

RG 2014-02

GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC SAFFRAY (SNRC 24G, 24F)

Isabelle Lafrance, Martin Simard et Daniel Bandyayera



Campement en bordure du lac Saffray.

Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24G, 24F)

Isabelle Lafrance, Martin Simard et Daniel Bandyayera

RG 2014-02

Mots clés : Archéen, Protérozoïque, Churchill, Fosse du Labrador, volcano-sédimentaires, migmatites, zones rouillées

Résumé

Ce nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2012 dans la région du lac Saffray et couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24G et la moitié est du feuillet 24F. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill et plus précisément à l'intérieur de la Zone noyau et de la Zone de Rachel-Laporte.

La Zone de Rachel-Laporte correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador. Elle est constituée de métasédiments et d'amphibolites assignés à la Supersuite de Laporte qui est considérée comme un équivalent métamorphisé du Supergroupe de Kaniapiskau, l'unité principale de la Fosse du Labrador. La Zone noyau est composée d'assemblages complexes de roches gneissiques et de paragneiss, souvent migmatitiques, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, ainsi que de nombreuses intrusions paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques de granodiorite, de granite et de pegmatite. Un nouveau domaine d'âge paléoprotérozoïque, interprété comme une écaille tectonique, a été identifié dans la partie ouest de la Zone noyau. Il s'agit du Domaine de Buteux, composé de paragneiss migmatitiques et de diatexites.

Les roches de la région ont été déformées au Paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. La collision oblique entre les roches archéennes de la Zone noyau et celles du craton du Supérieur a engendré une phase de déformation compressive responsable du grain structural régional NW-SE, avec un déversement vers l'ouest. Celui-ci est souligné par une foliation à pendage vers l'est, par des plis couchés ou déversés et par des failles de chevauchement dans la partie ouest de la région. Une phase de déformation tardive reliée à la composante oblique de la collision a généré un mouvement dextre le long des failles de chevauchement et produit les grands cisaillements dans le centre et l'est de la région. Elle est également à l'origine de grands plis ouverts à faible plongée vers le sud-est. Dans le centre est de la région, les roches de la Zone noyau présentent un grain structural E-W interprété comme un héritage archéen.

Plusieurs secteurs d'intérêt économique correspondant principalement à des zones rouillées et sulfurées, métriques à décamétriques, ont été mis au jour. Des valeurs anormales en Cu, Zn, Ni, Ag et ÉGP ont été obtenues dans certaines de ces zones. Les zones minéralisées se trouvent dans des séquences de roches volcano-sédimentaires et dans des roches intrusives mafiques à ultramafiques. La minéralisation se présente généralement sous forme de fines disséminations et de filonnets et est souvent associée à des veinules de quartz ± carbonates. Des zones de sulfures semi-massifs ont localement été observées. Les sites d'intérêt économique localisés dans la Zone de Rachel-Laporte sont particulièrement intéressants puisqu'ils semblent correspondre à des contextes équivalents aux nombreux indices situés à quelques kilomètres à l'ouest, dans les séquences volcano-sédimentaires moins métamorphisées de la Fosse du Labrador. Un indice d'uranium (U) accompagné de valeurs anormales en ÉTR a également été découvert dans un granite.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction générale

Robert Giguère

Bureau de l'exploration géologique du Québec

Patrice Roy

Direction de l'information géologique du Québec

Luc Charbonneau, par intérim

Lecture critique

Charles Gosselin, M.Sc.

Édition

Charles Gosselin, M.Sc.

Assistance technique

Kathleen O'Brien et Frédérick St-Pierre

Graphisme

André Tremblay

Document accepté pour publication le 21 novembre 2013

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Localisation et accès.....	5
Méthode de travail.....	5
Travaux antérieurs.....	5
Remerciements.....	8
GÉOLOGIE RÉGIONALE	8
LITHOSTRATIGRAPHIE.....	11
Zone noyau.....	11
Zone noyau non divisée - Archéen à Paléoproterozoïque	11
Complexe d'Ungava (ApPung)	11
Unité de gneiss tonalitique (ApPung2).....	11
Unité de gneiss tonalitique riche en rubans de granite (ApPung3).....	12
Unité de gneiss granitique (ApPung4)	12
Suite de Saffray (nouvelle unité, ApPsaf).....	13
Unité de monzonite quartzifère gneissique fortement magnétique (ApPsaf1).....	13
Unité de granite magnétique (ApPsaf2)	13
Suite de Ralleau (ApPral)	13
Complexe de Qurlutuq (ApPqur)	14
Unité de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1)	14
Unité de roches migmatitiques rubanées et de tonalite foliée (ApPqur2).....	15
Unité de roches migmatitiques rubanées injectées de granite (ApPqur3).....	15
Zone noyau non divisée - Paléoproterozoïque.....	15
Suite granitique de De Pas (pPdep)	15
Unité de granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4)	16
Unité de granite à biotite (pPdep5)	16
Pluton de Chaumaux (nouvelle unité, pPchu).....	16
Suite d'Aveneau (pPavn).....	16
Suite de Dancelou (pPdac)	17
Domaine de Baie aux Feuilles	17
Complexe de Kaslac (pPkaa)	17
Diorite et diorite quartzifère (pPkaa1).....	17
Intrusions mafiques amphibolitisées (pPkaa3)	18
Domaine de Gabriel	18
Suite d'Akiasirviup (pPaki)	18
Domaine de Buteux	18
Suite de la rivière False (nouvelle unité, pPfas)	19
Unité de paragneiss migmatitisés (pPfas1).....	19
Unité de roches calco-silicatées (pPfas2).....	19
Unité de formation de fer (pPfas3).....	19
Unité de quartzite (pPfas4)	19
Suite de Winnie (nouvelle unité, pPwii).....	19
Unité de diatexite homogène (pPwii1)	20
Unité de diatexite hétérogène (pPwii2)	20
Fosse du Labrador – Zone de Rachel-Laporte	20
Complexes archéens.....	21
Complexe de Rénia (Area).....	21
Complexe de Highfall (nouvelle unité, Ahig).....	21
Supersuite de Laporte.....	22
Suite de Klein (pPkle).....	22
Unité d'amphibolite (pPkle1).....	22
Unité de roches ultramafiques (pPkle2)	23

Unité de métagabbro et métagabbro gloméroporphyrique (pPkle3)	23
Suite de Freneuse (pPfru)	23
Unité de paraschiste et de paragneiss (pPfru1)	23
Unité d'argilite et de phyllade (pPfru2)	24
Unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPfru3)	24
Unité de quartzite (pPfru5)	24
Suite de Mercier (pPmrc)	24
Unité mésoprotérozoïque	25
Suite de Soisson (nouvelle unité, mPsoi)	25
LITHOGÉOCHIMIE	25
Roches mafiques et ultramafiques	25
Roches felsiques et intermédiaires	25
Roches archéennes gneissiques	25
Intrusions paléoprotérozoïques	29
Métasédiments	30
MÉTAMORPHISME	30
Zone de Rachel-Laporte	30
Zone noyau	31
GÉOLOGIE STRUCTURALE	32
Analyse structurale	32
Les failles régionales	35
Les failles de chevauchement	35
Faille du lac Hérodier	35
Faille du lac Turcotte	35
Faille du lac Pingiajjulik	36
Faille du lac Olmstead	36
Faille du lac Gabriel	36
Zones de cisaillement	36
Zones de cisaillement de la rivière George	36
Zones de cisaillement de la rivière Marralik	36
Nappes de charriage	36
Zones de déformation E-W	37
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	37
Minéralisations en Cu-Zn ± Mo associées aux roches volcano-sédimentaires de la Supersuite de Laporte	37
Minéralisations en Cu-Ni ± ÉGP associées à des intrusions mafiques ou ultramafiques	41
Minéralisations en Ni-Cr-ÉGP associées à une intrusion ultramafique	41
Minéralisations en Cu-Zn ± Ag ± Ni associées à des paragneiss migmatitiques	41
Minéralisations en U-Th ± Y ± ÉTR associées à des granites	42
CONCLUSIONS	42
RÉFÉRENCES	44
ANNEXE – PHOTOGRAPHIES	48
HORS-TEXTE – Carte au 1/25 000 – Géologie de la région du lac Saffray (SNRC 24F, 24G) ...RG 2014-02-C001	

INTRODUCTION

Le levé géologique de la région du lac Saffray (figure 1) s'intègre dans un programme régional qui vise à compléter la cartographie géologique de la partie sud-est de la Province de Churchill à une échelle de 1/250 000. Cette province géologique est constituée d'un craton archéen, remobilisé au Paléoprotérozoïque (Zone noyau), bordé par les ceintures protérozoïques reliées à l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador), à l'ouest, et à celle des Torngat, à l'est. Les travaux de l'été 2012 ont été réalisés à l'intérieur de la Zone noyau et dans la Zone de Rachel-Laporte qui correspond à la bordure est de la Fosse du Labrador (figure 2). Un projet de cartographie des dépôts quaternaires de la région du lac Saffray a été réalisé simultanément à notre levé (Dubé-Loubert *et al.*, en préparation).

Localisation et accès

La région cartographiée couvre la majorité du feuillet SNRC 24G et la partie est du feuillet 24F (figure 2). Elle s'étend sur une superficie d'environ 13 000 km² comprise entre les longitudes 66°00' et 69°30' et les latitudes 57°00' et 58°00'. Le camp de base était localisé en bordure du lac Saffray (figure 2), à environ 100 km au sud-est de la ville de Kuujuaq, laquelle est desservie quotidiennement par des vols commerciaux en provenance de Montréal ou de Québec. Le transport du matériel et l'approvisionnement du camp ont été assurés par la compagnie Johnny May's Air Charter à partir d'une base d'hydravion basée à Kuujuaq.

Méthode de travail

La région cartographiée à l'été 2012 a été couverte de façon systématique par des cheminements espacés de 5 à 10 km ainsi que par des séries de sauts en hélicoptère dans les secteurs moins accessibles. Les travaux de terrain ont été réalisés par une équipe de sept géologues et de huit assistants entre le 11 juin et le 22 août 2012. Les équipes de cartographie, composées d'un géologue et d'un assistant, étaient positionnées par hélicoptère à partir du camp de base et effectuaient des cheminements de 8 à 12 km de longueur.

Un total de 184 échantillons représentatifs des unités lithologiques a été analysé. Les lames minces de roches (186) ont été étudiées pour aider à caractériser les diverses unités stratigraphiques. La surface de 67 échantillons provenant d'intrusions felsiques et intermédiaires a été attaquée à l'acide fluorhydrique et colorée à l'aide d'une solution de cobaltinitrite de sodium afin d'évaluer la proportion du feldspath potassique, du plagioclase et du quartz. Enfin, six échantillons ont été prélevés aux fins d'analyses isotopiques U-Pb. Cinq d'entre eux ont été traités à l'université de Toronto, dont trois par la méthode LA-MC-ICP-MS et deux par la méthode ID-TIMS. Une analyse a aussi été effectuée au centre de recherche du GEOTOP à l'univer-

sité du Québec à Montréal. Les âges U-Pb sont fournis dans ce rapport et les données analytiques sont présentées dans d'autres publications (Davis *et al.*, en préparation; David *et al.*, en préparation). Les cartes ainsi que l'ensemble des données associées à nos travaux sont disponibles, sur demande, en version numérique, ou encore, peuvent être consultées à l'aide du produit « *E-Sigéom à la carte* », à l'adresse suivante : <http://www.mrn.gouv.qc.ca/produits-services/mines.jsp>.

Travaux antérieurs

Les premières observations géologiques ont été réalisées par Low (Low et Eaton, 1896; Bell et Low, 1900) le long des rivières Koksoak et Caniapiscou où il reconnaît les unités volcano-sédimentaires de la Fosse du Labrador auxquelles il attribue un âge cambrien. Les premiers travaux de cartographie géologique régionale couvrant notre territoire ont été réalisés par la Commission géologique du Canada au cours des années cinquante et soixante. Ces travaux ont mené à la publication d'une carte géologique à l'échelle de 4 milles au pouce du feuillet SNRC 24F (Fahrig, 1962; numéro 8, figure 2) et de plusieurs cartes à l'échelle de 1/250 000 dans le nord-est du Québec et au Labrador, et dont l'une d'elle couvre entièrement le feuillet 24G (Taylor, 1979; numéro 9, figure 2). Les cartes de Taylor couvrent également les feuillets 24A, 24B, 24H, 24I et 24J, localisés respectivement au sud-est, au sud, à l'est, au nord-est et au nord du feuillet 24G. Dans les années cinquante, le ministère des Mines du Québec a entrepris une cartographie systématique, à l'échelle de 1 mille au pouce, de la partie nord de la Fosse du Labrador et de son contact avec la Zone noyau, au nord du 58° parallèle. Plusieurs de ces levés touchent la limite nord de notre région (Gélinas, 1958a, 1958b, 1959 et 1960) et les travaux de Sauvé et Bergeron (1965) se sont poursuivis dans le nord-est du feuillet 24F (numéro 1, figure 2). Dans notre région, la Fosse du Labrador, incluant une bonne partie de la Zone de Rachel-Laporte, a été cartographiée à une échelle de 1/50 000 durant les années soixante et soixante-dix par le ministère des Ressources naturelles du Québec (Clark, 1977, 1978, 1979 et 1980; Dressler, 1979; Hachimoto, 1964; numéro 3, 5, 2, 4, 7 et 6, figure 2). Les travaux de Dressler se poursuivent vers le sud et couvrent la moitié nord du feuillet 24C. Plus récemment, le ministère a réalisé des levés géologiques au 1/250 000 juste au nord de notre région, dans les feuillets 24J et 24K (Simard *et al.*, 2013) ainsi qu'au nord-est, dans le feuillet 24I (Verpaelst *et al.*, 2000).

Des études et travaux de recherche ont été réalisés dans le feuillet 24K et touchent la limite nord du feuillet 24F de notre région. Il s'agit : 1) d'une étude dans le cadre d'un projet de doctorat (Gélinas, 1965) qui traite de la géologie et de la pétrographie des assemblages métamorphiques à l'est de la Fosse du Labrador; 2) d'une étude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador (Goulet, 1995); 3) d'un mémoire de

maîtrise correspondant à une étude stratigraphique, structurale et métamorphique des gneiss archéens et des unités environnantes localisées dans la Zone de Rachel-Laporte (Moorhead, 1989); et 4) d'un autre mémoire de maîtrise qui traite de la structure et du métamorphisme de la Zone de Rachel-Laporte et de la partie ouest de la Zone noyau (Poirier, 1989). Finalement, une synthèse lithotectonique et métallogénique de toute la partie québécoise de Fosse du Labrador a été réalisée par Clark et Wares (2004).

Au cours des années 80, les efforts concertés de plusieurs chercheurs ont permis l'élaboration de modèles tectoniques concernant l'ensemble de l'Orogène Trans-Hudsonien (Hoffman, 1988 et 1990; Wardle, 1983). Ces travaux ont mené à la rédaction de nombreux articles dont plusieurs traitent de la partie sud-est de la Province de Churchill. Ces articles ont été regroupés dans un volume spécial publié par l'Association géologique du Canada (1990, Special Paper 37) ainsi que dans un numéro spécial de la

revue Géoscience Canada (1990, volume 17 numéro 4). Au début des années 90, des levés de sismique profonde dans la baie d'Ungava et dans la mer du Labrador (Programme Lithoprobe, transect ECSOOT) jumelés à des travaux de géochimie des isotopes, de géochronologie et de géologie structurale ont mené à une meilleure interprétation de la partie sud-est de la Province de Churchill. Les dernières interprétations concernant ces travaux ont été publiées sous forme de plusieurs articles regroupés dans un numéro complet du Journal Canadien des Sciences de la Terre (volume 39, numéro 5).

Des levés aéromagnétiques régionaux couvrent toute la région (Dion et Lefebvre, 2006; Deveau *et al.*, 2001; D'Amours et Intissar, 2012a, 2012b et 2013). Les levés récents (D'Amours et Intissar, 2012a, 2012b et 2013) ont permis d'identifier des cibles d'exploration dans la région (D'Amours et Simard, 2012) et de proposer des interprétations structurales et métallogéniques dans la Fosse du

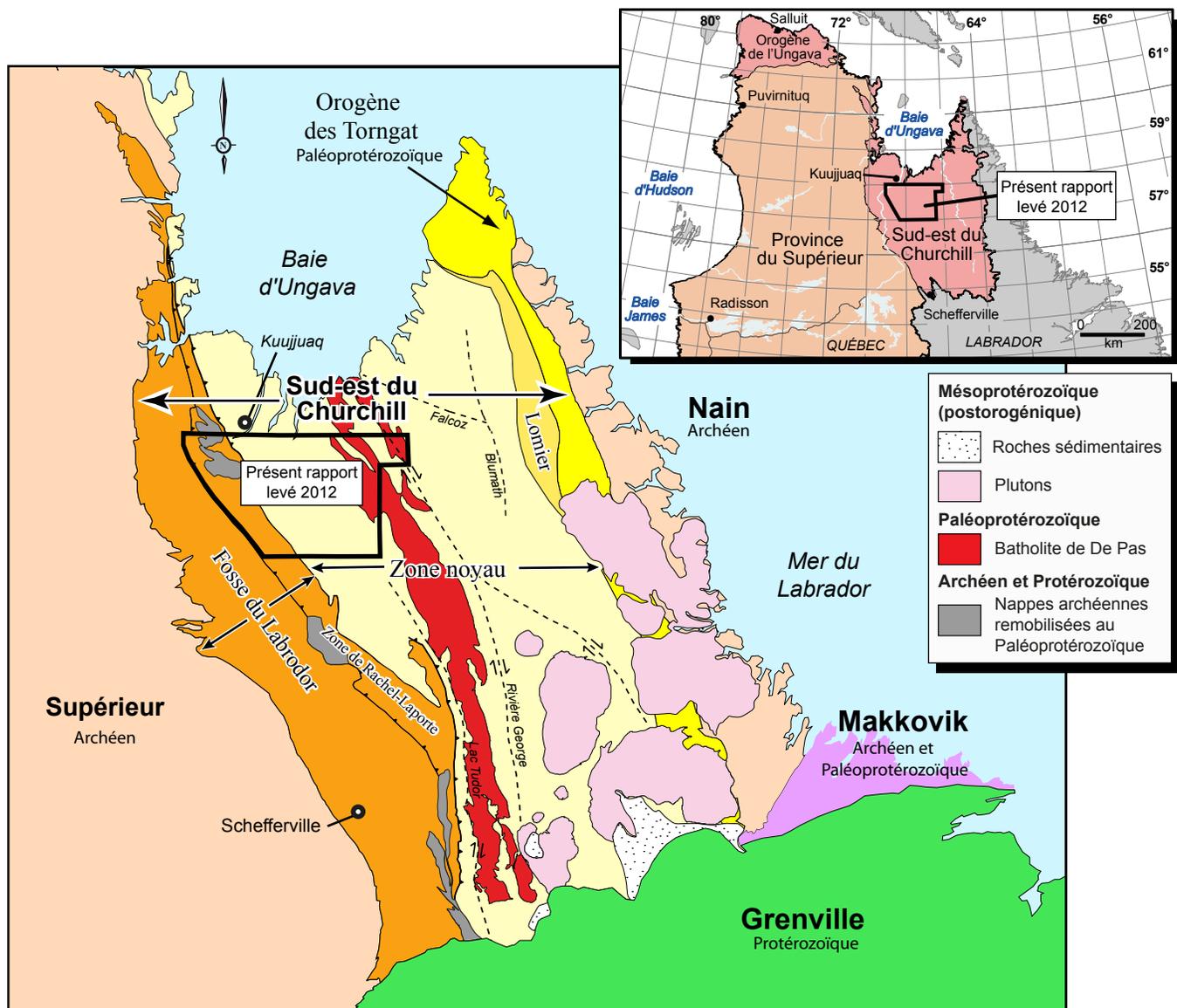


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Saffray (présent rapport) et des principales divisions géologiques de la partie sud-est de la Province de Churchill.

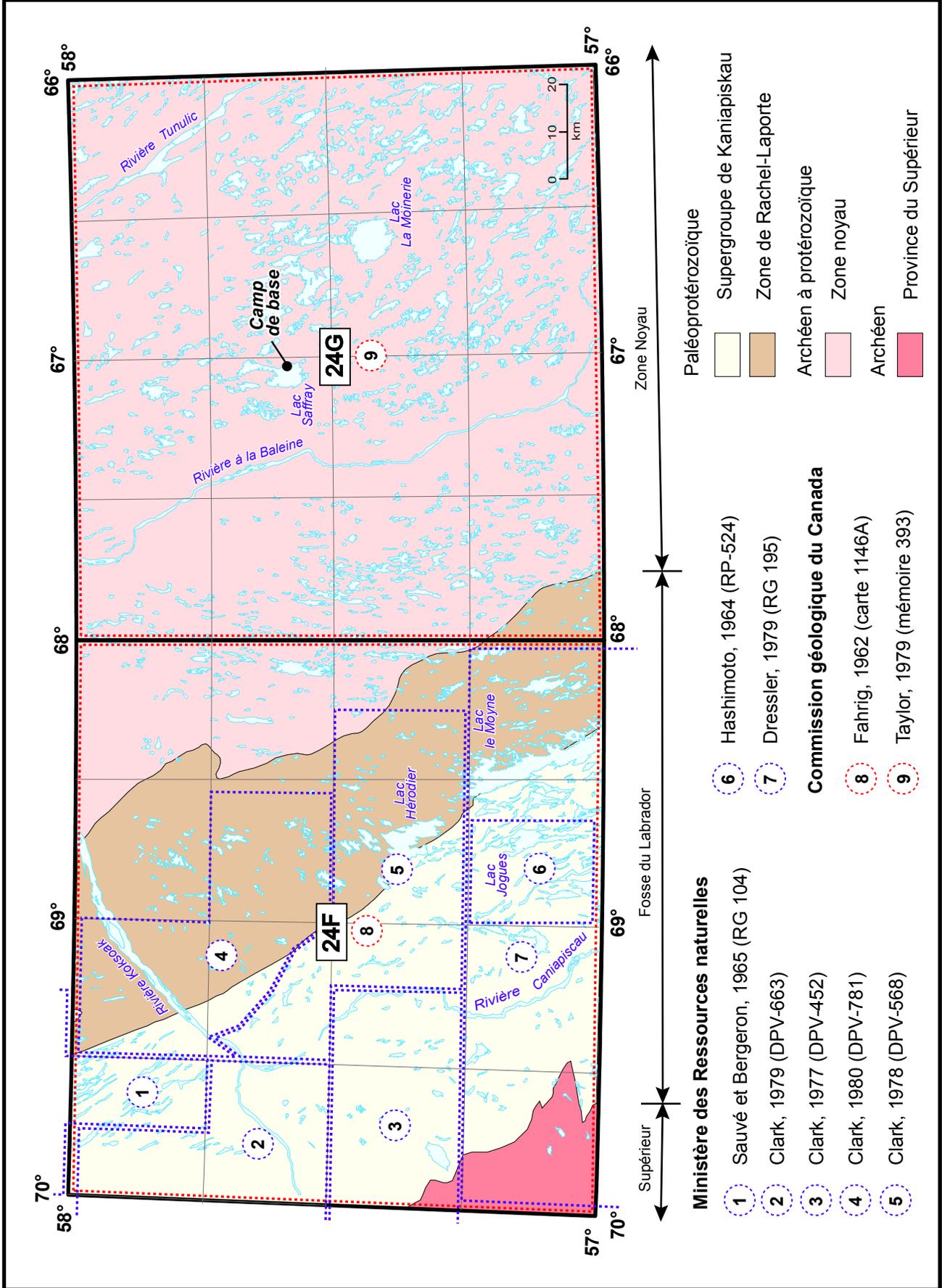


FIGURE 2 - Localisation des principaux travaux de cartographie qui touchent la région étudiée.

Labrador (Clark et D'Amours, 2012). Des analyses de sédiments de fond de lac provenant de différents levés couvrent toute la partie québécoise du sud-est de la Province de Churchill. L'ensemble des échantillons provenant de ces levés a été réanalysé en 2009 (Maurice et Labbé, 2009) de façon à niveler les données analytiques acquises sur plusieurs années. Ces données sont disponibles dans le système SIGÉOM à la carte, sous l'onglet « Géochimie – Échantillon de sédiment ». Finalement, plusieurs travaux d'exploration ont été réalisés dans la région. Ceux-ci sont principalement concentrés dans le feuillet 24F (voir le chapitre « Géologie économique »).

Remerciements

Nous tenons à remercier tous les membres de l'équipe de cartographie pour leur travail efficace tout au long de l'été. L'équipe comprenait, en plus des auteurs, les géologues Simon Bourassa, Laura Bouvier, Benoît Charette et Céline Tomczyk, les étudiants stagiaires Martin Cazeneuve, Christopher Dimet, Florence Lanouette, Maxine Létourneau, Camille Paradis-Gaudet, Alexis Paré et Antoine Rhéaume-Ouellet, ainsi que deux assistants Inuits, Mark Ruston et Gabriel Uqaituk. Nous voulons remercier les géologues responsables du levé des dépôts quaternaires, Hugo Dubé-Loubert, Guillaume Allard et Laurent Janssen, pour leur aide concernant la logistique du projet et pour leur enthousiasme tout au long de l'été. Nous remercions le cuisinier Yves Brisson, l'homme de camp Gaétan Déry et l'infirmière Madeleine Bourassa pour leur excellent travail. Le transport sur le terrain a été assuré par la compagnie d'hélicoptère Panorama. Nous remercions les pilotes Jonathan Beaumont, Christian Gysi et Marie-Josée Lacroix ainsi que le mécanicien Jean-François Kirouac. Nous voulons remercier Sylvain Roberts et Jean-Marc Séguin qui ont agi comme personnes-ressources à Kuujuaq. Nous remercions Daniel Lamothe qui nous a fourni des cartes d'anomalies géochimiques de sédiments de lac identifiées à partir de ses travaux, ainsi qu'Isabelle D'Amours qui a préparé les cartes géophysiques à différentes échelles. Nos remerciements vont aussi à Kathleen O'Brien et Frédérick St-Pierre qui ont réalisé le dessin technique des cartes géologiques sous ArcGIS. Finalement, nous voulons remercier Charles Gosselin pour la lecture critique et l'édition de ce manuscrit.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La partie sud-est de la Province de Churchill est limitée par les cratons archéens du Supérieur à l'ouest et de Nain à l'est, et par la Province protérozoïque de Grenville, au sud (figure 1). Cette partie du Churchill constitue une branche de l'Orogène Trans-Hudsonien (figure 3), une vaste ceinture orogénique paléoprotérozoïque qui s'étend du centre des États-Unis jusqu'au Groenland. Le sud-est du Churchill

comprend trois entités géologiques. La Zone noyau, au centre, correspond à un craton archéen déformé et remanié au Paléoprotérozoïque. Elle est bordée à l'ouest et à l'est par les unités paléoprotérozoïques déformées de la Fosse du Labrador et de l'Orogène des Torngat respectivement (figure 1). La région étudiée se trouve principalement dans la Zone noyau et comprend, dans sa portion ouest, la Zone de Rachel-Laporte qui marque la limite orientale de la Fosse du Labrador (figure 1).

La Zone noyau forme un couloir NNW-SSE atteignant 280 km de largeur. Hoffman (1988) considérait cette zone comme une extension vers le sud de la Province archéenne de Rae, dont la majeure partie se trouve dans les Territoires du Nord-Ouest. 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 la partie sud-est du Churchill. Le terme Zone noyau (*Core zone*) a été introduit par James *et al.* (1996) pour désigner la partie centrale du sud-est du Churchill, partie correspondant à la « Division centrale » (*Central Division*) de Wardle *et al.* (1990b). Le terme Zone noyau a par la suite été utilisé dans de nombreuses publications.

Selon Wardle *et al.* (2002), la Zone noyau représente un microcontinent archéen séparé de la Province du Supérieur par un rift (1,91 à 1,89 Ga) et qui serait entré en collision avec le craton archéen de la Province de Nain (1,87 à 1,85 Ga) lors de l'orogénèse des Torngat. Subséquentement, le craton du Supérieur serait entré en collision (1,82 à 1,77 Ga) avec la Zone noyau lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec.

La Zone noyau est composée de gneiss, de migmatites, de roches intrusives, de paragneiss et d'amphibolites, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, métamorphisés au faciès des amphibolites et des granulites. Elle comprend une intrusion granitique et charnockitique d'envergure régionale, le Batholite de De Pas (1840 à 1805 Ma). Ce grand batholite s'étend vers le sud sur une distance de plus de 600 km (figure 1) et est interprété comme un arc magmatique subductionnel dans l'arrière-pays de l'Orogène du Nouveau-Québec. La partie sud de la Zone noyau a été divisée en différents domaines lithotectoniques en fonction de la composition et de l'âge des roches dominantes (Van der Leeden *et al.*, 1990; James *et al.*, 1996, Hammouche *et al.*, 2011 et 2012; figure 1).

