

RG 2003-06

GEOLOGIE DE LA REGION DE POVUNGNITUK (35C) ET DE KOVIK BAY (35F)

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 

RG 2003-06

Géologie de la région
de Povungnituk (35C)
et de Kovik Bay (35F)

Charles Maurice
Alain Berclaz
Jean David
Kamal N.M. Sharma
Pierre Lacoste



Chute le long de la rivière Decoumte, au sud de la région de Povungnituk.

2004

Québec 

Géologie de la région de Povungnituk (35C) et de Kovik Bay (35F)

Charles Maurice
Alain Berclaz
Jean David
Kamal N.M. Sharma
Pierre Lacoste

RG 2003-06

Résumé

La géologie de la région de Povungnituk (SNRC 35C et la partie sud-est de 35F) a été cartographiée à l'échelle de 1 : 250 000 à l'été 2002. Elle a été subdivisée en deux complexes lithodémiques, deux ceintures volcanosédimentaires, six suites intrusives, une unité lithologique et quatre lithodèmes qui se sont mis en place entre 2,8 et 1,8 Ga. Les complexes de Povungnituk et de Mézard, ainsi que la Ceinture de Duquet, englobent des roches variées d'origine volcanosédimentaire, métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites et encaissées à l'intérieur de différentes unités de granitoïdes. Les roches volcanosédimentaires de la Ceinture de Juet sont métamorphisées au faciès des schistes verts et des amphibolites et ne sont pas coupées par les suites intrusives felsiques. Les unités plutoniques ont été regroupées en suites qui, de la plus vieille à la plus jeune, sont les suivantes : (i) les roches mafiques à ultramafiques de la Suite de Couture; (ii) les tonalite-trondhjémite-granodiorite-granite de la Suite de Rochefort (2830 à 2766 Ma); (iii) les granite-granodiorite des suites de La Chevrotière (2732 Ma) et de Pinguq (2727 Ma); (iv) les enderbite-opdalite-charnockite de la Suite de Qilalugalik (2730 Ma); (v) les diatexites de la Suite de Bylot (2737 à 2722 Ma). Ces unités sont traversées par quatre familles de dykes de gabbro et de diabase d'âge Paléoprotérozoïque, les dykes : de Klotz (2209 Ma), de Rivière Payne (>2000 Ma), de Rivière Irsuaq et de Pointe Raudot.

Les roches de la région ont subi une déformation polyphasée. Une première phase de déformation ductile (D_1) est à l'origine de plis P_1 et d'une fabrique S_1 orientés E-W à WNW-ESE qui ne sont préservés que localement dans les unités volcanosédimentaires. Cette déformation est reprise par une deuxième phase de déformation régionale (D_2) qui est à l'origine de la fabrique prédominante orientée N-S à NNW-SSE. Une phase de déformation en cisaillement dextre (D_3) affecte de manière hétérogène l'ensemble des roches de la région. Cette phase de déformation est à l'origine d'une fabrique mylonitique synmétamorphique, orientée WNW-ESE et synchronique à la mise en place des granitoïdes porphyroclastiques de la Suite de Pinguq et des diatexites de la Suite de Bylot. À ces trois phases de déformation archéenne succède un épisode anorogénique d'âge Paléoprotérozoïque pendant lequel les essaims de dykes de Klotz, de Payne et d'Irsuaq se sont mis en place le long de failles fragiles (D_4). Par la suite, trois phases de déformation paléoprotérozoïque liées à l'Orogène de l'Ungava (D_5) affectent les roches archéennes immédiatement au sud du front de l'orogène.

Le potentiel économique de la région est mis en évidence par deux types de minéralisations : 1) des minéralisations aurifères associées à des formations de fer au faciès sulfuré dans la Ceinture de Juet et 2) des minéralisations en Cu \pm Ag dans des veines riches en quartz et en sulfures semi-massifs observées dans le Complexe de Mézard.

DOCUMENT PUBLIÉ PAR « GÉOLOGIE QUÉBEC »**Directeur**

Alain Simard

Chef du service géologique de Québec

Pierre Verpaelst

Gestionnaire du processus des levés géologiques

Robert Marquis

Manuscrit accepté pour publication le 03/11/19

Lecture critique

Alain Leclerc

Édition et mise en pages

Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur

Charles Maurice

Alain Berclaz

Joanne Nadeau

Saisie des données

Patrick Olivier

Joanne Nadeau

Supervision technique

Charlotte Grenier

Nelson Leblond

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	5
Objectifs du projet	5
Localisation, accès et nature du terrain	6
Méthode de travail	6
Travaux antérieurs	6
Remerciements	7
GÉOLOGIE RÉGIONALE	7
STRATIGRAPHIE	8
Roches supracrustales	8
Roches intrusives	16
Dykes de carbonatite	21
Dykes tardifs (paléoprotérozoïques)	22
Roches de la Ceinture de Cape Smith	23
MÉTAMORPHISME	23
Roches métavolcaniques	23
Roches métasédimentaires	23
Roches plutoniques	24
Métamorphisme rétrograde	24
ANALYSE STRUCTURALE	27
Phases de déformation ductile (D ₁ à D ₃), caractéristiques aéromagnétiques et domaines structuraux	27
Phase de déformation (D ₄)	28
Phases de déformation cassante (D ₅)	28
Phases de déformation liées à l'orogène de l'Ungava (D ₆)	28
LITHOGÉOCHIMIE	28
Roches volcaniques	29
Roches plutoniques felsiques	31
Dykes de diabase d'âge Protérozoïque	35
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	35
Minéralisation en Au de la ceinture de Juet (A _{jut})	35
Minéralisation en Cu-Ag du Complexe de Mézard (A _{mez})	35
CONCLUSIONS	36
RÉFÉRENCES	37
ANNEXE 1 - PHOTOGRAPHIES	41
ANNEXE 2 - PHOTOGRAPHIES	42

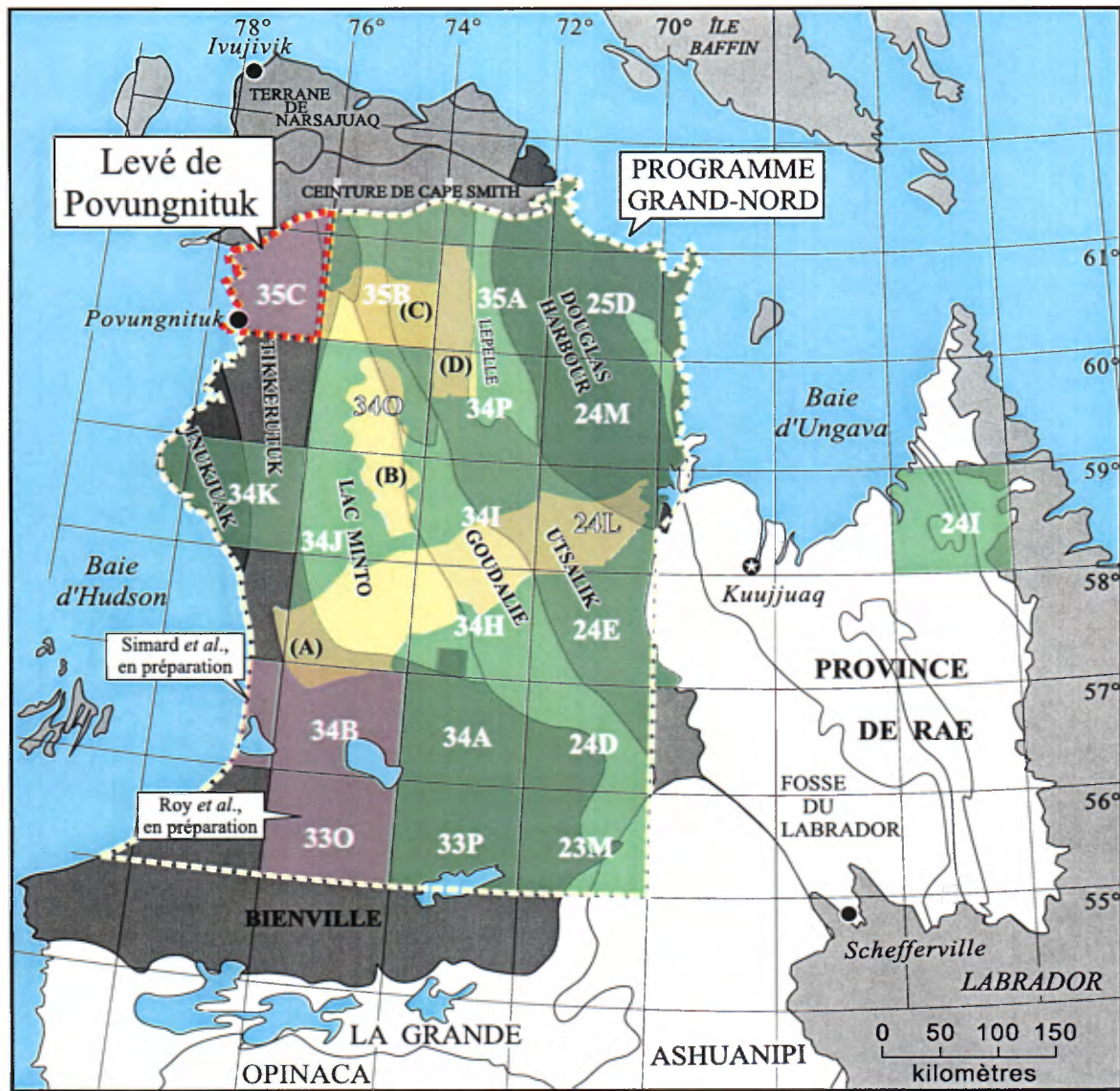


FIGURE 1 - Localisation du levé de cartographie de la région de Povungnituk (SNRC 35C, 35F/01 et 35F/02). Les levés de cartographie effectués à l'été 2002 par le MRN dans le Grand-Nord québécois sont indiqués en mauve. Les régions en vert ont été cartographiées entre les étés 1998 et 2001 par le MRN : 23M- Gosselin et Simard (2000); 24D- Simard *et al.* (2001); 24E- Berclaz *et al.* (2001); 24I- Verpaelst *et al.* (2000); 24M- Madore *et al.* (1999); 25D- Madore et Larbi (2000); 33P- Gosselin *et al.* (2002); 34A- Gosselin *et al.* (2001); 34H- Parent *et al.* (2000); 34I- Leclair *et al.* (2001a); 34J- Parent *et al.* (2002); 34K- Simard *et al.* (2003); 34P- Cadieux *et al.* (2002); 34O- Berclaz *et al.* (2003) et 35A- Madore *et al.* (2001). Les régions en jaune ont été cartographiées par la Commission Géologique du Canada : A- Percival et Card (1994); B- Percival *et al.* (1995a); C- Percival *et al.* (1996a) et D- Percival *et al.* (1997a). Le feuillet 34H/03 (en vert foncé) a été cartographié par Lamothe (1997). Les subdivisions lithotectoniques du NE de la Province du Supérieur proviennent de Percival *et al.* (1997b).

INTRODUCTION

Objectifs du Projet

Le levé de cartographie géologique des régions de Povungnituk (SNRC 35C) et de Kovik Bay (SNRC 35F, partie sud-est) - ci-après désignées « région de Povungnituk » - résulte du programme de cartographie géologique du Ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs

dans le Grand-Nord du Québec (nord du 55° parallèle; figure 1). Le programme Grand-Nord vise à établir le cadre géologique régional des roches d'âge Archéen afin d'ouvrir ce vaste territoire (> 350 000 km²) à l'exploration minière. La région couverte par le levé géologique exécuté au cours de l'été 2002 correspond au feuillet SNRC 35C et aux feuillets 35F/01 et 35F/02 qui se trouvent à l'ouest de la région du lac Couture (SNRC 35B; Madore *et al.*, 2002) et au nord-ouest de la région du lac Anuc (SNRC 34O; Berclaz *et al.*, 2003).

