

RG 2000-05

GEOLOGIE DE LA REGION DE LA RIVIERE ARNAUD (SNRC 25D) ET DES REGIONS LITTORALES
ADJACENTES (SNRC 25C, 25E, 25F)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

**GÉOLOGIE
DE LA RÉGION DE LA
RIVIÈRE ARNAUD
(SNRC 25D)
ET DES RÉGIONS
LITTORALES ADJACENTES
(SNRC 25C, 25E ET 25F)**

Louis Madore
Yucef Larbi

RG 2000-05

Accompagne les cartes
SI-25C-C2G-00K, SI-25D-C2G-00K, SI-25E-C2G-00K et SI-25F-C2G-00K



Fjords du détroit d'Hudson.

Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F)

Louis Madore¹
Youcef Larbi¹

Avec la collaboration de : Jean David¹, Kamal N. M. Sharma¹, Charles Maurice² et Normand Goulet³

RG 2000-05

(Accompagne les cartes SI-25C-C2G-00K, SI-25D-C2G-00K, SI-25E-C2G-00K et SI-25F-C2G-00K)

RÉSUMÉ

Ce nouveau levé géologique couvre la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) à laquelle s'ajoutent les littoraux de la baie d'Ungava (SNRC 25C) et du détroit d'Hudson (SNRC 25E et 25F). Le secteur à l'étude comprend des roches archéennes appartenant au domaine de Douglas Harbour (Province du Supérieur). Ces roches archéennes sont intrudées par des dykes d'âge Paléoprotérozoïque (Dykes de la rivière Payne et Dykes de Klotz) et partiellement recouvertes par des nappes de charriage. Ces nappes, constituées de séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque, appartiennent à la Fosse du Labrador et à la Fosse de l'Ungava.

Dans la région étudiée, les roches associées au craton archéen ont été subdivisées en trois unités lithodémiques : le Complexe de Qimussinguat (CQ), le Complexe de Faribault-Thury (CFT) et le Complexe structural de Diana (CSD). La distinction entre ces unités est basée sur des assemblages lithologiques typiques, ainsi que des différences dans le degré du métamorphisme et le style tectonique. Les lithologies communes aux trois complexes possèdent des signatures géochimiques semblables. Il est donc impossible de distinguer les complexes sur une base géochimique.

Les roches du Complexe de Qimussinguat sont généralement métamorphisées au faciès des granulites et celles du Complexe de Faribault-Thury, au faciès des amphibolites. Ces deux complexes sont essentiellement constitués d'orthogneiss de la suite tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite (TTG) contenant des lambeaux de roches mafiques de natures gabbroïque, basaltique ou métasédimentaire. Dans le Complexe de Qimussinguat, ces lambeaux sont rares et de petite taille. Dans le Complexe de Faribault-Thury, les lambeaux de roches volcano-sédimentaires sont de taille kilométrique à pluri-kilométrique et ils se répartissent en chapelet sur une distance excédant 100 km. Les complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury exposent des fabriques structurales typiques de la déformation archéenne, dominées par une foliation ou une gneissosité à pendages abrupts et orientées NNW-SSE. Le Complexe structural de Diana est surtout formé d'orthogneiss tonalitiques archéens remaniés durant le Protérozoïque. Il se caractérise par une foliation mylonitique généralement bien développée qui affecte des lithologies archéennes et paléoprotérozoïques.

Les fabriques archéennes suggèrent une tectonique polyphasée. La foliation et la gneissosité sont affectées par des déformations plicatives complexes et d'intensité variable auxquelles se surimposent des zones de cisaillement ductile. Les fabriques protérozoïques montrent deux styles tectoniques distincts. Il s'agit, d'abord, du chevauchement des séquences paléoprotérozoïques sur le socle archéen et, ensuite, de mouvements de décrochement dextre dans un contexte de transpression. Aucune évidence de déformation protérozoïque n'a été observée dans le Complexe de Qimussinguat. Dans le Complexe de Faribault-Thury, la déformation paléoprotérozoïque est discrète et le métamorphisme qui y est associé varie du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Cette déformation se limite

1 - Géologie Québec
2 - Université McGill
3 - Université du Québec à Montréal

(suite à la page suivante)

(suite de la page précédente)

au contact entre les nappes de charriage paléoproterozoïques et le socle archéen ou encore dans des failles de décrochement d'envergure régionale. Dans le Complexe structural de Diana, la déformation protérozoïque est pénétrative et affecte toutes les roches de ce secteur.

Une étude géochronologique préliminaire permet de relater une suite d'événements qui marque l'histoire géologique de la région. Il s'agit de la mise en place des volcanites et des roches plutoniques felsiques à 2,8 Ga, de deux épisodes de métamorphisme archéens à 2,7 Ga et 2,6 Ga suivis d'un métamorphisme protérozoïque à 1,8 Ga.

La cartographie des roches archéennes a permis de mettre à jour deux nouveaux indices minéralisés et 10 sites anomaux. La minéralisation consiste essentiellement en Cu, Ag et Zn trouvés dans des lambeaux de roches métavolcaniques ou métasédimentaires. Des intrusions mafiques et ultramafiques, surtout présentes dans les sillons volcano-sédimentaires, ont aussi été identifiées. Malgré leur teneur relativement élevée en Mg, ces roches ne contiennent que quelques teneurs anormales en Ni, Cu et Cr et un seul petit indice en Cu a été répertorié. Hormis les roches de la Fosse du Labrador où des indices en Ni-Cu-EGP ont nouvellement été répertoriés dans des roches mafiques-ultramafiques, les bandes de paragneiss situées dans la partie est du Complexe structural de Diana ainsi que les ceintures volcano-sédimentaires de Trempe et de Buet, incluses dans le Complexe de Faribault-Thury, semblent être les cibles d'exploration les plus intéressantes décelées dans le secteur étudié.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR « GÉOLOGIE QUÉBEC »

Direction

Alain Simard

Responsable des inventaires géologiques

Robert Marquis

Document accepté pour publication le 00/05/26

Lecture critique

Pierre Brouillette (CGQ)

Édition et mise en pages

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Louis Madore

Youcef Larbi

Supervision technique

A. Beaulé

INTRODUCTION	5
Objectifs	5
Localisation et accès	5
Méthode de travail	5
Travaux antérieurs	5
Remerciements	5
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	6
STRATIGRAPHIE	7
Archéen	8
Complexe de Qimussinguat (Aqim)	8
<i>Ultramafites (Aqim3a)</i>	8
<i>Orthogneiss granulitiques (Aqim4)</i>	8
<i>Granodiorite, granite (Aqim5a)</i>	8
<i>Gabbronorite (Aqim6)</i>	8
Complexe de Faribault-Thury (Afh)	15
<i>Paragneiss, marbre et formation de fer (Afh2)</i>	15
<i>Métavolcanites amphibolitiques (Afh3)</i>	15
<i>Ultramafites (Afh3a)</i>	15
<i>Orthogneiss amphibolitiques (Afh4)</i>	16
<i>Tonalite gneissique à enclaves mafiques (Afh4a)</i>	16
<i>Granodiorite, granite (Afh5a)</i>	16
<i>Monzonite, monzonite quartzifère porphyroïdes (Afh6)</i>	16
Paléoprotérozoïque	17
Dykes de la Rivière Payne (pPpay), Dykes de Klotz (pPktz)	17
Archéen à Protérozoïque	17
Complexe structural de Diana (APdia)	17
<i>Paragneiss, marbre et roches calco-silicatées (APdia1)</i>	17
<i>Amphibolite, gneiss mafique, ultramafite (APdia2)</i>	18
<i>Orthogneiss tonalitique mylonitique (APdia3)</i>	18
<i>Monzonite et monzonite quartzifère porphyroïdes foliées ou mylonitiques (APdia4)</i>	18
MÉTAMORPHISME	19
GÉOLOGIE STRUCTURALE	19
LITHOGÉOCHIMIE	23
Roches intrusives felsiques	23
Roches mafiques	25
Roches ultramafiques	27
Caractéristiques géochimiques des unités lithodémiques	27
Complexe de Qimussinguat	27
Complexe de Faribault-Thury	28
Complexe structural de Diana	29
Sommaire	29

(suite à la page suivante)

(Suite de la table des matières)

GÉOCHRONOLOGIE	31
Complexe de Qimussinguat	31
Complexe de Faribault-Thury	31
Complexe structural de Diana	32
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	33
Le potentiel économique dans les roches archéennes	33
Indice Cap Jagged	33
Indice Rivière Renouvé	33
Sites anomaux	33
Le potentiel économique dans les séquences paléoprotérozoïques	35
CONCLUSION	35
RÉFÉRENCES	36

INTRODUCTION

Objectifs

Ce nouveau levé géologique, effectué au cours de l'été 1999, couvre la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) à laquelle s'ajoutent les littoraux de la baie d'Ungava (SNRC 25C) et du détroit d'Hudson (SNRC 25E et F). Il fait suite aux travaux de cartographie réalisés en 1998 dans la région du lac Peters (SNRC 24M; Madore *et al.*, 1999) et s'insère dans le cadre du programme de cartographie du Grand-Nord du MRN. Les objectifs du projet sont : (1) d'élaborer la carte géologique à l'échelle du 1 : 250 000, (2) d'établir une banque exhaustive de données de terrain et d'analyses lithogéochimiques, (3) d'évaluer le potentiel minéral en identifiant des contextes géologiques favorables à la découverte de gîtes minéraux et (4) d'ajouter à la compréhension générale de la partie NE de la Province du Supérieur.

Localisation et accès

La région couverte par ce levé se situe au nord de la province de Québec, sur la péninsule de l'Ungava. Elle est limitée, au sud, par la rivière Arnaud, au nord, par le détroit d'Hudson et à l'est, par la baie d'Ungava. La couverture se poursuit vers l'ouest jusqu'au 72° degré de longitude (figure 1). Le centre de cette région est positionné à 300 km au nord de Kuujuaq et les communautés inuit de Kangiqsuaq, Quaqtuaq et Kangirsuk sont situées à l'intérieur du périmètre du levé. En hivers, le terrain est accessible par motoneige à partir des villages avoisinants. Il est aussi accessible par avion sur skis, du mois de décembre au mois de mai et par hydravion pour la période estivale. La rivière Arnaud traverse, d'ouest en est, la partie méridionale de la région. La rivière Buet sillonne le territoire du nord vers le sud. Les principaux plans d'eau sont les lacs Ammaluttuq, Nagvaraaluk et Roberts. À l'exception des littoraux du détroit d'Hudson où le paysage est façonné par une série de fjords orientés NNW-SSE, le relief est faible et le terrain est vallonné. L'altitude moyenne passe graduellement, du sud vers le nord de la région, de 180 à 460 m au-dessus du niveau de la mer. La région est située au nord de la limite des arbres. Les affleurements rocheux y sont nombreux et de grande taille mais généralement couverts de lichen.

Méthode de travail

Les travaux de terrain consistent en un levé de cartographie géologique à l'échelle du 1 : 250 000, l'échantillonnage des unités lithodémiques et des zones minéralisées pour analyse lithogéochimique et le prélèvement de six échantillons pour analyse géochronologique. Les cheminements, d'une longueur moyenne de 10 km, sont distancés d'environ

8 km. La maille du levé est resserrée dans les secteurs les plus intéressants, notamment dans les séquences volcano-sédimentaires. Les données géoscientifiques obtenues antérieurement sont intégrées aux nouvelles données recueillies. L'information est contenue dans un système d'information à référence spatiale : le SIGÉOM (Système d'information géominère du Québec).

Travaux antérieurs

Dans les années 1960, la Commission géologique du Canada (Stevenson, 1968) a effectué un levé de reconnaissance à l'échelle du 1 : 1 000 000. Ce levé couvre la majeure partie de la péninsule de l'Ungava et s'étend, du nord vers le sud, du lac Nantais jusqu'au lac à l'Eau-Claire (région située entre les longitudes 70° 00' et 79° 00' ouest et les latitudes 56° 00' et 61° 00' nord). Des travaux plus détaillés, mettant l'accent sur les roches d'âge Paléoprotérozoïque, ont par la suite été effectués. Il s'agit, dans un premier temps, du levé géologique à l'échelle du 1 : 63 360 effectué par le Ministère des Richesses naturelles du Québec (Hardy, 1976) et qui couvre la région des lacs Roberts et Des Chefs. Un second levé, effectué par la Commission géologique du Canada (St-Onge et Lucas, 1990a, 1990b; St-Onge et Lucas, 1997) aux échelles du 1 : 50 000 dans les roches paléoprotérozoïques et du 1 : 100 000 dans les roches archéennes, couvre les régions de Wakeham Bay, Joy Bay et Burgoyne Bay. La région est aussi couverte par un levé de sédiments de fond de lac (MRN, 1998), un levé gravimétrique avec des stations sur une maille de 10 km (CGC, 1994) et un levé aéromagnétique régional (Dion et Dumont, 1994). Malgré ces travaux, l'ensemble de la région étudiée restait peu connue et les roches archéennes du socle étaient alors considérées comme un grand domaine plutonique relativement homogène.

Remerciements

Nous remercions les membres de l'équipe qui ont participé aux travaux de terrain et effectué un travail remarquable : Valérie Bécu (géologue), Jason Bennett (assistant géologue), Christiane Bochud (assistante géologue), Nathalie Bouchard (géologue), Marie-Josée Claveau (géologue), Sandy Forbes (assistante géologue), Monic Landry (mécanicienne d'hélicoptère), Louis-Pierre Laurendeau (assistant géologue), Nicolas Lavoie (assistant géologue), Aurèle Noël (homme de camp), Martin Plante (assistant géologue), Patrice Roy (géologue), Luc Therrien (cuisinier), Cynthia Tremblay (assistante géologue) et Michel Viens (pilote d'hélicoptère). Nous remercions aussi Jean Bédard (Commission géologique du Canada) et Don Francis (Université McGill) pour leur participation au projet qui est très appréciée. Nous tenons à remercier Daniel Bandyayera (ministère des Ressources naturelles) pour sa participation aux travaux de terrain et l'intérêt qu'il a porté à l'ensemble du projet.

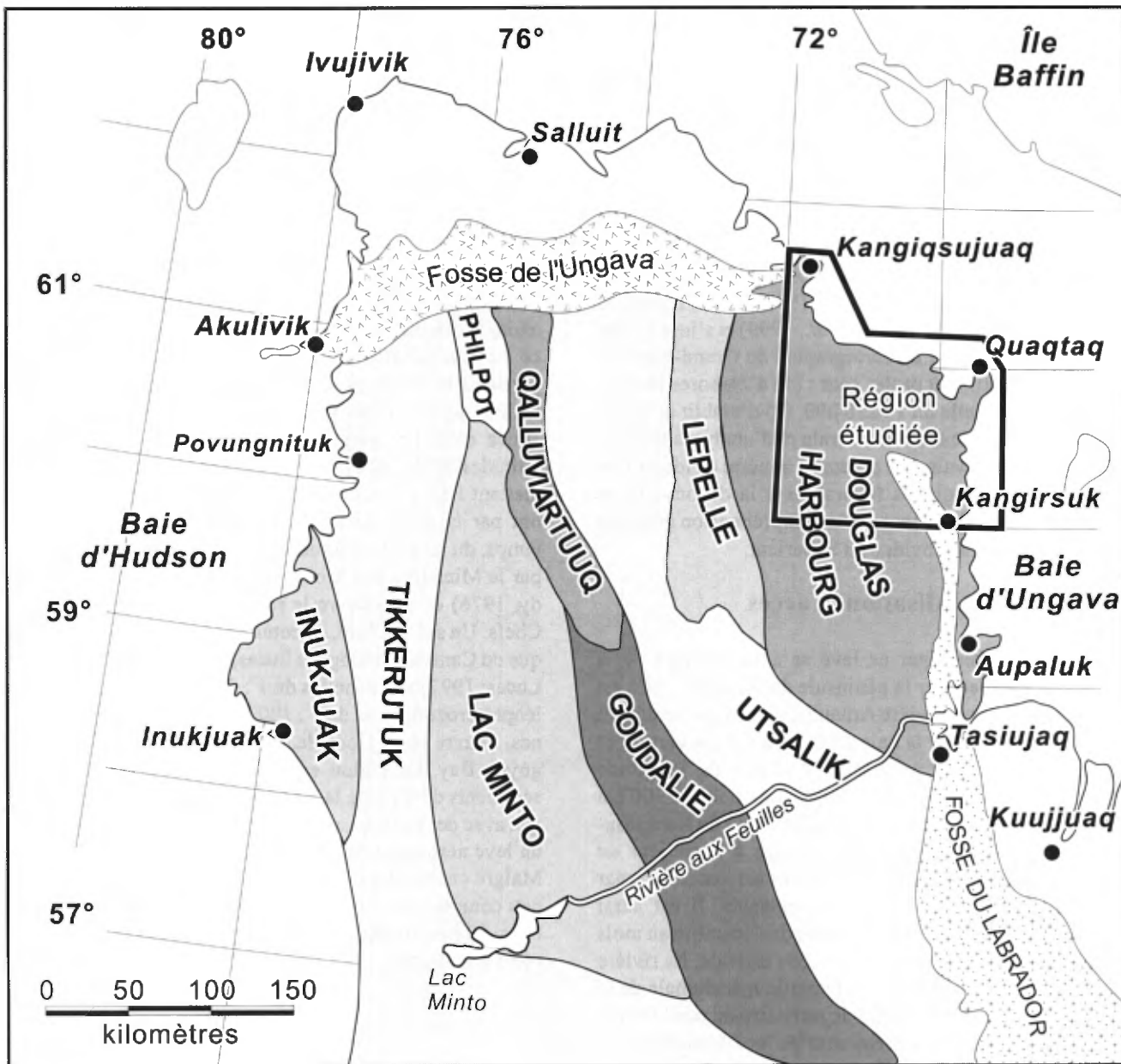


FIGURE 1 – Localisation des travaux et des domaines lithotectoniques (d'après Percival *et al.*, 1991, 1992, 1997).

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La partie NE de la Province du Supérieur qui contient notre région d'étude est surtout constituée de roches archéennes plutoniques et gneissiques dans lesquelles se trouvent des sillons volcano-sédimentaires. Les roches sont typiquement métamorphosées au faciès des amphibolites ou des granulites. L'orientation générale NNW-SSE des grands ensembles lithologiques qui constituent cette partie de la Province du Supérieur ressort très bien sur la carte régionale du gradient et du champ total du magnétisme. Cette grande région archéenne est bordée par des roches d'âge Paléopro-

térozoïque appartenant, du côté E, à la Fosse du Labrador, et du côté N, à la Fosse de l'Ungava. La couverture de roches paléoproterozoïques est, du moins dans la portion nord de son aire d'affleurement, allochtone et repose tectoniquement sur le craton archéen de la Province du Supérieur (St-Onge *et al.*, 1988; St-Onge et Lucas, 1990c; Bouchard *et al.*, 1999).

Suite aux travaux de reconnaissance le long de la rivière aux Feuilles, Percival *et al.* (1991) ont proposé une subdivision de la partie NE de la Province du Supérieur en quatre domaines lithotectoniques. Les résultats de travaux subséquents leur ont permis de porter cette subdivision à six, puis à neuf domaines (Percival *et al.*, 1992 et 1997). Ces domaines sont représentés sur la figure 1. Le domaine d'Inukjuak est

constitué de roches plutoniques contenant des enclaves de métasédiments. Le domaine de Tikkerutuk est constitué de roches plutoniques (2707 – 2693 Ma). Le domaine de Lac Minto est formé de granodiorite (2780 – 2693 Ma) d'affinité calco-alkaline, de granodiorite peralumineuse (2725 – 2696 Ma), de monzogranite (2690 Ma) et de roches supracrustales dominées par des sédiments incluant la ceinture volcano-sédimentaire de Kugaluk (~ 2760 Ma). Le domaine de Goudalie contient des tonalites (3010 – 2900 Ma) et des ceintures volcano-sédimentaires incluant la ceinture de Vizien (2700 Ma) interprétée par Skulski et Percival (1996) comme un assemblage de fragments océaniques et d'arcs continentaux. Le domaine de Philpot est composé de gneiss et de roches intrusives (2755 Ma), le domaine de Qalluivartuq, de roches intrusives et de roches volcaniques évoluées (~ 2800 Ma), le domaine de Lepelle, de roches intrusives et le domaine d'Utsalik, de granodiorite et de granite d'affinité calco-alkaline (2755 – 2725 Ma). Le domaine de Douglas Harbour était jusqu'à tout récemment considéré comme un assemblage lithologique exclusivement composé de roches plutoniques (2880 – 2780 Ma). Toutefois, le levé du feuillet du lac Peters (Madore *et al.*, 1999) a permis d'identifier plusieurs sillons volcano-sédimentaires à l'intérieur de ce domaine.