Plus au nord, nos travaux et ceux de Simard *et al.* (2013) ont permis de définir trois nouveaux domaines paléoprotérozoïques interprétés comme des écaillés limitées par des failles de chevauchement et qui forment la bordure ouest de la partie nord de la Zone noyau (figure 4). Le Domaine de Gabriel, en contact de faille avec la Zone de Rachel-Laporte, se compose d'unités volcano-sédimentaires métamorphisées alors que le Domaine de Baie aux Feuilles, à l'est, est constitué d'unités intrusives déformées et mylonitiques. Juste au sud de ces deux domaines, et toujours en bordure de la Zone de Rachel-Laporte, le Domaine de Buteux est constitué d'unités

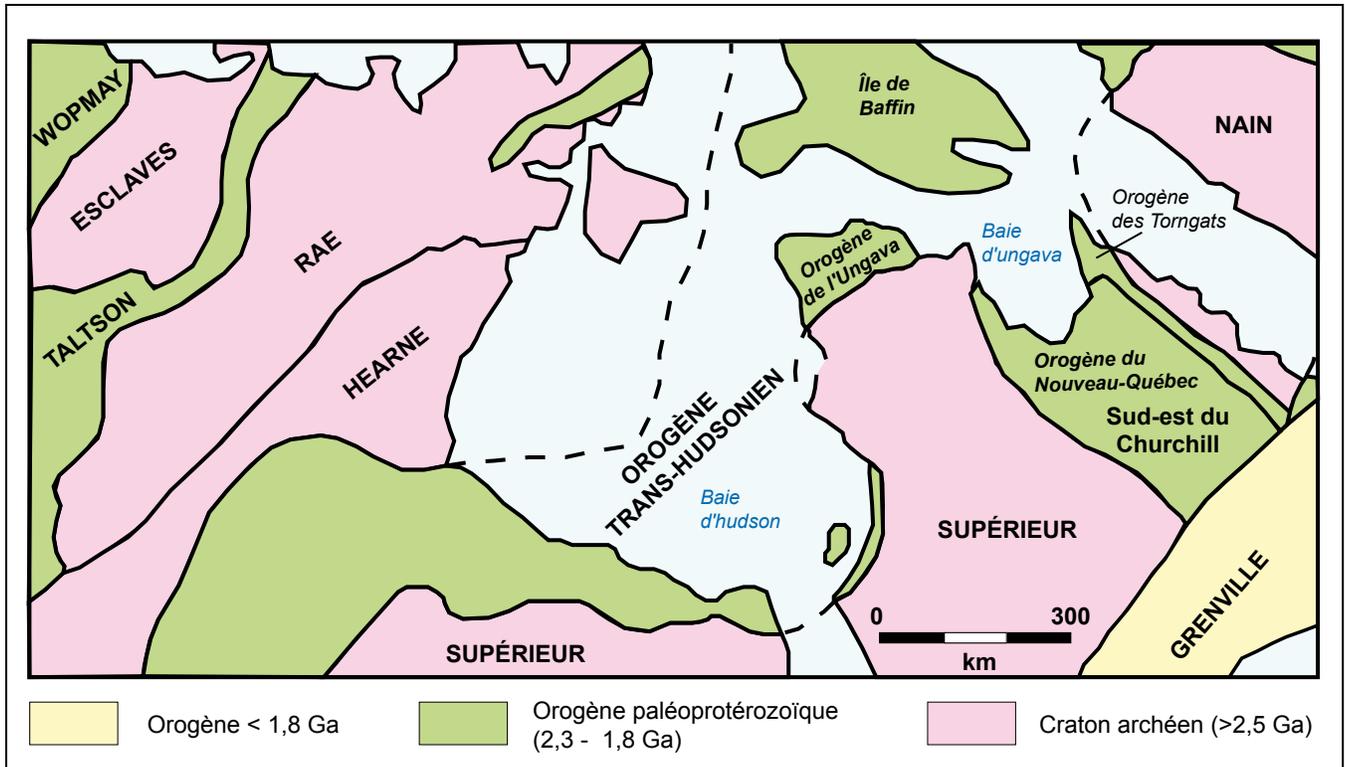


FIGURE 3 - Localisation de la partie sud-est de la Province de Churchill à l'intérieur de la ceinture orogénique Trans-Hudsonnienne. Cette ceinture orogénique est entourée de cratons archéens.

de paragneiss migmatitiques et de diatexites. Les roches des domaines de Baie aux Feuilles et de Buteux sont chevauchées par les unités archéennes gneissiques de la partie non divisée de la Zone noyau.

La Fosse du Labrador est une ceinture volcano-sédimentaire d'âge paléoprotérozoïque (2,17 à 1,87 Ga) plissée et chevauchée vers l'ouest-sud-ouest sur le craton du Supérieur lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. Elle s'étend sur plus de 850 km de longueur, de la limite du Grenville, au sud, jusqu'à la baie d'Ungava, au nord (figure 1). Les roches de la fosse ont été divisées en plusieurs formations et groupes (Harrison, 1952; Frarey et Duffell, 1964; Bérard, 1965; Sauvé et Bergeron, 1965; Dimroth, 1978) puis assignées au Supergroupe de Kaniapiskau (Frarey et Duffell, 1964). Clark et Wares (2004) ont uniformisé la nomenclature dans la partie québécoise de la Fosse et ont divisé le Supergroupe de Kaniapiskau en trois cycles : deux cycles volcano-sédimentaires à la base, surmontés par un cycle de roches métasédimentaires de type molasse. Ils ont aussi subdivisé l'orogène en onze zones lithotectoniques, dont la plupart sont allochtones, limitées par des failles de chevauchement ou des discordances d'érosion. On retrouve aussi des blocs imbriqués de socle archéen interprétés comme ayant appartenu à la Province du Supérieur (Wardle *et al.*, 2002) et ayant été exhumés lors du chevauchement de la Zone noyau sur la Fosse du Labrador.

La bordure est de la Fosse du Labrador se compose de roches volcano-sédimentaires métamorphosées considérées équivalentes au Supergroupe de Kaniapiskau. Cette séquence métamorphosée est limitée, à l'ouest et à l'est,

par des failles de chevauchement. Plusieurs noms ont été utilisés pour désigner cette zone métamorphosée. Le terme « Zone de Rachel » a été utilisé dans la partie nord (Wares et Goutier, 1990a et 1990b; Wardle *et al.*, 1990a; Hall *et al.*, 2002) et les termes « Terrane de Laporte » (Wardle *et al.*, 1990a; Hall *et al.*, 2002) et « Domaine de Laporte » (Van der Leeden *et al.*, 1990), dans la partie sud. Le terme « Zone de Rachel-Laporte », utilisé plus récemment par Wardle *et al.* (2002) et par Simard *et al.* (2013), est employé dans ce rapport pour désigner l'ensemble de la zone (figure 1). Les roches volcano-sédimentaires métamorphosées de la Zone de Rachel-Laporte ont été originellement assignées au « Groupe de Laporte » (Harrison, 1952). Ce groupe a été redéfini par Simard *et al.* (2013) comme une grande unité lithodémique régionale désignée par le terme « Supersuite de Laporte ». La Zone de Rachel-Laporte comprend également des complexes archéens allochtones qui n'appartiennent pas à la Supersuite de Laporte.

Le sud-est du Churchill a un grain structural dominant NNW-SSE caractérisé par la présence de nombreuses zones de cisaillement plurihectométriques à plurikilométriques et, près de la Fosse du Labrador, par des structures chevauchantes vers l'ouest-sud-ouest. L'agencement structural de la région résulterait de collisions obliques entre les cratons de Nain et du Supérieur et de l'écrasement de la Zone noyau contre la Fosse du Labrador durant l'orogénèse trans-hudsonnienne entre 1860 et 1775 Ma (Stockwell *et al.*, 1982; Wardle *et al.*, 2002). Ces collisions ont généré des systèmes de plis déversés et couchés et des chevauchements vers l'ouest ainsi que de grands couloirs de cisaillement dextre.

LITHOSTRATIGRAPHIE

Les roches de la région ont été regroupées en différentes unités lithodémiques, principalement des suites et des complexes, selon les normes du code stratigraphique nord-américain (MER, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009) et en tenant compte de la nomenclature déjà établie.

La région cartographiée est divisée en deux grands ensembles lithotectoniques : la Zone noyau et la Zone de Rachel-Laporte. La Zone noyau, qui couvre la majeure partie de la région (figure 4), correspond à un craton archéen déformé et remodelé au paléoprotérozoïque. Dans sa partie ouest, elle comprend également trois domaines paléoprotérozoïques interprétés comme des écaillés limitées par des failles de chevauchement. Les domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles ont été définis plus au nord par Simard *et al.* (2013). On les retrouve dans la partie nord de notre région où ils sont tronqués par une zone de déformation régionale E-W (figure 4). Le Domaine de Gabriel est constitué de roches volcano-sédimentaires métamorphisées et celui de Baie aux Feuilles, de roches intrusives très déformées à mylonitiques. Le Domaine de Buteux est un nouveau domaine qui constitue l'essentiel de la limite occidentale de la Zone noyau dans notre région. Il se compose de paragneiss migmatitisés et de diatexités d'âge paléoprotérozoïque. La Zone de Rachel-Laporte, comprise entre la faille du lac Hérodier, à l'ouest, et celle du lac Turcotte, à l'est, correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador (figure 4). Elle est constituée de roches volcano-sédimentaires métamorphisées d'âge paléoprotérozoïque et considérées comme équivalentes aux roches du Supergroupe de Kaniapiskau, qui constitue l'unité principale de la Fosse du Labrador, à l'ouest de la Faille du lac Hérodier.

Zone noyau

La Zone noyau est principalement constituée d'un substratum archéen remanié au paléoprotérozoïque et recoupé par plusieurs roches intrusives d'âge protérozoïque. Elle comprend la Zone noyau non divisée et le Domaine de Buteux ainsi que la partie méridionale des domaines de Baie aux Feuilles et de Gabriel (figure 4) dans le secteur nord-ouest de la région. Les trois derniers domaines sont interprétés comme des segments allochtones de roches paléoprotérozoïques qui auraient chevauchés les roches de la Fosse du Labrador (Zone de Rachel-Laporte) et auraient été chevauchés par les roches archéennes de la Zone noyau lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec.

Zone noyau non divisée - Archéen à Paléoprotérozoïque

Les roches d'âge archéen à paléoprotérozoïque de la Zone noyau non divisée ont été assignées à quatre unités :

1) une unité de gneiss rubanés de composition tonalitique à granitique (Complexe d'Ungava); 2) une unité de roches intrusives granoblastiques et d'aspect gneissique (Suite de Saffray); 3) une unité de diorite et gabbro amphibolitisés (Suite de Ralleau); et 4) une unité de roches migmatitiques (Complexe de Qurlutuq).

Complexe d'Ungava (ApPung)

Le Complexe d'Ungava a été introduit par Simard *et al.* (2013) au nord de notre région pour décrire un assemblage de gneiss de composition tonalitique à granitique, qui couvre une superficie importante à l'intérieur de la Zone noyau. Des datations réalisées sur plusieurs échantillons de gneiss (Davis et Dion, 2012 a et b; Isnard *et al.*, 1998; Machado *et al.*, 1989; Simard *et al.*, 2013; Verpaelst *et al.*, 2000) ont donné des âges à la fois archéens et paléoprotérozoïques. L'étalement important des âges archéens (3031 à 2600 Ma) suggère une évolution géologique complexe du sud-est du Churchill. Les âges paléoprotérozoïques, entre 1850 et 1760 Ma, correspondent en bonne partie aux événements tectonométamorphiques reliés à l'orogénèse du Nouveau-Québec qui sont probablement responsables du développement de la texture 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 gneiss du Complexe d'Ungava sont injectés par plusieurs phases granitiques protérozoïques qui font partie intégrante du complexe. Simard *et al.* (2013) associent ces phases granitiques à trois types d'injections, selon les relations observées sur des affleurements de très bonne qualité situés en bordure de la baie d'Ungava : 1) des injections anciennes pré à syntectoniques qui recoupent la gneissosité mais ont été déformées et plissées; 2) des injections, de largeur centimétrique à décimétrique, non plissées, mais foliées et localement affectées par les zones de cisaillement; et 3) des dykes rectilignes, massifs et non déformés de granite et de pegmatite appartenant à plus d'une phase tardive. Dans notre région, les affleurements sont de moins bonne qualité et n'exposent pas clairement ces relations. Simard *et al.* (2013) ont divisé le Complexe d'Ungava en quatre unités informelles en fonction de la composition du gneiss et des rubans qui le composent : 1) une unité de gneiss rubané de composition tonalitique à dioritique (ApPung1); 2) une unité de gneiss tonalitique à rubans blanchâtres (ApPung2); 3) une unité de gneiss tonalitique renfermant plus de 25 % de rubans centimétriques de granite rose (ApPung3); et 4) une unité de gneiss granitique (ApPung4). Les trois dernières unités ont été reconnues dans notre région.

Unité de gneiss tonalitique (ApPung2)

L'unité de gneiss tonalitique ApPung2 est la plus importante du Complexe d'Ungava (carte hors-texte). Elle se caractérise par la présence de rubans centimétriques, blanchâtres,

parallèles à la gneissosité. Deux datations U-Pb, réalisées sur ces gneiss (Simard *et al.*, 2013), ont donné des âges archéens de 2803 ± 7 Ma et 2861 ± 11 Ma (protolithe du gneiss) et des âges métamorphiques paléoprotérozoïques de 1813 ± 11 Ma et 1874 ± 31 Ma associés respectivement à l'Orogène du Nouveau-Québec (1840 à 1770 Ma) et à l'Orogène des Torngat (1870 à 1850 Ma). Simard *et al.* (2013) mentionnent que les gneiss de la partie est de la Zone noyau semblent avoir enregistré les effets de l'orogénèse des Torngat (figure 1) contrairement à ceux situés plus à l'ouest qui ont plutôt enregistré les effets de celle du Nouveau-Québec.

L'unité ApPung2 est une roche tonalitique, de couleur gris pâle à gris moyen, qui renferme entre 10 et 30 % de rubans blanchâtres de largeur millimétrique à centimétrique. Le gneiss est fortement folié et montre un rubanement plus ou moins bien défini produit par une ségrégation minérale reliée au métamorphisme. Sa granulométrie varie de fine à moyenne et présente une texture granoblastique partielle. Il contient entre 10 et 20 % de minéraux mafiques, principalement constitués de feuillets de biotite brune alignés dans la foliation. De la hornblende verte a aussi été observée à certains endroits. Le gneiss tonalitique renferme une faible proportion de feldspath potassique (< 3 %). Les principaux minéraux accessoires sont, par ordre d'importance, l'apatite, les minéraux opaques, le zircon (en inclusion dans la biotite), l'allanite, le sphène, l'épidote, la chlorite et la muscovite. Les rubans blanchâtres sont constitués de tonalite pauvre en biotite (environ 5 %). Simard *et al.* (2013) ont distingué trois origines différentes pour les rubans blancs : 1) des rubans rectilignes (archéens ou paléoprotérozoïques) ayant subi la même déformation et la même recristallisation que la fraction principale du gneiss; 2) des rubans de mobilisat d'âge paléoprotérozoïque provenant de la fusion partielle de la fraction tonalitique; et 3) des injections paléoprotérozoïques centimétriques à décimétriques parallèles ou légèrement à angle avec la gneissosité, associées à la Suite d'Avenau (décrite plus loin). Dans notre région, les rubans blanchâtres semblent majoritairement correspondre au premier type, ou plus localement au deuxième, quoique la qualité des affleurements ne permet généralement pas de les distinguer clairement. Des horizons décimétriques à hectométriques de tonalite homogène, de diorite et de gneiss rubanés semblables à ceux de l'unité ApPung1 décrits par Simard *et al.* (2013) ont aussi été observés à l'intérieur de l'unité ApPung2.

Les roches gneissiques dont la composition varie de diorite à diorite quartzifère ont été assignées à la sous-unité ApPung2a (carte hors-texte). Ces gneiss sont de couleur gris moyen à gris foncé et renferment entre 10 et 25 % de rubans blanchâtres, millimétriques à centimétriques, s'apparentant souvent à du mobilisat. On observe régulièrement un rubanement constitué d'une alternance de rubans centimétriques à décimétriques de diorite quartzifère et de diorite. Le pourcentage de minéraux mafiques varie entre 15 et 35 % en fonction de la composition des rubans. Les rubans plus mafiques renferment généralement des proportions égales

de cristaux allongés de hornblende et de feuillets de biotite bien alignés dans la foliation. Localement, ils contiennent du clinopyroxène presque complètement remplacé par la hornblende. Dans les rubans de diorite quartzifère, la biotite est généralement le minéral mafique dominant. Les principaux minéraux accessoires de la sous-unité ApPung2a sont les minéraux opaques (jusqu'à 2 %), l'apatite, l'épidote, le sphène et le zircon. Dans la partie est de la région, les gneiss de l'unité ApPung2a contiennent des injections de granite rose (10 à 25 %), millimétriques à centimétriques, parallèles à la gneissosité et vraisemblablement associées à la Suite granitique de De Pas.

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

L'unité ApPung3 est restreinte à la partie nord-est de la région, à proximité de la Suite granitique de De Pas (carte hors-texte). Cette unité est caractérisée par un gneiss semblable à celui de l'unité ApPung2 mais qui renferme entre 25 à 40 % de rubans de granite rose, millimétriques à centimétriques, parallèles à la gneissosité. Ces rubans sont généralement d'aspect massif, moyennement à grossièrement grenus et se présentent en relief positif sur la surface des affleurements. Il est probable que ces rubans correspondent principalement à des injections associées à la Suite granitique de De Pas. Toutefois, certains rubans sont déformés et recristallisés tout comme le gneiss et seraient donc plus anciens.

Unité de gneiss granitique (ApPung4)

L'unité ApPung4 se compose d'un gneiss qui s'apparente à ceux des unités ApPung2 et ApPung3 mais dont la composition est granitique. Ce gneiss granitique renferme également des rubans de tonalite blanchâtre et de granite rosâtre similaires à ceux des unités ApPung2 et ApPung3. Les deux types de rubans sont parallèles à la gneissosité et ont généralement subi les mêmes niveaux de déformation et de métamorphisme que le gneiss. Selon les âges obtenus (2723 ± 9 Ma et 1792 ± 9 Ma, Simard *et al.*, 2013), cette unité correspondrait à des intrusions potassiques archéennes remobilisées lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec (Simard *et al.*, 2013). L'âge archéen de 2723 ± 9 Ma du protolithe est comparable à l'âge de plusieurs grandes unités archéennes potassiques de la Sous-province de Minto, à l'ouest de la Fosse du Labrador, et misent en place durant la période comprise entre 2735 et 2710 Ma (Simard *et al.*, 2008).

Le gneiss granitique de l'unité ApPung4 a une couleur gris pâle, similaire au gneiss tonalitique des autres unités. Toutefois, les lames minces et les surfaces colorées des échantillons mettent en évidence le pourcentage élevé de feldspath potassique (20 à 45 %) dans la fraction principale du gneiss. Elle renferme aussi entre 5 et 15 % de feuillets de biotite bien alignés dans la gneissosité et contenant souvent

des inclusions de zircon. Les minéraux accessoires sont peu nombreux et consistent principalement en apatite, minéraux opaques, muscovite et épidote.

Suite de Saffray (nouvelle unité, ApPsaf)

La Suite de Saffray est une nouvelle unité constituée de roches plutoniques potassiques d'aspect gneissique qui forment une série d'intrusions volumineuses concentrées à l'intérieur d'un large corridor NW-SE situé dans la partie centrale de la région (figure 4; carte hors-texte). Ces intrusions sont associées à de fortes anomalies magnétiques orientées E-W à NW-SE, bien visibles sur la carte aéromagnétique régionale (figure 5). Une datation U-Pb réalisée dans un échantillon de monzonite quartzifère gneissique (n° 1, figure 4 et tableau 1) a donné un âge néoarchéen tardif de 2695 ± 21 Ma interprété comme l'âge de la cristallisation, et un âge métamorphique paléoprotozoïque imprécis de 1760 ± 96 Ma. L'âge de cristallisation est similaire à celui des grandes intrusions potassiques archéennes tarditectoniques situées juste à l'ouest de la Fosse du Labrador, dans la Province du Supérieur (Simard *et al.*, 2008). De plus, ces intrusions se comparent au Saffray sur le plan compositionnel et forment également de fortes anomalies magnétiques E-W régionales. Toutes ces ressemblances suggèrent que les intrusions du Saffray seraient équivalentes aux intrusions archéennes non déformées du Supérieur appuyant l'hypothèse qu'une partie de la Zone noyau représente une portion du craton du Supérieur qui se serait détachée lors de l'ouverture du rift au Paléoprotozoïque (Wardle *et al.*, 2002). Ainsi, la texture gneissique observée dans les roches de la Suite de Saffray se serait développée au Paléoprotozoïque durant l'orogénèse du Nouveau-Québec.

La Suite de Saffray a été divisée en 2 unités : 1) une unité de monzonite quartzifère gneissique fortement magnétique (ApPsaf1) et une unité de granite magnétique (ApPsaf2).

Unité de monzonite quartzifère gneissique fortement magnétique (ApPsaf1)

L'unité ApPsaf1 est nettement dominante et correspond à de très fortes anomalies magnétiques régionales. Elle est constituée principalement de monzonite quartzifère, avec, en moindre quantité, du monzogranite, de la granodiorite et de la monzodiorite quartzifère. Ces roches ont un aspect gneissique, une couleur gris rosé légèrement jaunâtre et une granulométrie qui varie de fine à moyenne (photo 1, en annexe). La roche contient fréquemment des rubans lenticulaires rosâtres, de 5 à 30 mm de longueur, qui pourraient représenter des injections granitiques boudinées ou d'anciens phénocristaux de microcline fortement recristallisés et amalgamés par la déformation. Les minéraux mafiques représentent entre 15 et 25 % des phases minérales et forment des rubans millimétriques à centimétriques qui contournent les lentilles felsiques, leurs donnant l'aspect de pseudo-schlierens. Les minéraux mafiques consistent

en biotite brune (10 à 15 %) contenant des inclusions de zircon, en hornblende verte (2 à 12 %) et en magnétite (2 à 7 %). Du clinopyroxène (< 5 %) a été observé à plusieurs endroits où il est partiellement remplacé par la hornblende verte. Les minéraux mafiques sont souvent en intercroissances avec les minéraux felsiques. Les roches de l'unité ApPsaf1 sont partiellement recristallisées et renferment souvent des textures de myrmékites et d'intercroissances. Les minéraux accessoires sont assez nombreux (2 à 5 %) et se concentrent dans les amas mafiques. Les principaux sont le sphène, l'apatite, l'épidote, la chlorite et l'allanite. Localement, les roches de l'unité ApPsaf1 renferment des enclaves de gabbronorite à hornblende et clinopyroxène, fortement magnétique et finement grenu.

Unité de granite magnétique (ApPsaf2)

L'unité ApPsaf2 forme de petits plutons granitiques de quelques kilomètres de diamètre. Il s'agit d'un granite rose, magnétique, homogène, d'aspect massif à folié et de granulométrie moyenne à grossière. Il renferme entre 1 et 10 % de minéraux mafiques (biotite et magnétite) et montre un début de recristallisation. Le quartz est fumé et les principaux minéraux accessoires sont l'apatite et le sphène.

Le granite de l'unité ApPsaf2 s'injecte fréquemment à l'intérieur de la monzonite quartzifère de l'unité ApPsaf1. En bordure des intrusions de la Suite de Saffray, les gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava (ApPung2) sont injectés par plus de 50 % de granite magnétique similaire à celui de l'unité ApPsaf2. Ces zones hétérogènes ont été assignées à la sous-unité ApPsaf2a (carte hors-texte). Dans cette sous-unité, le granite se présente sous forme d'injections, de largeur centimétrique à décimétrique, parallèles à la gneissosité, ce qui accentue le rubanement.

Suite de Ralleau (ApPral)

La Suite de Ralleau regroupe des lambeaux kilométriques de gabbro et de diorite, d'âge indéterminé, à l'intérieur de la Zone noyau (ApPral1, figure 4; carte hors-texte). Ces roches sont granoblastiques, amphibolitisées, homogènes et d'aspect massif à faiblement folié. Elles ont une texture mouchetée en surface altérée et une teinte gris foncé, parfois verdâtre en cassure fraîche. Les minéraux mafiques comptent généralement pour 40 à 55 % de la roche mais cette proportion peut localement atteindre 85 %. Il s'agit de hornblende, de clinopyroxène (5 à 15 %) partiellement à fortement ouralitisé et de biotite (1 à 15 %). Ces roches contiennent fréquemment un peu de quartz. Les minéraux opaques, l'apatite et le sphène sont toujours présents et représentent entre 1 et 5 % des phases minérales. Les autres minéraux accessoires observés sont le zircon, le grenat, l'actinote et, dans les zones d'altération, la séricite, l'épidote, la chlorite, les carbonates et l'hématite.

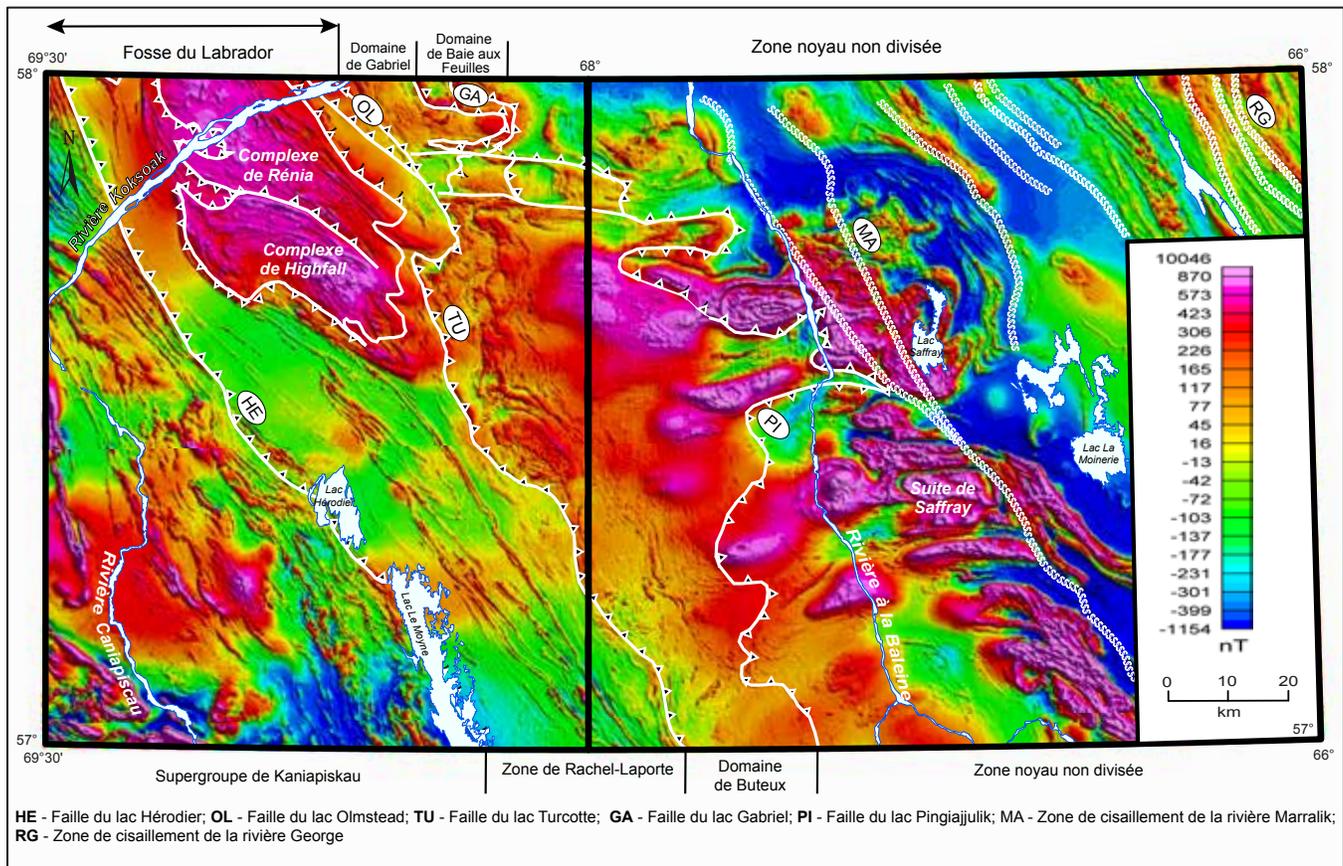


FIGURE 5 - Localisation de la partie sud-est de la Province de Churchill à l'intérieur de la ceinture orogénique Trans-Hudsonnienne. Cette ceinture orogénique est entourée de cratons archéens.

Complexe de Qurlutuq (ApPqur)

Le Complexe de Qurlutuq est une unité de roches migmatitiques définie par Simard *et al.* (2013) au nord de notre région. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de tonalite homogène de l'unité ApPqur2, a donné un âge néoarchéen tardif de 2663 ± 7 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation de la tonalite, et un âge paléoprotozoïque mal défini autour de 1818 ± 13 Ma interprété comme l'âge du métamorphisme (Simard *et al.*, 2013). Cet âge de 1818 Ma pourrait représenter l'âge de la fusion à l'origine des migmatites du Qurlutuq. Rappelons que Machado *et al.*, (1989) ont 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 rendu des âges archéens de 2922, 2779 et 2688 Ma et un âge métamorphique sur monazite de 1808 ± 2 Ma qui s'apparente à celui obtenu dans la tonalite du Qurlutuq. Une nouvelle datation U-Pb effectuée sur un échantillon de migmatite provenant du nord de la région (n° 2, figure 4 et tableau 1) a retourné des âges archéens de 2795 ± 3 Ma, 2775 ± 4 Ma et 2760 ± 4 Ma interprétés comme des âges d'héritage. Un âge paléoprotozoïque préliminaire autour de 1800 ± 100 Ma a aussi été rendu, mais sa précision ne permet pas de tirer de conclusion sur l'âge exact de la migmatitisation. La présence

de nombreuses enclaves de gneiss ainsi que les différents âges obtenus suggèrent toutefois que ces roches migmatitiques proviendraient de la fusion partielle des gneiss du Complexe d'Ungava; fusion qui se serait produite entre 1820 et 1805 Ma selon Simard *et al.*, (2013).