Les principaux objectifs du levé de la région de Povungnituk sont de parfaire le niveau des connaissances

géologiques, d'établir la lithostratigraphie et d'évaluer le potentiel économique. Ce rapport contient les descriptions et les interprétations des phénomènes géologiques observés dans le cadre du levé de cette région.

Localisation, accès et nature du terrain

Le centre de la région cartographiée se trouve à environ 65 km au NNE du village de Povungnituk dans un secteur isolé du Nunavik, sur la côte est de la baie d'Hudson. La région, située dans la toundra arctique, est dépourvue de couvert forestier et environ 40 % de sa superficie est recouverte d'eau. Les principales étendues d'eau comprennent les lacs Bylot et Juet au nord-est, le lac Tasirjuarusiq au centre, le lac Tasirruarusiq au sud-est et le lac Povungnituk au sud-ouest. Les principaux cours d'eau comprennent les rivières Korak, Sorehead, Povungnituk et Irsuaq qui traversent de grandes portions de la région. La région cartographiée couvre une superficie d'environ 10 300 km² et est délimitée par les latitudes 60°00' et 61°00' N et les longitudes 76°00' et 78°00' W pour le feuillet SNRC 35C, ainsi que par les latitudes 61°00' et 61°15' N et les longitudes 76°00' et 77°00' W pour les feuillets SNRC 35F01 et 35F02. La région est accessible par hydravion, par hélicoptère ainsi que partiellement par bateau à partir de Povungnituk. Les plans d'eau de la région sont totalement libres de glace pour l'amerrissage vers la mi-juillet.

Le relief est faible à modéré, avec des dénivelations de moins de 150 mètres, sauf dans la partie nord où les plus hauts sommets formés de roches d'âge Protérozoïque de la Ceinture de Cape Smith culminent à 500 mètres d'altitude. Les affleurements sont de dimension variable (100 à >1000 m²) et sont généralement recouverts de lichen, ce qui leur confère une teinte foncée uniforme rendant l'observation géologique souvent ardue. La portion ENE de la région est occupée principalement par des champs de blocs erratiques et comprend de nombreux eskers orientés E-W à NW-SE; les affleurements y sont plutôt rares et de plus petite taille. La portion centrale de la région est couverte de zones de moraines de De Geer formant une succession de bandes longitudinales orientées approximativement nord-sud. Entre ces bandes, les affleurements sont très nombreux. La portion ouest de la région se caractérise par une élévation de moins de 50 mètres au dessus du niveau de la mer ainsi que par de vastes zones marécageuses où les affleurements sont rares et de dimension restreinte (< 25 à 100 m²).

Méthode de travail

Les travaux de terrain dans la région de Povungnituk se sont échelonnés sur une période de 10 semaines. La cartographie a été effectuée par 6 équipes formées d'un géologue et d'un assistant. Celles-ci ont été transportées sur le terrain par un hélicoptère *Long Ranger 206-L* à partir du camp de base (rivière Irsuaq; 60°38'22,2"N -

76°20'43,2"W). Les affleurements accessibles sur la rivière Irsuaq ont été cartographiés par bateau à partir du camp de base. Les observations géologiques ont été effectuées lors de cheminements variant en longueur entre 8 et 12 km et espacés de 5 à 10 km selon l'accessibilité et la physiographie des secteurs cartographiés. Certaines zones ont fait l'objet de travaux plus détaillés en raison de leur potentiel minéral. Des observations ponctuelles sur plusieurs sites atteints par hélicoptère ont permis de combler la couverture du levé sur des cibles aéromagnétiques et dans les secteurs où la densité d'affleurements est plus faible.

La classification lithologique utilisée correspond à la légende générale de la carte géologique (Sharma, 1996). L'interprétation de la géologie a été effectuée sur des cartes topographiques au 1 : 125 000, en incorporant les données de télédétection et, lorsque possible, les unités extrapolées à partir des cartes du gradient magnétique vertical calculé. La carte géologique finale a été compilée au 1 : 250 000 (SNRC 35C et 35F) et 1 : 50 000 (SNRC 35F01 et 35F02). Les données recueillies ont été numérisées et intégrées à la base de données du système SIGÉOM du ministère des Ressources naturelles, de la Faune et des Parcs du Québec.

Au cours des travaux de terrain de l'été 2002, environ 1200 échantillons de roches ont été prélevés et systématiquement coupés en tranches. Parmi ceux-ci, 556 granitoïdes ont été colorés au cobaltinitrate de sodium pour déterminer les proportions modales des feldspaths et du quartz. Parmi les échantillons les plus représentatifs, 65 ont été choisis pour effectuer des analyses lithogéochimiques, 61 pour effectuer des analyses d'éléments économiques et 191 ont servi à la confection de lames minces. Les résultats des analyses sont disponibles dans la base de données du SIGÉOM. Neuf échantillons ont été prélevés pour datation géochronologique par les méthodes U/Pb (TIMS et LA-MC-ICP-MS) au laboratoire de GÉOTOP à l'Université du Québec à Montréal. Les résultats obtenus sont traités dans la section « stratigraphie ».

Travaux antérieurs

Les premiers travaux géologiques visant les roches d'âge Archéen dans le nord-est de la Province du Supérieur ont été effectués dans le cadre de travaux de reconnaissance hélicoptérés entre les latitudes 56°00' et 61°00' nord et les longitudes 70°00' et 79°00' ouest (Stevenson, 1968). Ce premier effort réalisé au 1 : 1 000 000 s'est appuyé sur l'information recueillie du haut des airs, ainsi que sur des observations ponctuelles le long de lignes de vols d'environ 240 km espacées de 10 km. Chaque ligne de vol contenait environ 20 stations, donnant une fréquence moyenne d'observation de un site par douze kilomètres. Ultérieurement, les travaux de reconnaissance de Taylor (1982) au 1 : 250 000 ont couvert la partie restante du Grand-Nord québécois au nord du 61^e parallèle. Ces travaux englobent la portion nord-est de la Province du Supérieur ainsi que

la portion nord de l'Orogène transhudsonien (Ceinture de Cape Smith et Terrane de Narsajuaq). Dans la région concernée, les travaux de Taylor (1982) couvrent les feuillets 35F01 et 35F02.

Plus récemment, la Commission géologique du Canada a produit des cartes régionales au 1 : 500 000 couvrant la région longeant la rivière aux Feuilles (Percival et Card, 1994), et au 1 : 250 000 couvrant les régions de la rivière Kogaluc (Percival *et al.* 1995a), du lac Couture (Percival *et al.* 1996a) et des lacs Nantais et Pélican (Percival *et al.* 1997a) (figure 1). Lamothe (1997) a cartographié la région du lac Dupire au 1 : 50 000 (SNRC 35H/03; figure 1). À partir de l'été 1998, quatre projets de cartographie géologique (au 1 : 250 000) ont été effectués à chaque année dans le cadre du Programme Grand-Nord et trois lors de la campagne de 2002 (figure 1).

Les travaux au 1 : 50 000 du ministère de l'Énergie et des Ressources effectués dans la région de Povungnituk se sont concentrés dans les roches d'âge Protérozoïque de la Ceinture de Cape Smith, mais une partie du socle archéen a aussi été couverte par ces levés. Plus précisément, Togola (1992) a cartographié la portion nord-ouest du feuillet SNRC 35C et Moorhead (1988 et 1996) a cartographié la portion sud-est du feuillet SNRC 35F. Les cartes jointes au présent rapport incorporent les résultats des travaux effectués par Taylor (1982), Moorhead (1988) et Togola (1992).

Jusqu'à ce jour, aucun rapport de travaux statutaires décrivant des efforts de prospection ou d'exploration dans les roches archéennes de la région de Povungnituk n'a été déposé au Ministère. Dans le cadre du Programme Grand-Nord, l'ensemble des terrains archéens du Grand-Nord québécois a été couvert par un levé géochimique des sédiments de fond de lacs (MRN, 1998). Ces résultats mettent en évidence plusieurs anomalies susceptibles de devenir des cibles d'exploration.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier les personnes suivantes ayant permis la réalisation du levé géologique au cours de l'été 2002. Il y a d'abord les géologues de l'équipe de cartographie Valérie Bécu, François Leclerc, Mélanie St-Arnaud et Olivier Rabeau, puis les assistants-géologues Simon Auclair, Maude-Elvire Gravel, Annie Lavoie, Mélanie Lavoie, Geneviève Parent et Pierre-Luc Richard. Nous exprimons notre reconnaissance plus spécifiquement à Annie Lavoie, qui a agi à titre de géologue pour une partie de l'été, ainsi qu'à Mélanie St-Arnaud qui a collaboré à la compilation des données après la campagne de terrain. Nous remercions également Alain Leclair et Pierre Verpaest (MRNFP) pour leur participation aux levés géologiques. Notre gratitude s'adresse également à notre cuisinier, André Bourget, et à notre homme de camp, Michel Le Breton. Merci au pilote d'hélicoptère, Michel Viens, ainsi qu'aux mécaniciens, Denis Beaudin et Sébastien Savard de la compagnie Hélicoptères Canadiens, qui ont transporté nos équipes de

façon efficace et sécuritaire. La logistique du transport du carburant au cours de l'hiver, de la construction du camp au printemps, de l'approvisionnement du matériel et de la nourriture a été efficacement orchestrée par Aliva Tulugak et son équipe (de Povungnituk) que nous tenons à remercier chaleureusement.

La collaboration de Denis-Jacques Dion et de Marc Beaumier (MRNFP) a été grandement appréciée pour la préparation des cartes aéromagnétiques et de géochimie des sédiments de fond de lacs. Le Service des Technologies à Références Spatiales a réalisé les spatio-cartes régionales à partir d'images Landsat. La carte géologique numérique a été produite dans le SIGÉOM grâce à l'assistance technique indispensable de Patrick Olivier, David Belisle, Marie-Pierre Drouin, Nelson Leblond et Joanne Nadeau. Finalement, nous tenons à remercier Alain Leclair pour les suggestions lors de la lecture critique et Jean-Pierre Lalonde pour l'édition de ce rapport.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région de Povungnituk est située dans la partie nord-est de la Province du Supérieur, définie antérieurement comme la « Sous-province de Minto » (Card et Ciesielski, 1986) et par la suite comme le « Bloc de Minto » (Percival *et al.*, 1992). Cette portion du craton archéen a d'abord été décrite comme étant surtout composée de granitoïdes affectées d'un métamorphisme élevé (granulitique), mis en évidence par un grain structural d'orientation NW-SE et des anomalies magnétiques fortement positives de même orientation (Stevenson, 1968; Percival *et al.*, 1992; Card et Poulsen, 1998).

Les résultats des travaux de cartographie menés depuis le début des années 1990 ont permis de mettre en évidence différents ensembles plutoniques et volcanosédimentaires d'âge Paléoarchéen à Néoarchéen. La région a été subdivisée en différents domaines selon des critères principalement structuraux et aéromagnétiques (Percival *et al.*, 1997b; figure 1). Lors de la cartographie le long de la rivière aux Feuilles, les domaines lithotectoniques de Tikkerutuk, du lac Minto, de Goudalie et d'Utsalik ont été introduits (Percival *et al.*, 1991, 1992; Percival et Card, 1994), auxquels ont été ajoutés les domaines d'Inukjuak, de Philpot, de Qalluviartuuq, de Lepelle et de Douglas Harbour (Percival *et al.*, 1995a,b, 1996a,b, 1997a,b). Les ensembles plutoniques caractérisés par de vastes anomalies aéromagnétiques négatives et positives sont constitués de tonalite, de granodiorite, de granite et de diatexite, englobant des enclaves et des intrusions de diorite, de gabbro, de pyroxénite et de périclote. Les séquences volcanosédimentaires sont généralement pré- à syn-plutoniques et sont encaissées principalement dans des tonalites caractérisées par une signature aéromagnétique négative. Ces séquences se

présentent sous forme de quilles étroites (1-5 km de largeur) plus ou moins continues sur des distances pouvant atteindre 150 km de longueur. Ces séquences sont métamorphosées au faciès des amphibolites supérieures et des granulites. Elles sont composées de basalte, de pépite, de grauwacke, de formations de fer, et de quantités moindres de roche ultramafique, d'andésite, de rhyodacite, de dacite, de rhyolite, de grès, de conglomérat et de marbre.