STRATIGRAPHIE

*(Chapitre rédigé en collaboration avec
Kamal N.M. Sharma)*

Le secteur à l'étude comprend des roches archéennes appartenant à la partie NE du domaine de Douglas Harbour (Province du Supérieur). Les roches archéennes sont intrudées par des dykes d'âge Paléoprotérozoïque (Dykes de la rivière Payne et Dykes de Klotz; figure 2). Elles sont partiellement recouvertes par des séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque qui appartiennent à la Fosse du Labrador et à la Fosse de l'Ungava (figure 2). Dans ce rapport, la description des unités portera principalement sur les roches archéennes, les roches paléoprotérozoïques étant décrites dans les travaux de St-Onge et Lucas (1990a, 1990b) et de Hardy (1976). Toutefois, une attention particulière sera apportée à la zone limitrophe entre le socle archéen et les séquences d'âge Paléoprotérozoïque afin d'établir la nature du contact.

Dans la région étudiée, les roches associées au craton archéen ont été subdivisées en trois unités lithodémiques. La distinction entre ces unités est basée sur des assemblages lithologiques typiques et des différences dans le degré du métamorphisme et du style tectonique. Ces unités lithodémiques sont, d'ouest en est, le Complexe de Qimussin-

guat (CQ), le Complexe de Faribault-Thury (CFT) et le Complexe structural de Diana (CSD) (figure 2).

La signature magnétique varie de façon importante d'un complexe à l'autre (figure 3). Dans le Complexe de Qimussinguat, le champ magnétique est élevé. Le Complexe de Faribault-Thury se caractérise par un champ magnétique variable avec des cuvettes magnétiques orientés NW-SE. Le Complexe structural de Diana possède un champ magnétique moyen. Dans la partie est du Complexe structural de Diana, de fortes anomalies positives, étroites et linéaires traversent le secteur avec une orientation NW-SE. Ces anomalies positives correspondent à des bandes de paragneiss rouillés. Un champ magnétique élevé et très étroit, correspondant à des formations de fer, délimite les séquences paléoprotérozoïques du socle archéen.

Le Complexe de Qimussinguat est essentiellement constitué d'orthogneiss de la suite tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite (TTG) (voir Ridley et Kramers, 1990; Martin, 1994; Rudnick, 1995; Rollinson, 1996). Ces orthogneiss contiennent communément du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Un métamorphisme au faciès des granulites y prédomine. La fabrique structurale est constituée d'une gneissosité orientée N-S qui dessine le grain tectonique régional. Cette fabrique planaire est localement reprise par des plis non-plans (plis aux surfaces axiales non planaires) témoignant d'une tectonique archéenne polyphasée.

Le Complexe de Faribault-Thury se compose d'orthogneiss de la suite TTG. Il se distingue des unités voisines par un plus grand volume de roches volcano-sédimentaires en lambeaux. Ces lambeaux sont insérés dans des orthogneiss et distribués suivant un axe orienté NW-SE, sur une distance excédant 100 km. Les orthogneiss et les roches supracrustales du Complexe de Faribault-Thury sont généralement métamorphisés au faciès des amphibolites. La fabrique structurale et le plissement, d'âge Archéen, observés dans le Complexe de Faribault-Thury, sont comparables à ceux du Complexe de Qimussinguat. Les structures archéennes du Complexe de Faribault-Thury sont toutefois localement affectées par du cisaillement ductile d'âge Protérozoïque. L'intensité de cette déformation protérozoïque s'accroît vers l'est.

Le Complexe structural de Diana est essentiellement constitué d'orthogneiss archéens remaniés durant le Protérozoïque. Ces orthogneiss sont généralement très déformés. Ils contiennent une foliation ou une fabrique mylonitique pénétratives ainsi qu'une linéation d'étirement bien développée. Le Complexe structural de Diana contient aussi, dans de moindres proportions, des paragneiss d'âge incertain et des dykes d'amphibolite. Ces dykes d'amphibolite sont des équivalents métamorphisés et fortement déformés des dykes paléoprotérozoïques de la rivière Payne (pPpay). La majorité des roches de ce complexe est métamorphisée au faciès des amphibolites. Toutefois, le degré du métamor-

phisme tend à augmenter vers l'est et des assemblages caractéristiques des granulites sont localement observés dans la partie orientale du complexe.

Archéen

Complexe de Qimussinguat (Aqim)

Introduit lors des travaux de cartographie de la région du lac Peters (Madore *et al.*, 1999), le terme Complexe de Qimussinguat désigne une unité lithodémique principalement constituée d'orthogneiss granulitiques contenant du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Par endroits, les roches ignées felsiques sont massives à légèrement foliées et elles contiennent des évidences de textures magmatiques. Ces faciès sont surtout observés dans les granodiorites et les granites. Le Complexe de Qimussinguat contient aussi, dans de moindres proportions, des intrusions gabbronoritiques, de petits corps d'ultramafite ainsi que quelques rares lambeaux de roches supracrustales (paragneiss à biotite et grenat, gneiss mafiques/métavolcanites). Les lambeaux de roches supracrustales affleurent dans la partie sud du complexe et leur taille restreinte ne permet pas de les représenter sur la carte à l'échelle de 1 : 250 000.

Ultramafites (Aqim3a)

Les ultramafites forment de petits corps (< 1 km²) associés dans l'espace aux intrusions gabbronoritiques (Aqim6). Toutefois, plus au sud, dans la région du lac Peters (Madore *et al.*, 1999), ces ultramafites sont associées aux métavolcanites mafiques. Les ultramafites sont essentiellement composées de webstérite et, dans de moindres proportions, de dunite. Ce sont soit des roches intrusives, soit des cumulats dérivés des coulées volcaniques.

Sous le microscope, on observe que les ultramafites sont constituées de proportions variables de cristaux hypidiomorphes (2 à 5 mm) de clinopyroxène, d'orthopyroxène et d'olivine. Ces minéraux primaires sont partiellement recristallisés et altérés. Ils sont alors remplacés par la serpentine, la chlorite et la magnétite.

Orthogneiss granulitiques (Aqim4)

Les orthogneiss granulitiques sont caractérisés par la présence de deux pyroxènes (clinopyroxène et orthopyroxène). Ces orthogneiss sont surtout composés de tonalite dans laquelle on trouve des niveaux dioritiques d'épaisseur centimétrique qui représentent de 1 à 25 % de la roche. Ce type de gneiss constitue environ 70 % de l'unité. Les orthogneiss granulitiques contiennent aussi des phases trondhémiques, granodioritiques et granitiques. Les orthogneiss granulitiques sont migmatitisés et constitués de 10 à 60 % de mobilisat felsique. Ils renferment localement des enclaves mafiques composées de métagabbro, d'amphibolite, ou de gneiss mafique. Ces enclaves comptent pour moins de

10 % de l'unité et sont généralement de petite taille (< 2 m²). À l'intérieur de cette même unité (Aqim4), on trouve, dans de moindres proportions, des orthogneiss amphibolitiques à hornblende, épidote et biotite.

En lames minces, les orthogneiss ont une texture granoblastique et une granulométrie moyenne (0,5 à 2,0 mm). Par endroits, la roche est plus massive et la granulométrie plus grossière (1 à 4 mm). Ces faciès massifs, généralement observés dans les roches plus potassiques (granodiorite, granite) contiennent, malgré la recristallisation, une texture relictuelle grenue d'origine magmatique. Dans les faciès gneissiques, les minéraux ferromagnésiens ont tendance à se concentrer dans des rubans de composition dioritique. Ces minéraux ferromagnésiens, communément présents sous forme de porphyroblastes, sont la biotite rougeâtre, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et la hornblende verte. Des porphyroblastes de grenats (~2 %) sont observés à quelques rares endroits. Entre 1 et 10 % de minéraux opaques, essentiellement de la magnétite, sont disséminés dans la roche. Les minéraux secondaires les plus communs sont l'apatite et le zircon.

Granodiorite, granite (Aqim5a)

Les intrusions granodioritiques et granitiques, assez volumineuses pour être représentées sur une carte à l'échelle de 1 : 250 000, ont été individualisées. Ces intrusions felsiques aux contacts diffus se sont mis en place après les orthogneiss puisque, d'une part, elles les coupent et, d'autre part, elles sont moins déformées. Les lithologies de l'unité Aqim5a sont généralement massives à peu foliées et contiennent des phénocristaux idiomorphes de feldspath potassique. Elles sont modérément migmatitisées (5 à 35 % de mobilisat felsique) et renferment peu (< 5 %) ou pas d'enclaves mafiques.

En lames minces, on observe que la granodiorite ainsi que le granite ont une texture grenue d'origine ignée. Sur cette dernière se surimpose une recristallisation statique (thermique) qui l'oblitére partiellement. La granulométrie moyenne de ces roches varie de 2 à 4 mm et les phénocristaux observés dans les faciès à texture porphyroïde atteignent 15 mm. Ces roches contiennent entre 1 et 15 % de minéraux ferromagnésiens surtout constitués de biotite et de hornblende. De l'épidote secondaire, généralement associé aux ferromagnésiens, est fréquemment observé. Les minéraux accessoires les plus abondants sont l'allanite, l'apatite et le zircon.

Gabbronorite (Aqim6)

De petits corps de gabbronorite sont insérés dans les orthogneiss granulitiques. Ils affleurent dans la partie sud du Complexe de Qimussinguat. La gabbronorite est généralement foliée et contient entre 1 et 10 % de mobilisat felsique. Sous le microscope, on constate qu'elle montre une texture granoblastique polygonale et une granulométrie moyenne qui varie entre 1 et 2 mm. La gabbronorite est composée de



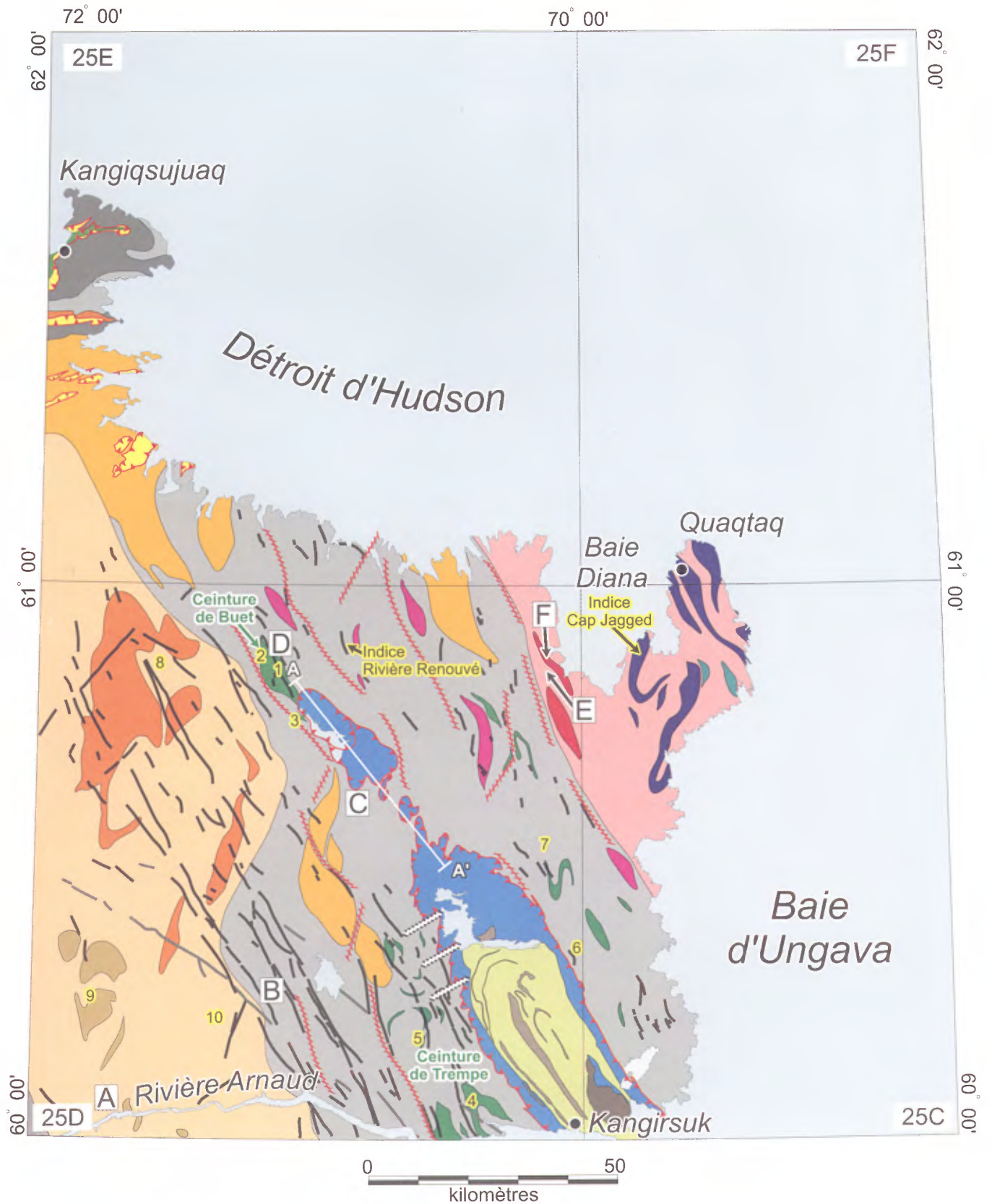




FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des feuillets littoraux (SNRC 25C, 25E et 25F).

LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE

FOSSE DE L'UNGAVA PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Groupe de Povungnituk

-  Basalte, gabbro, péridotite, amphibolite
-  Semi-pélite, quartzite, formation de fer, pélite

FOSSE DU LABRADOR MÉSOPROTÉROZOÏQUE

Gabbro de Kyak



-  Gabbro à hyperstène, péridotite

PALÉOPROTÉROZOÏQUE

Filons-couches de Montagnais





-  Gabbro, schiste à chlorite-actinote

Supergroupe de Kaniapiskau

-  Basalte, tuf et mudrock
-  Schiste pélitique, quartzite, arénite, et formation de fer

PROVINCE DU SUPÉRIEUR REMOBILISÉE ARCHÉEN À PROTÉROZOÏQUE

Complexe structural de Diana






-  Monzonite et monzonite quartzifère porphyroïdes (APdia4)
-  Orthogneiss tonalitique mylonitique (APdia3)
-  Amphibolite, gneiss mafique, ultramafite (APdia2)
-  Paragneiss, marbre et roches calco-silicatées (APdia1)

ESSAIMS DE DYKES PALÉOPROTÉROZOÏQUE




-  Dykes de la Rivière Payne (pPpay)
-  Dykes de Klotz (pPktz)

PROVINCE DU SUPÉRIEUR ARCHÉEN

Complexe de Faribault-Thury

-  Monzonite, monzonite quartzifère porphyroïdes (Afh6)
-  Granodiorite, granite (Afh5a)
-  Tonalite gneissique à enclaves mafiques (Afh4a)
-  Orthogneiss amphibolitiques de la suite TTG (Afh4)
-  Métavolcanites, ultramafites et métasédiments (Afh2, 3 et 3a)

Complexe de Qimussinguat

-  Gabbro norite (Aqm6), ultramafites (Aqm3a)
-  Granodiorite, granite (Aqm5a)
-  Orthogneiss granulitique de la suite TTG (Aqm4)



Faille de chevauchement



Zone de cisaillement
à décrochement dextre



Zone de cisaillement
à décrochement senestre



Site d'échantillonnage
géochronologique



Coupe géologique (figure 6)

Indice
Rivière Renouvé

Indice minéralisé*

10

Anomalie lithogéochimique*

* Voir les tableaux 2 et 3 pour les teneurs

FIGURE 2 (suite) – Légende de la géologie simplifiée.

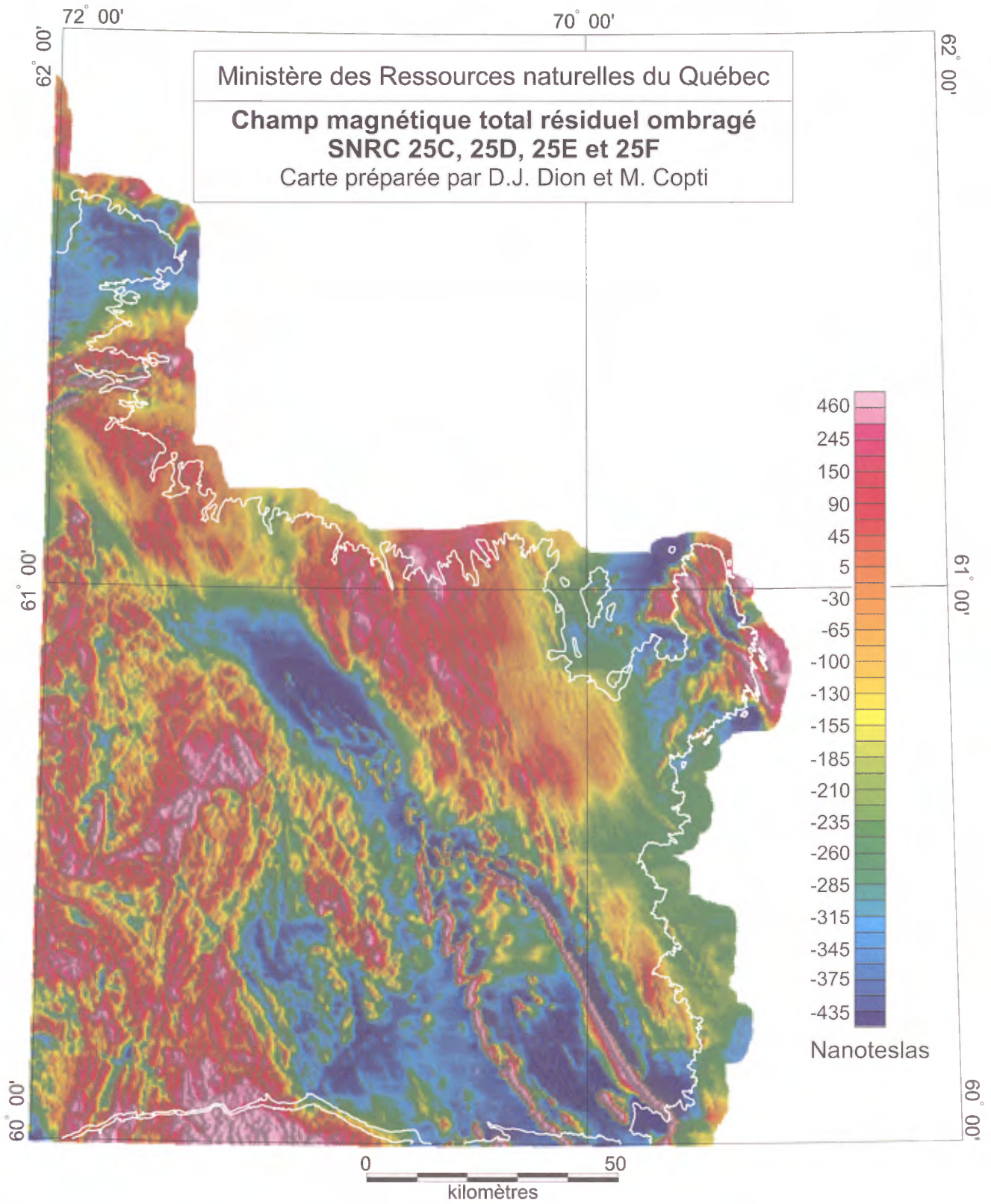


FIGURE 3 – Champ magnétique total ombragé, feuillets SNRC 25C, 25D, 25E et 25F.



clinopyroxène (10 à 30 %) d'orthopyroxène (10 à 25 %), de hornblende (10 à 40 %) et de plagioclase (25 à 35 %). Elle contient entre 1 et 10 % de minéraux opaques, principalement la magnétite, disséminés dans la roche.

