

RG 2015-05

Géologie de la région du lac Brisson (SNRC 24A)

Isabelle Lafrance, Daniel Bandyayera, Benoit Charette, Carl Bilodeau et Jean David



Géologue au travail et troupeau de caribous dans la région du lac Brisson.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR LA DIRECTION GÉNÉRALE DE GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de la connaissance géoscientifique du Québec

Patrice Roy, géo.

Direction de l'information géologique du Québec

Charles Roy, géo.

Direction de la promotion et du soutien aux opérations

Jean-Yves Labbé, géo.

Auteurs

Isabelle Lafrance, géo., Daniel Bandyayera, géo., Benoit Charette, géo. stag., Carl Bilodeau, géo., et Jean David, géo.

Lecture critique

James Moorhead, géo.

Édition

Claude Dion, ing.

Assistance technique

Karine Allard, Julie Sauvageau et Frédérick St-Pierre

Graphisme

André Tremblay

Géologie de la région du lac Brisson (SNRC 24A)

Isabelle Lafrance, Daniel Bandyayera, Benoit Charette, Carl Bilodeau et Jean David (MERN)

RG 2015-05

Mots clés : Archéen, Protérozoïque, Churchill, Orogène des Torngat, volcano-sédimentaire, gneiss, granulites, migmatites, terres rares, Zone noyau

Résumé

Un nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2014 dans la région du lac Brisson. Ce levé couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24A, la partie sud du feuillet 24H, ainsi que la partie québécoise des feuillets 14E04 et 14D. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill, plus précisément dans 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, ainsi que des roches métamorphiques au faciès des granulites. La Zone noyau est constituée de gneiss, de migmatites, de métasédiments migmatitisés, de suites intrusives à dominance mafique et de roches intrusives felsiques déformées d'âge archéen à paléoprotérozoïque. Le tout est coupé par des intrusions paléoprotérozoïques syntectoniques à tarditectoniques, la principale étant le Batholite de De Pas qui occupe une superficie importante dans le secteur ouest de la région. La ceinture volcano-sédimentaire de Tunulic, découverte à l'été 2014, fait entre 3 et 14 km de largeur et a été prolongée sur plus de 100 km de longueur.

Le contact entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat est représenté par le Couloir de déformation de Blumath, qui marque la limite entre les granulites déformées de façon ductile de l'Orogène des Torngat et les roches métamorphisées au faciès moyen à supérieur des amphibolites de la Zone noyau.

Le sud-est de la Province de Churchill résulte de la collision de trois cratons archéens (Nain, Supérieur et Zone noyau) durant le Paléoprotérozoïque. L'Orogène des Torngat s'est formé lors de la collision entre le Craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest, entre 1,87 et 1,82 Ga. Cet ensemble est par la suite entré en collision oblique avec le Craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'Orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La compression engendrée par ces collisions est responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région. L'Orogène des Torngat montre un schéma structural caractérisé par des foliations à fort pendage orientées N-S à NNW-SSE. De grands corridors de déformation coupent les unités de la région selon une direction N-S à NW-SE. D'ouest en est, on trouve les zones de cisaillement dextres du lac Tudor, du lac Brégent et de la rivière George, la Zone de cisaillement de Moonbase à mouvement senestre, le Couloir de déformation de Blumath, qui sépare la Zone noyau et les Torngat, et la Zone de cisaillement du lac Navières, tous deux à mouvement senestre.

La région du lac Brisson offre un potentiel économique intéressant pour différents types de minéralisations comprenant : 1) des minéralisations en terres rares associées à la Suite de Fayot; 2) des minéralisations polymétalliques dans les roches volcano-sédimentaires et les filons-couches mafiques de la Ceinture de Tunulic; 3) des minéralisations en éléments radioactifs dans les diatexités issues de la fusion partielle des métasédiments du Complexe de Mistinibi; 4) des minéralisations chromifères dans les roches mafiques à ultramafiques du Complexe de Sukaliuk; 5) des minéralisations aurifères et en terres rares dans la Suite de Nekuashu; et 6) des minéralisations de type IOCG et de type porphyre associées au Batholite de De Pas.

Table des matières

INTRODUCTION	4
Localisation et accès.....	4
Méthode de travail.....	4
Travaux antérieurs	4
Remerciements	5
GÉOLOGIE RÉGIONALE	6
LITHOSTRATIGRAPHIE.....	8
Zone noyau - Archéen à Paléoprotérozoïque	11
Complexe d'Ungava (ApPung)	11
Unité de gneiss tonalitique (ApPung2)	11
Unité de gneiss granitique (ApPung4)	12
Suite de Saffray (ApPsaf).....	12
Unité de monzonite quartzifère magnétique (ApPsaf1)	12
Unité de granite magnétique (ApPsaf2)	13
Suite de Siimitalik (ApPsik).....	13
Suite de Ralleau (ApPral)	13
Complexe de Qurlutuq (ApPqur)	13
Ceinture de Tunulic (ApPtun)	14
Unité de metabasalte, de volcanites felsiques et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires (ApPtun1)	15
Unité de métasédiments (ApPtun2).....	15
Unité de gabbro amphibolitisé (ApPtun3).....	16
Complexe de Mistinibi (ApPmis).....	16
Unité de paragneiss potassique (ApPmis1a).....	16
Unité de gneiss d'origine possiblement sédimentaire (ApPmis2a).....	17
Unité de diatexite dérivée de la fusion des paragneiss (ApPmis3b)	17
Unité de granite blanc à enclaves de paragneiss (ApPmis5).....	17
Unité de roches ultramafiques (ApPmis8).....	17
Complexe de Terriault (nouvelle unité, ApPter)	17
Suite de Nekuashu (nouvelle unité, ApPnek).....	18
Unité de monzodiorite, de leucogabbro, de monzogabbro et d'anorthosite (ApPnek1).....	19
Unité de monzodiorite et de monzogabbro finement grenus (ApPnek2).....	19
Unité de syénogranite et de syénite quartzifère (ApPnek3).....	20
Suite de Pelland (nouvelle unité, ApPped)	20
Unité de gabbro et de gabbro-norite granoblastiques (ApPped1)	20
Unité de jotunite et d'opdalite (ApPped2).....	20
Unité de charnockite et de granite (ApPped3).....	21
Zone Noyau - Paléoprotérozoïque	21
Suite de la Rivière False (pPfas)	21
Unité de paragneiss migmatitisé à biotite et grenat (pPfas1a)	21
Unité de roches calcosilicatées (pPfas2)	21
Unité de formation de fer (pPfas3)	21
Groupe de Lake Harbour (pPhb)	21
Unité de paragneiss (pPhb1)	22
Unité de quartzite (pPhb2)	22
Batholite de De Pas	22
Suite charnockitique de De Pas (pPcde).....	23
Unité d'opdalite et de jotunite à structure porphyroïde (pPcde5)	23
Unité de leucogabbro, de leucogabbro-norite et d'anorthosite (pPcde7)	23
Suite granitique de De Pas (pPdep).....	23
Unité de diorite quartzifère (pPdep3)	24
Unité de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à structure porphyroïde (pPdep4)	24

Unité de granite à biotite (pPdep5)	25
Unité de syénite et de monzonite (pPdep8)	25
Suite d'Aveneau (pPavn)	26
Orogène des Torngat - Archéen à Paléoprotérozoïque	26
Complexé de Sukaliuk (ApPsuk).....	26
Unité d'orthogneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2).....	27
Unité d'orthogneiss granitique à hypersthène (ApPsuk3)	27
Unité de paragneiss migmatitiques (ApPsuk4).....	27
Unité de roches mafiques (ApPsuk6)	28
Orogène des Torngat - Paléoprotérozoïque	28
Pluton d'Amarault (nouvelle unité, pPama)	28
Suite d'Inuluttalik (pPina).....	29
Unité d'enderbite massive (pPina1)	29
Unité de charnockite massive (pPina2)	29
Mésoprotérozoïque	30
Suite de Fayot (nouvelle unité, mPfay)	30
Dykes de Slanting (mPsla, nouvelle unité)	30
Essaim de Falcoz (mPfai)	30
Dykes de Slippery (nouvelle unité, mPsp)	31
LITHOGÉOCHIMIE	31
Roches volcano-sédimentaires.....	31
Unités de roches intrusives à dominance mafique	34
Roches intrusives felsiques à intermédiaires	35
Roches archéennes gneissiques	38
Intrusions paléoprotérozoïques.....	38
MÉTAMORPHISME.....	40
Zone noyau	40
Orogène des Torngat.....	42
GÉOLOGIE STRUCTURALE.....	42
Analyse structurale	43
Faïlles régionales.....	46
Zone de cisaillement du lac Navières (ZCLN)	46
Couloir de déformation de Blumath (CDB)	46
Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM)	47
Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG)	47
Zone de cisaillement du lac Brégent (ZCLB).....	48
Zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT).....	48
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	49
Sites d'intérêt associés à la Suite de Fayot	49
Site d'intérêt associé aux roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Tunulic.....	49
Sites d'intérêt associés aux roches migmatitiques du Complexe de Mistinibi	51
Sites d'intérêt associés à des roches mafiques et ultramafiques	52
Potentiel chromifère des roches mafiques du Complexe de Sukaliuk	52
Potentiel aurifère et en terres rares de la Suite de Nekuashu	52
Potentiel polymétallique associé au Batholite de De Pas.....	52
CONCLUSION.....	53
RÉFÉRENCES	54
ANNEXES.....	58

INTRODUCTION

Le levé géologique de la région du lac Brisson (figure 1) s'inscrit dans le cadre d'un programme entamé en 2011 qui vise à compléter la cartographie géologique de la partie sud-est de la Province de Churchill (SEPC) à l'échelle 1/250 000. La partie centrale du SEPC est formée de la Zone noyau qui représente un craton archéen remobilisé au Paléoprotérozoïque. Elle est bordée de part et d'autre par les roches paléoprotérozoïques de l'Orogène des Torngat, à l'est, et celles de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador), à l'ouest (figure 1). Les travaux de l'été 2014 ont couvert la partie est de la Zone noyau, ainsi que la portion ouest de l'Orogène des Torngat (figure 2). Un projet de cartographie des dépôts quaternaires de la région du lac Brisson a aussi été réalisé simultanément au présent levé (Daubois *et al.*, en préparation).

Localisation et accès

La région cartographiée à l'été 2014 (figure 2) couvre une bonne partie du feuillet SNRC 24A (24A05, 24A06 et 24A09 à 24A16), le sud du feuillet 24H (24H01 à 24H04), ainsi que les parties québécoises des feuillets 14E04, 14D12 et 14D13. Elle est comprise entre les longitudes 66° W et 63° 30' W et les latitudes 56° 15' N et 57° 15' N. Le camp de base était localisé sur la rive est de la rivière George (figure 2), à proximité de la pourvoirie « Wedge Hill ». La ville de Kuujuaq, située à environ 210 km au nord-ouest, 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 aéronef Twin Otter à partir de l'aéroport de Kuujuaq.

Méthode de travail

La région cartographiée a été couverte de façon systématique par des cheminements espacés de 3 à 8 km, ainsi que par des séries de sauts en hélicoptère entre les cheminements plus espacés et dans les secteurs plus complexes. Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de huit géologues et de neuf aides-géologues entre le 10 juin et le 21 août 2014. Les équipes de cartographie, composées chacune d'un géologue et d'un aide-géologue, étaient amenées sur le terrain en hélicoptère à partir du camp de base et effectuaient des cheminements de 8 à 14 km de longueur.

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques, un total de 242 échantillons représentatifs ont été prélevés et analysés pour les éléments majeurs, les éléments en traces et les terres rares. Vingt-huit échantillons minéralisés ont également été analysés. Les lames minces de roches (383 échantillons) ont été étudiées pour caractériser pétrographiquement les diverses unités stratigraphiques. La surface sciée de 302 échantillons a été attaquée à l'acide fluorhydrique et colorée à l'aide d'une solution de cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer la proportion de

feldspath potassique, de plagioclase et de quartz. Enfin, sept échantillons ont été prélevés aux fins de datation U-Pb au GEOTOP par la méthode LA-MC-ICP-MS. La localisation des échantillons datés (figure 4) et les âges U-Pb (tableau 1) sont fournis dans ce rapport, alors que les données analytiques sont présentées dans David *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 1960. Ces travaux ont mené à la publication de plusieurs cartes à l'échelle 1/250 000 touchant le nord-est du Québec et le nord du Labrador (Taylor, 1979). Ces cartes couvrent entièrement les feuillets 24A, 24H, 14D et 14L (figure 2). Dans les années 1980, un programme de cartographie à l'échelle 1/50 000 a été réalisé dans la partie sud du SEPC par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. Ce programme a touché, entre autres, aux feuillets situés au sud de la région d'étude (figure 2; Bélanger, 1984; Bourque, 1991; Van der Leeden, 1994). À la suite de ces travaux de cartographie, les efforts concertés de plusieurs chercheurs ont permis d'élaborer des modèles tectoniques concernant l'ensemble de l'Orogène trans-hudsonien (Girard, 1990a; Hoffman, 1988 et 1990; Wardle, 1983) et ont mené à la publication de nombreux articles dont plusieurs traitent du SEPC. Ces articles ont été regroupés dans un volume spécial publié par l'Association géologique du Canada (Lewry et Stauffer, 1990), ainsi que dans un numéro spécial de la revue *Geoscience Canada* (1990, volume 17, numéro 4). Au début des années 1990, 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 géologique à celle du Groenland. Les dernières interprétations concernant les résultats de ces travaux ont été publiées en 2002 dans plusieurs articles regroupés dans un numéro de la *Revue canadienne des Sciences de la Terre* (2002, volume 39, numéro 5).

Les levés géologiques au 1/250 000 du Ministère effectués en 2012 et en 2013 (Lafrance *et al.*, 2014 et 2015) ont porté sur les régions situées respectivement au nord-ouest et au nord du présent secteur. Des levés aéromagnétiques et spectrométriques régionaux récents couvrent maintenant 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 touchent toute la partie québécoise du SEPC.

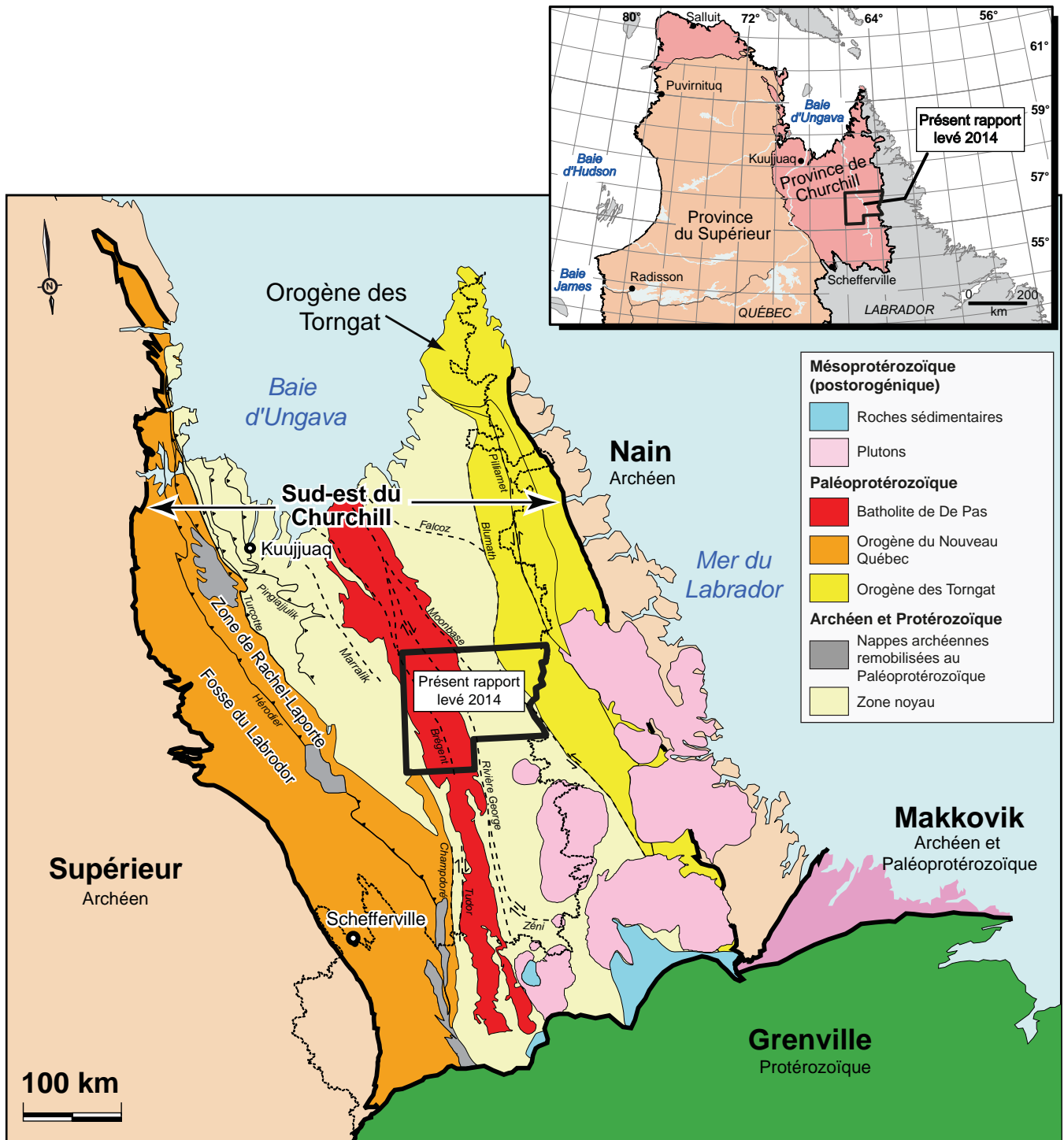


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Brisson et des principales divisions géologiques de la partie sud-est de la Province de Churchill.

L'ensemble des échantillons de sédiment a été réanalysé en 2009 de façon à uniformiser les données analytiques acquises pendant plusieurs années (Maurice et Labbé, 2009). Ces données sont disponibles dans le **Système d'Information Géominière du Québec (SIGÉOM)** à la section « Géochimie – Échantillon de sédiment ». Quelques travaux d'exploration des compagnies minières ont aussi été réalisés dans la région et sont mentionnés dans la section « Géologie économique » de ce rapport.

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 Simon Bourassa, Lynda Paquette, Martin Parent, et Rocío Pedreira-Pérez, ainsi que les aides-géologues Marie-Odile Chartier, Pierre-Hugues Lamirande, Marie-Christine Lauzon, Vincent Leroux, Manuelle Perron-Racine,

Frédéric Roberge, Mark Ruston et Pape-Doudou Tague. Nous voulons remercier les géologues responsables du levé des dépôts quaternaires, Hugo Dubé-Loubert et Virginie Daubois, pour leur aide concernant la logistique du projet et pour leur enthousiasme tout au long de l'été, ainsi que le cuisinier Yves Brisson, l'homme de camp Patrick Dubeau et l'infirmière Sophie Giguère pour leur excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie d'hélicoptère Panorama. Les pilotes Jonathan Beaumont et Olivier Roy-Bouchard, ainsi que les mécaniciens Steeven Drouin et Pascal Simard ont accompli leur travail avec efficacité et professionnalisme. Les commentaires et les nombreuses discussions avec David Corrigan de la CGC ont été très profitables. Nous voulons aussi remercier Sylvain Roberts, qui a agi comme personne-ressource à Kuujuaq, ainsi que Rachid Intissar qui nous a fourni différentes cartes d'interprétation géophysique. Nos remerciements vont aussi à Karine Allard, Julie Sauvageau et Frédérick St-Pierre qui ont réalisé le dessin technique des cartes géologiques dans ArcGIS. Finalement, nous voulons remercier James Moorhead qui a effectué la lecture critique, ainsi que Claude Dion qui a réalisé l'édition de ce manuscrit.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La partie sud-est de la Province de Churchill (SEPC) est limitée par les provinces (cratons) archéennes 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), lequel représente 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. Elle est bordée par les unités paléoprotérozoïques déformées de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador) à l'ouest, et de l'Orogène des Torngat à l'est (figure 1). La Fosse du Labrador est une ceinture volcano-sédimentaire à vergence sud-ouest qui a été plissée et chevauchée sur le Craton du Supérieur lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec au Paléoprotérozoïque (Clark, 1994; Hoffman, 1990). La région étudiée se trouve principalement dans la Zone noyau et comprend, dans sa portion nord-est, des roches associées à l'Orogène des Torngat.

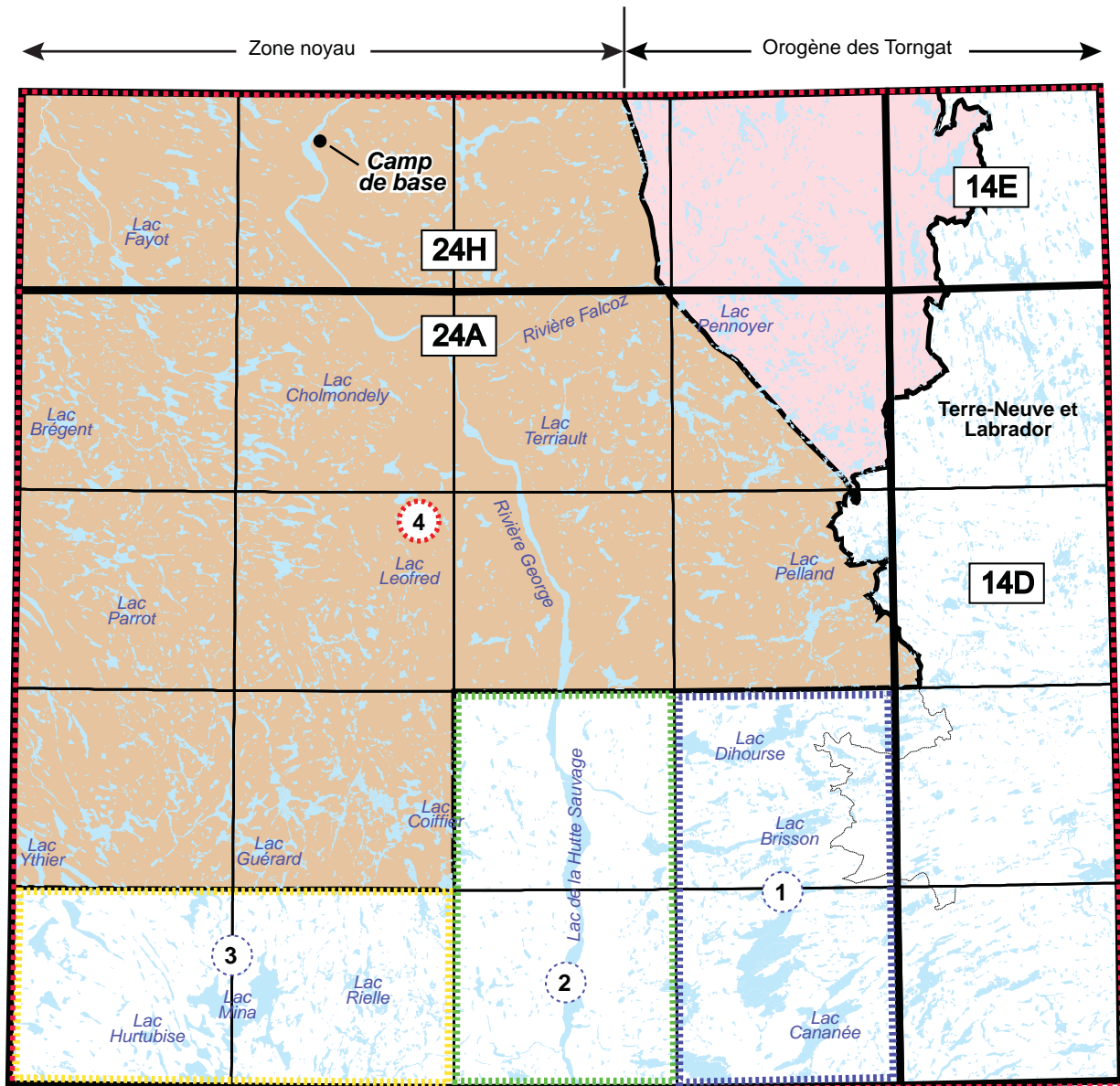
La Zone noyau forme un couloir NNW-SSE atteignant 280 km de largeur. Hoffman (1988) considérait cette zone comme l'extension vers le sud de la Province archéenne de Rae, dont la majeure partie se trouve dans les Territoires du Nord-Ouest. Toutefois, St-Onge *et al.* (1998) ont prolongé l'Orogène trans-hudsonien jusque dans le sud de l'île 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,

laquelle correspond à la « Division centrale » (*Central Division*) de Wardle *et al.* (1990b). Ces auteurs ont attribué à la Zone noyau 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 des travaux de cartographie de Simard *et al.* (2013) et de Lafrance *et al.* (2014). Au nord de la région d'étude, 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 conservé l'appellation « Zone noyau », étant donné que le terme « Grand Nord » est utilisé au Québec pour désigner le territoire du Nunavik situé au nord du 55° parallèle qui correspond 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 lors de l'ouverture d'un rift à la fin de l'Archéen ou au début du Paléoprotérozoïque (1,91 à 1,89 Ga), qui serait entré en collision avec le craton archéen de la Province de Nain lors de l'Orogenèse des Torngat (1,87 à 1,82 Ga). Par la suite, le Craton du Supérieur serait entré en collision avec la Zone noyau lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). 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. Elle comprend plusieurs lambeaux de paragneiss et d'amphibolites qui représentent probablement des écaillles tectoniques issues de séquences qui faisaient partie, à l'origine, d'une couverture supracrustale paléoprotérozoïque. Les roches de la Zone noyau sont principalement métamorphisées au faciès des amphibolites.

Le cœur de la Zone noyau est occupé par une intrusion granitique et charnockitique d'envergure régionale, le Batholite de De Pas (1860 à 1805 Ma; Corrigan *et al.*, en préparation; Dunphy et Skulski, 1996; James et Dunning, 2000; James *et al.*, 1996; Krogh, 1986; Lafrance *et al.*, 2015). Ce grand batholite s'étend sur une distance de plus de 600 km (figure 1) et est interprété comme les vestiges d'un arc magmatique associé à un régime de subduction, ou à une composante syncollisionnelle dans l'arrière-pays de l'Orogenèse du Nouveau-Québec.

La partie sud de la Zone noyau a fait l'objet de nombreux travaux de cartographie et a été divisée en différents domaines lithotectoniques en fonction de la composition et de l'âge des unités dominantes (Hammouche *et al.*, 2011 et 2012; James *et al.*, 1996; Van der Leeden *et al.*, 1990). 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 les segments de Kuujuaq à l'ouest et 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) qui ont plutôt subdivisé la Zone noyau en plusieurs domaines séparés par de grands couloirs de cisaillement (Ermanovics et Van



Ministère des Ressources naturelles

- ① Bélanger, 1984 (DP 84-20)
- ② Van der Leeden, 1984 et 1994 (DP 84-29 et MB 94-32)
- ③ Bourque, 1991 (ET 88-08)

Commission géologique du Canada

- ④ Taylor, 1979 (mémoire 393)

Secteur cartographié

- Zone noyau
- Orogène des Torngat

FIGURE 2 - Localisation des principaux travaux de cartographie dans le secteur de la région étudiée.

Kranendonk, 1998; Wardle *et al.*, 1990a). Dans la région d'étude, ces auteurs ont reconnu, de l'ouest vers l'est, les domaines du Batholite de De Pas, de la rivière George, de Mistinibi-Raude et de Konrad Brook (Wardle *et al.*, 1990a). À l'instar de Simard *et al.* (2013) et de Lafrance *et al.* (2014

et 2015), nous préférons remettre à plus tard la subdivision de la Zone noyau en domaines lithotectoniques à l'occasion d'une synthèse qui devrait toucher l'ensemble du SEPC.

L'Orogène des Torngat a été décrit dans plusieurs rapports et synthèses touchant le SEPC (Ermanovics et

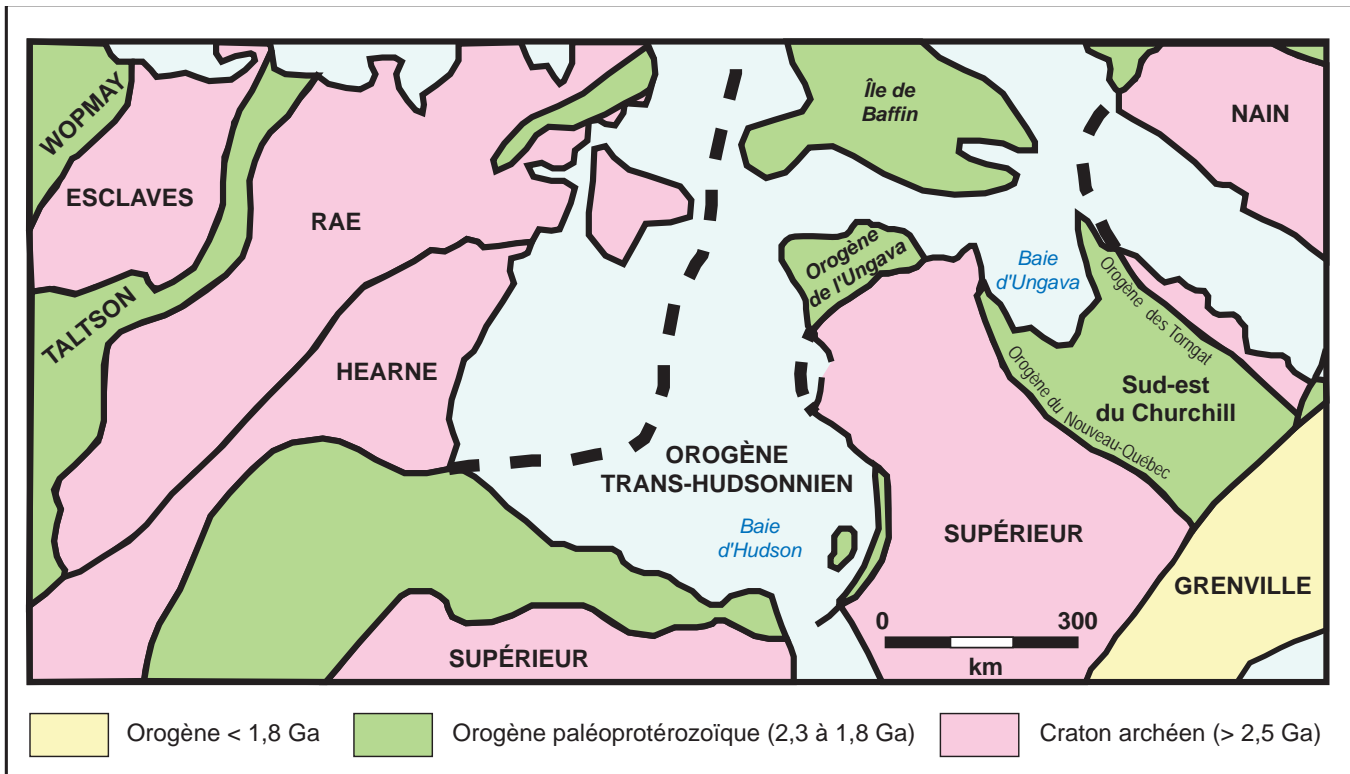


FIGURE 3 - Localisation de la partie sud-est de la Province de Churchill à l'intérieur de la ceinture orogénique trans-hudsonnienne.

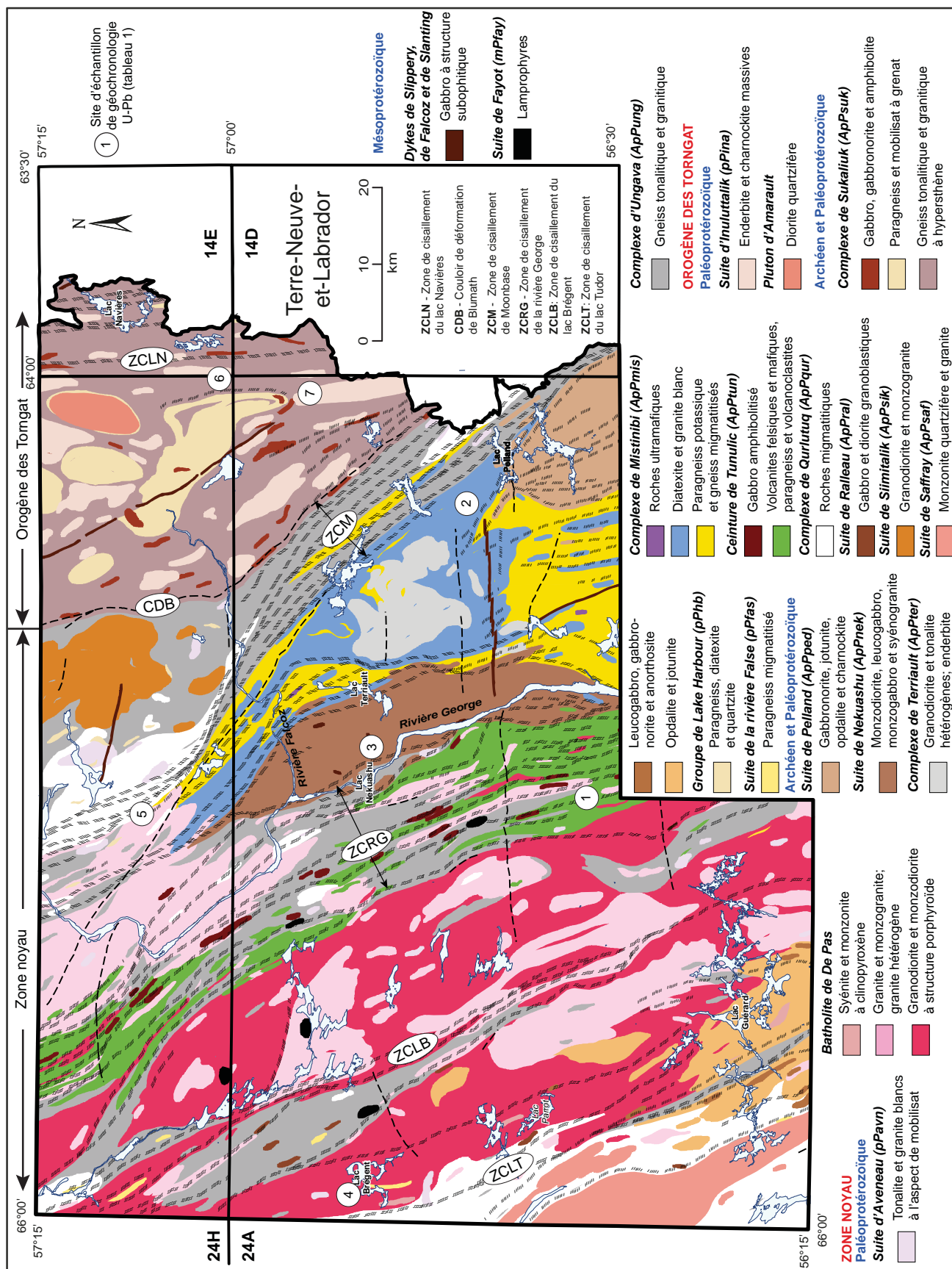
Van Kranendonk, 1998; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990; Wardle *et al.*, 2002). Il représente le résultat d'une série d'événements tectonométamorphiques qui se sont déroulés au Paléoprotérozoïque. Cette histoire débute par la collision de la Zone Noyau et du Craton de Nain entre 1870 et 1850 Ma, épisode qui a abouti par un doublement de l'épaisseur de la croûte, suivie d'une déformation par cisaillement ou par transpression entre 1845 et 1822 Ma et d'un épisode de réactivation et de soulèvement entre 1790 et 1780 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998; Rivers *et al.*, 1996; Van Kranendonk, 1996; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990). Verpaelt *et al.* (2000) ont défini l'Orogène des Torngat comme un assemblage lithotectonique complètement remobilisé lors de l'orogénèse, représentant ainsi la zone de suture entre les deux cratons. Ils le décrivent comme un ensemble formé de gneiss déformés d'origine diverse principalement métamorphisés au faciès des granulites et dominés par un vaste système de zones de cisaillement senestres. Dans le même secteur, Taylor (1979) avait reconnu une grande unité de granulites qui couvrait la presque totalité de la portion québécoise de l'Orogène des Torngat.