L'évolution tectonomagmatique et métamorphique du craton archéen au NE de la Province du Supérieur (au nord du 55° parallèle) s'est étalée sur près de 2 milliards d'années (3,8 à 2,0 Ga : Machado *et al.*, 1989; Parrish, 1989; Percival *et al.*, 1992; Stern *et al.*, 1994; Buchan *et al.*, 1998; Madore *et al.*, 1999, 2001; Gosselin et Simard, 2000; Parent *et al.*, 2000 et 2002; Madore et Larbi, 2000; Berclaz *et al.*, 2001; Gosselin *et al.*, 2001; Leclair *et al.*, 2001a; Percival *et al.*, 2001; Simard *et al.*, 2001; Cadieux *et al.*, 2002; David *et al.*, 2002; Gosselin *et al.*, 2002; Berclaz *et al.*, 2003; Simard *et al.*, 2003; David, en préparation). Cette succession d'événements tectonomagmatiques a été mise en évidence par Leclair *et al.* (2001b, 2002) et est résumée ci-après :

(i) Les plus vieilles roches proviennent d'unités volcaniques et plutoniques d'âge Paléoarchéen formées dans un protocraton très ancien dans la région de Porpoise Cove (3,8-3,6 Ga) (David *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2003; David *et al.*, en préparation).

(ii) Des éléments représentant les vestiges d'un protocraton mésoarchéen (> 3,1-2,9 Ga) sont identifiés essentiellement par des noyaux de zircons hérités et par de rares enclaves de gneiss tonalitique.

(iii) Entre 2,89 et 2,74 Ga, il y a eu la mise en place de tonalite-trondhjémite ainsi que de roches volcaniques. Pendant cette période, une première phase de déformation (D₁) et de métamorphisme (M₁) s'est produite entre > 2,85 et > 2,73 Ga (Berclaz *et al.*, 2003). Entre 2,790 et 2,745 Ga, l'activité plutonique semble se manifester de manière diachronique depuis le nord-est vers le sud-ouest de la région, et le volcanisme évolue d'une affinité tholéiitique à calco-alcaline. La fin de cette période (2,76-2,74 Ga) est soulignée par la mise en place ponctuelle de syénite ainsi que de roches volcanosédimentaires pouvant s'apparenter à une phase de rift au dessus d'une plate-forme continentale.

(iv) La période entre 2,73 et 2,72 Ga est marquée par le début du magmatisme potassique avec la mise en place de plutons de granite-granodiorite-diatexite. Ces unités caractérisent un épisode majeur de fusion intracrustale et l'amorce d'une seconde phase de déformation (D₂) et de métamorphisme (M₂).

(v) Simultanément, du magmatisme de type enderbite-opdalite-charnockite débute dans la partie nord-est de la région vers 2,74-2,73 Ga, pour se poursuivre dans le reste de la région entre 2,73 et 2,69 Ga. Cet épisode magmatique est interprété comme étant à l'origine du métamorphisme

au faciès des granulites (M₂) enregistré dans les différents complexes volcanosédimentaires associés (D₂ de Berclaz *et al.*, 2003).

(vi) Entre 2,690 et 2,675 Ga, la région fait l'objet d'un recyclage important des lithologies plus anciennes. Cette période est marquée par la mise en place de volumineuses masses de monzonite, de granite, de granodiorite, de diatexite et de pegmatite, accompagnées d'un réajustement tectonique majeur (D₃) et d'un épisode métamorphique au faciès supérieur des amphibolites (M₃).

(vii) Pendant la période 2,68-2,62 Ga, une activité hydrothermale importante a été canalisée le long de failles principalement cassantes (D₄ et D₅), et du magmatisme anorogénique tardif se manifeste par des intrusions alcalines de carbonatite et de syénite à néphéline (2,66-2,64 Ga; Skulski *et al.*, 1997; Berclaz *et al.*, 2003), suivi de plusieurs essaims de dykes subalcalins de diabases et de gabbros (entre 2,510 et 1,875 Ga; Buchan *et al.*, 1998), ainsi que d'un complexe alcalin d'âge Paléoproterozoïque (1,94 Ga; David, en préparation) composé de carbonatite, de lamprophyre ultramafique à mafique et de dyke ultramafique d'affinité kimberlitique (Berclaz *et al.*, 2001; Lemieux *et al.*, 2001).

(viii) Finalement, une déformation paléoproterozoïque complexe (D₆) associée à l'Orogène Trans-Hudson est observée à l'ouest de la Fosse du Labrador (Berclaz *et al.*, 2001), au nord-est du domaine de Douglas Harbour (Madore et Larbi, 2000) et au sud de la Ceinture de Cape Smith (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1990; Goulet, 2001).

STRATIGRAPHIE

La région de Povungnituk est constituée de roches archéennes et protérozoïques subdivisées en lithodèmes et en unités lithostratigraphiques regroupées en complexes ou en suites (figure 2). L'ordre stratigraphique présenté a été défini par les relations de recoupement observées sur le terrain, par les nouveaux résultats de datations U/Pb obtenus sur neuf échantillons prélevés dans la région (tableau 1) et par extrapolation des interprétations effectuées lors des travaux de cartographie dans les régions adjacentes.

Roches supracrustales

Dans la région de Povungnituk, des roches mafiques et felsiques d'origine volcanique, ainsi qu'une grande quantité de roches sédimentaires migmatisées, forment des unités à l'intérieur des différentes suites de granitoïdes. Les unités de roches d'origine volcanique sont généralement de dimensions restreintes (< 4 km de largeur par < 10 km de

¹ Seuls les âges obtenus dans le cadre de ce levé comportent les erreurs analytiques. Tous les autres âges mentionnés sont approximatifs et le lecteur peut consulter les références fournies pour plus de détails.

TABLEAU 1 - Résultats des datations U/Pb effectuées sur les échantillons prélevés dans la région de Povungnituk. Ces échantillons sont localisés sur la figure 2.

#	Échantillon	Lithologie	Technique* analytique	Âge(s) de cristallisation**	Âge(s) d'héritage**	Âge secondaire**	Coordonnées UTM	
							Nordant	Estant
1	02-OR-6100	Diatexite de composition tonalitique - <i>Abyl1</i>	I	2807,2 ±9,2 (6 / 1,8) 2829,8 ±4,6 (6 / 1,6)		2737 ±13 (6 / 2,0)	6717600	398477
2	02-CM-2097	Tonalite à biotite - <i>Arot1</i>	I	2766 ±3 (7 / 1,6)			6688164	360911
3	02-VB-8151	Mobilisat de paragneiss - <i>Amez2</i>	I	2758 ±11 (5 / 4,4)	jusqu'à ~ 2820	2668 ±22 (4 / 0,29)	6666038	415377
4	02-VB-8179	Monzogranite - <i>Alcv1</i>	T	~ 2732		2694 ±6	6780636	445640
5	02-CM-2090	Enderbite - <i>Aqil3</i>	I	2730,6 ±1,9 (5 / 0,91)	~ 2780 et ~ 2810	2711 ±3,6 (3 / 0,75)	6685034	399553
6	T1 / 433-18	Opdalite - <i>Aqil3</i>	S	2720 à 2736	2765 à 2848	2709 ±9	6676177	400735
7	02-OR-6106	Monzogranite - <i>Apin1</i>	I	2727,0 ±2,1 (5 / 1,3)	2752 ±3 (4 / 1,09)		6717173	390613
8	02-MS-5020	Monzonite quartzifère - <i>Apin1</i>	I	2725,2 ±4,4 (9 / 0,24)	entre 2742 et 2774		6692345	356242
9	02-FL-4027	Diatexite de composition tonalitique - <i>Abyl1</i>	I	2722,5 ±1,8 (6 / 0,78)		~ 2710	6750505	412148
10	02-AL-1512	Diatexite de composition granodioritique - <i>Abyl2</i>	T			2686 ±3	6742332	434543
11	T2 / 433-46	Diatexite de composition granodioritique - <i>Abyl2</i>	S		2765 ±9	2704 ±7	6752196	420698

* Technique I : Analyses U-Pb in-situ sur zircon par ablation laser et spectrométrie de masse en multi-collection et ionisation au plasma (LA-MC-ICP-MS).
analytique T : Analyses U-Pb sur titanite par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS).

S : Analyses SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Micro Probe*; Percival *et al.*, 2001).

** Âge = En millions d'années (Ma) avec une incertitude (±) représentant un intervalle de confiance à 2 écarts-types (95 %).
Les résultats sont issus du calcul de régression linéaire selon Davis (1982) pour les analyses par dilution et selon Ludwig (2000) pour les analyses par ablation.
Entre parenthèse : le nombre d'analyses et le % de probabilité ou la MSWD (moyenne quadratique des écarts pondérés) obtenus respectivement pour chacun des types de régression.

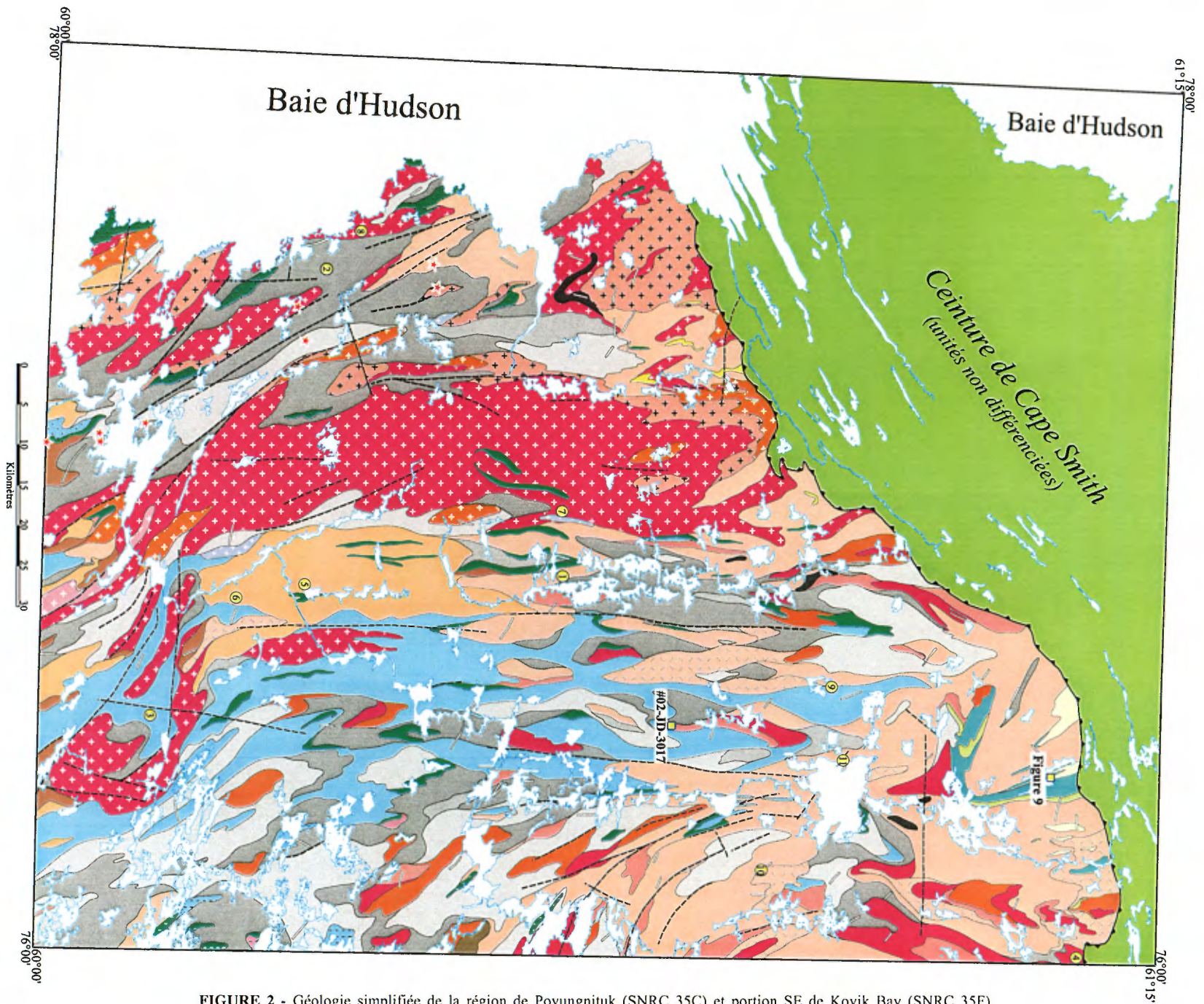


FIGURE 2 - Géologie simplifiée de la région de Povungnituk (SNRC 35C) et portion SE de Kovik Bay (SNRC 35F).



