 plan.
- CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – WODICKA, N. – DE KEMP, E., 2009 – The Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. Geological Society, London, Special Publications 2009; volume 327, pages 457-479.
- CORRIVEAU, L. – WILLIAMS, P.J. – MUMIN, A.H., 2010 – Alteration vectors to IOCG mineralization - from uncharted terranes to deposits. In: Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues. The Geological Association of Canada. 185 pages.
- DANIS, D., 1988 – Géologie de la région du lac Recouet (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-11, 60 pages, 4 cartes.
- DANIS, D., 1991 – Géologie de la région du lac Raude (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-10, 72 pages, 5 cartes.

- DAVIS, D.W. – DION, C., 2012a – Datations ID-TIMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, GM 66443, 41 pages.
- DAVIS, D.W. – DION, C., 2012b – Datations LA-ICPMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec, GM 66575, 49 pages.
- DAVIS, D.W. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F., en préparation – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2013-2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- DEVEAU, S.W. – MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 exploration program on the Quebec 7 property. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59375, 1326 pages.
- DIGONNET, S., 1997 – Étude pétrochimique de kimberlites dans les Monts Torngat, Nouveau-Québec. Mémoire de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 82 pages.
- DUBÉ-LOUBERT, H. – DAUBOIS, V. – ROY, M., en préparation – Géologie des dépôts de surface et de la région du lac Henrietta (SNRC 24H). Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- DUNPHY, J.M. – SKULSKI, T., 1996 – Petrological zonation across the De Pas Batholith: a tilted section through a continental arc? *In*: Wardle R.J., Hall, J. (Eds.), Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting, 1996. The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat Report, 57, pages 44-58.
- EASTON, R.M., 2009 – A guide to the application of lithostratigraphic terminology in Precambrian terrains. *Stratigraphy*; volume 6, number 2, pages 117-134.
- ERMANOVICS, I. – VAN KRANENDONK, M.J., 1990 – The Torngat Orogen in the North River-Nutak transect area of Nain and Churchill provinces. *Geoscience Canada*; volume 17, no. 4, pages 279-283.
- ERMANOVICS, I. – VAN KRANENDONK, M., 1998 – Geology of the Archean Nain Province and Paleoproterozoic Torngat Orogen in a transect of the North River-Nutak map areas, Newfoundland (Labrador) and Quebec. *Geological survey of Canada; Bulletin 497*, 156 pages.
- FROST, B.R. – BARNES, C.G. – COLLINS, W.J. – ARCULUS, R.J. – ELLIS, D.J. – FROST, C.D., 2001 – A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 2033-2048.
- GIRARD, R., 1990a – Géologie de la région du lac Courdon, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 90-24, 60 pages.
- GIRARD, R., 1990b – Les cisaillements latéraux dans l'arrière-pays des orogènes du Nouveau-Québec et de Torngat : une revue. *Geoscience Canada*; volume 17, pages 301-304.
- GIRARD, R. – DESBIENS, S., 2010 – Travaux géologiques de reconnaissance pour l'uranium, projet Kangiq. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65027, 234 pages.
- GOULET, N., 1995 – Étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-36, 39 pages, 1 plan.
- GOULET, N. – CIESIELSKI, A., 1990 – The Abloviak shear zone and the NW Torngat Orogen, eastern Ungava Bay, Québec. *Geoscience Canada*; volume 17, no. 4, pages 269-272.
- HALL, J. – LOUDEN, K.E. – FUNCK, T. – DEEMER, S., 2002 – Geophysical characteristics of the continental crust along the Lithoprobe ECSOOT transect: a review. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 39, pages 569-587.
- HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C. – PETRELLA, L., 2011 – Géologie de la région du lac Bonaventure. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; RG 2011-03, 37 pages, 1 plan.
- HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C. – GOUTIER, J. – DION, C., 2012 – Géologie de la région du lac Zeni. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG-2012-02, 35 pages, 1 plan.
- HERRON, M.M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*; volume 58, pages 820-829.
- HOFFMAN, P., 1988 – United Plates of America, the birth of a Craton: Early Proterozoic assembly and growth of Proto-Laurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*; volume 16, pages 543-603.
- HOFFMAN, P., 1990 – Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen. *In*: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic Correlations and Evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 15-39.
- INTISSAR, R. – BENAHMED, S. – D'AMOURS, I., 2014 – Levé magnétique et spectrométrie aéroporté dans le secteur nord de la rivière George, partie sud-est de la Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2014-02, 9 pages.
- ISNARD, H. – PARENT, M. – BARDOUX, M. – DAVID, J. – GARIÉPY, C. – STEVENSON, R.K., 1998 – U-Pb, Sm-Nd and Pb-Pb isotope geochemistry of the high-grade gneiss assemblages along the southern shore of Ungava Bay. *In*: Wardle R.J., Hall, J. (Eds.), Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT), Transect Meeting, 1998. The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat, Report 68, pages 67-77.
- JACKSON, G.D. – TAYLOR, F.C., 1972 – Correlation of major Aphebian rock units in the northeastern Canadian Shield. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 9, pages 1659-1669.
- JAMES, D.T. – DUNNING, G.R., 2000 – U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia. *Precambrian Research*; volume 103, pages 31-54.
- JAMES, D.T. – CONNELLY, J.N. – WASTENEYS, H.A. – KILFOIL, G.J., 1996 – Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 33, pages 216-230.
- JÉBRAK, M. – MARCOUX, E., 2008 – Géologie des ressources minérales. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MM 2008-01, 667 pages.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous, paper 66, 22 pages.