Complexe de Faribault-Thury (AftH)

Le Complexe de Faribault-Thury est une unité lithodémique originellement définie dans la région du lac Peters (Madore *et al.*, 1999). Cette unité est surtout constituée d'orthogneiss amphibolitiques à l'intérieur desquels on trouve des roches volcano-sédimentaires. Ces roches volcano-sédimentaires forment des lambeaux distribués en chapelets suivant un axe NW-SE. L'épaisseur des lambeaux varie entre 0,5 et 4,0 km et leur longueur ne dépasse pas 15 km. Deux lambeaux, plus volumineux que les autres, ont été nommés de façon informelle. Il s'agit de la ceinture de Buet située dans la partie nord de la région et de la ceinture de Trempe située au sud, à proximité du village de Kangirsuk. Le Complexe de Faribault-Thury comprend aussi de la granodiorite et du granite légèrement foliés et des intrusions tabulaires de monzonite.

Paragneiss, marbre et formation de fer (AftH2)

Les métasédiments de l'unité AftH2 sont composés de paragneiss ainsi que de rares horizons de formation de fer et de marbre. Ces roches se présentent sous la forme de petits lambeaux (< 1 km²) dont les volumes restreints ne permettent généralement pas de les individualiser parmi les volcanites de l'unité AftH3 et de les représenter à l'échelle de 1 : 250 000. Ces métasédiments sont migmatitisés et contiennent un rubanement tectonométamorphique.

En lame mince, on observe que le paragneiss possède une matrice quartzofeldspathique à texture granoblastique. La biotite (15 à 30 %) et le grenat (1 à 5 %) sont communs dans ces roches. Le paragneiss contient aussi, dans des proportions variables, de la sillimanite, du graphite, de la muscovite, du rutile et de la tourmaline. Les porphyroblastes de grenat, généralement poecilites, contiennent de petites inclusions de biotite, de sillimanite, de quartz, de plagioclase ou de graphite. Par endroits, la chlorite remplace la biotite.

Le marbre a subi une recristallisation statique complète des minéraux qui le composent. La taille moyenne des néoblastes est d'environ 2 mm mais peut atteindre 10 mm. Le marbre est composé de calcite ou de dolomie et contient environ 15 % de minéraux secondaires tels le diopside, la forstérite (olivine magnésienne), le sphène, les minéraux du groupe des humites et la magnétite. Ces minéraux se concentrent dans des bandes d'épaisseur millimétrique à centimétrique qui définissent le rubanement tectonométamorphique.

Les formations de fer sont métamorphisées et caractérisées, en lame mince, par une texture granoblastique bien développée. Elles sont généralement rubanées mais peu-

vent aussi, par endroits, être homogènes et foliées. Leur composition varie d'une localité à l'autre et deux principaux faciès ont été reconnus : 1) le faciès silicaté, constitué de quartz et de silicates ferrifères tels le grenat et la grunérite et, 2) le faciès oxydé, composé de magnétite et de quartz.

Métavolcanites amphibolitiques (AftH3)

Les métavolcanites représentent plus de 90 % du volume des roches qui composent les séquences volcano-sédimentaires du Complexe de Faribault-Thury. Elles sont de composition mafique ou intermédiaire mais contiennent localement un petit volume d'ultramafites. Par endroits, de petites intrusions gabbroïques, contenant des phases pyroxénitiques, affleurent dans les sillons métavolcaniques. Cette association spatiale suggère un lien cogénétique entre ces roches intrusives et les volcanites. Ces gabbros et pyroxénites pourraient appartenir aux appareils nourriciers des édifices volcaniques. Ces roches de l'unité AftH3 sont métamorphisées au faciès des amphibolites. À l'échelle méso-scopique, les métavolcanites sont dotées d'une foliation pénétrative, accentuée par un rubanement d'épaisseur centimétrique. Elles sont localement très peu déformées et possèdent des textures et structures volcaniques telles que des coulées coussinées et des brèches de coulée.

En lames minces, les volcanites mafiques et intermédiaires du Complexe de Faribault-Thury ont une texture granoblastique et une granulométrie qui varie de fine à moyenne (0,2 à 3,0 mm). Les principales phases minérales sont la hornblende verte (55 à 75 %) et le plagioclase (20 à 45 %). Dans plusieurs cas, des porphyroblastes hypidiomorphes de hornblende (2 à 3 mm) s'orientent parallèlement à la fabrique. La biotite est peu abondante (<5 %) et chloritisée par endroits. Le quartz (<5 %), l'épidote (<1 à 10 %), le sphène (<1 à 5 %), le grenat (<1 à 3 %) et des reliques de clinopyroxène, presque entièrement remplacé par la hornblende, sont observés en quantités mineures. Entre 1 et 5 % de minéraux opaques, constitués d'ilménite et d'hématite, sont parsemés dans ces roches. Des carbonates secondaires sont présents en traces dans plusieurs localités.

Ultramafites (AftH3a)

Les ultramafites du Complexe de Faribault-Thury sont associées dans l'espace aux métavolcanites mafiques et intermédiaires. Les relations de terrain ne permettent pas toujours d'identifier avec certitude la nature intrusive ou effusive des ultramafites. Cependant, l'interlitage des ultramafites avec les métavolcanites basiques, observé à certains endroits, suggère une origine effusive pour ces roches. Dans d'autres localités, les ultramafites forment des intrusions de taille kilométrique qui coupent nettement les métavolcanites.

Les affleurements d'ultramafites sont généralement en relief positif par rapport aux roches encaissantes et ils forment de petites collines. Les ultramafites sont de couleur

brun-chamois en surface d'altération. Elles sont métamorphisées, généralement massives et altérées. Localement, elles sont à granulométrie fine mais typiquement, elles sont à granulométrie moyenne (1 à 5 mm). Les ultramafites sont constituées de péridotite, de pyroxénite et, dans de moindres proportions, de dunite.

Sous le microscope, les péridotites et les dunités sont formées d'un enchevêtrement de fibres microcristallines de serpentine qui constituent jusqu'à 75 % de la roche. Des reliques d'olivine ou de pyroxène y sont observées. La matrice serpentinisée est parsemée de magnétite (~15 %) et contient des amas de clinocllore (chlorite magnésienne) et de calcite. Dans les pyroxénites, les cristaux de pyroxènes primaires sont variablement remplacés par la hornblende verte. Des porphyroblastes aciculaires de trémolite sont observés par endroits. On trouve généralement un peu d'épidote, de magnétite et de sphène dans ces roches.

Les ultramafites, dont la nature semble nettement effusive, ont une matrice aphanétique surtout composée de chlorite, minéral d'altération des ferromagnésiens. L'olivine, lorsque présente, constitue jusqu'à 15 % de la roche. Elle forme des phénocristaux (1 à 8 mm) partiellement remplacés par la chlorite et traversés par des craquelures remplies de magnétite. Ces ultramafites contiennent aussi une proportion significative (20 à 40 %) de trémolite à granulométrie fine (0,1 à 1,0 mm). L'anthophyllite, l'épidote, le talc et le sphène sont des minéraux secondaires observés dans ces roches.

Orthogneiss amphibolitiques (Afh4)

Les orthogneiss amphibolitiques de l'unité Afth4 prédominent largement dans le Complexe de Faribault-Thury. Cette unité se compose surtout d'orthogneiss tonalitique intercalé avec des phases trondhjémiques, granodioritiques et, dans de moindres proportions, granitiques. Ces roches contiennent généralement des rubans de composition dioritique et des « schlierens » riches en minéraux ferromagnésiens telle la biotite. Elles sont migmatitisées et comprennent entre 5 et 50 % de mobilisat felsique ainsi que de 5 à 25 % d'enclaves mafiques (amphibolitiques, dioritiques et gabbroïques). Les roches de l'unité Afth4 sont communément métamorphisées au faciès des amphibolites.

En lames minces, la plupart des roches de cette unité présentent une texture granoblastique. Les microfabriques sont affectées par une déformation d'intensité variable. Les roches les moins déformées contiennent, par endroits, des plagioclases antiperthitiques idiomorphes qui sont préservés de la déformation et de la recristallisation. Les roches plus déformées ont une foliation mylonitique partiellement oblitérée par la recristallisation statique.

Le quartz est généralement disposé en rubans polycristallins. Les cristaux de plagioclase sont séricitisés et contiennent de petits grains d'épidote et de calcite secondaire. Les phases tonalitiques, granodioritiques et granitiques ren-

ferment entre 10 et 40 % de minéraux ferromagnésiens alors que les phases trondhjémiques en comprennent moins de 10 %. La biotite et la hornblende sont les minéraux ferromagnésiens les plus communs dans ces roches. Les rubans dioritiques présents dans les orthogneiss sont composés de plagioclase, de hornblende et de biotite ainsi que de reliques de clinopyroxène amphibolitisé. Localement, les orthogneiss renferment de la muscovite et du grenat. Les minéraux accessoires sont les oxydes (magnétite et ilménite), le zircon, le sphène (< 8 %), l'apatite et l'allanite.

Tonalite gneissique à enclaves mafiques (Afh4a)

Originellement, ce faciès a été identifié lors du levé géologique à l'échelle de 1 : 100 000 effectué par la Commission géologique du Canada (St-Onge et Lucas, 1997). La tonalite gneissique de cette unité est, du point de vue pétrographique, comparable à l'orthogneiss tonalite de l'unité Afth4 décrite précédemment. Elle se distingue cependant par l'abondance d'enclaves mafiques et ultramafiques qu'elle renferme. La tonalite gneissique à enclaves mafiques et ultramafiques affleure dans la partie nord-ouest du levé, à proximité du village de Kangiqsujuaq.

Granodiorite, granite (Afh5a)

À l'échelle de la carte, on observe de grandes masses intrusives de composition granodioritique et granitique. Ces intrusions aux contacts diffus se sont mises en place dans les orthogneiss amphibolitiques de l'unité Afth4. La granodiorite et le granite de l'unité Afth5a contiennent peu de mobilisat felsique et généralement moins de 5 % d'enclaves mafiques. Ces roches intrusives sont localement massives mais présentent une foliation minérale définie essentiellement par l'orientation de la biotite.

Du point de vue pétrographique, la granodiorite et le granite de l'unité Afth5a sont comparables à ceux de l'unité Aqim5a observés dans le Complexe de Qimussinguat. Ces roches ont une texture ignée grenue, partiellement oblitérée par la recristallisation statique. Elles ont une granulométrie moyenne qui varie entre 2 et 4 mm et contiennent entre 1 et 15 % de minéraux ferromagnésiens tels la biotite et la hornblende. Elles contiennent des traces d'allanite, d'apatite et de zircon.

Monzonite, monzonite quartzifère porphyroïdes (Afh6)

Les roches monzonitiques de l'unité Afth6 intrudent les orthogneiss de l'unité Afth4. Ces intrusions monzonitiques aux contacts nets forment des corps tabulaires de puissance pluri-kilométrique orientés parallèlement à la fabrique régionale. Typiquement, ces roches constituées de monzonite et de monzonite quartzifère possèdent une texture porphyroïde. Elles sont généralement déformées, avec une fo-

liation définie par l'alignement des phénocristaux de feldspaths et des minéraux ferromagnésiens. Elles sont toutefois massives par endroits.

En lames minces, les roches monzonitiques sont affectées par une néoblastèse préférentiellement localisée en bordure des porphyres de feldspaths ainsi que dans la matrice de composition quartzo-feldspathique. L'orientation préférentielle des néoblastes de quartz indique que la recristallisation s'est produite lors d'un épisode de déformation ductile (recristallisation dynamique). Toutefois, les porphyres idiomorphes de feldspaths sont orientés préférentiellement. Ce type de fabrique, typique des intrusions syn-tectoniques, se forme généralement dans des conditions magmatiques ou sub-magmatiques. Les roches monzonitiques contiennent entre 25 et 50 % de phénocristaux (1-5 cm) idiomorphes d'orthose et de microcline. Elles contiennent aussi de plus petits phénocristaux de plagioclase (20 à 35 %) généralement séricitisés. Entre les phénocristaux, on trouve du quartz (5 à 20 %), de la biotite (5 à 15 %) et de la hornblende verte (< 1 à 10 %). La hornblende et la biotite sont localement chloritisées. Les minéraux accessoires sont, l'apatite, le sphène, l'épidote et le zircon. Entre 1 et 3 % d'oxydes (magnétite et ilménite) sont présents sous forme de petits grains disséminés dans la roche.

Paléoprotérozoïque

Dykes de la Rivière Payne (pPpay), Dykes de Klotz (pPktz)

Les roches archéennes de la région sont intrudées par deux essaïms de dykes d'âge Paléoprotérozoïque; les Dykes de la Rivière Payne et les Dykes de Klotz, termes lithodémiques introduits respectivement par Fahrig *et al.* (1985) et Buchan *et al.* (1998). Les Dykes de la Rivière Payne sont largement dominants et traversent l'ensemble de la région avec une orientation principale à 330° N. Les Dykes de Klotz, majoritairement orientés à 310° N, se situent dans la partie sud de la région, à proximité de la rivière Arnaud. Ils abondent plus au sud, dans la région du lac Peters (Madore *et al.*, 1999). Des analyses isotopiques K-Ar de deux échantillons de bordure de trempe suggèrent, pour les Dykes de la Rivière Payne, un âge de mise en place légèrement supérieur à 2000 Ma (Fahrig *et al.*, 1985). Un échantillon provenant des Dykes de Koltz a livré un âge U-Pb de 2209±1 Ma (Buchan *et al.*, 1998).

Les dykes paléoprotérozoïques, dont l'épaisseur varie entre 15 et 100 m, traversent la région sur des distances pouvant atteindre plus de 50 km. Ils sont d'excellents marqueurs qui permettent d'identifier les effets de la déformation protérozoïque qui affecte les roches de la région. Dans la partie ouest de la région, essentiellement constituée par les roches du Complexe de Qimussinguat, les dykes paléoprotérozoïques ne sont ni déformés ni métamorphisés. Plus à l'est, dans le Complexe de Faribault-Thury, ces dykes sont

localement déformés et métamorphisés au faciès des schistes verts. La déformation et le métamorphisme observés dans les dykes tendent à s'intensifier vers l'est. Dans le Complexe structural de Diana situé dans la partie orientale de la région, les dykes perdent leurs attributs ignés originaux. Ils possèdent une fabrique et des assemblages métamorphiques typiques d'une déformation qui s'est produite au faciès des amphibolites.

Les dykes paléoprotérozoïques les plus frais sont constitués de gabbro à texture ophitique. La granulométrie varie de moyenne à grossière. Ces roches sont constituées de cristaux de plagioclase idiomorphe entourés d'une matrice composée de clinopyroxène. Des oxydes de Fe-Ti, un peu de quartz et de la biotite sont aussi présents. Les bordures de dykes sont figées sur une dizaine de centimètres. Leur minéralogie est caractérisée par des microcristaux idiomorphes de plagioclase et d'augite, alignés parallèlement avec les contacts du dyke. Les dykes sont localement altérés et contiennent un peu de chlorite et d'amphibole en remplacement partiel des minéraux ferromagnésiens ainsi que de la séricite et de l'épidote associés au plagioclase.

Archéen à Protérozoïque

Complexe structural de Diana (APdia)

Le Complexe structural de Diana est un nouveau terme lithodémique qui désigne un assemblage lithologique majoritairement d'âge Archéen et tectoniquement remanié durant le Protérozoïque. Ce complexe est essentiellement constitué d'orthogneiss tonalitique, ceux-ci englobant des lambeaux de paragneiss, d'amphibolite et d'ultramafite. Les roches du Complexe de Diana sont communément mylonitisées et migmatitisées. Ces roches sont majoritairement métamorphisées au faciès des amphibolites. Le métamorphisme atteint toutefois le faciès des granulites dans la partie est du complexe.

Paragneiss, marbre et roches calco-silicatées (APdia1)

L'unité APdia1 forme des bandes d'environ 5 km de largeur. L'extension latérale de ces bandes peut atteindre plus de 40 km de longueur. Cette unité est principalement composée de paragneiss à l'intérieur desquels sont intercalés des niveaux de marbre et de roches calco-silicatées. Les niveaux sont d'épaisseur métrique et ne dépassent généralement pas 50 mètres de longueur. L'ensemble de ces roches possède un rubanement tectonométamorphique. Les métasédiments de l'unité APdia1 sont migmatitisés et contiennent entre 10 et 50 % de mobilisat granitique. Les bandes métasédimentaires, insérées dans les orthogneiss tonalitiques (APdia3), sont tectoniquement transposées parallèles à la fabrique structurale.

Sous le microscope, les paragneiss possèdent une texture granoblastique hétérogranulaire. La matrice est quartzo-

feldspathique et de granulométrie fine (0,2 à 1,0 mm). Des porphyroblastes de biotite, majoritairement orientés dans la foliation et dont la taille varie entre 0,5 et 2,0 mm, composent entre 15 à 40 % de la roche. Localement, la chlorite remplace la biotite. Les porphyroblastes de grenat, dont la taille varie entre 1 et 5 mm, sont communs dans ces roches. Ces porphyroblastes sont généralement poecilites et contiennent de petites inclusions de biotite, de quartz ou de plagioclase. Le paragneiss contient aussi, dans des proportions variables, de l'épidote, de la calcite, de la muscovite, de la hornblende verte et du sphène. De petites quantités de minéraux opaques (< 5 %) à granulométrie fine sont parsemés dans le paragneiss.

Amphibolite, gneiss mafique, ultramafite (APdia2)

Le Complexe structural de Diana contient un volume restreint de roches mafiques et ultramafiques. Ces roches sont associées dans l'espace aux bandes de paragneiss. On les trouve en petits lambeaux, insérés à l'intérieur des paragneiss ou sous la forme de petits corps allongés dont la surface d'exposition n'excède pas 30 km².

Les amphibolites sont généralement homogènes et dotées d'une foliation bien développée. Ces roches sont essentiellement composées de hornblende (45 à 75 %) et de plagioclase (25 à 40 %). Par endroits, elles contiennent de petites proportions de sphène, de biotite ou de grenat. Sous le microscope, les amphibolites possèdent une texture granoblastique soulignée par l'orientation préférentielle des cristaux de hornblende. La granulométrie de ces roches est généralement fine et varie entre 0,5 et 1,0 mm.

Les gneiss mafiques ont une composition minéralogique comparable à celle des amphibolites. Ils contiennent toutefois plus de grenat (5 à 15 %) et de biotite (1 à 10 %). Ils sont caractérisés par une ségrégation tectonometamorphique produisant un rubanement d'épaisseur centimétrique. En lame mince, ces gneiss exhibent une texture granoblastique polygonale et une granulométrie fine (~ 0,5 à 1,0 mm). Dans plusieurs cas, les cristaux prismatiques de hornblende s'orientent parallèlement à la foliation et à la linéation, définissant une texture nématoblastique.

Les ultramafites constituent une infime proportion de l'unité APdia2. Elles sont métamorphisées, foliées et généralement altérées. Sous le microscope, les ultramafites permettent d'observer une matrice à granulométrie fine formée d'un enchevêtrement de cristaux de chlorite, de serpentine et de talc. Cette matrice contient, par endroits, des reliques de clinopyroxène, d'orthopyroxène ou d'olivine. Des porphyroblastes aciculaires de trémolite (1 à 5 mm de longueur) sont observés dans ces roches. De petites quantités de biotite et d'hercynite (spinelle vert) peuvent aussi être présentes dans ces roches.

Orthogneiss tonalitique mylonitique (APdia3)

Cette unité constitue l'assemblage lithologique principal du Complexe structural de Diana. Elle est surtout composée d'orthogneiss tonalitique auquel s'ajoutent des phases dioritique, trondhjémitique et granodioritique. Ces orthogneiss sont, dans leur ensemble, fortement déformés et présentent typiquement une fabrique planaire mylonitique à laquelle s'ajoute une linéation d'étirement bien développée. La fabrique mylonitique est soulignée par des injections de mobilisat granitique transposées parallèlement à la fabrique structurale. Par endroits, ces orthogneiss contiennent des niveaux boudinés ou des enclaves mafiques transposés et étirés parallèlement à la foliation.

En lames minces, les orthogneiss de l'unité APdia3 ont une texture granoblastique bien développée et une granulométrie fine qui varie de 0,5 à 2,0 mm. À cette texture de recuit, subsistent des reliques de rubans de quartz et des porphyroclastes de plagioclases, témoins d'une déformation ductile. Des porphyroblastes de biotite (5 à 15 %), de muscovite (1 à 5 %) et d'épidote (< 1 à 3 %) sont insérés et orientés dans les plans de la foliation. Des porphyroblastes de hornblende verte (< 1 à 10 %) et de petites plages de calcite (< 1 %) sont aussi observés par endroits. Les minéraux accessoires les plus communs sont le zircon, l'allanite, l'apatite et le sphène.