FIGURE 2 - Légende.

longueur) et conservent rarement leur texture primaire. Communément, ces unités forment des enclaves lenticulaires de dimensions hectométriques à centimétriques dans les granitoïdes. Les roches d'origines volcanique et sédimentaire de la région de Povungnituk sont regroupées en deux complexes (complexes de Povungnituk - *Apov* et de Mézard - *Amez*), en deux ceintures (ceinture de Duquet - *Aduq* et de Juet - *Ajut*) et en une unité lithologique (figure 2). Toutes les roches volcanosédimentaires de la région sont métamorphosées du faciès supérieur des schistes verts à celui des granulites². L'interprétation détaillée de la minéralogie, des textures et des assemblages métamorphiques des unités de roches supracrustales est présentée dans le chapitre traitant du « métamorphisme ».

Complexe de Povungnituk (*Apov*)

Le Complexe de Povungnituk comprend les lambeaux de roches d'origine supracrustale de < 4 km de largeur par < 10 km de longueur localisés dans l'ouest de la région. Ces lambeaux, qui correspondent à des anomalies magnétiques de basse, moyenne et forte intensités (figures 2 et 3), sont enclavés dans les tonalites de la Suite de Rochefort (*Arot*) et injectés de granitoïdes de la Suite de Pinguq (*Apin*). Les

roches de ce complexe se distinguent des roches des autres ceintures volcanosédimentaires de la région par des assemblages métamorphiques généralement au faciès des granulites.

Roches métavolcaniques (*Apov1*)

Les roches d'origine basaltique sont caractérisées par des signatures magnétiques de basse et de moyenne intensité. Ces roches sont très recristallisées et possèdent une texture nématoblastique ou granoblastique homogène. Elles sont constituées de hornblende verte et trapue et de plagioclase, accompagnés localement par des proportions variables de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de biotite et de grenat. Les minéraux accessoires sont l'épidote, la cummingtonite et des minéraux opaques. Ces roches sont migmatisées et injectées par du mobilisat felsique à clinopyroxène ± orthopyroxène et par des veines granitiques tardives (annexe 1, photo 1).

Des unités de roches ultramafiques associées aux roches basaltiques du Complexe de Povungnituk ont été observées dans la portion sud de la région. Ces roches possèdent une couleur vert foncé à noire en cassure fraîche, une patine brun chamois et une texture moyennement grenue

² Le préfixe « méta » est sous-entendu afin d'alléger le texte.

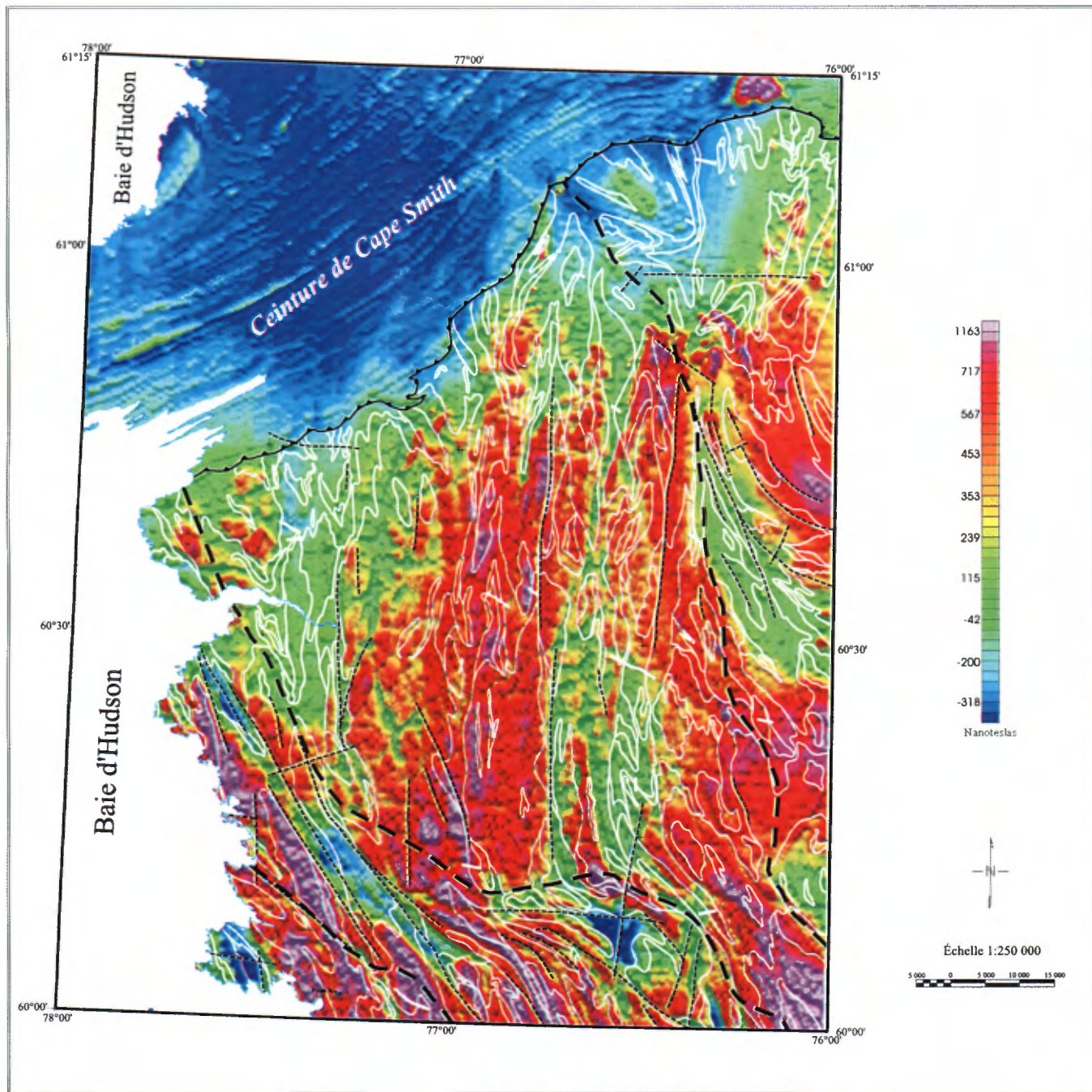


FIGURE 3 - Champ magnétique total résiduel de la région de Povungnituk (SNRC 35C) et de la portion sud de la région de Kovik Bay (SNRC 35F). Les contours lithologiques sont tracés en blanc, les failles avec un tireté noir mince et les domaines structuraux avec un tireté noir épais. (Figure préparée par Denis-Jacques Dion)

entièrement métamorphique. Leur origine semble extrusive à cause de leur signature géochimique (voir le chapitre « lithogéochimie ») et de leur association spatiale avec les roches basaltiques et les paragneiss. Ces roches ultramafiques sont constituées de porphyroblastes d'olivine allongés et fracturés par des veinules de magnétite. Les porphyroblastes sont séparés par des cristaux granoblastiques de clinopyroxène et d'orthopyroxène sur lesquels se superposent des grains de spinelle vert.

Des niveaux métriques à hectométrique de roches d'origine volcanoclastique de composition intermédiaire à felsique

succèdent localement aux unités de roches basaltiques. L'interface entre les deux types de lithologies est marqué par des niveaux riches en sulfures et des niveaux de roche carbonatée. Les roches d'origine volcanoclastique possèdent localement des textures primaires de lapillis. Elles ont une texture granoblastique et une minéralogie métamorphique composée principalement de quartz, de plagioclase, de microcline, de clinopyroxène, de biotite et de hornblende. La foliation est accentuée par de la biotite rougeâtre et des porphyroblastes de clinopyroxène en continuité optique et contenant des inclusions de quartz et

de plagioclase. De rares amas composés de hornblende et de biotite remplacent et entourent les cristaux de clinopyroxène. Localement, on observe des porphyroblastes de microcline contenant des inclusions globulaires de quartz, de plagioclase et de biotite.

Paragneiss (Apov2)

Les paragneiss sont associés à des formations de fer et se localisent donc dans des contextes d'anomalies magnétiques positives. Une seule masse de paragneiss a été identifiée et cartographiée dans le sud-ouest de la région. Cette unité borde une bande de roches d'origine volcanique et est composée de paragneiss migmatisé à grenat et biotite.

Ceinture de Duquet (Aduq)

La Ceinture de Duquet (*Aduq*) regroupe les unités volcanosédimentaires observées par Stevenson (1968) et Percival *et al.* (1996a) dans le secteur sud-ouest de la région du lac Couture (SNRC 35B) (Madore *et al.*, 2002). Les unités de roches volcanosédimentaires varient de quelques centaines de mètres à plus de 30 kilomètres de longueur, par moins de 5 kilomètres de largeur, et sont réparties sur les pourtours de structures en dôme, à l'intérieur des tonalites de la Suite de Rochefort (*Arot*; Madore *et al.*, 2002). Dans la région de Povungnituk, les unités de la ceinture de Duquet se présentent en lambeaux d'épaisseur métrique à hectométrique associés aux creux aéromagnétiques situés dans le sud-est de la région cartographiée (figure 3).

Roches métavolcaniques (Aduq1)

L'unité *Aduq1* est constituée de roches de composition basaltique et de gneiss mafiques, localement intercalés avec des niveaux de roches de compositions ultramafiques, intermédiaires ou felsiques et des niveaux discontinus de roches sédimentaires (Madore *et al.*, 2002). Des roches ultramafiques, basaltiques et andésitiques ainsi que des tufs felsiques à cristaux affleurent dans la portion sud-est de la région de Povungnituk. Les roches de composition basaltique sont foliées, granoblastiques et constituées de hornblende nématoblastique (60 %), de plagioclase à grain fin (35 %), ainsi que de petites quantités de quartz, d'épidote, de sphène et de minéraux opaques. Les roches ultramafiques forment des niveaux massifs et foliés d'épaisseur métrique. Elles sont composées d'amphibole verte pâle + orthopyroxène + olivine + spinelle ± chlorite. Leur composition se rapproche de celle des basaltes magnésiens alumineux (voir le chapitre « géochimie »). Les niveaux de composition andésitique comptent de la hornblende (15 %) et de plus grandes quantités de quartz + plagioclase + biotite. Deux échantillons de composition rhyolitique provenant des secteurs des lacs Duquet et Akuaraaluk

(SNRC 35B) ont donné des âges de 2822 et 2828 Ma respectivement (Percival *et al.* 1996a; Bourassa, 2002; David, en préparation).