La portion québécoise de 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, 1990b; Verpaelt *et al.*, 2000; Wardle, 1983). Wardle *et al.* (1990a) avaient divisé la portion occidentale de l'Orogène des Torngat en deux domaines : le Domaine du lac Henrietta, à l'ouest, et le Domaine d'Anaktalik, à l'est. Ces deux domaines, séparés l'un de l'autre par la Zone de

cisaillement du lac Navières (ZCLN; voir section « Géologie structurale »), correspondent à des sous-domaines structuraux distincts caractérisés par des signatures magnétiques particulières (figure 5). Nos travaux antérieurs n'ont cependant pas permis de distinguer des différences lithologiques significatives dans les secteurs situés de part et d'autre de cette zone de cisaillement (Lafrance *et al.*, 2015). Ces subdivisions ne seront donc pas utilisées pour l'instant dans la description stratigraphique de l'Orogène des Torngat.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les roches de la région ont été regroupées en différentes unités lithodémiques, principalement des suites et des complexes, en respectant les normes du Code stratigraphique nord-américain (American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009; Ministère de l'Énergie et des Ressources, 1986) et en tenant compte de la nomenclature déjà établie. La région du lac Brisson 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. À l'extrémité nord-est de la région d'étude, soit à l'est du Couloir de déformation de Blumath (CDB; figure 4), le Complexe de Sukaliuk représente la seule unité lithodémique associée à l'Orogène des Torngat, dans la région cartographiée.



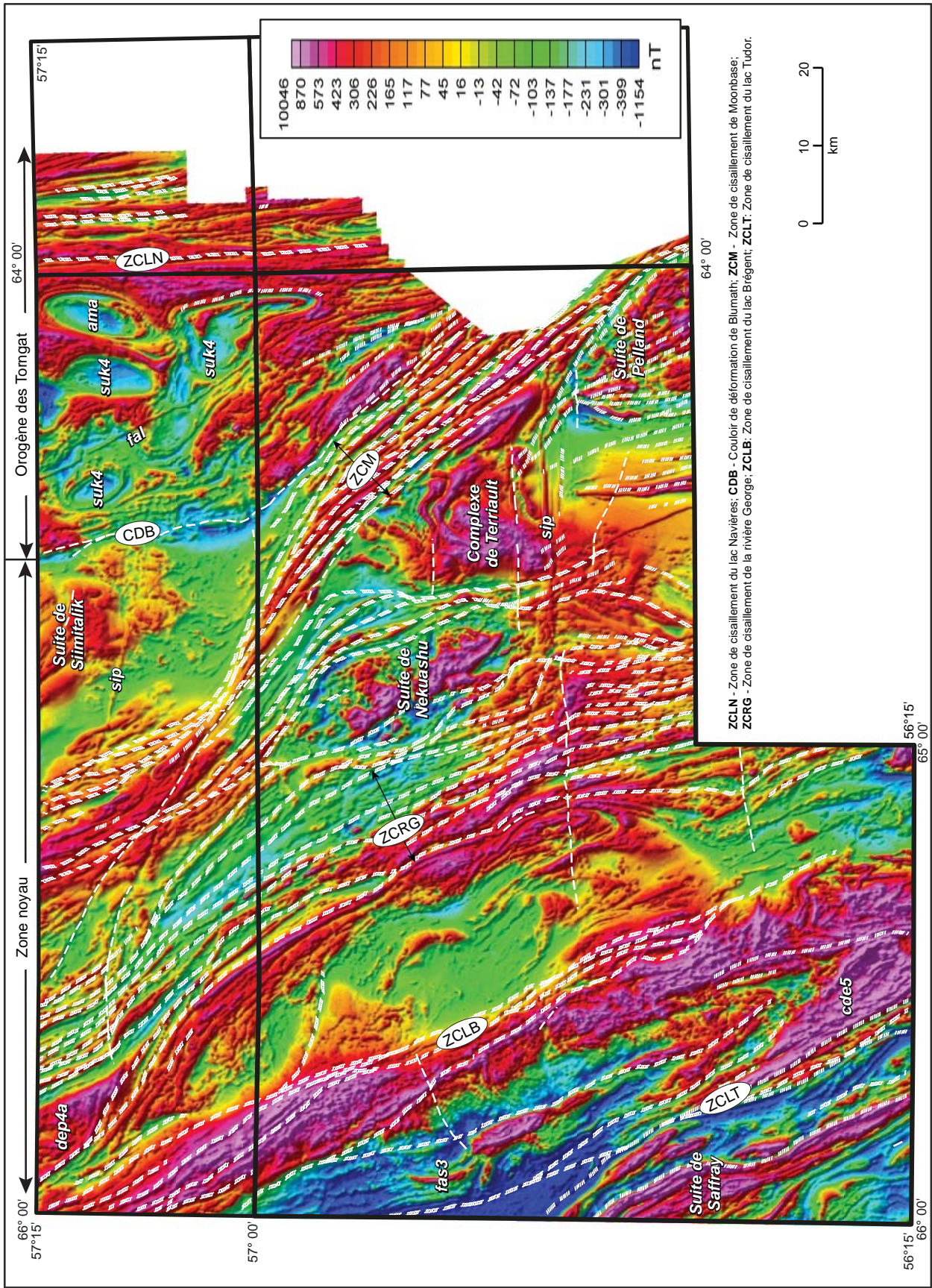


FIGURE 5 - Composante résiduelle du champ magnétique total de la région du lac Brisson.

Zone noyau - Archéen à Paléoprotérozoïque

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 (feuilles SNRC 24J et 24K) pour décrire un assemblage de gneiss de composition tonalitique à granitique qui représente une part importante de la Zone noyau. Des datations réalisées sur plusieurs échantillons de gneiss (Davis *et al.*, 2014; Isnard *et al.*, 1998; Lafrance *et al.*, 2015; Machado *et al.*, 1989; Simard *et al.*, 2013; Verpaalst *et al.*, 2000) ont donné des âges archéens (cristallisation) et paléoprotérozoïques (métamorphisme). L'étalement important des âges archéens (3031 à 2600 Ma) indique une évolution géologique complexe. Jusqu'à présent, les âges de cristallisation obtenus dans les gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava sont plus anciens dans la partie est du SEPC (2896 et 2861 Ma; Lafrance *et al.*, 2015; Simard *et al.*, 2013) que ceux obtenus à l'ouest du Batholite de De Pas, qui ont donné des âges compris entre 2739 et 2803 Ma (Simard *et al.*, 2013). La même observation peut être faite à propos des âges métamorphiques qui semblent plus anciens dans la partie est de la Zone noyau (Lafrance *et al.*, 2015; Simard *et al.*, 2013) que dans la partie ouest (Simard *et al.*, 2013). Les âges métamorphiques obtenus à l'ouest du Batholite de De Pas (1850 à 1760 Ma) correspondent en bonne partie aux événements tectonométamorphiques reliés à l'Orogenèse du Nouveau-Québec, laquelle est probablement responsable du développement de la structure gneissique 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. Les âges obtenus à l'est du Batholite de De Pas semblent plutôt correspondre à la déformation reliée à l'Orogène des Torngat (1870 à 1820 Ma) qu'à celui du Nouveau-Québec (1820 à 1770 Ma). D'autres datations sont toutefois nécessaires pour confirmer cette hypothèse.

Les gneiss du Complexe d'Ungava sont coupés par plusieurs phases granitiques protérozoïques sous la forme d'injections multiples et de dykes qui font partie intégrante du complexe. Simard *et al.* (2013) ont reconnu trois types d'injections d'après les relations observées sur des affleurements bien exposés en bordure de la baie d'Ungava : 1) des injections anciennes pré-tectoniques à syntectoniques qui coupent la gneissosité, mais qui sont également déformées et plissées; 2) des injections centimétriques à décimétriques 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 plusieurs phases tardives. Le Complexe d'Ungava a été divisé en quatre unités informelles par Simard *et al.* (2013) dont deux ont été observées dans la région d'étude : une unité de gneiss tonalitique (ApPung2) et une unité de gneiss granitique (ApPung4). En plus de six analyses géochimiques, un total de

29 colorations et 28 lames minces provenant de cette unité ont été examinées afin de compléter les descriptions de terrain.

Unité de gneiss tonalitique (ApPung2)

L'unité de gneiss tonalitique ApPung2 représente la phase principale du Complexe d'Ungava. Elle forme des zones de dimensions importantes à l'intérieur de la Zone noyau (carte hors texte) et se caractérise par la présence de rubans blanchâtres parallèles à la gneissosité. Trois datations U-Pb réalisées sur ces gneiss (Lafrance *et al.*, 2015; Simard *et al.*, 2013) ont donné des âges archéens de 2803 ± 7 Ma, 2861 ± 11 Ma et 2896 ± 5 Ma pour le protolite des gneiss et des âges métamorphiques paléoprotérozoïques correspondants de 1813 ± 11 Ma, 1874 ± 31 Ma et 1871 ± 15 Ma. Le premier échantillon provient d'un affleurement situé à l'ouest du Batholite de De Pas, alors que les deux autres ont été prélevés à l'est du batholite.

Le gneiss de l'unité ApPung2 a une composition tonalitique passant localement à des diorites quartzifères, et est caractérisé par la présence de 5 à 20 % de rubans millimétriques à centimétriques de tonalite blanchâtre (photo 1, en annexe). Simard *et al.* (2013) ont distingué trois types de rubans : 1) des rubans rectilignes (âge archéen ou paléoprotérozoïque) ayant subi la même déformation et la même recristallisation que la fraction principale du gneiss; 2) des rubans de mobilisat d'âge paléoprotérozoïque provenant possiblement de la fusion partielle du gneiss tonalitique; et 3) des injections paléoprotérozoïques centimétriques à décimétriques, parallèles ou légèrement discordantes à la gneissosité. Ces différents types de rubans ont été observés dans la région d'étude. L'unité ApPung2 renferme aussi des niveaux et des enclaves décimétriques à décimétriques de diorite, de gabbro, d'amphibolite et de gneiss rubané. Ces gneiss rubanés sont semblables à ceux de l'unité ApPung1 décrits par Simard *et al.* (2013).

Le gneiss tonalitique est une roche foliée, gris moyen et à granulométrie fine à moyenne. Il montre des structures de recristallisation partielle et un rubanement plus ou moins bien défini. Ce rubanement est communément accentué par la présence d'injections granitiques subconcordantes à la gneissosité. Le gneiss renferme entre 8 et 20 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite brune, avec des proportions variables d'amphiboles (hornblende verte ou actinote) selon les rubans. Ces deux minéraux définissent une forte foliation. Le gneiss de l'unité ApPung2 peut renfermer jusqu'à 5 % de feldspath potassique. 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.

Les roches gneissiques plus foncées de composition principalement dioritique ont été assignées à la sous-unité ApPung2a. Cette unité forme de minces lambeaux de moins de 2 km de largeur à l'intérieur des autres unités de gneiss du Complexe d'Ungava (carte hors texte). Elle se retrouve

aussi sous la forme de niveaux centimétriques à métriques à l'intérieur des gneiss tonalitiques de l'unité ApPung2. La roche est caractérisée par une alternance de rubans millimétriques à décimétriques de diorite, de diorite quartzifère et de mobilisat blanchâtre de composition tonalitique (10 à 25 %). Certains niveaux décimétriques montrent des évidences de fusion partielle plus importante. La biotite et l'amphibole sont présentes en quantité plus importante que dans l'unité ApPung2 (15 à 35 %), particulièrement en ce qui concerne la hornblende. Le clinopyroxène est reconnu localement, remplacé par endroits par la hornblende. Les structures et les minéraux accessoires observés au microscope sont similaires à ceux de l'unité ApPung2.

Unité de gneiss granitique (ApPung4)

Dans la région du lac Brisson, l'unité de gneiss granitique ApPung4 occupe une surface restreinte principalement localisée le long de la Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM; carte hors texte). La déformation importante dans ce secteur rend toutefois incertaine la détermination du protolite. À plusieurs endroits, le gneiss peut aussi être interprété comme un paragneiss potassique variablement migmatitisé que l'on peut rattacher au Complexe de Mistinibi (ApPmis) décrit ci-dessous. 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). Selon ces auteurs, l'âge archéen du protolite est comparable à celui de plusieurs grandes unités archéennes potassiques de la Sous-province de Minto, à l'ouest de la Fosse du Labrador, qui se sont mises en place entre 2735 et 2710 Ma (Simard *et al.*, 2008). Ces intrusions potassiques archéennes ont été par la suite remobilisées lors de l'Orogenèse du Nouveau-Québec (Simard *et al.*, 2013). L'âge des gneiss granitiques exposés à l'est du Batholite de De Pas est pour l'instant inconnu. Sur le terrain, le gneiss de l'unité ApPung4 est difficile à distinguer de celui de l'unité ApPung2. Il possède une teinte gris pâle à moyen et renferme des rubans blanchâtres et rosés concordants à la gneissosité. Les lames minces et les colorations indiquent un pourcentage élevé de feldspath potassique (25 à 40 %) et des proportions globalement plus faibles de minéraux mafiques (5 à 15 %). Ceux-ci sont composés de feuillets de biotite alignés comprenant des inclusions de zircon, accompagnés localement d'un peu de hornblende. Les minéraux accessoires sont peu abondants et consistent en allanite, apatite, minéraux opaques, muscovite, épidote et sphène.

La sous-unité ApPung4a a été introduite dans la région juste au nord (Lafrance *et al.*, 2015) afin de regrouper des gneiss de composition intermédiaire et potassique. Elle forme deux petits lambeaux de quelques centaines de mètres de largeur dans la partie nord de la carte (carte hors texte). En affleurement, ces gneiss sont similaires à ceux de l'unité ApPung2a. Les colorations et les lames minces révèlent toutefois la présence de feldspath potassique, ce qui donne à ces roches une composition qui varie d'une

monzodiorite quartzifère à une monzonite quartzifère. Les roches de l'unité ApPung4a renferment entre 15 et 30 % de hornblende verte et de biotite brune formant couramment des 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 définie par Lafrance *et al.* (2014) au nord-ouest de la région d'étude pour décrire une série d'intrusions potassiques associées à de fortes anomalies magnétiques orientées E-W à ESE-WNW. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de monzonite quartzifère de l'unité ApPsaf1 a donné un âge archéen de 2695 ± 21 Ma (Davis *et al.*, 2015; Lafrance *et al.*, 2014), interprété comme l'âge de cristallisation, et un âge métamorphique paléoprotérozoïque 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 dans la Zone noyau appuie l'hypothèse qu'une partie de celle-ci se serait détachée de la Province du Supérieur lors de l'ouverture du rift au Paléoprotérozoïque (Wardle *et al.*, 2002). La Suite de Saffray occupe une superficie limitée dans le secteur sud-ouest de la région (figure 4) associée à une intense anomalie magnétique de plusieurs kilomètres d'extension (figure 5). Elle a été divisée en deux unités par Lafrance *et al.* (2014) : une unité de monzonite quartzifère magnétique (ApPsaf1) et une unité de granite magnétique (ApPsaf2). Les échantillons prélevés dans cette unité ont fait l'objet de deux analyses géochimiques, de six colorations et de huit lames minces.

Unité de monzonite quartzifère magnétique (ApPsaf1)

L'unité ApPsaf1 est principalement constituée de monzonite quartzifère magnétique associée à de la granodiorite et de la monzodiorite quartzifère en quantité plus faible. Elle est foliée, granoblastique et de granulométrie fine à moyenne. La roche gris rosé à jaunâtre prend couramment un aspect gneissique. Elle renferme entre 15 et 25 % de minéraux mafiques formant des amas et des rubans discontinus de largeur millimétrique à centimétrique. Ils consistent en biotite brune et en hornblende verte accompagnées localement de clinopyroxène altéré. Ces minéraux mafiques montrent communément des structures d'intercroissance avec les minéraux felsiques. Les minéraux accessoires sont abondants (2 à 5 %) et consistent en magnétite, sphène, apatite, épidote, allanite, chlorite et carbonates. En affleurement, ces roches sont injectées par du granite rose magnétique similaire à celui de l'unité ApPsaf2. Ces injections millimétriques à métriques sont généralement discontinues, boudinées et concordantes par rapport à la foliation. Les roches potassiques de l'unité ApPsaf1 renferment aussi des

enclaves centimétriques à métriques de gabbro norite et de gabbro finement grenus, granoblastiques et très fortement magnétiques.

Unité de granite magnétique (ApPsf2)

L'unité ApPsf2 forme de petites masses granitiques peu déformées à l'intérieur des roches potassiques bien foliées de l'unité ApPsf1 (carte hors texte). Il s'agit d'un granite rose, homogène, magnétique et de granulométrie moyenne à grossière. Il est massif ou très faiblement folié et renferme environ 5 % de minéraux mafiques représentés par la biotite brune et la magnétite. Les principaux minéraux accessoires sont la muscovite, l'apatite, le sphène et le zircon. Une autre variété de granite assignée à cette unité a aussi été observée sur deux affleurements situés dans le même secteur. Cette roche est blanc grisâtre avec une légère teinte rosée et présente une apparence très homogène en affleurement. Les colorations et les lames minces font toutefois ressortir un rubanement compositionnel formé de bandes centimétriques de composition granitique à granodioritique d'aspect uniforme. Ce granite est finement grenu et très pauvre en minéraux mafiques (<1 %), principalement de la magnétite, de l'hématite, du sphène et du rutile. Il renferme aussi 2 à 3 % de muscovite, ainsi que de l'épidote et des carbonates.

Suite de Siimitalik (ApPsik)

La Suite de Siimitalik est une unité de granodiorite et de monzogranite définie par Lafrance *et al.* (2015) au nord de la région d'étude. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de granodiorite magnétique foliée de l'unité ApPsik1 a donné un âge archéen de 2840 ± 6 Ma (Lafrance *et al.*, 2014). Cet échantillon montre une répartition inégale du feldspath potassique. Lafrance *et al.* (2014) ont proposé que cette lithologie représentait probablement une tonalite fortement injectée de granite. Dans la région du lac Brisson, les roches du Siimitalik sont circonscrites à la portion nord de la Zone noyau, à proximité du contact avec l'Orogène des Torngat et en continuité avec les unités identifiées dans la carte adjacente (Lafrance *et al.*, 2015). Elles correspondent à une zone d'anomalie magnétique positive orientée nord-sud (figure 5).

Les roches intrusives potassiques de la Suite de Siimitalik sont gris pâle en surface altérée et gris rosé en cassure fraîche. Elles sont généralement magnétiques et de granulométrie moyenne à grossière. Les roches assignées à cette suite présentent généralement un aspect hétérogène (marbré) associé à la présence d'enclaves et de niveaux ou d'amas diffus millimétriques à décimétriques composés d'une phase tonalitique. Cela donne aux affleurements un aspect rubané, mais non gneissique. La phase tonalitique est gris moyen à gris pâle et plus finement grenue que le reste de la roche. Elle s'apparente aux gneiss du Complexe d'Ungava; toutefois, une forte assimilation fait en sorte qu'il est très difficile de la différencier de la granodiorite environnante. Dans plusieurs secteurs, les nombreuses injections centimétriques de granite

rose, pour la plupart concordantes, donnent un aspect ondulant à la foliation. La roche ressemble alors à une migmatite, même si l'on n'observe pas d'évidences de fusion partielle.

Les six colorations et les trois lames minces préparées à partir des échantillons du Siimitalik ont permis de mettre en évidence la distribution hétérogène du microcline (10 à 30 %) et des minéraux mafiques (10 à 20 %). Ces derniers, représentés essentiellement par la biotite brune et un peu de hornblende verte (<5 %), forment des amas discontinus alignés dans la foliation avec un aspect de pseudo-schlierens. Au microscope, la roche montre aussi un aspect hétérogène avec de grands cristaux de feldspaths et de quartz aux pourtours irréguliers entourés de zones finement recristallisées de même composition. Le quartz (18 à 30 %) forme de grandes plages xénomorphes à microstructure en mortier et à extinction roulante. Les structures myrmékitiques et antiperthitiques sont communes. Les minéraux accessoires, comprenant le sphène, la magnétite, la muscovite, le zircon, l'allanite et l'apatite, sont abondants (5 à 10 %) et associés aux amas mafiques.

Suite de Ralleau (ApPral)

La Suite de Ralleau a été introduite par Simard *et al.* (2013) afin de regrouper les lambeaux hectométriques à kilométriques de gabbro et de diorite (ApPral1) localisés dans la partie ouest de la Zone noyau, soit à l'ouest de la ZCRG dans la région d'étude (figure 4). Deux analyses géochimiques et l'examen de quatre lames minces ont permis de confirmer les descriptions présentées dans les rapports antérieurs (Lafrance *et al.*, 2014 et 2015; Simard *et al.*, 2013). L'unité ApPral1 est formée de roches homogènes, équi-granulaires, d'aspect massif à faiblement folié et complètement granoblastiques. Ces roches ont une cassure fraîche gris foncé à noire, parfois verdâtre, et montrent un aspect moucheté noir et blanc en surface altérée. Elles sont injectées par une phase intrusive blanchâtre à l'aspect de mobilisat (2 à 15 %). Le gabbro renferme entre 35 et 65 % de minéraux mafiques représentés par la hornblende verte, la biotite brune (1 à 12 %) et le clinopyroxène (2 à 10 %). Un gabbro mélanocrate à olivine a aussi été observé localement. En lames minces, le clinopyroxène est généralement entouré de hornblende et le plagioclase montre un début de séricitisation. Les minéraux accessoires sont assez abondants et comprennent, en plus des minéraux opaques, de l'apatite, du sphène et de l'épidote accompagnés localement de quartz, de grenat et de zircon.

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 paléoprotérozoïque mal défini autour de 1818 ± 13 Ma interprété comme l'âge de cristallisation des leucosomes et des granites d'anatexie qui résultent de la fusion partielle à l'origine des migmatites du Qurlutuq. 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), appartiendrait plutôt 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 de même que les âges U-Pb obtenus laissent croire que ces roches migmatitiques proviendraient de la fusion partielle des gneiss du Complexe d'Ungava. Le leucosome issu de la fusion partielle de ces gneiss aurait cristallisé entre 1820 et 1805 Ma (Simard *et al.*, 2013).

Le Complexe de Qurlutuq est associé à des zones de faible à moyenne susceptibilité magnétique (figure 5). Il a été divisé en trois unités informelles par Simard *et al.* (2013), mais seule l'unité ApPqur1 a été observée dans la région d'étude. Il s'agit d'une unité de roches migmatitiques rubanées qui se trouve dans la Zone noyau, principalement dans les portions ouest et centre-nord de la région (figure 4). Ces migmatites 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 du Complexe d'Ungava. Dans la région d'intérêt, cette unité a fait l'objet d'une analyse géochimique, de 22 colorations et de sept lames minces.

Les migmatites de l'unité ApPqur1 sont hétérogènes et constituées d'au moins 50 % de néosome. Elles renferment de nombreuses enclaves et des niveaux démembrés de largeur décimétrique à décamétrique composés principalement de gneiss avec un peu de paragneiss et de diorite (photo 2, en annexe). À l'exception de certains secteurs situés à proximité des intrusions de la Suite granitique de De Pas, le néosome des roches migmatitiques est en majeure partie de composition tonalitique. Un néosome de composition

granitique, ou montrant une alternance tonalite-granite, a été observé de façon plus régulière dans le secteur situé immédiatement au nord par Lafrance *et al.* (2015). Ces auteurs attribuent cette composition à la présence importante de gneiss granitique dans cette région. Le néosome de l'unité ApPqur1, peu importe sa composition, est blanchâtre à gris clair et renferme entre 10 et 30 % de schlierens de biotite. La proportion de minéraux felsiques varie également de manière importante. Le quartz en grandes plages xénomorphes et à extinction roulante forme entre 20 et 40 % de la roche, alors que le feldspath potassique représente entre 0 et 30 % du total. Au microscope, la roche a une granulométrie variable avec de gros grains d'origine ignée alternant avec des amas plus finement recrystallisés. Les schlierens de biotite 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.

Ceinture de Tunulic (ApPtun)

Nos travaux ont permis de prolonger sur une longueur de plus de 100 km la Ceinture de Tunulic, découverte en 2013 juste au nord de la région d'étude (Lafrance *et al.*, 2015). Dans la région du lac Brisson, sa largeur varie de 3 à 7 km de largeur, dans la partie nord, à 3 à 14 km dans la partie sud (figure 4). Elle se prolonge aussi vers le sud dans la carte adjacente (SNRC 24A07). Dans sa partie centrale, la Ceinture de Tunulic forme des lambeaux kilométriques démembrés et plissés au sein des gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava, ou des enclaves dans le Batholite de De Pas. Sa localisation coïncide avec le tracé de la ZCRG à l'est du Batholite de De Pas. Les roches sont généralement déformées, ce qui rend parfois difficile la distinction entre les intrusions tonalitiques et les volcanites felsiques. Les unités volcaniques et volcanoclastiques de la Ceinture de Tunulic sont associées à des zones à susceptibilité aéromagnétique forte à modérée, tandis que les séquences sédimentaires représentent des zones à susceptibilité magnétique plus faible.

Tableau 1 – Résultats des datations U-Pb sur zircons effectuées sur des échantillons de la région du lac Brisson. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 4. Les données analytiques par les méthodes LA-ICP-MS ⁽¹⁾ et TIMS ⁽²⁾ sont présentées dans David *et al.* (en préparation).

Numéro de site	Localisation UTM (Nad83) Zone 20	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Âge d'héritage	Âge métamorphique	Lithologie
1	377523 m E 6267123 m N	RP-7097-A-14	Ceinture de Tunulic (ApPtun1)	$2643,5 \pm 1,4$ Ma ² $2565,3 \pm 4,2$ Ma ²			Volcanoclastite felsique
2	420701 m E 6283705 m N	BC-6178-A-14	Complexe de Mistinibi (pPmis3b)	2092 ± 14 Ma ¹ 2005 ± 12 Ma ¹	2,1 à 2,4 Ga	1802 ± 10 Ma ¹	Diatexite à biotite et grenat
3	385825 m E 6299006 m N	IL-3142-A-14	Suite de Nekuashu (pPnek1)	$2514,5 \pm 1,1$ Ma ²			Monzogabbro magnétique de teinte violacée
4	320641 m E 6303486 m N	LP-2008-A-14	Suite granitique de De Pas (pPdep4)	$1813,4 \pm 3,1$ Ma ²			Granodiorite à structure porphyroïde
5	377046 m E 6331592 m N	IL-3158-A-14	Suite granitique de De Pas (pPdep4)	$1861,7 \pm 4,7$ Ma ²			Granite folié à protomylonitique coupant la ZCM
6	439190 m E 6320358 m N	BC-6224-A-14	Complexe de Sukaliuk (ApPsuk2)	2779 ± 13 Ma ¹ 2718 ± 8 Ma ¹			Orthogneiss tonalitique à dioritique à hypersthène
7	436070 m E 6307450 m N	IL-3108-A-14	Suite d'Inuluttalik (pPina1)	1870 ± 6 Ma ²	2,6 à 2,8 Ga		Enderbite grenue à schlierens de biotite

Une datation U-Pb réalisée sur une volcanoclastite felsique provenant d'un affleurement situé dans la partie nord de la ceinture a donné un âge probable de mise en place compris entre 2600 et 2719 Ma (Lafrance *et al.*, 2015). Une nouvelle datation effectuée dans la partie sud de la ceinture indique deux populations distinctes de zircons, la première à $2643,5 \pm 1,4$ Ma et la seconde à $2565,3 \pm 4,2$ Ma (datation no 1, tableau 1 et figure 4), confirmant l'âge néoarchéen de l'unité. La Ceinture de Tunulic comprend trois unités informelles : 1) une unité de metabasalte, de volcanites felsiques et de volcanoclastites felsiques à intermédiaires (ApPtun1); 2) une unité de métasédiments (ApPtun2); et 3) une unité de gabbro amphibolitisé (ApPtun3). Au sud, l'unité de métasédiments se situe dans le prolongement du Complexe d'Atshakash décrit par Van der Leeden (1994) dans la région du lac de la Hutte Sauvage.

Les différentes unités de la Ceinture de Tunulic sont communément interstratifiées et sont souvent injectées par une phase granitique blanchâtre et grenue ressemblant aux roches de la Suite d'Aveneau (pPavn), par des dykes de granodiorite et de granite de la Suite granitique de De Pas (pPdep), ainsi que par des veinules de quartz millimétriques. Des injections finement à moyennement grenues de granite, de tonalite et de diorite à biotite contenant de petits phénocristaux de feldspaths sont également observées dans la séquence volcanique. La plupart de ces injections sont parallèles au litage ou à la foliation régionale. En plus des 51 analyses géochimiques, 70 lames minces provenant de cette unité ont été examinées afin de compléter les descriptions de terrain.

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

L'unité ApPtun1 est constituée de metabasalte, de métavolcanites et de métavolcanoclastites de composition felsique à intermédiaire. En affleurement, ces diverses lithologies forment une alternance de niveaux décimétriques à hectométriques impossible à cartographier individuellement à l'échelle de travail. Les roches felsiques à intermédiaires de composition principalement rhyolitique, rhyodacitique ou andésitique forment les unités les plus épaisses de la ceinture. Elles sont finement à très finement grenues, gris beige à rosé en patine d'altération et gris moyen, parfois verdâtre, en cassure fraîche. Les altérations en chlorite, en séricite, en épidote et en hématite sont communes. Le quartz a tendance à former de minces rubans millimétriques discontinus. Les volcanoclastites sont représentées par des tufs à cendres ou à cristaux de plagioclase et de quartz, localement à lapillis et à blocs, montrant une lamination ou un rubanement de composition caractérisés par des alternances millimétriques à centimétriques de lamines ou de rubans leucocrates et mésocrates (photo 3, en annexe). Les roches felsiques à intermédiaires de l'unité ApPtun1 renferment entre 4 et 20 % de minéraux mafiques, principalement de la chlorite et de la biotite chloritisée, de l'épidote et de la hornblende (<3 %).

Ces minéraux s'agglutinent généralement autour des lapillis felsiques ou des grains de quartz. Les principaux minéraux accessoires sont la muscovite, le chloritoïde, les minéraux opaques, l'apatite, le sphène et l'allanite. Par endroits, le sphène forme une couronne de réaction autour des oxydes de fer, une caractéristique typique du sphène métamorphique. Certains niveaux de volcanoclastites déformées contiennent des porphyroblastes de grenat et de feldspaths.

Le metabasalte est homogène, de granulométrie fine, noir à verdâtre en surface altérée et vert foncé en cassure fraîche. La roche présente une structure granoblastique à nématoblastique, équigranulaire, foliée et rubanée, localement schisteuse. Le rubanement, causé par des variations dans les proportions de minéraux mafiques, est accentué par la déformation. Quoique déformés, des faciès coussinés ont été préservés par endroits dans le basalte amphibolitisé. Ces faciès sont cependant moins abondants que dans la région du lac Henrietta (Lafrance *et al.*, 2015). 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 %), de clinopyroxène (<5 %) et d'épidote (1 à 3 %). Le plagioclase est généralement chloritisé et séricitisé. Les principaux minéraux accessoires sont les minéraux opaques, le sphène, l'apatite, le quartz et le zircon.

Unité de métasédiments (ApPtun2)

L'unité ApPtun2 est composée de métasédiments bien rubanés, finement à très finement grenus, qui présentent une structure granoblastique. La roche montre une patine d'altération gris brunâtre à rouille et une cassure fraîche gris moyen à foncé. On observe une alternance nette de niveaux centimétriques à décimétriques de composition variée constitués principalement de métapélite, de métagrès et de métawacke avec, localement, du quartzite. Ce rubanement représente probablement un litage primaire. Les métasédiments sont parfois migmatitisés, particulièrement les niveaux pélitiques. On observe alors jusqu'à 25 % de rubans millimétriques boudinés de mobilisat blanchâtre. Quelques niveaux décimétriques à métriques de diatexite hétérogranulaire et à schlierens de biotite sont également présents. Les roches de l'unité ApPtun2 sont bien foliées, particulièrement lorsqu'elles sont affectées par la ZCRG. Dans ce cas, elles montrent une foliation mylonitique, des porphyroclastes de feldspaths, des rubans de quartz et des amas flexueux de minéraux mafiques contournant les autres minéraux. Selon la composition de la roche, on observe la présence de 10 à 70 % de quartz, 0 à 15 % de microcline, 1 à 10 % de muscovite et 5 à 25 % de minéraux mafiques. La biotite brune localement chloritisée est toujours présente et constitue la phase mafique principale, mais on trouve aussi des niveaux comportant du grenat, du grenat et de la sillimanite ou de la hornblende. Le grenat se présente sous la forme de pœciloclastes craquelés contenant des 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. Les minéraux accessoires sont peu abondants et consistent en apatite, minéraux opaques (magnétite et sulfures), zircon, allanite, épidote et sphène.

Unité de gabbro amphibolitisé (ApPtun3)

L'unité ApPtun3 est introduite ici afin de mettre en évidence les intrusions de gabbro d'origine probablement synvolcanique comprises dans les séquences volcano-sédimentaires de la Ceinture de Tunulic. Ces intrusions se présentent généralement sous la forme de filons-couches, parfois de dykes, de largeur métrique à hectométrique et se distinguent du metabasalte par sa granulométrie plus grossière et son aspect massif à faiblement folié. Le metabasalte de l'unité ApPtun1 se présente localement en enclaves dans le gabbro.

Le gabbro est homogène, noir verdâtre en cassure fraîche et moucheté blanc et noir ou blanc et vert en surface altérée. Il renferme entre 2 et 50 % de phénocristaux de plagioclase de 0,5 à 1,5 cm (photo 4, en annexe), ainsi que 40 à 75 % de minéraux mafiques. Localement, des zones leucocrates et des pyroxénites ont aussi été observées. Le gabbro montre des structures magmatiques bien préservées avec peu de recristallisation, le plagioclase étant régulièrement tabulaire ou en lattes. Les minéraux mafiques forment de grands cristaux poecilites recristallisés plus finement au centre, ainsi que des amas définissant des structures glomérporphyriques. Ces minéraux montrent aussi une zonation formée d'un cœur de clinopyroxène entouré d'actinote vert pâle, suivie d'une bordure de hornblende vert foncé. Dans certains secteurs, des amas de biotite sont accolés aux amphiboles. Les zones altérées sont caractérisées par une saussuritisation du plagioclase et une chloritisation des minéraux mafiques. À l'exception des minéraux opaques (magnétite ou sulfures), le gabbro renferme une faible quantité de minéraux accessoires, l'apatite et le sphène étant les plus fréquents.

Complexe de Mistinibi (ApPmis)

Le Complexe de Mistinibi a été défini en tant qu'unité lithodémique formelle par Van der Leeden (1994) pour décrire les lithologies affleurant dans la région du lac Mistinibi (Van der Leeden, 1986 et 1995) située immédiatement au sud du territoire cartographié. Van der Leeden (1994) a ainsi regroupé et corrélaté à l'intérieur d'une grande unité régionale plusieurs unités lithologiques identifiées lors des travaux de cartographie à l'échelle 1/50 000 réalisés au sud de la région dans les années 1980 (figure 2; Bélanger, 1984; Danis, 1991; Owen, 1984 et 1989; Taner, 1992; Van der Leeden, 1984, 1986, 1994 et 1995). Le Complexe de Mistinibi est principalement constitué de paragneiss et de diatexites. Van der Leeden (1994) mentionne également la présence d'unités d'amphibolites, de métavolcanites mafiques, de métagabbros et de granites. Il est possible que

certaines de ces unités appartiennent plutôt à la Ceinture de Tunulic ou encore au Complexe de Ntshuku défini plus au sud (Van der Leeden, 1994). Les travaux de terrain et l'état actuel des connaissances ne permettent pas de corréler et d'établir de lien entre le Tunulic, le Ntshuku et le Mistinibi. Lors de la compilation géologique effectuée en 2003 dans le SIGÉOM, le Complexe de Mistinibi a été divisé en une vingtaine d'unités et de sous-unités stratigraphiques, certaines unités étant toujours de nature lithologique. La nomenclature du Mistinibi sera à terme uniformisée dans le cadre d'une synthèse géologique qui devrait couvrir l'ensemble du SEPC.

Une nouvelle datation U-Pb sur zircon indique que les diatexites du Complexe de Mistinibi ont cristallisé entre 2092 ± 14 et 2005 ± 12 Ma. Les cœurs de zircons détritiques ont des âges approximatifs compris entre 2,4 et 2,1 Ga, alors que les zircons métamorphiques ont été datés à 1802 ± 10 Ma (datation n° 2, figure 4 et tableau 1). Dans la région d'étude, cinq unités ont été identifiées : 1) une unité de paragneiss potassique (pPmis1a); 2) une unité de gneiss d'origine possiblement sédimentaire (pPmis2a); 3) une unité de diatexite dérivée de la fusion des paragneiss (pPmis3b); 4) une unité de granite blanc à enclaves de paragneiss (pPmis5); et 5) une unité de roches ultramafiques (pPmis8). Les échantillons prélevés dans les roches assignées au Mistinibi ont fait l'objet de 13 analyses géochimiques, 31 colorations et 36 lames minces.