- JOLY, M. – DIAGANA, B., 2010 – Évaluation du potentiel uranifère, projet Cage 2009. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65042, 861 pages.
- KONTINEN, A. – KAPPAHO, A. – HUUMA, H. – KARHU, J. – MATUKOV, D. – LARIONOV, A. – SERGEEV, S.A., 2007 – Nurmes paragneisses in eastern Finland, Karelian craton: Provenance, tectonic setting and implications for neoproterozoic craton correlation. *Precambrian research*; volume 152, pages 119-148.
- KRIEGSMAN, L.M., 2001 – Partial Melting, Partial Melt Extraction and Partial Back Reaction in Anatectic Migmatites. *Lithos* 56, pages 75-96.
- KROGH, T.E., 1986 – Report to Newfoundland Department of Mines and Energy on isotopic dating results from the 1985-1986 geological research agreement. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Open File Report LAB 707.
- LAFRANCE, I. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D., 2014 – Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G et 24F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2014-02; 49 pages.
- LALANCETTE, J. – GIRARD, R., 2008 – Travaux géologiques de reconnaissance pour l'uranium, projet South Rae. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63947, 118 pages.
- LUDDEN, J. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276-2287.
- MACHADO, N. – GOULET, N. – GARIEPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 26, pages 1-15.
- MACLEAN, W.H. – BARRETT, T. J., 1993 – Lithogeochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 109-133.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARTELAIN, J., 1986 – Batholithe de De Pas. *Dans* : Rapport d'activité 86. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-14, pages 48-49.
- MARTELAIN, J. – CHENEVOY, M. – BÉLANGER, M., 1998 – Le batholithe de De Pas, Nouveau-Québec/ infrastructure composite d'Arc magmatique protérozoïque. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1-15.
- MAURICE, C. – LABBÉ, J.-Y., 2009 – Réanalyse de sédiments de fond de lac dans la partie nord-est du Québec (Sous-province d'Ashuanipi, Orogène du Nouveau-Québec et Province de Churchill sud-est. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; PRO 2009-09, 8 pages.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of Earth. *Chemical Geology*; volume 120, pages 223-254.
- MCLENNAN, S.M. – HEMMING, S. – MCDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993 – Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediment. *Geological Society of America*; special paper 284, pages 21-40.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.
- MOORHEAD, J., 1989 – Stratigraphy, structure and metamorphism of the Renia basement gneiss body and the adjacent cover succession in the western hinterland zone of the northern Labrador Trough, west of Kuujuaq, northern Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 174 pages.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S. Geological Survey; Professional Paper 525-b, pages 79-84.
- OWEN, J.V., 1989 – Géologie de la région du Lac Leif (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 87-18, 54 pages, 3 cartes.
- PEARCE, J.A., 1983 – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate boundaries. *In*: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Nantwich, Shiva, pages 230-249.
- PEARCE, J.A., 2007 – Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*; volume 100, pages 14-48.
- PEARCE, T.H. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Geology*; volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 58, pages 63-81.
- PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Québec Orogen. *Geosciences Canada*; volume 17, numéro 4, pages 238-240.
- PETRELLA, L., 2011 – Caractérisation lithologique et pétrographique de l'intrusion syénitique de Misery; Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65518, 34 pages.
- PILLET, D., 1985 – Le granite peralcalin du lac Brisson, Territoire-du-Nouveau-Québec, résultats préliminaires. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 85-37, 51 pages.
- POIRIER, G.G. – PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec. *In*: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic correlations and evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). *Geological Association of Canada*; Special Paper 37, pages 397-412.
- ROSS, P.S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. *Canadian Journal of Earth Science*; volume 46, pages 823-839.
- RYAN, B., 1990 – Does Labrador-Québec border area of the Rae (Churchill) Province preserve vestiges of an Archean history? *Geoscience Canada*; volume 17, pages 255-259.
- SCOTT, D.J., 1998 – An overview of the U-PB geochronology of Paleoproterozoic Torngat Orogen, Northeastern Canada. *Precambrian Research*; volume 91, pages 91-107.
- SHAND, S.J., 1974 – Eruptive Rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and their Relation to Ore-Deposits. John Wiley and Sons, New York; 488 pages.