Paragneiss (Aduq2)

L'unité *Aduq2* est composée de paragneiss accompagnés, en moindre proportion, de niveaux discontinus de conglomérats, de roches calco-silicatées, de formations de fer, ainsi que de rares niveaux de marbres (Madore *et al.*, 2002). Les paragneiss sont rouillés et schisteux à variablement migmatisés (10 à 75 % de leucosome felsique; Madore *et al.*, 2002). Ces roches montrent un rubanement composé de matériel quartzofeldspathique et granoblastique à grain fin accompagné d'un assemblage variable de biotite + grenat ± minéraux alumineux (cordiérite, sillimanite, andalousite, staurotide et spinelle) (Madore *et al.*, 2002). Un affleurement de conglomérat polygénique contenant des clastes de roches volcaniques et de granitoïdes (02-JD-3020) a été observé, intercalé avec des horizons de tufs felsiques à cristaux et d'amphibolite foliée près de la bordure est de la région cartographiée.

Complexe de Mézard (Amez)

Le Complexe de Mézard a été introduit par Berclaz *et al.* (2003) pour identifier les roches d'origine volcanosédimentaire orientées NNW-SSE à l'ouest de la région du lac Anuc (SNRC 340). Dans la région de Povungnituk, les roches du Complexe de Mézard ont une orientation structurale à prédominance NW-SE au sud et majoritairement N-S vers le nord. Ces roches sont situées dans des zones possédant une intensité magnétique faible à moyenne (figure 3). Elles sont encaissées par les enderbites de la Suite de Qilalugalik (*Aqil3*) à l'ouest, par les tonalites de la Suite de Rochefort (*Arot*) au nord-ouest, au sud-ouest et à l'est, et passent latéralement aux diatexités de la Suite de Bylot (*Abyl*) au nord. Elles sont aussi coupées par les granites des suites de Pinguq (*Apin*) et de la Chevrotière (*Alcv*).

Les roches du Complexe de Mézard ont subi une migmatisation modérée à intense qui se manifeste notamment par la prépondérance de diatexite d'origine sédimentaire. D'ailleurs, le Complexe de Mézard complète, au nord de la Province du Supérieur, une importante bande de paragneiss migmatitique orientée NW-SE sur plus de 300 kilomètres (Parent *et al.*, 2002; Berclaz *et al.*, 2003). Ces roches sont communément associées à de volumineuses intrusions de type EOC (enderbite-opdalite-charnockite) regroupées dans le Complexe de Le Roy (*Aroy1*) et la Suite de Qilalugalik (*Aqil3*) (Parent *et al.*, 2002; Berclaz *et al.*, 2003).

Roches métavolcaniques (Amez1)

Les roches d'origine volcanique du Complexe de Mézard (*Amez1*) forment de minces bandes allongées (< 1 km

d'épaisseur) composées principalement de roches mafiques qui sont, en de rares endroits, associées à des horizons métriques de roches intermédiaires et felsiques. Ces roches volcaniques sont de granulométrie fine à moyenne, foliées, rubanées et granoblastiques. Elles sont communément migmatisées et se caractérisent par la présence de faibles proportions de veines anatectiques felsiques, localement à clinopyroxène ± orthopyroxène. La foliation est définie par la hornblende nématoblastique de couleur vert olive à vert brun et localement par la biotite lépidoblastique de couleur brun orangé. Le plagioclase est granoblastique et communément altéré en séricite et en clinzoisite. Dans les unités les plus métamorphisées, une combinaison de cristaux granoblastiques de clinopyroxène et/ou d'orthopyroxène complètent l'assemblage. Les minéraux accessoires sont composés de minéraux opaques finement disséminés, d'apatite, de quartz et d'épidote.

Des lambeaux de roches mafiques grenues de composition similaire aux volcanites, mais riches en magnétite, ont été observés et cartographiés ponctuellement. Ils pourraient représenter les restes d'unités métamorphisées de ferbasalte ou de ferrogabbro. Aussi, les roches volcaniques mafiques sont fortement assimilées par les tonalites, les enderbites et les granites les traversant, et forment des roches hybrides hétérogènes à clinopyroxène et contenant peu de quartz.

Diatexite à biotite et grenat (Amez2)

Les roches d'origine sédimentaire du Complexe de Mézard ont subi une fusion importante se manifestant par la présence de < 80 % de mobilisat de composition trondhémitique à granodioritique. Les diatexites (*Amez2*) sont hétérogranulaires et moyennement à très grossièrement grenues. Le néosome forme des injections de matériel leucocrate (leucosome) isolant des enclaves mélanocrates de paragneiss finement à moyennement grenu (mésosome), et des *schlierens* de biotite (mélanosome), de dimension millimétrique à centimétrique, étirés parallèlement à la foliation (annexe 1, photos 2 et 3). Des textures de fluage magmatique rendent la foliation ondulante. Le protolithe des diatexites est constitué de niveaux rubanés de couleur brun rouille (pélites) à gris (grès et psammites). Ces niveaux sont constitués de proportions variables de quartz + plagioclase ± microcline granoblastiques, accompagnés de grenat + biotite ± cordiérite ± sillimanite.

Deux populations de zircons provenant d'un échantillon de mobilisat felsique révèlent une histoire complexe. Les bordures des zircons magmatiques bien cristallisés ont livré un âge de cristallisation de 2758 ± 11 Ma, tandis que les noyaux ont livré des âges d'héritage allant jusqu'à environ 2820 Ma (échantillon numéro 3; figure 2 et tableau 1). Des cristaux de zircons homogènes possèdent des caractéristiques d'une cristallisation à l'état solide et révèlent un âge de 2668 ± 22 Ma, interprété comme étant un âge minimum de fusion des métasédiments.

Les formations de fer à oxyde constituent un faciès relativement réfractaire dans les diatexites et forment des anomalies magnétiques positives linéaires ou des chapelets d'anomalies ponctuelles. Dans la région cartographiée, ces formations de fer ont des épaisseurs décimétriques à métriques et sont de plus petites dimensions que celles observées dans la région du lac Anuc (SNRC 340; Berclaz *et al.*, 2003). Le faciès des oxydes domine et est constitué de lamines millimétriques à centimétriques de quartz et de magnétite, localement accompagnées de lamines au faciès des silicates riches en pyroxène, en hornblende et en grunérite. Localement, des porphyroblastes de grenat sont associés aux formations de fer. Le faciès à sulfure est très rare dans la région de Povungnituk.

Ceinture de Juet (*Ajut*)

La Ceinture de Juet (*Ajut*) désigne l'ensemble des roches volcanosédimentaires associées au bas magnétique caractérisant la partie nord-est de la région cartographiée (figures 2 et 3). Ces roches furent décrites par Taylor (1982) et Moorhead (1996) comme la *bande de Juet* et la *formation de Juet* respectivement. Cet ensemble forme une bande principale plissée et reprise dans un pli orienté NW-SE. Cette bande est composée de roches d'origine sédimentaire (*Ajut1* et *Ajut2*) et volcanoclastique (*Ajut3*), accompagnées de quantités mineures de roches volcaniques mafiques (*Ajut4*) et de gabbros (*Ajut4a*). Des dykes pegmatitiques de granite blanc à tourmaline ainsi que des veines de quartz coupent toutes les unités. Les flancs de la ceinture font au maximum 4 km de largeur tandis que la charnière s'amincit à environ 1 km d'épaisseur dans sa partie sud (figure 2).

Les unités volcanosédimentaires de la Ceinture de Juet sont encaissées par les diatexites de la Suite de Bylot et les granites de la Suite de La Chevrotière; elles sont chevauchées au nord par les unités basales de la Ceinture de Cape Smith. La partie ouest de la Ceinture de Juet a été interprétée comme étant une séquence homoclinale à polarité normale vers l'est et reposant en discordance sur un socle granitique (Moorhead, 1996). Cette polarité a été déduite par la présence d'une unité de conglomérat monogénique de 125 mètres d'épaisseur au contact ouest de la séquence avec les granitoïdes de la Suite de Bylot (*Abyl*).

Roches sédimentaires et métasédimentaires : quartzites, siltstones, grès, conglomérats, paragneiss, formations de fer (*Ajut1*) et phyllades (*Ajut2*)

Une lentille de conglomérat située à l'ouest de la bande principale de la séquence, dans la portion nord, contient environ 70 % de clastes anguleux à subarrondis (1 à 40 cm) de granitoïdes dans une matrice quartzofeldspathique riche en biotite et légèrement schisteuse (Moorhead, 1996). Les horizons de conglomérats situés à l'intérieur de la séquence sont beaucoup plus minces et contiennent de petits fragments (< 5 cm) des autres lithologies sédimentaires ainsi

que des quantités mineures de granitoïdes. Les siltstones et les grès forment une partie importante des roches de la Ceinture de Juet. Ils possèdent une couleur variant de gris clair à gris vert foncé en surface fraîche. Des horizons plus riches en sulfures et en biotite s'altèrent en hydroxydes pour donner une couleur brun rouille en surface altérée. Ces roches montrent des laminations d'origine primaire de 0,5 à 20 mm d'épaisseur caractérisées par des variations de la granulométrie et par l'abondance relative des minéraux felsiques (10-20 % de quartz et 40-50 % de plagioclase) et des micas (biotite, muscovite et chlorite) (Moorhead, 1996). Le litage est transposé et subparallèle à une schistosité qui est bien développée. En lames minces, ces roches sont recristallisées; toutefois les bordures des grains détritiques de plagioclase, de quartz et de rares quartzites sont parfois préservées dans les roches à grain plus grossier (Taylor, 1982). Ces grains détritiques sont subanguleux à subarrondis et les grains de plagioclase ont une composition variant de An_{30} à An_{44} , tandis que les grains de plagioclase recristallisés sont non mâclés et plus sodiques (An_{21} à An_{33} ; Taylor, 1982). Des unités de phyllade sont interlitées dans les grès et les siltstones et forment souvent des laminations millimétriques composées d'une alternance de muscovite + biotite + chlorite et de quartz + plagioclase. Ce levé a permis de mettre à jour des niveaux de formations de fer rubanées de < 10 m d'épaisseur et intercalées dans des roches volcanoclastiques mafiques (annexe 1, photos 4 et 5). Ces niveaux sont localement sulfurés et aurifères (voir le chapitre portant sur la « géologie économique »).

Bien que les roches volcanosédimentaires de la Ceinture de Juet soient relativement bien préservées et métamorphisées au faciès des schistes verts supérieur dans la portion nord du flanc est, la portion sud exhibe une déformation accrue, et le flanc ouest, qui est orienté WNW-ESE, contient des paragneiss à grenat + biotite déformés et métamorphisés au faciès des amphibolites. Ces paragneiss ont vraisemblablement la même origine que les roches sédimentaires de l'axe N-S et peuvent aussi inclure des roches d'origine volcanoclastique dont les textures primaires ont été oblitérées.

Roches volcanoclastiques (Ajut3) et tufs felsiques à hornblende

Des unités de roches volcanoclastiques de composition mafique à felsique ont été observées de part et d'autre du flanc est de la bande principale de la ceinture, ainsi que sous la forme de lambeaux (de < 4 km d'épaisseur) proches du contact avec les roches de la Ceinture de Cape Smith.

Les roches volcanoclastiques mafiques à grain fin ont une couleur vert moyen à foncé en surface altérée et vert foncé à noir en surface fraîche. Ces tufs sont aphanitiques, finement laminés et sont constitués d'une alternance

de bandes millimétriques à centimétriques, caractérisées par des concentrations de hornblende ou d'actinote + épidoite ± biotite ± chlorite en alternance avec des bandes légèrement plus riches en quartz + plagioclase. Plusieurs horizons de roches mafiques, aphanitiques et massives ne renferment pas de structures primaires et pourraient représenter des coulées massives de basalte (Moorhead, 1996). Les tufs à cristaux contiennent des pseudomorphes de pyroxène (localement jusqu'à 15 %) composés de hornblende + actinote ± épidoite remplacés par la biotite et la chlorite (Moorhead, 1996).