Les unités du Complexe de Mistinibi se situent dans la partie sud-est du secteur à l'étude, entre la ZCM, à l'est, et la Suite de Nekuashu, à l'ouest (figure 4). À proximité des zones de déformation, les paragneiss et les diatexites du Mistinibi développent une fabrique mylonitique confinée à l'intérieur de niveaux décimétriques à hectométriques. Ces niveaux montrent également des rubans de quartz recristallisé qui présentent des sous-grains et une forte extinction roulante, ainsi que des porphyroclastes dans une matrice très finement recristallisée.

Unité de paragneiss potassique (ApPmis1a)

Le paragneiss potassique de l'unité ApPmis1a constitue une unité importante du Complexe de Mistinibi (carte hors texte). Il représente le prolongement vers le nord de l'unité A2a de Van der Leeden (1994) et de l'unité 3b de Bélanger (1984). Le paragneiss est finement grenu, granoblastique, gris pâle à moyen en cassure fraîche avec une patine d'altération gris pâle ou brun rouillé. La roche est rubanée et montre une alternance de niveaux centimétriques à décimétriques caractérisés par des variations dans la proportion des minéraux principaux. Ce rubanement est aussi accentué par la présence de 2 à 30 % de ségrégations millimétriques à centimétriques de leucosome blanchâtre moyennement à grossièrement grenu (photo 5, en annexe). Ce leucosome est communément plissé, boudiné et discontinu, formant des structures en filet à stromatiques. En affleurement, le paragneiss est presque toujours coupé par des injections

centimétriques à métriques de granite blanchâtre et grenu similaire à celui de l'unité ApPmis5. On observe aussi des niveaux décimétriques de diatexite qui résulte de la fusion partielle des paragneiss (ApPmis3b). Dans certains secteurs, l'unité comprend aussi un paraschiste riche en quartz (40 %) et en muscovite (10 à 15 %).

Les colorations réalisées sur ces roches mettent en évidence l'abondance du feldspath potassique dans le paragneiss. Par contre, certains rubans en sont dépourvus. Le contenu de feldspath potassique varie donc de manière importante tant dans le leucosome que dans le paragneiss. Les minéraux mafiques (7 à 20 %) sont bien alignés dans la foliation et consistent en biotite brune à rouge accompagnée, plus localement, de hornblende verte. Les minéraux accessoires (grenat, apatite, zircon, épidote, sphène, minéraux opaques, allanite, muscovite et rutile) sont présents en quantité variable et se trouvent en général associés à la biotite.

Unité de gneiss d'origine possiblement sédimentaire (ApPmis2a)

L'unité ApPmis2a est localisée à l'extrémité sud-est du Complexe de Mistinibi (carte hors texte), dans le prolongement des unités A2b de Van der Leeden (1994) et 3a de Bélanger (1984). Cette unité est formée principalement de gneiss quartzofeldspathique d'origine possiblement méta-sédimentaire. Le gneiss est gris, finement à moyennement grenu et granoblastique. Contrairement à l'unité ApPmis1a, ce gneiss est pauvre en feldspath potassique (<3 %) et ne présente pas toujours un rubanement de composition. Il montre toutefois un rubanement migmatitique défini par la présence de 10 à 30 % de rubans lenticulaires centimétriques de leucosome. La biotite brune à rouge et le grenat sont les principaux minéraux mafiques (10 à 25 %), mais la hornblende est aussi présente en quantité variable. Les minéraux accessoires sont peu abondants et comprennent la magnétite, l'épidote, l'apatite, le zircon, l'allanite, la muscovite et la tourmaline.

Unité de diatexite dérivée de la fusion des paragneiss (ApPmis3b)

L'unité de diatexite se situe dans la partie nord du Complexe de Mistinibi (carte hors texte). Les affleurements sont hétérogènes et comportent de 10 à 30 % d'enclaves décimétriques à métriques plus ou moins assimilées de paragneiss migmatitisé similaire à celui des unités ApPmis1a et ApPmis2a. La diatexite semble passer graduellement à un granite blanc leucocrate (ApPmis5) avec lequel elle est localement en contact. Ce granite coupe aussi la diatexite sous la forme d'injections centimétriques à métriques. L'unité ApPmis3b montre un rubanement discontinu et irrégulier caractérisé par de nombreuses structures de fluage et la présence de 10 à 30 % de schlierens millimétriques de biotite. Les grains de feldspaths de taille variable, non jointifs et entourés de biotite définissent une structure hétérogranulaire

prononcée (photo 6, en annexe). La distribution du feldspath potassique est inégale (1 à 30 %) entre les rubans ou les niveaux formant la roche. Par endroits, la diatexite renferme entre 10 et 35 % de phénocristaux de feldspath potassique blanchâtres de 0,5 à 4 cm de longueur. Le quartz (20 à 30 %) forme de grandes plages composées de sous-grains à structure en mosaïque et à extinction ondulante nette. La biotite brune à rouge renferme de nombreuses inclusions de zircon. De petits grains de grenat sont communs (<5 %), alors que la sillimanite est plus rare. Les minéraux accessoires sont assez abondants, principalement les minéraux opaques, la muscovite, l'allanite et l'épidote, accompagnés en quantités plus faibles de sphène, d'apatite, de graphite, de chlorite et de carbonates.

Unité de granite blanc à enclaves de paragneiss (ApPmis5)

Le granite de l'unité ApPmis5 forme de petits plutons kilométriques répartis dans le Complexe de Mistinibi. Les affleurements sont blanchâtres à beiges et d'aspect homogène et massif. Malgré cette apparente uniformité, les colorations et les lames minces démontrent la présence de 25 à 35 % de feldspath potassique. Des enclaves de paragneiss et de diatexite sont régulièrement observées à l'intérieur du granite. Il est fort probable que cette unité représente une phase évoluée et tardive associée au phénomène de fusion partielle ayant affecté les unités principales du Complexe de Mistinibi (paragneiss et diatexite). Le granite montre des structures magmatiques bien préservées, mais une recristallisation partielle en bordure des grains est visible en lames minces. La muscovite est toujours présente (1 à 10 %) et les minéraux mafiques sont peu abondants (<5 %). Le grenat et la biotite forment localement des schlierens millimétriques. De l'épidote, des minéraux opaques et de la sillimanite sont aussi observés dans certaines lames minces.

Unité de roches ultramafiques (ApPmis8)

L'unité de roches ultramafiques du Complexe de Mistinibi ne forme que deux petits lambeaux de quelques centaines de mètres de largeur, possiblement des dykes. La roche est massive à faiblement foliée, de granulométrie fine à aphanitique, vert foncé en cassure fraîche et brun orangé en surface d'altération. Une analyse géochimique indique une composition magnésienne (23 %) et pauvre en silice (44 %). La roche est formée d'un assemblage de trémolite et d'actinote finement enchevêtrées avec environ 15 % de cristaux reliques de clinopyroxène et 2 % de magnétite en petits grains disséminés.

Complexe de Terriault (nouvelle unité, ApPter)

Le Complexe de Terriault est une nouvelle unité formant un ensemble très complexe constitué de plusieurs lithologies de composition et d'âge différents. Il est dominé par

des roches intrusives felsiques renfermant de 5 à 25 % d'enclaves centimétriques à métriques de roches déformées. Le Complexe de Terriault est associé à une forte anomalie aéromagnétique positive caractérisée par des perturbations et des plissements (figure 5) qui donnent l'impression d'un entraînement des unités le long des systèmes de failles à mouvement opposé bordant l'unité. Le Complexe de Terriault se trouve au sein d'une masse de diatexite appartenant au Complexe de Mistinibi, le tout étant coïncé entre la ZCRG, à l'ouest, et la ZCM, à l'est. La présence de niveaux et de masses de diatexite et de paragneiss du Mistinibi a d'ailleurs souvent été notée sur les affleurements du Terriault; toutefois, les relations génétiques et chronologiques entre ces deux unités sont encore incertaines. Un total de six analyses géochimiques, huit colorations et dix lames minces ont été effectuées afin de caractériser cette unité.

La composition moyenne des roches intrusives du Terriault se situe à la limite entre les granodiorites et les tonalites. On note localement la présence de monzodiorite quartzifère et de monzogranite. Ces roches gris moyen avec une teinte rosée ou violacée sont massives à légèrement foliées, moyennement grenues et équigranulaires. Elles renferment entre 20 et 30 % de quartz gris foncé légèrement violacé, 10 à 20 % de minéraux mafiques et entre 2 et 15 % de cristaux de feldspath potassique parfois grossiers (jusqu'à 1 cm) répartis de manière irrégulière. Les minéraux mafiques se présentent sous la forme de phénocristaux millimétriques de hornblende verte, ainsi que d'amas millimétriques à centimétriques de hornblende et de biotite brune (photo 7, en annexe). Ces amas sont parfois magnétiques et renferment aussi des minéraux accessoires, dont l'épidote, l'apatite, les minéraux opaques et l'allanite avec, par endroits, du sphène, du zircon et de la muscovite. Au microscope, ces roches montrent des structures magmatiques ou de recristallisation partielle, particulièrement dans le cas du quartz qui forme des sous-grains à extinction roulante autour des cristaux de feldspaths.

Les enclaves sont constituées de diorite, de diorite quartzifère, de leucogabbro, de tonalite et de monzodiorite. Elles sont bien foliées, finement à moyennement grenues, granoblastiques et communément à structure gneissique et rubanée. Les proportions de quartz (2 à 18 %) et de minéraux mafiques (10 à 30 %) varient selon le type de roche, et le feldspath potassique est peu répandu. Les minéraux mafiques se présentent sous la forme de hornblende verte associée à un peu de biotite chloritisée. Le plagioclase montre une faible séricitisation. L'épidote, les minéraux opaques, l'apatite et l'allanite sont observés comme phases accessoires. Dans la partie centrale du complexe, les enclaves de roches mafiques sont plus nombreuses (environ 40 %). On y trouve aussi un affleurement constitué entièrement de leucogabbro folié et un autre d'anorthosite finement grenue totalement recristallisée.

Le Complexe de Terriault comprend aussi des injections de granite rose à grain moyen à pegmatitique pauvre en minéraux mafiques. Ces injections forment entre 5 et 30 %

des affleurements et se présentent sous la forme d'amas, de dykes ou de rubans subconcordants millimétriques à décimétriques. Les proportions élevées d'enclaves et d'injections donnent aux affleurements du Terriault un aspect très hétérogène, bien que chaque phase soit en elle-même relativement homogène.

Dans la partie sud-est du Complexe de Terriault, les roches intrusives renferment de l'orthopyroxène et ont été assignées à la sous-unité ApPter1a. Ces affleurements ont un aspect plus homogène et sont constitués d'enderbite (tonalite à orthopyroxène) gris verdâtre, foliée et moyennement à finement grenue. La roche renferme entre 15 et 20 % de quartz, moins de 5 % de feldspath potassique et 10 à 15 % de cristaux de hornblende verte, de feuillets de biotite rouge à brune et d'orthopyroxène. Les minéraux mafiques forment des amas millimétriques auxquels sont associés les minéraux accessoires, essentiellement de l'apatite et du zircon. L'enderbite renferme une phase intrusive de même composition, mais plus grenue, de teinte cassonade qui forme des amas ou des rubans centimétriques dans la roche. Malgré la forte anomalie magnétique associée au Complexe de Terriault, seules les quelques rares enclaves de gneiss de composition felsique sont magnétiques. Les phases intrusives intermédiaires à felsiques, ainsi que les enclaves mafiques à intermédiaires sont généralement peu magnétiques.

Suite de Nekuashu (nouvelle unité, ApPnek)

La Suite de Nekuashu est une nouvelle unité introduite ici pour regrouper un ensemble de roches intrusives mafiques, intermédiaires et felsiques associé à une forte anomalie magnétique positive (figure 5) située dans le centre de la région (figure 4). Cette suite intrusive d'envergure régionale forme une unité de forme elliptique d'environ 60 km de longueur sur 4 à 14 km de largeur. Elle est délimitée par des failles appartenant à la ZCRG qui affectent les unités à divers niveaux. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de monzodiorite violacée a donné un âge archéen de $2514,5 \pm 1,1$ Ma (datation n° 3, figure 4 et tableau 1). La grande compétence des roches qui constituent cette suite intrusive explique peut-être pourquoi la déformation en cisaillement est circonscrite aux zones proximales à la ZCRG, ainsi que la forme ovoïde de l'unité. Le caractère relativement anhydre de ces lithologies pourrait expliquer la faible migmatitisation ayant affecté le Nekuashu en comparaison des unités métasédimentaires adjacentes du Complexe de Mistinibi, de même que la cristallisation limitée des zircons et des monazites métamorphiques. Les observations de terrain laissent supposer que cette suite s'est mise en place à la suite d'un processus polyphasé impliquant des intrusions et des injections successives de magmas de composition différente. La Suite de Nekuashu a été divisée en trois unités : 1) une unité de monzodiorite, de leucogabbro, de monzogabbro et d'anorthosite (ApPnek1); 2) une unité de monzodiorite et de monzogabbro finement grenus (ApPnek2); et 3) une unité de

syénogranite et de syénite quartzifère (ApPnek3). Les échantillons prélevés dans ces unités ont fait l'objet de 26 analyses géochimiques, 14 colorations et 29 lames minces.

Unité de monzodiorite, de leucogabbro, de monzogabbro et d'anorthosite (ApPnek1)

L'unité ApPnek1 représente l'unité principale de la Suite de Nekuashu (carte hors texte). Elle comprend différentes phases intrusives de composition mafique à intermédiaire, principalement de la monzodiorite, du leucogabbro, du monzogabbro et de l'anorthosite avec, accessoirement, de la monzodiorite quartzifère, du gabbro et de la monzonite. Ces différentes phases intrusives sont en contact transitionnel les unes avec les autres et sont généralement difficiles à distinguer en affleurement en raison de leur ressemblance. Le leucogabbro et la monzodiorite contiennent localement des poches décimétriques diffuses et de forme irrégulière de leucogabbro et d'anorthosite. Des enclaves mafiques finement grenues de forme ovoïde qui présentent une composition similaire aux roches de l'unité ApPnek2 sont communes à l'intérieur de l'unité ApPnek1. Ces enclaves de taille décimétrique montrent régulièrement des bordures en feston, ce qui permet de croire à un phénomène de mélange de magmas. L'unité ApPnek1 est aussi injectée par des dykes décimétriques à métriques de syénogranite grenu à pegmatitique appartenant probablement à l'unité ApPnek3, ainsi que par des dykes décimétriques à hectométriques de gabbro subophitique assignés aux Dykes de Slanting (mPsla).

Les roches intermédiaires à mafiques de l'unité ApPnek1 sont caractérisées par leur aspect homogène, leucocrate et un plagioclase de teinte presque toujours violacée (photo 8, en annexe). D'un point de vue mégascopique, les roches exhibent des structures intrusives, une granulométrie moyenne et sont mouchetées noir et violacé (ou noir et blanc). Elles sont modérément foliées et montrent parfois une forte linéation à proximité des zones de faille. En lames minces, les roches présentent toutefois une assez forte recristallisation, particulièrement en bordure des grains où elle peut être très poussée avec la formation de quartz et de feldspaths granulaires très fins. Dans le cas de l'anorthosite, la roche est complètement recristallisée et montre une structure granoblastique. Des microstructures myrmékitiques et perthitiques ont aussi été observées en bordure des grains de microcline. Le pourcentage de quartz est compris entre 5 et 12 %, alors que la quantité de microcline, réparti de façon irrégulière dans la roche, varie de 2 à 15 %. Ces minéraux sont plus rares (<2 %) dans le gabbro et l'anorthosite.

Les minéraux mafiques constituent 15 à 30 % de la roche et forment des amas millimétriques. Certaines phases gabbroïques sont plus mélanocrates et contiennent localement jusqu'à 45 à 65 % de minéraux mafiques. Les amphiboles vertes représentent la phase dominante, bien que la biotite brune soit commune par endroits. Les amas d'amphiboles, constitués d'un assemblage d'actinote et de hornblende à grain fin, montrent des structures d'intercroissance avec des

inclusions irrégulières à arrondies de quartz qui pourraient être liées au remplacement presque total du clinopyroxène par la hornblende. Des vestiges de clinopyroxène sont d'ailleurs visibles au cœur de ces amas. Le cœur des amas est plus pâle, alors que les bordures, qui semblent représenter les limites de grands cristaux reliques, sont plus foncées. L'épidote (1 à 4 %) est toujours présente accolée aux amas mafiques. Les reliques d'orthopyroxène sont rares et fortement altérées. Les minéraux accessoires sont abondants, particulièrement les minéraux opaques (2 à 3 %, surtout de la magnétite), l'apatite, le zircon et le sphène, avec plus rarement, de l'allanite et des carbonates. Dans la partie sud de la suite intrusive, les roches de l'unité ApPnek1 montrent une saussuritisation modérée à forte du plagioclase, ainsi que le remplacement de la biotite par la chlorite. Ces altérations sont plus faibles dans la partie nord.

Unité de monzodiorite et de monzogabbro finement grenus (ApPnek2)

L'unité ApPnek2 de la Suite de Nekuashu se distingue de l'unité ApPnek1 par une granulométrie plus fine, une patine poivre et sel et une couleur gris moyen à foncé en cassure fraîche. La succession de niveaux centimétriques à décimétriques de composition et de granulométrie différentes donne à la roche un aspect rubané, voire gneissique. La présence d'injections de granite rose grenu sous la forme de dykes centimétriques à métriques ou en rubans millimétriques à centimétriques parallèles à la foliation accentue la structure rubanée. La présence de monzodiorite, d'anorthosite et de leucogabbro plus grenus identiques à ceux de l'unité ApPnek1 a été notée sur plusieurs affleurements.

Sur le terrain, les affleurements de cette unité avaient tous été décrits comme de la diorite ou de la diorite quartzifère. Les analyses chimiques, les colorations et les lames minces ont cependant mis en évidence une quantité appréciable de feldspath potassique. En fait, la composition de l'unité ApPnek2 varie principalement de monzogabbroïque à monzodioritique, avec plus localement, de la diorite, de la monzodiorite quartzifère et de la monzonite. La roche est bien foliée et montre une recristallisation partielle à complète des grains. Le contenu en quartz est généralement inférieur à 5 %, mais il peut atteindre 10 à 15 % dans certains secteurs. Le feldspath potassique est presque toujours présent (2 à 15 %), alors que le pourcentage de minéraux mafiques varie entre 15 et 35 %. Le feldspath potassique se présente localement sous la forme de phénocristaux étirés, blanc rosé, de 0,5 à 2 cm de longueur (photo 9, en annexe). Les minéraux mafiques sont bien alignés dans la foliation et consistent en hornblende verte et en biotite brune à verte. Des petits phénocristaux de hornblende (5 %) de 1 à 3 mm de longueur sont aussi couramment observés dans les roches de l'unité ApPnek2. Le gabbro alcalin renferme par endroits un peu de néphéline qui forme de petites plages xénomorphes. À l'instar de l'unité ApPnek1, les minéraux accessoires sont abondants et consistent en épidote (jusqu'à 3 %), minéraux opaques, sphène, apatite, zircon et allanite.

Unité de syénogranite et de syénite quartzifère (ApPnek3)

L'unité ApPnek3 est formée de syénite quartzifère et de syénogranite bien foliés, ainsi que de phases pegmatitiques massives plus tardives qui coupent l'ensemble des unités du Nekuashu. Les syénites quartzifères et les syénogranites sont roses à violacés et montrent un début de recristallisation avec des grains très fins entourant les grains xénomorphes plus grenus. Une fabrique mylonitique et une forte linéation d'étirement sont aussi développées à proximité des zones de faille. Ces roches renferment entre 10 et 30 % de quartz et 5 à 10 % de minéraux mafiques, principalement de la biotite brune à verte et de l'épidote, avec localement de la hornblende verte. Les minéraux accessoires sont présents en proportions variables et comprennent la muscovite, le sphène, la chlorite, les minéraux opaques, le zircon, l'apatite et l'allanite. Les structures myrmékites et perthitiques sont très fréquentes dans les roches de l'unité ApPnek3.

Suite de Pelland (nouvelle unité, ApPped)

La Suite de Pelland représente une nouvelle unité regroupant des roches intrusives de composition mafique, intermédiaire et felsique associées à une forte anomalie aéromagnétique positive d'envergure régionale d'environ 15 km de largeur sur 30 km de longueur localisée dans le sud-est de la région (figures 4 et 5). Elle est limitée à l'est par la ZCM et à l'ouest par le Complexe de Mistinibi avec lequel on observe localement un contact net. La Suite de Pelland a été divisée en trois unités : 1) une unité de gabbro et de gabbronorite granoblastiques (ApPped1); 2) une unité de jotunite et d'opdalite (monzodiorite et granodiorite à orthopyroxène; ApPped2); et 3) une unité de charnockite (granite à orthopyroxène) et de granite (ApPped3). Un total de 18 analyses géochimiques, 13 colorations et 20 lames minces ont permis de caractériser la Suite de Pelland. Les deux premières unités (ApPped1 et ApPped2) se trouvent dans le prolongement des unités 7 et 8 de Bélanger (1984). Ces deux unités se présentent régulièrement comme une alternance de niveaux décimétriques à décamétriques et sont difficiles à distinguer en affleurement étant donné la couleur sombre des roches et la quantité importante de lichen. Les observations de terrain semblent indiquer une mise en place polyphasée de magmas mafiques à intermédiaires injectés subséquentement par des magmas felsiques. De nombreuses zones de cisaillement affectent ces différentes lithologies à plusieurs endroits.

Unité de gabbro et de gabbronorite granoblastiques (ApPped1)

L'unité ApPped1 forme des affleurements d'aspect homogène même s'ils sont composés de plusieurs phases intrusives. La lithologie principale est une gabbronorite ou un gabbro finement grenu (photo 10, en annexe), peu ou pas

magnétique, gris foncé en cassure fraîche et beige brunâtre en surface altérée. Cette roche renferme entre 20 et 40 % de minéraux mafiques, principalement des pyroxènes, avec moins de 5 % de biotite en petits feuillets rouges et 2 à 5 % de minéraux opaques disséminés. Le clinopyroxène est plus abondant que l'orthopyroxène, lequel n'est pas toujours présent. Le quartz (<5 %), sous la forme de petites plages xénomorphes ou de minces rubans, et l'apatite sont aussi observés dans la majorité des lames minces. Au microscope, le plagioclase et les pyroxènes montrent habituellement une structure granoblastique, mais on observe aussi quelques cristaux un peu plus grossiers, non recristallisés et à microstructure antiperthitique dans le cas du plagioclase. Dans les zones plus déformées, les amas lenticulaires de plagioclase granoblastique donnent une teinte violacée à la roche. Des niveaux décimétriques à décamétriques plus riches en minéraux mafiques (50 à 85 %) ont été observés, certains renfermant même de l'olivine (wehrlite). Dans quelques secteurs, surtout en bordure des failles, le pyroxène est remplacé à divers degrés par l'actinote. Un échantillon renferme aussi 15 % de hornblende brune. Les roches mafiques de l'unité ApPped1 comprennent des lentilles ou des amas millimétriques de matériel riche en clinopyroxène, ainsi qu'environ 5 % de rubans ou poches millimétriques à décimétriques de couleur beige contenant des pyroxènes et qui ressemblent à des leucosomes grenus. Des dykes décimétriques généralement subconcordants de charnockite grenue à pegmatitique sont aussi observés à plusieurs endroits. Ces dykes contiennent des cristaux de quartz bleuté fortement étirés parallèlement à la foliation principale.

Unité de jotunite et d'opdalite (ApPped2)

L'unité ApPped2 se distingue de l'unité ApPped1 par une couleur plus claire cassonade à gris brunâtre, une granulométrie un peu plus grossière, un fort magnétisme et la présence de quartz en proportion plus importante (10 à 20 %). Dans plusieurs cas, on note la présence de 5 à 20 % de phénocristaux de feldspath potassique beige rosé de 0,5 à 2 cm de longueur, peu évidents en affleurement, mais bien visibles sur les colorations (photo 11, en annexe). La jotunite et l'opdalite sont bien foliées, présentent une fabrique linéaire et une structure protomylonitique marquées par le développement de rubans de quartz et l'étirement des phénocristaux de feldspath potassique. Les minéraux mafiques sont les mêmes que ceux observés dans l'unité ApPped1, mais en proportions moindres (10 à 18 %). Localement, la hornblende verte remplace totalement les pyroxènes. La matrice est constituée de plagioclase granoblastique et de quartz fumé recristallisé montrant des sous-grains et une extinction roulante. Les microstructures myrmékites et perthitiques sont couramment observées en bordure des phénocristaux de feldspath potassique. Les principaux minéraux accessoires sont le grenat, la serpentine, le zircon, le sphène et les carbonates. Des injections identiques à celles décrites dans l'unité ApPped1 sont communes dans la jotunite et

l'opdalite. L'unité ApPped2 contient aussi des enclaves et des niveaux décimétriques de gabbro et de gabbronorite de l'unité ApPped1.

Unité de charnockite et de granite (ApPped3)

La charnockite et le granite de l'unité ApPped3 forment des intrusions de petite taille en périphérie et à l'intérieur de la Suite de Pelland (carte hors texte). Il s'agit de roches moyennement à finement grenues, de couleur cassonade pâle ou rose violacé, bien foliées et renfermant moins de 8 % de minéraux mafiques. Localement, du granite rose leucocrate, massif et plus grenu est aussi observé. Il s'agit d'une phase tardive qui n'est pas nécessairement reliée à la suite intrusive, mais qu'il est impossible de cartographier à l'échelle de nos travaux. Les minéraux mafiques dans la charnockite et le granite violacé sont principalement la biotite rouge, la magnétite, l'orthopyroxène et le grenat, alors que le granite tardif renferme surtout de la chlorite, de l'épidote et de la magnétite. La charnockite contient par endroits des enclaves décimétriques à métriques de paragneiss à biotite et grenat similaires à ceux du Complexe de Mistinibi.

Zone Noyau - Paléoprotérozoïque

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; Lafrance *et al.*, 2014). Elle comprend quatre unités : 1) une unité de paragneiss migmatitisés à biotite et grenat (pPfas1a); 2) une unité de roches calcosilicatées (pPfas2); 3) une unité de formation de fer (pPfas3); et 4) une unité de quartzite (pPfas4), non observée dans la région d'étude. Cette suite occupe une superficie très restreinte dans le secteur ouest de la région (figure 4). Pour cette raison, elle a fait l'objet de seulement une lame mince provenant de l'unité pPfas2. Les descriptions présentées ci-dessous, basées sur les travaux de terrain, ont été complétées par les observations faites durant les années antérieures (Lafrance *et al.*, 2014 et 2015; Simard *et al.*, 2013).

Unité de paragneiss migmatitisé à biotite et grenat (pPfas1a)

Dans la région d'étude, l'unité de paragneiss migmatitisé ne représente que deux petits lambeaux hectométriques (carte hors texte). Le paragneiss est caractérisé par la présence d'environ 25 % de rubans millimétriques à centimétriques discontinus de mobilisat blanchâtre de composition généralement tonalitique. Il est aussi injecté par des dykes et des filons-couches blanchâtres décimétriques à métriques qui sont probablement associés aux intrusions de la Suite d'Avenau (pPavn). On y trouve aussi des niveaux décimé-

triques à métriques des autres unités de la Suite de Rivière False. Le paragneiss est gris moyen en cassure fraîche et montre une patine d'altération brunâtre. Sa granulométrie varie de fine à moyenne et il possède une microstructure granoblastique bien développée. Les minéraux mafiques consistent en feuillets de biotite bien alignés ou regroupés en amas millimétriques et de 5 à 10 % de grains millimétriques de grenat rose. Les minéraux accessoires, généralement abondants et accolés aux minéraux mafiques, sont l'apatite, le zircon (en inclusions dans la biotite), les minéraux opaques, l'allanite, le sphène, la muscovite, la chlorite et l'épidote.

Unité de roches calcosilicatées (pPfas2)

Cette unité est exposée seulement sur deux affleurements situés le long de la Zone de cisaillement du lac Brégent (ZCLB), dans le secteur nord-ouest de la région (carte hors texte; feuillet SNRC 24H04). On y observe une roche calcosilicatée blanc verdâtre, rubanée et injectée de veines de quartz, ce qui donne un aspect bréchique à la roche. Celle-ci se compose de gros cristaux de diopside dans une matrice un peu plus fine composée de cristaux de plagioclase granoblastique (20 à 25 %). La roche renferme aussi un peu de trémolite, de phlogopite et d'allanite.

Unité de formation de fer (pPfas3)

Un seul affleurement correspondant à une anomalie aéromagnétique positive prononcée au sud-ouest du lac Brégent (figure 5) expose l'unité de formation de fer de la Suite de la Rivière False (carte hors texte). On y trouve une roche d'aspect gneissique bien rubanée, fortement magnétique composée principalement d'amphiboles vertes.

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 l'île 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 sa similarité avec le Groupe de Lake Harbour. Pour des raisons de priorité, Verpaalst *et al.* (2000) et Simard *et al.* (2013) ont maintenu le nom Groupe de Lake Harbour dans les secteurs de la rivière Koroc et de Kuujjuaq, au nord du secteur à l'étude. Même si la corrélation avec les unités de l'île 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 avec les unités reconnues plus au nord. Le Groupe de Lake Harbour est exposé dans quelques lambeaux hectométriques dans la partie centre-nord de la région, entre la ZCM et le CDB (figure 4; feuillet SNRC 24H02). Il

comprend quatre unités dont deux ont été observées dans la région : 1) une unité de paragneiss (*pPhb1*) et 2) une unité de quartzite (*pPhb2*). La description de ces unités, qui ont fait l'objet de deux analyses géochimiques, trois colorations et cinq lames minces, a été complétée par les observations faites antérieurement dans la région du lac Henrietta plus au nord (Lafrance *et al.*, 2015).

Unité de paragneiss (*pPhb1*)

Le paragneiss du Groupe de Lake Harbour présente communément une structure rubanée ou stromatique matérialisée par la présence de 5 à 25 % de rubans millimétriques à centimétriques de leucosome blanchâtre. La composition de la roche varie suivant la quantité de feldspath potassique (1 à 30 %), de quartz (5 à 30 %) et de minéraux mafiques (biotite et grenat, 10 à 25 %). Sa couleur varie de gris moyen à gris foncé en cassure fraîche avec une patine brunâtre ou brun rouille caractéristique. Le paragneiss est de granulométrie fine à moyenne, bien folié et possède une structure granoblastique bien développée. La biotite et le grenat sont associés localement à la sillimanite. Le grenat se trouve sous la forme de petits grains disséminés ou en pœciloclastes 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. Des niveaux décimétriques à métriques de roches calcosilicatées à diopside sont localement interstratifiés avec le paragneiss.

Dans certains secteurs, la fusion plus prononcée des paragneiss a produit des diatexites assignées à la sous-unité *pPhb1a*. Ces diatexites renferment entre 40 et 65 % de mobilisat sous la forme de rubans blanchâtres millimétriques à centimétriques. Sur ces affleurements, on observe aussi de nombreuses zones d'accumulation de leucosome, ainsi que des enclaves et des niveaux décimétriques à métriques de paragneiss préservé. La diatexite est hétérogranulaire, grise en surface altérée et blanc brunâtre en cassure fraîche. Sa composition est variable en raison de la distribution inégale du feldspath potassique (0 à 20 %) dans la roche. Elle contient environ 15 % de biotite brune à rouge formant des schlierens moulant les amas ou les plages quartzofeldspathiques. La biotite est régulièrement associée à des feuillettes de muscovite et, plus localement, à de la sillimanite. Les principaux minéraux accessoires sont le grenat (<5%), 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 ne forme que deux petits lambeaux hectométriques (carte hors texte). La roche possède une surface altérée gris blanchâtre, une cassure fraîche blanche et comprend entre 85 et 95 % de

quartz recristallisé. Des niveaux décimétriques de quartzite impur renferment jusqu'à 10 % de feldspath potassique, ainsi que des lamines riches en muscovite, en sillimanite ou en graphite. La sillimanite se présente sous la forme d'amas flexueux de fines aiguilles. La biotite (<5 %) brune à verte à inclusions de zircon et le grenat (<2 %) sont aussi observés de façon régulière.

Batholite de De Pas

Le Batholite de De Pas est une intrusion syntectonique polyphasée qui s'étend sur plus de 600 km selon une direction N-S à NNW-SSE à l'intérieur de la Zone noyau (figure 1). Cette masse a d'abord été nommée de façon informelle « Batholite d'Ungava » (Bourque, 1991; Owen, 1989), puis « Batholite de De Pas » par Martelain *et al.* (1998). 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; Taner, 1992; Van der Leeden, 1994 et 1995) ont permis de définir deux grandes suites intrusives à l'intérieur du batholite en fonction de la présence ou de l'absence d'orthopyroxène : la Suite charnockitique de De Pas (pPcde) et la Suite granitique de De Pas (pPdep). Les datations U-Pb historiques (Dunphy et Skulski, 1996; James et Dunning, 2000; James *et al.*, 1996; Krogh, 1986) ont démontré que le batholite s'était mis en place au Paléoproterozoïque entre 1840 et 1810 Ma. Régionalement, le Batholite de De Pas est associé à une forte anomalie aéromagnétique positive traversant le SEPC selon un axe NNW-SSE. Dans la région d'étude, certaines roches granitiques assignées au De Pas sont non magnétiques et se trouvent en dehors de cette anomalie régionale.

Les travaux de l'été 2014 ont permis de mettre en évidence le caractère transitionnel du contact entre les deux suites qui constituent le Batholite de De Pas. Ainsi, les unités principales de chacune de ces suites, c'est-à-dire les unités à structure porphyroïde (pPdep4 et pPcde5), possèdent des caractéristiques structurales et minéralogiques similaires. L'orthopyroxène, bien préservé dans le secteur sud, est de plus en plus altéré puis complètement remplacé par un mélange d'iddingsite et d'amphiboles suivi d'amphiboles et de biotite, en allant vers le nord. Plusieurs affleurements exposent des lithologies avec et sans orthopyroxène qui ne montrent aucune relation de recoupement entre elles. Il est donc possible que la partie sud du Batholite de De Pas représente une portion plus profonde de l'intrusion ayant permis la cristallisation de l'orthopyroxène et la formation de charnockite, alors que la partie nord constituerait une partie plus superficielle. On peut aussi envisager la possibilité que la transition d'une roche à orthopyroxène vers une roche sans orthopyroxène du sud vers le nord puisse refléter un changement des conditions de cristallisation, le magma riche en CO₂ passant latéralement à un magma plus riche en H₂O.

Suite charnockitique de De Pas (pPcde)

La Suite charnockitique de De Pas est localisée dans la portion sud de la région d'étude (figure 4). Elle forme près des deux tiers ouest de la superficie du Batholite de De Pas dans la région du lac Bonaventure, située plus au sud (Hammouche *et al.*, 2011). Dans ce secteur, Hammouche *et al.*, (2011) ont abandonné les unités informelles (pPcde1 à pPcde4) établies lors de la compilation géologique effectuée en 2003. Cette nomenclature est toutefois toujours utilisée dans le SIGÉOM dans certains secteurs. Ces auteurs ont divisé la Suite charnockitique de De Pas en trois unités dont deux ont été reconnues dans la région d'étude : une unité d'opdalite (granodiorite à hypersthène) et de jotunite (monzodiorite à hypersthène) à structure porphyroïde (pPcde5) et une unité de leucogabbro, de leucogabbro-norite et d'anorthosite (pPcde7). La nomenclature stratigraphique du Batholite de De Pas sera uniformisée plus tard dans le cadre d'une synthèse de l'ensemble de la Province de Churchill. Les échantillons prélevés dans ces unités ont fait l'objet de sept analyses géochimiques, neuf colorations et douze lames minces.

Unité d'opdalite et de jotunite à structure porphyroïde (pPcde5)

L'unité pPcde5 est la plus importante de la Suite charnockitique de De Pas (carte hors texte). Ces masses intrusives sont associées à des anomalies aéromagnétiques positives assez prononcées (figure 5). La composition de la plupart des roches de cette unité chevauche la limite entre l'opdalite et la jotunite (12 à 25 % de quartz) avec, plus localement, de la mangérite (monzonite à hypersthène). Ces roches sont moyennement à grossièrement grenues, de teinte verdâtre à cassonade, massives à légèrement foliées et renferment entre 10 et 25 % de phénocristaux de microcline rose à saumoné. Par endroits, on observe des concentrations de phénocristaux (50 à 80 %) représentant possiblement un litage magmatique. Les minéraux mafiques (biotite brun foncé à rougeâtre, orthopyroxène, hornblende verte et clinopyroxène) en amas forment de 10 et 20 % de la roche. Les minéraux accessoires sont associés à ces amas et comprennent l'apatite et les minéraux opaques (surtout la magnétite) et, plus localement, le sphène, l'allanite, l'épidote et la muscovite. En lames minces, les structures magmatiques sont bien préservées avec des myrmékites et des bordures de recristallisation autour des phénocristaux. La roche à structure porphyroïde est parfois injectée de dykes de granite rose similaire à celui de l'unité pPdep5 de la Suite granitique de De Pas. Ces dykes renferment jusqu'à 5 % d'enclaves centimétriques à décimétriques de diorite finement grenue et granoblastique.