Simard *et al.* (2013) ont divisé le Complexe de Qurlutuq en trois unités informelles : 1) une unité de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1); 2) une unité constituée d'un mélange de migmatites rubanées et de tonalites foliées (ApPqur2); et 3) une unité de migmatites abondamment injectées de granite. Dans notre région, ces trois unités sont reconnues, mais occupent une superficie restreinte (figure 4; carte hors-texte).

Unité de roches migmatitiques rubanées (ApPqur1)

La migmatite de l'unité Apqur1 forme des affleurements hétérogènes. Elle montre un rubanement ondulant et discontinu, souvent chaotique, qui se distingue du rubanement plus régulier des gneiss du Complexe d'Ungava. Le rubanement de la migmatite est constitué d'un néosome gris clair à blanc (> 50 %), d'enclaves et niveaux démembrés et absorbés de gneiss ainsi que de nombreux schlierens de biotite. Ces enclaves et niveaux forment des bandes discontinues, de largeur décimétrique à décamétrique, le plus souvent allongées dans le rubanement migmatitique. Le néosome

TABLEAU 1 - Résultats des datations U-Pb effectuées sur des échantillons de la région du lac Saffray. Les sites d'échantillonnage sont localisés sur la figure 4. Les données analytiques sont présentées dans Davis *et al.*, en préparation (b) et dans David *et al.*, en préparation.

Numéro de site	Localisation UTM (Nad83) Zone 19	Numéro d'échantillon (terrain)	Unité stratigraphique	Âge de cristallisation	Âge D'héritage	Âge métamorphique	Lithologie
1	598868 m E 6395663 m N	IL-3000-A-12	Suite de Saffray (ApPsaf1)	2695 ±21 Ma		1760 ±96 Ma	Monzonite quartzifère fortement magnétique et d'aspect gneissique
2	599721 m E 6422680 m N	MS-036-A-13	Complexe de Qurlutuq (ApPqur1)		2795 ±3 Ma 2775 ±4 Ma 2760 ±4 Ma	1800 ±100 Ma	Roche migmatitique rubanée à schlierens
3	579462 m E 6383459 m N	IL-3176-A-12	Suite d'Aveneau (pPavn1)	1811 ±12 Ma	2718 ±17 Ma		Tonalite blanchâtre à schlierens de biotite
4	544167 m E 6394867 m N	IL-3048-A-12	Suite de Winnie (pPwii1)	1838 ±7 Ma	2836 ±30 Ma 1978 ±15 Ma		Diatexite homogène à biotite et phénocristaux de feldspath potassique
5	497045 m E 6427057 m N	MS-063-A-12	Complexe de Rénia (Area1)	2692 ±4 Ma		1790 ±20 Ma	Gneiss granitique rubané à muscovite
6	512841 m E 6394973 m N	DB-1029-A-12	Complexe de Highfall (Ahig1)	2693 ±8 Ma			Granodiorite très déformée à phénocristaux de feldspath potassique

est une tonalite, plus rarement une diorite quartzifère ou une granodiorite, et renferme moins de 5 % de biotite. Il se présente en bandes discontinues et lenticulaires, généralement de largeur millimétrique à décimétrique, parallèles à la gneissosité des roches fusionnées. Il forme aussi des poches décimétriques à décamétriques ainsi que des injections qui recoupent le rubanement migmatitique. Le néosome contient de nombreux schlierens de biotite, représentant souvent les seuls vestiges des roches fusionnées.

Unité de roches migmatitiques rubanées et de tonalite foliée (ApPqur2)

L'unité ApPqur2 a été tracée à la limite nord de la région en continuité avec les zones identifiées par Simard *et al.* (2013). Aucun affleurement n'a toutefois été observé dans notre région. Au nord, l'unité est décrite comme un mélange de migmatite semblable à celle de l'unité ApPqur1 et de tonalite à biotite, foliée et homogène. La tonalite est gris clair à blanchâtre et renferme entre 5 et 20 % de biotite ainsi que des rubans centimétriques de mobilisat.

Unité de roches migmatitiques rubanées injectées de granite (ApPqur3)

L'unité ApPqur3 a été observée sur un seul affleurement situé dans le secteur nord-est de la région, à proximité de la Suite granitique de De Pas (carte hors-texte). On y retrouve des roches migmatitiques fortement injectées par les phases granitiques et granodioritiques du De Pas.

Zone noyau non divisée - Paléoprotérozoïque

Les roches paléoprotérozoïques de la partie non divisée de la Zone noyau correspondent à de grandes unités intrusives représentées par la Suite granitique de De Pas, dans le secteur est de la région (carte hors-texte), ainsi que par les

suites d'Aveneau et de Dancelou. Ces dernières sont concentrées majoritairement dans la partie ouest de la Zone noyau non divisée, mais se trouvent également à l'intérieur des domaines de Gabriel, de Baie aux Feuilles et de Buteux.

Suite granitique de De Pas (pPdep)

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

Dans notre région, seule la Suite granitique de De Pas a été identifiée. Elle comprend deux unités qui correspondent au prolongement de celles reconnues plus au nord (Simard *et al.*, 2013) : une unité de granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4) et une unité de granite et de granodiorite (pPdep5). Ces roches contiennent de nombreuses enclaves de composition variée et pouvant être associées aux autres unités régionales plus anciennes de la région. Elles sont généralement peu foliées sauf dans les secteurs affectés par la Zone de cisaillement de la rivière George où elles ont développé une foliation mylonitique accompagnée d'une altération plus ou moins intense en épidote, chlorite, muscovite et hématite.

Unité de granodiorite à texture porphyroïde (pPdep4)

L'unité pPdep4 est une granodiorite caractérisée par la présence de 5 à 20 % de phénocristaux idiomorphes de microcline de 1 à 5 cm de longueur et atteignant localement 10 cm. La roche est homogène, de granulométrie moyenne à grossière et de couleur gris moyen ou gris rosé. La granodiorite est souvent recoupée par les différentes phases de granite et de granodiorite de l'unité pPdep5, donnant un aspect hétérogène aux affleurements. Les phénocristaux baignent dans une matrice faiblement recristallisée de quartz et de plagioclase. Lorsque les phénocristaux sont peu nombreux, la composition de la roche s'approche d'une tonalite. La granodiorite renferme aussi entre 15 et 20 % de minéraux mafiques, surtout de la biotite brune parfois chloritisée, avec localement un peu de hornblende. Ces minéraux mafiques forment souvent des amas plus ou moins alignés qui entourent les minéraux felsiques. Les minéraux accessoires sont assez nombreux (< 5 %) et généralement accolés aux amas de minéraux mafiques. Ils se composent de minéraux opaques, de sphène, d'apatite et d'allanite avec, plus rarement, de la muscovite et de l'épidote.

Unité de granite à biotite (pPdep5)

L'unité pPdep5 comprend deux phases granitiques principales : 1) une phase de monzogranite renfermant entre 12 et 20 % de biotite (brunâtre à verdâtre) et un peu de hornblende, et 2) une phase de granite renfermant moins de 7 % de biotite. Dans les deux cas, ces roches contiennent des enclaves décimétriques à métriques de granodiorite à texture porphyroïde provenant de l'unité pPdep4. Les roches de l'unité pPdep5 sont faiblement altérées en séricite, en chlorite ± épidote et en hématite. Elles contiennent accessoirement de l'apatite, du sphène, des minéraux opaques, de l'allanite et du zircon (en inclusions dans la biotite). La phase monzogranitique est moyennement à grossièrement grenue et de couleur gris rosé assez foncé. Les minéraux mafiques se présentent sous forme de petits amas dispersés, faiblement alignés et comprenant 2 à 4 % de minéraux accessoires. La phase granitique est de granulométrie moyenne à fine et de couleur rose à gris rosé, plus pâle que le monzogranite. La biotite est sous forme de feuilletés disséminés,

plus ou moins bien alignés. Dans le granite, les minéraux felsiques sont xénomorphes et montrent des textures de myrmékites et de microperthites.

La sous-unité pPdep5a correspond à des secteurs où les granites de l'unité pPdep5 peuvent contenir jusqu'à 50 % d'enclaves variées, surtout des gneiss, des migmatites et des diorites. Ce mélange forme souvent une texture marbrée ou encore un rubanement irrégulier et ondulant produit par les enclaves fortement absorbées par le granite.

Pluton de Chaumaux (nouvelle unité, pPchu)

Le Pluton de Chaumaux est une nouvelle unité qui compte deux intrusions anorthositiques de quelques kilomètres de diamètre localisées dans le secteur nord-ouest de la Zone noyau non divisée (figure 4; carte hors-texte). L'anorthosite a une couleur gris clair, un aspect massif et possède une texture granoblastique très bien développée. Elle est recoupée par un réseau de fractures conjuguées, de largeur millimétrique à décimétrique, remplies de matériel felsique blanchâtre, qui donne un aspect bréchiq à fragments anguleux caractéristique de cette unité (photo 2, en annexe). Les roches du Chaumaux renferment 2 à 5 % de minéraux mafiques, essentiellement du clinopyroxène, en amas ou concentrés dans des petits niveaux centimétriques discontinus. Le clinopyroxène est partiellement remplacé par de la hornblende verte ou, plus localement, par un mélange de chlorite et d'épidote. Le plagioclase montre aussi un début d'altération en séricite.

Suite d'Aveneau (pPavn)

La Suite d'Aveneau a été introduite dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava par Simard *et al.* (2013) pour désigner des roches intrusives blanchâtres dont l'aspect s'apparente à celui du mobilisat des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Ces auteurs mentionnent que cette suite pourrait correspondre à une phase évoluée et tardive reliée au phénomène de fusion à l'origine du Complexe de Qurlutuq et dont l'âge est évalué entre 1820 et 1805 Ma. Cette hypothèse est appuyée par une datation U-Pb réalisée dans les roches de la Suite d'Aveneau et qui a donné un âge de 1817 ± 10 Ma (Simard *et al.*, 2013). Une nouvelle datation U-Pb, réalisée dans le centre de notre région, a donné un âge de 1811 ± 12 Ma (n° 3, figure 4 et tableau 1), confirmant l'âge de cristallisation des roches intrusives de la Suite d'Aveneau et son affiliation possible avec les migmatites du Complexe de Qurlutuq. Les deux datations ont également donné des âges d'héritage respectifs de 2697 ± 18 Ma et 2718 ± 17 Ma indiquant que l'Aveneau proviendrait de la fusion de roches archéennes.

La Suite d'Aveneau est constituée de tonalite et de granite, blanchâtres, d'aspect massif à faiblement folié et de granulométrie variant de fine à grossière. Ces roches renferment des amas et des poches irrégulières, décimétriques à décimétriques, de pegmatite aux contacts diffus. Les minéraux

mafiques sont peu nombreux (< 5 %) et représentés par de la biotite, variablement chloritisée, et des minéraux opaques. Des textures réactionnelles aux contacts des grains ainsi que des textures antiperthitiques et myrmékistiques sont fréquemment observées en lames minces. Le quartz montre une extinction roulante et la muscovite est toujours présente (1 à 3 %). Les minéraux accessoires sont peu nombreux et représentés par le grenat, l'apatite, le sphène, l'allanite, l'hématite et la hornblende.

La Suite d'Avenau comprend une quantité importante d'injections tardives ou d'intrusions kilométriques de pegmatite blanchâtre, homogène et massive. Elle renferme également des enclaves de gneiss (ApPung), de migmatites (ApPqur), de paragneiss migmatitisés (pPfas), de diatexites (pPwii) et de diorites (ApPrall). À plusieurs endroits, les intrusions blanchâtres de la Suite d'Avenau se mettent en place sous forme de filons-couches décimétriques à décamétriques à l'intérieur des séquences de roches plus anciennes.

La sous-unité pPavn1a correspond à des secteurs particuliers plus hétérogènes en raison de la présence de nombreuses enclaves partiellement assimilées et de 15 à 30 % de schlierens de biotite (photo 3, en annexe). Dans ces secteurs hétérogènes, l'Avenau s'apparente aux roches migmatitiques du Complexe de Qurlutuq (ApPqur).

Suite de Dancelou (pPdac)

La Suite de Dancelou a été définie par Simard *et al.* (2013) dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava pour distinguer des intrusions granitiques tarditectoniques, peu déformées et qui recourent les unités plus anciennes sous forme de dykes. Simard *et al.* (2013) ont divisé la suite en deux unités informelles : une unité de granite gris (pPdac1) et une unité de granite rose (pPdac2). Elles correspondent à deux phases qui se recourent l'une l'autre, suggérant une mise en place contemporaine.

L'unité pPdac1 est peu répandue dans notre région et ne forme que deux petits plutons à l'intérieur de la Zone noyau non divisée (carte hors-texte). Il s'agit d'un granite homogène, massif, finement à moyennement grenu et dont la teinte grisâtre lui donne l'aspect d'une tonalite. Il est localement injecté de granite rose similaire à celui de l'unité pPdac2. La roche renferme entre 4 et 7 % de petits feuillets de biotite et un peu de muscovite.

Le granite de l'unité pPdac2 forme des plutons plurikilométriques dispersés dans la Zone noyau avec une concentration plus importante dans la portion nord de la région (figure 4, carte hors-texte). Il est caractérisé par une couleur rose et une granulométrie moyenne à grossière. Il est généralement massif et homogène, sauf dans les zones de failles où il est folié et altéré (hématite et épidote). À plusieurs endroits, on observe des poches et des dykes décimétriques d'un granite pegmatitique interprété comme une phase tardive de l'unité, ainsi que des dykes décimétriques de granite gris

(pPdac1). Le granite de l'unité pPdac2 renferme aussi entre 5 et 15 % d'enclaves des diverses unités environnantes. Il contient moins de 6 % de minéraux mafiques qui consistent en biotite variablement chloritisée et en fines poussières d'hématite, ainsi que jusqu'à 2 % de feuillets de muscovite. Le plagioclase montre une séricitisation faible à modérée et les textures graphiques sont fréquentes, principalement dans les phases pegmatitiques. À proximité du Batholite de De Pas, les affleurements de granite rose non pegmatitique, dont plusieurs sont similaires au granite de l'unité pPdac2, ont été assignés à l'unité pPdep5.

Domaine de Baie aux Feuilles

Le Domaine de Baie aux Feuilles a été défini plus au nord par Simard *et al.* (2013). Il est caractérisé par des unités intrusives paléoprotérozoïques fortement métamorphisées et déformées. Ce domaine est limité par la faille du lac Gabriel, à l'ouest, et celle du lac Pingiajjulik, à l'est. Il est interprété comme correspondant à une écaïlle qui aurait chevauché les roches volcano-sédimentaires du Domaine de Gabriel, à l'ouest, et qui aurait été chevauchée par les roches archéennes de la Zone noyau non divisée, à l'est. Dans notre région, ce domaine est représenté par le Complexe de Kaslac et est limité au sud par une zone de faille le mettant en contact avec les roches métasédimentaires du Domaine de Buteux (figure 4; carte hors-texte).

Complexe de Kaslac (pPkaa)

Le Complexe de Kaslac est constitué d'un mélange complexe de roches intrusives gneissiques à mylonitiques dont la composition est principalement intermédiaire. Il a été daté à 1835 ± 2 Ma (Simard *et al.*, 2013) indiquant une mise en place au début de l'orogénèse du Nouveau-Québec (1840 à 1770 Ma). Plusieurs roches du Kaslac contiennent de l'orthopyroxène dont l'origine magmatique ou métamorphique n'a pu être clairement définie en raison de la forte déformation et du rétro-métamorphisme des pyroxènes au faciès des amphibolites. Toutefois, la présence d'anorthosite, de leuconorite et de vestiges de textures coronitiques suggère que ce complexe pourrait être affilié à une suite charnockitique (Simard *et al.*, 2013). L'âge de cristallisation obtenu (1835 Ma) est similaire à ceux obtenus dans les roches de la Suite charnockitique du Batholite de De Pas, plus au sud (1831 ± 5 Ma, James *et al.*, 1996; 1836 ± 10 Ma, James et Dunning, 2000; $1837,3 \pm 4,5$ Ma, David *et al.*, 2011).

Simard *et al.* (2013) ont divisé le Complexe de Kaslac en quatre unités constituées : de diorite et diorite quartzifère (pPkaa1); de métagabbro riche en grenat et magnétite (pPkaa2); d'intrusions mafiques à ultramafiques (pPkaa3); et de granitoïdes riches en quartz (pPkaa4). Les unités pPkaa1 et pPkaa3 ont été reconnues dans notre région.

Diorite et diorite quartzifère (pPkaa1)

L'unité pPkaa1 est la plus répandue à l'intérieur du Complexe de Kaslac. Au nord, Simard *et al.* (2013) ont divisé l'unité en deux sous-unités en fonction de l'absence (pPkaa1a) ou la présence (pPkaa1b) de pyroxènes. Dans le nord-ouest de notre région, les roches du Kaslac ne contiennent pas d'orthopyroxène et ont donc été assignées à l'unité pPkaa1a. L'unité consistent en diorite et diorite quartzifère granoblastiques, gneissiques, moyennement grenues et de couleur gris moyen. La déformation, localement très intense, a permis le développement de rubans de quartz (protomylonite). Des rubans rosés riches en microcline, observés dans certains secteurs, pourraient correspondre à des injections potassiques mises en place au début de la déformation. Les minéraux mafiques (10 à 30 %) se composent de hornblende et de biotite brunâtre à verdâtre. Ils se regroupent en amas présentant de nombreuses textures d'intercroissance, entre eux et avec le plagioclase. Ces textures sont possiblement reliées au métamorphisme rétrograde et donnent un aspect particulier et typique de l'unité en lames minces. Les minéraux mafiques sont parfois fortement altérés par un mélange de chlorite et de poussières de minéraux opaques. Les amas renferment aussi une proportion significative de minéraux accessoires, tels que l'apatite, le sphène, les minéraux opaques et l'épidote. À plusieurs endroits, les roches de la sous-unité pPkaa1a contiennent des rubans centimétriques de roches mafiques similaires à celles de l'unité pPkaa3.

Intrusions mafiques amphibolitisées (pPkaa3)

L'unité pPkaa3 est constituée de roches mafiques amphibolitisées comprenant plus de 50 % de minéraux mafiques (pPkaa3a) ou moins de 30 % de ces minéraux (pPkaa3b; Simard *et al.*, 2013). Dans notre région, un seul affleurement a pu être assigné à la sous-unité pPkaa3a. Il s'agit d'un gabbro mélanocrate, moyennement grenu, homogène et renfermant près de 80 % de minéraux mafiques (hornblende et clinopyroxène).

Domaine de Gabriel

Le Domaine de Gabriel marque la limite ouest de la Zone noyau, dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013). Il est interprété comme une écaille qui aurait chevauché la Zone de Rachel-Laporte, à l'ouest, et qui aurait été chevauchée par l'écaille du Domaine de Baie aux Feuilles, à l'est. Le Domaine de Gabriel est constitué de roches volcano-sédimentaires et d'intrusions mafiques et ultramafiques d'âge paléoprotérozoïque, métamorphisées et assignées aux suites de la rivière Curot et d'Akiasirviup (Simard *et al.*, 2013). Ces roches pourraient représenter des équivalents des unités de la Zone de Rachel-Laporte, mais ayant subi un événement de fusion un peu plus important.

Le Domaine de Gabriel couvre une étendue limitée dans la partie nord-ouest de notre région, où il est représenté par les roches métasédimentaires de la Suite d'Akiasirviup (figure 4; carte hors-texte). Il est en contact de faille avec le Domaine de Buteux localisé juste au sud.

Suite d'Akiasirviup (pPaki)

La Suite métasédimentaire d'Akiasirviup est interprétée par Simard *et al.* (2013) comme étant équivalente à la Suite de Freneuse, située juste à l'ouest de la Faille du lac Turcotte, dans la Zone de Rachel-Laporte (figure 4). Ces auteurs l'ont divisée en quatre unités : 1) une unité de métasédiments migmatitiques (pPaki1); 2) une unité de paragneiss et de paraschistes non migmatitisés (pPaki2); 3) une unité de formation de fer (pPaki3); et 4) une unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPaki4). Seules les unités 1 et 2 ont été observées dans notre région (carte hors-texte).

L'unité pPaki1 est la plus répandue et se compose de paragneiss de teinte gris pâle ou beige, de granulométrie moyenne et caractérisé par la présence de 10 à 20 % de mobilisat blanchâtre sous forme de rubans discontinus, de largeur millimétrique à centimétrique. En affleurement, le paragneiss a parfois été décrit comme un gneiss quartzofeldspathique ou une tonalite rubanée en raison de sa teinte pâle, de son aspect homogène et de sa faible proportion de minéraux mafiques (5 à 10 %), essentiellement de la biotite variablement chloritisée. Le protolithe de ces roches métasédimentaires correspondait probablement à des grès peu argileux de la famille des arénites.

L'unité pPaki2 est constituée de paragneiss et de paraschistes, rubanés, non migmatitisés, granoblastiques, et de granulométrie fine à moyenne. Le rubanement est centimétrique à décimétrique et semble représenter les vestiges d'un litage primaire. Il est formé d'une alternance de rubans pâles (gris ou beige) contenant moins de 10 % de biotite et de rubans schisteux plus foncés et riches en biotite (15 à 25 %). La muscovite est presque toujours présente (1 à 10 %) et les principaux minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène, les minéraux opaques et l'allanite. Les roches de la sous-unité pPaki2a renferment 3 à 10 % de grenat rose pâle sous forme de petits grains isolés ou en amas centimétriques. Enfin, les roches de la sous-unité pPaki2b sont caractérisées par la présence d'environ 20 % de nodules blanchâtres, millimétriques à centimétriques, constitués de fines aiguilles de sillimanite.

Domaine de Buteux

Le Domaine de Buteux est un nouveau domaine d'âge paléoprotérozoïque localisé à la limite ouest de la Zone noyau (figure 4) et constitué de diatexites et de métasédiments. Ce domaine, limité à l'ouest par la Faille du lac Gabriel et à l'est par la Faille du lac Pingiajjulik, a chevauché la Zone de Rachel-Laporte et a été chevauché par les roches archéennes de la Zone noyau non divisée. Il correspond

en partie à la portion nord du Domaine de Kuujjuaq défini par Wardle *et al.* (2002) entre la Fosse du Labrador et la Zone noyau. Le terme Domaine de Kuujjuaq n'a toutefois pas été retenu puisqu'il regroupe des roches d'origine et d'âge différents.

Les roches caractérisant le Domaine de Buteux appartiennent à deux grandes suites : la Suite de la rivière False (pPfas), constituée de paragneiss migmatitiques, et la Suite de Winnie (pPwii), composée de diatexites. Ces suites ne sont toutefois pas restreintes au Domaine de Buteux et ont aussi été observées à l'intérieur de la Zone noyau non divisée. Les anomalies magnétiques E-W qui caractérisent les intrusions potassiques néoarchéennes de la Suite de Saffray se poursuivent à l'intérieur du Domaine de Buteux, mais avec une intensité légèrement atténuée (figure 5). Cette observation suggère que les roches métasédimentaires migmatitiques du Domaine de Buteux forment une couverture relativement mince au-dessus d'un socle archéen formé, entre autres, d'intrusions magnétiques du Saffray (voir figure 11, à la section « Géologie structurale »). La présence des roches migmatitiques des suites de False et de Winnie entre les intrusions du Saffray, à l'intérieur de la Zone noyau non divisée, suggère également que la couverture sédimentaire paléoprotérozoïque s'étendait probablement au-dessus des roches archéennes, avant la déformation paléoprotérozoïque. Cette couverture aurait été en bonne partie érodée après le chevauchement de la Zone noyau sur le Domaine de Buteux (figure 11). Plusieurs intrusions blanchâtres, assignées à la Suite d'Aveneau (décrite plus haut), s'injectent également dans les paragneiss et les diatexites du Domaine de Buteux.

Suite de la rivière False (nouvelle unité, pPfas)

La Suite de la rivière False est une nouvelle unité introduite afin de regrouper les métasédiments migmatitisés situés à l'est de la Faille du lac Turcotte et associés aux diatexites de la Suite de Winnie (pPwii). Elle comprend quatre unités : 1) une unité de paragneiss migmatitisés (pPfas1); 2) une unité de roches calco-silicatées (pPfas2); 3) une unité de formation de fer (pPfas3); et 4) une unité de quartzite (pPfas4).

Unité de paragneiss migmatitisés (pPfas1)

L'unité pPfas1 est la plus répandue de la Suite de la rivière False (carte hors-texte). Elle se compose de paragneiss migmatitisés renfermant de 15 à 30 % de rubans discontinus de mobilisat blanchâtre, de largeur millimétrique à centimétrique, et de composition généralement tonalitique. Outre le rubanement migmatitique, on observe aussi un rubanement plus ou moins net, d'origine primaire ou métamorphique, causé par l'alternance de bandes contenant des proportions variables en minéraux mafiques. Le paragneiss a une teinte gris moyen en cassure fraîche et une patine d'altération brunâtre. Il possède une granulométrie

variant de fine à moyenne et une texture granoblastique bien développée. Son contenu en quartz est très variable (5 à 25 %) et la microcline est rare. Les minéraux mafiques consistent en feuillets de biotite brune à rouge bien alignés ou regroupés en amas millimétriques avec, localement, un peu de hornblende. Les minéraux accessoires, généralement accolés aux minéraux mafiques, correspondent à l'apatite, le zircon en inclusions dans la biotite, les minéraux opaques et l'allanite. On observe aussi du sphène, de la muscovite, de la chlorite, de l'épidote et du grenat. La sous-unité pPfas1a a été définie afin de distinguer les secteurs caractérisés par la présence de 4 à 15 % de grenat rose ou rouge dans le paragneiss et dans le mobilisat. Le grenat se présente alors en grains millimétriques, disséminés ou en amas centimétriques (photo 4, en annexe).

La Suite de la rivière de False renferment fréquemment des niveaux décimétriques de diatexite semblable à celle de la Suite de Winnie. Les paragneiss sont également injectés par de nombreux dykes blanchâtres, de largeur décimétrique à métrique, qui sont probablement associés aux intrusions de la Suite d'Aveneau. Localement, quelques affleurements de paragneiss non migmatitisés et plus pauvres en minéraux mafiques ont été rencontrés.

Unité de roches calco-silicatées (pPfas2)

Dans la partie sud-est de la région, plusieurs petits lambeaux de roches calco-silicatées ont été assignés à l'unité pPfas2 (figure 4; carte hors-texte). Ces roches sont granoblastiques, rubanées et de granulométrie fine à moyenne. Le diopside et le plagioclase sont les principaux constituants. La roche renferme de 5 à 15 % de lamines discontinues de biotite ainsi que du quartz, des carbonates et localement, du grenat et du microcline. Par endroits, des niveaux décimétriques à métriques de paragneiss ou de marbre sont aussi observés.

Unité de formation de fer (pPfas3)

Un seul affleurement de formation de fer, localisé dans le centre-nord de la région, a été assigné à l'unité pPfas3 (carte hors-texte). Il s'agit d'une formation de fer au faciès des oxydes, rubanée et très magnétique. La roche a une granulométrie fine à moyenne et une teinte gris bleuté très foncé. Elle se compose de magnétite et de quartz en proportion égale et de 20 % de clinopyroxène.

Unité de quartzite (pPfas4)

L'unité de quartzite (pPfas4) a été observée à un seul endroit dans la partie centrale de la région (carte hors-texte). Le quartzite est massif, finement grenu et granoblastique. Il est injecté par 5 à 10 % de veines de quartz millimétriques à centimétriques, donnant parfois un aspect bréchi que à la roche.

Suite de Winnie (nouvelle unité, pPwii)

L'événement de fusion majeur qui a affecté les paragneiss de la Suite de la rivière False a produit une quantité importante de diatexites assignées à une nouvelle unité, la Suite de Winnie. Cette suite a été divisée en deux unités : une unité de diatexite homogène (pPwii1) et une autre, de diatexite hétérogène (pPwii2). Un échantillon de diatexite homogène a donné un âge paléoprotérozoïque de 1838 ± 7 Ma, interprété comme l'âge de cristallisation (n° 4, figure 4 et tableau 1), ce qui est contemporain à la mise en place des intrusions de la Suite de Kaslac (1835 ± 2 Ma; Simard *et al.*, 2013) et du Pluton de Kuujuaq ($1,84$ à $1,83$ Ga; Perreault et Hynes, 1990) localisés dans le Domaine de Baie aux Feuilles, juste au nord du Domaine de Buteux. L'échantillon de diatexite contenait également des zircons hérités archéens (2836 ± 30 Ma) ainsi que des zircons paléoprotérozoïques (1978 ± 15 Ma) provenant probablement des roches métasédimentaires de la Suite de la rivière False.