Les tufs de composition intermédiaire à felsique forment des unités d'épaisseur décimétrique à kilométrique de tufs à lapillis et de tufs aphanitiques. Les tufs à lapillis sont caractérisés par des fragments (< 3 cm) subarrondis à arrondis composés de quartz ou de plagioclase. Ces roches ont typiquement une surface altérée et trouée de couleur beige à brun pâle ainsi qu'une surface fraîche gris moyen à gris-vert. Elles contiennent un assemblage hétérogène de quartz (± carbonates) finement recristallisé et de plagioclase fortement altéré en sérécite, accompagnés de biotite + muscovite ± chlorite ± actinote ± épidoite. La tourmaline forme localement une phase tardive coupant les autres minéraux. Les tufs aphanitiques et felsiques représentent probablement des tufs à cendre recristallisés et se distinguent des tufs à lapillis par une couleur blanc lustré due à l'orientation préférentielle des micas ainsi que par une schistosité bien développée.

Des tufs felsiques orientés N-S, formant des bandes de < 2 km d'épaisseur et possédant des caractéristiques similaires à celles de la bande principale de la Ceinture de Juet, ont été observés environ 50 kilomètres à l'ouest (figure 2). La hornblende est toutefois stable dans ces roches, suggérant qu'elles ont atteint le faciès des amphibolites. Étant donné la grande distance les séparant de la Ceinture de Juet, ces roches sont groupées dans une unité lithologique distincte (figure 2).

Roches métavolcaniques mafiques (Ajut4) et gabbros (Ajut4a)

Les roches volcaniques mafiques (Ajut4) sont peu nombreuses dans la Ceinture de Juet. Bien qu'un affleurement de basalte coussiné, fortement transposé et aplati ait été documenté dans la portion nord de la ceinture (Moorhead, 1996), les textures primaires sont rarement préservées. Ces roches sont plus souvent représentées par des niveaux hectométriques à métriques d'amphibolite foliée, de couleur verte foncée, de granulométrie fine à moyenne et présentant une susceptibilité magnétique faible à nulle. Elles se composent principalement d'actinote (au nord), de hornblende verte (au sud) et de plagioclase, localement accompagnés de biotite. Des lambeaux d'amphibolite massive ont été cartographiés dans le flanc ouest de la bande principale,

mais ils pourraient représenter des tufs aphanitiques mafiques dont les structures primaires ont été oblitérées par la déformation et le métamorphisme.

Les intrusions de gabbro métamorphisé (*Ajut4a*) apparaissent sous forme de dykes ayant des épaisseurs d'ordre métrique à décimétrique par quelques centaines de mètres de longueur. Elles coupent les roches plutoniques ainsi que les roches de la Ceinture de Juet (Moorhead, 1996). Ces intrusions présentent une bordure figée au contact avec les roches encaissantes, une texture subophitique localement bien préservée, une schistosité archéenne et une minéralogie métamorphique dominée par le plagioclase, la hornblende et l'épidote. Moorhead (1996) suggère que ces gabbros pourraient représenter des filons nourriciers de l'empilement volcanique de la Ceinture de Juet. Cette hypothèse est renforcée par l'analyse géochimique d'un dyke de cette unité, échantillonné à quelques kilomètres à l'ouest de la ceinture (02-VB-8149C). Cet échantillon possède des caractéristiques chimiques similaires à celles des unités d'origine volcanique et pourrait ainsi représenter un conduit nourricier à la séquence (voir le chapitre « lithogéochimie »). Ces dykes confèrent ainsi une origine autochtone et une mise en place de l'empilement volcanique qui postdate le métamorphisme régional, puisqu'ils coupent les diatexites de la Suite de Bylot dont l'âge est d'environ 2722 Ma.

Roches intrusives

Dans la région de Povungnituk, les roches intrusives sont très hétérogènes en termes de composition, de structure et de signature magnétique et elles ont été groupées en 6 suites. La cartographie de l'été 2002 a permis de définir des types de suites composés de : (i) tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite (TTGG; Suite de Rochefort, *Arot*), (ii) de granite-granodiorite (GG; suites de La Chevrotière, *Alcv* et de Pinguq, *Apin*); (iii) d'enderbite-opdalite-charnockite (EOC; Suite de Qilalugalik, *Aqil*), (iv) de diatexite (Suite de Bylot, *Abyl*) et (v) de roche mafique à intermédiaire (Suite de Couture, *Acot*).

Suite de type tonalite-trondhjémite-granodiorite-granite (TTGG) - Suite de Rochefort (*Arot*)

La Suite de Rochefort (*Arot*) a été définie par Leclair *et al.* (2001a) et désigne les roches tonalitiques à biotite, hornblende et épidote qui occupent environ 40 % de la région du lac La Potherie (SNRC 341). Des tonalites de cette région ont un âge de cristallisation de 2768 Ma accompagné d'un âge d'héritage de 2824 Ma (Leclair *et al.*, 2001a; David, en préparation). Cette suite a aussi été observée dans les régions du lac du Pélican (SNRC 34P; Cadieux *et al.*, 2002), du lac Anuc (SNRC 34O; Berclaz *et al.*, 2003) et du lac Couture (SNRC 35B; Madore *et al.*, 2002) où des âges de cristallisation variant entre 2848 et 2758 Ma ont été obtenus (David, en préparation). Certains échantillons

de tonalite ont subi l'effet de plusieurs pulsations magmatiques et enregistré des âges d'héritage provenant de lithologies plus anciennes. Ces résultats montrent que la Suite de Rochefort constitue la plus vieille unité plutonique dans cette partie du nord-est de la Province du Supérieur. Ensemble, ils témoignent de plusieurs générations de magmatisme tonalitique et de recyclage s'étendant sur au moins 90 Ma.

La suite de Rochefort se poursuit dans la région de Povungnituk. Elle y est formée d'unités de tonalite homogène à biotite (*Arot1*), de tonalite hétérogène à hornblende (*Arot2*) et de tonalite granitisée hétérogène (*Arot3*).

Tonalite homogène à biotite (*Arot1*)

Dans la région de Povungnituk, l'unité de tonalite homogène à biotite (*Arot1*) est répartie sur l'ensemble du feuillet et correspond notamment, mais non exclusivement, aux endroits possédant une signature aéromagnétique faible à modérée. Les tonalites groupées dans cette unité sont homogènes et se caractérisent par la présence de biotite comme principale phase mafique. La roche peut être faiblement foliée, rubanée, mylonitique ou faiblement migmatisée. Les faciès les moins déformés possèdent des textures ignées bien préservées tandis que plusieurs échantillons possèdent une texture granoblastique comprenant des plages de grains de quartz recristallisés.

Les tonalites sont de couleur gris moyen, de granulométrie moyenne, et contiennent généralement moins de 20 % d'enclaves décimétriques à métriques, subarrondies à étirées parallèlement à la foliation, de gneiss mafique ou d'amphibolite. Des enclaves mafiques de composition gabbroïque à dioritique forment localement des chapelets probablement issus de dykes démembrés. Les faciès trondhjémitiques de couleur blanche (contenant < 10 % de minéraux mafiques) ne sont que sporadiquement observés.

En lames minces, les minéraux mafiques définissant la foliation sont dominés par de la biotite verte à brune qui est localement associée à de la hornblende verte et à de l'épidote. Le cœur des cristaux d'épidote est parfois occupé par de l'allanite zonée et traversée par des fractures radiales. De la muscovite, du sphène, de l'apatite et du zircon forment les phases accessoires. La séricite remplace partiellement ou entièrement les grains de plagioclase tandis que la chlorite remplace partiellement la biotite. Des grains intersticiels de microcline sont localement présents entre les grains de quartz et de plagioclase.

Un échantillon de tonalite à biotite massive et homogène a été prélevé dans la partie ouest de la région. Une population homogène de zircons a révélé un âge de cristallisation de 2766 ± 3 Ma (David, en préparation; #2; figure 2 et tableau 1).

Tonalite hétérogène à hornblende (*Arot2*)

L'unité de tonalite hétérogène à hornblende (*Arot2*) est composée de tonalite mésocrate, moyennement à grossièrement grenue, dans laquelle baignent d'abondantes enclaves (< 40 %) de gneiss mafique et plus rarement de roche ultramafique. Cette unité se distingue de l'unité *Arot1* par la présence de la hornblende comme phase mafique dominante ainsi que par les nombreuses enclaves étirées et plissées dans le sens de la foliation, donnant un aspect gneissique et hétérogène à la tonalite. Les masses de l'unité *Arot2* pouvant être cartographiées sont rares et ne possèdent pas de signature aéromagnétique distincte. Dans la région du lac Anuc (SNRC 34O), cette unité se trouve le plus souvent à proximité des ceintures volcaniques (Berclaz *et al.*, 2003), mais cette relation n'est pas observée dans la région de Povungnituk. Les roches de l'unité *Arot2* pourraient ainsi représenter des tonalites ayant quasi totalement assimilé de grands volumes de matériel volcanique mafique. De nombreuses bandes isolées de tonalite hétérogène à hornblende alternent dans l'unité *Arot1*, mais elles ne peuvent pas être représentées à l'échelle de la carte.

Hormis une plus grande proportion de la hornblende par rapport à la biotite, les caractéristiques microscopiques varient selon les affleurements et sont similaires à celles observées pour l'unité *Arot1*. En lames minces, la biotite brune peut contenir des aiguilles de rutile formant un treillis serré. De plus, la biotite borde les grains de hornblende ou encore elle est en intercroissance avec de la muscovite.

Tonalite granitisée hétérogène (*Arot3*)

L'unité de tonalite granitisée hétérogène (*Arot3*) se retrouve dans l'ensemble de la région, mais surtout dans les zones possédant une signature aéromagnétique dont l'intensité varie de modérée à fortement positive. Cette unité se différencie des deux autres unités de tonalite par l'injection de matériel granitique sous forme de masses, de dykes ou de veines en contact franc ou diffus. Dans les faciès les plus déformés, le matériel granitique se trouve sous forme d'amas ocellés décimétriques ou de simples phénocristaux (<10 cm) de feldspath potassique. Les phases granitiques sont leucocrates à hololeucocrates, de granulométrie moyenne à grossière et localement porphyrique; elles contiennent de la biotite comme principal minéral mafique. Elles sont semblables aux granites et aux granodiorites de la Suite de La Chevrotière (*Alcv*). L'absence d'une interface mélanocrate (mélanosome) entre les phases granitiques et tonalitiques suggère que ces corps granitiques représentent des injections syncinématiques - des suites de La Chevrotière (*Alcv*) et de Pinguq (*Apin*) - dans les protolithes tonalitiques (unités *Arot1* et *Arot2*), plutôt que des mobilisats d'origine métamorphique produits lors d'une migmatisation (Berclaz *et al.*, 2003).

Suites de type granite-granodiorite (GG) - suites de La Chevrotière (*Alcv*) et de Pinguq (*Apin*)

Suite de La Chevrotière (*Alcv*)

La Suite de La Chevrotière (*Alcv*), introduite par Parent *et al.* (2000) dans la région du lac Nedluc (SNRC 34H), désigne une série de feuillets ou de plutons aux formes allongées ou lenticulaires dont les superficies sont supérieures à 10 km². Ces roches sont habituellement associées à des anomalies magnétiques positives. La Suite de La Chevrotière (*Alcv*) se poursuit dans les régions du lac La Potherie (SNRC 34I; Leclair *et al.*, 2001a), du lac Klotz (SNRC 35A; Madore *et al.*, 2001), du lac Couture (SNRC 35B; Madore *et al.*, 2002), du lac du Pélican (SNRC 34P; Cadieux *et al.*, 2002) et du lac Anuc (SNRC 34O) afin de grouper : 1) les monzogranites, les granodiorites et les monzonites quartzifères porphyriques (*Alcv1*), 2) les granites grossiers homogènes (*Alcv2*) et 3) les granodiorites à biotite (*Alcv3*). Dans la région de Povungnituk, les granitoïdes de la Suite de La Chevrotière sont localisés exclusivement dans la portion est de la région.