Les roches de même composition et possédant les mêmes caractéristiques structurales et minéralogiques que l'unité pPcde5 à l'exception de la présence de phénocristaux ont été regroupés dans la sous-unité pPcde5a. Dans certains secteurs, les roches de cette sous-unité sont affectées par des failles régionales et ont alors l'aspect de gneiss ou de mylonite.

Unité de leucogabbro, de leucogabbro-norite et d'anorthosite (pPcde7)

L'unité pPcde7 est représentée par quelques masses intrusives mafiques allongées faisant moins de 1 km de largeur sur 1 à 8 km de longueur qui sont associées à des anomalies magnétiques positives. Ces intrusions se trouvent du côté ouest de la ZCRG, au sud-ouest de la région cartographiée (carte hors texte), dans le même secteur que l'unité d'opdalite et de jotunite à structure porphyroïde décrite à la section précédente (pPcde5). Cette unité est composée de gabbro et de gabbro-norite leucocrates, ainsi que d'anorthosite et d'anorthosite quartzifère. La roche est moyennement grenue, massive à foliée et présente en affleurement plusieurs phases intrusives en contact diffus. Le gabbro et la gabbro-norite renferment entre 15 et 25 % de minéraux mafiques formant des amas répartis de manière hétérogène autour des cristaux de plagioclase granoblastique. Ils consistent en hornblende verte à brune, clinopyroxène, biotite brune à rouge, magnétite et, dans le cas de la gabbro-norite, orthopyroxène. La hornblende remplace les pyroxènes. L'anorthosite est localement bréchifiée par le gabbro leucocrate pour former une structure en filet. Elle renferme jusqu'à 10 % de quartz et de 2 à 8 % de minéraux mafiques identiques à ceux observés dans le gabbro. L'anorthosite contient aussi un peu d'apatite et de sphène.

Suite granitique de De Pas (pPdep)

La Suite granitique de De Pas couvre près du tiers de la région d'étude (figure 4) dans le secteur à l'ouest de la ZCM. La Suite granitique de De Pas comprend deux unités principales qui correspondent au prolongement de celles reconnues dans les régions limitrophes, au nord et au nord-ouest (Lafrance *et al.*, 2014 et 2015) : une unité de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à structure porphyroïde (pPdep4) et une unité de granite à biotite (pPdep5). La suite comprend aussi une unité de diorite quartzifère (pPdep3) identifiée plus au sud (Danis, 1991 et Hammouche *et al.*, 2011), ainsi qu'une unité de syénite et de monzonite (pPdep8). Les échantillons prélevés dans ces différentes unités ont servi à la réalisation de 58 analyses géochimiques, 93 colorations et 62 lames minces.

Les datations effectuées dans l'unité principale de granodiorite et de granite à structure porphyroïde (pPdep4) ont donné des âges compris entre 1840 et 1820 Ma (Dunphy et Skulski, 1996; Lafrance *et al.*, 2015). Deux nouvelles datations effectuées par la CGC (Corrigan *et al.*, en préparation) dans la même unité ont donné des âges préliminaires de 1840 ± 6 Ma et de 1860 ± 9 Ma. Ces échantillons ont été prélevés à l'été 2013 lors de la cartographie de la région du lac Henrietta (Lafrance *et al.*, 2015). Ils proviennent respectivement de la sous-unité fortement magnétique (pPdep4a) et de la partie ouest du batholite caractérisé par un magnétisme plus faible et la présence de quartz bleuté (voir la description de l'unité pPdep4 ci-dessous). Une nouvelle

datation provenant d'une granite folié à protomylonitique, interprété comme syntectonique et contemporain de la ZCM, a donné un âge sur zircons de $1861,7 \pm 4,7$ Ma (datation n° 5, figure 4 et tableau 1), ce qui confirme que certaines phases du Batholite de De Pas sont relativement anciennes. Un autre âge de $1813,4 \pm 3,1$ Ma (datation n° 4, figure 4 et tableau 1) vient aussi d'être obtenu pour une granodiorite à structure porphyroïde prélevée dans la partie occidentale de la région. Ces nouveaux âges indiquent que la mise en place de l'unité pPdep4 s'est probablement déroulée en plusieurs épisodes sur une période d'au moins 49 Ma. De plus, une partie de cette évolution est synchrone au développement des grands corridors de cisaillement régionaux. Un âge de 1805 ± 2 Ma (Isnard *et al.*, 1998) avait aussi été obtenu dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013). Cet âge provenait toutefois de l'unité granitique (pPdep5) considérée comme étant la plus tardive du batholite. Un échantillon prélevé dans l'unité pPdep5 lors de la campagne de cartographie de l'été 2013 a aussi été daté par la CGC. Un âge de 1817 ± 5 Ma a été obtenu (Corrigan *et al.*, en préparation).

Les roches potassiques du De Pas contiennent plusieurs enclaves de gneiss de composition variée du Complexe d'Ungava (ApPung), de migmatites du Complexe de Qurlutuq (ApPqur), de diorite et de gabbro granoblastiques de la Suite de Ralleau (ApPral1) et de roches volcano-sédimentaires de la Suite de la Rivière False (pPfas) et de la Ceinture de Tunulic (ApPtun). Les roches de l'unité pPdep4 sont injectées à divers degrés par les différentes phases de l'unité pPdep5 sous la forme de rubans subconcordants et de dykes de largeur centimétrique à métrique. Les roches du De Pas sont communément affectées par la ZCRG et la ZCM, ce qui entraîne le développement d'une foliation mylonitique, de porphyroclastes de feldspath potassique et de rubans de quartz, accompagnés d'altérations plus ou moins intenses en hématite, épidote et chlorite en placages et en veinules.

Unité de diorite quartzifère (pPdep3)

La diorite quartzifère représente une phase intrusive caractérisée par un contenu faible en phénocristaux (<5 %) qui est régulièrement observée sur les affleurements de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à structure porphyroïde de l'unité pPdep4. Le contact entre ces deux lithologies semble d'ailleurs graduel et correspond à la disparition progressive des phénocristaux de feldspath potassique. Dans de rares cas, la diorite quartzifère forme la phase prédominante et constitue une unité (unité pPdep3) pouvant être représentée sur la carte (carte hors texte). Cette roche est homogène, moyennement à finement grenue, de couleur grise et massive à faiblement foliée. Elle contient de 15 à 25 % de biotite brune et de hornblende verte, ainsi qu'une bonne quantité de minéraux accessoires, notamment le sphène, l'allanite, l'apatite et les minéraux opaques. Dans certains secteurs, on observe une altération modérée avec formation de chlorite et d'épidote.

Unité de granodiorite et de monzodiorite quartzifère à structure porphyroïde (pPdep4)

L'unité pPdep4 regroupe divers faciès dont la signature magnétique est variable (figure 5). Elle se compose en grande partie de granodiorite et de monzodiorite quartzifère, mais on y trouve aussi des monzogranites, des syénogranites et des syénites quartzifères. Dans l'unité pPdep4, le microcline rose pâle à blanchâtre se présente en phénocristaux automorphes de 1 à 6 cm (localement jusqu'à 10 cm), mais il est également présent dans la matrice grossièrement à moyennement grenue. Les phénocristaux, qui forment entre 5 et 25 % de la roche, sont parfois alignés, mais montrent généralement une orientation aléatoire. La roche est gris moyen rosé en cassure fraîche avec une patine d'altération blanc rosé. Elle est massive à faiblement foliée, sauf dans les zones de déformation mylonitiques associées aux grandes zones de cisaillement NW-SE à N-S. En affleurement, on observe la présence de monzodiorite finement grenue qui renferme environ 5 % de phénocristaux de microcline de 3 à 7 mm. Cette monzonite se trouve en contact plus ou moins graduel ou irrégulier associé à des bordures de réaction, ou encore en enclaves dans la roche à structure porphyroïde. Ces observations laissent croire à une mise en place plus ou moins contemporaine de ces lithologies.

Les minéraux mafiques (15 à 25 %), qui consistent en biotite brune à verte accompagnée régulièrement de hornblende verte, forment des amas millimétriques à centimétriques auxquels sont associés une quantité relativement importante de minéraux accessoires (2 à 5 %), soit le sphène, l'allanite entourée d'épidote, la magnétite et l'apatite. Le clinopyroxène (jusqu'à 5 %) a aussi été observé localement, ainsi que la muscovite, les carbonates et le zircon, lequel est fréquemment en inclusions à l'intérieur de la biotite. Les roches sont variablement altérées; on observe une chloritisation de la biotite et la formation de séricite, de muscovite, d'épidote, de carbonates et de fines inclusions ou lamelles d'hématite dans les feldspaths. Les phénocristaux de feldspath potassique contiennent des inclusions arrondies de quartz, de plagioclase et de biotite. Au microscope, la roche montre des structures ignées bien préservées avec un peu de recristallisation et de nombreuses myrmékites en bordure des phénocristaux. Les grains de quartz forment une mosaïque de cristaux montrant une extinction roulante prononcée.

À l'extrême ouest du Batholite de De Pas, dans la zone de faible magnétisme (figure 5), l'unité pPdep4 se distingue par la présence de quartz bleuté (photo 12, en annexe), responsable de la teinte plus foncée de la roche, et par l'habitus particulier du feldspath potassique qui se présente uniquement sous la forme de phénocristaux idiomorphes de 0,5 à 13 cm de longueur (moyenne autour de 2 à 5 cm). Ces phénocristaux ne sont pas distribués de manière uniforme et un litage magmatique a été observé sur plusieurs affleurements. Ce litage s'exprime par une alternance de niveaux décimétriques constitués essentiellement de phénocristaux de microcline (>75 %) qui alternent avec

des niveaux devenant de moins en moins riches jusqu'à en être pratiquement dépourvus. On reconnaît également une foliation magmatique marquée par l'alignement de ces phénocristaux. Des structures rapakiviques ont aussi été observées localement. Au microscope, la roche montre un début de recristallisation, particulièrement au pourtour des phénocristaux de microcline.

À l'instar de Lafrance *et al.* (2015), nous avons regroupé dans la sous-unité pPdep4a des roches intrusives potassiques à structure porphyroïde qui forment des intrusions elliptiques orientées N-S à NW-SE associées à de très fortes anomalies aéromagnétiques positives (figure 5). Cette sous-unité se retrouve le long de la ZCRG (figure 4), dans le prolongement des zones de même composition définies immédiatement au nord dans la région du lac Henrietta (Lafrance *et al.*, 2015). Dans ces secteurs, la roche se distingue par son aspect moucheté rose foncé et noir causé par la présence de 25 à 50 % de cristaux idiomorphes de microcline de 0,3 à 3 cm de longueur (localement jusqu'à 5 cm) presque jointifs. Entre les grains de microcline, la matrice est finement recristallisée, particulièrement en bordure des phénocristaux. Les minéraux mafiques, essentiellement de la biotite, sont un peu moins abondants (8 à 20 %) que dans l'unité principale pPdep4 et forment des amas auxquels sont associés les mêmes minéraux accessoires qu'observés ailleurs dans cette unité.

Unité de granite à biotite (pPdep5)

L'unité pPdep5 comprend plusieurs phases intrusives potassiques homogènes s'injectant les unes dans les autres, ce qui donne parfois un aspect hétérogène aux affleurements. Ces injections renferment des enclaves décimétriques à métriques provenant de plusieurs autres unités de la région, principalement des granodiorites à structure porphyroïde de la Suite granitique de De Pas (pPdep4), des gneiss du Complexe d'Ungava (ApPung) et des roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq (ApPqur). Les roches de l'unité pPdep5, généralement peu foliées, sont localement affectées par la ZCRG et la ZCM et développent alors une structure mylonitique.

On observe trois phases intrusives principales dans l'unité pPdep5, mais aucune n'est cartographiable à l'échelle de nos travaux : 1) une phase de composition monzogranitique renfermant entre 8 et 15 % de minéraux mafiques; 2) une phase granitique avec 5 à 10 % de biotite; et 3) une phase de granite leucocrate comportant moins de 5 % de minéraux mafiques. Le monzogranite et le granite à biotite sont à granulométrie moyenne et présentent une structure massive à légèrement foliée. La biotite brune à verdâtre est le principal minéral mafique, mais on observe aussi de la hornblende verte en faible quantité, particulièrement dans le monzogranite. Ces deux phases se distinguent principalement par leur couleur : gris moyen rarement rosé dans le cas du monzogranite et rose pâle à gris rosé (plus clair que

le monzogranite) pour le granite à biotite. Dans les deux cas, les lames minces révèlent une structure ignée relativement bien préservée associée à une recristallisation modérée à forte en bordure des grains. On observe aussi des microstructures myrmékitiques et antiperthitiques, ainsi qu'une extinction roulante du quartz. Les feldspaths montrent un début d'altération avec la formation de séricite, d'épidote et de carbonates. Les minéraux accessoires, surtout l'épidote et l'allanite, sont abondants (1 à 4 %) et souvent accolés aux petits amas de minéraux mafiques dispersés dans la roche. Ils comprennent aussi du sphène, de l'apatite, des minéraux opaques et du zircon en inclusions dans la biotite.

Le leucogranite rose est toujours massif, moyennement grenu à pegmatitique et s'injecte sous la forme de rubans et de dykes centimétriques à décimétriques dans les autres phases granitiques de l'unité pPdep5. De la fluorine a localement été observée dans le secteur sud-ouest de la carte (24A06). À l'instar de Simard *et al.* (2013) et de Lafrance *et al.* (2014 et 2015), toutes les roches granitiques observées dans le Batholite de De Pas ont été assignées à l'unité pPdep5. Toutefois, il y a de fortes chances que certaines de ces roches, particulièrement le leucogranite, représentent une unité beaucoup plus tardive similaire à la Suite de Dancelou décrite par ces auteurs.

La sous-unité pPdep5a correspond à des secteurs très hétérogènes où les roches intrusives potassiques renferment près de 50 % d'enclaves variées, surtout de gneiss, de migmatite et de diorite. Ce mélange donne à la roche une structure marbrée ou encore un rubanement irrégulier et ondulant produit par la forte assimilation des enclaves par les granitoïdes. Le contact entre cette sous-unité et les gneiss du Complexe d'Ungava est graduel, les gneiss montrant de moins en moins d'injections en s'éloignant du Batholite de De Pas.

Unité de syénite et de monzonite (pPdep8)

L'unité pPdep8 a été introduite par Simard *et al.* (2013) afin de regrouper quelques petites intrusions de syénite encaissées dans le Batholite de De Pas. Quatre intrusions hectométriques à kilométriques de syénite et de monzonite situées dans la partie ouest de la région ont été assignées à cette unité (figure 4 et carte hors texte). La roche est magnétique, homogène, grenue, foliée à massive et de couleur rose foncé ou mouchetée noir et rose. Elle renferme entre 15 et 25 % de biotite et de clinopyroxène, ce dernier minéral étant variablement remplacé par la hornblende. Au microscope, on observe un début de recristallisation en bordure des grains, de nombreuses structures myrmékitiques et perthitiques dans les feldspaths et, plus localement, des minéraux mafiques avec des structures squelettiques. Les minéraux accessoires, principalement les minéraux opaques, l'apatite, le sphène, l'épidote, l'allanite et le zircon, sont abondants et souvent accolés aux minéraux mafiques.

Suite d'Aveneau (pPavn)

La Suite d'Aveneau a été définie 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 la Suite d'Aveneau pourrait correspondre à une phase évoluée et tardive reliée au phénomène de fusion partielle à l'origine du Complexe de Qurlutuq. Deux datations U-Pb ont donné des âges de 1817 ± 10 Ma (Simard *et al.*, 2013) et de 1811 ± 12 Ma (Lafrance *et al.*, 2014), appuyant l'hypothèse d'une filiation possible entre les deux unités. Ces deux échantillons ont également donné des âges d'héritage respectifs de 2697 ± 18 Ma et de 2718 ± 17 Ma, indiquant que l'Aveneau pourrait provenir de la fusion partielle de roches archéennes. Dans la région du lac Saffray (Lafrance *et al.*, 2014), la Suite d'Aveneau est aussi observée coupant les séquences de paragneiss et de diatexites des suites de la Rivière False et de Winnie. Il est donc possible qu'une partie des roches assignées à l'Aveneau soit aussi issue de la fusion de ces roches métasédimentaires, ou encore que ces magmas proviennent de la fusion en profondeur des gneiss du Complexe d'Ungava, magmas qui se seraient par la suite mis en place à un niveau supérieur de la croûte continentale. Les échantillons prélevés dans la Suite d'Aveneau ont fait l'objet de deux analyses géochimiques, de six colorations et de quatre lames minces.

La Suite d'Aveneau est peu étendue dans le secteur d'étude (figure 4). Elle est constituée de tonalite et de granite blanchâtres montrant des variations granulométriques importantes, avec des amas de grains fins à grossiers. Ces roches sont massives à faiblement foliées, la foliation étant définie par l'alignement des schlierens de biotite. Elles renferment également des amas et des poches irrégulières de pegmatite de taille décimétrique à décamétrique en contact diffus avec l'encaissant à grain plus fin. La biotite brune est peu abondante (1 à 5 %) et forme communément des schlierens. Des microstructures antiperthitiques et myrmékitiques, ainsi que des zones réactionnelles aux contacts des grains sont couramment observées en lames minces. Le quartz est xénomorphe et montre une extinction roulante prononcée. La muscovite est toujours présente (1 à 5 %) et les minéraux accessoires, peu abondants, consistent en minéraux opaques, sphène, épidote et zircon avec, plus localement, du grenat, de la séricite et des carbonates.

Les roches de la Suite d'Aveneau renferment jusqu'à 15 % d'enclaves centimétriques à décimétriques des autres unités de la région, plus particulièrement de gneiss du Complexe d'Ungava (ApPung) et de migmatites du Complexe de Qurlutuq (ApPqur). La plupart de ces enclaves montrent les effets d'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 la 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 12 à 30 % de schlierens de biotite. Dans ces secteurs hétérogènes, les échantillons de l'Aveneau s'apparentent aux roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq (ApPqur); toutefois on n'observe pas vraiment de rubanement en affleurement.

Orogène des Torngat - Archéen à Paléoprotérozoïque

Complexe de Sukaliuk (ApPsuk)

Le Complexe de Sukaliuk a été défini par Verpaël *et al.* (2000) pour désigner un ensemble d'orthogneiss, de roches supracrustales et de roches mafiques en grande partie métamorphisé au faciès des granulites et faisant partie de l'Orogène des Torngat, c'est-à-dire le secteur à l'est du Couloir de déformation de Blumath (CDB). Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon d'orthogneiss tonalitique à hypersthène de l'unité ApPsuk2 démontre l'existence de plusieurs générations de zircons archéens, avec un âge maximal de 3019 ± 24 Ma et des regroupements autour de 2716 ± 14 Ma et 2802 ± 11 Ma (Lafrance *et al.*, 2015). Cet échantillon a aussi donné des âges métamorphiques paléoprotérozoïques de 1844 ± 15 Ma sur zircons et de 1911 ± 8 Ma sur monazites. Deux échantillons prélevés à l'été 2013 dans la région du lac Henrietta (Lafrance *et al.*, 2015), juste au nord de la région d'étude, ont été datés par la CGC (Corrigan *et al.*, en préparation). Un âge de cristallisation préliminaire de 2,88 Ga et un âge de métamorphisme autour de 1,78 Ga ont été obtenus pour un échantillon provenant de l'unité ApPsuk2. Un second échantillon provenant de la sous-unité ApPsuk2a a donné un âge de cristallisation plus jeune avec des populations datées à 2,62 et 2,59 Ga et un âge de métamorphisme également situé autour de 1,78 Ga. Une nouvelle datation dans l'unité ApPsuk2 a permis de confirmer l'existence d'un protolite archéen avec des âges de 2779 ± 13 Ma et 2718 ± 8 Ma (datation n° 6, figure 4 et tableau 1). Selon Lafrance *et al.* (2015), l'étalement des âges archéens reflète la complexité de cette unité qui renferme plusieurs phases intrusives en contact diffus.

Une datation par la méthode LA-ICPMS a aussi été effectuée dans une diatexite à biotite, grenat et sillimanite provenant de la fusion partielle d'un paragneiss de l'unité ApPsuk4 (Lafrance *et al.*, 2015). Les âges paléoprotérozoïques des zircons (1812 ± 6 Ma) et des monazites (1825 ± 7 Ma) permettent de situer l'âge de cristallisation du leucosome entre 1812 et 1825 Ma. Les âges détritiques obtenus varient entre 2092 et 2690 Ma, indiquant que le paragneiss est protérozoïque.

Le Complexe de Sukaliuk comprend quatre unités dans la région d'étude : 1) une unité d'orthogneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2); 2) une unité d'orthogneiss granitique à hypersthène (ApPsuk3); 3) une unité de paragneiss

migmatitiques (ApPsuk4); et 4) une unité de roches mafiques (ApPsuk6). Ces différentes unités sont coupées par les roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik et renferment souvent des niveaux décimétriques à métriques des autres unités du Sukaliuk. Les échantillons prélevés dans ces unités ont fait l'objet de 21 analyses géochimiques, 7 colorations et 27 lames minces.

Unité d'orthogneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2)

L'unité ApPsuk2 représente l'unité principale du Complexe de Sukaliuk (carte hors texte). La roche de granulométrie fine à moyenne est caractérisée par sa couleur gris verdâtre en cassure fraîche, typique des roches à orthopyroxène, et une teinte blanchâtre à gris pâle en surface altérée. Elle montre aussi une structure granoblastique équi-granulaire bien développée. Le rubanement du gneiss est souvent difficile à observer, particulièrement en cassure fraîche; les colorations font toutefois bien ressortir l'alternance de rubans millimétriques à centimétriques de composition tonalitique et dioritique quartzifère. Ce rubanement est aussi défini par la présence d'une phase intrusive leucocrate plus grenue se présentant en rubans diffus millimétriques à centimétriques de teinte cassonade ou vert plus clair (photo 13). Ces rubans pourraient représenter des leucosomes, des injections tardives ou être le résultat d'une ségrégation métamorphique ou de la circulation de fluides métamorphiques. Les affleurements du secteur nord-est de la région sont couverts de lichen, ce qui ne permet pas de bien reconnaître la présence de cette phase enderbite ou, plus rarement, charnockitique. Le gneiss est également injecté à divers degrés par l'enderbite (par endroits la charnockite) de la Suite d'Inuluttalik. Ces injections, similaires aux rubans leucocrates décrits précédemment, se trouvent aussi en contact diffus avec le gneiss et sont difficiles à distinguer en affleurements. Les échantillons sciés permettent une meilleure distinction entre les deux phases. Le gneiss renferme aussi entre 1 et 25 % d'enclaves étirées ou de niveaux centimétriques à décimétriques de diorite ou de gabbro granoblastique.

L'orthogneiss de l'unité ApPsuk2 contient de 5 à 20 % de biotite et d'hypersthène, mais la hornblende verte et le clinopyroxène sont aussi couramment observés, particulièrement dans les niveaux de diorite quartzifère. La biotite montre un pléochroïsme intense passant de jaunâtre à brun rouge foncé. L'hypersthène est généralement frais, altéré en serpentine et en iddingsite par endroits ou transformé en un mélange de hornblende et d'actinote. Le quartz fumé forme des rubans millimétriques discontinus et montre une forte extinction roulante. Du feldspath potassique (≤ 3 %) est localement observé en petits cristaux interstitiels. Les minéraux opaques (surtout la magnétite) et l'apatite sont toujours présents (2 à 5 %). Les autres minéraux accessoires (épidote, grenat, sphène, allanite et zircon) sont observés en faibles quantités.

Des gneiss sans hypersthène regroupés dans la sous-unité ApPsuk2a sont localement intercalés à l'intérieur des gneiss de l'unité ApPsuk2. Ceux-là se trouvent pour la plupart en bordure des zones de faille (carte hors texte) et pourraient être associés à un phénomène de métamorphisme rétrograde au faciès des amphibolites. Par contre, on observe aussi des niveaux métriques de gneiss tonalitique intercalés avec les gneiss à orthopyroxène, ce qui laisse croire que la composition initiale de la roche pourrait expliquer la présence ou l'absence de l'hypersthène dans la roche. La composition du gneiss de la sous-unité ApPsuk2a varie de la tonalite à la diorite quartzifère. Il renferme entre 5 et 15 % de rubans ou de dykes centimétriques subconcordants de granite rose plus grenu. Le quartz (10 à 25 %) forme des rubans à proximité des zones de déformation. Les minéraux mafiques (7 à 20 %) sont majoritairement constitués de biotite brune avec, plus localement, de la hornblende et de la magnétite. Les minéraux accessoires sont peu abondants et consistent en feldspath potassique, apatite, chlorite, épidote, hématite et zircon.

Unité d'orthogneiss granitique à hypersthène (ApPsuk3)

L'unité ApPsuk3 forme des niveaux discontinus de moins de deux kilomètres de largeur à l'intérieur du Complexe de Sukaliuk. En affleurement, cette unité est parfois difficile à différencier de l'unité ApPsuk2. De façon générale, la roche a une teinte verdâtre un peu plus pâle ou cassonade et renferme peu de minéraux mafiques (5 à 10 %). Les colorations font bien ressortir l'alternance des rubans granitiques et granodioritiques dans le gneiss. À l'exception du feldspath potassique, les roches de l'unité ApPsuk3 renferment les mêmes phases minérales et possèdent les mêmes structures que l'unité ApPsuk2. À l'instar de cette dernière, l'unité ApPsuk3 comprend aussi des zones montrant un rétro-morphisme au faciès des amphibolites, particulièrement en bordure des zones de faille (carte hors texte).

Le gneiss granitique de l'unité ApPsuk3a est similaire à celui observé dans le Complexe d'Ungava. Il est finement recristallisé, gris pâle et renferme 10 à 30 % de rubans millimétriques de granite rose un peu plus grenu. Il contient aussi 5 à 10 % de biotite brune parfois chloritisée et localement associée à un peu de hornblende verte. Les principaux minéraux accessoires sont l'apatite et les minéraux opaques.

Unité de paragneiss migmatitiques (ApPsuk4)

L'unité de paragneiss est localisée dans le coin nord-est de la région où elle est associée à des anomalies magnétiques négatives bien définies sur le levé régional (figure 5). Les séquences de paragneiss forment habituellement des corps de forme elliptique de 3 à 4 km de largeur sur 6 à 10 km de longueur. On les trouve également sous la forme d'un lambeau kilométrique à l'intérieur du Complexe de Sukaliuk (figure 4). L'unité ApPsuk4 est aussi observée en niveaux moins épais intercalés avec les unités d'orthogneiss du complexe. La roche est variablement migmatitisée et renferme

généralement entre 10 et 30 % de rubans millimétriques à centimétriques de mobilisat blanchâtre (photo 14, en annexe) ou de teinte cassonade lorsque l'hypersthène est présent. Des niveaux décimétriques à métriques montrent une fusion partielle plus importante (métatexite et diatexite rubanées). De même, plusieurs niveaux plus épais de leucosome sont observés dans les métasédiments. Dans certains secteurs, des amphibolites à clinopyroxène et grenat forment aussi des niveaux décimétriques à métriques intercalés avec le paragneiss. Les métasédiments possèdent une structure granoblastique fine et sont bien foliés. Ils contiennent entre 2 et 15 % de cristaux millimétriques de grenat rose foncé (1 à 3 mm) et 10 à 25 % de feuillets de biotite brun foncé à rouge. Des rubans riches en hornblende verte, des prismes de sillimanite, du clinopyroxène et de l'orthopyroxène sont aussi observés plus localement, ce dernier minéral étant plus commun dans le leucosome. Les colorations et les lames minces mettent en évidence les variations de composition dans le paragneiss et le leucosome, particulièrement en ce qui concerne la proportion de feldspath potassique qui varie de 0 à 35 % selon les échantillons. Les principaux minéraux accessoires sont les minéraux opaques, l'apatite, le graphite, le zircon, la serpentine, la chlorite et le sphène.

La sous-unité ApPsuk4a forme d'importantes masses intrusives blanchâtres à enclaves de paragneiss interprétées comme le résultat de la fusion de ces métasédiments. À l'instar des rubans de leucosome observés dans les métasédiments, ces roches sont de composition tonalitique ou granitique. Elles sont massives à légèrement foliées, de granulométrie moyenne à grossière et renferment peu de minéraux mafiques, principalement du grenat (1 à 5 %) et un peu de biotite (2 à 3 %).

Unité de roches mafiques (ApPsuk6)

L'unité ApPsuk6 comprend l'ensemble des roches mafiques d'origine intrusive ou effusive du Complexe de Sukaliuk. Ces unités sont de faible dimension (<2 km de largeur) et font partie intégrante du complexe. La roche de granulométrie fine à moyenne est homogène, équigranulaire, granoblastique et peu déformée, sauf à proximité des zones de faille. D'une composition variant du gabbro à la gabbrobronite, sa couleur est gris foncé à verdâtre en cassure fraîche avec une patine d'altération poivre et sel. Les roches mafiques contiennent entre 25 et 50 % de minéraux mafiques, principalement de la hornblende verte à brune et du clinopyroxène avec, plus localement, de l'orthopyroxène sous la forme de porphyroblastes. La biotite, en petits feuillets bruns à rouges, est presque toujours présente, mais ne constitue qu'une phase secondaire (<5 %). Les autres minéraux accessoires sont les minéraux opaques (1 à 5 %), le quartz (<3 %), l'apatite, le zircon et les carbonates. Les roches mafiques renferment aussi une phase diffuse leucocrate (5 à 10 %) grossièrement grenue formant des amas et des rubans millimétriques à centimétriques discontinus. Plus localement, on observe aussi quelques niveaux de dunité

serpentinisée et d'anorthosite quartzifère à hornblende et clinopyroxène.

Les roches mafiques renfermant du grenat ont été regroupées dans la sous-unité ApPsuk6a. Celles-ci forment deux petits lambeaux de moins d'un kilomètre de largeur à l'intérieur des paragneiss de l'unité ApPsuk4 (carte hors texte). D'autres niveaux décimétriques à décimétriques ont aussi été observés à l'intérieur de l'unité de métasédiments, mais n'ont pu être cartographiés à l'échelle de nos travaux. Le grenat constitue généralement entre 10 et 25 % de la roche et se présente sous la forme de porphyroblastes de 3 à 8 mm. Des niveaux et des rubans centimétriques à métriques renfermant plus de 50 % de grenat sont aussi communs. En plus du grenat, la roche renferme les mêmes minéraux que l'unité ApPsuk6. Par contre, elle est généralement rubanée, plus riche en minéraux mafiques et a l'aspect d'un gneiss ou d'une amphibolite. La structure rubanée et l'association spatiale de cette sous-unité avec les paragneiss de l'unité ApPsuk4 indiquent que cette unité est d'origine supracrustale.

Orogène des Torngat - Paléoprotérozoïque

Pluton d'Amarault (nouvelle unité, pPama)

Le Pluton d'Amarault est une nouvelle unité introduite ici pour décrire une intrusion de diorite quartzifère de dimension restreinte localisée dans le secteur nord-est de la région (figure 4). Ce pluton est associé à un creux magnétique de forme elliptique d'environ 13 km de longueur sur 5 km de largeur. Sa signature aéromagnétique (figure 5) est similaire à celle des paragneiss du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk4). Il est d'ailleurs entouré d'une couche de paragneiss de quelques centaines de mètres de largeur. Cette unité n'a fait l'objet que d'une seule analyse géochimique, une coloration et deux lames minces. En affleurement, la roche est très homogène et se caractérise par son aspect moucheté noir et blanc typique en surface altérée (photo 15, en annexe) causée par l'arrangement des grains qui forment des amas de minéraux mafiques et felsiques. On y observe quelques injections d'enderbite grenue, ainsi que de rares enclaves décimétriques à métriques de paragneiss. La diorite quartzifère renferme entre 8 et 15 % de quartz, jusqu'à 7 % de feldspath potassique et de 20 à 30 % de minéraux mafiques qui consistent en hornblende verte et en biotite brune en proportion à peu près égale. Des reliques d'orthopyroxène variablement transformé en iddingsite ainsi du clinopyroxène au cœur des cristaux de hornblende ont aussi été observés à plusieurs endroits. La roche est d'aspect massif, mais on observe une faible foliation définie par l'alignement des minéraux mafiques. En lames minces, elle montre des structures magmatiques bien préservées et une faible recristallisation qui se manifeste par la présence d'amas de sous-grains de plagioclase. On retrouve aussi des structures myrmékites associées aux petits grains interstitiels de

feldspath potassique. L'apatite, les minéraux opaques et le zircon sont présents en quantité accessoire.

Suite d'Inuluttalik (pPina)

La Suite d'Inuluttalik a été définie par Lafrance *et al.* (2014) afin de regrouper les roches intrusives à hypersthène observées dans la portion occidentale de l'Orogène des Torngat. Un échantillon de charnockite a donné un âge paléoprotérozoïque de 1822 ± 8 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation (Lafrance *et al.*, 2014). Un âge d'héritage archéen de 2617 ± 11 Ma a été associé par ces mêmes auteurs à la présence d'enclaves de gneiss du Complexe de Sukaliuk à l'intérieur des roches intrusives. D'ailleurs, il est généralement difficile de distinguer ces deux unités sur le terrain étant donné la qualité médiocre des affleurements (couverture de lichen) et la ressemblance entre les lithologies. La distinction entre les roches de la Suite d'Inuluttalik et du Complexe de Sukaliuk est également difficile en cassure fraîche; toutefois les colorations permettent de bien faire ressortir les différences structurales. Deux échantillons de l'été 2013 (Lafrance *et al.*, 2015) ont aussi été envoyés à la CGC pour des datations géochronologiques (Corrigan *et al.*, en préparation). Des âges préliminaires de 1,8 et 1,78 Ga ont été obtenus respectivement pour l'unité d'enderbite (pPina1) et la sous-unité de tonalite (pPina1a). Plusieurs populations d'âge archéen ont aussi été mises en évidence à 2,57 Ga, 2,65 Ga, 2,67 Ga, 2,73 Ga et 2,88 Ga; ces âges sont pour le moment interprétés comme de l'héritage. Enfin, une nouvelle datation a donné un âge de cristallisation de 1870 ± 6 Ma avec des âges d'héritage compris entre 2,8 et 2,6 Ga (datation n° 7, figure 4 et tableau 1).

La Suite d'Inuluttalik s'injecte dans les gneiss du Complexe de Sukaliuk où elle forme des plutons allongés parallèlement au grain structural régional. Bien que ces deux unités soient magnétiques, les roches intrusives d'Inuluttalik semblent responsables des anomalies aéromagnétiques positives les plus importantes (figure 5). Cette unité renferme communément entre 5 et 15 % d'enclaves centimétriques à décimétriques de gneiss tonalitique à hypersthène (ApPsuk2) et de gabbro ou de gabbro-norite (ApPsuk6) du Complexe de Sukaliuk. Lafrance *et al.* (2014) suggèrent que la suite intrusive représente une phase évoluée issue de la fusion partielle des roches du Complexe de Sukaliuk. Cette hypothèse est basée sur l'étroite association spatiale entre les deux unités, ainsi que sur la présence de nombreux schlierens de biotite à l'intérieur des roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik. Cette suite semble être constituée de plusieurs phases intrusives qui se coupent l'une l'autre; ces nombreuses injections donnent parfois un aspect de rubanement diffus aux affleurements. Seulement deux unités ont pu être individualisées à l'échelle de nos travaux : une unité d'enderbite (tonalite à hypersthène) massive (pPina1) et une unité de charnockite massive (pPina2). Les échantillons prélevés dans cette unité ont servi à la réalisation de quatre analyses géochimiques, onze colorations et huit lames minces.