- SHERVAIS, J.W., 1982 – Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*; volume 57, pages 101-118.
- SIMARD, M. – LABBÉ, J.-Y. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – LECLAIR, A. – BOILY, M., 2008 – Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2008-02, 196 pages, 8 cartes.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C., 2013 – Géologie de la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-04, 60 pages.
- ST-ONGE, M.R. – SCOTT, D.J. – WODICKA, N. – LUCAS, S.B., 1998 – Crustal architecture of the Trans-Hudson Orogen in northern Quebec and southern Baffin Island : plate margin configuration between 2.04 – 1.76 Ga. *In: Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT)*. Report of the 1998 Transect Meeting (R.J. Wardle and J. Hall, editors). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 68, pages 151-166.
- SYLVESTER, P.J., 1989 – Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*; volume 97, pages 261-280.
- TANNER, M.F., 1992 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juliet (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages, 7 cartes.
- TAYLOR, F.C., 1979 – Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 393, 99 pages, 19 maps.
- VAN DER LEEDEN, J., 1985 – Synthèse tectonique de la région de la rivière George. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 85-12, pages 48 et 49.
- VAN DER LEEDEN, J., 1994 – Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec; MB 94-32, 108 pages, 2 plans.
- VAN DER LEEDEN, J., 1995 – Géologie de la région du lac Mistinibi (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-45, 112 pages, 3 cartes.
- VAN DER LEEDEN, J. – BELANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.
- VAN KRANENDONK, M. J., 1996 – Tectonic Evolution of the Paleoproterozoic Torngat Orogen: Evidence from Pressure-Temperature-Time-Deformation Paths in the North River Map Area, Labrador. *Tectonics*; volume 15, no. 4, pages 843-869.
- VAN KRANENDONK, M.J. – ERMANOVICS, I., 1990 – Structural evolution of the Hudsonian Torngat Orogen in the North River map area, Labrador: Evidence for east-west transpressive collision of Nain and Rea continental blocks. *Geoscience Canada*; volume 17, no. 4, pages 283-288.
- VERPAELST, P. – BRISEBOIS, D. – PERREAULT, S. – SHARMA, K.N.M. – DAVID, J., 2000 – Géologie de la région de la rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron (24I et 14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 62 pages, 10 plans.
- WARDLE, R.J., 1983 – Nain-Churchill Province cross-section, Nachwack Flord, northern Labrador. *In: Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division*; Paper 83-1, pages 68-89.
- WARDLE, R.J. – VAN KRANENDONK, M.J., 1996 – The Paleoproterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation. *In: Brewer, T.S., editor. Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region. Geological Society; Special Publication*, volume 112, pages 137-154.
- WARDLE, R.J. – RYAN, B. – ERMANOVICS, I., 1990a – The eastern Churchill Province, Torngat and New Québec orogens: an overview. *Geoscience Canada*; volume 17, no. 4, pages 217-222.
- WARDLE, R.J. – RYAN, B. – NUNN, G.A.G. – MENGEL, F.C., 1990b – Labrador segment of the Trans-Hudson orogen: crustal development through oblique convergence and collision. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 353-369.
- WARDLE, R.J. – JAMES, D.T. – SCOTT, D.J. – HALL, J., 2002 – The southeastern Churchill Province: synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen. *Canadian Journal of Earth Science*; volume 39, pages 639-663.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20 (4), pages 325-343.
- WOOD, D.A., 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 and Planetary Science Letters*; volume 50, pages 11-30.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Gneiss granitique du Complexe d'Ungava (ApPung4) montrant une alternance de rubans gris et roses.