Unité de diatexite homogène (pPwii1)

La diatexite homogène a une composition qui varie de granodiorite à monzonite quartzifère. Elle est caractérisée par une texture hétérogranulaire, une teinte d'altération jaunâtre à brunâtre et par la présence de 15 à 30 % de phénocristaux de microcline de 1 à 4 cm (photo 5, en annexe). Les phénocristaux sont souvent mal répartis dans la roche et plus ou moins bien alignés dans la foliation. Ils renferment de nombreuses inclusions arrondies de quartz et de plagioclase. Les minéraux mafiques (15 à 30 %) consistent principalement en biotite brune à rouge avec un peu de hornblende et forment des amas entourant les minéraux felsiques. Les minéraux accessoires sont nombreux et le plus souvent accolés à la biotite. Les plus communs sont le sphène, l'apatite, les minéraux opaques et le zircon, et de façon moins répandue, l'allanite, l'épidote, le grenat, la chlorite et la muscovite. En lames minces, la bordure des grains est souvent corrodée et les fractures sont remplies par des oxydes de fer jaunâtres. Le taux de recristallisation est variable à l'intérieur d'un même échantillon passant de faible à fort, principalement autour des grains plus grossiers qui sont entourés par une texture granoblastique partielle. Localement, la roche, incluant les phénocristaux, est complètement recristallisée. Le quartz forme des plages xénomorphes à extinction roulante prononcée. Les textures d'intercroissance, de myrmékite et d'antiperthite sont fréquentes.

Les diatexites de l'unité pPwii1 renferment une faible proportion d'enclaves de paragneiss. À la limite nord de la région, une diatexite, en contact avec la Suite de Kaslac, contient de l'orthopyroxène altéré en un mélange de serpentine et d'amphiboles, ainsi que 2 à 5 % d'amas centimétriques de petits cristaux de grenat. La diatexite possède, à cet endroit, une teinte brun cassonade caractéristique des roches à hypersthène. La sous-unité pPwii1a correspond à

un faciès de diatexite homogène peu répandu, dépourvu de phénocristaux et dont la composition se rapproche de celle d'une tonalite.

Unité de diatexite hétérogène (pPwii2)

L'unité pPwii2 est constituée de diatexite et de métatexite rubanées, renfermant entre 40 et 70 % de leucosome tonalitique à granitique et de 30 à 60 % de paragneiss migmatitiques associés à ceux de la Suite de la rivière False. Ces paragneiss se présentent sous forme d'enclaves allongées ou de niveaux préservés de largeur décimétrique à décamétrique. Le tout forme un ensemble hétérogène montrant un rubanement migmatitique irrégulier, discontinu et souvent chaotique. La diatexite contient également de nombreux schlierens de biotite, qui dans certains secteurs, représentent les seuls vestiges du matériel fusionné. La diatexite a une teinte grisâtre en cassure fraîche et de brunâtre à rouille en surface altérée. Elle renferme entre 20 et 30 % de minéraux mafiques, essentiellement de la biotite brune à rouge concentrée dans les schlierens, avec, plus rarement, un peu de clinopyroxène et de trémolite. Les minéraux accessoires sont peu abondants et consistent en zircon (en inclusions dans la biotite), muscovite, grenat, minéraux opaques, graphite, chlorite et apatite. En lames minces, la diatexite présente les mêmes caractéristiques texturales que celle de l'unité pPwii1. À certains endroits, des niveaux métriques de diatexite homogène à texture porphyroïde sont observés.

La sous-unité pPwii2a correspond à des secteurs où la diatexite hétérogène renferme de 5 à 20 % de grenat et d'aluminosilicates, en proportion très variable (photo 6, en annexe). Le grenat est presque toujours sous forme de porphyroblastes arrondis ou légèrement étirés dans la foliation. La sillimanite, de forme cristalline ou fibreuse, est l'aluminosilicate le plus répandu et peut représenter jusqu'à 20 % des phases minérales. La cordiérite forme de grandes zones mal définies et la kyanite, plus rare, se concentre avec le grenat à l'intérieur de poches de mobilisation très grenu. La diatexite de la sous-unité pPwii2a contient aussi 10 à 20 % de biotite rouge foncé qui renferme de nombreuses inclusions de zircon. La muscovite (1 à 2 %), l'apatite et les minéraux opaques sont les principaux minéraux accessoires. Dans certains secteurs, la diatexite renferme aussi entre 1 et 15 % de flocons de graphite.

Fosse du Labrador – Zone de Rachel-Laporte

La Fosse du Labrador correspond à une séquence volcano-sédimentaire paléoprotérozoïque déposée à la marge du craton archéen du Supérieur entre 2,2 et 1,87 Ga (Clark et Wares, 2004). Cette séquence a été plissée, chevauchée et métamorphisée lors de la collision entre les cratons archéens du Supérieur et de la Zone noyau, durant l'orogénèse du Nouveau-Québec (1840 à 1770 Ma). La partie est de la Fosse du Labrador, qui correspond à la Zone de Rachel-Laporte, a

été couverte par nos travaux (figure 1). Cette zone est localisée entre la Faille du lac Hérodier, à l'ouest, et celle du lac Turcotte, à l'est (figure 4). Elle est principalement constituée de roches supracrustales métamorphisées appartenant à la Supersuite de Laporte et considérées équivalentes à celles du Supergroupe de Kaniapiscaw. Cette zone comprend aussi les complexes archéens de Rénia et de Highfall circonscrits à l'intérieur d'une grande nappe de charriage, ainsi que des intrusions granitiques tardives paléoprotérozoïques (Suite de Mercier). L'interprétation géologique de la Zone de Rachel-Laporte (carte hors-texte) est basée sur nos travaux et ceux de Clark (1980) réalisés à l'échelle de 1/50 000.

Complexes archéens

Dans la partie nord de la Zone de Rachel-Laporte de notre région, une nappe de charriage constituée de deux complexes archéens est en contact de faille avec les roches paléoprotérozoïques de la Supersuite de Laporte. Cette nappe est séparée en deux par une faille délimitant le Complexe de Rénia, au nord, et celui de Highfall, au sud (figure 4; carte hors-texte). Cette structure à pendage vers le nord se serait développée vers la fin de la déformation, entraînant le chevauchement d'une partie du Rénia sur le Highfall.

Complexe de Rénia (Area)

Le Complexe de Rénia regroupe les roches des complexes de Rénia et de Moyer décrits par Gélinas (1965) et Simard *et al.* (2013) ainsi que celles d'une partie des « Gneiss de Scattered » de Moorhead et Hynes (1990). Ces trois unités étaient considérées comme appartenant à des nappes de charriage différentes (Moorhead et Hynes, 1990). Toutefois, nos travaux démontrent qu'il s'agit d'une seule nappe et que ces unités forment une grande unité de gneiss que nous assignons au Complexe de Rénia. Ainsi les termes Complexe de Moyer et Gneiss de Scattered sont abandonnés. Le Complexe de Rénia est constitué surtout de gneiss granitique avec un peu de gneiss tonalitique. Une datation U-Pb réalisée sur un échantillon de gneiss tonalitique, auparavant assigné au Complexe de Moyer, a donné un âge néoarchéen précoce de 2883 ± 6 Ma et un âge métamorphique paléoprotérozoïque de 1793 ± 13 Ma relié à l'orogénèse du Nouveau-Québec (Machado *et al.*, 1989). Une nouvelle datation U-Pb sur zircon, réalisée cette fois sur un échantillon de gneiss granitique à muscovite, a donné un âge néoarchéen tardif de 2692 ± 4 Ma (n° 5, figure 4 et tableau 1). Ces âges archéens sont interprétés comme ceux des protolithes des gneiss et indiquent que les gneiss tonalitiques (2883 Ma) sont beaucoup plus anciens que les gneiss granitiques (2696 Ma). Ces résultats suggèrent un contexte géologique similaire à celui rencontré dans le craton archéen de la Province du Supérieur, juste à l'ouest de la Fosse du Labrador, où des tonalites anciennes sont recoupées par des plutons granitiques plus jeunes (Simard *et al.*, 2008).

Dans notre région, le Complexe de Rénia comprend une unité constituée majoritairement de gneiss granitique (Area1) et une unité de diorite et de gabbro amphibolitisés (Area2). Le gneiss de l'unité Area1 s'apparente à celui de l'unité ApPung4 du Complexe d'Ungava de la Zone noyau. Il s'agit d'un gneiss granitique, plus rarement tonalitique, caractérisé par l'alternance de rubans granitiques gris et roses, moyennement grenus et de largeur millimétrique à centimétrique (photo 7, en annexe). Une phase granitique tardive, grossière à pegmatitique, possiblement d'âge paléoprotérozoïque, recoupe les gneiss sur la majorité des affleurements. Cette phase s'injecte parallèlement à la gneissosité, accentuant le rubanement. Le gneiss de l'unité Area1 renferme de la biotite (5 à 15 %) brune à verte alignée dans la gneissosité, de l'épidote (< 3 %) et de la muscovite. Les principaux minéraux accessoires sont la chlorite, le sphène, l'apatite, les minéraux opaques, l'hématite, le zircon, l'allanite et les carbonates. Les injections granitiques renferment moins de 5 % de minéraux mafiques, essentiellement de la magnétite et de la biotite.

Les diorite et gabbro amphibolitisés de l'unité Area2 forment des enclaves et des niveaux démembrés ou boudinés intercalés dans les gneiss de l'unité Area1. Ces enclaves et niveaux sont décimétriques à métriques, mais atteignent par endroits plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. La roche est homogène, foliée, moyennement à finement grenue et de couleur gris verdâtre foncé. Elle se compose essentiellement de hornblende verte (30 à 60 %) et de plagioclase granoblastique avec, dans plusieurs secteurs, une proportion importante de grenat (20 à 30 %). Le clinopyroxène a été observé localement et les principaux minéraux accessoires sont la biotite, les sulfures, la magnétite, l'épidote, la chlorite, le sphène et l'apatite.

Complexe de Highfall (nouvelle unité, Ahig)

Le Complexe de Highfall est une nouvelle unité introduite pour désigner des intrusions potassiques d'âge archéen, fortement foliées, et en contact de faille avec le Complexe de Rénia (figure 4; carte hors-texte). Il a été divisé en trois unités : 1) une unité de monzogranite et de monzonite quartzifère, magnétiques et à texture porphyroïde (Ahig1); 2) une unité de granite (Ahig2); et 3) une unité de diorite et gabbro, amphibolitisés (Ahig3). Une datation U-Pb effectuée sur un échantillon de l'unité Ahig1 (n° 6, figure 4 et tableau 1) a donné un âge archéen de 2693 ± 8 Ma, similaire à celui du gneiss granitique du Complexe de Rénia. Clark (1980) avait aussi décrit, dans ce secteur, des intrusions granitiques grisâtres et rosâtres, avec ou sans texture ocellée.

Les roches de l'unité Ahig1 sont homogènes, très bien foliées et possèdent une susceptibilité magnétique élevée. Elles ont une teinte grisâtre, une granulométrie moyenne à grossière et renferment entre 10 et 30 % de phénocristaux de feldspath potassique rose, de 0,5 à 3 cm (photo 8, en annexe). Les phénocristaux sont partiellement recrystallisés

et très bien alignés dans la foliation. Par endroits, ils sont fortement étirés et prennent l'apparence de rubans discontinus. Les minéraux mafiques (10 à 25 %) se regroupent fréquemment en amas lenticulaires de quelques millimètres de largeur, constitués principalement de biotite brune à verte avec, en proportion moindre, de la hornblende (4 à 6 %), de l'épidote (2 à 4 %) et de la magnétite (1 à 3 %). Les minéraux accessoires (3 à 6 %) sont souvent accolés aux amas de minéraux mafiques et se composent de sphène, d'apatite, d'allanite, de muscovite et de petits grains de zircon en inclusions dans la biotite. La séricite, les carbonates et l'épidote sont les minéraux d'altération observés dans les cristaux des feldspaths.

Le granite de l'unité Ahig2 représente la phase la plus jeune du Complexe de Highfall. Il renferme des enclaves décimétriques à métriques des autres unités du complexe et se présente sous forme d'injections centimétriques à métriques à l'intérieur du monzogranite de l'unité Ahig1. Le granite de l'unité Ahig2 a une teinte rosée, une texture équigranulaire de granulométrie moyenne et est bien folié. Le quartz, le microcline et le plagioclase sont en proportion similaires. Il renferme entre 2 et 12 % de minéraux mafiques constitués de biotite brune, parfois chloritisée, avec un peu de hornblende, d'épidote et de magnétite finement grenue. Les minéraux accessoires sont les mêmes que dans l'unité Ahig1, mais en proportion moindre.

Les roches potassiques des unités 1 et 2 renferment des enclaves boudinées, de largeur centimétrique à métrique, mélanocrates et étirées selon la foliation. Certaines de ces enclaves forment des lambeaux de dimension cartographique compilés sur la carte hors-texte à partir des travaux de Clark (1980) et assignés à l'unité Ahig3. Cet auteur décrit ces lambeaux comme étant constitués de diorite et de gabbro amphibolitisés, foliés, de granulométrie fine à moyenne et majoritairement constitués de hornblende et de plagioclase avec un peu de biotite.

Supersuite de Laporte

Les unités de schistes, de gneiss et d'amphibolites localisées au nord-est de Schefferville ont été regroupées sous le terme « Série de Laporte » par les géologues de la compagnie Labrador *Mining and Exploration*. Le terme « Groupe de Laporte » (Harrison, 1952) a par la suite été utilisé par plusieurs auteurs (Frarey, 1967; Dimroth, 1978; Dressler, 1979; Girard, 1995) qui considèrent les roches de ce groupe comme équivalentes à celles du Supergroupe de Kaniapiskau. Simard *et al.* (2013) ont regroupé l'ensemble des roches volcano-sédimentaires métamorphisées du Groupe de Laporte sous le terme de « Supersuite de Laporte », afin de respecter les normes du code stratigraphique nord-américain (MRN, 1986; American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005; Easton, 2009). Ils ont aussi divisé la supersuite en deux suites : la Suite de Klein (pPkle), qui comprend toutes les roches mafiques et ultramafiques métamorphisées d'origine effusive ou intrusive, et la Suite de Freneuse (pPfru) qui regroupe les roches métasédimentaires.

Les suites de Klein et de Freneuse n'ont pas été datées, mais sont probablement équivalentes en bonne partie au Groupe de Koksoak localisé dans la Fosse du Labrador, juste à l'ouest. Ce groupe est associé au second cycle du Supergroupe de Kaniapiskau dont la période de déposition est estimée entre 1884 et 1870 Ma (Clark et Wares, 2004).

Suite de Klein (pPkle)

La Suite de Klein a été introduite par Simard *et al.* (2013) pour regrouper les roches mafiques et ultramafiques de la Zone de Rachel-Laporte dans le secteur de Kuujuaq, juste au nord de notre région. Ces auteurs ont divisé la suite en trois unités informelles : 1) une unité d'amphibolite (pPkle1); 2) une unité de roches ultramafiques métamorphisées (pPkle2); et 3) une unité de métagabbro et de métagabbro glomérophyrique (pPkle3). Les amphibolites de l'unité pPkle1 sont probablement équivalentes aux laves et filons-couches de la Formation d'Hellancourt (Sauvé et Bergeron, 1965; Clark, 1980), assignée au Groupe de Koksoak (Wares et Goutier, 1989; Clark et Wares, 2004). Dans la partie sud de notre région, elles seraient toutefois équivalentes aux roches volcaniques de la Formation de Murdoch du Groupe de Doublet, formation reconnue par Dressler (1979) juste à l'ouest de la Zone de Rachel-Laporte. Les métagabbros de l'unité pPkle3 pourraient être des équivalents métamorphisés des « Filons Couches de Montagnais » (Wares et Goutier, 1989; Clark et Wares, 2004); unité constituée de filons couches mafiques et ultramafiques qui se sont mis en place dans les unités sédimentaires et volcaniques du Supergroupe de Kaniapiskau.

Unité d'amphibolite (pPkle1)

L'unité d'amphibolite de la Suite de Klein se présente sous forme de niveaux et de lambeaux, d'une largeur maximale de 3 km, intercalés dans la séquence métasédimentaire de la Suite de Freneuse (pPfru; décrite plus bas). Les amphibolites sont rubanées, massives ou schisteuses, de couleur vert foncé ou gris foncé, de granulométrie très fine à moyenne et renferment entre 45 et 60 % de minéraux mafiques. L'amphibolite très fine est interprétée comme étant d'origine effusive alors que celle plus grenue aurait une origine intrusive. Ces roches sont fréquemment injectées par des veinules discontinues et boudinées de carbonates ou de quartz. Localement, des niveaux centimétriques à métriques de roches appartenant aux différentes unités de la Suite de Freneuse (pPfru) sont intercalés avec les amphibolites. Sur les cartes de compilation à l'échelle de 1/50 000, disponible dans la base de données du SIGÉOM, l'unité pPkle1 est subdivisée en trois sous-unités informelles qui n'ont pu être tracées à l'échelle de nos travaux : une sous-unité d'amphibolite d'origine effusive, une sous-unité d'origine intrusive et une sous-unité de basalte coussiné amphibolitisé.

En lames minces, les amphibolites de l'unité pPkle1 sont constituées de petits bâtonnets alignés de hornblende verte

baignant dans une matrice de fins cristaux granoblastiques de plagioclase et de quartz. Certains échantillons contiennent également 10 à 25 % de gros cristaux enchevêtrés d'actinote qui forment des amas. L'actinote est aussi un minéral d'altération de la hornblende et du clinopyroxène (ouralitisation). Les amphibolites renferment presque toujours du sphène et de la calcite interstitielle ou en veinules. La biotite et le grenat sont moins communs mais représentent localement jusqu'à 10 % des phases minérales. Les principaux minéraux accessoires sont la chlorite, l'apatite, l'épidote et les minéraux opaques.

Unité de roches ultramafiques (pPkle2)

Les roches ultramafiques métamorphisées de l'unité pPkle2 sont concentrées dans trois lambeaux de moins d'un kilomètre de largeur (carte hors-texte). Il s'agit principalement de pyroxénite presque complètement amphibolitisée et, dans l'extrémité nord, d'une péridotite à bordure différenciée de composition pyroxénitique. La métapyroxénite est massive à faiblement foliée, finement à moyennement grenue et de couleur vert foncé. Elle est principalement constituée de grands feuillettes d'amphiboles (actinote et hornblende verte) avec un peu de clinopyroxène (< 10 %). La péridotite est très finement grenue, fortement magnétique et présente une teinte gris noirâtre en surface fraîche et brun chamois en surface altérée. Elle renferme 35 à 40 % de cumulus d'olivine variablement serpentinisée et dont la forme, bien préservée, donne un aspect tacheté à la roche. La phase intercumulus est constituée de trémolite avec de rares pyroxènes. Les minéraux accessoires observés sont la chlorite, les carbonates, le talc et les minéraux opaques, principalement de la magnétite et des sulfures.

Unité de métagabbro et métagabbro glomérophyrique (pPkle3)

Deux lambeaux kilométriques de métagabbro, situés dans le secteur sud-est de la Zone de Rachel Laporte, ont été assignés à l'unité pPkle3 (carte hors-texte). Le métagabbro est homogène, de granulométrie moyenne et d'aspect massif à légèrement folié. Il présente une teinte gris verdâtre très foncé, tant en cassure fraîche qu'en surface d'altération. Il renferme entre 55 et 80 % de minéraux mafiques et localement davantage, dans certaines poches ou certains niveaux discontinus de composition ultramafique. Les minéraux mafiques sont constitués de grands feuillettes d'actinote et d'un peu de clinopyroxène, dont les interstices sont comblés par du plagioclase finement recristallisé. Les principaux minéraux secondaires observés sont l'épidote, le sphène, l'apatite et la biotite avec, plus localement, des carbonates et de la magnétite. À certains endroits, le métagabbro possède une texture glomérophyrique produite par la présence de 20 à 40 % de porphyroblastes formés d'agrégats de petits cristaux de plagioclase et d'amphibole. Il contient également souvent de 1 à 2 % de veinules millimétriques à centimétriques de quartz ± calcite.

Suite de Freneuse (pPfru)

La Suite de Freneuse a été introduite par Simard *et al.* (2013), juste au nord de notre région, afin de regrouper les roches métasédimentaires de la Zone de Rachel-Laporte, comprises entre les failles des lacs Hérodier et Turcotte. Ces auteurs l'ont divisée en six unités, en respectant les divisions proposées par Thomas Clark (cartes de compilation dans le SIGÉOM). Quatre de ces unités ont été reconnues dans notre région : 1) une unité de paraschiste et de paragneiss variés (pPfru1); 2) une unité d'argilite et de phyllade (pPfru2); 3) une unité de marbre et de roches calcosilicatées (pPfru3); et 4) une unité de quartzite (pPfru5). La majorité de ces roches sont probablement équivalentes à la Formation de Baby (Sauvé et Bergeron, 1965) constituée de roches péli-tiques, de quartzite et de roches ferrifères. Cette formation a été assignée au Groupe de Koksoak (Wares et Goutier, 1990), associé au second cycle de déposition du Supergroupe de Kaniapiskau, dont l'âge est estimé entre 1884 et 1870 Ma (Clark et Wares, 2004). Les roches carbonatées de la Suite de Freneuse (pPfru3) pourraient être équivalentes aux roches dolomitiques plus anciennes de la Formation de Denault (Harrison, 1952). Cette dernière correspond à l'unité inférieure du Groupe d'Attikamagen (Clark et Wares, 2004) associé à la fin du premier cycle de dépôt du Supergroupe de Kaniapiskau.

Unité de paraschiste et de paragneiss (pPfru1)

L'unité pPfru1 occupe une superficie importante de la Zone de Rachel Laporte dans notre région (carte hors-texte). Elles se composent de paraschiste et de paragneiss homogènes, granoblastiques, finement à très finement grenus et qui présentent souvent un rubanement millimétrique à centimétrique, souligné par des variations dans la proportion des micas. Ces roches sont régulièrement injectées par des veines de quartz démembrées, boudinées et plissées selon la schistosité. En lames minces, le quartz et le plagioclase sont complètement recristallisés. On observe aussi, à certains endroits, de 5 à 25 % de feldspath potassique sous forme d'amas lenticulaires ou de poeciloblastes. Les principaux minéraux accessoires sont le zircon (en inclusion dans la biotite), l'apatite, la tourmaline, le grenat, les minéraux opaques, le spinelle vert foncé et le sphène. L'unité a été subdivisée en quatre sous-unités informelles sur les cartes de compilation à l'échelle de 1/50 000 disponibles dans la base de données du SIGÉOM : 1) une sous-unité de paraschiste (pPfru1a); 2) une sous-unité de paragneiss homogène (pPfru1b); 3) une sous-unité de paraschiste à sillimanite (pPfru1c); et 4) une sous-unité de paraschiste à grenat (pPfru1d). Les sous-unités pPfru1c et pPfru1d forment des bandes de faible puissance qui n'ont pu être tracées à l'échelle de nos travaux.

La sous-unité pPfru1a couvre une superficie importante dans le nord-ouest de la Zone de Rachel-Laporte (carte hors-texte). Plus au sud, elle se retrouve également en niveaux

kilométriques à plurikilométriques intercalés à l'intérieur des paragneiss de la sous-unité pPfru1b. Le paraschiste de la sous-unité pPfru1a a une teinte gris argenté ou gris bleuté en cassure fraîche et une patine beige ou gris pâle. Il renferme une proportion importante de feuillets de muscovite (20 à 35 %) et de biotite brune (15 à 25 %) bien alignés dans la schistosité. Localement, le schiste est caractérisé par la présence de sillimanite (nodules blanchâtres de 0,5 à 2 cm), de grenat poecilitique, de staurotide ou de cordiérite. La sous-unité pPfru1a renferme souvent des niveaux décimétriques à métriques de paragneiss homogène, similaire à celui de la sous-unité pPfru1b.

Dans notre région, le paragneiss homogène de la sous-unité pPfru1b représente la lithologie dominante de la Suite de Freneuse. La roche est faiblement foliée et possède une couleur gris moyen en cassure fraîche et une teinte d'altération gris très pâle. Les micas, moins abondants que dans le paraschiste, sont constitués de biotite brun rougeâtre (10 à 20 %) et de muscovite (2 à 10 %) qui se concentrent fréquemment en lamines millimétriques. Les micas se présentent également en feuillets plus grossiers qui recoupent la foliation, suggérant qu'il pourrait y avoir deux générations de micas, l'une syn à pré tectonique et l'autre post tectonique. Le feldspath potassique est plus répandu dans le paragneiss de la sous-unité pPfru1b que dans le paraschiste de la sous-unité pPfru1a. La calcite, l'allanite, la chlorite et, plus rarement, la hornblende ont aussi été observées dans le paragneiss. À proximité de la Faille du lac Turcotte, les roches sont plus déformées et présentent régulièrement une texture mylonitique à rubans de quartz.

Unité d'argilite et de phyllade (pPfru2)

Les argilites et les phyllades de l'unité pPfru2 forment des lambeaux hectométriques à kilométriques dans le nord-ouest de la région. Elles se présentent aussi en niveaux décimétriques non cartographiables à l'intérieur des paragneiss et des paraschistes de l'unité pPfru1. Ces roches sont aphanitiques et de couleur gris foncé à noire, parfois bleutée. Elles sont constituées d'une matrice très finement recristallisée composée de feldspath, de quartz et de micas, dans laquelle se trouvent des cristaux plus grossiers de biotite et de minéraux opaques, principalement du graphite et des sulfures.

Unité de marbre et de roches calco-silicatées (pPfru3)

L'unité pPfru3 comprend des marbres et des roches calco-silicatées qui se présentent souvent en niveaux discontinus localisés le long des grandes failles bordant le Complexe de Rénia. Ces roches se trouvent aussi en niveaux et boudins centimétriques à décimétriques dans les paragneiss et les paraschistes de l'unité pPfru1 ainsi que dans les roches mafiques de la Suite de Klein. En affleurement, les roches de l'unité pPfru3 montrent souvent une texture caractéristique en crêtes et sillons millimétriques à centimétriques, due à l'érosion différentielle des carbonates. Les roches calco-silicatées sont très hétérogènes, moyennement grenues, de

couleur blanche, grise ou verte et montrent des variations importantes de composition. Elles renferment 20 à 40 % d'amas xénomorphes de quartz ou de feldspaths entourant les minéraux mafiques. Ces derniers consistent en clinopyroxène, sous forme des gros grains millimétriques, plus ou moins remplacés par de l'actinote. Les roches calco-silicatées renferment toujours un peu de carbonates (< 5 %), de la phlogopite (< 8 %), du sphène (1 à 4 %) et, en proportion moindre, de l'apatite, du zircon et des minéraux opaques. D'autres minéraux d'altération, tels que la zoïsite et la chlorite, sont aussi observés à plusieurs endroits. Le marbre n'a pas été observé lors de nos travaux. Clark (1980) le décrit comme une roche grise, blanche ou beige composée de carbonates qui forment localement des porphyroblastes atteignant un centimètre de largeur. À certains endroits, le marbre est impur et renferme un peu d'actinote et de micas.

Unité de quartzite (pPfru5)

L'unité pPfru5 regroupe les lambeaux de quartzite observés à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte. Ils sont de faibles dimensions, à l'exception d'un niveau de plus d'un kilomètre de largeur situé dans le secteur nord-ouest de la carte. De petits niveaux de quartzite ont aussi été observés à l'intérieur des autres unités de la Supersuite de Laporte. Le quartzite est une roche vitreuse finement recristallisée, de teinte blanchâtre, verdâtre ou rosâtre, qui renferme un peu de muscovite ou de chlorite. Il est injecté par 2 à 10 % de veines de quartz souvent boudinées et de largeur millimétrique à décimétrique.

Suite de Mercier (pPmrc)

La Suite de Mercier a été introduite dans la région de Kuujuaq par Simard *et al.* (2013) afin de désigner les intrusions felsiques pegmatitiques décrites par Gélinas (1958; 1965) dans la Zone de Rachel-Laporte. Dans notre région, la Suite de Mercier a été divisée en deux unités : une unité de pegmatite (pPmrc1) et une unité de granite rose (pPmrc2).

Les pegmatites de l'unité pPmrc1 forment de toutes petites intrusions à l'intérieur des unités de la Supersuite de Laporte et se présentent aussi en injections, décimétriques à décimétriques, orientées parallèlement à la schistosité. Elles sont de composition granitique, pauvres en minéraux mafiques et présentent fréquemment des textures graphiques bien développées. Leur couleur peut varier rapidement de blanc à rose sur un même affleurement. Ces roches sont constituées de plagioclase, de quartz (25 à 35 %), d'amas de muscovite (10 à 20 %), de proportions variables de feldspath potassique (3 à 20 %) et de petits feuillets de biotite chloritisée (1 à 3 %). Elles renferment également entre 1 et 15 % de cristaux millimétriques à centimétriques de minéraux accessoires tels que la tourmaline, le grenat et l'apatite.

L'unité pPmrc2 correspond à une intrusion granitique de dimension importante qui recoupe les roches archéennes des complexes de Rénia et de Highfall, en bordure de la Faille du lac Turcotte (figure 4). Le granite est de couleur rose,

très homogène, d'aspect massif, de granulométrie moyenne à grossière et contient moins de 5 % de biotite. Il renferme parfois quelques enclaves décimétriques d'amphibolite. Le granite de cette unité ressemble à celui de la Suite de Dancelou (pPdac2).

Unité mésoprotérozoïque

Suite de Soisson (nouvelle unité, mPsoi)

La Suite de Soisson regroupe quelques intrusions kilométriques non déformées et non métamorphisées de troctolite, de gabbro et de gabbronorite observées à l'intérieur de la Zone noyau (carte hors-texte). Plus au nord, des roches semblables ont été désignées comme des diabases et assignées à l'Essaim de Falcoz (Simard *et al.* (2013). Il serait probable que, dans cette région (Simard *et al.*, 2013), l'Essaim de Falcoz comprenne aussi des intrusions appartenant à la Suite de Soisson.