Unité d'enderbite massive (pPina1)

L'unité pPina1 est la plus importante de la Suite d'Inuluttalik (carte hors texte). Elle est caractérisée par une granulométrie moyenne, une cassure fraîche gris verdâtre, localement cassonade, et une structure massive à faiblement foliée (photo 16, en annexe). Une linéation d'étirement subhorizontale est toutefois répandue et se manifeste par la formation de tiges de quartz à extinction roulante. On remarque la présence d'autres injections plus grenues dont la composition varie d'enderbitique à charnockitique à granitique. Ces injections se présentent le plus souvent sous la forme de rubans centimétriques plus ou moins diffus. L'enderbite de l'unité pPina1 renferme aussi des enclaves centimétriques à décimétriques de gabbro ou de diorite de l'unité ApPsuk6 du Complexe de Sukaliuk, ainsi que des enclaves centimétriques à métriques moins bien définies de gneiss tonalitique à hypersthène de l'unité ApPsuk2. En lames minces, on observe des structures ignées bien préservées avec localement un début de recristallisation. L'enderbite contient entre 20 et 30 % de quartz, moins de 5 % de feldspath potassique et 3 à 10 % de minéraux mafiques. Ces derniers sont principalement représentés par l'hypersthène, la biotite en petits feuillets bruns à rouges, le clinopyroxène et, plus localement, la hornblende. Ces minéraux mafiques forment en général des amas allongés et discontinus à l'aspect de schlierens. L'orthopyroxène est généralement désagrégé et altéré en serpentine et iddingsite. Les principaux minéraux accessoires observés sont l'apatite, les minéraux opaques (magnétite) et, par endroits, l'épidote.

Localement, l'enderbite est rétrogradée au faciès des amphibolites. 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 et contiennent du quartz très foncé et du plagioclase bourgogne. Les autres caractéristiques minéralogiques et structurales sont similaires à l'enderbite de l'unité pPina1.

Unité de charnockite massive (pPina2)

La charnockite de l'unité pPina2 forme rarement des masses cartographiables à l'échelle de nos travaux; seules trois intrusions kilométriques ont été observées (carte hors texte). Elle se présente aussi sous forme d'injections millimétriques à décimétriques roses ou brun cassonade à l'intérieur de l'enderbite de l'unité pPina1, ainsi que dans les roches du Complexe de Sukaliuk. En affleurement, la roche est facile à confondre avec les phases de teinte cassonade de l'enderbite de l'unité pPina1. Elle renferme toutefois jusqu'à 40 % de feldspath potassique. Les minéraux mafiques (environ 10 %) consistent en biotite brune à rouge, orthopyroxène et hornblende avec, par endroits, du clinopyroxène. L'orthopyroxène est régulièrement remplacé à divers degrés par la hornblende ou l'iddingsite. La roche est partiellement recristallisée en bordure des grains. Les

minéraux opaques, l'apatite, le zircon, le sphène et l'épidote sont les principaux minéraux accessoires.

Mésoprotérozoïque

Suite de Fayot (nouvelle unité, mP_{Fay})

La Suite de Fayot est une nouvelle unité qui regroupe cinq petites intrusions massives de lamprophyres d'envergure kilométrique (figure 4) encaissées dans le Batholite de De Pas. Un dyke décimétrique de lamprophyre coupant la granodiorite porphyrique de la Suite granitique de De Pas a aussi été observé à proximité de l'intrusion de la Suite de Fayot la plus septentrionale (figure 4). Cette roche est constituée d'une matrice à grain fin riche en feldspaths qui renferme des microphénocristaux et des amas millimétriques formés de biotite, de clinopyroxène et d'amphiboles. En plus de cinq analyses géochimiques, deux colorations et huit lames minces provenant de cette unité ont été examinées afin de compléter les descriptions de terrain. Une étude pétrologique plus détaillée de la Suite de Fayot a aussi été réalisée dans le cadre du projet de fin d'études de Marie-Odile Chartier à l'Université du Québec à Chicoutimi.

La Suite de Fayot est constituée de lamprophyre mélanocrate (minette) et de lamprophyre leucocrate (vogesite). Le faciès mélanocrate a un aspect hétérogène qui se caractérise par la présence d'amas de minéraux mafiques verts ou noirs et d'amas felsiques roses, millimétriques à décimétriques, arrondis ou en filets (photo 17, en annexe). Ces amas felsiques, de même composition que le lamprophyre leucocrate, montrent des contacts irréguliers et ondulants et sont parfois démembrés (Chartier, 2016). La granulométrie des lamprophyres mélanocrates est variable, passant de très fine à grossière. De façon générale, les minéraux mafiques forment des amas millimétriques à centimétriques, alors que le feldspath potassique (sanidine) est présent en petits cristaux dans la matrice ou en grands cristaux pœcilitiques. Ceux-ci sont altérés, riches en inclusions de minéraux mafiques et montrent des structures perthitiques et antiperthitiques. Le plagioclase et le quartz (<3 %) sont interstitiels ou en inclusions dans les minéraux mafiques. Le lamprophyre leucocrate forme des injections ou des amas à l'intérieur du lamprophyre mélanocrate, mais constitue aussi une masse intrusive kilométrique dans laquelle on observe des amas aux contours irréguliers de lamprophyre mélanocrate (Chartier, 2016). Ces observations pourraient indiquer un processus d'immiscibilité des liquides magmatiques ou une ségrégation tardive.

La minéralogie des deux types de lamprophyres est similaire, sauf en ce qui concerne les proportions de minéraux mafiques qui représentent de 35 % à 80 % de la roche dans le faciès mélanocrate et de 5 % à 35 % dans le faciès leucocrate. La quantité de plagioclase est aussi plus importante dans le lamprophyre leucocrate (<15 %) que dans le faciès mélanocrate (<1 %). Les minéraux mafiques consistent en biotite brune, hornblende verte/actinote et diopside en por-

portion à peu près égales. La hornblende verte et l'actinote sont localisées en bordure des grains de clinopyroxène qu'ils remplacent complètement par endroits. La biotite est le plus souvent ferrifère (lépidomélane), riche en inclusions de zircon et altérée en chlorite à plusieurs endroits. Les minéraux accessoires sont abondants et souvent grossiers. Il s'agit, par ordre d'importance, du sphène, de l'apatite, de l'épidote, des minéraux opaques (magnétite et sulfures), de l'allanite, du zircon, des carbonates et de la fluorine.

Dykes de Slanting (mP_{Sla}, nouvelle unité)

Les Dykes de Slanting représentent une nouvelle unité introduite ici afin de regrouper l'ensemble des dykes gabbroïques coupant les lithologies de la Suite de Nekuashu. Ces dykes n'ont pas été observés ailleurs et pourraient aussi représenter une phase tardive associée à la mise en place du Nekuashu. Toutefois, l'absence de foliation, même en bordure des zones de faille appartenant à la ZCRG, indique plutôt que ces dykes sont beaucoup plus récents. L'âge du Nekuashu est en effet néoarchéen, ce qui précède de beaucoup la formation de la ZCRG. Les dykes sont magnétiques, finement à très finement grenus et de puissance décimétrique à hectométrique. Ils coupent de façon nette la foliation des roches de la Suite de Nekuashu et sont principalement orientés NE-SW à N-S. Des bordures figées ont été observées à quelques endroits. Un total de quatre analyses géochimiques et de quatre lames minces ont permis de caractériser le Slanting.

Les dykes de gabbro contiennent du plagioclase en lattes millimétriques idiomorphes à hypidiomorphes et 50 à 65 % de minéraux mafiques en grains et en amas millimétriques. Bien que la microstructure subophitique soit très bien préservée, on observe localement un début de recristallisation avec la formation de sous-grains en bordure des cristaux de plagioclase. Ces roches ont aussi subi une altération modérée caractérisée par la saussuritisation du plagioclase et l'ouralitisation du clinopyroxène. Les minéraux mafiques consistent en un mélange à grain fin de hornblende verte et d'actinote avec des vestiges de clinopyroxène au cœur des amas d'amphiboles. Les minéraux opaques, principalement de la magnétite, sont présents en quantité importante (jusqu'à 5 %) et l'épidote est toujours reconnue. De faibles quantités d'apatite, de quartz, de grenat et de sphène ont aussi été observées dans certaines lames minces.

Essaim de Falcoz (mP_{Fal})

Le terme « Diabase de Falcoz » a été introduit par Girard (1990b) dans la région du lac Courdon pour désigner un essaim de dykes orientés NNW-SSE suivant l'axe de la rivière Falcoz. Cette unité a été renommée « Essaim de Falcoz » par Simard *et al.* (2013) dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava. Girard (1990b) mentionne que ces dykes possèdent des similitudes avec les « Diabases de Ministuku » identifiées plus au sud par Van der Leeden (1994). Verpaelst *et al.* (2000), Simard *et al.* (2013) et

Lafrance *et al.* (2015) ont également assigné tous les dykes orientés NNW-SSE à cet essaim. L'Essaim de Falcoz représente un ensemble de dykes tardifs fortement magnétiques, non déformés et non métamorphisés qui coupent les unités de l'Orogène des Torngat et de la partie est de la Zone noyau (figures 4). Le tracé des dykes est principalement interprété à partir du levé magnétique (figure 5); toutefois, des dykes de largeur métrique à décamétrique ont été observés à quelques endroits le long de ces linéaments.

Deux échantillons assignés à ces dykes ont été prélevés, l'un à l'extrémité est de la région, dans l'Orogène des Torngat, et l'autre provenant de la région de la Hutte Sauvage (SNRC 24A07) immédiatement au sud, où des vérifications ont été effectuées en 2014. Les deux échantillons sont des gabbros à olivine à microstructure subophitique renfermant du plagioclase faiblement à modérément séricitisé, des minéraux opaques (surtout de la magnétite) en abondance et un peu d'apatite. L'échantillon des Torngat est finement grenu et renferme 35 à 40 % de minéraux mafiques représentés par l'olivine et, en quantité un peu moindre, le clinopyroxène. L'échantillon provenant de la partie est de la Zone noyau se distingue par une granulométrie beaucoup plus fine avec des microphénocristaux de plagioclase et d'olivine dans une matrice aphanitique constituée de lattes de plagioclase et de cristaux de pyroxènes.

Dykes de Slippery (nouvelle unité, mPsp)

Les Dykes de Slippery représentent une nouvelle unité comprenant au moins deux grands dykes à structure subophitique associés à des linéaments magnétiques et topographiques orientés est-ouest, dans la partie sud de la région, et ENE-WSW, dans la partie nord (figure 5). La présence d'autres linéaments est-ouest, principalement dans la partie sud de la région, laisse croire à la présence de plusieurs autres dykes qui n'ont toutefois pas été observés lors de notre cartographie. Des dykes de largeur décimétrique à hectométrique ont été observés à quelques endroits le long de ces grands linéaments. Ces intrusions mafiques coupent de façon nette le grain structural dans les lithologies encaissantes et semblent s'être mises en place le long de grandes fractures tardives. La roche est magnétique, massive, moyennement grenue et de couleur grise en cassure fraîche et brunâtre en patine d'altération. Un seul échantillon a été prélevé en 2014 à des fins d'analyses et d'étude pétrographique. Il s'agit d'un gabbro à olivine composé de lattes de plagioclase montrant une altération modérée en séricite, d'olivine (20 à 25 %), de clinopyroxène (10 à 15 %) et de minéraux opaques (5 %). On observe aussi un peu de biotite brun foncé, de la chlorite, de l'apatite et des sulfures.

LITHOGÉOCHIMIE

Les résultats analytiques présentés dans ce chapitre proviennent de 242 échantillons de roches prélevés dans les différentes unités de la région et analysés pour les éléments majeurs et en traces au laboratoire Actlabs d'Ancaster, en Ontario. Les résultats de la plupart de ces analyses sont illustrés sur les diagrammes des figures 6 à 12. Ils sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM. Les roches de la région ont subi plusieurs événements précoces à tardifs (hydrothermalisme, métasomatisme et métamorphisme) qui ont pu affecter la mobilité des éléments. À l'exception des roches ultramafiques, les échantillons dont la perte au feu est supérieure à 3 % ont été éliminés de la base de données utilisée pour l'interprétation des données lithogéochimiques.

Roches volcano-sédimentaires

L'affinité magmatique et les environnements géotectoniques des roches volcaniques ont été déterminés en utilisant principalement les éléments fortement à modérément incompatibles (Hf, Zr, Y, Ta, Th, Nb) et les éléments des terres rares (ETR). Ces éléments sont considérés comme 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 pour les roches volcano-sédimentaires peu ou non affectées par la migmatisation régionale sont présentés dans les diagrammes lithogéochimiques des figures 6 et 7.

La Ceinture de Tunulic (50 échantillons) est la seule unité de la région qui contienne des roches volcaniques reconnaissables, quoique amphibolitisées à différents degrés. Elle est formée de basalte amphibolitisé d'affinité transitionnelle, localement tholéitique ou calco-alcaline, ainsi que de volcanoclastites et de volcanites de composition intermédiaire à felsique (andésite, rhyodacite et, localement, rhyolite) d'affinité calco-alcaline (figures 6a et 6b). Les volcanoclastites sont essentiellement de composition rhyodacitique. La Ceinture de Tunulic contient également des filons-couches de composition mafique à ultramafique (ApPtun3). Le contenu en MgO des filons-couches ultramafiques varie grandement, atteignant localement près de 18 % MgO, ce qui suggère la présence de cumulats (figure 6c). L'évolution magmatique des unités ultramafiques à felsiques de la Ceinture de Tunulic est également visible dans les diagrammes de variation des oxydes majeurs et des rapports d'éléments en traces immobiles (figures 6c et 6d). Les rapports Ti/Zr varient de 2 à 33 dans les roches intermédiaires à felsiques, de 60 à 170 dans les metabasalts et de 50 à plus de 1000 dans les filons-couches mafiques et ultramafiques. Dans ces diagrammes, les paragneiss associés aux roches volcaniques (unité ApPtun2) montrent les mêmes caractéristiques géochimiques que les volcanoclastites felsiques.

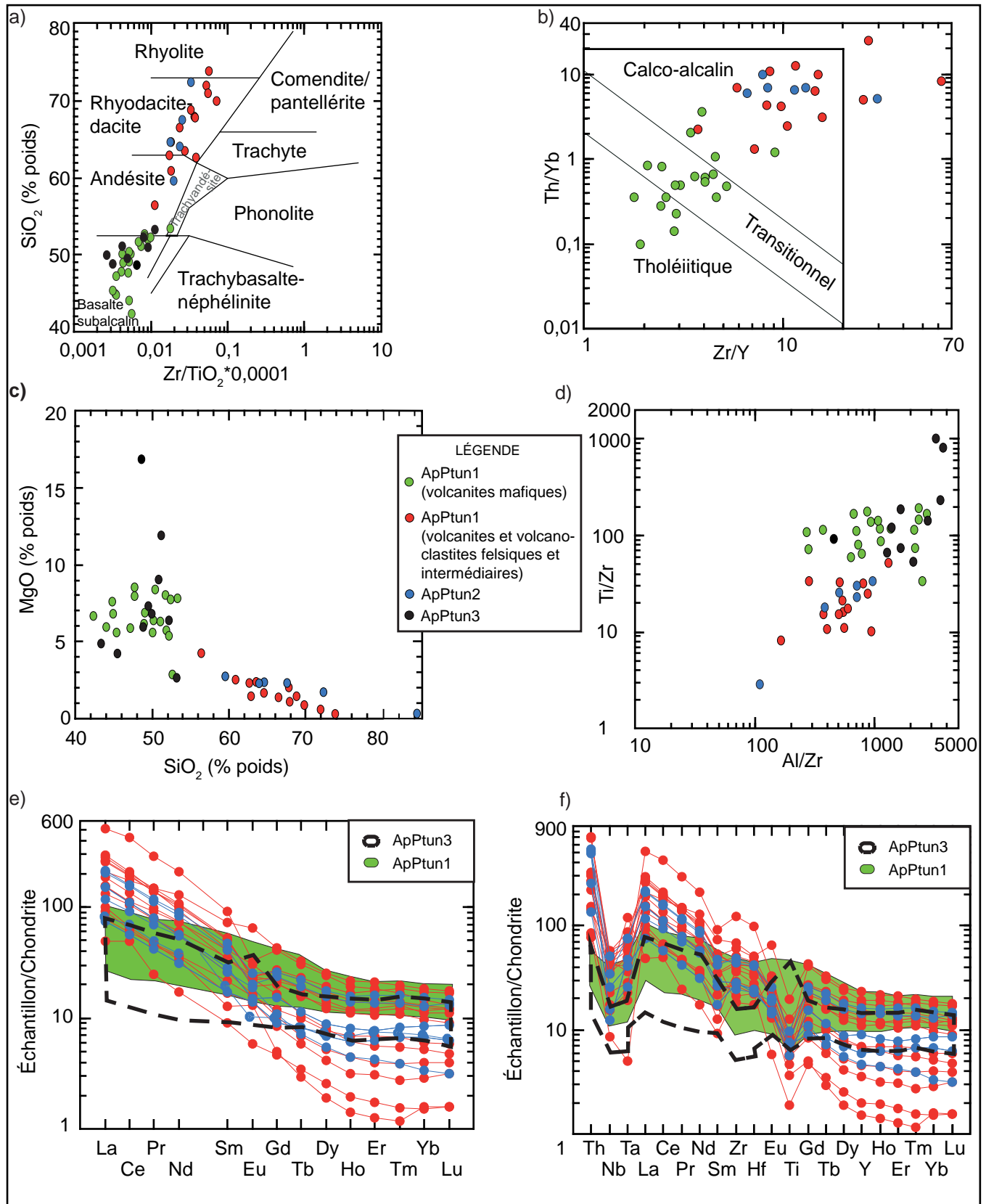


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches volcano-sédimentaires de la région : **a)** diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); **b)** diagramme d'affinité magmatique des roches volcaniques de Ross et Bédard (2009); **c)** diagramme binaire MgO versus SiO_2 ; **d)** diagramme binaire Ti/Zr versus Al/Zr; **e)** diagramme des éléments des terres rares normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995); et **f)** diagramme multiélément, normalisation aux chondrites de McDonough et Sun (1995).

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. Les metabasites sont légèrement enrichies en ETR légères par rapport aux ETR lourdes et montrent des anomalies négatives en Nb-Ta. Ils sont aussi caractérisés par des rapports La/Yb_{nc} de 2 à 6 pour les roches tholéitiques à transitionnelles et de 7 à 14 pour les quelques volcanites mafiques d'affinité calco-alcaline. Les filons-couches montrent des profils des ETR similaires à ceux des basaltes amphibolitisés, mais sont généralement moins riches en ETR. Les profils d'ETR peu fractionnés, les anomalies légèrement positives en titane et les faibles anomalies négatives en Nb-Ta dans les roches mafiques et ultramafiques pourraient indiquer que le ou les magmas parents de cette ceinture sont peu évolués et proviennent de la fusion partielle avancée d'une source mantellique n'ayant pas fractionné le rutile dans le résidu de fusion. Comparées aux roches mafiques, les unités

felsiques à intermédiaires du Tunulic sont plus riches en ETR légères avec des rapports La/Yb_{nc} de 11 à 63 et Zr/Y de 4 à 61 et montrent des anomalies négatives en Nb-Ta plus prononcées, soulignant le fractionnement magmatique, ainsi que la contamination crustale du magma. L'étalement important des valeurs en ETR lourdes est aussi caractéristique de ces unités et pourrait indiquer la présence d'un résidu contenant du grenat, particulièrement dans le cas des deux échantillons qui montrent des concentrations en ETR lourdes proches des valeurs des chondrites. Cette hypothèse implique toutefois l'existence de plusieurs magmas parents provenant de différentes profondeurs, certains étant issus de la fusion partielle du manteau dans le champ de stabilité du grenat. La forte similitude entre les paragneiss et les volcanoclastites felsiques de la Ceinture de Tunulic, autant du point de vue des éléments majeurs que des éléments en traces, permet de croire que ces deux ensembles sont génétiquement liés. Quelques bandes de roches volcaniques

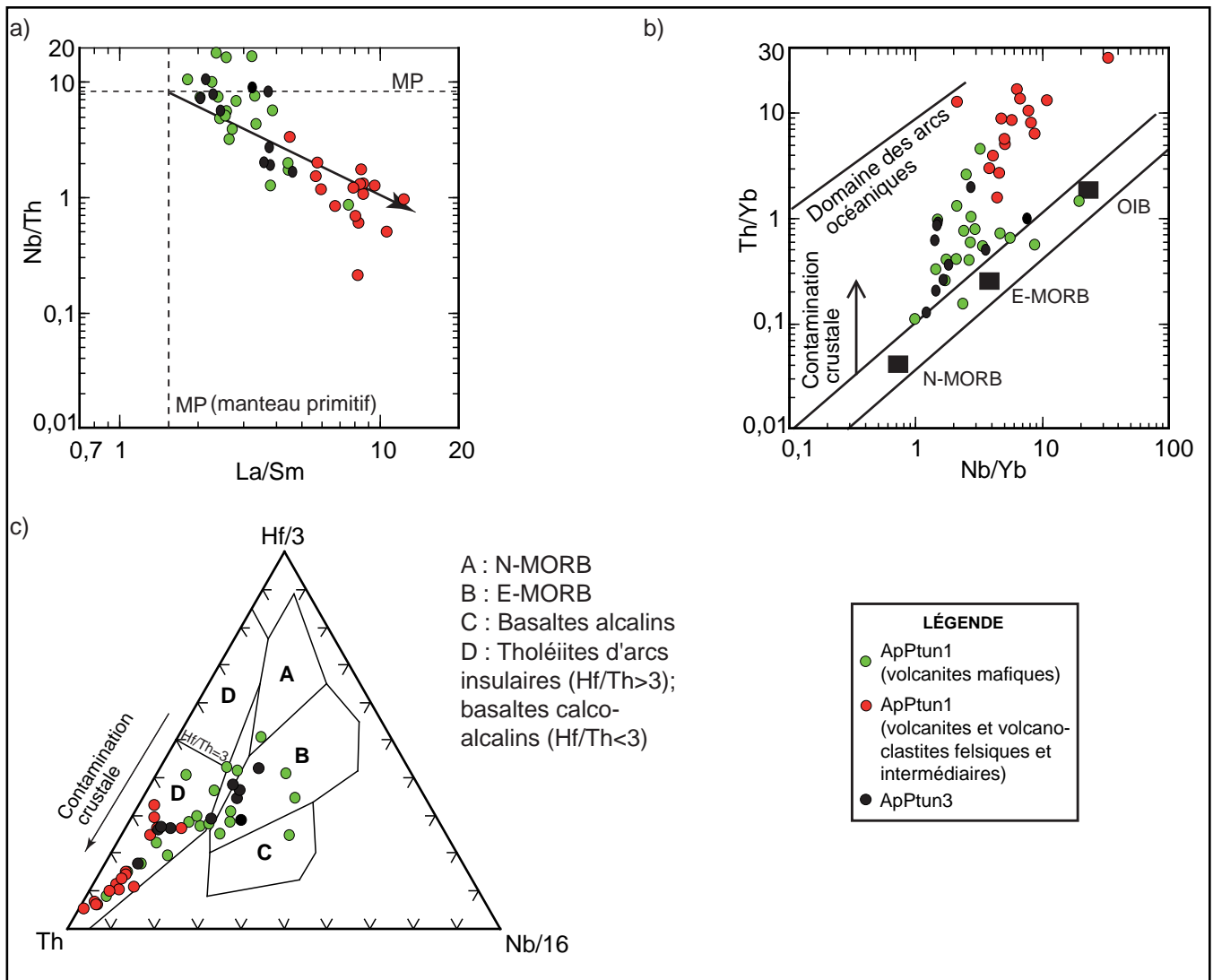


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches volcano-sédimentaires de la région : a) Diagramme Nb/Th versus La/Sm de Pearce (2007); b) diagramme de discrimination des environnements géotectoniques Th/Yb versus Nb/Yb de Pearce (2007); c) diagramme ternaire de discrimination des environnements géotectoniques Th-Hf/3-Nb/16 de Wood (1980);

montrent des rapports d'éléments en traces similaires à ceux d'un manteau enrichi, alors que les rapports Nb/Th, Th/Yb, Nb/Yb et Hf/Th de la plupart des échantillons se situent nettement au-dessus du champ mantellique, indiquant une contamination crustale du magma (figures 7a, 7b et 7c). À partir des diagrammes discriminants des environnements tectoniques présentés à la figure 7, il est possible de conclure que la Ceinture de Tunulic comprend des volcanites, des volcanoclastites et des filons-couches dont le ou les magmas parents : 1) varient en composition, comme le montre l'étalement des analyses parallèlement à l'axe des basaltes océaniques autour du pôle E-MORB de la figure 7b; et 2) ont subi une contamination crustale plus ou moins importante soulignée par l'enrichissement nul à modéré en Th.

Unités de roches intrusives à dominance mafique

Les résultats d'analyses présentés à la figure 8 proviennent des roches intrusives à dominance mafique de la région, incluant les suites de Nekuashu (ApPnek; 29 échantillons) et de Pelland (ApPped; 17 échantillons). Ils comprennent aussi des échantillons provenant du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk6; 5 échantillons), de la Suite granitique de De Pas (pPdep8; 2 échantillons), de la Suite de Fayot (mPfay; 5 échantillons) et des dykes mésoprotérozoïques (4 échantillons) de Falcoz (mPfal) et de Slippery (mPsip).

Sur les figures 8a et 8b, les gabbros de l'unité ApPsuk6 sont principalement d'affinité tholéiitique, à la limite entre les champs des roches ferrifères et magnésiennes. Le Sukaliuk contient également un échantillon de dunite fortement altérée (9 % de perte au feu), très pauvre en éléments alcalins et riche en magnésium (32 % MgO) et en chrome (3330 ppm). La dispersion des échantillons des suites de Pelland et de Nekuashu dans les différents diagrammes reflète les variations observées dans la minéralogie de ces roches. Les échantillons de l'unité ApPped1 occupent essentiellement les champs des gabbros et des diorites-gabbros, ceux de l'unité ApPped2 sont de composition dioritique à granodioritique, tandis que l'unité ApPped3 est constituée de granite. Tous les échantillons du Pelland sont d'affinité subalcaline. En comparaison, la Suite de Nekuashu est plus riche en éléments alcalins et comprend essentiellement des roches subalcalines à localement alcalines. L'unité ApPnek1 est majoritairement formée de roches intermédiaires à mafiques (monzodiorite, monzonite et gabbro) d'affinité calco-alcaline, plus rarement tholéiitique, l'unité ApPnek2 de roches alcalines ou subalcalines mafiques et intermédiaires (monzogabbro, monzodiorite et monzonite) et l'unité ApPnek3 de monzonite et de granite subalcalins. La figure 8a met aussi en évidence la nature alcaline des roches intrusives de la Suite de Fayot (mPfay), dont la composition varie de lamprophyre mélanocrate à leucocrate (plus ou moins l'équivalent de monzogabbros et de monzonites), ainsi que de l'unité syénitique (pPdep8) de la Suite granitique de

De Pas. Enfin, les dykes mésoprotérozoïques de gabbro à olivine (mPsip et mPfal) sont d'affinité tholéiitique.

Les diagrammes discriminants des environnements géotectoniques des figures 8c et 8d semblent indiquer que le magma parent de la Suite de Pelland proviendrait d'une source mantellique dont la composition serait intermédiaire entre celle du manteau appauvri (MORB) et du manteau enrichi (basaltes intraplaques). Les très faibles variations des rapports Th/Yb par rapport aux rapports Ta/Yb dans les différents échantillons mafiques et intermédiaires de cette suite (ApPped1 et ApPped2) peuvent être interprétés comme le résultat de changements importants dans la composition de la source ou de variations du degré de fusion partielle associés à une très faible contamination crustale. Ces interprétations sont aussi appuyées par les spectres des ETR (figures 9a et 9b) des unités ApPped1 et ApPped2 qui montrent des profils similaires et un léger étalement vertical des analyses. Ces roches sont de plus caractérisées par une absence d'enrichissement en Th, par l'absence d'anomalies Nb-Ta marquées, ainsi que par de faibles anomalies négatives en Ti. Par contre, l'unité granitique ApPped3 montre un appauvrissement en ETR lourdes, un enrichissement significatif en Th ($5 < \text{Th/Yb} < 14$), ainsi que des anomalies négatives prononcées en Nb-Ta et en Ti, confirmant une importante interaction avec la croûte continentale et indiquant possiblement une source profonde dans le champ de stabilité du grenat.

Pour la Suite de Nekuashu, les diagrammes des figures 8c et 8d ainsi que les spectres des ETR de la figure 9c démontrent que les échantillons analysés proviennent d'un même magma parent (faible variation des rapports Ta/Yb) et suivent une tendance de différenciation magmatique typique. L'étalement des rapports Th/Yb et l'importance des anomalies négatives en Nb-Ta (figure 9d) reflètent une contamination crustale marquée dans toutes les unités de cette suite. Selon les figures 8c et 8d, l'environnement de mise en place de ce magma pourrait correspondre à un domaine de marge continentale active, ou encore de MORB et plateau continental. Une partie de l'unité ApPnek1, représentée par les leucogabbros et les leucogabbronites, est faiblement contaminée et caractérisée par de faibles anomalies en Nb-Ta et des anomalies négatives en Zr-Hf, lesquelles pourraient indiquer un processus magmatique impliquant la cristallisation importante du zircon lors de la différenciation. Le découplage du Nb et du Ta dans certains échantillons pourrait être un artefact causé par les faibles concentrations de ces éléments qui sont proches du seuil de détection. Pour sa part, l'unité ApPnek3 est la plus évoluée, la plus enrichie en ETR légères et montre les plus fortes anomalies négatives en Nb-Ta et Ti.

La Suite de Fayot est celle (avec l'unité ApPped3) qui affiche les plus fortes anomalies négatives en Nb-Ta et Ti et le plus fort enrichissement en ETR légères parmi les roches intrusives mafiques de la région (figures 9e et 9f). Ces caractéristiques pourraient indiquer un faible degré de fusion partielle associé à une contamination crustale importante. Il est à noter que certains échantillons sont enrichis

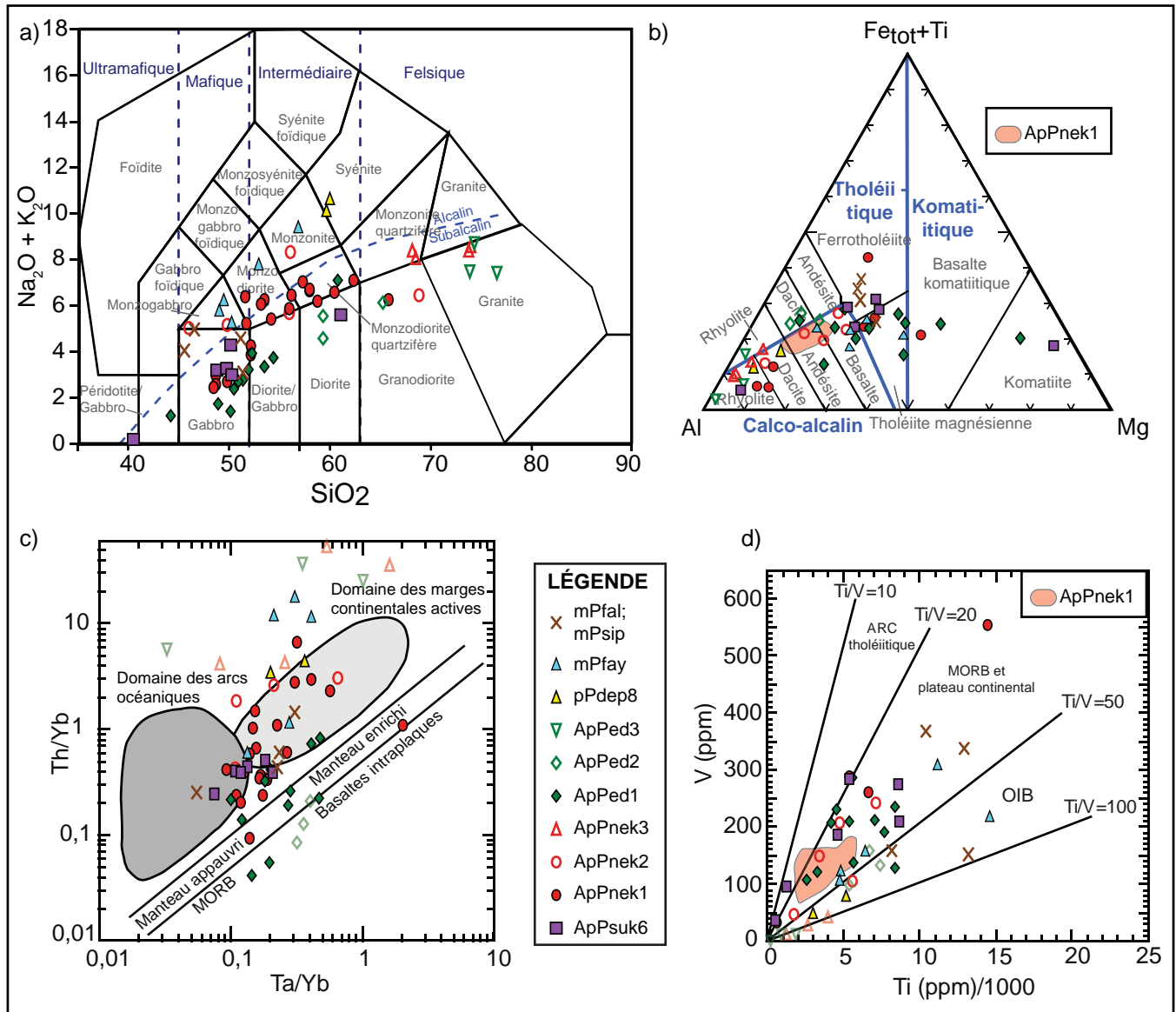


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques des unités de roches intrusives à dominance mafique de la région : **a)** diagramme de classification binaire de Middlemost (1985); **b)** diagramme ternaire cationique ($\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{TiO}_2$) – Al_2O_3 – MgO de Jensen (1976); **c)** diagramme de discrimination des environnements géotectoniques Th/Yb versus Ta/Yb de Pearce (1983); **d)** diagramme binaire Ti versus V de Shervais (1982).

en Th, alors que d'autres sont appauvris en cet élément tout en montrant des anomalies négatives en Zr-Hf, ce qui pourrait indiquer, tout comme dans le cas de la Suite de Nekuashu, un processus magmatique impliquant la cristallisation importante de zircon au cours de la différenciation magmatique. Finalement, les dykes mésoprotérozoïques (mPfal et mPsp) et les roches mafiques du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk6) montrent des profils en ETR relativement plats (figure 9e) et de faibles anomalies en Nb-Ta (figure 9f), suggérant un magma parent primitif proche en terme de composition des N-MORB (figure 8c). Pour leur part, les échantillons de syénite de la Suite granitique de De Pas (pPdep8) se distinguent par un enrichissement en ETR légères, un enrichissement en Th, ainsi que des anomalies négatives significatives en Nb-Ta et Ti, des caractéristiques très similaires aux échantillons de la Suite de Fayot.

Roches intrusives felsiques à intermédiaires

Les analyses des unités felsiques à intermédiaires de la région (94 échantillons) sont présentées sur les diagrammes des figures 10 à 12. Parmi les échantillons analysés, neuf proviennent de roches archéennes du Complexe d'Ungava dans la Zone noyau et onze du Complexe de Sukaliuk dans l'Orogène des Torngat. Les autres unités felsiques échantillonnées sont d'âge paléoprotérozoïque et proviennent du Batholite de De Pas (60 échantillons), de la Suite de Terriault (trois échantillons) et de l'unité de diatexite de la Suite de Mistinibi (sept échantillons) dans la Zone noyau, ainsi que de la Suite d'Inuluttalik (quatre échantillons) dans les Torngat.