Monzonite et monzonite quartzifère porphyroïdes foliées ou mylonitiques (APdia4)

Les roches monzonitiques de l'unité APdia4 forment des corps tabulaires larges de quelques kilomètres et orientés parallèlement à la fabrique régionale. Ces roches monzonitiques aux contacts nets intrudent les orthogneiss tonalitiques de l'unité APdia3. Bien qu'elles partagent de nombreuses caractéristiques texturales et minéralogiques avec les monzonites de l'unité Afth6 (Complexe de Faribault-Thury), les roches monzonitiques du Complexe structural de Diana sont plus déformées et exhibent une fabrique planaire très bien développée. Elle conservent toutefois des reliques de texture porphyroïde. La fabrique planaire est caractérisée par le développement d'une foliation protomylonitique à mylonitique soulignée par l'alignement des porphyroclastes de feldspath potassique et des cristaux de minéraux ferromagnésiens.

En lames minces, les roches monzonitiques permettent d'observer une recristallisation statique intense qui oblitère les textures mylonitiques. La matrice de composition quartzofeldspathique exhibe une texture granoblastique et une granulométrie fine (0,5 à 2,0 mm). Des reliques de rubans de quartz sont observées dans cette matrice. Ces roches monzonitiques contiennent entre 20 et 40 % de porphyroclastes

(1 à 15 mm) de feldspath potassique. Des cristaux de biotite (5 à 10 %), de muscovite (1 à 5 %), de hornblende verte (< 1 à 10 %) et d'épidote (1 à 5 %) sont généralement présents dans ces roches. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite, le sphène, l'allanite et le zircon.

MÉTAMORPHISME

Dans la région de la rivière Arnaud, le métamorphisme régional d'âge Archéen varie du faciès des amphibolites au faciès des granulites. Des analyses U-Pb ont été effectuées sur trois monazites et deux titanites. Ces analyses ont livré des âges métamorphiques de 2707 ± 3 Ma pour les monazites (Madore *et al.*, 1999) et de 2701 ± 1 Ma sur les titanites (David, communication personnelle). Dans la partie ouest de la région, les roches du Complexe de Qimussinguat sont typiquement métamorphisées au faciès des granulites. Ce métamorphisme granulitique est représenté par les assemblages orthopyroxène + clinopyroxène + hornblende + plagioclase + quartz \pm biotite observés dans les orthogneiss. Les pyroxènes possèdent communément une texture granoblastique polygonale, témoin d'une recristallisation syn-tectonique dans des conditions de pression et de température élevés. Par endroits, on observe des reliques de pyroxènes primaires (ignées) largement grenus et subautomorphes. Ces pyroxènes peuvent être mécaniquement brisés en petits morceaux et distribués en chapelet le long des plans de la foliation. Ils peuvent également être recristallisés en petits grains polygonaux. Ces dernières observations indiquent qu'une génération de pyroxènes ignés et une génération de pyroxènes métamorphiques coexistent dans les roches ignées du Complexe de Qimussinguat. L'événement tectonométamorphique, responsable de la recristallisation et de la désagrégation des pyroxènes, s'est produit au faciès des granulites.

Plus à l'est, dans le Complexe de Faribault-Thury, le métamorphisme régional d'âge Archéen s'exprime par des assemblages métamorphiques typiques du faciès moyen des amphibolites. Les orthogneiss et les métavolcanites comprennent généralement des assemblages minéralogiques contenant de la hornblende + biotite + grenat \pm muscovite + plagioclase + quartz. Les roches archéennes du Complexe de Faribault-Thury sont localement rétométamorphisées au faciès supérieur des schistes verts ou aux faciès inférieure des amphibolites. Le rétométamorphisme est lié aux événements tectonométamorphiques d'âge Paléoproterozoïque qui affectent cette partie du socle archéen. Ce phénomène se manifeste essentiellement dans les zones de cisaillement qui mettent en contact les roches supracrustales d'âge Paléoproterozoïque (Fosse de l'Ungava au nord et Fosse du Labrador à l'est) et les roches du socle archéen ainsi que dans de grandes failles de décrochement qui traversent la

région. Ces zones de cisaillement forment généralement des schistes à muscovite + biotite \pm épidote \pm chlorite.

L'empreinte du métamorphisme paléoproterozoïque s'intensifie vers l'est et devient pénétrative au niveau du Complexe structural de Diana. Les roches du Complexe structural de Diana contiennent des assemblages métamorphiques constitués de biotite + muscovite + hornblende + épidote, typiques du faciès des amphibolites. Localement, à l'extrémité est du complexe, le métamorphisme d'âge Paléoproterozoïque atteint le faciès des granulites, avec la présence de cristaux d'orthopyroxène granoblastiques et poeciloblastiques.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

*(Chapitre rédigé en collaboration avec
Normand Goulet)*

Une étude structurale, appuyée par des relations de recoupement, a permis de déceler deux grands épisodes de déformations polyphasées. Le premier épisode de déformation, dont l'empreinte structurale exprime essentiellement un régime de contraintes en compression, est d'âge Archéen et affecte le craton. Le second épisode de déformation correspond aux événements collisionnels survenus durant le Paléoproterozoïque (orogènes de l'Ungava et du Nouveau-Québec). L'empreinte de ces déformations s'observe dans le socle achéen ainsi que dans les dykes et les roches supracrustales d'âge Paléoproterozoïque. Entre ces deux grands épisodes de déformation, la mise en place de dykes de diabase (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz) et la formation des bassins volcano-sédimentaires de la Fosse de l'Ungava et de la Fosse du Labrador témoignent de phénomènes d'extension tectonique (rifting entre 2,2 – 1,9 Ga; voir Van Kranendonk *et al.*, 1993 ainsi que St-Onge *et al.*, 2000).

Les fabriques associées aux déformations archéennes sont bien développées dans la partie ouest de la région. Elles sont toutefois oblitérées par des structures d'âge Paléoproterozoïque et s'estompent progressivement vers l'est et le nord pour se fondre dans les ceintures orogéniques de l'Ungava et du Labrador. Les fabriques archéennes dessinent le grain tectonique des complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury. Dans le Complexe de Qimussinguat, cette fabrique s'exprime par une foliation ou une gneissosité orientée N-S et à pendage abrupt (figures 4a et 5a). Des linéations minérales, définies par l'orientation des minéraux ferromagnésiens, sont observées dans le Complexe de Qimussinguat. Elles plongent généralement de façon abrupte vers le NW (figure 5b). Le Complexe de Faribault-Thury expose une fabrique structurale orientée NNW-SSE et à pendage abrupt (figures 4a et 5c). Une linéation minérale, définie par l'orientation des minéraux métamorphiques tels

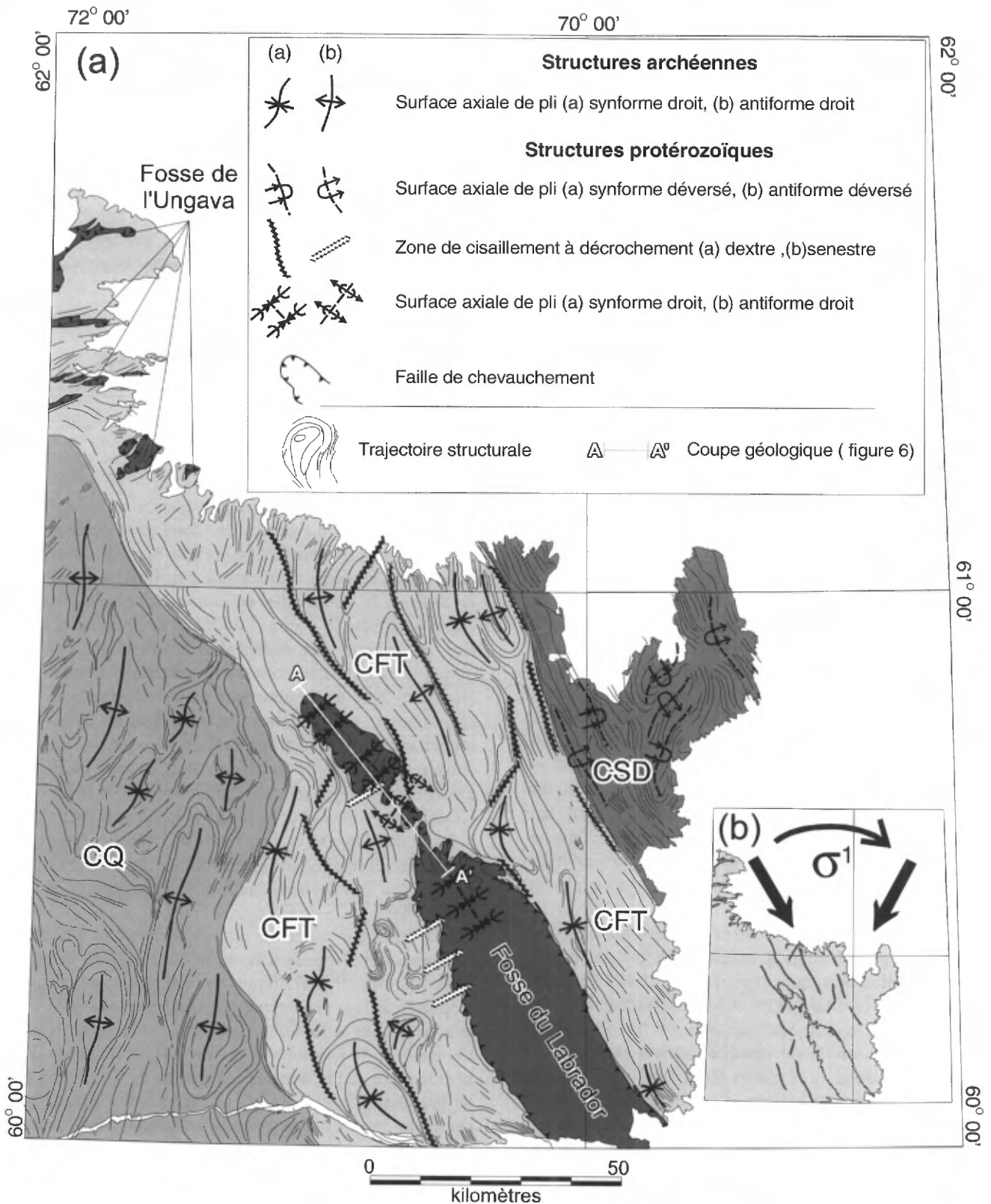


FIGURE 4 – a) Présentation simplifiée des trajectoires structurales et des structures régionales. Les trajectoires structurales proviennent de l'analyse combinée des photographies aériennes, des cartes du champ magnétique, des données satellites (Landsat TM) et des données structurales planaires mesurées sur le terrain. CQ = Complexe de Qimussinguat, CFT = Complexe de Faribault-Thury et CSD = Complexe structural de Diana. b) Orientation de la contrainte principale σ^1 qui varie dans le temps.

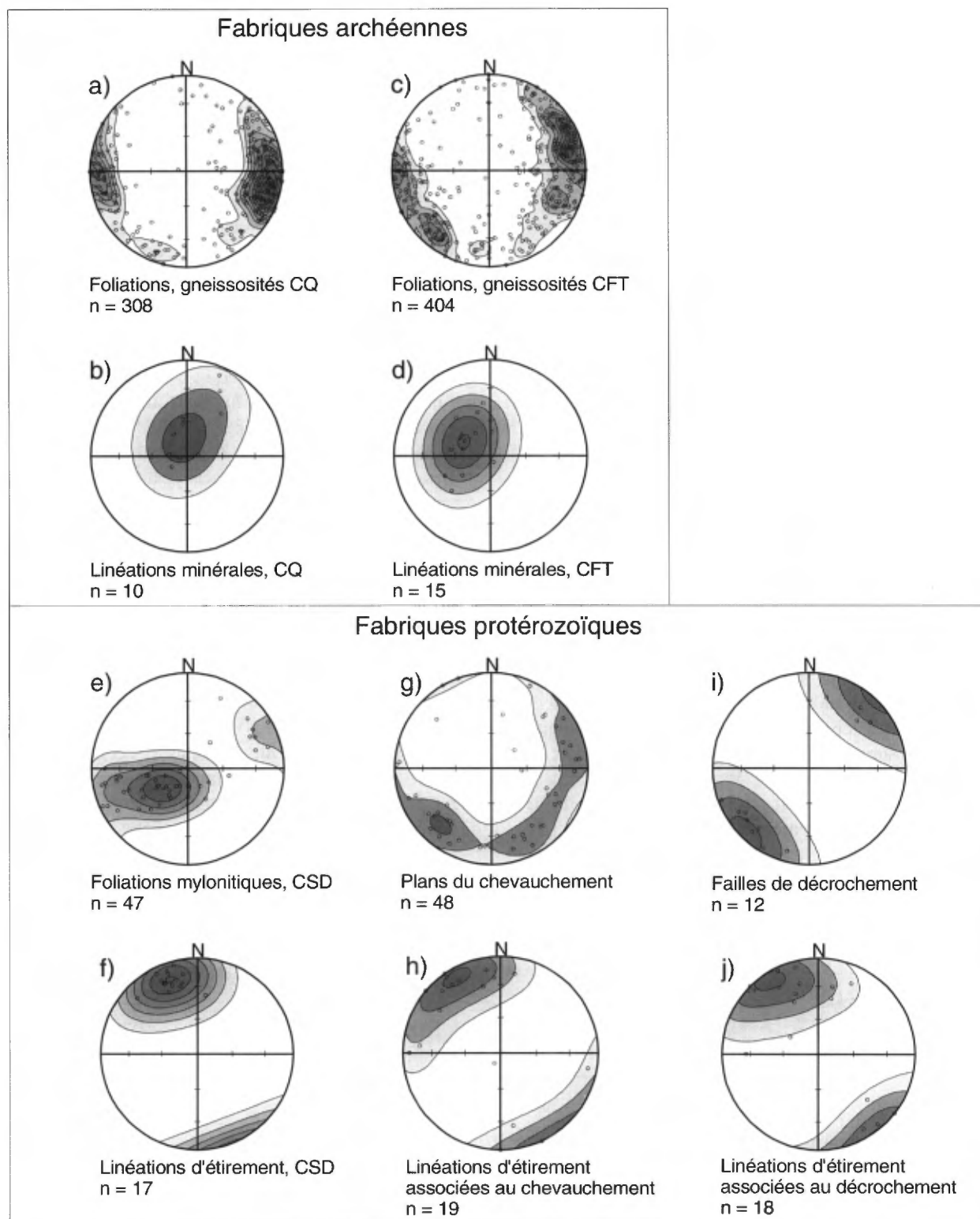


FIGURE 5 – Projections stéréographiques équiennes. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986). n = nombre de données. Les stéréogrammes a, c, e, g et i contiennent les projections des pôles de plans mesurés. Les stéréogrammes b, d, f, h et j mettent en évidence les projections des linéations mesurées.

la biotite, la hornblende et la muscovite, s'ajoute aux fabriques planaires. Cette linéation plonge abruptement vers le NW (figure 5d). Dans les complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury, les fabriques planaires (foliation et gneissosité) permettent de percevoir, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale, du plissement sur lequel se superposent des zones de cisaillement ductile. Les plis régionaux ont des traces axiales orientées N-S (figure 4a). Ces plis sont généralement serrés, droits ou légèrement déjetés vers l'est et sont localement perturbés par une ondulation de leur trace axiale (figure 4a).

Les différentes structures régionales d'âge Protérozoïque permettent d'identifier deux styles de déformation distincts. Il s'agit, d'abord, de structures associées au chevauchement des séquences paléoprotérozoïques sur le socle archéen et, ensuite, de structures liées à des mouvements de décrochement dextre dans un contexte de transpression.

Les structures associées aux phénomènes de chevauchement protérozoïques sont caractérisées par des zones de cisaillement faiblement inclinées (figure 5g) dont l'épaisseur varie entre 5 et 10 mètres. Ces zones de cisaillement sont observées à la base des séquences paléoprotérozoïques du lac Nagvaraaluk et de la partie nord de la Fosse du Labrador (figure 4a). Elles affectent les roches paléoprotérozoïques ainsi que le socle archéen. De nombreux indicateurs cinématiques ainsi que des linéations d'étirement plongeant faiblement vers le NW (figure 5h) sont observés dans ces zones de décollement. Ces indicateurs du sens de mouvement nous permettent de conclure que le transport tectonique des séquences supracrustales paléoprotérozoïques sur le socle archéen s'est effectué du NW vers le SE. Des plis à grande amplitude, droits ou légèrement déjetés vers le SE avec des traces axiales orientées NE-SW sont associés aux

structures de décollement (figures 4a). La coupe géologique présentée à la figure 6 est une illustration des séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque allochtone (séquence du lac Nagvaraaluk et extrémité nord de la Fosse du Labrador) qui reposent, à la faveur d'un décollement de base, sur le socle archéen. Dans le nord de la région, les roches paléoprotérozoïques appartenant à la Fosse de l'Un-gava sont aussi allochtones par rapport au socle archéen et ont été affectées par un transport tectonique vers le sud et le sud-est (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1990c).

Le régime de déformation régionale en transpression s'exprime par plusieurs familles de failles ductiles sub-verticales d'épaisseur décamétrique à hectométrique. Ces failles se caractérisent par une fabrique planaire mylonitique à laquelle est associée une linéation d'étirement sub-horizontale bien développée (figure 5j). Les failles principales, d'envergure régionale, sont orientées à $\sim 320^\circ\text{N}$ (figures 4a et 5i) et possèdent un mouvement de décrochement dextre. Des failles subsidiaires à décrochement dextre ($\sim 30^\circ\text{N}$) et localement senestre ($\sim 50^\circ\text{N}$) sont associées aux failles principales (figure 4a). Cette famille de failles contemporaines affecte les roches archéennes du Complexe de Faribault-Thury ainsi que les dykes de Payne et de Klotz. L'effet de cette déformation s'intensifie vers l'est où les failles de décrochement deviennent plus fréquentes. Ces failles affectent aussi, de façon locale, les zones de décollement situées à la base des roches protérozoïques du lac Nagvaraaluk et de la partie nord de la Fosse du Labrador. Des plis régionaux de grande amplitude et à trace axiale NW-SE (figures 4a), probablement contemporains au système de failles de décrochement dextre, affectent également les grandes structures de décollement. La séquence des déformations protérozoïques confère aux nappes paléoprotérozoïques que l'on associe à la

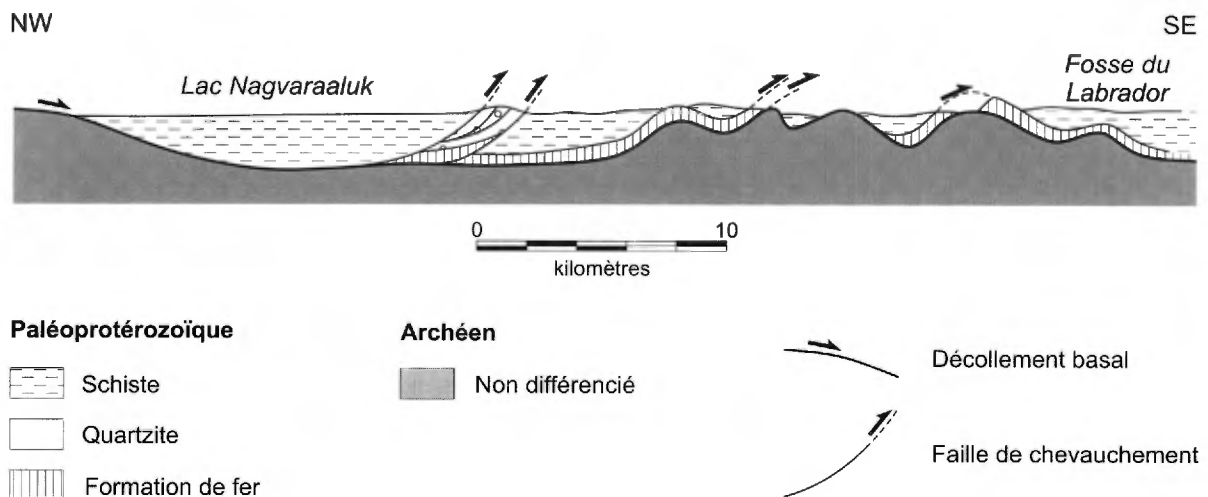


FIGURE 6 – Coupe géologique NW-SE exposant la relation structurale entre les séquences supracrustales paléoprotérozoïques de la région du lac Nagvaraaluk et le socle archéen. La coupe est localisée sur les figures 2 et 4a.