Les roches de la Suite de Soisson ont une couleur gris verdâtre et une croûte d'altération brunâtre. Elles sont très homogènes, d'aspect massif et de granulométrie moyenne à grossière. Leur susceptibilité magnétique est variable. La troctolite est la lithologie la plus répandue. Celle-ci possède une texture subophitique bien développée constituée de grandes lattes de plagioclase enchevêtrées dont les interstices (30 à 50 %) sont occupés par de l'olivine et un peu de pyroxènes. Localement, l'orthopyroxène et le clinopyroxène peuvent représenter la phase mafique dominante. La roche renferme également une faible proportion de minéraux opaques, de biotite rouge, d'actinote, de chlorite et de carbonates.

LITHOGÉOCHIMIE

Les résultats analytiques présentés dans ce chapitre proviennent de 183 échantillons de roches prélevés dans les différentes unités de la région et analysés pour les éléments majeurs et traces au laboratoire Actlabs d'Ancaster, en Ontario. Le traitement des données et la préparation des diagrammes lithogéochimiques des figures 6, 7, 8 et 9 ont été réalisés à l'aide du logiciel Lithomodeleur (version 3.0.0) du CONSOREM. Les résultats sont également disponibles dans les données numériques associées à ce rapport ou encore dans la base de données du SIGÉOM.

Roches mafiques et ultramafiques

Les diagrammes lithogéochimiques de la figure 6 présentent les résultats des analyses de 56 échantillons de roches mafiques et ultramafiques de la région. Plus précisément, 23 échantillons proviennent de la Suite de Klein (pPkle1 et pPkle2), 25 de la Suite de Ralleau (ApPral1), 3 d'enclaves mafiques à l'intérieur du Complexe Rénia (Area2), 2 du

Pluton de Chaumaux (pPchu) et 3 des intrusions tardives de la Suite de Soisson (mPsoi). La plupart de ces échantillons ont une composition mafique (figure 6a) et se situent dans le champ des basaltes subalcalins (figure 6b). Ils se répartissent principalement dans les champs des ferrotholéiites et des tholéiites magnésiennes, avec quelques-uns dans le champ des komatiites (figure 6c). Leur affinité magmatique varie de tholéiitique à transitionnelle (figure 6d).

La figure 6 présente aussi les profils en éléments des terres rares (ÉTR) des unités d'amphibolite et de roches ultramafiques de la Zone de Rachel-Laporte (figure 6e) et des unités mafiques de la Zone noyau (figure 6f). Dans la Zone de Rachel-Laporte, les amphibolites de la Suite de Klein (pPkle1) et du Complexe de Rénia (Area2) montrent des profils semblables, plats et étalés entre 5 et 40x chondrite (figure 6e). Celui des roches ultramafiques de l'unité pPkle2 est également plat, mais plus appauvri, autour de 5x chondrite. Dans la Zone noyau (figure 6f), le profil des échantillons de roches mafiques de la Suite de Ralleau (ApPral1) est fractionné avec un enrichissement plus prononcé en ÉTR légères (20 à 70x chondrite) qu'en ÉTR lourdes (10 à 20x chondrite). Les intrusions mésoprotérozoïques de troctolite de la Suite de Soisson (mPsoi) montrent un profil fractionné enrichi en ÉTR légères qui s'apparente à celui des intrusions mésoprotérozoïques assignées à l'Essaim de dykes de Falcoz (voir figure 5f dans Simard *et al.*, 2013). Toutefois, le profil du Falcoz est plus enrichi que celui de la Suite de Soisson. L'anorthosite du Pluton de Chaumaux (pPchu) montre un profil distinctif avec une forte anomalie positive en Eu et un fractionnement important passant de 3 à 40x chondrite pour les ÉTR légères à environ 0,6x chondrite en ÉTR lourdes.

Roches felsiques et intermédiaires

Les analyses des unités felsiques et intermédiaires de la région (96 échantillons) sont présentées sur les diagrammes lithogéochimiques des figures 7 et 8. Parmi les échantillons analysés, 28 sont des roches archéennes provenant de la Suite de Saffray (13 échantillons) et des complexes d'Ungava (7 échantillons), de Highfall (5 échantillons) et de Qurlutuq (3 échantillons). Les autres unités échantillonnées sont d'âge paléoprotérozoïque. Il s'agit des diatexites de la Suite de Winnie (12 échantillons) et des roches intrusives des suites d'Aveneau (14 échantillons), de De Pas (24 échantillons), de Dancelou (6 échantillons) et de Mercier (12 échantillons).

Roches archéennes gneissiques

Les roches des complexes d'Ungava (ApPung2) et de Qurlutuq (ApPqur1) sont concentrées dans le champ des tonalites de la figure 7a et montrent des concentrations moyennes à pauvres en potassium (figure 7b). Leur pourcentage en SiO₂ indique une composition qui varie d'intermédiaire à felsique (figure 7b), conformément à ce qui a été

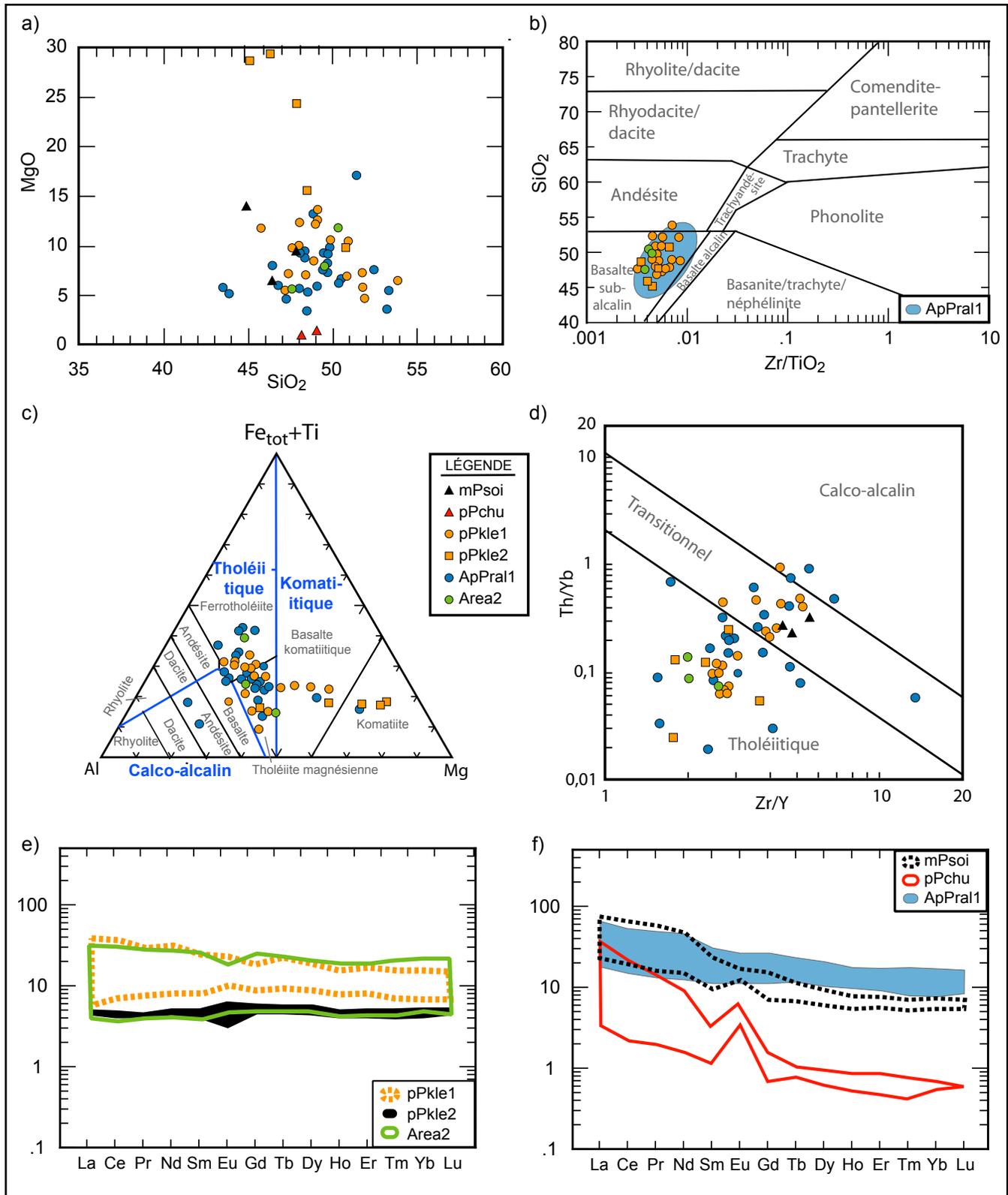


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques des roches mafiques et ultramafiques de la région : a) diagramme binaire MgO versus SiO₂; b) diagramme de classification binaire de Winchester et Floyd (1977); c) diagramme discriminant ternaire de Jensen (1976); d) diagramme d'affinité magmatique de Ross et Bédard (2009); e) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les amphibolites de protolithe inconnu; f) diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les intrusions mafiques.

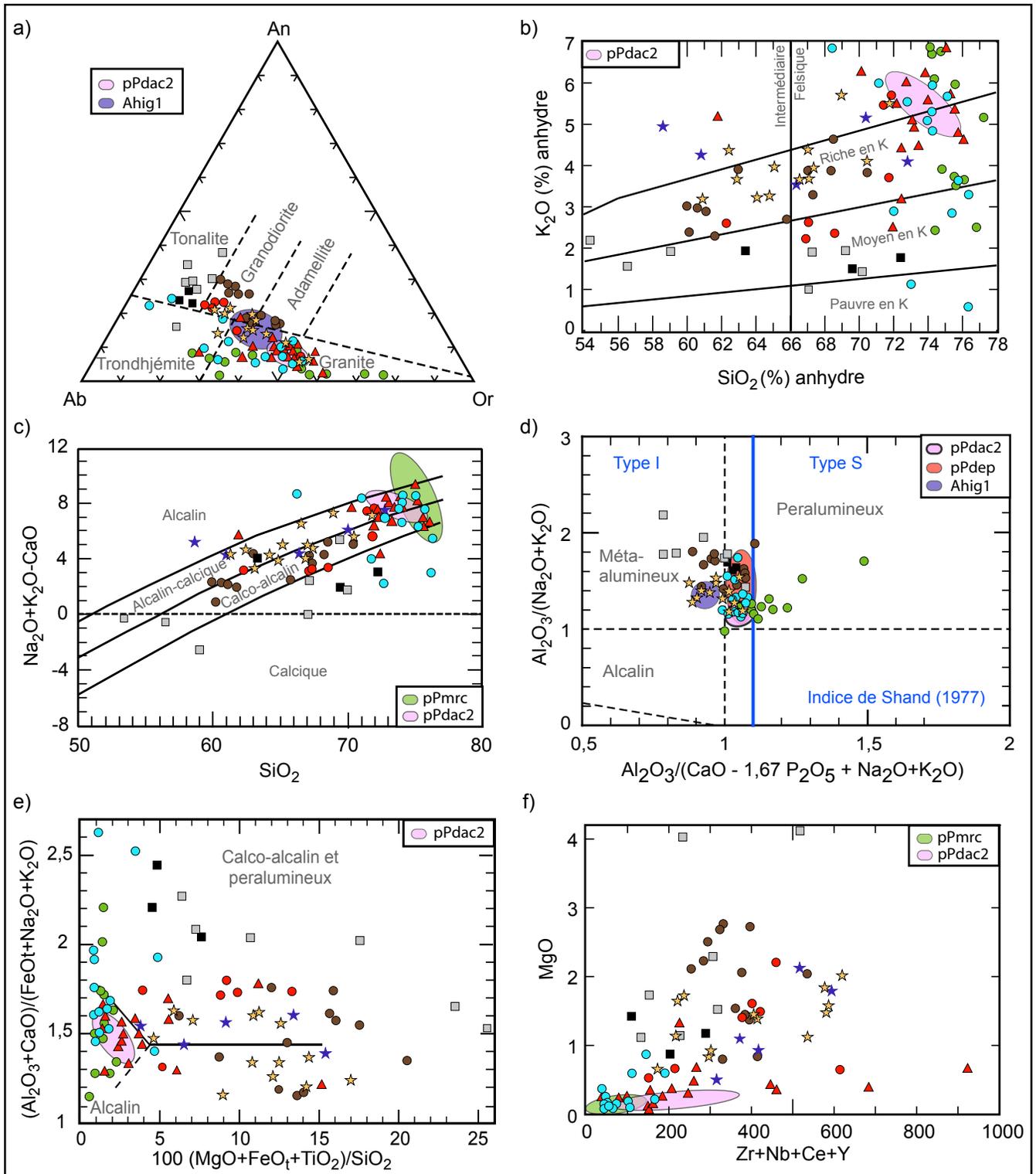


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : a) diagramme de classification normative albite-anorthite-orthose de O'Connor (1965); b) diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de Peccerrillo et Taylor (1976), modifié par Consorem (2011); c) diagramme binaire Na_2O+K_2O-CaO 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); e) diagramme discriminant de Sylvester (1989); f) diagramme binaire MgO versus $Zr + Nb + Ce + Y$. La légende des symboles est présentée à la figure 8.

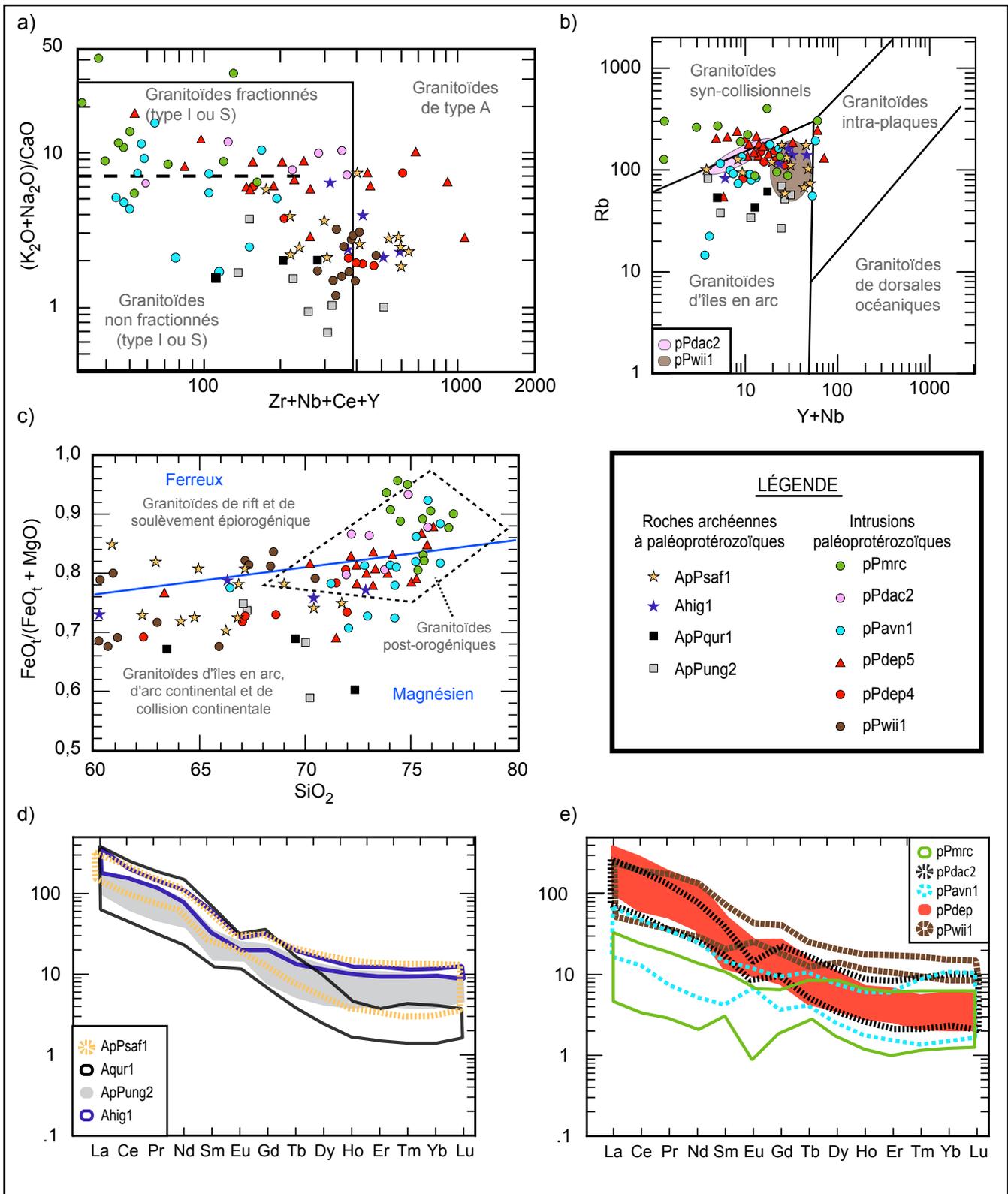


FIGURE 8 - Diagrammes géochimiques des roches felsiques et intermédiaires de la région : **a)** diagramme discriminant de Whalen *et al.* (1987); **b)** diagramme discriminant de Pearce *et al.* (1984); **c)** diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989); **d)** diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les gneiss et les roches migmatitiques; **e)** diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995) pour les intrusions protérozoïques.

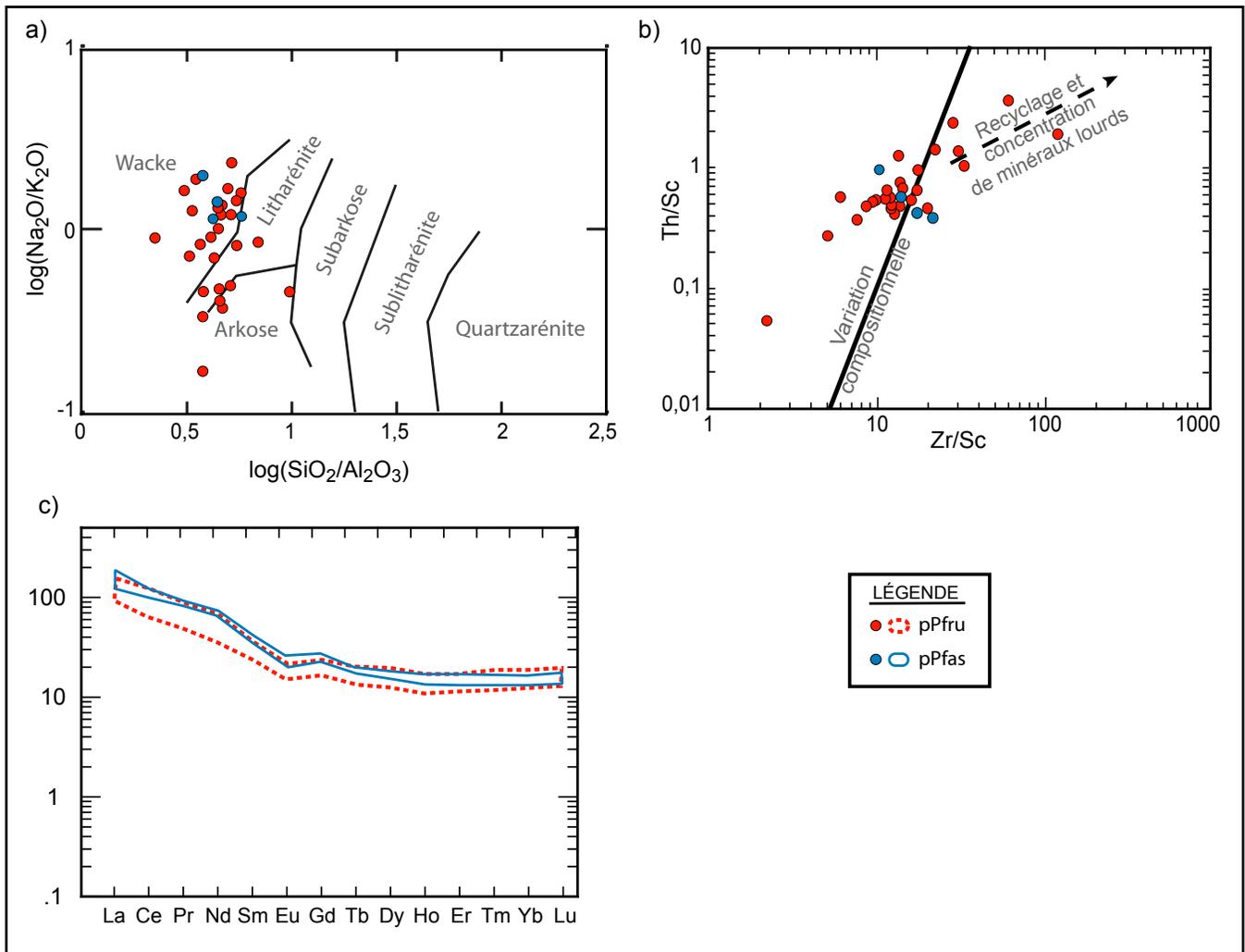


FIGURE 9 - Diagrammes géochimiques des métasédiments de la région : **a)** diagramme de discrimination des protolithes de Herron (1988); **b)** diagramme illustrant la variation compositionnelle des métasédiments de McLennan *et al.* (1993); **c)** diagramme des terres rares normalisées aux chondrites de McDonough et Sun (1995)

observé sur le terrain et en lames minces. Ces roches sont calciques à calco-alcalines et se retrouvent dans les champs peralumineux à méta-alumineux de type I (figures 7c, 7d et 7e). Dans la figure 8a, presque tous les échantillons de ces complexes se situent dans le champ des granitoïdes non fractionnés. Dans la figure 8b, ils se situent dans le champ magnésien des granitoïdes d'îles en arc et dans la figure 8c, dans celui des granitoïdes d'îles en arc, d'arc continental et de collision continentale. Ces résultats sont en accord avec l'affinité calco-alcaline de ces roches (figure 7e). Le profil des ÉTR montre un enrichissement important en ÉTR légères par rapport aux lourdes (figure 8d), tout particulièrement dans le cas du Qurlutuq.

Les roches potassiques archéennes provenant de la Suite de Saffray (ApPsaf1) et du Complexe de Highfall (Ahig1) montrent une composition qui varie de monzonite quartzifère à granodiorite (figures 7a et 7b). Elles ont une affinité alcaline à calco-alcaline et tombent dans les champs méta-alumineux et peralumineux de type I (figures 7c, 7d et 7e). On observe une corrélation positive entre les proportions

de MgO et Zr + Nb + Ce + Y (figure 7f) suggérant que les minéraux ferromagnésiens se sont formés à un stade avancé de la cristallisation. Ces roches potassiques archéennes se concentrent à la limite entre les champs des granitoïdes non fractionnés (type I ou S) et des granitoïdes de type A (figure 8a). Dans la figure 8b, elles se retrouvent dans le champ des granitoïdes d'îles en arc et dans la figure 8c, dans celui des granitoïdes d'îles en arc, d'arc continental et de collision continentale. Les profils des ÉTR du Saffray et du Highfall (figure 8d) sont similaires à celui des gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava (ApPung2) avec, toutefois, un enrichissement un peu plus important en ÉTR légères indiquant un fractionnement légèrement plus prononcé.

Intrusions paléoprotérozoïques

Les analyses reportées sur les diagrammes des figures 7a et 7b reflètent bien la composition des différentes unités intrusives paléoprotérozoïques de la région. Les échantillons provenant de la Suite de Dancelou (pPdac2) sont riches en

potassium et distribués dans le champ des granites. Les roches de la Suite granitique de De Pas (pPdep4 et pPdep5) ont des pourcentages en silice et en potassium plus étalés indiquant une composition qui varie de granodioritique à granitique. Les roches des suites d'Aveneau (pPavn1) et de Mercier (pPmrc) sont riches en silice (>72 %) et ont une composition qui varie de trondhjémite à granite. Enfin, les diatexites à texture porphyroïde de la Suite de Winnie sont des roches potassiques de composition intermédiaire à felsique.

La figure 7c indique une affinité alcaline-calcique à calco-alcaline pour la majorité des unités paléoprotérozoïques. La plupart des analyses se situent aussi dans le champ peralumineux de type I, près de la limite avec le champ méta-alumineux (figure 7d), à l'exception de celles de la Suite de Mercier (pPmrc) qui se trouvent dans le champ peralumineux de type S. Le faible pourcentage de minéraux magnésiens dans les échantillons des suites de Dancelou, d'Aveneau, de Mercier et de plusieurs granites du De Pas (pPdep5) est bien représenté par leur disposition à la gauche du digramme de la figure 7e. Les échantillons des suites de De Pas, de Dancelou et de Mercier semblent montrer une corrélation positive entre le pourcentage de MgO et la quantité de Zr + Nb + Ce + Y (figure 7f). Ces éléments sont peu abondants dans les roches des suites d'Aveneau et de Mercier dont les analyses sont concentrées près de l'origine du diagramme.

Dans le diagramme de la figure 8a, les analyses provenant des suites de Dancelou, de Mercier et d'Aveneau se situent à la limite entre le champ des granitoïdes fractionnés et celui des granitoïdes non fractionnés. Les échantillons de la Suite de Winnie (pPwii) montrent un rapport $(K_2O + Na_2O)/CaO$ plus faible et se répartissent de part et d'autre de la limite entre les granitoïdes de type I ou S et celui des granitoïdes de type A. Les échantillons du De Pas sont étalés et plusieurs d'entre eux se trouvent dans le champ des granitoïdes de type A en raison de leur concentration plus élevée en ÉTR et en zirconium. Dans la figure 8b, les suites d'Aveneau et de Winnie sont situées dans le champ des granitoïdes d'îles en arc alors que celles de De Pas et de Mercier ont une répartition plus étalée. La Suite de Dancelou se concentre à la limite entre le champ des granitoïdes d'îles en arc et celui des granitoïdes syn-collisionnels. La figure 8c fait ressortir le caractère post-orogénique des suites d'Aveneau, de Dancelou et de Mercier. Les suites de Dancelou et de De Pas ont des profils des ÉTR similaires, bien fractionnés avec un fort enrichissement en ÉTR légères (figure 8e) alors que la Suite de Winnie (pPwii1) montre un profil moins fractionné, avec un enrichissement plus important en ÉTR lourdes. Les suites d'Aveneau et de Mercier se distinguent par un profil peu fractionné et un enrichissement plus faible en ÉTR légères que les autres unités paléoprotérozoïques.

Métasédiments

Les diagrammes géochimiques de la figure 9 présentent les analyses de roches métasédimentaires provenant de la Suite de Freneuse (pPfru; 27 échantillons) et de la Suite de False (pPfas; 4 échantillons). La composition chimique de ces deux unités suggère qu'elles sont dérivées principalement de sédiments immatures de la famille des wackes (figure 9a). La figure 9b et le profil des ÉTR très peu étalé (figure 9c) indiquent également une composition assez homogène. Enfin, le rapport Zr/Sc relativement peu élevé pour la plupart des échantillons, suggère que les sédiments n'ont pas été affectés par des phénomènes importants de recyclage et de concentration en minéraux lourds (figure 9b).

MÉTAMORPHISME

Zone de Rachel-Laporte

Plusieurs travaux réalisés dans notre région (figure 2; Fahrig, 1962; Dressler, 1979; Clark, 1978 et 1980) ont mis en évidence une gradation métamorphique dans la partie est de la Fosse du Labrador, passant du faciès des schistes verts à celui des amphibolites. Selon ces auteurs, la zone de transition entre les deux faciès coïncide grossièrement à la limite entre le Supergroupe de Kaniapiskau et la Zone de Rachel-Laporte. Juste au nord, Simard *et al.* (2013) ont décrit les différents isogrades à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte à partir des informations tirées de la littérature. Le métamorphisme au faciès des amphibolites qui a affecté les roches de la Zone de Rachel-Laporte serait relié à la phase compressive de l'orogénèse du Nouveau-Québec et correspondrait au dernier événement métamorphique régional enregistré par les roches de la Fosse de Labrador entre 1793 et 1783 Ma (Machado *et al.*, 1989).

Les roches archéennes contenues dans les nappes à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte possèdent également les assemblages du faciès des amphibolites. Les gneiss tonalitiques à dioritiques (2868 et 2883 Ma; Machado *et al.*, 1989) et les lambeaux d'amphibolites, qui constituent les roches les plus anciennes de ces nappes, ont probablement subi à l'Archéen plusieurs événements métamorphiques. Toutefois, les traces de ces événements anciens auraient été en bonne partie masquées par les événements tectono-métamorphiques de l'orogénèse du Nouveau-Québec, au Paléoprotérozoïque. Par contre, les gneiss granitiques néoarchéens tardifs du Complexe de Rénia (2692 ± 4 Ma; n° 5, tableau 1) ainsi que les intrusions potassiques du Complexe de Highfall (2693 ± 8 Ma; n° 6, tableau 1), n'auraient pas été affectés par un événement métamorphique important à l'Archéen. Ces roches montrent des assemblages qui seraient associés aux événements paléoprotérozoïques. Elles sont partiellement recristallisées et présentent l'assemblage QZ + PG + FK + BO + HB ± EP. À plusieurs endroits, elles ont subi une

altération rétrograde tardive en SR + CB + EP ± CL. Des diorites et des gabbros amphibolitisés se trouvent en lambeaux dans les roches potassiques et possèdent l'assemblage PG + HB + GR ± CX typique du faciès des amphibolites.

Les roches de la Supersuite de Laporte possèdent une texture granoblastique bien développée. Les paraschistes et les paragneiss de la Suite de Freneuse sont peu migmatitisés et présentent l'assemblage dominant PG + QZ + BO + MV ± FK. De la staurotide, de la cordiérite, de la sillimanite et du grenat ont été observés localement. Les amphibolites et les métagabbros de la Suite de Klein possèdent respectivement les assemblages HB + PG + QZ ± AC ± BO ± GR et PG + HB + AC ± QZ typiques du faciès des amphibolites. Le clinopyroxène dans le métagabbro a été partiellement à complètement remplacé par de la hornblende et de l'actinote lors du métamorphisme au faciès des amphibolites. Dans les roches ultramafiques de la Suite de Klein, les grains d'olivine ont été complètement serpentinisés et les pyroxènes, transformés en trémolite.