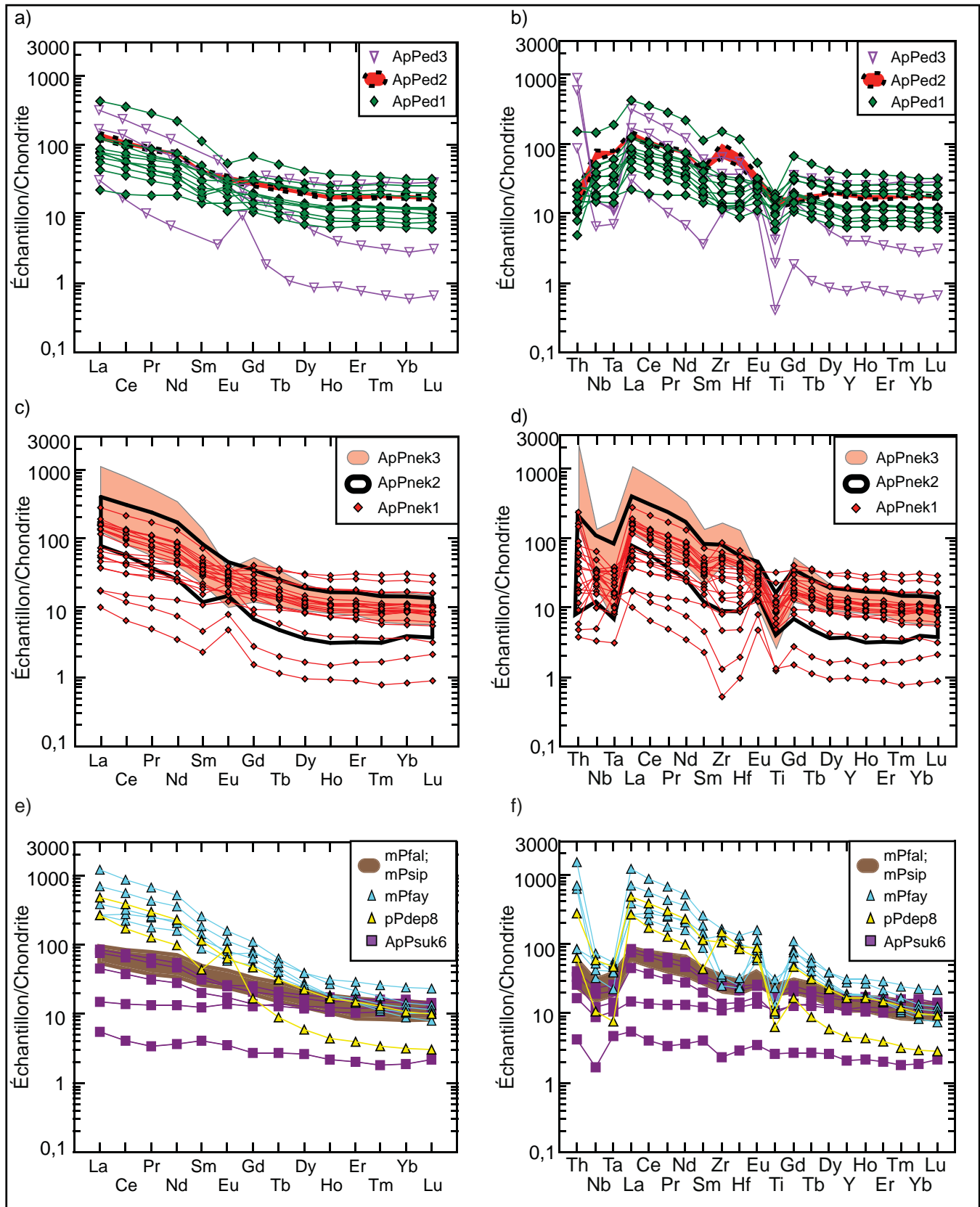


FIGURE 9 - Diagrammes géochimiques des unités de roches intrusives à dominance mafique de la région : **a)** et **b)** diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite de Pelland; **c)** et **d)** diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite de Nekuashu; **e)** et **f)** diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour l'unité mafique du Complexe de Sukaliuk, l'unité de syénite du Batholite de De Pas, la Suite de Fayot et les dykes mésoprotérozoïques de Falcoz et de Slippy.

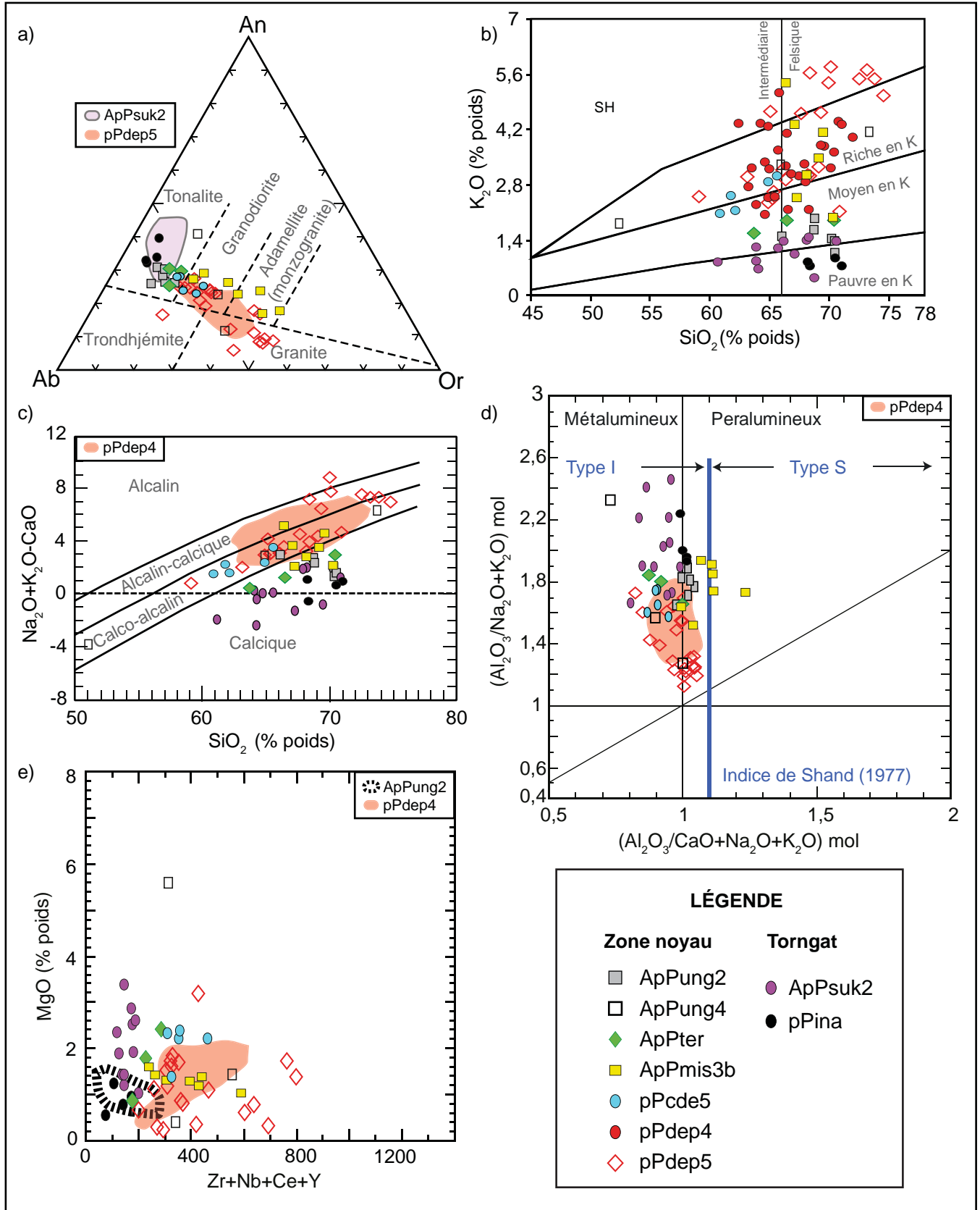


FIGURE 10 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques à intermédiaires de la région : **a**) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); **b**) diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de Peccerrillo et Taylor (1976), modifié par Consorem (2011); **c**) diagramme 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); et **e**) diagramme binaire MgO versus $Zr + Nb + Ce + Y$.

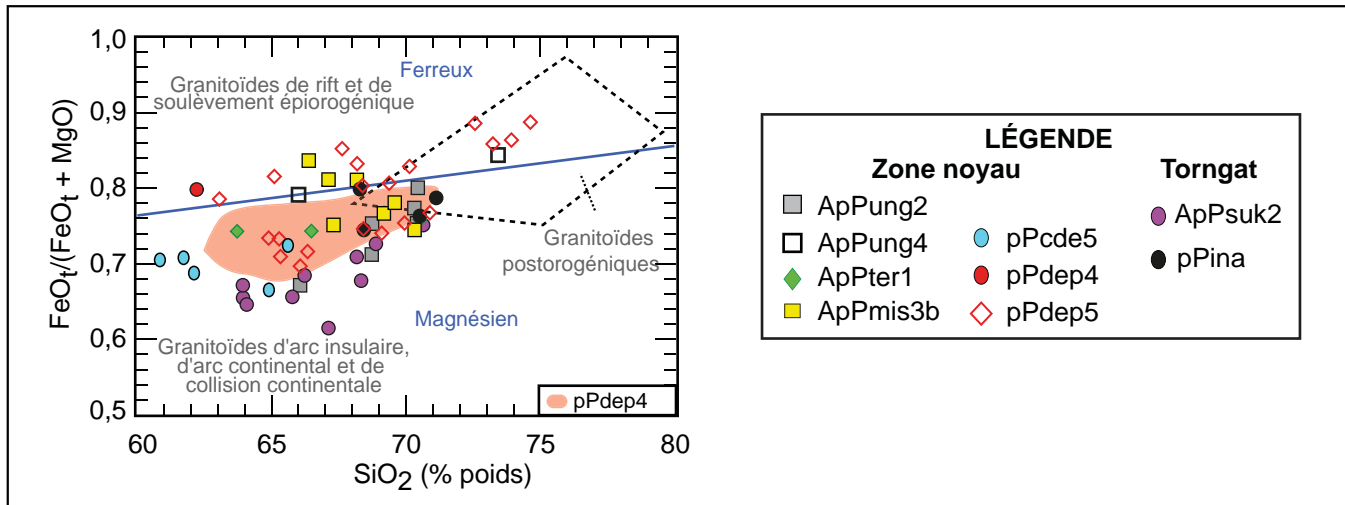


FIGURE 11 - Diagramme discriminant de Maniar et Picoli (1989) pour les roches felsiques à intermédiaires de la région

Roches archéennes gneissiques

Les échantillons du Complexe d'Ungava proviennent de l'unité tonalitique ApPung2 (six échantillons), de l'unité granitique ApPung4 (un échantillon) et de la sous-unité intermédiaire et potassique ApPung4a (deux échantillons). Tous les échantillons analysés du Complexe de Sukaliuk proviennent de l'unité ApPsuk2. Les échantillons des unités ApPung2 et ApPsuk2 sont concentrés dans le champ des tonalites et montrent des concentrations faibles à moyennes en potassium (figures 10a et 10b). Le Sukaliuk est d'affinité calcique, tandis que le gneiss d'Ungava est calcique à calco-alcalin (figure 10c). Dans les mêmes diagrammes, les échantillons de l'unité ApPung4 et ApPung4a montrent des compositions variables (granitiques à tonalitiques), riches en potassium et d'affinité calco-alcaline. Les gneiss du Sukaliuk et les gneiss potassiques du Complexe d'Ungava tombent dans le champ des granitoïdes de type I typiquement métalumineux, tandis que les gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava sont peralumineux à légèrement métalumineux (figure 10d). Les gneiss archéens, à l'exception des roches potassiques (ApPung4), ont des concentrations en éléments rares combinés (Zr + Nb + Ce + Y) inférieures à 300 ppm (figure 10e). Ces roches ont pour la plupart une signature similaire à celle des granitoïdes d'arcs insulaires (figures 11a et 11b). Les profils des ETR (figure 12a) des gneiss tonalitiques provenant de la Zone noyau (ApPung2) et des Torngat (ApPsuk2) sont similaires, montrant une anomalie positive en Eu avec un enrichissement modéré en ETR légères (30 à 100x chondrite) et faible en ETR lourdes (1 à 10x chondrite). Toutefois, quelques échantillons de gneiss du Sukaliuk montrent un appauvrissement en Th. À la figure 12b, les gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava se distinguent de ceux des Torngat par des valeurs plus élevées en Nb-Ta, ainsi que de plus fortes anomalies en Sm et Ti. Les profils des gneiss granitiques (ApPung4) sont subparallèles à ceux des gneiss tonalitiques (ApPung2), quoique nettement plus enrichis en ETR, avec des anomalies plus prononcées en Nb-Ta et en Ti (figures 12a et 12b).

Intrusions paléoprotérozoïques

Les analyses reportées sur les diagrammes des figures 10a et 10b reflètent bien la composition des différentes unités intrusives paléoprotérozoïques de la région. La Suite granitique de De Pas, qui occupe le tiers de la région cartographiée, est formée de deux unités felsiques principales : l'unité à structure porphyroïde pPdep4 de composition granodioritique à monzodioritique et l'unité pPdep5 de composition granitique. Les diagrammes 10b et 10c confirment la composition variée de ces unités et la nature plus potassique et plus siliceuse d'une bonne partie de l'unité pPdep5 par rapport à l'unité pPdep4. L'unité pPcde5 de la Suite charnockitique de De Pas montre une composition similaire à celle de l'unité pPdep4. Les données de six échantillons de l'unité granitique du De Pas (pPdep5) prélevés dans l'enveloppe d'altération associée à l'intrusion ne sont pas représentées aux figures 10, 11 et 12. La géochimie de ces zones est toutefois traitée dans le projet de fin d'études de Pierre-Hugues Lamirande (2015). Les tonalites et les granodiorites du Complexe de Terriault (ApPter) montrent un contenu modéré en potassium. L'unité de diatexite du Complexe de Mistinibi (ApPmis3b) possède une composition granodioritique à monzogranitique généralement riche en potassium. En ce qui concerne les tonalites de l'unité pPina1 de la Suite d'Inuluttalik prélevées dans les Torngat, elles se classent parmi les roches paléoprotérozoïques les plus pauvres en potassium de la région et se comparent aux orthogneiss tonalitiques à hypersthène archéens du Complexe de Sukaliuk.

Les roches de la Suite granitique de De Pas sont d'affinité calco-alcaline à alcaline-calcique (figure 10c) et se classent parmi les granitoïdes de type I (figure 10d). Les échantillons chevauchent la limite entre les granitoïdes métalumineux et peralumineux. Dans ces mêmes diagrammes, les échantillons du Complexe de Terriault se classent dans les granitoïdes de type I, métalumineux et d'affinité calcique, alors que les diatexites du Complexe de Mistinibi sont d'affinité

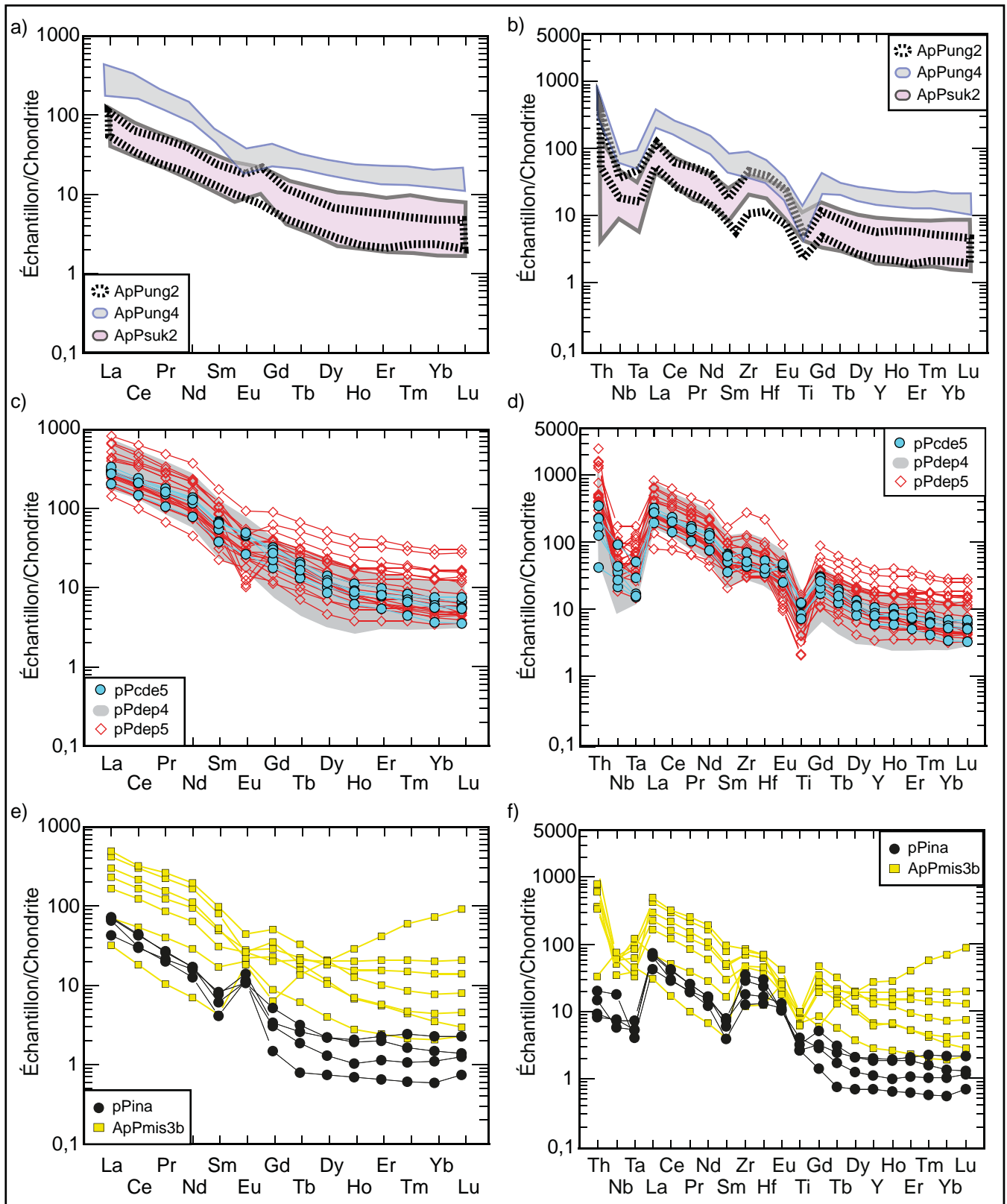


FIGURE 12 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques à intermédiaires de la région : **a)** et **b)** diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les gneiss des complexes d'Ungava et de Sukaliuk; **c)** et **d)** diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour le Batholite de De Pas; **e)** et **f)** diagramme des éléments des terres rares et diagramme multiélément normalisés aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour la Suite d'Inuluttalik et les diatexites du Complexe de Mistinibi.

calcique à alcaline-calcique et tombent dans le champ des granitoïdes peralumineux, majoritairement de type S, ce qui confirme les observations indiquant un protolite méta-sédimentaire. Les roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik sont d'affinité nettement calcique et se situent à la limite entre les champs métalumineux et peralumineux, dans les granitoïdes de type I. Ses rapports A/NK sont supérieurs à ceux des autres roches intrusives de la Zone noyau, mais similaires à ceux de certains échantillons du Sukaliuk. Le diagramme de variation de la figure 10e démontre que plusieurs échantillons de la Suite granitique de De Pas possèdent des concentrations élevées en éléments en traces combinés (Zr + Nb + Ce + Y), avec des teneurs souvent supérieures à 300 ppm atteignant 900 ppm.

Presque tous les échantillons de roches intrusives felsiques de la région se projettent entre le champ des granitoïdes d'arc insulaire, d'arc continental et de collision continentale, ainsi que celui des granitoïdes postorogéniques, mis à part quelques échantillons de l'unité de granite à biotite du De Pas (pPdep5) et de l'unité de diatexite du Mistinibi (ApPmis3) qui débordent dans le champ des granitoïdes de rift ou de soulèvement épiorogénique (figure 11). Sur le diagramme des ETR (figure 12c), les roches des unités pPdep4 et pPdep5 montrent des profils très similaires et bien circonscrits caractérisés par un léger fractionnement associé à un enrichissement en ETR légères. L'unité pPdep5 présente des profils analogues, mais beaucoup plus étalés, ce qui laisse croire que toutes ces roches sont cogénétiques. Les différentes unités du De Pas sont aussi caractérisées par de fortes anomalies négatives en Nb-Ta et en Ti associées à de faibles anomalies négatives en Sm (figure 12d). Les diatexites du Complexe de Mistinibi (unité ApPmis3b) ont des profils en ETR et multiéléments similaires à ceux des échantillons prélevés dans le Batholite de De Pas (figures 12e et 12f) avec un enrichissement en ETR légères et de faibles anomalies positives en Zr-Hf. Ces observations appuient l'hypothèse que les diatexites sont issues de la fusion partielle des paragneiss, au cours de laquelle les éléments incompatibles sont concentrés (préférentiellement les ETR légères) dans le liquide par fractionnement et par la dissolution des zircons et des monazites (Kelsey *et al.*, 2008), lesquels sont enrichis en éléments tels que Zr, Hf et ETR légères.

Les échantillons de la Suite d'Inuluttalik (pPina) montrent les concentrations d'élément en traces les plus faibles parmi les roches intrusives de la région. Les profils de ces roches sont caractérisés par un enrichissement modéré en ETR légères par rapport aux lourdes, des anomalies positives en Eu, de très faibles anomalies négatives en Nb-Ta et l'absence d'anomalies en Ti (figures 12e et 12f). Les faibles valeurs en Th peuvent sembler anormales pour une roche felsique interprétée comme le résultat de la fusion de gneiss. Ce phénomène pourrait s'expliquer par le fractionnement préférentiel de l'uranium dans les liquides anatectiques dans les conditions métamorphiques du faciès des granulites, alors que le thorium serait plutôt immobile et demeurerait dans

les résidus de fusion (Bea et Montero, 1999). Les caractéristiques géochimiques de la Suite d'Inuluttalik, ainsi que les similarités avec les échantillons du Complexe de Sukaliuk appuient l'hypothèse qui établit un lien génétique entre ces deux unités lithostratigraphiques qui seraient issues d'un même processus de fusion partielle.

MÉTAMORPHISME

Le portrait du métamorphisme de la région cartographiée est dominé par l'existence de deux domaines aux caractéristiques significativement différentes. Dans la Zone noyau, la plupart des lithologies sont métamorphisées au faciès des amphibolites avec des minéraux métamorphiques syncinématiques à postcinématiques. Dans le cas de de l'Orogène des Torngat, les unités sont en général au faciès des granulites et sont composées de minéraux métamorphiques précinématiques à syncinématiques. Ces assemblages sont rétro-morphisés à l'intérieur des grandes structures régionales et à proximité de celles-ci, telles que les zones de cisaillements NNW-SSE qui coupent le Complexe de Sukaliuk ou la ZCRG.

En plus des différences en termes de faciès métamorphique, ces deux domaines se distinguent également par la nature de la déformation. En effet, dans le secteur cartographié, les microstructures diagnostiques d'une déformation intense à haute température sont limitées aux lithologies du Complexe de Sukaliuk, alors qu'elles sont absentes des unités de la Zone noyau. Ces indices de déformation intense, tels que la réduction des grains, les structures en mortier et les bordures de grains suturées, ont aussi été notés par Charette et Guilmette (2014) dans la région du lac Henrietta. Ces auteurs rapportent que la foliation secondaire présente dans l'ensemble des Torngat devient moins intense et tend à disparaître vers l'ouest de l'orogène. Ces observations indiquent que la déformation en transpression associée à l'Orogenèse des Torngat a relativement peu affecté la Zone noyau où son influence est modérée ou faible. La frontière entre ces domaines aux caractères métamorphiques et structuraux distincts correspond au CDB, lequel a été identifié par Verpaelst *et al.* (2000) dans la région de la rivière Koroc et de Hebron comme représentant la limite ouest de l'Orogène des Torngat. Ce couloir de déformation est caractérisé par des linéations minérales prononcées et correspond à une anomalie aéromagnétique négative.

Zone noyau

Le métamorphisme au faciès des amphibolites de la Zone noyau est marqué par des assemblages minéraux dont le développement est synchrone à tardif par rapport à l'épisode de déformation à l'origine de la foliation régionale. La composition des protolites influence toutefois le degré de rétrogression, ainsi que l'intensité de la déformation enregistrée dans les différentes lithologies, comme l'indiquent

les structures et les microstructures des roches mafiques en comparaison avec celles observées dans les roches felsiques intrusives ou métasédimentaires. Ainsi, les suites mafiques néoarchéennes de Nekuashu et de Pelland sont caractérisées par une structure granoblastique et par des assemblages métamorphiques du faciès des amphibolites qui remplacent partiellement à complètement les minéraux ignés. Par exemple, les grands cristaux de hornblende présentant des vestiges de clinopyroxène et des inclusions de quartz reflètent la réaction $CX + OX + PG + H_2O \rightarrow HB + QZ$. De façon générale, ces lithologies mafiques, plus compétentes, sont moins touchées par la déformation et présentent un aspect recrystallisé, comme le démontrent la faible foliation et la réduction de la granulométrie strictement localisée en bordure des grains. À proximité des zones de déformation régionales (ZCRG et ZCM), les roches mafiques montrent un métamorphisme rétrograde important associé à une altération et à une réduction de la granulométrie.

Les unités dominées par les lithologies felsiques et les métasédiments, tels les complexes d'Ungava, de Qurlutuq et de Mistinibi, la Suite de la Rivière False et le Groupe de Lake Harbour, sont caractérisées par le développement d'assemblages métamorphiques du faciès des amphibolites et par des évidences de fusion partielle plus ou moins avancée. Par exemple, les métasédiments du Groupe de Lake Harbour et du Complexe de Mistinibi ont une paragenèse à $BO + PG + FK + QZ \pm GR \pm SM \pm MV \pm AM$ et montrent des compositions en affleurement qui varient des paragneiss renfermant 2 à 30 % de leucosomes, à des métatexites stromatiques jusqu'aux granites d'anatexie. La présence de leucosomes indique des conditions métamorphiques qui permettent la fusion partielle associée à la déshydratation des micas. De même, la présence de sillimanite témoigne que l'on avait atteint le champ de stabilité de ce minéral. Ces observations démontrant un métamorphisme au faciès des amphibolites sont corroborées par les calculs géothermobarométriques de Charette et Guilmette (en préparation) dans la région du lac Henrietta qui indiquent des conditions P-T de 5,8 kbar à 645 °C et 6,5 kbar à 771 °C dans les métasédiments du Groupe de Lake Harbour.

La présence d'enderbite dans le Complexe de Terriault indique aussi des conditions de métamorphisme élevé correspondant aux faciès supérieur des amphibolites à granulites. Bien que ce complexe n'ait fait l'objet d'aucune étude géothermobarométrique, la présence de hornblende idiomorphe, de quartz fumé, de plagioclase violacé et, dans le secteur sud-est de l'unité, d'orthopyroxène altéré en serpentine et amphibole, permet de croire que la mise en place de ces lithologies s'est déroulée dans des conditions de P-T élevées et qu'elles ont été métamorphisées au faciès des amphibolites lors de l'événement paléoprotérozoïque régional.

L'effet d'un rétro-morphisme au faciès des schistes verts à amphibolites inférieur est visible au sein des zones de cisaillement et à proximité de celles-ci. Ce phénomène se manifeste notamment par : 1) une chloritisation des minéraux mafiques dans les gabbros amphibolitisés de la Ceinture

de Tunulic et de la Suite de Nekuashu; et 2) la présence d'épidote tardicinématique à post-cinématique, largement répandue dans la Zone noyau, mais qui semble particulièrement associée aux zones de cisaillement et aux linéaments magnétiques E-W, comme le soulignent les travaux de Côté-Roberge (2015). Une circulation tardive de fluide est marquée par la séricitisation du plagioclase, ainsi que par la présence de carbonates. Les unités intrusives paléoprotérozoïques du Batholite de De Pas n'ont pas été affectées de façon significative par le métamorphisme régional et les assemblages qu'on y observe reflètent les conditions de mise en place. Ces unités ont toutefois développé une structure mylonitique et des rubans de quartz à proximité de la ZCRG et de la ZCM.

Les observations de terrain et la pétrographie, ainsi que les datations U-Pb effectuées sur des roches métamorphiques de la Zone Noyau indiquent que le métamorphisme paléoprotérozoïque a entraîné le développement des assemblages minéraux du faciès des amphibolites. De plus, Simard *et al.* (2013) associent le rubanement observé régionalement dans les orthogneiss (socle archéen) à cet événement métamorphique. Ces auteurs ont aussi identifié un important épisode de fusion partielle qui a affecté les gneiss du Complexe d'Ungava et qui est à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Cet événement se termine par la mise en place des leucosomes entre 1820 et 1805 Ma. Cette interprétation est corroborée par les travaux de Charette et Guilmette (en préparation) qui soulignent que les roches du Groupe de Lake Harbour ont été en grande partie rééquilibrées dans des conditions métamorphiques correspondant au solidus hydraté lors de la cristallisation des liquides anatectiques vers 1825 à 1812 Ma. Le développement des zones de cisaillement régionales lors de cet épisode métamorphique a entraîné la déformation et la mylonitisation des roches métamorphiques et la formation de porphyroclastes et de linéations d'étirement subhorizontales. Bien que ces structures aient pu se développer antérieurement à cet événement et être le résultat d'une succession d'événements de déformation se déroulant dans des conditions variées (c'est-à-dire une déformation continue), la dernière phase de déformation s'est réalisée dans les conditions du faciès des amphibolites, amenant une hydratation des assemblages minéraux alors que le Batholite de De Pas se mettait en place. Finalement, la présence d'épidote et de chlorite témoigne de la circulation de fluides dans ces corridors à la fin de l'épisode de déformation dans les conditions métamorphiques du faciès des schistes verts. Comme l'a souligné Simard *et al.* (2013) et Lafrance *et al.* (2014 et 2015), il est encore difficile d'affirmer que la Zone noyau a été touchée par un métamorphisme archéen ou que les conditions du faciès des granulites ont été atteintes à l'Archéen ou au Protérozoïque. Bien que les travaux de Charette et Guilmette (en préparation) n'indiquent pas la présence d'assemblages granulitiques dans la Zone noyau, ces auteurs n'excluent pas que la formation d'importants volumes de migmatites dans cette région puisse avoir favorisé le rétro-morphisme

des assemblages du paroxysme métamorphique. Des études géothermobarométriques sur des roches plus favorables à la préservation de ces conditions (comme les roches mafiques qui présentent un solidus plus élevé et qui sont donc moins touchées par la fusion partielle) pourraient indiquer des conditions métamorphiques supérieures à celles obtenues jusqu'à maintenant.

Orogène des Torngat

L'unité principale associée à l'Orogène des Torngat dans le secteur cartographié est le Complexe de Sukaliuk, lequel est caractérisé par la prédominance d'assemblages granulitiques pré-tectoniques à syntectoniques. En comparaison avec la Zone noyau, ce secteur montre un plus haut grade métamorphique qui se manifeste par l'apparition de l'orthopyroxène dans les métasédiments ($QZ + PG + GR + BO \pm OX \pm SM$) et les gneiss felsiques ($QZ + PG + FK + OX + BO$), ainsi que par la présence de grenat et de deux pyroxènes dans les roches mafiques de l'unité ApPsuk6a ($CX + PG + GR + BO \pm OX \pm AM \pm QZ \pm FK$). Dans les zones de cisaillement et à proximité de celles-ci, les assemblages métamorphiques sont rétro-morphisés au faciès des amphibolites. Toutefois, comme mentionné par Lafrance *et al.* (2015), on observe par endroits des alternances de niveaux métriques à décimétriques de roches avec et sans orthopyroxène dont l'existence pourrait être liée à des différences de composition ou de compétence entre des lithologies plus riches en quartz et plus pauvres en minéraux mafiques qui ne permettraient pas la cristallisation de l'orthopyroxène ou qui favoriseraient l'infiltration de fluides le long de microfractures. La Suite d'Inuluttalik comprend des granulites felsiques d'aspect intrusif qui pourraient représenter des produits évolués de la fusion partielle des gneiss du Complexe de Sukaliuk ou des plutons syncinématiques à tardicinématiques, comme l'a suggéré Lafrance *et al.* (2015). Charette et Guilmette (2014) n'ont pas observé de microstructure indiquant une fusion partielle, possiblement en raison de leur destruction au cours de la déformation transpressive à haute température. Toutefois, la présence de rubans leucocrates grossiers au sein des gneiss et l'intime relation spatiale entre ces gneiss et les roches intrusives de la Suite d'Inuluttalik permettent de croire que l'Orogenèse des Torngat a peut-être également subi un épisode de migmatitisation associé à l'extraction et l'accumulation de liquide anatectique.

Les microstructures des minéraux métamorphiques indiquent que l'apogée du métamorphisme est précinématique ou syncinématique. Les cristaux d'orthopyroxène sont disséqués ou étirés parallèlement à la foliation et sont variablement rétrogradés en hornblende et en biotite. Le grenat forme des porphyroclastes étirés dans la foliation ou des cristaux subidiomorphes qui renferment fréquemment des inclusions définissant une foliation interne parallèle à légèrement oblique à la foliation principale. Une foliation secondaire observée en lames minces dans les roches de

l'Orogène des Torngat coupe les structures régionales N-S à NNW-SSE. D'après Charette et Guilmette (en préparation), les conditions minimales d'apogée métamorphique atteintes dans le Complexe de Sukaliuk, calculées pour les échantillons de gneiss intermédiaires et mafiques à grenat, varient entre 8,7 kbar à 814 °C et 10,9 kbar à 906 °C. Les conditions rétrogrades préservées dans les métasédiments sans orthopyroxène varient quant à elles entre 6,4 kbar à 735 °C et 7,0 kbar à 894 °C. L'âge métamorphique du Complexe de Sukaliuk est mal défini. Une datation U-Pb obtenue sur les monazites d'un gneiss enderbitique a donné un âge de 1911 ± 8 Ma, alors que les zircons du même échantillon ont fourni un âge de 1844 ± 15 Ma (Lafrance *et al.*, 2015). Des âges de 1825 ± 7 Ma et de 1812 ± 6 Ma ont été obtenus respectivement pour les monazites et les zircons d'une diatexite à biotite, grenat et sillimanite (Lafrance *et al.*, 2015). Ce grand étalement des âges métamorphiques met en lumière la complexité et la longue durée du métamorphisme subi par les roches de l'Orogène des Torngat.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

Le SEPC est un terrain polycyclique résultant de la collision de trois cratons archéens durant le Paléoproterozoïque (Corrigan *et al.*, 2009; Wardle *et al.*, 2002). L'Orogène des Torngat (1,87 à 1,82 Ga) provient de la collision entre deux blocs archéens : le Craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest. L'empreinte structurale régionale de cette collision est la Zone de cisaillement d'Abloviak à mouvement senestre. Dans la région d'étude, la zone de collision est matérialisée par une série de zones de cisaillement et de failles fragiles-ductiles orientées N-S. Le CDB marque la limite ouest du domaine structural associé à l'Orogène des Torngat et montre également un déplacement senestre. L'entité formée de la Zone noyau et de l'Orogène des Torngat est par la suite entrée en collision oblique avec le Craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'Orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La compression engendrée par cette collision pourrait être responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte l'ensemble de la Zone noyau.

Dans sa partie ouest, la Zone noyau est traversée par l'extension nord de la Zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT) à mouvement dextre, ainsi que par les zones de cisaillement dextres de la rivière George (ZCRG) et du lac Brégent (ZCLB). À l'est, la région est caractérisée par des zones de faille subverticales typiques des Torngat. Le centre de la région est disséqué par la ZCM, orientée NW-SE, qui montre un déplacement latéral senestre. Cette structure décale les unités lithologiques et le grain magnétique de façon similaire à la Zone de cisaillement de Falcoz dans la région de la rivière Koroc et de Hebron, plus au nord (Verpaelst *et al.*, 2000).

Les études géothermobarométriques et les levés géologiques détaillés montrent l'existence d'au moins trois événements tectoniques distincts d'âge protérozoïque (D1, D2 et D3) associés à l'Orogenèse des Torngat (Wardle *et al.*, 2002 et références citées). La phase de déformation protérozoïque la plus ancienne, désignée D1, est à l'origine de la foliation S1 et de la ségrégation tectonométamorphique observées dans la région. L'épisode, daté à environ 1860 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1998), marque la phase initiale de la collision du Craton de Nain avec la Zone noyau. Cette phase a entraîné le développement du rubanement gneissique, des chevauchements à vergence ouest et des plis isoclinaux P1. La déformation D2 a repris et transposé les structures liées à la phase de déformation D1. Les zones de cisaillement senestres (Abloviak, Falcoz et Moonbase) sont associées à cette phase. Dans la zone axiale de l'orogène, la phase D2 a repris la foliation S1 pour former des plis droits à axes nord-sud subverticaux. Enfin, la phase de déformation D3 correspond à l'exhumation et au refroidissement de l'Orogène des Torngat par l'entremise des failles subverticales, lesquelles se manifestent par la présence de veines de pseudotachylite.

Dans l'Orogène du Nouveau-Québec, plusieurs auteurs ont également reconnu trois phases principales de déformation protérozoïques (D1, D2 et D3) qui s'inscrivent dans un processus de déformation continu distinct de celui associé à l'Orogenèse des Torngat (Goulet, 1995; Moorhead, 1989; Perreault et Hynes, 1990; Poirier *et al.*, 1990). Il n'est pas encore possible à ce stade de corréler les phases de déformation des deux orogènes. Les phases D1 et D2 de l'Orogène du Nouveau-Québec seraient associées à la phase de compression résultant de la collision entre les deux cratons, alors que la phase D3 proviendrait d'un coulisage tardif associé à cette collision. La déformation D1 est à l'origine de la foliation régionale, des plis NW-SE couchés ou fortement déversés vers le SW et des failles de chevauchement qui affectent la partie ouest de la Zone noyau. La déformation D2 est responsable de la formation de schistosités de crénulation et des plis E-W observés principalement dans les roches la Fosse du Labrador (Goulet, 1995). Finalement, la déformation D3 est associée à un mouvement tardif en décrochement dextre le long des failles de chevauchement (Clark et Wares, 2004) et serait à l'origine de la ZCRG et de la ZCLB. On lui attribue également la formation de grands plis ouverts NW-SE plongeant vers le SE observés dans les roches de la Fosse du Labrador (Goulet, 1995) et de la Zone noyau (Simard *et al.*, 2013).