PHOTO 2 - Aspect hétérogène marbré de la granodiorite de la Suite de Siimitalik (ApPsik1).



PHOTO 3 - Enderbite massive et grenue dans un secteur homogène du Complexe Imaapik (ApPima1).



PHOTO 4 - Tuf de composition felsique à intermédiaire de la Ceinture de Tunulic. Site de la datation géochronologique.



PHOTO 5 - Zone rouillée renfermant 5 à 25 % de sulfures disséminés dans une séquence de quartzite du Groupe de Lake Harbour (pPhb2).



PHOTO 6 - Aspect des affleurements de roches ultramafiques de la Suite de Nuvulialuk (pPnrv2).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Granite renfermant 35 à 40 % de phénocristaux de feldspath potassique de la sous-unité pDep4a de la Suite granitique de De Pas.



PHOTO 8 - Aspect du rubanement et des injections felsiques diffuses dans le gneiss tonalitique à orthopyroxène du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk2).



PHOTO 9 - Leucogabbro à porphyroblastes de grenat de l'unité de roches mafiques ApPsuk6a du Complexe de Sukaliuk.



PHOTO 10 - Enderbite massive à teinte cassonade de la Suite d'Inuluttalik (pPina1).



PHOTO 11 - Mylonite à porphyroblastes de feldspath potassique montrant des structures de cisaillement C/S et un mouvement dextre. Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG).



PHOTO 12 - Métatexite mylonitisée dans la Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM). Le mobilisat et les injections felsiques sont plissés, démembrés et transposés le long du rubanement mylonitique.

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 13 - Tectonite en L/S avec une très forte linéation sub-horizontale et une hématitisation tardive dans le Couloir de déformation de Blumath (CDB).

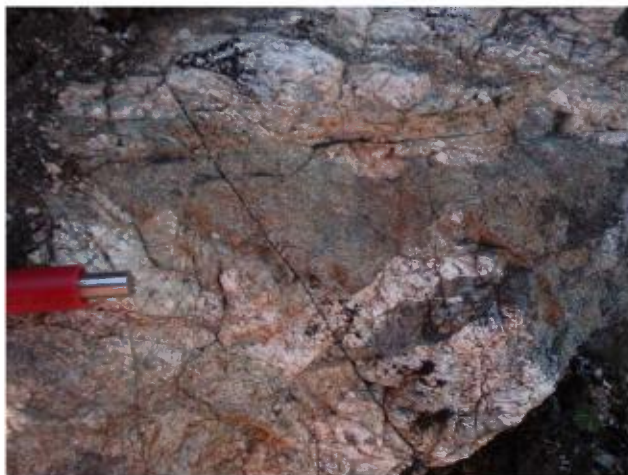


PHOTO 14 - Zone de cataclasite avec veines de pseudotachylite dans un secteur fortement hématitisé, épidotitisé et chloritisé de la Zone de cisaillement du lac Pilliamet (ZCLP).

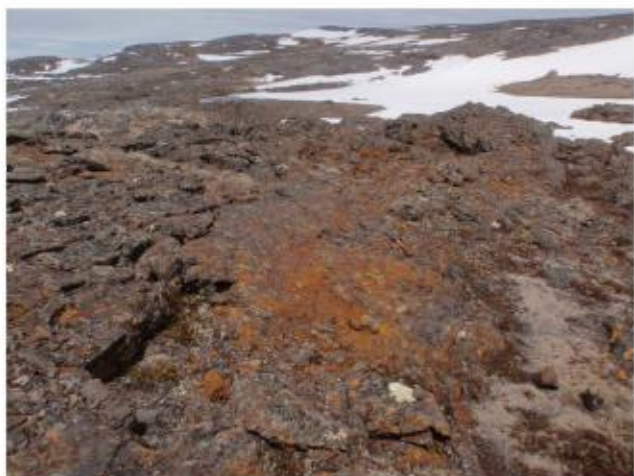


PHOTO 15 - Envergure de la zone rouillée à sulfures disséminés du site 1 (figure 13 et tableau 2) dans des paragneiss du Groupe de Lake Harbour.