Fosse du Labrador une forme étroite orientée selon un axe NW-SE avec des flancs festonnés dans la partie septentrionale (figure 4a).

À partir de la limite orientale du Complexe de Faribault-Thury et en se déplaçant vers l'est, dans le Complexe structural de Diana, la fabrique régionale change substantiellement (figure 4a). Dans le Complexe structural de Diana, l'empreinte de la déformation archéenne est complètement oblitérée par une déformation pénétrative d'âge Protérozoïque. Cette déformation protérozoïque se caractérise par une fabrique planaire mylonitique orientée vers le NW et faiblement inclinée vers le NE (direction et pendage moyen à $320^{\circ} \text{N} / 27^{\circ}$; figure 5e). L'ensemble des lithologies est transposé selon cette fabrique et les équivalents métamorphisés des Dykes de la Rivière Payne se présentent sous la forme d'amphibolites boudinées dans la foliation. Une linéation d'étirement bien développée accompagne la fabrique planaire. Cette linéation d'étirement est sub-horizontale et orientée NW-SE (figure 5f). Des plis isoclinaux sont insérés dans la fabrique planaire régionale (figure 4a).

Les caractéristiques des structures d'âge Protérozoïque ainsi que les relations de recoupement entre les types de structures permettent de conclure que le régime tectonique est passé d'un régime de chevauchement avec la formation de nappes, à un régime en transpression avec la formation de grandes failles à décrochement. Ceci suggère que la direction des contraintes tectoniques s'est modifiée dans le temps, la contrainte principale (σ^1) passant d'une orientation SE à une orientation SW (figure 4b). Cette variation dans l'orientation des contraintes tectoniques pourrait être héritée de la géométrie originelle des différents « cratons » qui se sont accolés dans la région de l'Atlantique Nord durant le Protérozoïque.

LITHOGÉOCHIMIE

(Chapitre rédigé en collaboration avec Charles Maurice)

Lors du levé géologique, 147 échantillons de roche ont été prélevés puis analysés pour les éléments majeurs et des éléments en traces incluant des éléments de terres rares (ÉTRs). Cet échantillonnage est représentatif des principales lithologies de la région de la rivière Arnaud. Les échantillons de roches intrusives felsiques se composent essentiellement de tonalite, de granodiorite et de monzonite. Les échantillons de roches intrusives mafiques se composent de gabbro, de diabase, de diorite et d'amphibolite tandis que les échantillons de roches intrusives ultramafiques sont constitués de dunite et de pyroxénite. Des laves ont également été échantillonnées et sont composées de basalte, d'andésite et de komatiite. La majorité des analyses ont été effectuées au Consortium de Recherche minérale du minis-

tère des Ressources naturelles du Québec (COREM) et une vingtaine d'échantillons de roches mafiques et ultramafiques a été analysée à l'université McGill. Les éléments majeurs, ainsi que les éléments Nb, Rb, Sm, Sr, Zr et Y, ont été analysés par Fluorescence X (XRF). Les ÉTRs et les autres éléments en traces ont été analysés par activation neutronique (INAA). Des résultats d'analyses typiques sont présentés au tableau 1. Les résultats d'analyses produits par le COREM sont disponibles via le SIGÉOM, la base de données de Géologie Québec.

Roches intrusives felsiques

Les résultats des analyses lithogéochimiques, effectuées sur des roches intrusives felsiques, sont projetés sur le diagramme d'O'Connor (1965) (figure 7a). On observe sur celui-ci une composition normative variant entre le champ des granites et celui des tonalites. Ces roches sont d'affinité calco-alcaline (figure 7b). Elles sont méta-alumineuses à peralumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; figure 7c), et sont saturées en alumine ($0,95 < \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1,14$; Zen, 1988). Les magmas parents sont probablement le produit de l'anatexie des roches crustales de compositions peralumineuses, méta-alumineuses (White et Chappell, 1977) et calciques (Peacock, 1931). Ces roches plutoniques felsiques sont riches en Al_2O_3 (12 à 18 %) et en SiO_2 (66 à 76 %), faibles en MgO (0,10 à 4,74 %) et leur rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ est élevé (entre 1,0 et 8,5 pour les tonalite-enderbite et entre 0,2 et 4,0 pour les granodiorite-monzonite-granite). Les diagrammes binaires des éléments majeurs Al_2O_3 , CaO, FeO, TiO_2 et MgO versus SiO_2 contiennent des corrélations en pentes négatives (figure 8). Ceci suggère que les roches plutoniques felsiques de la région de la rivière Arnaud se composent de phases très différenciées. Le diagramme K_2O versus SiO_2 (figure 9) possède des groupements dans les champs des séries tholeiitiques faiblement potassiques, des séries calco-alcalines, des séries calco-alcalines riches en potassium et des séries shoshonitiques. Les échantillons de granodiorite et de monzonite contenant environ 70 % de SiO_2 sont enrichis en potassium tandis que les échantillons de tonalite et d'enderbite contenant le même pourcentage en SiO_2 en sont appauvris. Deux hypothèses peuvent être émises pour expliquer les différentes concentrations en K_2O : a) toutes les roches plutoniques felsiques ont subi une cristallisation fractionnée à partir d'une source similaire ou b) la granodiorite et la monzonite sont le résultat de la fusion partielle et de la différenciation de la tonalite et de l'enderbite relativement primitives.

Dans les roches plutoniques felsiques, la signature géochimique des éléments en traces est semblable d'un complexe à un autre (figures 10a, b et c). Sur ces diagrammes, les spectres d'éléments en traces nous indique que les roches sont bien fractionnées et contiennent des anomalies positives en Rb, Ba, La, Nd et Eu. L'anomalie négative du Sm, appuyée par une légère anomalie positive en Nd (ce dernier

TABLEAU 1 – Résultats des analyses chimiques d'échantillons de roches représentatifs de la région de la rivière Arnaud.

Échantillon	Complexe de Qimussinguat				Complexe de Faribault-Thury								Complexe structural de Diana		
	1016A	2105A	1006A	2212B	5113A	5206A	2080A	3237A	6171B	63	74	68	1131A	2250A	2218B
Lithologie	I1D	I1T	I1C	V3	I1T	I1E	I1C	I2F	I2J	I3A	V3	I4	I1D	I2F	M4
SiO ₂ (%)	67,90	68,22	70,41	48,86	67,16	77,32	72,34	40,96	49,35	48,62	46,47	37,17	66,34	49,06	67,01
TiO ₂ (%)	0,40	0,48	0,37	1,00	0,74	0,05	0,25	3,85	0,65	0,31	0,73	3,07	0,33	0,17	0,52
Al ₂ O ₃ (%)	16,42	15,25	15,86	14,75	15,33	13,56	15,13	16,28	18,01	17,21	15,21	4,89	15,90	19,56	16,30
Fe ₂ O _{3,t} (%)	3,72	3,73	2,76	14,03	4,86	0,37	1,77	13,60	12,11	8,09	11,75	11,94	2,40	5,52	4,26
MnO (%)	0,05	0,06	0,05	0,26	0,06	0,01	0,03	0,14	0,18	0,16	0,18	0,14	0,04	0,11	0,05
MgO (%)	1,43	0,88	0,92	6,74	1,21	0,10	0,56	6,33	6,11	10,52	8,95	35,45	1,27	7,62	1,88
CaO (%)	4,09	2,75	3,08	8,77	3,14	2,57	1,49	7,48	8,20	10,19	13,03	0,85	3,71	11,60	4,16
Na ₂ O (%)	4,91	3,66	4,94	2,87	3,94	5,29	4,52	1,90	3,62	1,45	1,35	0,11	4,80	2,50	4,83
K ₂ O (%)	0,95	4,79	1,48	2,62	3,36	0,50	3,74	5,25	1,01	0,99	0,72	0,20	1,45	0,50	0,85
P ₂ O ₅ (%)	0,12	0,17	0,11	0,07	0,20	0,01	0,05	0,41	0,02	0,02	0,05	0,25	0,06	0,01	0,13
PAF (%)	0,02	0,05	0,10	0,15	0,02	0,28	0,20	3,86	0,92	2,60	1,63	6,00	3,80	2,43	0,73
Total (%)	100,0	100,0	100,1	100,1	100,0	100,1	100,1	100,1	100,2	100,2	100,1	100,1	100,1	99,1	100,7
As (ppm)	0,50	0,50	0,50	4,20	2,30	370,0	0,50	0,50	0,50	n.a.	n.a.	n.a.	0,50	0,70	0,50
Co (ppm)	8,00	n.a.	6,00	49,00	9,00	320,0	n.a.	41,00	39,00	39	54	145	7,00	39,00	13,00
Cr (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	200,0	n.a.	520,0	n.a.	20,00	110,0	n.a.	n.a.	n.a.	21,00	49,00	28,00
Ni (ppm)	n.a.	250,0	n.a.	n.a.	n.a.	300,0	n.a.	100,0	n.a.	123	354	1375	100,0	120,0	n.a.
Cu (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	49	216	53	n.a.	n.a.	n.a.
Zn (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	48	54	104	n.a.	n.a.	n.a.
Sc (ppm)	5,60	21,00	5,60	42,00	7,20	1,30	2,80	27,00	35,00	n.a.	n.a.	n.a.	6,10	30,00	10,00
Cs (ppm)	n.a.	0,70	1,60	1,00	2,10	n.a.	1,60	15,00	n.a.	5,63	2,81	0,23	0,50	0,50	2,90
Rb (ppm)	18,00	77,00	59,00	67,00	94,00	17,00	140,0	339,0	11,00	61,2	54,2	2,2	56,00	8,00	31,00
Ba (ppm)	340,0	1400	280,0	400,0	1100	420,0	950,0	760,0	310,0	n.a.	n.a.	n.a.	260,0	80,00	210,0
Sr (ppm)	454,0	288,0	369,0	156,0	320,0	129,0	362,0	852,0	233,0	84,7	105,9	7,9	430,0	392,0	229,0
Nb (ppm)	3,00	12,00	6,00	6,00	14,00	9,00	8,00	10,00	6,00	3,9	4,3	0,5	4,00	n.a.	5,00
Ta (ppm)	0,70	1,20	1,20	0,70	0,60	n.a.	0,70	1,40	1,90	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,70
Th (ppm)	n.a.	11,00	6,90	1,40	20,00	0,50	15,00	2,90	1,00	0,15	0,21	0,06	1,40	0,40	2,70
U (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	0,70	0,60	n.a.	1,60	1,00	n.a.	n.a.	0,05	0,05	0,50	0,50	n.a.
Zr (ppm)	113,0	327,0	143,0	65,00	277,0	57,00	126,0	106,0	87,00	14,0	30,5	3,0	106,0	30,00	125,0
Hf (ppm)	3,50	11,00	3,50	1,80	8,70	n.a.	4,90	2,70	3,00	0,46	1,00	0,13	3,00	n.a.	3,10
Y (ppm)	3,00	28,00	5,00	20,00	22,00	4,00	21,00	20,00	23,00	10,5	15,1	1,3	5,00	5,00	9,00
Pb (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,51	11,41	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Sb (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	20,00	n.a.	0,10	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,10	0,10	n.a.
Se (ppm)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,00	5,00	n.a.
Ga (ppm)	18,00	19,00	20,00	20,00	20,00	19,00	17,00	22,00	24,00	10,9	14,4	2,7	20,00	14,00	20,00
W (ppm)	n.a.	2,00	n.a.	8,00	n.a.	9,00	n.a.	3,00	n.a.	n.a.	n.a.	1,72	2,00	5,00	5,00
Au (ppb)	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,01	n.a.	2,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,00	2,00	n.a.
Br (ppm)	2,60	0,90	0,80	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,50	2,50	n.a.	n.a.	n.a.	0,50	0,70	0,80
Ag (ppb)	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	5,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Mo (ppm)	n.a.	9,00	2,00	1,00	n.a.	64,00	2,00	n.a.	2,00	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	2,00
La (ppm)	16,00	150,0	28,00	8,00	86,00	4,00	33,00	31,00	18,00	1,03	2,01	0,26	11,00	4,00	22,00
Ce (ppm)	28,00	260,0	48,00	16,00	140,0	8,00	55,00	56,00	39,00	1,96	5,10	0,49	21,00	6,00	33,00
Nd (ppm)	10,00	94,00	18,00	10,00	51,00	n.a.	19,00	44,00	21,00	1,54	3,97	0,26	12,00	n.a.	15,00
Sm (ppm)	1,70	16,00	2,90	3,20	9,30	0,70	6,20	11,00	5,80	0,55	1,33	0,07	2,20	1,10	2,90
Eu (ppm)	0,80	0,00	0,50	1,10	1,80	0,30	0,80	3,30	1,50	0,21	0,56	0,04	0,60	0,30	0,90
Tb (ppm)	n.a.	0,40	n.a.	0,40	n.a.	n.a.	n.a.	1,00	1,10	0,17	0,36	0,02	n.a.	n.a.	n.a.
Ho (ppm)	n.a.	1,20	n.a.	1,20	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,60	0,28	0,48	0,04	n.a.	n.a.	0,70
Yb (ppm)	n.a.	1,80	0,70	2,80	1,70	n.a.	1,80	2,00	2,20	0,95	1,48	0,22	0,70	1,00	0,80
Lu (ppm)	n.a.	0,30	n.a.	0,40	0,20	n.a.	0,20	0,30	0,30	0,14	0,21	0,03	n.a.	0,10	n.a.

Fe₂O_{3,t} = Total des oxydes de fer exprimés sous forme de Fe₂O₃ - n.a. = non analysé

n.a. = non analysé

Codes des lithologies : I1C = granodiorite, I1D = tonalite, I1E = trondhémite, I2F = monzonite, I2J = diorite,

I1T = tonalite à hyperstène, I3A = gabbro, I4 = ultramafite, M4 = paragneiss, V3 = basalte.

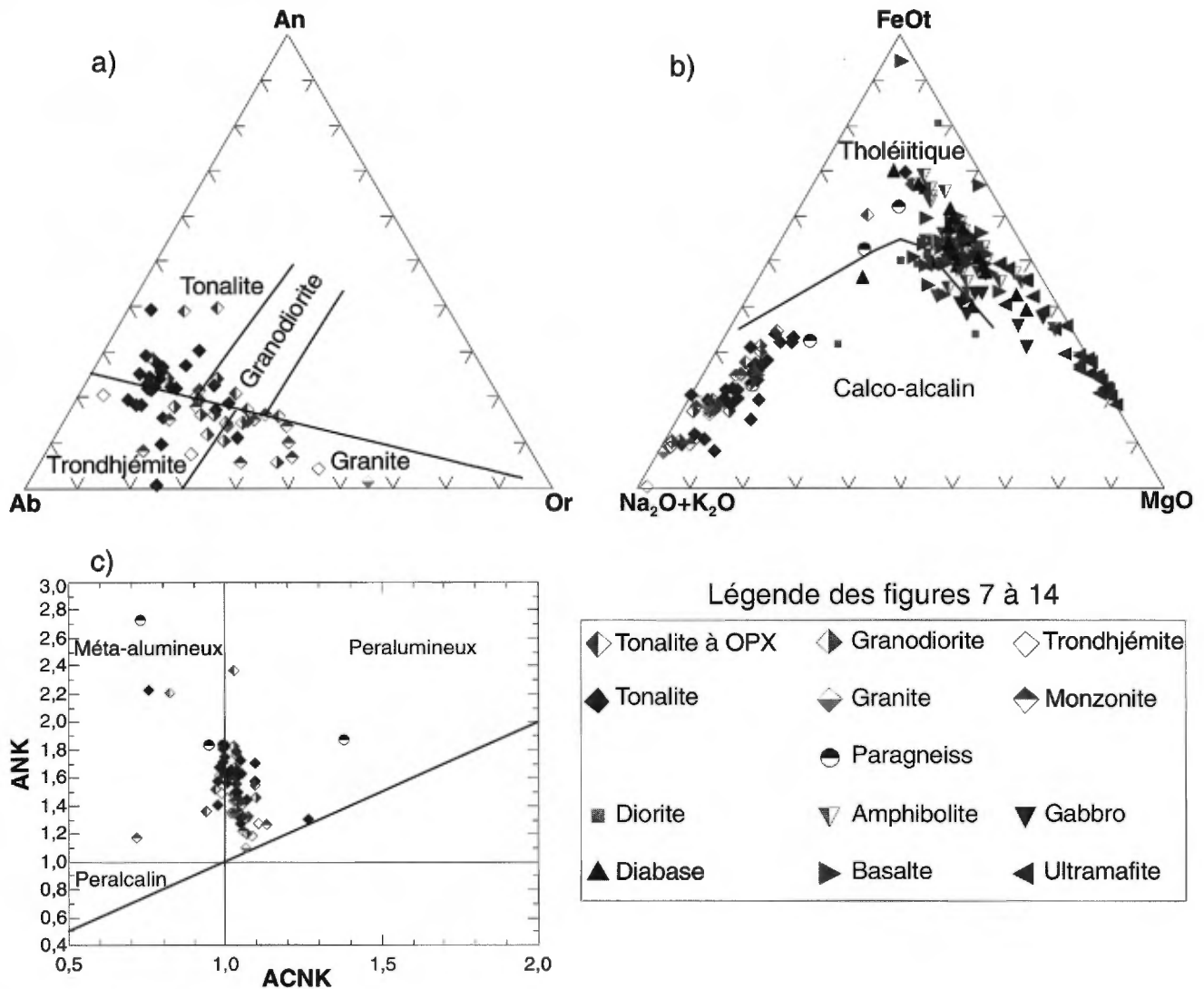


FIGURE 7 – a) Diagramme normatif anorthite-albite-orthose d'O'Connor (1965) pour les roches plutoniques felsiques. b) Diagramme ternaire AFM de Irvine et Baragar (1971) pour les roches felsiques, mafiques et ultramafiques de la région de la rivière Arnaud. c) Diagramme discriminant d'environnements tectoniques de Maniar et Piccoli (1989) pour les roches plutoniques felsiques, A/NK (Al_2O_3/Na_2O+K_2O) versus A/CNK ($Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$).

est plus incompatible que Sm), suggère que les roches plutoniques felsiques ont subi une différenciation magmatique pendant leur mise en place. Les anomalies négatives en Nb et en Ti sont probablement dues au fractionnement de minéraux tel que le sphène. L'anomalie positive en Ta suggère que le magma parent des roches plutoniques felsiques a assimilé des minéraux riches en Ta et du matériel mafique provenant de la croûte inférieure.

Roches mafiques

Les séquences de roches volcano-sédimentaires se trouvent essentiellement dans le Complexe de Faribault-Thury. Les échantillons de roches mafiques et ultramafiques analysés proviennent surtout de ces séquences. Quelques rares échantillons de roches mafiques et ultramafiques apparte-

nant probablement à des séquences de roches volcano-sédimentaires très démembrées, ont aussi été prélevés dans le Complexe de Qimussinguat et le Complexe structural de Diana.