Analyse structurale

La région a été divisée en cinq grands domaines structuraux (figure 13) afin de mettre en évidence les différences dans l'attitude de la foliation principale. L'orientation de cette fabrique fait notamment ressortir la distinction entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat séparés l'un de l'autre par le CDB. Dans la Zone noyau, les domaines structuraux

correspondent aux blocs délimités par la ZCM et le CDB, à l'est, et par la ZCRG et la ZCLB, à l'ouest.

Dans la Zone noyau, les roches paléoprotérozoïques pré-tectoniques et les roches archéennes montrent généralement une structure gneissique. Cette gneissosité est orientée parallèlement au grain structural régional et aurait oblitéré, réorienté ou accentué les structures et microstructures archéennes préexistantes. Nous ne sommes pas pour l'instant en mesure d'associer le développement de cette fabrique planaire à l'Orogène des Torngat ou du Nouveau-Québec. Dans les roches migmatitiques, la fabrique principale prend la forme d'un rubanement ondulant, irrégulier, généralement lenticulaire et discontinu, qui est affecté par de nombreux plissements de fluage. Les roches intrusives paléoprotérozoïques syntectoniques à post-tectoniques du Batholite de De Pas présentent une foliation tectonométamorphique qui se superpose par endroits à une faible foliation magmatique soulignée par l'orientation des phénocristaux dans les intrusions à structure porphyroïde. Par ailleurs, les suites archéennes à paléoprotérozoïques de Nekuashu, Terriault et Pelland agissent comme des corps rigides autour desquels se moule la foliation mylonitique.

À l'extrémité est de la région d'étude, l'Orogène des Torngat est caractérisé par un schéma structural dominé par des foliations à fort pendage orientées N-S. Au Québec, la partie ouest des Torngat est formée d'une série d'écaillés imbriquées vers l'ouest au sein desquelles s'insèrent un dôme de diorite quartzifère (Pluton d'Amarault) et des bassins de roches supracrustales. Finalement, une foliation mylonitique intense est développée le long des grandes failles régionales, plus particulièrement dans les corridors d'influence de la ZCRG, de la ZCLB et de la ZCM.

Le **domaine 1** correspond à la partie ouest de l'Orogène des Torngat exposée au Québec (figure 13). Il comprend les unités du Complexe de Sukaliuk injectées par le Pluton d'Amarault et la Suite d'Inuluttalik. La limite ouest du domaine coïncide avec le CDB, lequel est interprété comme une zone de suture entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat (Charette et Guilmette, 2014; Lafrance *et al.*, 2015; Verpaelt *et al.*, 2000). L'orientation de la fabrique planaire varie considérablement d'est en ouest, ce qui nous a conduits à diviser le domaine 1 en trois sous-domaines. Cette subdivision permet également d'illustrer l'influence du CDB et de la ZCM sur les unités du Complexe de Sukaliuk.

Dans la partie est (sous-domaine 1a), les gneiss du Complexe de Sukaliuk sont caractérisés par une foliation abrupte orientée N-S ($F : 354/72$; figure 13), une linéation à faible plongement vers le nord (2° à 12°) et des plis serrés subverticaux. La foliation régionale du sous-domaine 1a est similaire à celle observée dans les roches du Complexe de Lomier cartographié juste au nord par Girard (1990b) et par Lafrance *et al.* (2015). Ce sous-domaine est également caractérisé par une déformation intense et par la présence de plusieurs zones de cisaillement N-S, dont la plus importante est la Zone de cisaillement du lac Navières (ZCLN) qui délimite les sous-domaines 1a et 1b.

FIGURE 12 - Limite des domaines structuraux et projections stéréographiques de la foliation régionale (canevas de Schmidt).

La partie centrale du domaine 1 (sous-domaine 1b) est marquée par la présence de formes en dômes et bassins interprétées comme des structures synformes et antiformes. Clairement visibles sur le levé aéromagnétique, ces structures ellipsoïdales d'environ 5 km sur 13 km présentent des cœurs caractérisés par une faible susceptibilité magnétique (figures 5 et 13; sous-domaine 1b). Elles correspondent à des paragneiss et à une intrusion dioritique. La modélisation du signal magnétique montre que ces structures se prolongent jusqu'à plus de 2 km de profondeur. La foliation dans les deux dômes situés au centre du domaine 1 présente une orientation moyenne NNE et des pendages abrupts vers l'est (F : 011/71; figure 13). Dans le reste du domaine 1b, les foliations sont principalement orientées NW-SE avec des pendages modérés vers l'est (F : 345/50; figure 13). Les linéations d'étirement sont orientées essentiellement vers le nord avec des plongements compris entre 2° et 10°. Cependant, quelques linéations sont orientées vers le NE et se distinguent par des plongements modérés (32° à 45°) à subhorizontaux.

Le sous-domaine 1c, adjacent au CDB, est caractérisé par une schistosité forte et régulière orientée NW-SE avec un pendage modéré vers le NE (F : 327/54). La fabrique planaire à faible pendage observée dans la Zone noyau devient abruptement N-S à l'approche du CDB et NW-SE au contact de la ZCM, avec des pendages modérés vers l'est ou le NE. Contrairement à ce qui est observé dans les sous-domaines 1a et 1b où les linéations sont orientées vers le nord, l'ensemble des linéations du domaine 1c montre une direction NW avec des plongements subhorizontaux entre 1° et 8° (figure 13).

Le **domaine 2** occupe la partie centre-nord de la région, à la limite est de la Zone noyau, entre le CDB, à l'est, et la ZCM, à l'ouest. Il est formé des gneiss du Complexe d'Ungava coupés par les roches de la Suite de Siimitalik, et par les roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq. Le domaine 2 a été divisé en deux sous-domaines (figure 13) dans le but d'illustrer l'influence de la ZCM dans l'organisation structurale de la Zone noyau. Dans le sous-domaine 2a, les pôles de la foliation régionale forment une ceinture ENE-WSW bien définie dont le pôle correspond à des axes de plis théoriques à faible plongement vers le sud (P : 166/24). On note toutefois une concentration importante des pôles de la foliation à pendage modéré dans la partie WNW du stéréogramme, ce qui indique un déversement probable des plis vers le NW. Les pendages les plus forts sont surtout associés à la Suite de Siimitalik. Dans le sous-domaine 2b situé plus à l'ouest, les foliations sont principalement orientées NW-SE avec un pendage modéré vers l'est (F : 333/54). Les linéations d'étirement associées à ces structures sont nettement SE et à faible plongement (10° à 15°). Cette fabrique structurale montre l'influence de la ZCM qui réoriente les foliations des unités de la Zone noyau en direction NW-SE. Cette réorientation affecte également les linéaments magnétiques (figure 5) et les trajectoires structurales à l'échelle régionale.

Le **domaine 3** couvre la partie centrale de la région étudiée. Il est bordé à l'ouest par la ZCRG et à l'est par la ZCM. Les sous-domaines 3a (à l'ouest) et 3b (à l'est) représentent des secteurs de largeur kilométrique qui ont été fortement affectés par ces deux zones de cisaillement. Enfin, le sous-domaine 3c, situé entre les deux autres sous-domaines, constitue un secteur moins déformé où il est possible de mieux observer les structures internes des suites intrusives de Nekuashu, de Pelland et de Terriault, toutes trois caractérisées par des anomalies magnétiques positives (figure 5).

Le sous-domaine 3a est constitué de roches granitiques du De Pas au nord, de diatexite et de paragneiss du Complexe de Mistinibi au centre, et de gneiss granitique du Complexe d'Ungava dans la partie sud-est. Il correspond en grande partie à la ZCM, particulièrement dans le sud-est où il se caractérise par la présence d'un réseau serré de zones de cisaillement (figure 13). L'orientation moyenne de la foliation est NW-SE avec un pendage subvertical vers le NE (F : 318/83). Cette orientation 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). Les linéations NW à faible plongement associées à ces structures sont probablement reliées au décrochement dextre associé à l'épisode D3.

Le sous-domaine 3b est formé de gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava, de roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Tunulic et d'injections granitiques de la Suite granitique de De Pas. La limite ouest du sous-domaine 3b coïncide avec la bordure ouest de la ZCRG. La déformation y est beaucoup plus importante et régulière que dans le sous-domaine 3a. Les roches sont fortement déformées, cisailées et mylonitisées sur une largeur de plusieurs kilomètres. Le plan moyen de la foliation est NNW-SSE (F : 330/67) avec un pendage modéré vers le NE. Contrairement au sous-domaine 3a, les linéations associées à ces structures sont vers le SE ou le NW et présentent des plongements faibles à modérés. Ces données structurales semblent indiquer que le domaine 3 représente une zone de transition entre des secteurs caractérisés par des foliations à pendage modéré à l'ouest et à pendage fort à l'est. Ce redressement des structures est probablement associé au développement de la ZCRG. Le sous-domaine 3c1 correspond à la Suite de Nekuashu (ApPnek). La foliation régionale et plusieurs zones de cisaillement qui coupent ce domaine sont essentiellement orientées SE avec un pendage modéré vers le SW (F : 146/60). Dans ce sous-domaine, les pôles de la foliation forment une ceinture plus ou moins bien définie pouvant indiquer la présence de plis à plongement modéré vers le SE (P : 148/30). Le sous-domaine 3c2 est dominé par l'unité de diatexite du Complexe de Mistinibi (ApPmis3b) et par la Suite de Terriault (ApPter). Les pôles de la foliation se distribuent le long d'une ceinture, ce qui dénote la présence de plis à plongement modéré vers le NW (P : 312/45). L'opposition du sens de plongement des plis dans les deux sous-domaines pourrait s'expliquer par le fait que le sous-domaine 3c1 est adjacent à la ZCRG qui présente

un mouvement dextre, alors que le sous-domaine 3c2 est affecté par la ZCM à mouvement senestre. Le sous-domaine 3c3 occupe la partie SE de la Zone noyau et correspond à l'unité de paragneiss potassiques migmatitisés du Complexe de Mistinibi (ApPmis1a). Le plan moyen de la foliation est NNW-SSE avec un pendage modéré à fort vers l'est (F : 353/62). Ce sous-domaine est marqué par un changement majeur de l'orientation de la foliation régionale qui passe de NW-SE à N-S. Le sous-domaine 3c4, localisé dans le coin sud-est de la région, correspond à la Suite de Pelland (ApPped). Il se signale par une anomalie magnétique de forme ovoïde. Les roches de cette suite sont affectées par une foliation régionale régulière orientée SSE avec un pendage fort vers le WSW (F : 155/75). Les pôles de la foliation se regroupent dans les quadrants NE et SW du stéréogramme, ce qui pourrait indiquer une structure antiforme.

Le **domaine 4** correspond aux intrusions du Batholite de De Pas (pPced et pPdep) et aux lambeaux kilométriques de gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava (ApPung). Il est bordé à l'est par la ZCRG et à l'ouest par un corridor de déformation qui constitue l'extension vers le nord de la Zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT). Ce secteur est également traversé par plusieurs zones de cisaillement orientées NNW-SSE à N-S, dont la plus importante est la ZCLB qui scinde le domaine en deux blocs principaux (sous-domaines 4a et 4b) aux signatures magnétiques distinctes (figure 5). Le sous-domaine 4b est caractérisé par une susceptibilité magnétique très élevée, tandis que le sous-domaine 4a se distingue par une susceptibilité magnétique moins prononcée (figure 5). Une forte déformation caractérise les zones de cisaillement en bordure des sous-domaines, alors que le cœur de ces derniers est peu ou pas déformé. Les deux sous-domaines présentent toutefois des caractéristiques structurales similaires, les pôles de la foliation régionale formant un maximum bien défini qui indique un plan moyen orienté NW-SE avec un pendage fort vers le NE (F : 326/85 et 332/85). Les foliations à pendages faibles illustrées dans les stéréogrammes du domaine 4 sont associées aux enclaves de gneiss du Complexe d'Ungava. Les foliations mesurées dans la ZCRG et dans le Batholite de De Pas présentent la même attitude sur plusieurs dizaines de kilomètres, appuyant l'hypothèse que la mise en place du batholite est synchrone à la déformation. Les structures linéaires sont subhorizontales ou à faible plongement ($<30^\circ$) vers le NW ou vers le nord. Les linéations magmatiques dans le Batholite de De Pas, marquées par l'alignement des phénocristaux de feldspath potassique dans le litage magmatique, sont parallèles aux linéations d'étirement ou tectonométamorphiques observées dans les zones de cisaillement en bordure du batholite.

Le **domaine 5** est localisé dans le coin sud-ouest de la région, dans la zone d'influence d'une zone de cisaillement interprétée comme étant l'extension vers le nord de la ZCLT. Il est en grande partie composé de roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq (ApPqur) et des intrusions potassiques archéennes de la Suite de Saffray (ApPsaf). La foliation moyenne est orientée NW-SE avec un pendage fort

vers le NE (F : 326/78), parallèle à la direction générale de la Zone de cisaillement du lac Tudor.

Failles régionales

La Zone noyau représente un terrain polycyclique coïncé entre les orogènes du Nouveau-Québec, à l'ouest, et des Torngat, à l'est. Elle est disséquée par de grandes zones de cisaillement à mouvement dextre dans sa partie occidentale et senestre dans la partie orientale. Dans la partie ouest de la région d'étude, la Zone noyau est coupée par les zones de cisaillement du lac Tudor (ZCLT), du lac Brégent (ZCLB) et de la rivière George (ZCRG), à mouvement dextre, qui présentent toutes une orientation NNW-SSE à N-S (figure 13). L'Orogène des Torngat, quant à lui, est bordé à l'ouest par le Couloir de déformation de Blumath (CDB), à mouvement senestre, et est coupé par la Zone de cisaillement du lac Navières (ZCLN). Ces deux discontinuités structurales sont orientées N-S. Le terrain central (domaine 3) est traversé par la Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM) de direction NW-SE et à déplacement latéral senestre. Toutes ces zones de cisaillement sont d'épaisseurs hectométriques à kilométriques (figure 13). Les tracés de ces failles ont été déterminés à partir des linéaments observés sur les cartes aéromagnétiques et des mesures structurales réalisées sur le terrain dans les roches cisillées et mylonitisées.

Zone de cisaillement du lac Navières (ZCLN)

La ZCLN est une structure d'envergure régionale qui sépare les sous-domaines structuraux 1a et 1b du Complexe de Sukaliuk. Les structures mylonitiques se présentent sous la forme d'une alternance de lamines et de rubans mélanocrates et leucocrates rectilignes renfermant des niveaux boudinés de roches grenues localement broyées. Des rubans de quartz sont régulièrement observés dans l'orthogneiss tonalitique à hypersthène. Par endroits, on reconnaît des injections de granite rose transformées en gneiss droit contenant également des grains allongés ou des rubans de quartz. Les cristaux d'hypersthène sont souvent étirés et allongés parallèlement à la linéation régionale, ce qui laisse croire que la ZCLN est synchrone à postérieure au paroxysme du métamorphisme dans le Complexe de Sukaliuk.

Couloir de déformation de Blumath (CDB)

Le CDB a été nommé par Verpaelst *et al.* (2000) dans la région de la rivière Koroc, au nord. Il est décrit comme une zone de déformation régionale orientée N-S qui sépare la Zone noyau de l'Orogène des Torngat. Dans la région de Koroc, ce corridor représente une série de zones de cisaillement N-S caractérisées par des linéations subhorizontales et des indicateurs cinématiques senestres (Verpaelst *et al.*, 2000). Il contient également des failles fragiles N-S, parallèles aux zones de cisaillement ductiles, qui témoignent d'un événement tectonique tardif. Dans la région d'étude, le CDB

marque la limite entre les gneiss du Complexe d'Ungava qui appartient à la Zone noyau et les gneiss à hypersthène du Complexe de Sukaliuk de l'Orogène des Torngat. La trace du CDB est matérialisée par des zones de failles fragiles caractérisées par une forte altération en hématite, chlorite et épidote. Ces zones sont généralement fracturées et bréchifiées. Plus au nord, le CDB contient des cataclastites rougeâtres qui se présentent comme des veinules de pseudotachylite injectées dans les roches bréchiques (Lafrance *et al.*, 2015). Dans la région au sud, au contact avec la ZCM, les roches sont mylonitiques et localement hématitisées et chloritisées. On y observe des rubans felsiques centimétriques hématitisés, des rubans très riches en quartz et des rubans granitiques porphyroclastiques hématitisés et transposés parallèlement à la fabrique mylonitique (photo 18, en annexe). Comme il délimite des ensembles de faciès métamorphiques différents, le CDB pourrait représenter une structure importante qui aurait permis l'exhumation des roches granulitiques des Torngat. Son expression, variant de ductile à fragile, serait principalement liée au phénomène de transpression associée à l'Orogène des Torngat, ainsi que par les altérations et les réajustements tardifs subis par cette structure.

Zone de cisaillement de Moonbase (ZCM)

La ZCM a été originellement identifiée et décrite par Ryan (1990) dans la région de la rivière Kogaluk, au Labrador. De par son orientation NW-SE et sa localisation dans la partie ouest de la Zone noyau, elle ressemble aux zones de cisaillement de Falcoz et d'Abloviak 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 et 2002). À l'échelle régionale, ces structures traversent toute la partie ouest de la Zone noyau et présentent un grain structural sigmoïdal qui semble indiquer un mouvement senestre, lequel est confirmé par la présence de plusieurs indicateurs cinématiques (Girard, 1990a; Ryan, 1990; Wardle *et al.*, 2002). Ces zones de cisaillement affectent également la bordure ouest des Torngat et sont interprétées comme étant reliées à une phase tardive de l'Orogenèse des Torngat, entre 1845 et 1822 Ma (Ermanovics et Van Kranendonk, 1990; Van Kranendonk et Ermanovics, 1990). Rappelons que la ZCM, de direction NW-SE, rejoint plus au nord la ZCRG, orientée N-S, pour former une seule zone de cisaillement NNW-SSE qui se prolonge jusqu'à la baie d'Ungava (Lafrance *et al.*, 2015; Simard *et al.*, 2013).

Dans la région d'étude, la ZCM forme un couloir de déformation de 8 à 10 km de largeur qui traverse la partie est de la Zone noyau selon une direction NW-SE. Au nord, elle correspond à la limite orientale des intrusions granitiques associées au Batholite de De Pas. Au sud-est, elle se joint au CDB pour former un seul couloir de déformation de 10 km de largeur. Dans la partie nord, la ZCM est caractérisée par la présence d'une fabrique protomylonitique bien développée, de tiges de quartz, de porphyroclastes de feldspath potas-

sique et d'injections granitiques d'épaisseur centimétrique à métrique qui sont tectonisées et transposées parallèlement à la foliation (photo 19, en annexe). Dans ce secteur, la ZCM est caractérisée par un fort aplatissement et par l'absence de linéation. Les indicateurs cinématiques sont peu nombreux, mais on observe par endroits des porphyroclastes dont la rotation indique un mouvement apparent senestre. Dans sa partie sud-est, la ZCM traverse des gneiss granitiques fortement déformés et recristallisés contenant plusieurs zones décimétriques à métriques de mylonites présentant des fabriques C/S. À la jonction avec le CDB, apparaissent localement des orthomylonites constituées de près de 50 % de matrice fortement recristallisée. On y observe également des rubans de granite démembrés contenant des porphyroclastes de feldspath potassique. Par endroits, cette zone de jonction est représentée par des affleurements de blastomylonite à matrice fortement déformée ou aphanitique, localement fracturée et altérée en hématite et épidote. Cette déformation cassante se superpose à la déformation mylonitique, indiquant que les derniers mouvements le long du CDB sont postérieurs à la déformation dans la ZCM qui se distingue surtout par son caractère ductile. Certaines injections métriques de granite sont boudinées, fracturées, plissées et même crénulées.

L'étude comparative de Côté-Roberge (2015) visant à caractériser la ZCRG et la ZCM indique que la minéralogie, les indicateurs cinématiques et les styles de déformation et de recristallisation dynamique de ces deux zones sont similaires. Toutes deux présentent des microstructures semblables, soit de bordures suturées et de migration de bordures de grains qui suggèrent une déformation à haute température, ainsi qu'une minéralogie variée, notamment la présence répandue d'épidote tardicinématique à post-cinématique. La seule distinction marquée entre la ZCRG et la ZCM est leur sens de mouvement, respectivement dextre et senestre, indiqué par les porphyroclastes asymétriques, les *mica fish* et les fabriques C/S. L'analyse structurale des mesures linéaires et planaires a montré que ces zones ne peuvent pas être considérées comme des éléments d'un même système structural conjugué.

Zone de cisaillement de la rivière George (ZCRG)

La ZCRG est une structure régionale qui traverse la Zone noyau sur toute sa longueur et qui est située à la limite orientale du Batholite de De Pas (figure 1). Elle a été décrite à plusieurs endroits dans la partie sud (Danis, 1991; Hammouche *et al.*, 2011; Owen, 1989; Taner, 1992; Van der Leeden, 1985, 1986 et 1994) et dans la partie nord de la Zone noyau (Bardoux *et al.*, 1998; Lafrance *et al.*, 2015; Simard *et al.*, 2013). L'historique de cette zone de cisaillement a été revu en détail par Simard *et al.* (2013). La ZCRG est formée d'une série de zones mylonitiques recristallisées observées de façon discontinue sur 8 à 10 km de largeur. Ces zones sont caractérisées par des plans de cisaillement abrupts (70° à 90°) contenant une linéation à faible plongement (<25°)

vers le sud-est et des indicateurs cinématiques indiquant un mouvement dextre. Dans la partie nord de la région d'étude, la déformation mylonitique associée à la ZCRG affecte aussi bien les roches paléoproterozoïques du Batholite de De Pas, datées entre 1805 et 1862 Ma, que les lambeaux d'unités archéennes à paléoproterozoïques (Tunulic, Ungava et Qurlutuq), confirmant l'âge de formation de cette structure estimé par Isnard *et al.* (1998) et par Bardoux *et al.* (1998) à environ 1800 Ma. Soulignée par des linéaments aéromagnétiques bien définis (figure 5), ces zones de déformation sont constituées par un réseau serré de zones métriques à hectométriques montrant une gradation entre des roches plus ou moins déformées (fort rubanement tectonique et début d'étirement), à des protomylonites, des orthomylonites, des blastomylonites et des ultramylonites renfermant couramment des porphyroclastes de feldspath potassique aplatis et étirés le long du rubanement tectonique. Les injections de granite sont fortement déformées, localement boudinées, plissées et incluent des rubans ou des tiges de quartz.

Dans la partie du Complexe d'Ungava affecté par la ZCRG, la gneissosité est transformée en rubanement tectonique, tandis que les dykes et les injections felsiques sont complètement transposés. Dans la partie est du Batholite de De Pas, la granodiorite à phénocristaux de feldspath potassique (pPdep4) et le granite (pPdep5) sont très déformés ou mylonitisés. Ils forment localement des gneiss droits caractérisés par un rubanement tectonique prononcé. Dans les zones de protomylonite, l'unité pPdep4 montre des porphyroclastes de feldspath potassique fortement déformés, étirés et alignés qui forment communément des tectonites en L/S. On observe également de la recrystallisation autour des phénocristaux. Les zones de mylonite sont caractérisées par un rubanement tectonique millimétrique et par la présence de blastomylonites dans lesquelles flottent des porphyroclastes de feldspath potassique recrystallisés. Les indicateurs cinématiques, les plus répandus étant les porphyroclastes asymétriques et les ombres de pressions sigmoïdales, indiquent un mouvement dextre. On observe également des fabriques C/S dans les gneiss tonalitiques mylonitisés et injectés de granite. L'étirement des porphyroclastes et les tiges de quartz définissent une linéation vers le sud ou le sud-est. Dans les roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Tunulic, les roches mylonitisées sont localement cisailées et forment des plis en Z qui, en association avec les structures C/S, indique un mouvement dextre. La roche mylonitisée montre un rubanement tectonique constitué de lamines millimétriques et des rubans de quartz centimétriques (tiges de quartz). Les veines de quartz ont été déchiquetées, boudinées et transposées dans le rubanement mylonitique.

Zone de cisaillement du lac Brégent (ZCLB)

Dans la région d'étude, la ZCLB constitue une zone de déformation majeure NNW-SSE à N-S qui découpe le Batholite de De Pas en deux blocs caractérisés par des signatures magnétiques distinctes. Dans la partie nord-ouest du

De Pas, l'intrusion est disséquée par un réseau kilométrique de zones de cisaillement NW qui se prolongent vers le SE où elles rejoignent la ZCLB. Le long de la ZCLB, la granodiorite à structure porphyroïde (pPdep4) est mylonitisée. Les zones de mylonite, de largeur métrique à décimétrique, sont composées de porphyroclastes de feldspaths fortement aplatis flottant dans une matrice finement grenue. Les porphyroclastes millimétriques à centimétriques sont généralement recrystallisés, réalignés et définissent une linéation subhorizontale. Les zones de cisaillement contiennent également des enclaves boudinées et étirées, ainsi que des rubans de quartz. Dans les enclaves boudinées de gneiss tonalitique, la gneissosité et la fabrique mylonitique sont subparallèles. Le rubanement mylonitique est communément anastomosé, ce qui entraîne la formation de boudins de granite, de diorite ou de gneiss dans les corridors de déformation (photo 20, en annexe). La carte aéromagnétique montre une réorientation à grande échelle de ces structures qui passent progressivement, du nord au sud, d'une orientation NNW-SSE vers une orientation N-S.

Zone de cisaillement du lac Tudor (ZCLT)

La ZCLT est une structure d'envergure régionale qui affecte la partie ouest de la région étudiée (figure 13). D'orientation N-S dans la partie sud du SEPC, elle s'incurve progressivement en direction NNW-SSE jusque dans la région de Kuujuaq où elle rejoint le système de failles du lac Pingiajjulik (Simard *et al.*, 2013; Wardle *et al.*, 2002). Elle a été reconnue pour la première fois par Van der Leeden (1986) dans la région de la rivière George, au sud de la région d'étude, où elle affecte sur une largeur d'une vingtaine de kilomètres les roches archéennes et paléoproterozoïques de la partie est de la Zone de Rachel-Laporte. Dans ces deux secteurs, la ZCLT marque la limite ouest du Batholite de De Pas (James *et al.*, 1996; James et Dunning, 2000; Martelain, 1986; Van der Leeden *et al.*, 1990). Elle est décrite comme une structure mylonitique hétérogène à mouvement latéral dextre avec une composante de chevauchement vers l'ouest. Les unités mylonitisées contiennent une linéation d'étirement minérale subhorizontale. La ZCLT représente pour certains la limite entre les segments crustaux détachés du Supérieur et les blocs archéens exotiques de la Zone noyau (Girard, 1990b; James et Dunning, 2000; Wardle *et al.*, 2002).

Dans la région d'étude, la zone de cisaillement interprétée comme l'extension vers le nord-ouest de la ZCLT est caractérisée par la réorientation, le redressement et l'amincissement des unités lithologiques, ainsi que par la présence de bandes de mylonite fortement recrystallisée. Le long de la ZCLT, la granodiorite à phénocristaux de feldspath potassique (pPdep4) est mylonitisée sur des centaines de mètres de largeur. Les phénocristaux sont fortement déformés, réalignés, étirés et broyés pour former des porphyroclastes. Certaines bandes de mylonite sont coupées par des injections plissées de granite rose. Ces injections

sont par endroits mylonitisées. Dans la partie nord de la région, on note une fracturation tardive de la mylonite qui est hématitisée et épidotisée.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Historiquement, la partie est de la Zone noyau a fait l'objet de très peu de travaux d'exploration. Taylor (1979) attribuait cette situation à l'isolement géographique de cette partie de la Province de Churchill et au peu d'intérêt des compagnies minières pour les terrains gneissiques et granitiques de haut grade métamorphique. La situation peut également s'expliquer par le faible niveau de connaissances géologiques de ce territoire. Plusieurs découvertes importantes ont été effectuées dans le Churchill au cours des dernières années, notamment les projets de mise en valeur des terres rares de Strange Lake-lac Brisson (Collins *et al.*, 2014; Pillet, 1985) et du gîte d'Ashram dans la Fosse du Labrador (Lafontaine, 1984; Smith *et al.*, 2010). On peut également compter la découverte de nombreux indices et sites d'intérêt économique effectuée lors des campagnes de cartographie récemment conduites par le Ministère (Hammouche *et al.*, 2011 et 2012; Lafrance *et al.*, 2014 et 2015; Simard *et al.*, 2013; Verpaelt *et al.*, 2000).

L'évaluation du potentiel minéral réalisée lors des campagnes de cartographie précédentes a permis de confirmer le potentiel nickélifère et cuprifère des troctolites de la Suite de Soisson, initialement mis en valeur par WMC International (Deveau *et al.*, 2001). L'approfondissement des connaissances sur cette suite met en évidence les ressemblances entre celle-ci et l'intrusion de Voisey's Bay au Labrador. Dans le même ordre d'idées, nos travaux ont permis la découverte d'intrusions mafiques massives de composition potassique et d'affinité alcaline rappelant certains faciès minéralisés du Pluton du lac Brisson qui est l'hôte de la minéralisation en terres rares du même nom (feuillet SNRC 24A08, au sud de la zone d'étude). L'acquisition de données supplémentaires devrait permettre de mieux évaluer le potentiel en terres rares de l'ensemble du secteur.

Aucun indice minéralisé n'était auparavant répertorié dans le périmètre couvert par les travaux de cartographie dans la région du lac Brisson. Nos travaux ont permis la découverte d'un nouvel indice d'uranium, l'indice Péret, associé aux diatexites du Complexe métasédimentaire de Mistinibi. Des sites d'intérêt ont également été identifiés dans des contextes géologiques variés (figure 14 et tableau 2). La figure 14 situe aussi les zones d'anomalies en métaux et en terres rares dans les sédiments de lac, ainsi que les cibles de régression spatiale identifiées par Lamothe (2009 et 2010) dans la région à l'étude à partir des données géochimiques de l'environnement secondaire. Ces travaux ont permis de définir des zones d'anomalies de sédiments de lac en molybdène et en uranium, ainsi que des cibles en cuivre, nickel, uranium et zinc.

Les travaux de cartographie dans la région d'étude ont permis d'identifier six principaux types de minéralisation potentielle : 1) des minéralisations en terres rares associées à la Suite de Fayot; 2) des minéralisations polymétalliques associées aux roches volcano-sédimentaires et aux filons-couches mafiques de la Ceinture de Tunulic; 3) des minéralisations uranifères associées aux diatexites du Complexe de Mistinibi; 4) des minéralisations chromifères associées aux roches mafiques du Complexe de Sukaliuk; 5) des minéralisations en or, cuivre et terres rares associées aux roches mafiques à intermédiaires de la Suite de Nekuashu; et 6) des minéralisations de type IOCG et de type porphyre associées au Batholite de De Pas.

Sites d'intérêt associés à la Suite de Fayot

Les lamprophyres de la Suite de Fayot forment de petits massifs qui n'avaient jamais été répertoriés jusqu'à maintenant dans la Zone noyau. Plusieurs analyses lithogéochimiques, dont celles réalisées dans le cadre du projet de fin d'études de Chartier (2016), ont permis de mettre en évidence l'enrichissement en terres rares de ces intrusions. La meilleure valeur a été obtenue dans un lamprophyre mélanocrate magnétique contenant 35 % de clinopyroxène, de biotite et d'amphiboles (photo 21, en annexe). L'échantillon a donné des teneurs de 1256 ppm ETR totales (principalement ETR légères), 2209 ppm Sr, 1,3 % P_2O_5 et 668 ppm Zr (site 1, figure 14 et tableau 2). Une autre intrusion de lamprophyre mélanocrate a aussi donné des teneurs anormales (site 2, figure 14 et tableau 2). Les travaux de Chartier (2016) indiquent toutefois que la minéralisation en terres rares est associée aux minéraux accessoires, notamment l'apatite, le sphène, l'allanite, le zircon et la fluorine.

Sites d'intérêt associés aux roches volcano-sédimentaires de la Ceinture de Tunulic

La Ceinture de Tunulic occupe de manière discontinue la partie centrale de la région cartographiée à l'été 2014. Elle est coupée et démembrée par des failles appartenant à la ZCRG. La ceinture est principalement constituée d'unités volcaniques bimodales d'affinité tholéitique à calco-alcaline qui présentent un potentiel intéressant pour les minéralisations de sulfures massifs et d'or de type orogénique dans les zones cisailées (Lafrance *et al.*, 2015). Les unités de la ceinture renferment de nombreux niveaux rouillés décimétriques à métriques dont l'extension latérale peut atteindre plusieurs mètres (photo 3, en annexe).

Un certain potentiel métallifère a été reconnu dans chacune des trois principales unités du Tunulic. Le site 3 (figure 14 et tableau 2) est un affleurement composé principalement de paragneiss rubané légèrement migmatitisé (ApPtun2) qui a été visité pour vérifier une cible d'uranium déterminée à partir des données de géochimie des sédiments

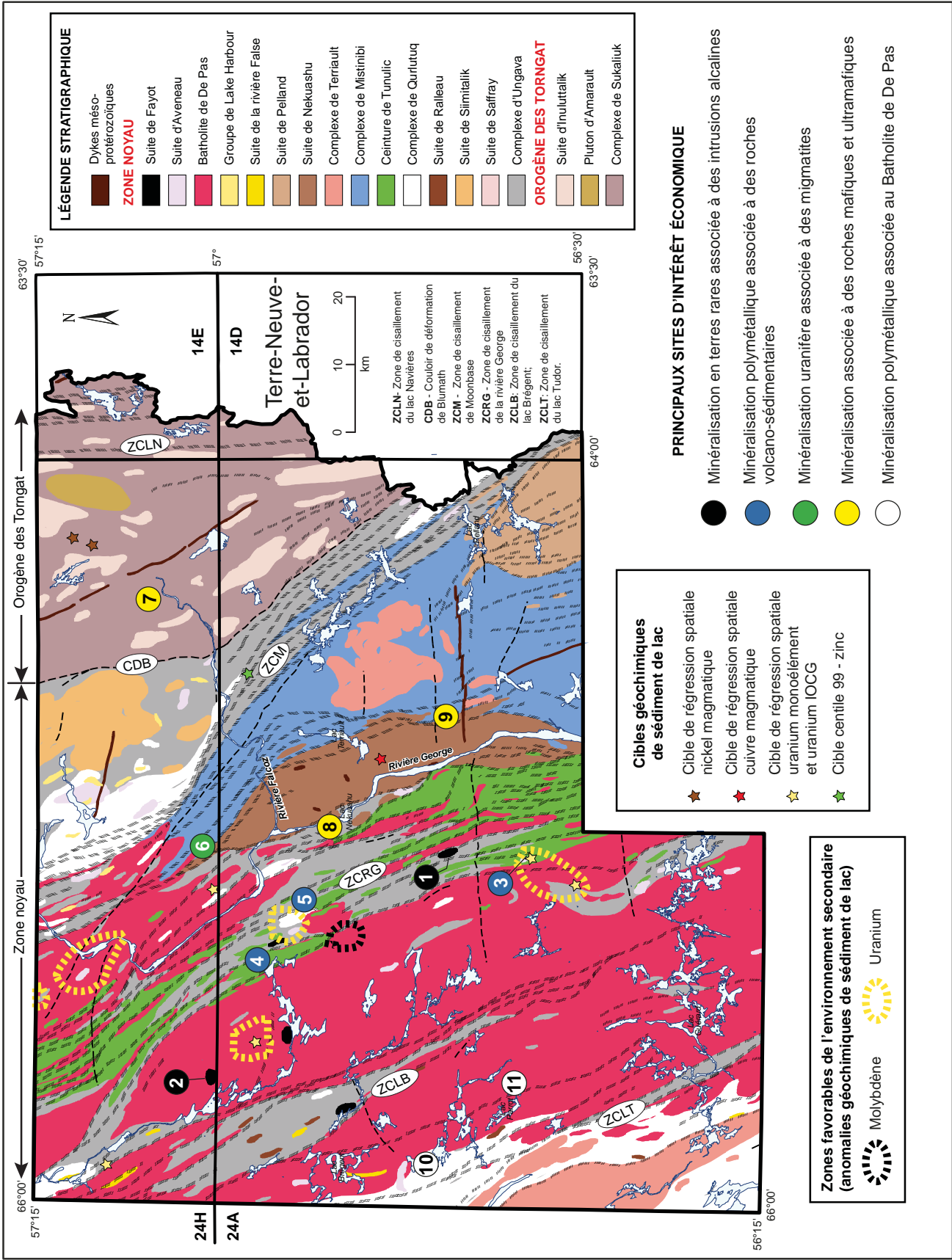


FIGURE 12 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac Brisson. Les numéros font référence aux sites décrits au tableau 2.