Monzogranite, granodiorite à monzonite quartzifère porphyrique (*Alcv1*)

Ces roches sont de couleur gris rosé à gris rougeâtre en surface fraîche et rose jaunâtre en surface altérée. Elles sont caractérisées par la présence locale de mégaporphyres, de microcline ou d'orthose, pouvant atteindre jusqu'à dix centimètres et dont l'alignement définit une foliation variant de ignée à tectonique selon les endroits. Ces roches sont leucocrates à mélanocrates, généralement homogènes et de granulométrie moyenne à grossière. Le magnétisme des unités leucocrates varie de faible à nul tandis que les unités mélanocrates sont fortement magnétiques. Des xénolites de diorite et de gabbro forment une faible proportion des affleurements.

En lames minces, ces roches présentent des textures ignées et le quartz est localement recristallisé sous l'effet de la déformation. Des grains grossiers de feldspath potassique et de plagioclase (localement antiperthitiques) coexistent avec d'abondants phénocristaux de microcline ou d'orthose. De la myrmékite apparaît régulièrement entre les grains de plagioclase et de feldspath potassique. Le quartz, finement à grossièrement grenu, se développe en amas interstitiels entre les feldspaths ou forme des rubans dans les roches plus déformées. Les minéraux mafiques sont dominés par la biotite brune à verte accompagnée d'allanite et, plus rarement, de hornblende verte à bleue. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, le sphène et des minéraux opaques. L'épidote remplace les minéraux mafiques ainsi que le plagioclase. De la chlorite, de la muscovite et des carbonates secondaires remplacent

localement la biotite et la hornblende tandis que la séricite remplace partiellement les feldspaths. Des monzogranites porphyriques échantillonnés dans les régions du lac La Potherie (SNRC 34I; Leclair *et al.*, 2001a) et du lac Klotz (SNRC 35A; Madore *et al.*, 2001) ont respectivement des âges de cristallisation de 2732 Ma et de 2734 Ma (David, en préparation).

Un échantillon de monzogranite provenant de l'extrémité nord-est de la région et renfermant de la titanite a été recueilli pour fin d'analyses géochronologiques. Quatre grains de titanite ont révélé deux âges d'environ 2732 et de 2694 ± 6 Ma interprétés comme les âges de cristallisation de deux pulsations magmatiques distinctes (échantillon numéro 4; figure 2 et tableau 1). Le site de prélèvement de cet échantillon se situe à proximité du contact sud avec les roches de la Ceinture de Cape Smith. Ces résultats montrent que l'effet de chevauchement des roches paléoprotérozoïques sur le socle archéen n'a pas généré de changement assez important pour perturber le système isotopique des granites.

Granite (Alcv2) et granodiorite (Alcv3)

L'unité de granite de la Suite de La Chevrotière (Alcv2) possède un âge équivalent à celui du granite du Batholite de La Potherie (Alpo) défini par Leclair *et al.* (2001a) dans la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Le terme de « Batholite de La Potherie » a été intégré à la Suite de la Chevrotière (Alcv) par Cadieux *et al.* (2002) puisque, dans la région du lac du Pélican (SNRC 34P), ce type de granite est intercalé ou en contact graduel avec les unités Alcv1 et Alcv3 et qu'un âge de cristallisation de 2723 Ma (Leclair *et al.*, 2001a; David, en préparation) permet de l'associer à un même événement tectonomagmatique.

Dans la région de Povungnituk, les granites (Alcv2) forment, avec les granodiorites (Alcv3), une série d'intrusions individuelles distribuées aléatoirement dans la portion est de la carte ou sont en contact graduel avec les unités porphyriques (Alcv1). Ces roches sont homogènes, équigranulaires, massives à foliées, à grains moyens à grossiers et de couleur blanc rosé. Elles englobent de rares xénolites de diorite et d'amphibolite qui sont arrondis et étirés parallèlement à la foliation, ou par endroits réduits à de minces *schlierens* de biotite ou de hornblende. Des enclaves de tonalite partiellement digérée peuvent être observées localement. La microcline et le plagioclase forment parfois des amas porphyroclastiques entourés de grains fins polygonisés et granoblastiques. Le quartz forme des lentilles et des rubans monocristallins parallèles à la foliation dans les roches plus déformées. La biotite brune est en fins flocons disséminés, la magnétite est commune, l'allanite et le zircon sont à grains très fins. Du carbonate, de la séricite et de la muscovite se développent dans le plagioclase et sont les principaux minéraux d'altération.

Suite de Pinguq (Apin)

La Suite de Pinguq est une nouvelle suite groupant les volumineuses masses de granitoïdes porphyroclastiques, les granites, les granodiorites, les syénites et les diorites observés dans la partie ouest de la région de Povungnituk. Ces roches ont été trouvées préférentiellement dans des endroits marqués par une signature magnétique élevée à très élevée, sauf dans la portion nord de la région, où l'intensité du signal magnétique est plus faible.

Monzogranite, granodiorite et monzonite quartzifère porphyroclastiques à quartz bleu (Apin1)

Hormis sa position géographique, cette unité se distingue des granitoïdes porphyriques de la Suite de La Chevrotière par le fait qu'elle forme une masse continue imposante (< 10 X 80 km), par la présence ubiquiste de porphyroclastes de microcline ou celle commune de quartz bleuté et de textures protomylonitiques ocellées (annexe 2, photos 1, 2 et 3). L'origine de la teinte bleue des cristaux de quartz a fait l'objet de plusieurs études. Le zircon (Burmester et Barker, 1970), le rutile (Frazier et Gobel, 1982) et plus récemment l'identification d'inclusions submicroscopiques d'ilménite magmatique dans la structure cristalline (Zolensky *et al.*, 1988; Goreva et Rossman, 2001) ont été suggérés afin d'expliquer la dispersion de cette couleur.

La composition modale des roches de cette unité varie de granodiorite à monzonite quartzifère, avec une prédominance de monzogranite. Ces roches sont foliées à protomylonitiques et développent fréquemment des rubans de quartz et des porphyroclastes arrondis (yeux) de microcline dont les mouvements apparents, issus d'une déformation plastique intense, sont de sens senestre. L'intensité de la déformation n'est pas homogène : les roches les plus déformées sont constituées de bandes décimétriques à décimétriques au sein d'affleurements homogènes ou bien sur des affleurement complets en marge des intrusions. Ces roches sont localement altérées à un point tel que seuls des porphyroclastes allongés de microcline subsistent dans une matrice verdâtre à grain fin et riche en épidote et chlorite. Des enclaves décimétriques, arrondies à allongées de diorite (Apin5) et d'amphibolite (< 5 %) constituent une faible proportion de cette unité.

En lames minces, la biotite verte à brune est le minéral mafique le plus abondant, tandis que la hornblende verte, et plus rarement le clinopyroxène, apparaissent dans les roches plus mafiques. Des grains de myrmékite coupent et galbent partiellement les porphyroclastes de microcline, lesquels contiennent des inclusions de biotite et de plagioclase séricitisé. La déformation a été en partie absorbée par les porphyroclastes de microcline qui sont entourés par des amas quartzofeldspathiques broyés ou recristallisés. Les minéraux accessoires se composent d'apatite, de titanite,

de zircon et de minéraux opaques. Les minéraux secondaires comprennent communément la séricite et l'épidote qui remplacent les cristaux de plagioclase, ainsi que par des amas de chlorite et de carbonate.

Un échantillon de monzogranite de la Suite de Pinguq a été recueilli au centre de la région (échantillon numéro 7; figure 2) et a livré un âge de $2727 \pm 2,1$ Ma couplé à un âge d'héritage de 2752 ± 3 Ma (David, en préparation; tableau 1). Un autre échantillon de monzonite quartzifère provenant de l'ouest de la région (échantillon numéro 8; figure 2) a livré un âge de cristallisation similaire de $2725,2 \pm 4,4$ Ma sur des zircons tabulaires et incolores, ainsi que des âges d'héritage variant de 2742 à 2774 Ma obtenus sur des zircons arrondis et émoussés (David, en préparation; tableau 1).

Granite (Apin2) et granodiorite (Apin3) homogènes

Dans la partie ouest de la région de Povungnituk, les granites (*Apin2*) et les granodiorites (*Apin3*) de la Suite de Pinguq forment de petites intrusions généralement reliées aux imposantes masses de granitoïdes de l'unité *Apin1*. Ces roches sont très semblables aux unités de granite et de granodiorite de la Suite de La Chevroitière (*Alcv2* et *Alcv3*), hormis la présence locale de cristaux de quartz bleuté et une plus grande proportion d'enclaves mafiques à ultramafiques. Elles sont homogènes, équi-granulaires, massives à foliées, localement mylonitiques, à grain moyen et de couleur blanche à rosée. Ces roches contiennent des enclaves de diorite, d'amphibolite et de roche ultramafique dans une proportion pouvant aller jusqu'à 30 %. Les enclaves sont arrondies et étirées parallèlement à la foliation et localement réduites à de minces *schlierens* de minéraux mafiques. La biotite brune à verte constitue la phase mafique principale et peut être associée à de la hornblende et plus rarement à du clinopyroxène. L'allanite forme communément des cristaux millimétriques et la magnétite est fréquente.

Syénite quartzifère (Apin4)

Cette unité forme une bande de < 2 km de largeur par 15 km de longueur dans le centre sud de la région cartographiée. Les roches sont moyennement magnétiques, ont une granulométrie fine à moyenne, une composition modale constituée de 5 à 20 % de feldspath plagioclase, de 5 à 15 % de quartz, > 60 % de feldspath potassique, et de < 5 % de biotite. Elles sont caractérisées par une forte linéation minérale définie par l'étirement du quartz et l'alignement des grains de biotite caractérisant une « tectonite en L ».

Diorite à biotite (Apin5)

Des diorites à biotite se trouvent sous forme : 1) de masses homogènes isolées dans lesquelles on observe des enclaves d'amphibolite d'origine supracrustale, 2) de dykes coupant les roches supracrustales et les enderbites de

la Suite de Qilalugalik, ou 3) d'enclaves dans les monzogranites porphyroclastiques de la Suite de Pinguq. Elles ont une texture grenue à grain fin ou moyen, ainsi que des reliques de plagioclases d'origine primaire. La biotite verte ou brune constitue le principal minéral mafique et est parfois remplacée par une amphibole verte pâle. La biotite observée dans les faciès les plus grossiers contient de fines aiguilles de rutile formant des textures en treillis. La magnétite forme ~5 % de la roche et la titanite constitue une proportion plutôt élevée (2 à 5 %). Ainsi, ces roches se démarquent par une susceptibilité magnétique élevée et des concentrations élevées en titane (~2 % TiO₂).

Suite de type enderbite-opdalite-charnockite (EOC) : Suite de Qilalugalik (Aqil)

La Suite de Qilalugalik (*Aqil*) définie dans la région du lac Vernon (SNRC 34J; Parent *et al.*, 2002), a été retrouvée dans les régions de la rivière Innuksuac (SNRC 34K et 34L; Simard *et al.*, 2003) et du lac Anuc (SNRC 34O; Berclaz *et al.*, 2003). Seule l'unité d'enderbite hétérogène (*Aqil3*) a été observée dans la région de Povungnituk.