PHOTO 16 - Zone minéralisée de 1 mètre sur plus de 25 mètres dans une amphibolite silicifiée et injectée de veines de quartz de la Ceinture de Tunulic (site 3, figure 13 et tableau 2).



PHOTO 17 - Zone rouillée métrique avec minéralisation associée à des restites à biotite et graphite dans un paragneiss migmatitisé de la Suite de la rivière False (site 6, figure 13 et tableau 2).



PHOTO 18 - Indice Papavoine (WMC International). Minéralisation de sulfures disséminés à semi-massifs à la base d'une troctolite (site 7, figure 13 et tableau 2).

Résumé

Ce nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2013 dans la région du lac Henrietta et couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24H, la partie est du feuillet 24G ainsi que la partie québécoise du feuillet 14E. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill et couvre la partie est de la Zone noyau et l'ouest de l'Orogène des Torngat. La Zone noyau représente un ancien craton archéen déformé et remobilisé au Paléoprotérozoïque alors que l'Orogène des Torngat comprend des terrains remaniés des provinces de Churchill et de Nain. La Zone noyau est constituée de gneiss et de migmatites archéens à paléoprotérozoïques recoupés par des intrusions archéennes et paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques, la principale étant le Batholite de De Pas qui couvre une superficie importante dans le secteur ouest de la région. Une nouvelle ceinture volcano-sédimentaire de plus de 30 km de longueur sur 3 à 7 km de largeur, la Ceinture de Tunulic, a été mise au jour dans la partie est de la Zone noyau. La majorité des lithologies de la Zone noyau sont au faciès des amphibolites, toutefois, des roches au faciès granulitique (Complexe Imaapik) sont présentes dans le centre nord de la région. Le contact entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat est représenté par le Couloir de déformation de Blumath, qui marque également le passage du faciès des amphibolites à celui des granulites. La partie ouest des Torngat est majoritairement constituée de gneiss tonalitique à orthopyroxène, de paragneiss et d'enderbite.

Les roches de la Zone noyau ont été déformées au Paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. La collision oblique entre les roches archéennes de la Zone noyau et celles du craton du Supérieur a engendré une phase de déformation compressive responsable du grain structural régional NW-SE. On observe toutefois une fabrique à faible pendage orientée NE qui n'aurait pas été affectée par la réorientation générale reliée à cet événement dans le secteur est de la Zone Noyau. L'Orogène des Torngat est caractérisé par un patron structural à fort pendage et orienté nord-sud à NNW-SSE. De grands corridors de déformation recoupent les unités de la région selon une orientation N-S à NW-SE. Il s'agit de la Zone de cisaillement de la rivière George, à mouvement dextre, de la Zone de cisaillement de Moonbase, à mouvement senestre, du Couloir de déformation de Blumath, limitant la Zone noyau et les Torngat, et de la Zone de cisaillement du lac Pilliamet, à mouvement senestre.

La région du lac Henrietta offre un potentiel économique pour la mise en place de différents types de minéralisation comprenant : 1) des minéralisations polymétalliques associées à des roches volcano-sédimentaires; 2) des minéralisations en Ni-Cu et en Ni-Cr-EGP dans des intrusions ultramafiques; 3) des minéralisations en argent ou en éléments des terres rares dans des contextes géologiques variés; 4) des minéralisations en U-Th $\pm$ Mo $\pm$ Pb $\pm$ ETR $\pm$ Zn $\pm$ Y associées à des intrusions granitiques injectées dans une zone de cisaillement; 5) des minéralisations de type IOCG et de type porphyre associées au Batholite de De Pas; et 6) des minéralisations aurifères associées aux grandes zones de cisaillement.



Rivière George, dans le secteur des monts Pyramids.