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

#	Nom / n° affleurement	Feuillet SNRC Estant/Nordant	Description	Teneurs
Minéralisations en terres rares associées à des intrusions alcalines				
Potentiel en terres rares de la Suite de Fayot				
1	DB-1146-14	24A11 374170 mE 6284113 mN	Lamprophyre mélanocrate massif et magnétique avec 35 % de minéraux mafiques (CX, BO et AM), riche en AP, ZC, AL et SN.	1256 ppm ETR, 2209 ppm Sr 1,3 % P ₂ O ₅ et 668 ppm Zr
2	IL-3090-14	24H04 338472 mE 6321464 mN	Lamprophyre mélanocrate avec 50 % de minéraux mafiques (CX, AM et BO), riche en AP, SN, EP, AL et ZC.	800 ppm ETR, 1410 ppm Sr et 1,3 % P ₂ O ₅
Minéralisations polymétalliques associées à des roches volcano-sédimentaires				
Potentiel polymétallique de la Ceinture de Tunulic				
3	BC-6165-14	24A11 373050 mE 6272173 mN	Cible géochimique U de sédiments de fond de lac. Spectro: 176 ppm U et 31 ppm Th. Tonalite blanche dans une séquence de métasédiments migmatitisés.	2,8 g/t Ag, 948 ppm Zr, 782 ppm Pb, 179 ppm U, 50,4 ppm Th, 33,4 ppm Hf, 175 ppm Y et 79,8 ppm ETRL
4	DB-1014-14	24A14 357552 mE 6314013 mN	Niveau magnésien métrique à anthophyllite dans une séquence de basalte amphibolitisé homogène.	4,434% TiO ₂ et 333 ppm Cu; 774 ppm Ni et 1450 ppm Cr; 0,39 % MnO
5	LP-2175-14	24A14 367228 mE 6306564 mN	Filon-couche de gabbro grenu, folié et amphibolitisé; associé aux volcanites.	1079 ppm V
Minéralisations uranifères associées à des migmatites				
Potentiel uranifère du Complexe de Mistinibi				
6	Indice Péret MP-298-14	24H03 376108 mE 6321655 mN	Diatexite avec beaucoup de schlierens de BO.	543 ppm U, 209 ppm Th et 910 ppm Pb
Minéralisations associées à des roches mafiques et ultramafiques				
Potentiel chromifère des roches mafiques du Complexe de Sukaliuk				
7	BC-6102-14	24H01 415739 mE 6328753 mN	Gabbro-norite. Valeur dans un niveau de dunite à CM-MG marquant la foliation.	3330 ppm Cr, 961 ppm Ni et 128 ppm Co
Potentiel aurifère et en terres rares associé à la Suite de Nekuashu				
8	AG-8089-14	24A15 379081 mE 6303144 mN	Leucogabbro avec zones rouillées à PY et PO de largeur décimétrique à métrique.	21 ppb Au et 695 ppm Cu
9	BC-6095-14	24A10 396128 mE 6284226 mN	Syénogranite pauvre en minéraux mafiques. Présence de SN, EP, AL, MV, AP, ZC et MG.	984 ppm ETR, 637 ppm Zr et 64,7 ppm Th
Minéralisations polymétalliques associées au Batholite de De Pas				
Potentiel polymétallique associé au Batholite de De Pas				
10	BC-6193-13	24A12 322495 mE 6289795 mN	Syénogranite avec 15% de minéraux mafiques (BO-HB) et nombreux minéraux accessoires (SN-EP-AP).	872 ppm ETR, 1100 ppm Zr et 62,9 ppm Y
11	PH-9024-13	24A12 335492 mE 6274324 mN	Leucogabbro à AM aciculaires assimilant une granodiorite porphyroïde et une pegmatite (pseudo-brèche). Traces de PY et CP répandues. Altération potassique répandue, hématitisation et calcite.	

AL : allanite; AM : amphibole; AP : apatite; BO : biotite; CM : chromite; CP : chalcopryrite; CX : clinopyroxène; EP : épidote; ; ETRL : éléments des terres rares lourdes; HB : hornblende; MG : magnétite; MV : muscovite; SN : sphène; PO : pyrrhotine; PY : pyrite; ZC : zircon

de fond de lac. L'analyse d'un échantillon provenant d'un niveau de leucosome granitique déformé à grain grossier révèle une quantité anormale d'uranium et de thorium (179 ppm U et 50,4 ppm Th).

Des teneurs anormales en métaux ont également été obtenues dans les metabasites de l'unité ApPtun1 et les filons-couches mafiques associés (ApPtun3). Un affleurement d'amphibolite massive porphyroblastique renfermant des niveaux plus magnésiens a donné une valeur de 4,4 % TiO₂, 1450 ppm Cr et 0,39 % MnO (site 4, figure 14 et tableau 2), alors qu'un gabbro amphibolitisé grenu et folié a donné une valeur de 1079 ppm V (site 5, figure 14 et tableau 2).

Sites d'intérêt associés aux roches migmatitiques du Complexe de Mistinibi

La partie nord de la Zone noyau est caractérisée par l'abondance de minéralisations d'uranium de type « Rössing », qui consistent en des concentrations de minéraux uranifères disséminés dans des granites peralumineux et potassiques (Joly et Diagana, 2010; Lalancette et Girard, 2008). Nos travaux ont permis de mettre au jour l'indice Péret, un nouvel indice d'uranium associé à une phase granitique blanchâtre renfermant des schlierens de biotite (photo 22, en annexe) assignée à l'unité ApPmis5 (site 6, figure 14 et tableau 2). Cette roche, probablement issue de la fusion avancée des diatexites du Complexe de Mistinibi, a donné des valeurs

de 543 ppm U, 209 ppm Th et 910 ppm Pb. Avec un rapport U/Th de près de 3 et une affinité potassique, le Complexe de Mistinibi représente un environnement fertile pour les minéralisations en uranium.

Sites d'intérêt associés à des roches mafiques et ultramafiques

Potentiel chromifère des roches mafiques du Complexe de Sukaliuk

Un indice de nickel et de chrome (7670 ppm Ni et 6040 ppm Cr) a été découvert dans la région du lac Henrietta (feuillet SNRC 24H10; Lafrance *et al.*, 2015) localisée immédiatement au nord du secteur d'étude, dans le cadre des travaux de maîtrise de Pedreira Pérez *et al.* (2014; MERN, 2014). La minéralisation est contenue dans une roche ultramafique différenciée appartenant à la Suite de Nuvulialuk (pPnuv2) reconnue pour son enrichissement marqué en chrome (Lafrance *et al.*, 2015; Verpaest *et al.*, 2000). Les résultats de nos travaux semblent toutefois indiquer que la suite de Nuvulialuk n'affleure pas dans la région du lac Brisson.

D'autres unités de roches ultramafiques semblent toutefois confirmer le potentiel chromifère des roches mafiques et ultramafiques situées en périphérie du front des Torngat. Un échantillon a été prélevé sur le site 7 (figure 14 et tableau 2) dans un niveau ultramafique interstratifié avec des gabbro-norites assignées au Complexe de Sukaliuk (ApSuk6). La roche est caractérisée par une foliation mise en évidence par l'allongement des agrégats de chromite partiellement remplacée par de la magnétite (photo 23, en annexe). Les teneurs obtenues sont de 3330 ppm Cr, 961 ppm Ni et 128 ppm Co. Cet échantillon renferme peu de nickel et de sulfures, contrairement à ceux prélevés dans le Nuvulialuk. La présence de métasédiments riches en soufre du Groupe de Lake Harbour à proximité explique probablement la fertilité en nickel des roches ultramafiques de la Suite de Nuvulialuk (Lafrance *et al.*, 2015).

Potentiel aurifère et en terres rares de la Suite de Nekuashu

La Suite de Nekuashu (ApPnek) est composée de roches intrusives de composition principalement mafique, dont certaines phases comprennent du feldspath potassique. Plusieurs zones rouillées de largeur décimétrique à métrique renfermant de la pyrite et de la pyrrhotite ont été échantillonnées dans cette unité. Ces zones sont pour la plupart encaissées dans les leucogabbros et les anorthosites de l'unité ApPnek1. Des teneurs anormales en cuivre ont été obtenues localement (site 8, figure 14 et tableau 2). Un affleurement de syénogranite pauvre en minéraux mafiques et riche en minéraux accessoires a aussi donné des teneurs intéressantes en ETR, zirconium et thorium (site 9, figure 14 et tableau 2). Les phases tardives et potassiques du Nekuashu (ApPnek3) pourraient donc représenter une cible intéressante pour les éléments stratégiques.

Potentiel polymétallique associé au Batholite de De Pas

Dans la région à l'étude, la Suite granitique de De Pas (pPdep) représente l'unité dominante de la Zone noyau et constitue un métallotecte important pour plusieurs substances. L'affinité calco-alcaline du De Pas et l'abondance de granitoïdes à hornblende et sphène de type I laisse entrevoir un potentiel pour des gîtes de types porphyre à cuivre, molybdène et tungstène et les skarns, notamment les skarns à tungstène associés aux auréoles métamorphiques des niveaux structuraux inférieurs (Jébrak et Marcoux, 2008). D'autres types de gîtes associés au magmatisme d'arc continental peuvent présenter un certain potentiel, notamment les minéralisations polymétalliques à oxydes de fer-cuivre-or (IOCG) et, dans une moindre mesure, les minéralisations à fluorine et métaux rares.

Le Batholite de De Pas est découpé sur toute sa longueur par la ZCRG et par de nombreuses familles de fractures tardives. Ces structures pourraient éventuellement être associées à la présence de minéralisations épigénétiques telles que les minéralisations aurifères de type orogénique ou les filons à métaux rares. Un échantillon de granite à fluorine, épidote et calcite prélevé dans l'éponte d'une fracture n'a pas fourni de valeur économique. Par contre, un affleurement de syénogranite (pPdep5), presque contemporain aux derniers mouvements le long de la ZCRG, a titré 872 ppm ETR totales, 1100 ppm Zr et 62,9 ppm Y (site 10, figure 14 et tableau 2).

Quelques indices laissent croire à l'existence de systèmes minéralisés dans le Batholite de De Pas. Le plus intéressant est sans doute la zone d'assimilation magmatique affectant une granodiorite à hypersthène (opdalite) à structure porphyroïde (pPcde7) exposée sur plusieurs affleurements du feuillet SNRC 24A12 (site 11, figure 14 et tableau 2). La zone a été interprétée comme le résultat de la digestion d'une granodiorite porphyroïde et d'une pegmatite par un magma mafique apparenté à la granodiorite, un phénomène auquel serait associé la circulation d'un fluide tardimagmatique (photo 24, en annexe). Le résultat se présente comme un gabbro amphibolitisé renfermant des passages de puissance métrique riches en xénolites quartzofeldspathiques. Cette assimilation a permis un enrichissement notable en SiO₂, K₂O, CaO et oxydes de fer, comme en témoigne l'importance de l'altération potassique, de l'hématitisation et de la cristallisation d'épidote, de chlorite, de quartz et de calcite autour des xénolites. Ce site a fait l'objet d'une étude géochimique présentée dans le projet de fin d'études de Lamirande (2015). La présence de sulfures, dont la chalcopryrite, a motivé l'échantillonnage et l'analyse des principales unités du site. Aucune valeur économique n'a toutefois été enregistrée dans les échantillons choisis. Dans le même secteur, d'autres linéaments magnétiques N-S sécants au grain structural régional pourraient néanmoins représenter des zones d'intérêt du même type que la zone mise au jour à l'été 2014.

Le potentiel pour les gîtes de type IOCG avait été évoqué à l'été 2013 en se basant sur la présence de lithologies particulières dans l'environnement du Batholite de De Pas, telles que les anorthosites bréchifiées. Ces observations nous avaient amenés à proposer l'existence d'une altération sodique caractéristique des systèmes IOCG (Corriveau *et al.*, 2010). De telles zones ont été rencontrées à l'été 2014, notamment dans le feuillet SNRC 24H04. Elles consistent en des zones de roches calcosilicatées très hétérogènes, présentement assignées à la Suite de la Rivière False (pPfas2), enclavées dans l'unité de granodiorite à structure porphyroïde du Batholite de De Pas (pPdep4). Ces roches n'ont pas fait l'objet d'une étude approfondie et pourraient être le résultat d'un phénomène d'albitisation d'envergure kilométrique.

CONCLUSION

Les travaux de l'été 2014 ont permis de réaliser la carte géologique de la région du lac Brisson à l'échelle 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 du SEPC. La Zone noyau représente un ancien craton archéen déformé et remodelé au Paléoprotérozoïque, alors que l'Orogène des Torngat comprend des terrains métamorphisés au faciès des granulites. La Zone noyau est constituée d'unités archéennes à paléoprotérozoïques coupées par des intrusions paléoprotérozoïques syntectoniques à tarditectoniques et par quelques intrusions mineures d'âge mésoprotérozoïque. Le Batholite de De Pas (1860 à 1805 Ma), qui s'étend sur plus de 600 km dans la Zone noyau, occupe plus du tiers de la région. Il représente une intrusion polyphasée interprétée par certains auteurs comme un arc magmatique continental (Dunphy et Skulski, 1996; James et Dunning, 2000). En bordure est du batholite, la Ceinture de Tunulic (2719 à 2565 Ma) forme une série de lambeaux distribués sur plus de 100 km de longueur. Cette ceinture de roches volcano-sédimentaires est intercalée avec les gneiss du Complexe d'Ungava (3031 à 2600 Ma) et est injectée par les unités granitoïdes du De Pas. En comparaison avec les régions cartographiées plus au nord (Lafrance *et al.*, 2014 et 2015; Simard *et al.*, 2013), le Complexe d'Ungava et les migmatites du Complexe de Qurlutuq (1820 à 1805 Ma) occupent une superficie beaucoup plus restreinte. Deux nouvelles suites intrusives de composition principalement mafique et d'âge néoarchéen ont été identifiées dans la partie centrale (Suite de Nekuashu; 2515 Ma) et à l'extrémité sud-est (Suite de Pelland) du secteur cartographié. Entre ces deux suites, on trouve un grand bassin métasédimentaire migmatitisé, le Complexe de Mistinibi (2092 à 2005 Ma), coïncé entre les zones de cisaillement de Moonbase et de la rivière George. Les intrusions tardives de la Suite de Fayot, de composition mafique et alcaline, sont encaissées dans le Batholite de De Pas. Dans la région d'étude, la partie ouest de l'Orogène des Torngat est constituée par le Complexe de Sukaliuk (3019

à 2716 Ma), ainsi que par les intrusions enderbitiques et charnockitiques de la Suite d'Inuluttalik (1870 à 1822 Ma) et par le Pluton dioritique d'Amarault. Le Complexe de Sukaliuk comprend des orthogneiss felsiques à intermédiaires, des paragneiss migmatitiques et des roches mafiques. Les unités de l'Orogène des Torngat renferment généralement de l'orthopyroxène et sont donc au faciès des granulites. L'ensemble de ces unités est coupé par des dykes de gabbro à structure subophitique assignés, selon leur orientation, à l'Essaim de Falcoz, aux Dykes de Slippery ou aux Dykes de Slanting.

Le portrait métamorphique du secteur cartographié est marqué par la transition abrupte entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat au niveau du Couloir de déformation de Blumath. À l'instar de Verpaelst *et al.* (2000), nous considérons que cette faille correspond à la limite entre les granulites déformées de façon ductile caractéristiques de l'Orogène des Torngat avec les roches métamorphisées au faciès moyen à supérieur des amphibolites et plus ou moins migmatitisées de la Zone noyau. Bien que les terrains de part et d'autre du Couloir de déformation de Blumath se distinguent du point de vue de la chronologie de cristallisation des minéraux métamorphiques et par la présence de microstructures de déformation de haute température, les estimations des conditions de pression-température de Charette et Guilmette (en préparation) semblent indiquer que la marge est de la Zone Noyau et l'Orogène des Torngat ont subi un métamorphisme rétrograde similaire. Les minéraux d'altération tardifs indiquent la circulation de fluides dans les différentes zones de déformation régionales et des conditions métamorphiques qui varient du faciès des schistes verts à celui des amphibolites.

La compression engendrée par la collision entre la Zone noyau et le Craton de Nain est responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région cartographiée. L'Orogène des Torngat est caractérisé par des foliations à fort pendage orientées N-S à NNW-SSE. De grands corridors de déformation coupent les unités de la région selon une orientation N-S à NW-SE. Il s'agit des zones de cisaillements du lac Tudor et de la rivière George à mouvement dextre, de la Zone de cisaillement de Moonbase à mouvement senestre, du Couloir de déformation de Blumath qui sépare la Zone noyau des Torngat, et de la Zone de cisaillement du lac Navières à mouvement senestre.

Le levé de l'été 2014 dans la région du lac Brisson a permis d'identifier un potentiel pour six principaux types de minéralisation: 1) minéralisations en terres rares associées à la Suite de Fayot; 2) minéralisations polymétalliques associées aux roches volcano-sédimentaires et aux filons-couches mafiques de la Ceinture de Tunulic; 3) minéralisations uranifères associées aux diatexites du Complexe de Mistinibi; 4) minéralisations chromifères associées aux roches mafiques du Complexe de Sukaliuk; 5) minéralisations en or, cuivre et terres rares associées aux roches mafiques à intermédiaires de la Suite de Nekuashu; 6) minéralisations de type IOCG et de type porphyre associées au Batholite de De Pas.

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 – Paleoproterozoic tectonics affecting archean lower crust of southern Ungava Bay. *In*: Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore (ECSOOT) Transect Meeting 1998 (Wardle R.J. and Hall, J., editors). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 68, pages 1-17.
- BEA, F. – MONTERO, P., 1999 – Behavior of accessory phases and redistribution of Zr, REE, Y, Th, and U during metamorphism and partial melting of metapelites in the lower crust : An example from the Kinzigite Formation of Ivrea-Verbano, NW Italy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 63, pages 1133-1153.
- BÉLANGER, M., 1984 – Région du lac Brisson, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-20, 2 cartes annotées.
- BOUDRIAS, G., 2001 – Étude structurale, métamorphique et géochronologique de la zone de cisaillement de Falcoz, orogène paléoprotérozoïque des Torngat, Québec. Université du Québec à Montréal; mémoire de maîtrise, 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.
- CHARETTE, B. – GUILMETTE, C., 2014 – Pétrologie métamorphique de l'Orogène des Torngat et de la marge est de la Zone noyau – Province de Churchill Sud-Est, Rapport préliminaire. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2014-34, 50 pages.
- CHARETTE, B. – GUILMETTE, C., en préparation – Thermobarométrie et géochronologie de l'Orogène des Torngat et de la marge est de la Zone noyau – Province de Churchill Sud-Est. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- CHARTIER, M.O., 2016 – Caractérisation pétrographique et géochimique des roches alcalines de la Suite de Fayot, Province de Churchill. Université du Québec à Chicoutimi; projet de fin d'études, 51 pages.
- 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.
- COLLINS, P. – HAYES, C. – GUAY, P., 2014 – Report on the 2012 Exploration Drilling Programs, Strange Lake Project. Minéraux rares Quest, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 68464, 729 pages, 1 plan.
- CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – WODICKA, N. – DE KEMP, E., 2009 – The Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen : a prototype of modern accretionary processes. *In*: *Ancient Orogens and Modern Analogues* (Murphy, J.B., Keppie, J.D. and Hynes, A.J., editors). Geological Society, London; Special Publications 327, pages 457-479.
- CORRIGAN, D. – McFARLANE, C. – LAFRANCE, I. – BANDYAYERA, D. – BILODEAU, C., en préparation – Rapport préliminaire de la géochronologie U-Pb par LA-ICPMS de zircons provenant de la partie nord de la Zone noyau, partie sud-est de la Province de Churchill. Commission géologique du Canada; Dossier Public.
- 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* (Corriveau, L. and Mumin, H., editors). Geological Association of Canada; Short Course Note 20, 185 pages.
- CÔTÉ-ROBERGE, M., 2015 – Zones de cisaillement de la Province du Churchill. Université Laval; projet de fin d'études, 90 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 plans.
- 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 plans.
- DAVID, J. – TALLA TAKAM, F. – MOUKHSIL, A. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P., en préparation. Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur, de Churchill et de Grenville en 2014-2015. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec.
- DAVIS, D.W. – MOUKHSIL, A. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – TALLA TAKAM, F., 2015 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2012-2013. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-07, 56 pages.
- DAVIS, D.W. – SIMARD, M. – HAMMOUCHE, H. – BANDYAYERA, D. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2014 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2011-2012. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; RP 2014-05, 62 pages.
- DAUBOIS, V. – DUBÉ-LOUBERT, H. – ROY, M., en préparation – Géologie de surface de la région du lac Brisson. 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. *WMC International*, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 59375, 1326 pages.
- DUNPHY, J.M. – SKULSKI, T., 1996 – Petrological zonation across the De Pas Batholith: a tilted section through a continental arc? *In*: *Eastern Canadian Shield Onshore–Offshore (ECSOOT) Transect Meeting 1996* (Wardle R.J. and Hall, J., editors). 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, 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, 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 – 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., 1990b – Géologie de la région du lac Courdon, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 90-24, 60 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, 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.
- HOFFMAN, P., 1988 – United Plates of America, the birth of a Craton: Early Proterozoic assembly and growth of 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* (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., 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 Georges, partie sud-est de la Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2014-02, 9 pages, 160 plans et autres données numériques.
- 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: Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore (ECSOOT) Transect Meeting 1998* (Wardle R.J. and Hall, J., editors). 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. – 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.
- 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.
- 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. *Uranor*, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65042, 861 pages.
- KELSEY, D.E. – CLARK, C. – HAND, M., 2008. – Thermobarometric modelling of zircon and monazite growth in melt-bearing systems: examples using model metapelitic and metapsammitic granulites. *Journal of Metamorphic Geology*; volume 26, pages 199-212.
- 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.
- LAFONTAINE, M., 1984 – Prospection et cartographie. *Ressources Eldor*, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 40910, 18 pages.
- LAFRANCE, I. – BANDYAYERA, D. – BILODEAU, C., 2015 – Géologie de la région du lac Henrietta (SNRC 24H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2015-01; 60 pages.
- 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. *Ressources Majescor*, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 63947, 118 pages, 4 plans.
- LAMIRANDE, P.-H., 2015 – Caractérisation d'une zone d'assimilation magmatique dans le batholite de De Pas, Province de Churchill, Québec. Université Laval; projet de fin d'études, 66 pages.

- LAMOTHE, D., 2009 – Cartes géochimiques ModelBuilder et cibles anomales de l'environnement secondaire pour le Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; GM 64290, 33 plans et autres données numériques.
- LAMOTHE, D., 2010 – Modélisation de cibles de l'environnement secondaire par des techniques de seuils naturels et de régression spatiale multiple. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; EP 2010-01, texte et données numériques sur support DVD.
- LEWRY, J.F. – STAUFFER, M.R. (editors), 1990 – The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic correlations and evolution. Geological Association of Canada; Special Paper 37, 505 pages.
- LUDDEN, J. – GÉLINAS, L. – TRUDEL, P., 1982 – Archean meta-volcanics 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. – GARIÉPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador 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 – Batholite 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 Batholite 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.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.
- MINISTÈRE DE L'ÉNERGIE ET DES RESSOURCES NATURELLES, 2014 – Nouvelles cibles pour l'exploration minérale, travaux géoscientifiques 2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; PRO 2014-01, 8 pages.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1985 – Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrology. Longman; 266 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. McGill University; mémoire de maîtrise, 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., 1984 – Région du Lac Leif, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; Québec; DP 85-14, 2 cartes annotées.
- 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 plans.
- PEARCE, J.A., 1983 – The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate boundaries. In: Continental basalts and mantle xenoliths (Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J., editors). Shiva Publications; pages 230-249.
- 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.
- PEARCE, J.A., 2007 – Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archaic oceanic crust. Lithos; volume 100, pages 14-48.
- 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.
- PEDREIRA PÉREZ, R. – PAGÉ, P. – BANDYAYERA, D. – BARNES, S.J., 2014 – Caractérisation pétrologique et géochimique de la Suite mafique-ultramafique de Nuvulialuk, partie sud-est de la Province de Churchill, Québec. Dans : Résumé des conférences et des photoprésentations, Québec Mines 2014. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; DV 2015-03, page 72.
- PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Québec Orogen. Geosciences Canada; volume 17, pages 238-240.
- PETRELLA, L., 2011 – Caractérisation lithologique et pétrographique de l'intrusion syénitique de Misery. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2011-01, 34 pages.
- PILLET, D., 1985 – Le granite peralcalin du lac Brisson, Territoire-du-Nouveau-Québec, résultats préliminaires. Ministère de l'Énergie et 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 (Lewry, J.F. and Stauffer, M.R., editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 397-412.
- RIVERS, T. – MENGEL, F. – SCOTT, D.J. – CAMPBELL, L.M. – GOULET, N., 1996 – Torngat Orogen - a Palaeoproterozoic example of a narrow doubly vergent collisional orogen. In: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region (Brewer, T.S., editor). Geological Society, London; Special Publications 112, pages 117-136.
- 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 archaic 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; 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 plans.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUX, 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.
- SMITH, D.L. – KNOX, A. – GUO, M. – D'SOUZA, R. – WANG, T., 2010 – 2008 and 2009 Exploration of the Eldor Property. *Commerce Resources*, rapport statutaire déposé au ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, Québec; GM 65246, 1475 pages, 25 plans.
- 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.
- TANER, M.F., 1992 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages, 7 plans.
- 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., 1984 – Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 84-29, 2 cartes annotées.
- 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 48-49.
- VAN DER LEEDEN, J., 1986 – Géologie de la région du lac Mistinibi, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-12, 1 carte annotée.
- 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. – BÉLANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Québec). *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 KRAKENDONK, 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, pages 843-869.
- VAN KRAKENDONK, 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, 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 KRAKENDONK, M.J., 1996 – The Paleoproterozoic Southeastern Churchill Province of Labrador-Quebec, Canada: orogenic development as a consequence of oblique collision and indentation. *In: Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region* (Brewer, T.S., editor.). Geological Society, London; Special Publication 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, 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, 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 1 – Photographies

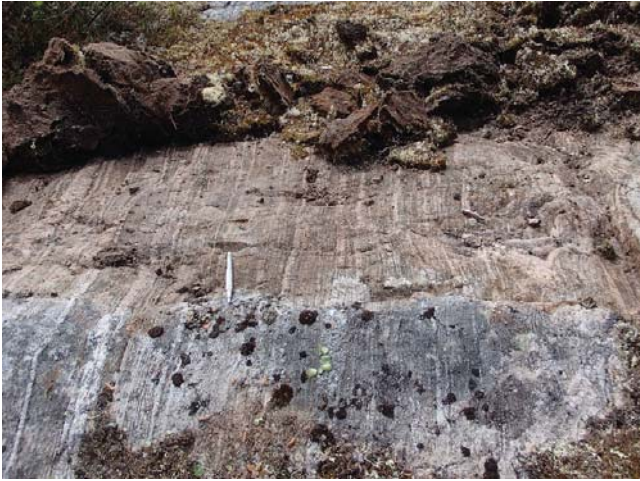


PHOTO 1 - Gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava (ApPung2) à rubans blanchâtres de largeur millimétrique à centimétrique.



PHOTO 2 - Roche migmatitique rubanée du Complexe de Qurlutuq (ApPqur1) à leucosome blanchâtre et renfermant des enclaves de gneiss tonalitique du Complexe d'Ungava.



PHOTO 3 - Tuf de composition felsique à intermédiaire avec des niveaux riches en cristaux de plagioclase. Secteur avec zones rouillées de la Ceinture de Tunulic (ApPtun1).



PHOTO 4 - Structure porphyroïde observée dans les filons-couches de gabbro de la Ceinture de Tunulic (ApPtun3).



PHOTO 5 - Paragneiss potassique migmatitisé du Complexe de Mistinibi (ApPmis1a) montrant un rubanement de composition accentué par la présence d'environ 15 % de leucosome blanchâtre de largeur millimétrique à centimétrique.



PHOTO 6 - Diatexite hétérogranulaire à cristaux millimétriques à centimétriques de feldspaths dérivée de la fusion des paragneiss du Complexe de Mistinibi (ApPmis3b).

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Affleurement homogène du Complexe de Terriault (ApPter1) montrant une granodiorite renfermant des amas centimétriques de minéraux mafiques.



PHOTO 8 - Gabbro leucocrate et homogène à teinte violacée de la Suite de Nekuashu (ApPnek1).



PHOTO 9 - Monzodiorite de la suite de Nekuashu (ApPnek2) renfermant des phénocristaux étirés de feldspath potassique.



PHOTO 10 - Gabbro finement grenu et granoblastique de la Suite de Pelland (ApPped1) .



PHOTO 11 - Jotunite granoblastique de la Suite de Pelland (ApPped2) à phénocristaux étirés de feldspath potassique beige rosé. Le contour des phénocristaux est entouré d'un trait noir.



PHOTO 12 - Granodiorite à phénocristaux de feldspath potassique et quartz bleuté de la Suite granitique de De Pas (pPdep4). Partie ouest de la région.

ANNEXE 1 – Photographies (suite).



PHOTO 13 - Gneiss tonalitique à hypersthène du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk2) renfermant une phase intrusive plus grenue sous la forme de rubans plus ou moins diffus.



PHOTO 14 - Paragneiss migmatitisés à biotite et grenat du Complexe de Sukaliuk (ApPsuk4) renfermant 25 % de rubans de mobilisat blanchâtre parallèles à la foliation principale.



PHOTO 15 - Diorite quartzifère d'aspect homogène et moucheté du Pluton d'Amarault (pPama).



PHOTO 16 - Enderbite homogène leucocrate à structure massive et de granulométrie moyenne de la Suite d'Inuluttalik (pPina1).



PHOTO 17 - Lamprophyre mélanocrate de la Suite de Fayot (mPfa) avec phases rosées à bordures irrégulières de lamprophyre leucocrate.

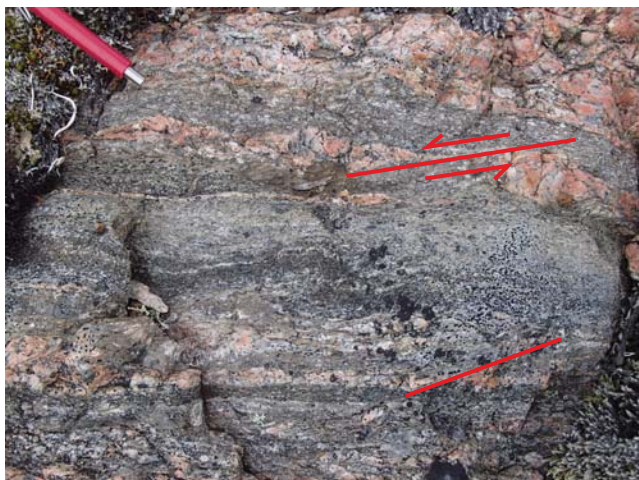


PHOTO 18 - Jonction du Couloir de déformation de Blumath avec la Zone de cisaillement de Moonbase. Les injections granitiques dans la mylonite sont boudinées, transposées dans la foliation et montrent une asymétrie indiquant un mouvement senestre.

ANNEXE 1 – Photographies (suite et fin).

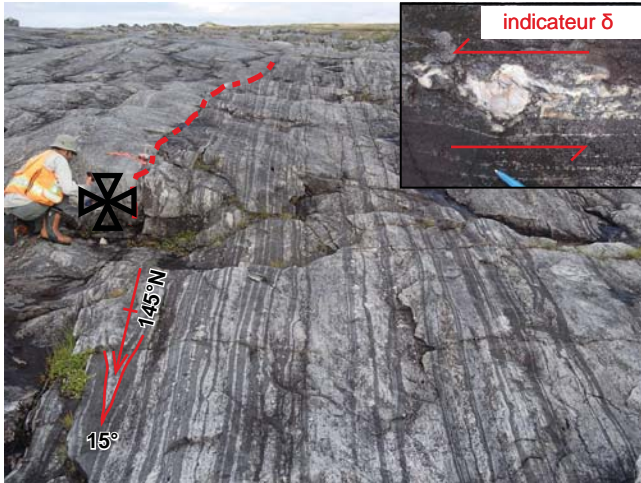


PHOTO 19 - Zone de cisaillement de Moonbase montrant des plis isoclinaux, des indicateurs cinématiques senestres et des injections de granite porphyrique déformées qui coupent le rubanement mylonitique (intrusion syntectonique). Site d'échantillonnage de la datation n° 5 (figure 4 et tableau 1) (symbole noir).



PHOTO 20 - Niveau de mylonite dans la Zone de cisaillement du lac Brégent montrant des injections granitiques affectées par une série de plissements en Z.



PHOTO 21 - Lamprophyre mélanocrate massif de la Suite de Fayot (mPfay). Échantillon riche en biotite et minéralisé en éléments des terres rares (site 1, figure 14 et tableau 2).



PHOTO 22 - Granite blanc riche en schlierens de biotite du Complexe de Mitsinibi (ApPmis5). Affleurement exposant l'indice d'uranium Péret (site 6, figure 14 et tableau 2).



PHOTO 23 - Niveau de composition ultramafique au sein d'une gabbro-norite. Valeurs anormales en chrome probablement associées aux amas de chromite et magnétite noirs allongés selon la foliation (site 7, figure 14 et tableau 2).



PHOTO 24 - Phénomène d'assimilation magmatique au sein du Batholite de De Pas. Amas quartzeux à bordures échancrées dans un leucogabbro ayant subi une altération potassique. Présence de chalcopryrite en traces (site 11, figure 14 et tableau 2).

Résumé

Un nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2014 dans la région du lac Brisson. Ce levé couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24A, la partie sud du feuillet 24H, ainsi que la partie québécoise des feuillets 14E04 et 14D. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill, plus précisément dans 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, ainsi que des roches métamorphiques au faciès des granulites. La Zone noyau est constituée de gneiss, de migmatites, de métasédiments migmatitisés, de suites intrusives à dominance mafique et de roches intrusives felsiques déformées d'âge archéen à paléoprotérozoïque. Le tout est coupé par des intrusions paléoprotérozoïques syntectoniques à tarditectoniques, la principale étant le Batholite de De Pas qui occupe une superficie importante dans le secteur ouest de la région. La ceinture volcano-sédimentaire de Tunulic, découverte à l'été 2014, fait entre 3 et 14 km de largeur et a été prolongée sur plus de 100 km de longueur.

Le contact entre la Zone noyau et l'Orogène des Torngat est représenté par le Couloir de déformation de Blumath, qui marque la limite entre les granulites déformées de façon ductile de l'Orogène des Torngat et les roches métamorphisées au faciès moyen à supérieur des amphibolites de la Zone noyau.

Le sud-est de la Province de Churchill résulte de la collision de trois cratons archéens (Nain, Supérieur et Zone noyau) durant le Paléoprotérozoïque. L'Orogène des Torngat s'est formé lors

de la collision entre le Craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest, entre 1,87 et 1,82 Ga. Cet ensemble est par la suite entré en collision oblique avec le Craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'Orogenèse du Nouveau-Québec (1,82 à 1,77 Ga). La compression engendrée par ces collisions est responsable du grain structural régional NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région. L'Orogène des Torngat montre un schéma structural caractérisé par des foliations à fort pendage orientées N-S à NNW-SSE. De grands corridors de déformation coupent les unités de la région selon une direction N-S à NW-SE. D'ouest en est, on trouve les zones de cisaillement dextres du lac Tudor, du lac Brégent et de la rivière George, la Zone de cisaillement de Moonbase à mouvement senestre, le Couloir de déformation de Blumath, qui sépare la Zone noyau et les Torngat, et la Zone de cisaillement du lac Navières, tous deux à mouvement senestre.

La région du lac Brisson offre un potentiel économique intéressant pour différents types de minéralisations comprenant : 1) des minéralisations en terres rares associées à la Suite de Fayot; 2) des minéralisations polymétalliques dans les roches volcano-sédimentaires et les filons-couches mafiques de la Ceinture de Tunulic; 3) des minéralisations en éléments radioactifs dans les diatexites issues de la fusion partielle des métasédiments du Complexe de Mistinibi; 4) des minéralisations chromifères dans les roches mafiques à ultramafiques du Complexe de Sukaliuk; 5) des minéralisations aurifères et en terres rares dans la Suite de Nekuashu; et 6) des minéralisations de type IOCG et de type porphyre associées au Batholite de De Pas.



Campement en bordure de la rivière George.