Zone noyau

Les vestiges d'un premier épisode métamorphique, daté autour de 1830 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1988), ont été identifiés dans les roches paléoprotérozoïques des domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles (Perreault et Hynes, 1990; Poirier, 1989); domaines qui occupent la partie occidentale de la Zone noyau, au nord de notre région. Selon ces auteurs, cet épisode aurait atteint le faciès des amphibolites dans le Domaine de Gabriel et celui des granulites dans le Domaine de Baie aux Feuilles. Leur interprétation du faciès granulitique se base essentiellement sur la présence de reliques d'orthopyroxène (Perreault et Hynes, 1990; Poirier, 1989). Simard *et al.* (2013) mentionnent toutefois que cet orthopyroxène, qui caractérise le Complexe de Kaslac dans le Domaine de Baie aux Feuilles, pourrait être magmatique et que le faciès granulitique n'aurait peut-être pas été atteint.

Dans notre région, la partie occidentale de la Zone noyau correspond principalement au Domaine de Buteux constitué de métasédiments migmatitiques (Suite de la rivière False) et de diatexites associées (Suite de Winnie). Cette partie de la Zone noyau a donc été affectée par un événement de fusion important daté à environ 1838 ± 7 Ma (n° 4, figure 4 et tableau 1). Les paragenèses minérales observées dans les paragneiss et les diatexites ainsi que l'absence d'orthopyroxène, sont conformes à un métamorphisme au faciès des amphibolites. Toutefois, si l'on considère la température élevée nécessaire pour produire un événement de fusion de cette envergure, il est possible que le métamorphisme ait atteint le faciès des granulites à plusieurs endroits, mais sans que les conditions ne permettent la cristallisation de l'orthopyroxène. Il serait également possible qu'un événement métamorphique tardif majeur ait rétrogradé les assemblages granulitiques. D'ailleurs, les diatexites ont été partiellement à complètement recristallisées, indiquant qu'elles ont été affectées par un métamorphisme régional qui postdate leur

mise en place. Les paragneiss migmatitisés possèdent une texture granoblastique très bien développée et présentent la paragenèse PG + QZ + BO ± HB ± FK avec parfois un peu de grenat, sauf dans certains niveaux où ce minéral métamorphique représente entre 4 et 15 % de la roche (pPfas1a). La diatexite homogène montre l'assemblage PG + QZ + FK + BO ± HB alors que la diatexite hétérogène se compose de PG + QZ + FK + BO ± CX ± TM.

À l'intérieur de la Zone noyau non divisée, les gneiss du Complexe d'Ungava ont probablement subi certains épisodes de déformation et de métamorphisme au cours de leur histoire, à l'Archéen. Toutefois, quels que soient ces épisodes archéens, leurs effets auraient été oblitérés en bonne partie par les événements tectono-métamorphiques reliés à l'orogénèse du Nouveau-Québec. En effet, Simard *et al.* (2013), considèrent que les événements paléoprotérozoïques reliés à cette orogénèse sont à l'origine du rubanement gneissique et des textures granoblastiques développés dans les roches archéennes de la Zone noyau. Mentionnons toutefois que les intrusions potassiques de la Suite de Saffray, tard à post-tectoniques à l'Archéen, n'ont subi que les événements métamorphiques paléoprotérozoïques.

Simard *et al.* (2013) ont déterminé une importante période de fusion entre 1820 et 1805 Ma. Celle-ci a affecté les gneiss archéens du Complexe d'Ungava et serait à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Ces auteurs mentionnent également que la Suite paléoprotérozoïque d'Aveneau semble correspondre à une phase plus évoluée reliée à cet événement de fusion régional. Leur interprétation est basée sur les ressemblances lithologiques et pétrographiques entre le mobilisat des roches migmatitiques du Qurlutuq et les roches intrusives blanchâtres de l'Aveneau, ainsi que sur un âge de 1817 ± 10 Ma obtenu dans un échantillon granitique de l'Aveneau de la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava (Simard *et al.*, 2013). Un nouvel âge U-Pb de 1811 ± 12 Ma obtenu dans les roches de l'Aveneau de notre région (site 3; figure 4 et tableau 1), appuie également cette hypothèse. De plus, les échantillons de ces deux régions contiennent des zircons d'âge archéen interprétés comme de l'héritage, suggérant que l'Aveneau comme le Qurlutuq proviennent de la refonte de roches archéennes. Les paragenèses minérales observées dans l'ensemble des unités archéennes à protérozoïques de la Zone noyau non divisée suggèrent un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. Toutefois, comme dans le cas des diatexites de la Suite de Winnie, le vaste étendu des roches fusionnées du Complexe de Qurlutuq implique une température suffisamment élevée pour atteindre le faciès des granulites, mais sans que les conditions ne permettent la cristallisation de l'orthopyroxène. L'absence des assemblages granulitiques pourrait également être dû à du rétro-métamorphisme.

Les paragneiss de la Suite de False et les diatexites de la Suite de Winnie, qui caractérisent le Domaine de Buteux, se trouvent également à l'intérieur de la Zone noyau non divisée, entre les intrusions de la Suite de Saffray (figure 4). Pour l'instant, nous ne pouvons déterminer si les paragneiss

migmatitiques et les diatexites de ce secteur sont reliés à l'événement de fusion à l'origine des migmatites du Qurlutuq (1820 à 1805 Ma) ou à celui à l'origine des diatexites du Domaine de Buteux (1838 Ma).

On note toutefois que les diatexites localisées dans la zone noyau non divisée (pPwin2a) contiennent une quantité importante de grenat et d'aluminosilicates (sillimanite, cordiérite, kyanite) ce qui est peu fréquent dans les roches équivalentes du Domaine de Buteux. La présence de ces minéraux suggère donc un métamorphisme plus élevé dans la zone noyau non divisée.

Les roches intrusives paléoprotérozoïques de la Suite granitique de De Pas et de la Suite de Dancelou n'ont pas été affectées de façon significative par un métamorphisme régional et leurs assemblages minéralogiques reflètent les conditions initiales de leur mise en place. Elles ont toutefois développé une texture mylonitique et des rubans de quartz lorsqu'elles se trouvent dans les corridors de déformation reliés aux grandes zones de cisaillement régionales.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

La partie sud-est de la Province de Churchill a été formée durant le paléoprotérozoïque (2,5 à 1,6 Ga) par des collisions entre les cratons du Supérieur, de Nain et de la Zone noyau (Wardle *et al.*, 2002; Corrigan *et al.*, 2009). L'Orogène des Torngat (1,87 à 1,85 Ga) provient de la collision entre le craton de Nain, à l'est, et la Zone noyau, à l'ouest. Ce nouveau craton est par la suite entré en collision oblique avec le craton du Supérieur, à l'ouest, durant l'orogénèse du Nouveau-Québec (1,84 et 1,77 Ga). Cette dernière collision est responsable du grain structural régional dominant NW-SE à N-S qui affecte les roches de la région, aussi bien dans la Fosse du Labrador, qu'à l'intérieur de la Zone noyau (figure 10).

Plusieurs auteurs, qui ont travaillé juste au nord de la région (Perreault et Hynes, 1990; Poirier *et al.*, 1990; Moorhead, 1989; Goulet, 1995, Simard *et al.*, 2013), ont défini trois phases de déformation (D1 à D3) reliées à l'orogénèse du Nouveau-Québec. Les phases D1 et D2 sont associées à la compression et la phase D3, à la composante oblique de la collision entre les deux cratons. La phase D1 est responsable de la foliation régionale, des plis NW-SE déversés ou couchés vers le sud-ouest et des failles de chevauchement qui affectent les parties ouest et centrale de la région. La déformation D2 correspond à une crénulation et à des plis E-W qui ont affecté uniquement les roches de la Fosse du Labrador (Goulet, 1995). Enfin, la déformation D3 est associée à un mouvement dextre le long des grandes failles de chevauchement (Clark et Wares, 2004) et serait à l'origine des zones de cisaillement de la rivière George et de la rivière Marralik. On attribue également à cette phase la production de grands plis ouverts NW-SE plongeant vers le sud-est et qui ont affecté les roches de la Fosse du Labra-

dor (Goulet, 1995). Ces plis ont également été reconnus à l'intérieur de la Zone noyau dans notre région et juste au nord (Simard *et al.*, 2013).

Analyse structurale

La région a été divisée en cinq grands domaines structuraux (figures 10 et 11) pour mettre en évidence l'attitude de la foliation régionale, qui varie en intensité en fonction de l'âge des roches et du degré de déformation. Dans la Zone de Rachel-Laporte, les roches protérozoïques pré-tectoniques présentent une schistosité forte et pénétrative tandis que dans la Zone noyau, elles ont développées, tout comme les roches archéennes, une texture gneissique. Le développement de cette gneissosité a oblitéré, réaligné ou accentué les textures archéennes préexistantes. Toutefois, la présence par endroits de patrons complexes de déformation et de plis à plongée abrupte suggère que l'effet de la déformation archéenne pourrait avoir été conservé localement. D'ailleurs, dans le centre sud de la région, les roches archéennes intrusives de la Suite de Saffray présentent un patron structural E-W interprété comme un héritage archéen du craton du Supérieur, juste à l'ouest de la Fosse du Labrador. À l'intérieur des unités issues de la fusion partielle des métasédiments paléoprotérozoïques (Complexe de Winnie) ou de roches intrusives archéennes (Complexe de Qurlutuq), la fabrique principale prend la forme d'un rubanement migmatitique ondulant, irrégulier, souvent lenticulaire et discontinu, affecté par de nombreux plissements de fluage. Les roches intrusives protérozoïques syn à tarditectoniques, de la Suite granitique de De Pas et des suites d'Aveneau et de Dancelou, présentent une faible foliation soulignée par l'alignement des minéraux mafiques ou des phénocristaux dans les intrusions à texture porphyroïde. Finalement, une foliation mylonitique intense s'est développée le long des grandes failles régionales et plus particulièrement dans les corridors d'influence des zones de cisaillement de la rivière George et de la rivière Marralik.

Le **domaine 1** correspond à la Zone de Rachel-Laporte et a été divisé en deux sous-domaines (figure 10). Le sous-domaine 1a englobe l'ensemble des unités de la Supersuite de Laporte et le sous-domaine 1b, les complexes archéens de Rénia et de Highfall. Les roches du sous-domaine 1a sont affectées par une forte schistosité NW-SE, avec un pendage modéré vers le nord-est (F : 321/55; figures 10 et 11). Cette orientation est similaire à celle obtenue dans les unités de la Supersuite de Laporte juste au nord (Simard *et al.*, 2013). Dans les complexes archéens du sous-domaine 1b, les pôles de la foliation se distribuent le long d'une ceinture dont le pôle donne un axe théorique de plis à faible plongée vers le sud-est (128/07). On note toutefois une concentration plus importante des pôles de la foliation dans la partie sud-ouest du stéréogramme ce qui suggère un déversement probable des plis vers le sud-ouest. D'ailleurs, au nord de la région, les complexes archéens de Boulder et de Rénia sont respectivement interprétés comme des structures antiformes

et synformes, déversées vers le sud-ouest et associées à la phase D1 (Clark et Wares, 2004).

Le **domaine 2** est localisé dans le nord de la région (figure 10) et correspond à la poursuite vers le sud du « domaine structural 4 » de Simard *et al.* (2013). Ces deux domaines sont caractérisés par la présence des gneiss du Complexe d'Ungava. Ces roches sont affectées par une gneissosité subhorizontale dans laquelle s'injectent les intrusions blanchâtres de la Suite d'Aveneau. Dans notre région, les pôles de la foliation du domaine 2 forment un maximum qui illustre bien le pendage faible à subhorizontal de ce secteur. Les pôles se distribuent également le long d'une ceinture mal définie qui suggère la présence de plis ouverts à faible plongée vers le sud-est (108/11), probablement associés à la phase D3. Juste au nord, Simard *et al.* (2013) ont observé un patron similaire dans les intrusions de la Suite d'Aveneau. Ils mentionnent que ces roches ont été affectées par les plissements de la phase D3 ou encore qu'elles se sont injectées, plus ou moins parallèlement à la gneissosité, dans les séquences anciennes déjà affectées par les grands plis ouverts associés à cette phase.

Le **domaine 3** correspond au Domaine de Buteux qui marque la partie ouest de la Zone noyau, dans notre région (figure 10). Il comprend principalement les paragneiss migmatitiques de la Suite de la rivière False, les diatexites de la Suite de Winnie ainsi que les intrusions tardives blanchâtres de la Suite d'Aveneau. Les pôles de foliation forment un maximum net soulignant une orientation subhorizontale ou à faible pendage. Plusieurs pôles se trouvent à l'extérieur du maximum et se distribuent de façon aléatoire sur le stéréogramme, reflétant la présence de plis d'attitudes variées tels qu'observés dans les paragneiss.

Le **domaine 4** est caractérisé par la présence des intrusions archéennes gneissiques de la Suite de Saffray. Rappelons que ces intrusions étaient tarditectoniques et non déformées à l'Archéen et que la gneissosité de ces roches se serait développée au Paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec (voir le chapitre « Lithostratigraphie »). Les intrusions de la Suite de Saffray se distribuent le long d'un corridor NW-SE situé entre le Domaine de Buteux, à l'ouest et la Suite granitique de De Pas, à l'est (figure 10 et 11). Sur la carte aéromagnétique régionale (figure 5), elles produisent des anomalies magnétiques positives très fortes dont l'orientation varie de E-W à NW-SE, de l'ouest vers l'est. L'orientation E-W des plutons représente probablement un héritage archéen alors que la réorientation vers le NW-SE serait reliée aux déformations paléoprotérozoïques. En effet, dans le craton archéen du Supérieur, juste à l'ouest de notre région, de grandes intrusions potassiques archéennes tarditectoniques, semblables et de même âge que celles du Saffray, forment aussi un patron magnétique E-W très net. D'ailleurs, le prolongement de ce patron à l'intérieur de la Zone noyau avait déjà été proposé par Wardle *et al.* (2002).

Ainsi, le domaine 4 correspondrait à un bloc de craton archéen constitué de ces grandes masses plutoniques massives et non déformées orientées E-W. Celles-ci auraient agi

comme un noyau résistant lors de la déformation paléoprotérozoïque, favorisant le développement d'une gneissosité E-W abrupte, parallèle à l'orientation des plutons. Mentionnons qu'à l'intérieur de la Zone noyau, cette orientation E-W de la foliation est particulière et limitée à ce domaine.

Le bloc correspondant au domaine 4 a par la suite chevauché les migmatites subhorizontales du Domaine de Buteux (domaine 3) via la Faille du lac Pingiajjulik (figure 11). Dans la partie est du domaine 4, la foliation E-W a été réorientée vers le NW-SE par la Zone de cisaillement de la rivière Marralik (décrite plus loin). Cette variation structurale est également mise en évidence sur le stéréogramme du domaine 4 (figure 10) où les pôles de la foliation forment deux maximums définissant des plans moyens ENE-WSW (F : 120/82) et E-W (F : 090/75), tous deux à fort pendage. Sur le stéréogramme du domaine 4, les pôles de la foliation régionale se distribuent également le long d'une ceinture plus ou moins bien définie qui pourrait correspondre aux plis ouverts à faible plongée vers le sud-est (109/32) reliés à la phase tardive D3.

Le **domaine 5** se trouve dans la partie nord-est de la région (figure 10). Il a été divisé en quatre sous-domaines afin de comparer l'attitude de la foliation dans les intrusions paléoprotérozoïques de la Suite granitique de De Pas avec celle dans les gneiss archéens et les migmatites des complexes d'Ungava et de Qurlutuq (figure 11). Ces divisions permettront également d'illustrer l'influence de la Zone de cisaillement de la rivière George qui affecte les roches dans la partie est du domaine.

Le sous-domaine 5a regroupe l'ensemble des mesures de foliations rencontrées dans les roches intrusives de la Suite granitique de De Pas dans la partie ouest du domaine 5 (figures 10 et 11). Dans ce sous-domaine, les pôles de la foliation sont distribués sur une ceinture plus ou moins bien définie suggérant la présence de plis à plongée modérée vers le sud-est (124/35) possiblement associés à la phase D3. Par contre, leur distribution plutôt hétérogène sur le stéréogramme pourrait s'expliquer par la nature multiphasée et syntectonique de ces intrusions. Ainsi, la foliation qui se serait développée dans les phases précoces aurait été perturbée par la mise en place des phases plus tardives.

Le sous-domaine 5b couvre un petit secteur constitué essentiellement de paragneiss de la Suite de la rivière False et de migmatites du Complexe de Qurlutuq. Les pôles de la foliation se distribuent sur une ceinture bien définie qui suggère des plissements à plongée abrupte vers le sud-est (131/61). La mise en place des intrusions du De Pas de part et d'autre a probablement contribué au redressement de la foliation dans ce sous-domaine.

Le sous-domaine 5c est constitué de gneiss et de migmatites appartenant respectivement aux complexes d'Ungava et de Qurlutuq (figures 10 et 11). Les pôles de la foliation indiquent un plan moyen NW-SE à pendage subvertical vers le nord-est (F : 330/87). L'influence de la Zone de cisaillement de la rivière George et la mise en place des intrusions du De Pas pourraient être à l'origine du redressement

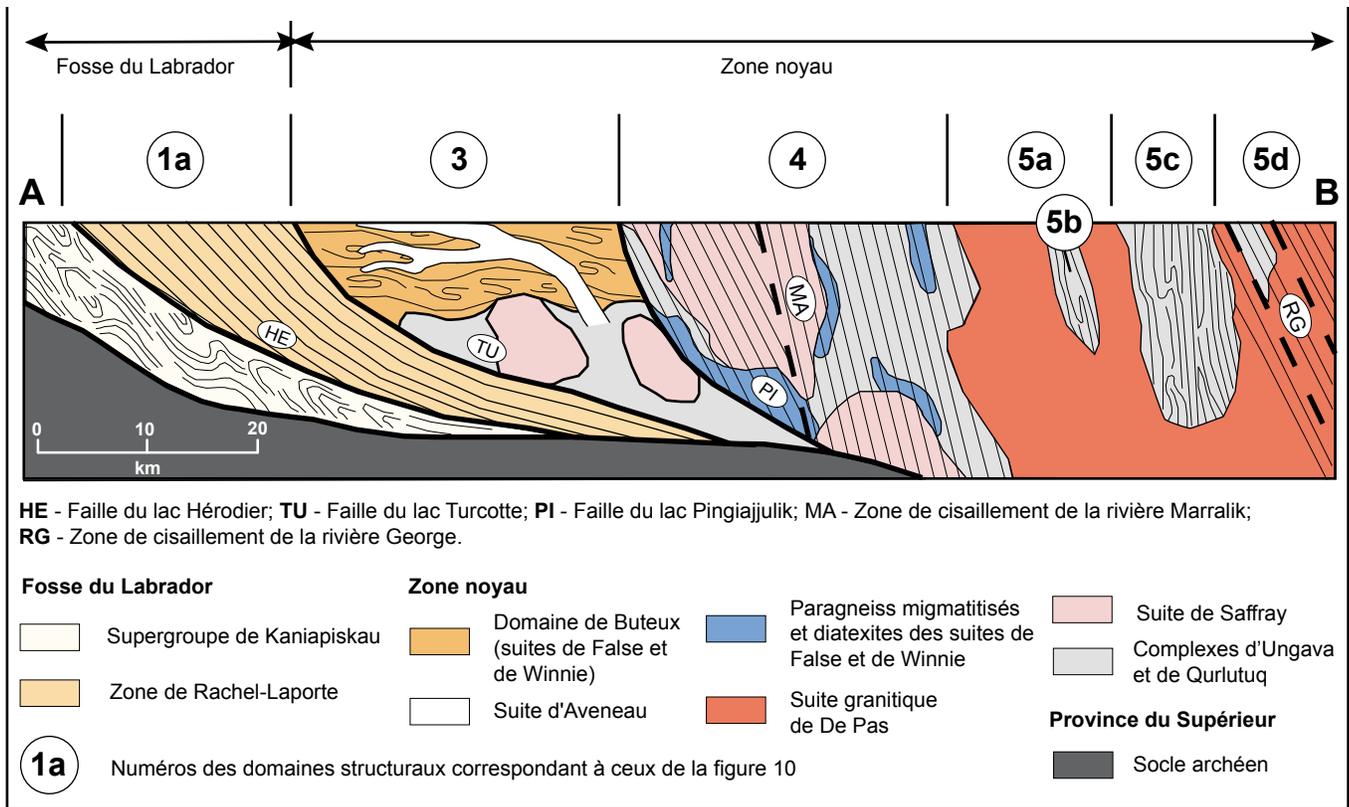


FIGURE 11 - Coupe structurale schématique de la région selon la position AB sur la figure 10 (échelle verticale non respectée).

de la foliation (figure 11). Enfin, le sous-domaine 5d correspond au couloir d'influence de la Zone de cisaillement de la rivière George dans les roches intrusives du De Pas. Les pôles de la foliation forment des maximums en bordure du stéréogramme indiquant un plan moyen de foliation NW-SE à très fort pendage vers le nord-est ($F : 318/73$), parallèle à la direction générale de la zone de cisaillement (figure 11). Un contexte structural similaire a été identifié plus au nord dans le prolongement de la Zone de cisaillement de la rivière George (Simard *et al.*, 2013).

Les failles régionales

Les grandes failles régionales appartiennent à deux types principaux : les failles de chevauchement localisées dans la partie ouest de la région, près de la limite avec la Fosse du Labrador, et les zones de cisaillement qui affectent les unités de la Zone noyau dans le secteur est de la région (figures 4, 10 et 11; carte hors-texte). Toutes ces structures ont une orientation générale NW-SE. Dans la Zone de Rachel-Laporte, les complexes archéens se trouvent à l'intérieur d'une grande nappe de charriage limitée par des failles de chevauchement. Finalement, des zones de déformation E-W affectent la partie nord du Domaine de Buteux.

Les failles de chevauchement

Les failles de chevauchement ont affecté les roches de la Fosse du Labrador et la bordure ouest de la Zone noyau. Ces failles auraient eu un mouvement chevauchant précoce, lors de la phase de déformation D1, suivi d'un mouvement de décrochement dextre (phase D3) vers la fin de la période orogénique (Clark et Wares, 2004) autour de 1,79 Ga (Machado *et al.*, 1989; Dunphy et Skulski, 1996; James et Dunning, 2000). Trois grandes failles de chevauchement NW-SE traversent la région. Ce sont, d'ouest en est, les failles du lac Hérodier, du lac Turcotte et du lac Pingiajjulik. Ces failles correspondent généralement à des linéaments magnétiques plus ou moins nets sur les cartes aéromagnétiques régionales. On retrouve aussi, dans la partie nord de la région, l'extrémité sud des failles du lac Olmstead et du lac Gabriel.

Faille du lac Hérodier

La Faille du lac Hérodier (Clark et Wares; 2004) correspond à une grande structure chevauchante régionale qui marque la limite entre les roches du Supergroupe de Kaniapiskau, à l'ouest, et leurs équivalents métamorphisés de la Zone de Rachel-Laporte, à l'est (figures 10 et 11). Cette faille s'étend de la Province de Grenville, au sud, jusqu'à la limite nord de la Fosse du Labrador (Hoffman, 1988; Wardle *et al.*, 1990a). Clark et D'Amours (2012) mentionnent que

cette faille est affectée par un plissement asymétrique en Z résultant de la déformation de type transpression dextre qui est à l'origine des grandes structures de la Fosse et de la partie ouest de la Zone noyau.

Faille du lac Turcotte

La Faille du lac Turcotte (Poirier, 1989) marque la limite est de la Zone de Rachel-Laporte. Poirier (1989) mentionne la présence de zones mylonitiques le long de son tracé et considère qu'il s'agit d'une structure majeure associée à une phase de déformation précoce, puis plissée lors d'une phase subséquente. Elle a été interprétée comme étant le site de juxtaposition et de chevauchement de la Zone noyau sur la Zone Rachel-Laporte (figure 11; Poirier *et al.*, 1990, Perreault et Hynes, 1990).

Faille du lac Pingiajjulik

La Faille du lac Pingiajjulik a été tracée au nord-est du lac Gabriel (Poirier, 1989; Poirier *et al.*, 1990; Perreault et Hynes, 1990; Simard *et al.*, 2013) où elle est considérée comme une structure importante qui sépare deux blocs lithotectoniques. Elle est caractérisée par des textures mylonitiques et une forte recristallisation (Poirier, 1989). Un mouvement dextre a été déterminé le long de la faille par des ombres de pression autour de porphyroblastes (Perreault et Hynes, 1990). Dans notre région, la Faille du lac Pingiajjulik marque la limite orientale du Domaine de Buteux, (figures 10 et 11). Comme pour les autres failles de chevauchement, elle est associée à une phase de déformation précoce, puis plissée par des phases de déformation subséquentes. À plusieurs endroits, elle est masquée par les intrusions tardives des suites d'Avenau et de Dancelou.

Faille du lac Olmstead

La Faille du lac Olmstead (Goulet, 1987 et 1995) est une structure régionale qui affecte les roches de la Supersuite de Laporte à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte, dans la région de Kuujuaq et de la baie d'Ungava, au nord (Simard *et al.*, 2013). Cette faille correspond à un corridor de déformation d'environ 1 km d'épaisseur qui contient des zones de cisaillement caractérisées par la présence de textures mylonitiques et de fabriques C-S suggérant un mouvement dextre (Poirier, 1989). Dans le nord de notre région, la Faille du lac Olmstead se joint à celle du lac Turcotte (figure 10).

Faille du lac Gabriel

La Faille du lac Gabriel a été interprétée par Simard *et al.* (2013) comme une faille de chevauchement qui marque la limite entre les domaines paléoprotérozoïques de Gabriel et de Baie aux Feuilles, juste au nord de notre région. Ces auteurs ont reconnu plusieurs affleurements cisailés à proximité de la faille, mais n'ont pu déterminer

son mouvement. Dans la partie nord de notre région, cette structure est tronquée et se bute sur d'importantes zones de déformation E-W (décrites ci-dessous).

Zone de cisaillement

Zone de cisaillement de la rivière George

La Zone de cisaillement de la rivière George (Van der Leeden, 1994 et 1995) est une grande structure régionale qui traverse la partie centrale de la Zone noyau sur toute sa longueur (figure 1). Elle a été décrite à plusieurs endroits dans la partie sud de la Zone noyau (Owen, 1989; Danis, 1991; Tanner, 1992; Hammouche *et al.*, 2011), et dans la partie nord (Simard *et al.*, 2013; Bardoux *et al.*, 1998). Ce cisaillement est caractérisé par des zones mylonitiques recristallisées atteignant 4 km de largeur, dans lesquelles des plans de cisaillement abrupts (70 à 90°) contiennent une linéation faiblement plongeante (< 25°) vers le sud-est et des indicateurs cinématiques indiquant un mouvement dextre (Simard *et al.*, 2013; Bardoux *et al.*, 1998). L'âge du cisaillement est évalué autour de 1800 Ma (Isnard *et al.*, 1998; Bardoux *et al.*, 1998).

Plusieurs zones de déformation associées à la Zone de cisaillement de la rivière George affectent les unités de la Suite granitique de De Pas ainsi que les complexes d'Ungava et de Qurlutuq, sur une largeur pouvant atteindre 15 km dans la partie nord-est de la région (figures 10 et 11). Ces zones, d'épaisseur décimétrique à hectométrique, sont caractérisées par un rubanement tectonique, une texture mylonitique et par la présence de blastomylonites dans lesquelles flottent des porphyroclastes de feldspath potassique recristallisés. Par endroits, ces porphyroclastes forment des sigmoïdes indiquant un mouvement dextre. L'étirement de ces derniers ainsi que l'alignement des tiges de quartz soulignent une linéation vers le sud-est. Dans ces zones, les injections et les dykes de granite et de pegmatite sont réorientés ou boudinés.

Zone de cisaillement de la rivière Marralik

La Zone de cisaillement de la rivière Marralik est une nouvelle structure régionale NW-SE que nous avons identifiée dans la partie centrale de la région. L'influence de cette faille est mise en évidence par la réorientation du grain structural de E-W à NW-SE, à l'intérieur du domaine 4 (figure 10). Cette réorientation est bien visible sur la carte aéromagnétique régionale en raison des fortes anomalies associées aux intrusions de la Suite de Saffray (figure 5). Les quelques rares affleurements rencontrés dans le sillon de ce couloir de déformation sont très déformés à mylonitiques. Toutefois, de façon générale, cette grande structure régionale est mal exposée. La Zone de cisaillement de la rivière Marralik semble représenter le prolongement vers le nord de la Faille du lac Tudor (figure 1; Wardle *et al.*, 2002), une grande zone de cisaillement reconnue plus au sud (Van der Leeden *et al.*, 1990). Cette grande structure régionale

(Marralik–Tudor) correspondrait à une suture importante liée à la collision de la Province du Supérieur avec la Zone noyau (Clark et Wares, 2004; Corrigan *et al.*, 2009).