Les analyses d'éléments majeurs situent la majorité des échantillons de roche mafique dans le champ des tholéites, avec des concentrations en MgO variant entre 3,6 et 29,4 wt%. Les autres échantillons se trouvent dans le champ des roches calco-alcalines (figure 7b). La figure 11a permet d'observer que les roches mafiques sont majoritairement subalcalines et qu'un petit nombre d'échantillons est éparpillé entre les champs des basaltes alcalins et celui des basaltes andésitiques. Ces roches mafiques ont des caractéristiques des basaltes de plancher océanique (figure 11b). Quelques échantillons occupent le champ des basaltes d'arc insulaire et celui des basaltes d'arc continental. Cette variation de

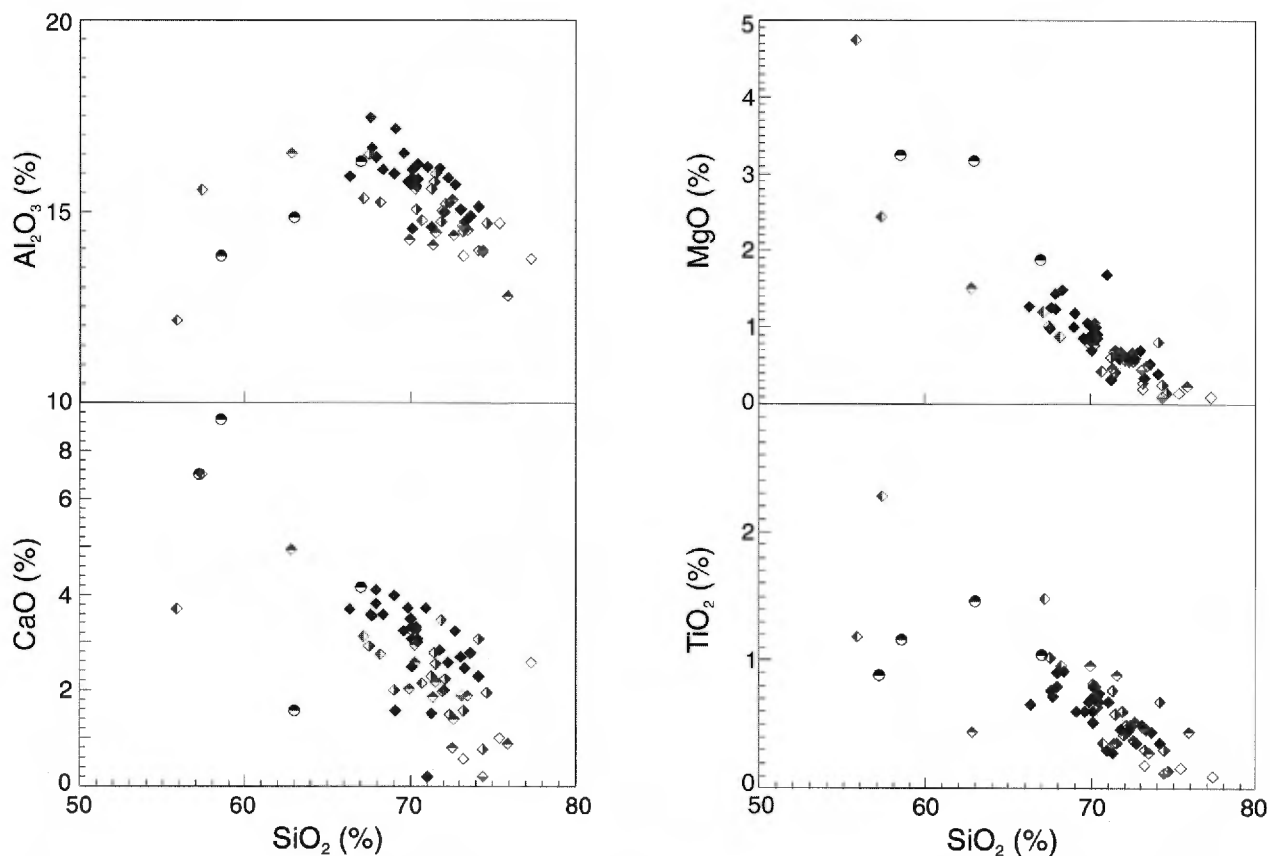


FIGURE 8 – Diagrammes binaires de Al_2O_3 , CaO , FeOt et MgO versus SiO_2 permettant de caractériser l'évolution magmatique des roches plutoniques felsiques. Voir la figure 7 pour la légende.

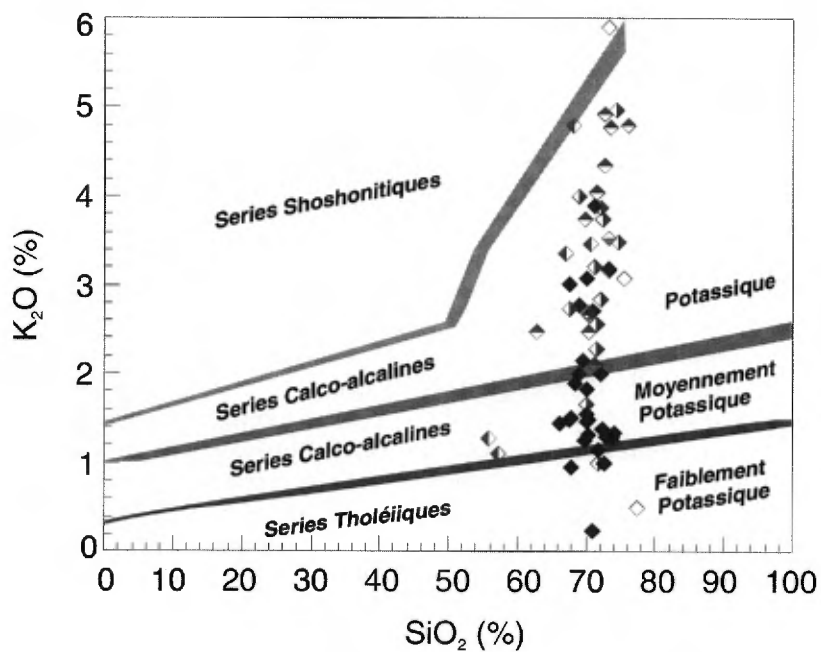


FIGURE 9 – Diagramme binaire de K_2O versus SiO_2 de Rickwood (1989) pour la caractérisation des roches plutoniques felsiques. Voir la figure 7 pour la légende.

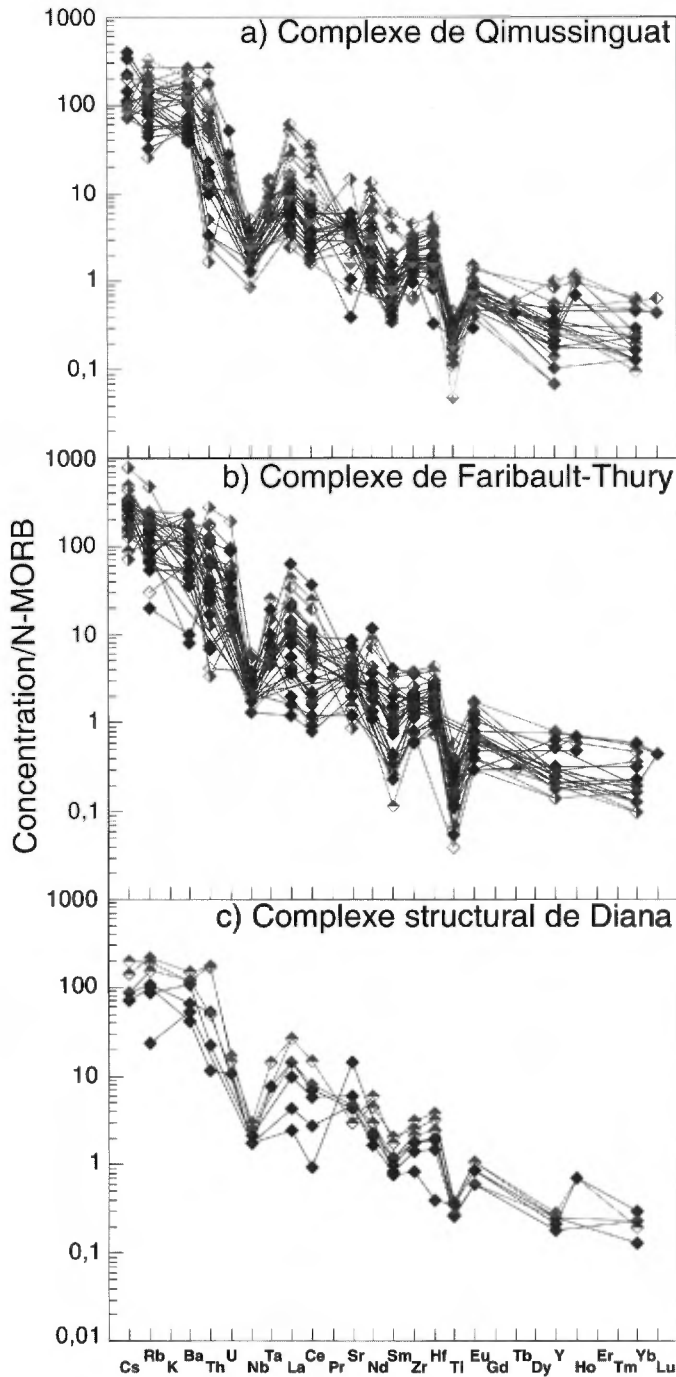


FIGURE 10 - Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux N-MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour la caractérisation des roches plutoniques felsiques : a) du Complexe de Qimussinguat, b) du Complexe de Faribault-Thury et c) du Complexe structural de Diana. Voir la figure 7 pour la légende.

composition est probablement due à la contamination pendant l'ascension des laves et la mise en place des roches intrusives mafiques.

Les roches mafiques des complexes de Qimussinguat, de Faribault-Thury et de Diana ont des signatures géochimiques en ÉTRs semblables (figures 12a, b et c). Les profils des

ÉTRs de ces roches mafiques ne possèdent aucune anomalie importante (figures 12a, b et c). Les laves mafiques ont un profil plat typique des basaltes. Les gabbros comme les amphibolites ont des profils quasi semblables à ceux des basaltes. Ils sont toutefois plus enrichis en ÉTRs lourds. Une assimilation de minéraux lourds (par exemple le grenat) est probablement à l'origine de cette concentration légèrement plus élevée en ÉTRs lourds. Quelques échantillons de gabbro et d'amphibolite sont enrichis en ÉTRs légers et contiennent une anomalie négative en Eu. Ceci est probablement le résultat de la différenciation magmatique et du fractionnement de minéraux tel que le plagioclase. Les diorites possèdent un spectre des ÉTRs qui est typique des roches mafiques différenciées, enrichies en ÉTRs légers et appauvries en ÉTRs lourds. Les diabases d'âge Paléoproterozoïque (Dykes de la Rivière Payne; pPpay) représentent les roches mafiques les plus enrichies en ÉTRs. Cet enrichissement est probablement causé par la contamination crustale lors de la mise en place de ces dykes dans une croûte ancienne.

Roches ultramafiques

Contrairement aux roches mafiques qui sont très ferrifères, les laves ultramafiques sont très magnésiennes (figure 7b) et généralement pauvres en K_2O (tableau 1). Dans le diagramme triangulaire Ti-Zr-Sr (figure 11b), les analyses de roches ultramafiques sont projetées dans le champ des basaltes de plancher océanique. Les analyses d'échantillons se trouvant dans les autres champs de caractérisation des basaltes suggèrent une contamination crustale de ces roches lors de leur mise en place.

Les profils des ÉTRs permettent de discriminer deux types de roches ultramafiques (figure 13) : a) les ultramafites appauvries en ÉTRs et b) les ultramafites enrichies en ÉTRs. Les ultramafites appauvries ont des profils de ÉTRs plats semblables à ceux des basaltes tholeiitiques. Ces basaltes ont toutefois des concentrations en ÉTRs plus élevées. On peut donc supposer que les basaltes et les ultramafites appauvries ont une ou des sources similaires et qu'ils ont été générés soit par cristallisation fractionnée, soit par fusion d'une source appauvrie. Les ultramafites enrichies ont des patrons enchevêtrés dont les pentes sont relativement abruptes. Ces roches sont caractérisées par un enrichissement en ÉTRs légers et par des concentrations en ÉTRs aussi élevées que celles des basaltes tholeiitiques. Cette signature est celle d'un magma parent contaminé par la croûte continentale ou un magma parent évoluant dans un environnement d'arc insulaire.

Caractéristiques géochimiques des unités lithodémiques

Complexe de Qimussinguat

Les roches intrusives felsiques du Complexe de Qimussinguat se composent essentiellement d'orthogneiss ton-

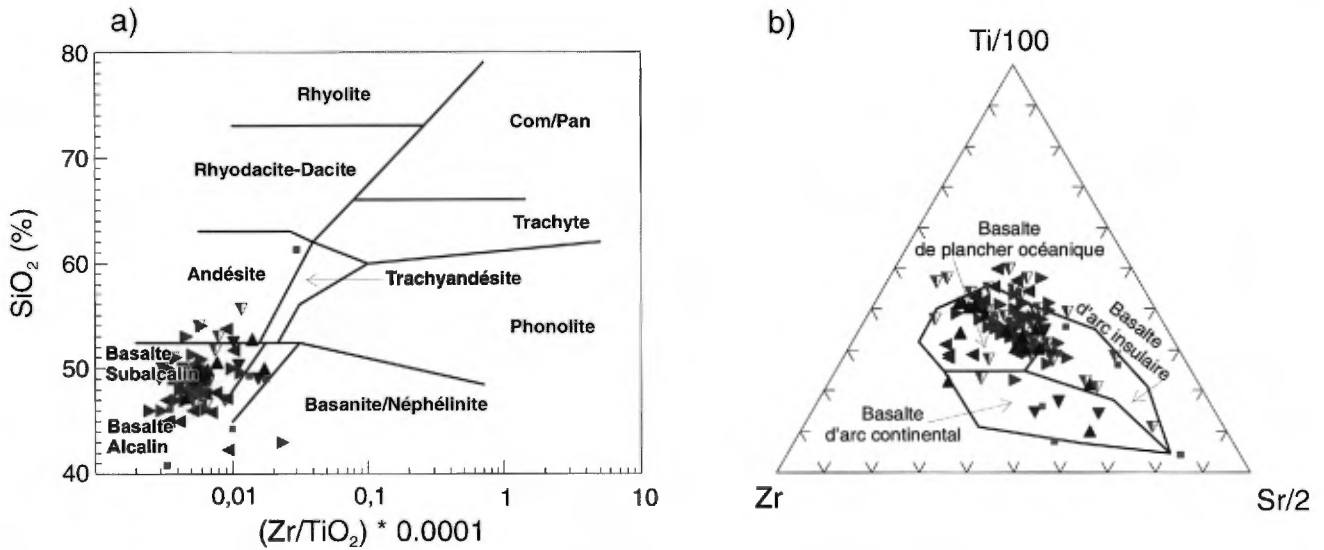


FIGURE 11 – a) Diagramme de classification de SiO₂ versus Zr/TiO₂ pour les roches mafiques et ultramafiques de la région de la rivière Arnaud (Winchester et Floyd, 1977). b) Diagramme paléotectonique de Ti-Zr-Sr pour les roches mafiques et ultramafiques (Pearce et Cann, 1973). Voir la figure 7 pour la légende.

litique à deux pyroxènes (Aqim4) à l'intérieur desquels on trouve des masses granodioritiques et granitiques (Aqim5a). Toutes ces roches ont des signatures géochimiques semblables et possèdent des spectres d'éléments en traces avec une tendance commune (figure 10a). Ceci suggère que ces roches intrusives felsiques proviennent d'une source similaire. De subtiles différences de concentration en éléments en traces sont notées entre les roches tonalitiques (Aqim4) et les roches granodioritiques et granitiques (Aqim5a). Ces dernières sont plus riches en Ba et plus pauvres en La et Ti que les roches tonalitiques (Aqim4) (tableau 1). Ces différences sont probablement dues à la différenciation des roches tonalitiques (Aqim4).

Les roches mafiques (Aqim6) et ultramafiques (Aqim3a) du Complexe de Qimussinguat ont une signature géochimique quasi-semblable. De faibles anomalies négatives en Eu sont observées dans les profils des ÉTRs provenant des analyses de roches mafiques (Aqim6) (figure 12a). Ceci suggère que la source a subi une différenciation magmatique et un fractionnement du plagioclase. Toutes les roches ultramafiques appartenant au Complexe de Qimussinguat sont du type enrichi. Les profils des ÉTRs sont plats (figure 13), typiques de roches mafiques et ultramafiques non différenciées et non fractionnées (caractéristiques généralement retrouvées dans les roches effusives et les appareils nourriciers qui y sont associés).

Complexe de Faribault-Thury

Les roches felsiques du Complexe de Faribault-Thury se composent d'orthoigneiss tonalitiques (Afh4 et Afh4a), de granodiorite (Afh6) et de monzonite (Afh5a). Les signatu-

res géochimiques de ces unités sont très similaires. Les spectres d'éléments en traces observés pour les roches felsiques appartenant au Complexe de Faribault-Thury sont semblables aux spectres d'éléments en traces observés pour les roches felsiques appartenant au Complexe de Qimussinguat et au Complexe structural de Diana (figure 10a, b et c). Généralement, les roches tonalitiques (Afh4 et Afh4a) sont pauvres en Ti, Sm, Nb et Rb (figure 10b). Les granodiorites (Afh6) sont enrichies en éléments incompatibles (Cs, Rb, Th et U) et les monzonites (Afh5a) sont enrichies en Hf, Nd, Ce et La (tableau 1).

Les volcanites mafiques du Complexe de Faribault-Thury (Afh3) ont toutes des signatures géochimiques comparables (figure 12b) tandis que les signatures géochimiques des ultramafites (Afh3a) semblent différentes les unes des autres (figure 13). Les volcanites mafiques et les ultramafites enrichies sont très semblables à celles observées dans le Complexe de Qimussinguat. Toutefois, les ultramafites appauvries sont caractéristiques du Complexe de Faribault-Thury et leurs profils de ÉTRs contiennent une anomalie positive en Eu (figure 13). Ceci suggère que du plagioclase a été assimilé pendant la fusion de la roche source. De façon générale, les roches mafiques du Complexe de Faribault-Thury sont riches en Mg (jusqu'à 30 % MgO), appauvries en Ti (<1 % TiO₂) et Zr (<89 ppm). L'occurrence de laves riches en Mg, l'absence de volcanites intermédiaires à felsiques, un appauvrissement en terres rares ainsi que de faibles teneurs en Ti sont caractéristiques des volcanites du Complexe de Faribault-Thury. Ces observations suggèrent que l'ensemble de ces roches représente la base d'un large édifice volcanique dont la partie supérieure aurait été érodée.

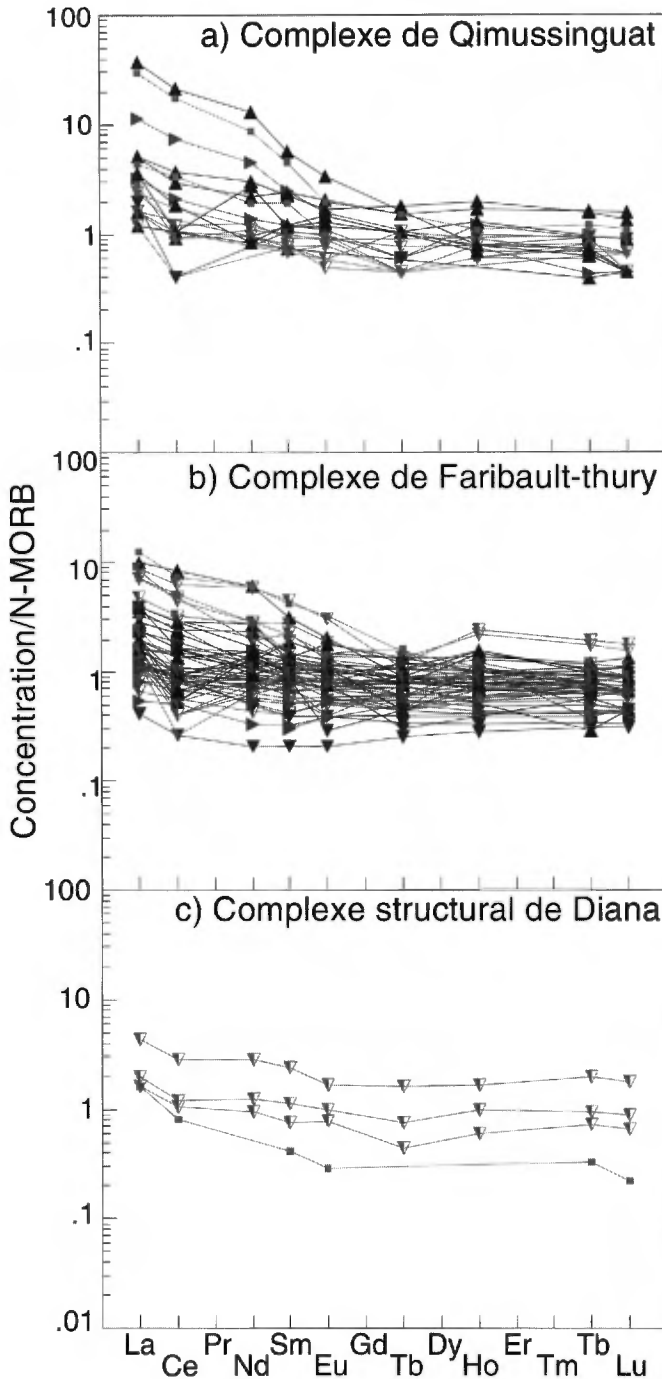


FIGURE 12 – Diagrammes de concentrations des éléments des terres rares normalisés par rapport aux N-MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour les roches mafiques : **a)** du Complexe de Qimussinguat, **b)** du Complexe de Faribault-Thury et **c)** du Complexe structural de Diana. Voir la figure 7 pour la légende.

Complexe structural de Diana

La composition des roches intrusives felsiques contenues dans le Complexe structural de Diana ne laisse voir aucune différence majeure avec celle des autres complexes. De petites variations sont notées sur les spectres des éléments en traces (figure 10a) des différentes lithologies intrusives felsiques appartenant au Complexe structural de Diana. Les spectres des éléments en traces provenant des analyses de tonalites (Apdia3) indiquent que ces tonalites sont plus appauvries que les autres unités felsiques. Les monzonites (Apdia4) sont enrichies en éléments en traces et sont donc plus différenciées que les tonalites.

Des roches mafiques (amphibolite et gneiss mafique) auxquelles sont associées des ultramafites (Apdia2) composent une infime partie du Complexe structural de Diana. Ces roches sont d'affinité tholeiitique (figure 7b). Les concentrations ainsi que les patrons de ÉTRs observés dans ces roches sont semblables à ce que l'on observe dans le Complexe de Qimussinguat (figures 12a *versus* 12c). Cependant, aucune anomalie en ÉTRs n'est observée dans les roches mafiques et les ultramafites du Complexe structural de Diana. Ces profils de ÉTRs sont plats indiquant que ces roches ont subi ni fractionnement ni assimilation de minéraux.

Sommaire

La composition des intrusions felsiques de la région étudiée semble homogène et ne comprend que de subtiles différences d'un complexe lithodémique à l'autre. Ces roches felsiques se présentent sous la forme d'une imposante suite tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite. Ces roches se sont probablement formées dans un contexte tectonique actif, soit en bordure d'une marge active, soit lors d'une collision d'arcs insulaires ou de microcontinents.

Le diagramme Ti *versus* Zr (figure 14) permet d'observer une tendance d'évolution magmatique pour chacun des types de roches (felsique et mafique/ultramafique). Pour les roches felsiques, la tendance est caractéristique de roches qui se sont formées par différenciation magmatique. Pour les roches mafiques/ultramafiques, leur tendance semble liée au fractionnement du magma parent et à l'assimilation de matériel crustal par ce magma. Ces dernières roches seraient donc le résultat d'une fusion fractionnée (calcul AFC à l'appui) qui a produit des roches mafiques (liquide) et des roches ultramafiques (résidu).

Les séquences volcano-sédimentaires se trouvent surtout dans le Complexe de Faribault-Thury. Les roches mafiques et ultramafiques associées à ces séquences partagent des similitudes géochimiques avec les MORBs. Ces MORBs archéens sont toutefois beaucoup plus riches en Fe et plus pauvres en éléments en traces (Zr, Y, ÉTRs) que les MORBs actuels (tableau 1). Ces observations suggèrent

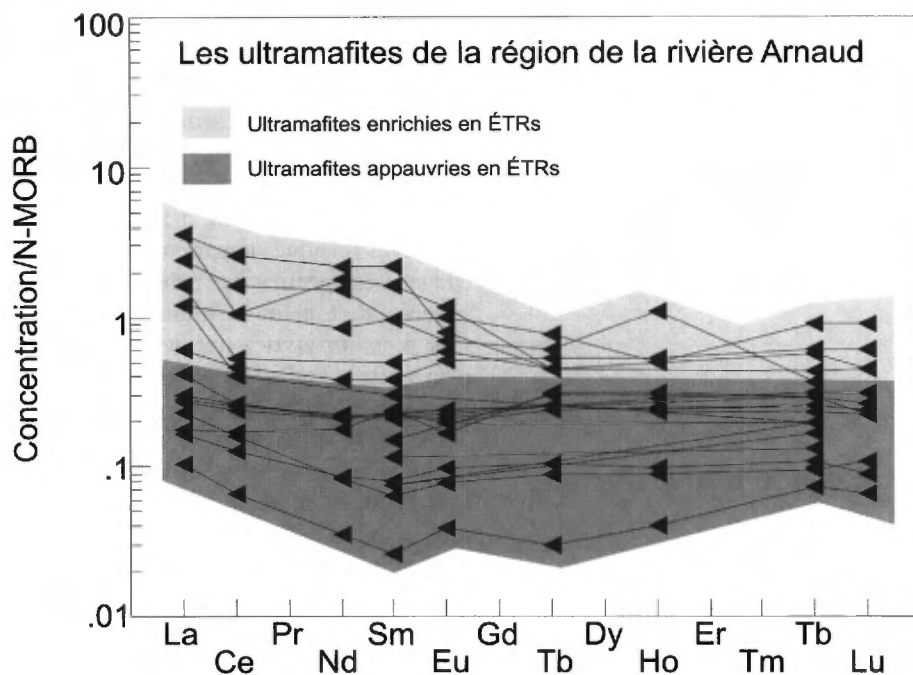


FIGURE 13 – Diagramme de concentrations des éléments des terres rares normalisées par rapport aux N-MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour les ultramafites de la région de la rivière Arnaud. Voir la figure 7 pour la légende.

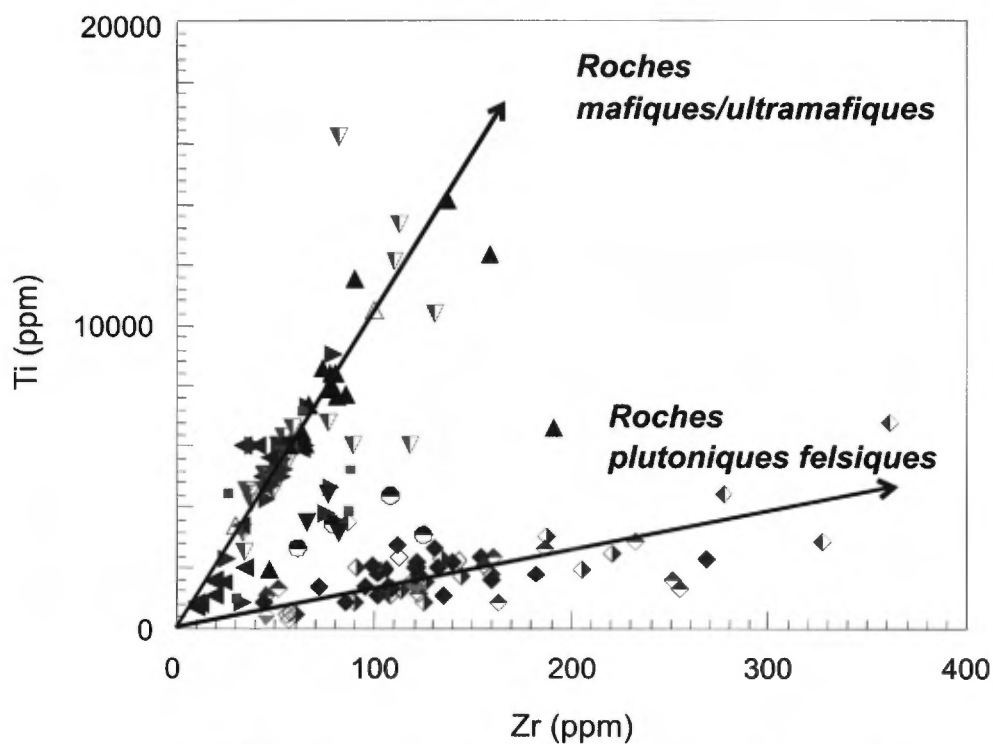


FIGURE 14 – Diagramme binaire Ti versus Zr pour les roches felsiques, mafiques et ultramafiques de la région de la rivière Arnaud. Voir la figure 7 pour la légende.

que le manteau supérieur archéen était plus enrichi en Fe et d'une composition plus près de celle des chondrites que le manteau actuel.

GÉOCHRONOLOGIE

(Chapitre rédigé par Jean David)

Une étude géochronologique a été entreprise pour le ministère des Ressources naturelles du Québec dans les laboratoires du GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal. Un volet de cette étude porte sur six échantillons (A à F, figure 2) provenant des trois grandes unités lithodémiques de la région de la rivière Arnaud. Les résultats préliminaires d'analyses isotopiques U-Pb (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique : *TIMS*) et d'analyses des isotopes ^{207}Pb et ^{206}Pb (analyses in situ par ablation laser et spectrométrie de masse par ionisation au plasma : *LA-ICP-MS*) permettent de préciser les âges de mise en place, d'héritage et de métamorphisme. Ces mêmes résultats font aussi l'objet d'un rapport plus détaillé portant sur la géochronologie (David, en préparation). Ce rapport fait état des méthodologies analytiques, de leurs précisions respectives, des traitements statistiques utilisés et des résultats obtenus pour l'ensemble des échantillons du Projet Grand-Nord prélevés durant la campagne de cartographie de l'été 1999.

Complexe de Qimussinguat

Un seul échantillon dédié à l'étude géochronologique a été prélevé dans le Complexe de Qimussinguat. Il s'agit d'un orthogneiss tonalitique appartenant à l'unité Aft4 dont le site de prélèvement est situé près de la rivière Arnaud (site A, figure 2 ; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 341 173 mE, 6 659 535 mN). Les orthogneiss du Complexe de Qimussinguat sont généralement migmatitisés. Cependant, l'échantillon prélevé représente une portion homogène de l'affleurement et est exempt de mobilisat. Les zircons récupérés de cet échantillon appartiennent à une population homogène constituée de prismes allongés (proportions de 1:1:4) dont les arrêtes sont émoussées. La couleur de ces zircons est brun foncé. Plus de la moitié des cristaux contiennent des noyaux brun pâle représentant des zircons anciens. Le traitement statistique des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ provenant de 24 grains a permis d'identifier un mode principal bien défini et correspondant à un âge de 2857 ± 5 Ma et un deuxième mode associé à un âge de 2809 ± 11 Ma. Les premières analyses U-Pb produites sur des fragments de terminaison de prisme ont livré des âges minimums autour de 2782 Ma. Malgré le fait que ces résultats U-Pb soient discordants, ils tendent vers l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (méthode *LA-ICP-MS*) de 2809 ± 11 Ma, la meilleure indica-

tion que nous possédons pour l'âge de mise en place de la tonalite.

Complexe de Faribault-Thury

Deux orthogneiss tonalitiques (Aft4) et un basalte coussiné (Aft3), provenant du Complexe de Faribault-Thury, ainsi qu'un dyke (pPpay), intrudant les orthogneiss (Aft4), ont été échantillonnés pour l'étude géochronologique. Un premier échantillon d'orthogneiss tonalitique provient du sud de la région, près du lac Ammaluttuuq (site B, figure 2 ; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 377 700 mE, 6 680 409 mN). Cet orthogneiss tonalitique présente, à l'échelle de l'affleurement, des variations de composition et contient une phase granodioritique. L'orthogneiss est, dans son ensemble, hétérogène et migmatitisé. L'échantillon prélevé provient d'une localité où la lithologie est homogène et exempte de mobilisat.

Les zircons, présents dans l'échantillon d'orthogneiss tonalitique du site B, appartiennent à deux populations morphologiques distinctes. Une première population est constituée de prismes brun foncé, de forme allongée, à section carrée (proportions de 1:1:4) caractérisés par des faces cristallines bien développées. Une seconde population est formée de petits cristaux trapus, limpides et de couleur brun pâle. Le traitement statistique des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (méthode *LA-ICP-MS*) a produit trois modes distincts correspondant à des âges de 2716 ± 15 Ma, 2772 ± 15 Ma et 2827 ± 23 Ma. Ces âges sont probablement associées à trois phénomènes respectifs : la perte en plomb possiblement reliée au métamorphisme archéen, la mise en place de la tonalite et finalement, l'assimilation de zircons hérités. Les résultats des analyses U-Pb présentement en production devraient confirmer les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et préciser l'interprétation de ces premiers résultats.

Un second échantillon d'orthogneiss tonalitique (site C, figure 2 ; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 394 459 mE, 6 730 257 mN) a été prélevé dans la partie nord du levé, en bordure des séquences supracrustales paléoprotozoïques appartenant à la Fosse du Labrador. Malgré que cet orthogneiss tonalitique soit localisé à proximité d'un grand décollement tectonique qui sépare la couverture paléoprotozoïque du socle archéen, il préserve sa fabrique archéenne. L'échantillon d'orthogneiss provient d'un secteur d'affleurement homogène et exempt de mobilisat. Les zircons provenant de cet échantillon appartiennent à une même famille morphologique de prismes à section carrée et à terminaison en double pyramide. Malheureusement, la presque totalité des zircons sont métamictes et les analyses Pb-Pb (méthode *LA-ICP-MS*) n'ont pas permis d'obtenir de résultats valables. Il est assez caractéristique de retrouver ce type de cristaux métamictes à proximité de failles régionales, un endroit favorable pour la circulation de fluides hydrothermaux. La proximité de cet échantillon d'orthogneiss tonalitique (site C) des nappes de charriage permettra probable-

ment de dater, grâce à l'analyse isotopique de minéraux accessoires telle que la titanite, l'épisode du chevauchement de la Fosse du Labrador sur le socle archéen. Pour ce faire, l'analyse isotopique des populations de titanites présentes dans la fraction des minéraux lourds est en préparation.

Un échantillon de basalte coussiné a été prélevé dans la ceinture volcanique de Buet (site D, figure 2 ; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 390 828 mE, 6 745 200 mN). Ce type de lithologie n'est généralement pas favorable pour y trouver des minéraux servant de radiochronomètre. Néanmoins, dans un contexte où les laves et les pyroclastites felsiques sont absentes ou impossibles à identifier avec certitude, le choix d'un basalte coussiné devient pertinent pour une étude géochronologique. L'intérêt de dater une telle lithologie provient du fait qu'elle ne présente aucune ambiguïté quant à son origine effusive.

À peine une vingtaine de zircons ont été récupérés de l'échantillon de basalte. Ces zircons, probablement hérités de lithologies environnantes, sont des fragments de cristaux xénomorphes brunâtres sur lesquels il est possible d'identifier des faces cristallines, sauf dans le cas de 2 prismes allongés. Des analyses U-Pb effectuées sur 6 de ces fragments ont livré des âges qui varient entre 2791,2 Ma (1,4 % discordant) et 2808,5 Ma (0,2 % discordant). Ces analyses se distribuent la long d'une même droite de régression dont l'intercepte supérieur correspond à un âge de 2820±6 Ma et l'intercepte inférieur à un âge de 1790±80 Ma. Ces résultats suggèrent que 2820±6 Ma serait l'âge maximum pour la mise en place des laves.

Tous les zircons analysés possèdent des âges similaires et des rapports $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ identiques. Ceci suggère que ces zircons sont issus d'un même événement de cristallisation. De plus, l'étude lithogéochimique des séquences volcaniques a permis de démontrer que les basaltes ne présentent aucune contamination et que très peu de matériel exotique n'a été incorporé aux volcanites mafiques. Les zircons n'ont pas cristallisé à même le magma basaltique mais proviendraient néanmoins d'une lithologie felsique appartenant au même empilement volcanique. Considérant cette hypothèse, les zircons pourraient provenir d'un mince horizon de tuf felsique ingéré par la coulée basaltique lors de son épanchement. L'âge de 2820±6 Ma ainsi obtenu correspondrait à celui de la mise en place du basalte. Quoique peu précis, l'âge de 1790±80 Ma, indiqué par l'intercepte inférieur, est associé à un phénomène de perte en Pb. Il reflète l'influence du métamorphisme associé au chevauchement des séquences paléoprotérozoïques sur le craton archéen.

Complexe structural de Diana

Un orthogneiss tonalitique (APdia3) et une monzonite porphyroïde (APdia4) ont été échantillonnés dans le Complexe structural de Diana. La tonalite (site E, figure 2 ; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 436 445 mE,

6 748 776 mN) contient une fabrique mylonitique typique du Complexe structural de Diana. Les zircons provenant de cet échantillon appartiennent à une seule population composée de prismes courts, à section hexagonale (proportions de 1:2:4) et incolores dont les terminaisons sont complexes. Les résultats des analyses Pb-Pb (méthode *LA-ICP-MS*) ont livré des âges moyens qui s'échelonnent de façon presque continue entre 2,71 et 2,99 Ga. Le traitement statistique de ces résultats a cependant permis de faire ressortir deux modes statistiques significatifs. Le mode principal, correspondant à un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (méthode *LA-ICP-MS*) de 2785±11 Ma, est interprété comme indiquant l'âge de mise en place. Un mode secondaire correspond à un âge de 3071±73 Ma.

Les analyses U-Pb produites à partir de zircons ont livré des résultats dont le calcul de régression a donné un âge de 2780±6 Ma (intercepte supérieur) et un âge de 1780 Ma (intercepte inférieur). L'âge de 2780±6 Ma correspond à la période de cristallisation de la tonalite. Un âge équivalent est obtenu grâce à une détermination du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (méthode *LA-ICP-MS*). L'âge de 1780 Ma correspond à une perturbation dans le système isotopique U-Pb causée par le métamorphisme protérozoïque.

L'analyse de 2 fractions de titanite a livré des résultats U-Pb discordants avec des âges minimums de 2598 Ma et de 2610 Ma qui se répartissent, dans le diagramme Concordia, sur une droite de référence entre 1785 Ma et 2670 Ma. Ces résultats indiquent une fois de plus l'influence d'un métamorphisme protérozoïque aux alentours de 1780 Ma. De plus, ces résultats suggèrent l'interaction d'un métamorphisme plus ancien d'âge Archéen vers 2670 Ma. Cet événement métamorphique archéen est observé à différents endroits dans la partie NE de la Province du Supérieur.

La monzonite porphyroïde échantillonnée près de la limite est du Complexe structural de Diana (site F, figure 2 ; coordonnées UTM, NAD83, fuseau 19 : 438 130 mE, 6 748 329 mN) se caractérise par une fabrique protomylonitique. Cette monzonite fait partie d'une intrusion tabulaire d'épaisseur kilométrique orientée parallèlement à la fabrique régionale. Les zircons récupérés du traitement de cet échantillon appartiennent à une seule population constituée de prismes allongés, idiomorphes et de couleur brune. Le traitement statistique des rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (méthode *LA-ICP-MS*) a produit deux modes. Le mode principal est associé à un âge de 2731±3 Ma et le mode secondaire, à un âge de 2691±8 Ma.

Les résultats des analyses U-Pb témoignent d'une importante perte en plomb qui affecte les cristaux de zircon. La conséquence a été d'obtenir des âges discordants qui varient entre 2717 et 2735 Ma. Ces âges sont comparables à ceux obtenus par des analyses Pb-Pb (méthode *LA-ICP-MS*). Les analyses U-Pb se dispersent le long d'une même droite et le calcul de régression a permis d'établir un intercepte inférieur à 1787±20 Ma et un intercepte supérieur à 2755±5 Ma. Par conséquent, l'âge de mise en place de la

est évalué à 2755±5 Ma. Cet âge magmatique felsique correspond à une phase tardive qui succède à la mise en place des tonalites archéennes de la région.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Hormis les travaux d'exploration effectués dans les séquences supracrustales d'âge Paléoproterozoïque de la Fosse de l'Ungava et de la Fosse du Labrador, et d'un survol rapide des roches archéennes par des compagnies d'exploration, le potentiel minéral de la région de rivière Arnaud était peu connu. En 1997, le ministère des Ressources naturelles a réalisé, en collaboration avec *Cambior*, *Falconbridge*, *Noranda*, *SOQUEM* et *Mines d'Or Virginia*, un levé géochimique qui couvre la majeure partie de la péninsule de l'Ungava incluant la région étudiée. Ce levé géochimique est maintenant accessible au grand public (MRN, 1998). Les données numériques du levé sont disponibles dans le SIGÉOM sous le numéro de projet 1997-520. Un levé géologique couvrant la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et les feuilletts littoraux adjacents (SNRC 25C, 25E et 25F) s'ajoute aux efforts du MRN pour mettre en valeur le potentiel minéral du Grand Nord québécois.

Le potentiel économique dans les roches archéennes

Lors du levé géologique, 50 échantillons provenant de zones rouillées et minéralisées en sulfures ont été prélevés et analysés pour leurs contenus en métaux usuels et précieux. Deux indices (tableaux 2 et 4) et 10 sites anomaux répartis dans trois secteurs (tableaux 3 et 4) ont été identifiés grâce à ces analyses. La minéralisation consiste en Cu, Ag, Zn, Cr et Ni. La figure 2 fournit la localisation des indices et des sites anomaux. Le principal environnement géologique dans lequel se trouvent les indices et les anomalies consiste en des lambeaux volcano-sédimentaires. Des

intrusions mafiques et ultramafiques ont aussi été identifiées. Malgré leurs teneurs élevées en Mg, un seul petit indice a été répertorié dans ces intrusions qui contiennent peu de teneurs anomaux en métaux.