Nappes de charriage

Les complexes de gneiss archéens, en contact structural avec les roches paléoprotérozoïques de la Supersuite de Laporte, correspondraient à des nappes de charriage transportées vers le nord-ouest (Moorhead, 1989; Moorhead et Hynes, 1990). Par la suite, elles auraient été déformées par une succession de plis NW-SE à plongement vers le sud-est, semblables à ceux qui affectent l'ensemble de la Fosse du Labrador. Les complexes archéens de Renia et de Highfall forment une de ces grandes nappes (figure 10). À l'intérieur de celle-ci, les gneiss tonalitiques du Complexe de Renia chevauchent en partie les intrusions potassiques foliées à gneissiques plus jeunes du Complexe de Highfall.

Zones de déformation E-W

Les zones de déformation E-W, localisées dans la partie nord-ouest de la région, marquent la limite nord du Domaine de Buteux et la limite sud des domaines de Baie aux Feuilles et de Gabriel (figures 4 et 10). Ces zones de déformation et certaines sections de la Faille du lac Pingiajjulik dans ce secteur forment une discontinuité magnétique régionale importante (figure 5) qui coïncide avec un changement compositionnel et structural à l'intérieur des roches archéennes de la Zone noyau non-divisée. Au nord de cette discontinuité, les gneiss tonalitiques archéens du Complexe d'Ungava constituent la lithologie dominante et présentent une foliation NW-SE à NNE-SSW subhorizontale ou à faible pendage (Simard *et al.* 2013). Au sud, les grandes masses plutoniques archéennes plus jeunes de la Suite de Saffray prédominent et présentent une foliation abrupte E-W (domaine 4). Il est possible que cette grande discontinuité régionale E-W ait une origine archéenne. En effet, cette dernière se poursuit dans le craton archéen de la Province du Supérieur, à l'ouest de la Fosse du Labrador, et marque également la limite entre deux grands domaines lithotectoniques : le Domaine de Douglas Harbour, au nord, et le Domaine d'Utsalik, au sud. Le Domaine de Douglas Harbour comprend de grandes unités de tonalite dont les âges (2879 à 2772 Ma, Simard *et al.*, 2008) sont similaires à ceux des gneiss tonalitiques du Complexe d'Ungava. Le Domaine d'Utsalik est constitué principalement de roches intrusives charnockitiques et potassiques (2730 à 2677 Ma, Simard *et al.*, 2008), avec une concentration d'intrusions plus jeunes (2702 à 2677 Ma), dont la composition, l'âge et le grain structural E-W s'apparentent à la Suite de Saffray (2695 ± 21 Ma; domaine 4).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La Fosse du Labrador a fait l'objet de nombreuses campagnes d'exploration minière depuis la fin des années trente en réponse à la découverte d'importantes minéralisations ferrifères dans le secteur de Schefferville. Ces travaux ont mené à la mise au jour de nouveaux sites minéralisés en fer ainsi que de plusieurs indices de métaux précieux et usuels. Durant les années 80, de nombreux travaux à caractère économique, comprenant des levés géologiques au 1/10 000 (Wares et Berger, 1987; Wares *et al.*, 1988; Wares et Goutier, 1989 et 1990) et des études métallogéniques (Fournier, 1981, 1983 et 1985) ont été réalisés dans la partie nord de la Fosse du Labrador. La géologie et la gîtologie de l'Orogène du Nouveau-Québec sont décrites dans Clark (1994) et un document synthèse (Clark et Wares, 2004) présente l'ensemble des indices minéralisés de la partie québécoise de la fosse.

Les travaux d'exploration ont été beaucoup moins importants dans la partie est de la fosse (Zone de Rachel-Laporte) et dans la Zone noyau. À l'été 1998, un projet de vérification régionale d'anomalies de sédiments de fond de lac a été effectué par Falconbridge (Lessard, 2001). Des teneurs anormales ont été obtenues dans quelques échantillons prélevés sur des affleurements de roches ultramafiques et de gneiss, mais aucune zone d'intérêt économique n'a été considérée. Par la suite, un vaste levé magnétique aéroporté, couvrant l'ensemble de la Zone noyau de la région du lac Saffray, a été réalisé par WMC International (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001). Ces travaux, qui avaient pour cibles les minéralisations de Ni-Cu associées à des filons-couches mafiques et ultramafiques, comprenaient aussi de la prospection, de la cartographie, de la géophysique au sol, des forages et de la géochimie de sol, de till, et d'humus. Ces travaux, qui ont mené à la découverte de deux indices localisés à l'extrémité sud-est de notre région (sites 9 et 10, figure 12 et tableau 2), n'ont toutefois pas été poursuivis. Un projet d'exploration pour l'uranium à partir des anomalies de fond de lac et d'une compilation géologique et géophysique a aussi été réalisé par Azimut en 2007 (Lalancette et Girard, 2008). Plusieurs indices ont été mis au jour dans la région située juste à l'est de notre territoire. Enfin, une réanalyse de sédiments de fond de lac (Maurice et Labbé, 2009) a permis de rehausser les limites de détection de plusieurs éléments (notamment Au, Ce, La, Li et Y).

Nos travaux ont mené à la découverte de plusieurs sites d'intérêt économique (figure 12 et tableau 2), dont certains sont associés à des anomalies de sédiments de fond de lac (tableau 2) identifiées à la suite du traitement des résultats d'analyse par Lamothe (2009 et 2010). Ces sites d'intérêt ont été regroupés en cinq catégories, selon la roche hôte et le type de minéralisation : 1) minéralisations en Cu-Zn ± Mo associées aux roches volcano-sédimentaires de la Supersuite de Laporte; 2) minéralisations en Cu-Ni ± ÉGP associées à des intrusions mafiques ou ultramafiques; 3) minéralisations en Ni-Cr-ÉGP associées à une intrusion ultrama-

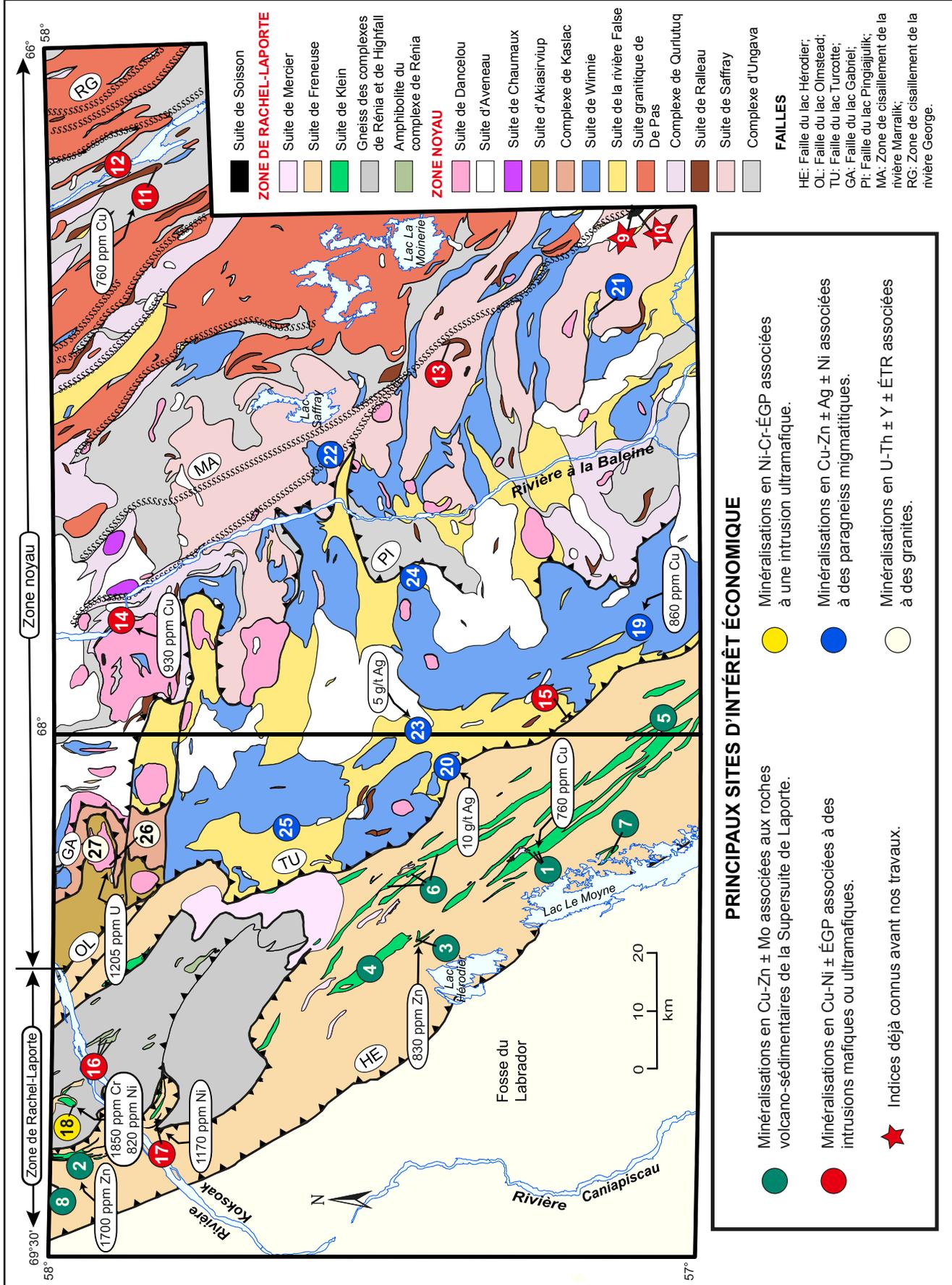


FIGURE 12 - Localisation des principaux sites d'intérêt économique de la région du lac Saffray. Les numéros font référence aux sites décrits au tableau 2.

#	Nom / no affleurement	Feuillet SNRC Estant/Nordant	Description	Teneurs
Minéralisations en Cu-Zn ± Mo associées aux roches volcano-sédimentaires de la Supersuite de Laporte				
1	Le Moyne Nord (SB-2137, 2135 et 2138)	24F08 540671 / 6345668	Niveaux rouillés décimétriques à métriques dans une amphibolite injectée par des veines de quartz, carbonates et chlorite. 5-7 % PY-PO, 1 % CP.	760 ppm Cu; 130 ppm Zn
2	Kawasikustau (SB-2076, LB-4205, 4206 et 4207)	24F14 485149 / 6424477	Plusieurs zones rouillées réparties sur 50 m x 20 m au contact entre un schiste graphiteux et une amphibolite. Fortes altérations en silice et chlorite. 20-45 % PO-PY, tr CP-SP. Anomalies de sédiments de lac en Y, Ni et Cu.	1700 ppm Zn et 100 ppm Mo; 1390 ppm Zn et 150 ppm Mo; 200 ppm Cu et 40 ppb Pt
3	Hérodier Nord (SB-2120)	24F07 524689 / 6366215	Niveaux rouillés décimétriques à métriques dans un basalte amphibolitisé. Altération en chlorite-calcite-grenat et injections de veinules millimétriques de calcite-quartz-grenat. < 20 % PO-PY.	830 ppm Zn; 130 ppm Cu
4	Papirutalik (SB-2118)	24F10 519788 / 6374755	Plusieurs niveaux rouillés métriques dans un basalte amphibolitisé. Altérations en épidote-carbonates. < 12 % PO-PY.	170 ppm Zn et 100 ppm Cu
5	Jo (IL-3209)	24G04 563453 / 6324672	Zone rouillée (10 m x 50 m x > 100 m) très fortement magnétique dans un basalte amphibolitisé, schisteux. 5-10 % PO-PY.	140 ppm Cu
6	Hérodier Est (FL-7017, LB-4115 et BC-6128)	24F08 533845 / 6371677	Plusieurs zones rouillées décimétriques à métriques dans des amphibolites et des paragneiss. 1-5 % PO-PY. Anomalies de sédiments de lac en As et Li.	110 ppm Cu et 190 ppm Zn
7	Le Moyne Est (BC-6135)	24F01 540649 / 6332755	Zone rouillée (20 m x 25 m) dans une séquence schisteuse d'amphibolites et de métasédiments. 1-5 % PO-PY. Anomalies de sédiments de lac en Mo, U et Li.	200 ppm Zn et 70 ppm Mo
8	Dupuy (LB-4065)	24F14 480160 / 6427402	Zones rouillées métriques dans une séquence de schiste argileux à GP-PY. Anomalies de sédiments de lac en Cu, Y, U et La.	30 ppm Cu et 50 ppm Zn
Minéralisations en Cu-Ni ± ÉGP associées à des intrusions mafiques ou ultramafiques				
9	Indice Papavoine Ouest	24G02 650297 / 6331023	Troctolite renfermant entre 1 et 8 % PO, < 2 % CP et < 2 % PD (McKinnon-Mathews <i>et al.</i> , 2001). Anomalies de sédiments de lac en Ni et Cu.	5774 ppm Ni sur 1 m; 4857 ppm Cu et 108 ppb ÉGP sur 0,7 m
10	Indice QPD01007	24G02 650907 / 6330631	Gabbro et troctolite renfermant jusqu'à 25 % PO et 1 % CP (McKinnon-Mathews <i>et al.</i> , 2001). Anomalies de sédiments de lac en Ni et Cu.	3875 ppm Ni et 2620 ppm Cu sur 1 m
11	Tasirpak (SB-2223)	24G16 656604 / 6413131	Zone rouillée décimétriques à métriques dans un gabbro. 5 % PO, tr CP.	760 ppm Cu
12	Uqaituk (DB-1126)	24G16 658195 / 6419508	Zone rouillée (10 m x 5 m) dans un gabbro amphibolitisé. 2-5 % PO-PY.	200 ppm Cu et 90 ppm Ni
13	Marralik sud (CT-5236)	24G07 628038 / 6361051	Plusieurs niveaux rouillés décimétriques dans un gabbro amphibolitisé. 5-7 % PO.	480 ppm Ni et 60 ppm Ni
14	Sarvakuutaaq (CT-5001)	24G13 579166 / 6419290	Zone rouillée (500 m x 500 m) dans un leucogabbro injecté de veines de quartz centimétriques. 5-10 % PO, < 1 % CP. Anomalies de sédiments de lac en Cu et Ni.	930 ppm Cu et 107 ppm Ni
15	Glover (SB-2148)	24G04 563164 / 6341707	Leucogabbro fortement altéré (séricite-silice-grenat). 5-10 % PO-PY.	50 ppm Cu et 50 ppm Ni
16	Scattered (SB-2064, 2065 et 2066)	24F15 506962 / 6419193	Zones rouillées (1-10 m) sur trois affleurements de gabbro amphibolitisé. 2-5 % PY-PO ± CP. Anomalies de sédiments de lac en Ni et Mo.	130 ppm Cu, 100 ppm Ni et 16 ppb ÉGP
17	Chakawapin (LB-4060)	24F14 492738 / 6410179	Nombreuses zones rouillées métriques à décamétriques dans un schiste à actinote très magnétique. < 1 % SF.	1170 ppm Ni et 40 ppm Cu
Minéralisations en Ni-Cr-ÉGP associées à une intrusion ultramafique				
18	Koksoak (IL-3208)	24F14 495491 / 6424796	Zones rouillées métriques à décamétriques au contact entre une intrusion ultramafique différenciée et un métasédiment à grenat. 1-5 % PO.	821 ppm Ni et 52 ppb ÉGP; 1848 ppm Cr

#	Nom / no affleurement	Feuillet SNRC Estant/Nordant	Description	Teneurs
Minéralisations en Cu-Zn ± Ag ± Ni associées à des paragneiss migmatitiques				
19	SB-2154-12	24G04 580678 / 6329253	Zone rouillée (>3 m) dans un paragneiss migmatitisé à graphite préservé dans une diatexite. <1 % CP.	860 ppm Cu, 120 ppm Zn et 610 ppm Ni
20	Souel (BC-6094)	24F08 555649 / 6361345	Zone rouillée (10 m x 15 m) dans un paragneiss. Altérations en carbonates. <5 % PO-PY.	10 g/t Ag, 190 ppm Cu et 120 ppm Zn
21	Torcapel (BC-6194)	24G02 632795 / 6336794	Niveau rouillé (40 cm) dans un paragneiss à sillimanite-grenat-graphite. 5 % PO-PY-CP.	440 ppm Cu et 150 ppm Zn
22	Saffray Ouest (FL-7012)	24G11 608582 / 6381894	Zone rouillée (200 m x 50 m) dans un paragneiss à sillimanite-grenat-graphite. 1-5 % PO-PY. Anomalies de sédiments de lac en Au.	90 ppm Zn et 30 ppm Cu
23	SB-2129	24G05 561243 / 6365624	Zones rouillées (10 cm-3 m) dans un paragneiss à sillimanite-grenat altéré (chlorite-silice) et injecté de granite pegmatitique. 2-6 % PO-PY-CP.	5 g/t Ag, 460 ppm Cu et 340 ppm Zn
24	CT-5131	24G05 586877 / 6367281	Niveaux rouillés à pyrrhotite, de largeur décimétrique à métrique, dans un paragneiss. 1-5 % PO-PY. Anomalies de sédiments de lac en Ni, Mo, Li et U.	420 ppm Cu et 140 ppm Zn
25	Maxi (IL-3045)	24F09 544818 / 6390278	Zone rouillée (500 m x 1-6 m x 5-25 m) dans un paragneiss graphitique injecté de veines de quartz. 1-5 % PO.	110 ppm Cu et 190 ppm Zn
Minéralisations en U-Th ± Y ± ÉTR associées à des granites				
26	Indice Urani 22 (IL-3500-11)	24F16 536971 / 6418609	Granite hétérogène riche en schlierens de biotite et renfermant des enclaves, décimétriques à métriques, de paragneiss. Jusqu'à 22000 cps en affleurement. Anomalies de sédiments de lac en U.	1205 ppm U, 218 ppm Th, 332 ppm Y et 649 ppm ÉTR
27	IL-3501-11	24F16 537797 / 6422500	Granite rose massif et homogène. Jusqu'à 2500 cps en affleurement. Anomalies de sédiments de lac en U.	87 ppm U et 48 ppm Th

CP: chalcopryrite; GP: graphite; PD: pentlandite; PO: pyrrhotite; PY: pyrite; SF: sulfures; SP: sphalérite.

figure; 4) minéralisations en Cu-Zn ± Ag ± Ni associées à des paragneiss migmatitiques; et 5) minéralisations en U-Th ± Y ± ÉGP associées à des granites. Certains sites sont localisés le long de failles régionales (figure 12). Ces structures pourraient avoir joué un rôle dans la mise en place ou la remobilisation de la minéralisation.

Minéralisations en Cu-Zn ± Mo associées aux roches volcano-sédimentaires de la Supersuite de Laporte

La Supersuite de Laporte (figure 11) est considérée comme une cible d'intérêt économique d'envergure régionale (Simard *et al.*, 2013). Les contextes de minéralisation associés à cette supersuite s'apparentent à ceux décrits dans les roches équivalentes de la Fosse du Labrador et reconnues pour leur potentiel économique varié (Fournier, 1981, 1983 et 1985; Clark et Wares, 2004). Nos travaux ont permis la mise au jour de 8 nouveaux sites d'intérêt économique (sites 1 à 8, figure 12 et tableau 2) confirmant le potentiel économique de la Supersuite de Laporte. Ces sites d'intérêt correspondent à des zones rouillées et sulfurées, de largeur décimétrique à décimétrique, généralement associées aux unités d'amphibolites de la Suite de Klein (pPkle) et souvent à proximité du contact avec les paragneiss et les paraschistes

de la Suite de Freneuse (pPfru). Les zones minéralisées coïncident avec des linéaments magnétiques NNW-SSE qui s'étendent souvent sur plusieurs kilomètres de longueur.

Au site 1, à l'est du lac Le Moyne, plusieurs niveaux rouillés de largeur décimétrique à métrique, contenus dans une amphibolite, ont été observés sur trois affleurements répartis sur une largeur de 3 km. Ces niveaux sont associés à des linéaments magnétiques subparallèles de quelques kilomètres de longueur. L'amphibolite est injectée par des veinules millimétriques de quartz, carbonates et chlorite ainsi que par des dykes de granite pegmatitique à tourmaline et apatite. Les sulfures, disséminés, en amas submillimétriques ou en lamines, sont constitués de 5 à 7 % de pyrite et pyrrhotite et d'un peu de chalcopryrite (< 1 %).

Le site 2 correspond également à plusieurs zones rouillées et sulfurées réparties le long d'un linéament magnétique de 2 km de longueur. Ces zones se trouvent au contact entre un paraschiste graphitique et une amphibolite à grenat. Les zones les plus riches en sulfures se concentrent dans un secteur couvrant une superficie de 20 m par 50 m (photo 9, en annexe). La minéralisation en sulfures se présente sous forme disséminée (15 à 20 %) ou en horizons métriques semi-massifs (> 45 %). Les sulfures se composent de 90 % de pyrrhotite et de 10 % de pyrite sous forme de reliques dans la pyrrhotite, de veinules ou de grains idiomorphes tardifs. Le paraschiste et l'amphibolite qui se trouvent à

proximité des zones de sulfures montrent des altérations en silice et en chlorite. Une dizaine d'échantillons choisis dans ce secteur ont retourné des teneurs anormales en zinc (entre 500 et 1700 ppm).

Aux sites 3 et 4, les niveaux rouillés et sulfurés, de largeur décimétrique à métrique, sont à l'intérieur de basaltes amphibolitisés dans lesquels se trouvent également des niveaux de métasédiments à biotite, muscovite et grenat. À proximité des zones rouillées, le basalte est schisteux, fortement altéré en calcite, chlorite, épidote et grenat et injecté de veinules millimétriques de quartz \pm calcite \pm grenat. Les sulfures (pyrrhotite et pyrite) se présentent sous forme disséminée et en fines lamines parallèles à la schistosité. Le site 5 est associé à un linéament magnétique de plus de 20 km de longueur. Il consiste en une zone rouillée fortement magnétique de 10 m d'épaisseur, 50 m de largeur et quelques centaines de mètres de longueur. Cette zone rouillée se trouve dans un basalte amphibolitisé schisteux et renferme 5 à 10 % de pyrrhotite et de pyrite disséminées ou en veinules ainsi que des traces de chalcopryrite.

Aux sites 6 et 7, les niveaux rouillés sont à l'intérieur de séquences schisteuses d'amphibolites et de métasédiments à biotite et muscovite. Ils renferment de 1 à 5 % de sulfures disséminés, principalement de la pyrrhotite et de la pyrite. Le site 6 comprend plusieurs zones rouillées, atteignant 5 m de largeur, identifiées sur trois affleurements distribués sur une distance de 10 km le long d'un linéament magnétique d'envergure régionale. Le site 7 correspond à une zone rouillée de 20 m de largeur sur 25 m de longueur. Finalement, le site 8 correspond à un affleurement de schiste argileux et de paragneiss contenant de nombreuses zones rouillées métriques, graphiteuses et à pyrite disséminée.

Minéralisations en Cu-Ni \pm ÉGP associées à des intrusions mafiques ou ultramafiques

Avant nos travaux, deux indices de Cu-Ni de type magmatique avaient été identifiés dans le sud-est de notre région (sites 9 et 10, figure 12 et tableau 2). Ces indices, découverts par la compagnie WMC International en 2000 et 2001 (McKinnon-Matthews *et al.*, 2001), n'ont pas été visités lors de nos travaux. Ils se trouvent dans une intrusion mafique non déformée et à texture subophitique que nous avons assignée à la Suite de Soisson (mPsoi). Selon McKinnon-Matthews *et al.* (2001), la composition de l'intrusion varie de gabbronorite à troctolite. À l'indice Papavoine Ouest (site 9), la minéralisation consiste en pyrrhotite (1 à 8 %), chalcopryrite (jusqu'à 2 %) et pentlandite (< 2 %). Dans le forage QPD01007 (site 10), McKinnon-Matthews *et al.*, (2001) décrivent des niveaux métriques renfermant jusqu'à 25 % de pyrrhotite et 1 % de chalcopryrite.

Nos travaux ont permis de mettre au jour de nouvelles minéralisations en Cu-Ni à l'intérieur des autres unités mafiques de la région, principalement dans les gabbros amphibolitisés de la Suite de Ralleau (ApPrall), dans des

gabbros amphibolitisés du Complexe de Rénia (Area2) ainsi que dans un niveau ultramafique (pPkle2) à l'intérieur des amphibolites de la Suite de Klein.

Cinq sites d'intérêt ont été trouvés dans des lambeaux kilométriques de gabbro et de diorite assignés à la Suite de Ralleau (sites 11 à 15, figure 12 et tableau 2). Au site 11, les zones rouillées sont de largeur décimétrique à métrique et renferment environ 5 % de sulfures en amas submillimétriques, principalement de la pyrrhotite avec un peu de chalcopryrite. Au site 12, la minéralisation (2 à 5 % de pyrrhotite et de pyrite) est disséminée dans une zone rouillée de 5 m de largeur sur 10 m de longueur. Le site 13 compte plusieurs niveaux décimétriques rouillés qui renferment entre 5 et 7 % de pyrrhotite finement disséminée ainsi que des traces de chalcopryrite. Le leucogabbro du site 14 est rouillé sur l'ensemble de l'affleurement (photo 10, en annexe), qui fait environ 500 m sur 500 m et est injecté par des veines de quartz centimétriques. La roche est très magnétique et renferme entre 5 et 10 % de pyrrhotite et jusqu'à 1 % de chalcopryrite. Dans le secteur du site 15, deux affleurements rouillés distants d'environ 950 m sont localisés le long d'un linéament magnétique NW-SE d'environ 2 km de longueur. Le leucogabbro est fortement altéré (séricite, silice et grenat) et renferme 5 à 10 % de sulfures disséminés, essentiellement de la pyrrhotite et de la pyrite.

Le site 16 comprend trois affleurements de gabbro amphibolitisé répartis sur une distance de près de 3 km, à l'intérieur de l'unité Area2 du Complexe de Rénia. La minéralisation consiste en sulfures disséminés (2 à 5 %) dans des zones rouillées de 1 à 10 m de largeur. Des altérations en épidote et des veines de quartz sont localement observées. Au site 17, les zones rouillées font au moins 10 m de longueur sur 2 m de largeur. Elles semblent associées à un niveau ultramafique de l'unité pPkle2 de la Suite de Klein, fortement altéré et transformé en schiste à actinote, magnétite et grenat.

Minéralisations en Ni-Cr-ÉGP associées à une intrusion ultramafique

Le site d'intérêt 18 est associé à une intrusion ultramafique différenciée assignée à la Suite de Klein (pPkle2). L'intrusion affleure sur une superficie d'au moins 200 m sur 500 m et correspond à une anomalie magnétique positive N-S de 4 km de longueur sur 800 m de largeur. Cette intrusion est en contact avec un métasédiment de la Suite de Freneuse (pPfru). Au contact sud, un horizon rouillé d'environ 20 m de largeur a été suivi sur plus de 100 m de longueur (photo 11, en annexe). Dans cette zone, le métasédiment est très riche en grenat et renferme environ 5 % de sulfures (pyrrhotite et pyrite) disséminés, en filonnets ou en lamines millimétriques à centimétriques. D'autres zones rouillées métriques à décimétriques ont aussi été observées à l'intérieur de l'intrusion ultramafique et à son contact nord.

Minéralisations en Cu-Zn ± Ag ± Ni associées à des paragneiss migmatitiques

Plusieurs zones rouillées et sulfurées ont été observées à l'intérieur des paragneiss migmatitiques de la Suite de la rivière False (pPfas) et les sites 19 à 25 (figure 12 et tableau 2) se sont démarqués par leurs dimensions importantes ou par leurs teneurs anormales. Au site 19, la zone rouillée fait au moins 3 m de largeur et se retrouve dans un niveau de paragneiss graphitique situé sur le flanc sud-est d'un affleurement de diatexite assigné à la Suite de Winnie (pPwii). Le site 20 correspond à une zone rouillée de 10 m de largeur et visible sur 15 m de longueur. La zone est encaissée dans un paragneiss rubané localement fortement altéré en carbonates. Les niveaux minéralisés sont magnétiques et contiennent jusqu'à 5 % de sulfures (pyrrhotite et pyrite).

Aux sites 21 et 22, les zones rouillées renferment de 1 à 5 % de sulfures disséminés et sont associées à des paragneiss à biotite, graphite, sillimanite et grenat. Au site 22, l'affleurement est rouillé sur environ 200 m de longueur et 50 m de largeur. Les paragneiss des sites 23 et 24 sont fortement injectés par du granite pegmatitique. Les zones rouillées sont de largeur décimétrique à métrique et renferment entre 1 et 6 % de sulfures disséminés, surtout de la pyrrhotite et de la pyrite, avec localement un peu de chalcopyrite. Au site 23, le paragneiss à sillimanite et grenat montre de fortes altérations en silice et chlorite. Le site 25 représente une importante zone rouillée observée dans des paragneiss fortement altérés et injectés par des veines de quartz centimétriques à décimétriques. Cette zone s'étend sur au moins 500 m de longueur, 5 à 25 m de largeur et 1 à 6 m d'épaisseur (photo 12, en annexe). Le paragneiss renferme entre 5 et 15 % de graphite, sous forme de paillettes millimétriques, et 1 à 5 % de pyrrhotite disséminée.