Indice Cap Jagged

L'indice Cap Jagged se situe dans le Complexe structural de Diana, à proximité de la Baie de Diana (figure 2, tableau 2). Il est constitué de paragneiss à biotite et grenat. Ces paragneiss forment des bandes d'épaisseur métrique qui s'étendent sur environ 5 km. Ils sont encaissés dans de la tonalite. Les paragneiss sont traversés par une multitude de veines de quartz de puissance métrique. Ils contiennent des niveaux centimétriques riches en sulfures (> 20 % de pyrite et chalcoppyrite) et les épontes des veines de quartz sont minéralisées en chalcoppyrite. Les teneurs provenant d'échantillons de surface sont de 0,1 % Cu, 0,08 % Zn et 7 g/t Ag.

Indice Rivière Renouvé

L'indice Rivière Renouvé se trouve au contact entre un gabbro paléoproterozoïque (pPpay) et la tonalite encaissante (Afh4). La zone minéralisée en sulfures (~10 % de pyrite et de chalcoppyrite) est cisailée et injectée de veines de quartz qui témoignent d'une activité hydrothermale intense. Les sulfures sont disséminés dans le gabbro et la tonalite. Une analyse de roche a donné 1,4 % Cu et 5 g/t Ag.

Sites anomaux

Une dizaine de sites anomaux, constitués d'un ou de plusieurs échantillons minéralisés, sont répertoriés dans la région étudiée (figure 2, tableau 3). Sur ces sites, les résultats d'analyses d'échantillons de roche contiennent des anomalies en métaux usuels et précieux (Cu, Cr, Ni, Zn, Ag et Au) significatives pour l'exploration minérale. La majorité des sites anomaux (sites 1 à 7) se trouvent dans les roches supracrustales (volcanites ou paragneiss). Les sites 8, 9 et

TABLEAU 2 – Caractéristiques des indices minéralisés. Les indices sont localisés à la figure 2.

Indices	Localisations UTM NAD83	Substances et teneurs	Descriptions
Rivière Renouvé	SNRC 25D 398 055 mE. 6 753 342 mN.	Cu = 1,4 % Ag = 5 g/t	Zone rouillée (> 5 % de sulfures disséminés) dans un gabbro injecté de veines de quartz centimétriques située à l'est de la ceinture volcano-sédimentaire de Buet, Complexe Faribault-Thury.
Cap Jagged	SNRC 25C 358 132 mE. 6 732 382 mN.	Ag = 7 g/t Cu = 0,1 % Zn = 0,08 %	Paragneiss à grenat coupé par des veines de quartz métriques. Ces roches contiennent jusqu'à 30 % de PY et 15 % de CP.

TABLEAU 3 – Caractéristiques des sites anomaux. Les sites sont localisés à la figure 2.

Sites anomaux	Localisations UTMNAD83	Substances et teneurs	Descriptions
1	SNRC 25D 385 874 mE. 6 746 064 mN.	Cu = 0,3 % Cr = 0,5 %	Zones rouillées d'épaisseur métrique dans une séquence concordante ou sub-concordante de basalte et d'ultramafite. On y trouve jusqu'à 10 % de PY, 5% de CP et des trace de PO.
2	SNRC 25D 331 625 mE. 6 601 959 mN.	Ag = 6 g/t Cu = 0,2 % As = 0,04 %	Zone de contact entre des basaltes et des tonalites bordant la ceinture volcano-sédimentaire de Buet. Elle est rouillée et contient une minéralisation disséminée (< 10 % PY, ~ 15 PO et < 5 % CP).
3	SNRC 25D 390 449 mE. 6 737 644 mN.	Ag = 6 g/t Cu = 0,4 %	Basalte minéralisé en PY (~ 5 %) et PO (10 %) disséminés. La zone de rouille s'étend le long du cisaillement qui sépare les roches archéennes et les roches protérozoïques de la Fosse du Labrador.
4	SNRC 25D 420 728 mE. 6 659 833 mN.	Ni = 0,2 % Cr = 0,4 %	Sulfures disséminés (15 % PO) dans des ultramafites à talc et à trémolite.
5	SNRC 25D 412 090 mE. 6 672 130 mN.	Zn = 0,2 %	Minéralisation en sulfures finement disséminés (< 5 % PY) dans des bandes métriques de paragneiss rouillés.
6	SNRC 25C 442 917 mE. 6 690 422 m.	Ag = 5 g/t	Diorite rouillée contenant des sulfures disséminés de PY (< 10 %), PO (< 1 %) et PY (< 1 %).
7	SNRC 25D 435 477 mE. 6 712 211 mN.	Cu = 0,2 %	Gneiss mafiques altérés, rouillés et faiblement minéralisés. La minéralisation est semi-massive dans les zone plus déformées de cet affleurement.
8	SNRC 25D 360 895 mE. 6 748 849 mN.	Cu = 0,15 %	Enclaves de gneiss mafiques (métavolcanites) contenues dans un gneiss granulitique. Les enclaves sont minéralisées en PY (2 %), PO (2 %) et CP (traces).
9	SNRC 25D 345 881 mE. 6 682 577 mN.	Ag = 3 g/t Cu = 0,14 % Cr = 0,5 %	PY (< 10 %) et PO (~ 5 %) disséminés dans des lentilles kilométriques de gneiss mafiques (métalaves) et d'ultramafites.
10	SNRC 25D 371 514 mE. 6 675 413 mN.	Au = 0,08 g/t Cr = 0,5 %	Enclaves d'ultramafite métrique comprises dans des gneiss granulitiques cisailés. Elles sont rouillées et minéralisées en PY (~ 10 %).

TABLEAU 4 – Teneur des seuils utilisés pour discriminer les indices minéralisés et les anomalies lithogéochimiques les plus importantes.

Substances minérales	Teneur des seuils utilisés par Descarreux (1973) pour discriminer les anomalies dans le camp minier de l'Abitibi	Teneur des seuils utilisés pour discriminer les indices du projet Rivière Arnaud	Teneur des seuils utilisés pour discriminer les anomalies importantes du projet Rivière Arnaud
Au	0,5 g/t	1 g/t	0,080 g/t
Ag	2 g/t	5 g/t	3 g/t
Cu	0,3 %	0,5 %	0,1 %
Ni	0,2 %	0,25 %	0,2 %
Zn	0,03 %	0,75 %	0,050 %
Pb	0,02 %	0,5 %	0,050 %
Cr	0,2 %	1%	0,2 %
As	0,005 %	----	0,015 %
W	0,1 %	----	0,1%

10 sont associés à des roches mafiques (enclaves ou lambeaux) insérées dans des gneiss granulitiques.

Les sites anomaux 1, 2 et 3 se situent dans la partie nord du Complexe de Faribault-Thury, à l'intérieur de la ceinture de Buet (figure 2, tableau 3). Les résultats d'analyses, provenant d'échantillons de basaltes (Afh3) et d'ultramafites (Afh3a), comprennent des teneurs de l'ordre de 0,4 % Cu, 0,5 % Cr, 6 g/t Ag et 0,04 % As. La minéralisation se présente sous forme de sulfures disséminés dans les roches (5 à 10 % pyrite, ~5 % pyrrhotine et < 5 % chalcopryrite).

Les sites anomaux 4 et 5 sont localisés dans la ceinture de Trempe, dans la partie sud du Complexe de Faribault-Thury (figure 2, tableau 3). Des minéralisations en Ni-Cr (0,2 % Ni et 0,4 % Cr) sont observées dans des laves ultramafiques à talc et à trémolite (Afh3a) et des minéralisations en Zn (0,02 %) ont été trouvées dans des bandes de paragneiss rouillés d'épaisseur métrique. La minéralisation se présente sous la forme de sulfures disséminés dans les roches (5 à 15 % pyrite et < 1 % pyrrhotine).

Les sites anomaux 6 et 7 (figure 2, tableau 3) se situent dans la partie est du Complexe de Faribault-Thury, à l'intérieur d'un sillon volcano-sédimentaire bordant la rivière Trail. La minéralisation en Cu (0,2 %) se trouve dans des métavolcanites (gneiss mafique). Cette minéralisation se présente sous la forme de pyrite (< 10 %) et de chalcopryrite (~10 %) disséminées dans la roche. Un site anomal en Ag (5 g/t) se trouve dans une diorite associée aux métavolcanites et contenant un peu de pyrite disséminée.

Les sites anomaux 8, 9 et 10 (figure 2, tableau 3) sont dispersés dans les gneiss granulitiques du Complexe de Qimussinguat. Des teneurs anormales en Cu, Cr et Ag sont observées dans des échantillons provenant d'intrusions gabbro-noritiques (Aqim6) ou d'enclaves mafiques et ultramafiques incluses dans les gneiss granulitiques (Aqim4). Les teneurs analytiques associées aux échantillons minéralisés sont de l'ordre de 0,15 % Cu, 0,5 % Cr, 3 g/t Ag et 0,08 g/t Au. La minéralisation est composée de pyrite (< 15 %), de pyrrhotine (~5 %) et de chalcopryrite (< 5 %) disséminées dans les roches.

Le potentiel économique dans les séquences paléoprotérozoïques

Dès les années 1930, les séquences paléoprotérozoïques du lac Nagvaraaluk et de la partie nord de la Fosse du Labrador (figure 2) ont été prospectées pour le fer. Des formations de fer, appartenant au Supergroupe de Kaniapiskau et situées près de la base des séquences, ont fait l'objet de travaux de surface et d'une campagne de forages. Ces travaux se sont poursuivis jusqu'à la fin des années 1970 sans déboucher sur une exploitation. Plus récemment, des travaux de prospection effectués dans des filons-couche mafiques/ultramafiques, intercalés dans les séquences paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador, ont donné des teneurs intéressantes en platine, palladium et nickel.

Des concentrations anormales en or ont aussi été décelées dans ces roches.

Aucun indice minéralisé n'a été trouvé dans des roches de la Fosse de l'Ungava affleurant dans la région du levé. Toutefois, les roches de la Fosse de l'Ungava contiennent, plus à l'ouest, d'importants gisements de Ni-Cu-EGP et d'amiante. Le plus important gisement de Ni-Cu-EGP est présentement exploité par la compagnie Falconbridge. Il s'agit de la mine Raglan qui exploite des lentilles de sulfures massifs localisées à la base d'horizons ultramafiques.

CONCLUSION

La région de la rivière Arnaud et de les régions littorales adjacentes sont particulièrement intéressantes puisqu'elles font le lien entre la partie SE de la Province de Rae (*Core Zone*) et le craton archéen de la Province du Supérieur. Le craton comprend principalement des roches archéennes appartenant au domaine de Douglas Harbour. Ces roches archéennes sont intrudées par des dykes d'âge Paléoprotérozoïque (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz). Elles sont aussi partiellement recouvertes par des nappes de charriage constituées de séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque appartenant à la Fosse du Labrador et à la Fosse de l'Ungava.

Dans la région d'étude, les roches que l'on associe au craton archéen ont été subdivisées en trois unités lithodémiques. La distinction entre ces unités est basée sur la nature des assemblages lithologiques typiques, les différences dans le degré du métamorphisme et le style tectonique. Ces unités lithodémiques sont, d'ouest en est, le Complexe de Qimussinguat, le Complexe de Faribault-Thury et le Complexe structural de Diana. Les roches du Complexe de Qimussinguat sont généralement métamorphosées au faciès des granulites et celles du Complexe de Faribault-Thury, au faciès des amphibolites. Ces deux complexes sont essentiellement constitués d'orthogneiss de la suite TTG qui contiennent des lambeaux de nature gabbroïque, basaltique ou métasédimentaire. Les complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury exposent des fabriques structurales typiques de la déformation archéenne, dominées par une foliation ou une gneissosité à pendages abrupts et orientées NW-SE. Le Complexe structural de Diana est surtout formé d'orthogneiss tonalitiques archéens, remaniés durant le Protérozoïque. Il se caractérise par une foliation mylonitique généralement bien développée qui affecte des lithologies archéennes et paléoprotérozoïques.

Les fabriques archéennes suggèrent une tectonique polyphasée. La foliation et la gneissosité sont affectées par des déformations plicatives complexes et d'intensité variable auxquelles se surimposent des zones de cisaillement ductile. Les fabriques protérozoïques montrent deux styles

tectoniques distincts. Il s'agit, d'abord, du chevauchement des séquences paléoprotérozoïques sur le socle archéen et, ensuite, de mouvements de décrochement dans un contexte de transpression. Aucune évidence de déformation protérozoïque n'a été observée dans le Complexe de Qimussinguat. Dans le Complexe de Faribault-Thury, la déformation paléoprotérozoïque est discrète et le métamorphisme qui y est associé varie du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites. Cette déformation se limite au voisinage du contact entre les nappes de charriage paléoprotérozoïques et le socle archéen ou encore dans des failles de décrochement d'envergure régionale. Dans le Complexe structural de Diana, la déformation protérozoïque est pénétrative et affecte toutes les roches de ce secteur.

Une étude géochronologique préliminaire permet de reconstituer une suite d'événements qui marque l'histoire géologique de la région. Il s'agit, dans un premier temps, de la mise en place des édifices volcaniques aux alentours de 2820 Ma suivi d'un plutonisme felsique de grand envergure qui se situerait entre 2857 et 2782 Ma. L'ensemble des ces roches est affecté par deux événements métamorphiques archéens à 2700 Ma et à 2600 Ma. Un dernier événement métamorphique que l'on associe à la déformation protérozoïque (chevauchement et transpression) est observé dans des roches appartenant au Complexe de Faribault-Thury et au Complexe structural de Diana. Les zircons et les titanites extraits de ces roches ont livré des âges métamorphiques qui varient entre 1790 et 1780 Ma.

Les roches plutoniques felsiques de la région étudiée ont des signatures géochimiques semblables et ne possèdent que de subtiles différences d'un complexe à un autre. Ces roches sont probablement issues d'un même processus magmatique. Elles se seraient formées par différenciation magmatique. Les roches mafiques et ultramafiques des ceintures volcaniques sont surtout présentes dans le Complexe de Faribault-Thury. La géochimie des éléments en traces suggère que ces roches soient issues d'un magma similaire aux MORBs. Elles sont enrichies en Fe et appauvries en Zr, Y et en ÉTRs par rapport aux MORBs actuelles. Les roches mafiques et ultramafiques se sont formées par fractionnement magmatique et assimilation crustale.

La cartographie des roches archéennes a permis de mettre à jour deux nouveaux indices minéralisés et 10 sites anomaux. La minéralisation consiste essentiellement en Cu, Ag, Zn, Cr et Ni trouvée dans des lambeaux de roches métavolcaniques ou métasédimentaires. Des intrusions mafiques et ultramafiques, surtout présentes dans les sillons volcano-sédimentaires, ont aussi été identifiées. Malgré leur teneur relativement élevée en Mg, ces roches contiennent peu de teneurs anormales en métaux tels le Ni et le Cu et un seul petit indice y a été répertorié. Des indices en Ni-Cu-EGP ont nouvellement été répertoriés dans des roches mafiques/ultramafiques de la Fosse du Labrador. Dans le socle archéen, les bandes de paragneiss situées dans la partie est du Complexe structural de Diana ainsi que les

ceinture volcano-sédimentaires de Trempe et de Buet (Complexe de Faribault-Thury) semblent être les cibles d'exploration les plus intéressantes du secteur étudié.

RÉFÉRENCES

- BOUCHARD, N. – GOULET, N. – MADORE, L., 1999 – Le chevauchement des roches de la Fosse du Labrador et de ses équivalents stratigraphiques : l'exemple de la séquence supra-crustale de la région du lac Nagvaraqaluk. *DANS* : Explorer au Québec : Le défi de la connaissance, Programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 99-03, page 41.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1054-1069.
- CGC, 1994 – Base des données gravimétriques. Commission géologique du Canada, Ottawa; données numériques.
- DESCARREAU, J., 1973 – A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulfide ores. *Canadian Institute of Mining Bulletin*; volume 730, pages 61-69.
- DION, D.J. – DUMONT, R., 1994 – Diffusion des données numériques (maille du champ magnétique total résiduel), territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-08X.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – MACHADO, N., 1985 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- HARDY, R., 1976 – Région des lacs Roberts-Des Chefs. Ministère des Richesses naturelles, Québec; Rapport géologique 171, 99 pages (accompagne les cartes : Lac Roberts-1797 et Lac Des Chefs-1798; échelle 1 : 63 360).
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, pages 523-545.
- LUCAS, S., 1989 – Structural evolution of the Cape Smith thrust belt and the role of out-of-sequence faulting in the thickening of mountain belts. *Tectonics*; volume 8, pages 655-676.
- MADORE, L. – BANDYAYERA, D. – BÉDARD, J. – BROUILLETTE, P. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – DAVID, J., 1999 – Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07, 41 pages. (accompagne la carte SI-24M-C2G-99J)
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MARTIN, H., 1994 – The Archean grey gneisses and the genesis of the continental crust. *IN* : Archean Crustal Evolution (K.C. Condie, editor). Elsevier; pages 205-259.

- MRN, 1998 – Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01 (données numériques).
- O'CONNOR, J.T., 1965 – Classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States Geological Survey; Professional Paper 525-B, pages 79-84.
- PEACOCK, M.A., 1931 – Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*; volume 39, pages 54-67.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D. – STERN, R.A. – BÉGIN, N.J., 1991 – A geologic transect of the Leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec. *IN* : Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; Paper 91-1C, pages 55-63.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BÉGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997 – Granite-greenstone terranes of the northern Minto Block, northeastern Québec : Pélican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet belts. *IN* : Current Research, 1997-C. Geological Survey of Canada; pages 211-221.
- RICKWOOD, P.C., 1989 – Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*; volume 22, pages 247-263.
- RIDLEY, J.R. – KRAMERS, J.D., 1990 – The evolution and tectonic consequences of a tonalitic magma layer within Archean continents. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 27, pages 219-228.
- ROBIN, P.Y. – JOWETT, E., 1986 – Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*; volume 121, pages 207-223.
- ROLLINSON, H.R., 1996 – Tonalite-trondhjemite-granodiorite magmatism and the genesis of Lewisian crust during the Archean. *IN* : Precambrian Crustal Evolution in the North Atlantic Region, (T.S. Brewer, editor). Geological Society Special Publication; No. 112, pages 25-42.
- RUDNICK, R.L., 1995 – Making continental crust. *Nature*; volume 378, pages 571-578.
- SKULSKI, T. – PERCIVAL, J.A., 1996 – Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence : Vizien greenstone belt, northeastern Superior Province, Canada. *Lithos*; volume 37, pages 163-179.
- ST-ONGE, M.R. – SCOTT, D.J. – LUCAS, S.B., 2000 – Early partitioning of Quebec : Microcontinent formation in the Paleoproterozoic. *Geology*; volume 28, pages 323-326.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1997 – Geology, Joy Bay, Quebec – Northwest Territories. Geological Survey of Canada. Map 1916A, scale 1: 100 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1990a – Geology, Wakeham Bay, Québec. Geological Survey of Canada. Map 1729A, scale 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1990b – Geology, Joy Bay - Burgoyne Bay, Québec. Geological Survey of Canada. Map 1735A, scale 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1990c – Evolution of the Cape Smith Belt : Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding. *IN* : The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen : Lithotectonic Correlations and Evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors). Geological Association of Canada, Special Paper 37; pages 313-351.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BÉGIN, N.J. – HELMSTEADT, H. – CARMICHAEL, D., 1988 – Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding of rift-fill, transitional-crust and ophiolite suites in the 1.9 Ga Cape Smith Belt, northern Quebec. *IN* : Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 88-1C; pages 1-18.
- STEVENSON, I.M., 1968 – Geology, Leaf River, Quebec. Geological Survey of Canada. Map 1229A, scale 1/1 000 000.
- SUN, S.S. – MCDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle compositions and process. *IN* : Magmatism in the Ocean Basins (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.
- VAN KRANENDONK, M.J. – ST-ONGE, M.R. – HENDERSON, J.R., 1993 – Paleoproterozoic tectonic assembly of Northeast Laurentia through multiple indentations. *Precambrian Research*; volume 63, pages 325-347.
- WHITE, A.J.R. – CHAPPEL, B.W., 1977 – Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*; volume 43, pages 21-51.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- ZEN, E.A., 1988 – Phase relations of peraluminous granite rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*; volume 16, pages 21-51.