Minéralisations en U-Th ± Y ± ÉTR associées à des granites

Les minéralisations uranifères retrouvées dans la région ont été découvertes à l'été 2011 (Simard *et al.*, 2013) suite à la vérification sur le terrain d'anomalies radiométriques détectées lors d'un levé géophysique aérien réalisé par le MRN durant le même été (D'Amours et Intissar, 2012a). L'indice Urani 22 (D'Amours et Simard, 2012; Simard *et al.*, 2013) est localisé dans le secteur nord de la région (site 26, figure 12 et tableau 1). La minéralisation est disséminée sur une superficie d'au moins 125 m sur 50 m dans laquelle le spectromètre a donné des lectures supérieures à 3000 coups par seconde (cps) et atteignant localement entre 15000 cps et 22000 cps. Les meilleures lectures du spectromètre sont reliées à la présence d'une phase jaunâtre diffuse contenue dans un granite blanc grisâtre à l'aspect de mobilisat ainsi que dans les passages pegmatitiques. Ce granite est hétérogène, renferme des schlierens de biotite et montre un pourcentage de potassium très variable, passant de 3,5 % à

6,6 % K₂O sur de courtes distances. On observe aussi des niveaux et enclaves, de largeur décimétrique à métrique, de paragneiss riche en quartz, finement grenu, granoblastique et rubané. Le site 27 se situe à environ 4 km au nord d'Urani 22. Cet affleurement est majoritairement composé de granite rose riche en feldspath potassique et renfermant aussi quelques enclaves de paragneiss. Les lectures du spectromètre n'ont pas dépassées 2500 cps.

CONCLUSIONS

Les travaux de l'été 2012 ont permis de produire la carte géologique du secteur du lac Saffray à l'échelle de 1/250 000, d'établir le cadre stratigraphique et structural de cette région et d'en évaluer le potentiel minéral. La région couvre une partie de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau à l'intérieur de la Province de Churchill. La Zone de Rachel-Laporte est un domaine paléoprotérozoïque qui correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador tandis que la Zone noyau est un ancien craton archéen déformé et remodelé au Paléoprotérozoïque.

Les roches volcano-sédimentaires métamorphisées d'âge paléoprotérozoïque de la Zone de Rachel-Laporte sont assignées à la Supersuite de Laporte et considérées comme des équivalents métamorphisés du Supergroupe de Kaniapiskau de la Fosse du Labrador. La Supersuite de Laporte comprend les roches métasédimentaires de la Suite de Freneuse et les roches mafiques, d'origine intrusive et effusive, de la Suite de Klein. Les complexes archéens de Rénia (2692 Ma) et de Highfall (2693 Ma) sont interprétés comme appartenant à une nappe de charriage en contact de faille avec les roches de la Supersuite de Laporte.

La partie ouest de la Zone noyau a été divisée en trois domaines paléoprotérozoïques interprétés comme des écaillés limitées par des failles de chevauchement. L'extrémité sud des domaines de Gabriel et de Baie aux Feuilles se trouve dans la partie nord de la carte. Le Domaine de Gabriel se compose de roches métasédimentaires alors que celui de Baie aux Feuilles est majoritairement constitué d'intrusions felsiques à intermédiaires, granoblastiques et fortement foliées. Le Domaine de Buteux est un nouveau domaine paléoprotérozoïque défini par nos travaux. Il est constitué de paragneiss migmatitiques et de diatexites assignés respectivement à la Suite de la rivière False et à la Suite de Winnie (1838 Ma).

La Zone noyau non divisée, à l'est du Domaine de Buteux, est constituée d'unités archéennes à paléoprotérozoïques recoupées par des intrusions paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques. Les unités archéennes sont représentées par les gneiss tonalitiques à granitiques du Complexe d'Ungava (3031 à 2600 Ma) et par les roches intrusives potassiques très magnétiques, foliées à gneissiques, de la Suite de Saffray (2695 Ma). Les gneiss du Complexe d'Ungava ont subi un événement de fusion majeur au paléoprotérozoïque

(1820 à 1805 Ma) à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. Les roches métasédimentaires des suites de Winnie et de la rivière False, qui caractérisent le Domaine de Buteux, couvrent également une superficie importante à l'intérieur de la Zone noyau non divisée, entre les intrusions archéennes de la Suite de Saffray, suggérant qu'une couverture sédimentaire paléoprotérozoïque recouvrait le craton archéen avant la déformation régionale. La Zone noyau non divisée comprend aussi des unités plus restreintes de diorite et de gabbro amphibolisés (Suite de Ralleau) d'âge archéen à paléoprotérozoïque.

Parmi les unités intrusives paléoprotérozoïques de la Zone noyau non divisée, la Suite granitique de De Pas est la plus importante. Elle appartient au Batholite de De Pas (1840 à 1805 Ma), une intrusion syntectonique polyphasée reliée à un environnement d'arc magmatique continental, qui s'étend sur plus de 600 km à l'intérieur de la Zone noyau. Dans le nord de la région, deux petites intrusions anorthositiques ont été assignées au Pluton de Chaumaux (nouvelle unité). La Suite d'Aveneau (1817 à 1811 Ma) est la seconde unité intrusive paléoprotérozoïque en importance et elle s'étend également dans le Domaine de Buteux. Cette suite est constituée de roches intrusives blanchâtres de composition tonalitique à granitique. Elles correspondraient à un matériel évolué relié à l'événement de fusion à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq. De petites intrusions tardives de leucogranite assignées à la Suite de Dancelou recourent également les autres unités de la Zone noyau. Finalement, les intrusions mésoprotérozoïques de troctolite de la Suite de Soisson représentent l'unité la plus jeune de la région.

Les roches de la Fosse du Labrador ont enregistré les effets du dernier événement métamorphique paléoprotérozoïque majeur associé à l'orogénèse du Nouveau-Québec entre 1793 et 1783 Ma. On y observe une augmentation de l'intensité du métamorphisme, d'ouest en est, passant du faciès des schistes verts, dans les roches du Supergroupe de Kaniapiskau, au faciès des amphibolites dans la Zone de Rachel-Laporte. La partie occidentale de la Zone noyau a été affectée par un événement métamorphique important entre 1840 et 1830 Ma responsable de la fusion partielle des roches métasédimentaires de la Suite de la rivière False et de la production des diatexites de la Suite de Winnie. Plus à l'est, un second événement de fusion a affecté les gneiss du

Complexe d'Ungava entre 1820 et 1805 Ma. Cet événement est à l'origine des migmatites du Complexe de Qurlutuq et possiblement des intrusions blanchâtres de la Suite d'Aveneau. Les paragenèses observées dans les différentes unités de la Zone noyau sont conformes à un métamorphisme au faciès des amphibolites. Toutefois, considérant la température élevée atteinte durant les deux événements de fusion régionale, il est possible que le faciès des granulites ait été atteint à certains endroits.

Les roches de la région ont subi les effets de deux phases principales de déformation, d'âge paléoprotérozoïque, reliées à la collision oblique entre les cratons archéens de la Zone noyau et du Supérieur lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec (1,84 à 1,77 Ga). La phase compressive de la collision est à l'origine de la foliation régionale NW-SE déversée vers l'ouest, de la formation de plis couchés ou déversés et du développement de grandes failles de chevauchement qui limitent les écaïlles dans la partie ouest de la région. Cette phase aurait oblitéré, réaligné ou accentué les textures archéennes pré-existantes, sauf dans la partie centrale de la région où les intrusions de la Suite de Saffray présentent un grain structural E-W interprété comme un héritage archéen. La seconde phase de déformation est reliée à la composante oblique de la collision. Elle a généré un mouvement dextre tardif le long des failles de chevauchement. Elle est également responsable des grandes zones de cisaillement de la rivière George et de la rivière Marralik. Finalement, les roches de la région ont été affectées par de grands plis ouverts, tardifs, à faible plongée vers le sud-est.

Nos travaux ont permis la mise au jour de plusieurs sites d'intérêt économique à l'intérieur de la Zone de Rachel-Laporte et de la Zone noyau. Ces sites d'intérêt ont été regroupés en cinq catégories : 1) les minéralisations en Cu-Zn ± Mo associées aux roches volcano-sédimentaires de la Supersuite de Laporte; 2) les minéralisations en Cu-Ni ± ÉGP associées à des intrusions mafiques ou ultramafiques; 3) les minéralisations en Ni-Cr-ÉGP associées à une intrusion ultramafique; 4) les minéralisations en Cu-Zn ± Ag ± Ni associées à des paragneiss migmatitiques; et 5) les minéralisations en U-Th ± Y ± ÉGP associées à des granites. La majorité de ces sites appartiennent aux deux premières catégories et correspondent à des zones rouillées et sulfurées, métriques à décamétriques, dans lesquelles les sulfures sont finement disséminés ou en filonnets.

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 – Paléoproterozoic tectonics affecting archean lower crust of southern Ungava Bay. Eastern canadian shield onshore-offshore transect (ECSOOT), volume 68, pages 1-17.
- BELL, R. – LOW, A.P., 1900 – Map of the coast of Hudson Strait and Ungava Bay, district Franklin and Ungava. Commission Géologique du Canada; carte géologique polychrome 699.
- BÉRARD, J., 1965 – Région du lac Bérard, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-111, 172 pages, 2 plans.
- BOURQUE, Y., 1991 – Géologie de la région du lac Mira (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-08, 48 pages, 4 plans.
- CLARK, T., 1977 – Forbes lake area. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-452, 17 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1978 – Région du lac Hérodier. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-568, 43 pages, 2 plans.
- CLARK, T., 1979 – Région du lac Napier, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; DPV-663, 25 pages, 1 plan.
- CLARK, T., 1980 – Région de la rivière Koksoak (Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-781, 20 pages, 1 plan.
- 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. - D'AMOURS, I., 2012 – Interprétations structurales et métallogéniques dans la Fosse du Labrador à partir des cartes magnétique et spectrométrique. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2012-02, 12 pages, 2 plans.
- CLARK, T. – WARES, R., 2004 – Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2004-01, 182 pages, 1 plan.
- CORRIGAN, D. – PEHRSSON, S. – WODICKA, N. – DE KEMP, E., 2009 – The Paleoproterozoic Trans-Hudson Orogen: a prototype of modern accretionary processes. Geological Society, London, Special Publications 2009; volume 327, pages 457-479.
- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2012a – Levé magnétique et spectrométrique aéroporté dans le secteur du lac Le Moyne, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-06, 8 pages, 200 plans, données numériques.
- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2012b – Levé magnétique et spectrométrique aéroporté dans le secteur de la rivière Koksoak, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; DP 2011-07, 8 pages, 180 plans, données numériques.
- D'AMOURS, I. – INTISSAR, R., 2013 – Levé magnétique et spectrométrique aéroporté dans le secteur de la rivière à la Baleine, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2013-03, 9 pages, 170 plans, données numériques.
- D'AMOURS, I. – SIMARD, M., 2012 – Cibles d'exploration déterminées à partir des données de spectrométrie dans les secteurs du lac Le Moyne et de la rivière Koksoak, Province de Churchill. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; PRO 2012-01, 8 pages.
- DANIS, D., 1988 – Géologie de la région du lac Recouet (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 86-11, 60 pages, 4 cartes.
- DANIS, D., 1991 – Géologie de la région du lac Raude (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-10, 72 pages, 5 cartes.
- DAVID, J. – MCNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHEAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVID, J. – MCNICOLL, V. – SIMARD, M. – BANDYAYERA, D. – HAMMOUCHE, H. – GOUTIER, J. – PILOTE, P. – RHEAUME, P. – LECLERC, F. – DION, C., 2011 – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2009-2010. Ministère des Ressources naturelles, Québec; RP 2011-02, 37 pages.
- DAVID, J. – AUGLAND, D. – TALLA TAKAM, F. – PILOTE, P. – HAMMOUCHE, H. – LECLERC, F. – GOUTIER, J. – LAFRANCE, I., en préparation – Datations U-Pb effectuées dans les provinces du Supérieur et de Churchill en 2012-2013.
- DAVIS, D.W. – DION, C., 2012 (a) – Datations ID-TIMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 66443, 41 pages.
- DAVIS, D.W. – DION, C., 2012 (b) – Datations LA-ICPMS d'échantillons recueillis en 2011-2012 par Géologie Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 66575, 49 pages.
- DAVIS, D.W. – 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 du Grenville en 2012-2013.
- DEVEAU, S. W. – MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 Exploration Program on the Quebec 7 property. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59375, 1326 pages, 11 cartes, données numériques.
- DION, D.J. – LEFEBVRE, D.L., 2006 – Données numériques (profils) des levés aéromagnétiques du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 2006-07, 1 plan, données numériques.
- DIMROTH, E., 1978 – Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Richesse naturelles, Québec; RG-193, 396 pages.
- DRESSLER, B., 1979 - Région de la Fosse du Labrador (56°30'–57°15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-195, 117 pages.

- DUBÉ-LOUBERT, H., ALLARD, G. – ROY, M., en préparation – Cartographie des dépôts de surface et échantillonnage de sédiments glaciaires et non-glaciaires dans la région du lac Saffray (24G). Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec.
- DUNFHY, 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, number 2, pages 117-134.
- FAHRIG, W. F., 1962 – Lac Hérodier, Québec. Commission géologique du Canada; carte 1146A (carte annotée).
- FOURNIER, D., 1981 – Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni dans la partie nord de la Fosse du Labrador, Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-835, 25 pages.
- FOURNIER, D., 1983 – Gîtes de Cu-Zn et de Cu-Ni de la Fosse du Labrador. Mémoire des Sciences de la Terre numéro 83-02. Académie de Paris, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France, thèse de doctorat de troisième cycle non publiée; 227 pages.
- FOURNIER, D., 1985 – Minéralisation de la partie orientale du géosynclinal du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 83-23, 49 pages.
- FRAREY, M.J., 1967 – Willbob Lake and Thompson Lake map-areas, Quebec and Newfoundland (23O1 and 23 O8). Geological Survey of Canada; Memoir 348, 73 pages.
- FRAREY, M.J. – DUFFELL, S., 1964 – Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough. Geological survey of Canada; Paper 64-25, 13 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.
- GÉLINAS, L., 1958a – Région du lac Thévenet (moitié est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 363, 9 pages, 1 plan.
- GÉLINAS, L., 1958b – Région du lac Gabriel (partie ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 373, 11 pages, 1 plan.
- GÉLINAS, L., 1959 – Région du lac Gabriel (partie est) et la région de Fort Chimo (partie ouest), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 407, 11 pages, 1 plan.
- GÉLINAS, L., 1960 – Région du Fort Chimo (partie est), Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec; RP 418, 9 pages, 1 plan.
- GÉLINAS, L., 1965 – Géologie de la région de Fort Chimo et des lacs Gabriel et Thévenet, Nouveau-Québec. Thèse de doctorat, Université Laval, Québec; 212 pages.
- GIRARD, R., 1995 – Géologie de la région du lac Déborah, territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-20, 185 pages, 2 cartes.
- GOULET, N., 1987 – Étude tectonique de la partie nord de la fosse du Labrador, rapport intérimaire. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 87-21, 33 pages, 4 plans.
- 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, numéro 4, pages 269-272.
- HACHIMOTO, T., 1964 – Géologie sur la région du lac Jogues, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RP-524, 7 pages, 1 plan.
- 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; 35 pages, 1 plan.
- HARRISON, J.M., 1952 – The Quebec-Labrador iron belt, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada; Paper 5220, 21 pages.
- HERRON, M.M., 1988 – Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Research*; volume 58, pages 820-829.
- HOFFMAN, P., 1988 – United Plates of America, the birth of a Craton: Early Proterozoic assembly and growth of ProtoLaurentia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*; volume 16, pages 543-603.
- HOFFMAN, P., 1990 – Subdivision of the Churchill Province and extent of the Trans-Hudson Orogen. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic Correlations and Evolution* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 15-39.
- 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.
- 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.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous, paper 66, 22 pages.
- 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.

- LALANCETTE, J. – GIRARD, R., 2008. Travaux géologiques de reconnaissances pour l'uranium, Nunavik, Région Nord-du-Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec, GM 63947, 118 pages.
- LAMOTHE, D., 2009 – Cartes géochimiques ModelBuilder et cibles anormales de l'environnement secondaire pour le Québec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune; GM 64290, 33 cartes, 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, Québec; EP 2010-01, 28 pages, données numériques.
- LESSARD, P., 2001 – Report of the 1998 Summer field exploration Program, Project Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 58329, 60 pages.
- LOW, A.P. – EATON, D. I. V., 1896 – Map of Labrador Peninsula, northwest sheet. Commission géologique du Canada; carte géologique polychrome 587.
- MACHADO, ND. – GOULET, N. – GARIEPY, C., 1989 – U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian Trough. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, pages 1-15.
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MARTELAIN, J., 1986 – Batholithe de De Pas. Dans Rapport d'activité 86. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-14, pages 48-49.
- MAURICE, C. – LABBÉ, J.-Y., 2009 – Réanalyse de sédiments de fond de lac dans la partie nord-est du Québec (Sous-province d'Ashuanipi, Orogène du Nouveau-Québec et Province de Churchill sud-est. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; PRO 2009-09, 8 pages.
- MCDONOUGH, W.F. – SUN, S.S., 1995 – The composition of Earth. Chemical Geology; volume 120, pages 223-254.
- MCLENNAN, S.M. – HEMMING, S. – MCDANIEL, D.K. – HANSON, G.N., 1993 – Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediment. Geological Society of America; special paper 284, pages 21-40.
- MCKINNON-MATTHEWS, J. – HARRIS, B. – STOLLENWERK, M. – DOHERTY, M. – MCCALL, L., 2001 – The 2000-2001 Exploration program on the Quebec 7 Property, Northern Quebec. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune, Québec; GM 59375, 1326 pages.
- MER, 1986 – Code stratigraphique nord-américain. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 86-02, 74 pages.
- MOORHEAD, J., 1989 – Stratigraphy, structure and metamorphism of the Renia basement gneiss body and the adjacent cover succession in the western hinterland zone of the northern Labrador Trough, west of Kuujuaq, northern Quebec. M. Sc. Thesis, McGill University, Montréal, Québec; 174 pages.
- MOORHEAD, J. – HYNES, A., 1990 – Nappes in the internal zone of the northern Labrador Trough : Evidence for major early, NW-vergent basement transport. Geoscience Canada; volume 17, pages 241-244.
- O'CONNOR, J.T., 1965 – A classification for quartz rich igneous rocks based on feldspar ratio. U.S Geological Survey; Professional Paper 525-b, pages 79-84.
- OWEN, J.V., 1989 – Géologie de la région du Lac Leif (Territoire-du-Nouveau-Québec). Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; ET 87-18, 54 pages, 3 cartes.
- PEARCE, T.H. – HARRIS, B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Geology; volume 25, pages 956-983.
- PECCERILLO, A. – TAYLOR, S.R., 1976 – Geochemistry of Eocene cal-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 58, pages 63-81.
- PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Tectonic evolution of the Kuujuaq terrane, New Québec Orogen. Geosciences Canada; volume 17, numéro 4, pages 238-240.
- POIRIER, G.G., 1989 - Structure and metamorphism of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec, and its tectonic implications. M.Sc. thesis, McGill University, Montréal, Québec, 174 pages.
- POIRIER, G.G. – PERREAULT, S. – HYNES, A., 1990 – Nature of the eastern boundary of the Labrador Trough near Kuujuaq, Quebec. In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America: Lithotectonic correlations and evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 397-412.
- ROSS, P.S. – BÉDARD, J.H., 2009 – Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams. Canadian Journal of Earth Science; volume 46, pages 823-839.
- SAUVÉ, P. – BERGERON, R., 1965 – Région des lacs Gerido et Thévenet, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-104, 124 pages, 3 plans.
- SIMARD, M. – LABBÉ, J.-Y. – MAURICE, C. – LACOSTE, P. – LECLAIR, A. – BOILY, M., 2008 – Synthèse du nord-est de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles et de la Faune et des Parcs, Québec; MM 2008-02, 196 pages, 8 cartes.
- SIMARD, M. – LAFRANCE, I. – HAMMOUCHE, H. – LEGOUIX, C., 2013 – Géologie de la région de Kuujuaq et de la Baie d'Ungava (SNRC 24J et 24K). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2013-04, 62 pages.
- ST-ONGE, M.R. – SCOTT, D.J. – WODICKA, N. – LUCAS, S.B., 1998 – Crustal architecture of the Trans-Hudson Orogen in northern Quebec and southern Baffin Island : plate margin configuration between 2.04 – 1.76 Ga. In: Eastern Canadian Shield Onshore-Offshore Transect (ECSOOT), Report of the 1998 Transect Meeting (R.J. Wardle and J. Hall, editors). The University of British Columbia, Lithoprobe Secretariat; Report 68, pages 151-166.
- STOCKWELL, C.H. – MCGLYNN, J.C. – EMSLIE, R.F. – SANFORD, B.V. – NORRIS, A.W. – DONALDSON, J.A. – FAHIG, W.F. – CURRIE, K.L., 1982 – Géologie du bouclier canadien. In: Géologie et ressources minérales du Canada, partie A (chapitres I à VII) (Douglas, R.J.W. et Tremblay, L.-P., éditeurs). Commission Géologique du Canada; rapport de géologie économique numéro 1; pages 49-166.

- SYLVESTER, P.J., 1989 – Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*; volume 97, pages 261-280.
- TANNER, M.F., 1992 – Reconnaissance géologique de la région du lac Juillet. Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-19, 132 pages, 7 cartes.
- TAYLOR, F.C., 1979 – Reconnaissance geology of a part of the Precambrian Shield, northeastern Quebec, northern Labrador and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 393, 99 pages and 19 maps.
- VAN DER LEEDEN, J., 1994 – Géologie de la région du lac de la Hutte Sauvage (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère de l'énergie et des Ressources, Québec; MB 94-32, 108 pages, 2 plans.
- VAN DER LEEDEN, J., 1995 – Géologie de la région du lac Mistinibi (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 95-45, 112 pages, 3 cartes.
- VAN DER LEEDEN, J. – BELANGER, M. – DANIS, D. – GIRARD, R. – MARTELAIN, J., 1990 – Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Quebec). *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 371-386.
- 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; Rapport 83-1*, pages 68-89.
- 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.
- WARDLE, R.J. – RYAN, B. – ERMANOVICS, I., 1990a – The eastern Churchill Province, Torngat and New Québec orogens: an overview. *Geoscience Canada*; volume 17, numéro 4, pages 217-222.
- WARDLE, R.J. – RYAN, B. – NUNN, G.A.G. – MENGEL, F.C., 1990b – Labrador segment of the Trans-Hudson orogen: crustal development through oblique convergence and collision. *In: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America* (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada; Special Paper 37, pages 353-369.
- WARES, R. – BERGER, J., 1987 – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB-87-19, 15 pages.
- WARES, R. – BERGER, J. – ST-SEYMOUR, K., 1988 – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador : Étape I. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB-88-05, 202 pages.
- WARES, R. – GOUTIER, J., 1989 – Métallogénie des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador : Étape II. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB-89-38, 122 pages.
- WARES, R. – GOUTIER, J., 1990a – Synthèse métallogénique des indices de sulfures au nord du 57° parallèle, Fosse du Labrador : Étape III. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 90-25, 103 pages, 2 cartes.
- WARES, R. – GOUTIER, J., 1990b – Deformational style in the foreland of the Northern New Québec Orogen. *Geoscience Canada*; volume 17, numéro 4, pages 244-249.
- WHALEN, J.B. – CURRIE, K.L. – CHAPPELL, B.W., 1987 – A-Type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*; volume 95, pages 407-419.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20 (4), pages 325-343.

ANNEXE – Photographies



PHOTO 1 - Monzodiorite quartzifère d'aspect gneissique de la Suite de Saffray. Site de la datation géochronologique.



PHOTO 2 - Anorthosite du Pluton de Chaumaux recoupée par un réseau de fractures conjuguées remplies de matériel felsique donnant un aspect bréchié à fragments anguleux.



PHOTO 3 - Tonalite blanchâtre riche en enclaves et schlierens de biotite de la Suite d'Aveneau.



PHOTO 4 - Paragneiss migmatitisé à grenat de la Suite de la rivière False.



PHOTO 5 - Diatexite homogène à biotite de la Suite de Winnie (pPwii1). Belle texture porphyroïde constituée de phénocristaux de microcline.



PHOTO 6 - Diatexite hétérogène rubanée à biotite, grenat et aluminosilicates de la Suite de Winnie (pPwii2).

ANNEXE – Photographies (suite).



PHOTO 7 - Gneiss granitique du Complexe de Rénia montrant une alternance de rubans centimétriques gris et roses.



PHOTO 8 - Monzogranite folié à texture porphyroïde du Complexe de Highfall.

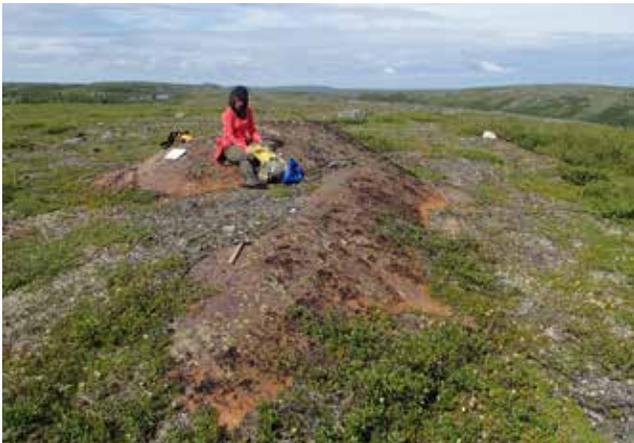


PHOTO 9 - Zone rouillée plurimétrique au contact entre une amphibolite et un schiste graphiteux de la Supersuite de Laporte (site 2, figure 12 et tableau 2).

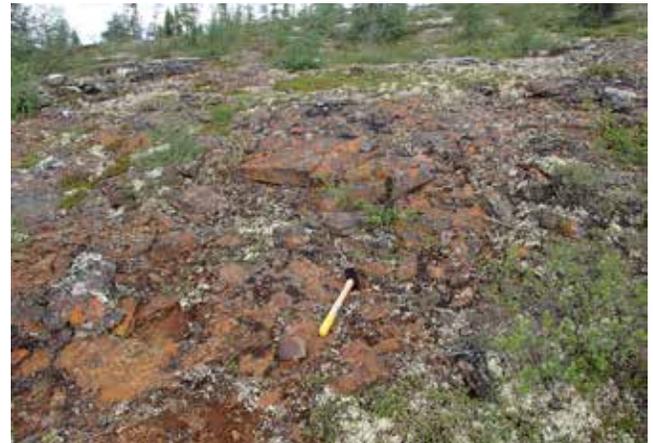


PHOTO 10 - Affleurement de leucogabbro complètement rouillé de la Suite de Ralleau (site 14, figure 12 et tableau 2).



PHOTO 11 - Horizon rouillé hectométrique au contact entre une intrusion ultramafique et un paragneiss à grenat de la Supersuite de Laporte (site 18, figure 12 et tableau 2).



PHOTO 12 - Affleurement rouillé sur plus de 500 m de longueur dans un paragneiss de la Suite de la rivière False (site 25, figure 12 et tableau 2).

Résumé

Ce nouveau levé géologique au 1/250 000 a été réalisé durant l'été 2012 dans la région du lac Saffray et couvre la majeure partie du feuillet SNRC 24G et la moitié est du feuillet 24F. Le terrain cartographié se trouve dans la partie sud-est de la Province de Churchill et plus précisément à l'intérieur de la Zone noyau et de la Zone de Rachel-Laporte.

La Zone de Rachel-Laporte correspond à la partie orientale de la Fosse du Labrador. Elle est constituée de métasédiments et d'amphibolites assignés à la Supersuite de Laporte qui est considérée comme un équivalent métamorphisé du Supergroupe de Kaniapiskau, l'unité principale de la Fosse du Labrador. La Zone noyau est composée d'assemblages complexes de roches gneissiques et de paragneiss, souvent migmatitiques, d'âge archéen à paléoprotérozoïque, ainsi que de nombreuses intrusions paléoprotérozoïques syn à tarditectoniques de granodiorite, de granite et de pegmatite. Un nouveau domaine d'âge paléoprotérozoïque, interprété comme une écaille tectonique, a été identifié dans la partie ouest de la Zone noyau. Il s'agit du Domaine de Buteux, composé de paragneiss migmatitiques et de diatexites.

Les roches de la région ont été déformées au Paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse du Nouveau-Québec. La collision oblique entre les roches archéennes de la Zone noyau et celles du craton du Supérieur a engendré une phase de déformation compressive responsable du grain structural régional NW-SE, avec un déversement vers l'ouest. Celui-ci est souligné par une foliation en pendage vers l'est, par des plis couchés ou déversés et par des

failles de chevauchement dans la partie ouest de la région. Une phase de déformation tardive reliée à la composante oblique de la collision a généré un mouvement dextre le long des failles de chevauchement et produit les grands cisaillements dans le centre et l'est de la région. Elle est également à l'origine de grands plis ouverts à faible plongée vers le sud-est. Dans le centre est de la région, les roches de la Zone noyau présentent un grain structural E-W interprété comme un héritage archéen.

Plusieurs secteurs d'intérêt économique correspondant principalement à des zones rouillées et sulfurées, métriques à décimétriques, ont été mis au jour. Des valeurs anormales en Cu, Zn, Ni, Ag et ÉGP ont été obtenues dans certaines de ces zones. Les zones minéralisées se trouvent dans des séquences de roches volcano-sédimentaires et dans des roches intrusives mafiques à ultramafiques. La minéralisation se présente généralement sous forme de fines disséminations et de filonnets et est souvent associée à des veinules de quartz ± carbonates. Des zones de sulfures semi-massifs ont localement été observées. Les sites d'intérêt économique localisés dans la Zone de Rachel-Laporte sont particulièrement intéressants puisqu'ils semblent correspondre à des contextes équivalents aux nombreux indices situés à quelques kilomètres à l'ouest, dans les séquences volcano-sédimentaires moins métamorphisées de la Fosse du Labrador. Un indice d'uranium (U) accompagné de valeurs anormales en ÉTR a également été découvert dans un granite.



Assistants-géologues au travail dans la région du lac Saffray.