Enderbite hétérogène (Aqil3)

L'unité d'enderbite hétérogène (*Aqil3*) a été utilisée dans la région de Povungnituk pour décrire les roches intrusives à orthopyroxène. Ces roches, moins hétérogènes que celles décrites originellement dans la région du lac Vernon, sont interprétées comme équivalentes, car elles se sont mises en place en même temps que celles cartographiées dans la région de Innuksuac (Simard *et al.*, 2003). Les enderbites, affleurant majoritairement au centre et au sud de la région de Povungnituk, sont caractérisées par des anomalies magnétiques positives. Elles sont résistantes à l'érosion et forment des affleurements arrondis en relief positif. Ces enderbites sont de couleur brun jaunâtre (cassonade), moyennement à fortement magnétiques, homogènes et massives à fortement foliées ou localement hétérogènes et rubanées. La granulométrie, généralement de moyenne à grossière, peut être localement fine ou porphyrique (phénocristaux de plagioclase ou de feldspath potassique). Les enderbites sont leucocrates à mésocrates (5 à 30 % de minéraux mafiques). La biotite rouge et l'orthopyroxène dominant tandis que la hornblende et le clinopyroxène sont en proportion mineure. En lames minces, du plagioclase antiperthitique et localement des grains interstitiels de microcline ont été observés. La biotite rouge est lépidoblastique et définit la foliation. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le sphène et le zircon.

Les effets de la déformation se manifestent localement par la granulation des cristaux de plagioclase et de quartz, ainsi que par la dislocation des grains de plagioclase. À un degré de déformation plus élevé, le plagioclase forme des porphyroclastes entourés de néoblastes. L'altération tardive se manifeste par le remplacement de l'orthopyroxène

par un assemblage de talc + iddingsite + magnétite + carbonate + hornblende et un remplacement du plagioclase par un assemblage de séricite + épidote + carbonate. Des roches contenant plus de 10 % de feldspath potassique, à grain moyen ou porphyrique (opdalite à charnockite), ont été retrouvées sous forme de dykes ou de masses non cartographiées à l'intérieur des enderbites. Les enderbites passent latéralement à des unités de mangérite plus pauvres en quartz (*Aqil3a*) et contiennent jusqu'à 10 % d'enclaves de roches mafiques (diorite, amphibolite, gabbro) à ultramafiques étirées parallèlement à la foliation. Ces roches peuvent former des masses plus imposantes pouvant être représentées sur la carte géologique : diorite à hypersthène (*Aqil3b*), gabbro-norite (*Aqil3c*) et roche ultramafique (*Aqil3d*). Les roches ultramafiques sont composées de pyroxénites variablement transformées en hornblende.

Un échantillon d'enderbite mélangée à de la charnockite a été prélevé dans la partie centrale de la région (échantillon numéro 5; figure 2). La plupart des zircons de cet échantillon possèdent des zonations magmatiques complexes. Des âges de 2731 ± 2 et de 2711 ± 4 Ma ont été obtenus et sont interprétés respectivement comme étant l'âge de cristallisation de l'enderbite et l'âge du magmatisme potassique tardif (« granitisation » régionale) (David, en préparation; tableau 1). L'âge de 2711 Ma a été obtenu sur des fragments de zircons limpides provenant de cristaux de grande dimension. Deux groupes d'âges à environ 2780 et 2810 Ma obtenus sur des zircons limpides et arrondis reflètent des âges d'héritage de lithologies plus anciennes.

Un échantillon de granodiorite à orthopyroxène (opdalite) provenant de la collection d'archive de Stevenson (1968) et prélevé environ à 10 km au sud de l'échantillon numéro 5 contient des zircons similaires (échantillon numéro 6; figure 2 et tableau 1; Percival *et al.*, 2001). Les plus vieux éléments enregistrés dans les noyaux possèdent des âges d'héritage entre 2848 et 2765 Ma et sont entourés de surcroissances âgées de 2831 à 2825 Ma. L'analyse des pourtours des zircons suggère un premier événement de cristallisation dont l'âge est évalué entre 2736 et 2720 Ma. Celui-ci fut suivi d'un deuxième événement établi à 2709 ± 9 Ma (Percival *et al.*, 2001). Un autre échantillon d'enderbite homogène (sans portion potassique) provenant de la région de Innuksuac (au sud) a livré un âge de cristallisation de 2732 Ma couplé à un âge d'héritage de 2837 Ma (Simard *et al.*, 2003).

En résumé, les trois échantillons prélevés pour évaluer l'âge des roches intrusives à orthopyroxène de la Suite de Qilalugalik ont permis d'obtenir des résultats similaires révélant que : 1) ces roches se sont mises en place dans un socle s'étant formé de plusieurs pulsations de magma tonalitique (héritage entre 2848 et 2765 Ma); 2) la portion enderbitique du magma de type EOC a cristallisé vers 2730 Ma et 3) le magmatisme potassique plus tardif et régional s'est produit vers 2710 Ma. Cette « granitisation » a d'ailleurs été documentée de façon synchrone dans

un échantillon de tonalite (2714 Ma) prélevé dans la région de la rivière Innuksuac (Simard *et al.*, 2003) et dans des échantillons de diatexites de la Suite de Bylot (voir plus bas).

Selon les relations de terrain, les âges d'environ 2710 Ma obtenus pour des roches de type EOC (Percival *et al.*, 2001; ce rapport) ne peuvent pas correspondre à l'âge de cristallisation des portions enderbitiques, puisque des enclaves d'enderbite sont retrouvées dans les granitoïdes de la suite de Pinguq, qui est datée à environ 2725 Ma (annexe 2 - photo 1).

Suite de type diatexitique - Suite de Bylot (Abyl)

La Suite de Bylot (*Abyl*) est une unité introduite ici afin de regrouper les roches migmatitiques ayant une composition tonalitique à trondhjémitique (*Abyl1*) ou granodioritique à granitique (*Abyl2*). Ces roches contiennent des masses isolées de roches de composition intermédiaire à mafique (*Abyl3*).

Diatexites de composition

trondhjémitique à tonalitique (*Abyl1*) et granodioritique à granitique (*Abyl2*)

Les diatexites de composition tonalitique à trondhjémitique (*Abyl1*) sont localisées principalement dans les parties nord-est et nord-ouest de la région, tandis que les roches de composition granitique à granodioritique (*Abyl2*) sont plutôt associées aux diatexites d'origine sédimentaire du Complexe de Mézard (*Amez2*) dans la portion centrale de la région (figure 2). Ces roches sont caractérisées par un aspect hétérogène, une foliation ondulante à localement gneissique, une granulométrie variable et une texture saccharoïdale (annexe 2, photo 4). Elles renferment typiquement des enclaves de gneiss mafique, de roches de composition dioritique et de paragneiss. Les enclaves sont communément réduites à des amas et à des *schlierens* de biotite.

En lames minces, la biotite brune à verte constitue le minéral mafique le plus abondant et elle est localement accompagnée par la muscovite en flocons et plus rarement par de la hornblende verte. Les minéraux felsiques (quartz et plagioclase) possèdent des textures variant de magmatique à métamorphique et le quartz est localement broyé. Les plagioclases sont variablement altérés en séricite et l'épidote poeciloblastique tardive peut constituer jusqu'à 10 % de la roche.

Trois échantillons ont été sélectionnés pour l'analyse géochronologique des différents phénomènes identifiés dans les roches de la Suite de Bylot (David, en préparation; échantillons numéros 1, 9 et 10; figure 2 et tableau 1). L'échantillon numéro 1 a été prélevé au centre de la région sur un affleurement hétérogène de composition tonalitique et a livré trois populations de zircons d'âges distincts. Des âges de $2829,8 \pm 4,6$ et $2807,2 \pm 9,2$ Ma obtenus sur des zircons similaires sont associés à deux épisodes

de magmatisme tonalitique reliés aux tonalites de la Suite de Rochefort. Une autre population de zircons homogènes et dotés de caractéristiques d'une recristallisation à l'état solide révèle un âge de 2737 ± 13 Ma. Cet âge est interprété comme reflétant l'âge de migmatisation de la tonalite ancienne (échantillon numéro 1; figure 2 et tableau 1).

L'échantillon numéro 9 a été prélevé sur un affleurement plus homogène où seuls des *schlierens* de biotite subsistent. Les zircons analysés possèdent des morphologies complexes. Un âge de $2722,5 \pm 1,8$ Ma est interprété comme marquant l'événement de fusion relié à la formation de la diatexite. Ce premier âge est suivi d'un autre âge d'environ 2710 Ma déterminé sur les surcroissances des zircons. Quelques noyaux émoussés et incolores ont révélé des âges d'héritage plus vieux que 2730 Ma (David, en préparation; tableau 1).

Un échantillon provenant de la collection de Stevenson (1968) a fait l'objet d'une étude géochronologique par la méthode SHRIMP (échantillon T2 de Percival *et al.*, 2001; échantillon numéro 11 de la figure 2 et du tableau 1). Cet échantillon, décrit comme une granodiorite à hornblende et biotite par Stevenson (1968), a été prélevé à quelques centaines de mètres au nord-ouest de la station 02-AB-068, où la roche possède des caractéristiques et les textures typiques des diatexites. L'analyse des noyaux zonés des zircons de cet échantillon a donné un âge 2765 ± 9 Ma, tandis que les pourtours donnent un âge de 2704 ± 7 Ma (Percival *et al.*, 2001) synchrone aux surcroissances observées dans l'échantillon numéro 9.

Des grains de titanite extraits de la phase granitique d'un affleurement de diatexite observé dans le centre-est de la région ont permis de déceler un âge de cristallisation de 2686 ± 3 Ma (échantillon numéro 10; figure 2 et tableau 1). Ce résultat nous indique qu'un magmatisme potassique riche en éléments incompatibles (*ie.* TiO_2) a persisté jusqu'à la fin de l'Archéen. Alternativement, étant donné que la température de fermeture des échanges associés au système U-Pb dans la titanite est plus basse que celle dans le zircon, il est possible que l'événement enregistré par les titanites soit relié à l'événement magmatique enregistré par les zircons autour de 2710 Ma.

Unités intermédiaires à mafiques (Aby13)

Des unités de roche de composition intermédiaire à mafique de moins de deux kilomètres d'épaisseur sont observées, principalement dans l'unité de diatexite de composition tonalitique à trondhjémitique (Aby11). Ces roches sont migmatisées et injectées de mobilisat felsique, localement à hornblende \pm clinopyroxène. Deux faciès ont été observés. Le premier, non magnétique et altéré en chlorite, ne contient que la biotite comme phase mafique et est caractérisé localement par la présence de porphyroblastes de plagioclase. Le second est très magnétique. Il renferme des enclaves et des restites ultramafiques et il contient

du clinopyroxène, de la hornblende et de la biotite comme phases mafiques. Ces unités de composition intermédiaire à mafique pourraient représenter des « radeaux » de matériel mafique plus réfractaire n'ayant pas été homogénéisés dans les unités de diatexite de composition felsique.

Suite de roches de composition intermédiaire à mafique - anorthosite gabbroïque de la Suite de Couture (Acot1)

La Suite de Couture a été définie par Madore *et al.* (2002) afin de regrouper des petites unités de composition mafique (Acot1) à ultramafique (Acot2) localisées principalement dans la partie ouest de la région du lac Couture (SNRC 35B), à proximité des ceintures volcanosédimentaires. Seule l'unité Acot1 (affleurements 02-FL-4206 et 02-FL-4207) a été identifiée près de la bordure centre-est de la région de Povungnituk (annexe 2, photo 5). Ces roches sont foliées et possèdent localement un aspect bréchique attribuable aux mégacristsaux disloqués de plagioclase. Un rubanement tectonique intense est parfois développé dans les zones de contacts avec les granitoïdes encaissants. En lames minces, ces roches sont composées de gros phénocristsaux de plagioclase mâclés, de taille millimétrique à centimétrique, contenus dans une matrice schisteuse et granoblastique riche en plagioclase, en amphibole, en chlorite, en biotite et en muscovite. La séricite, la clinozoisite, l'épidote et les carbonates remplacent partiellement à fortement les phénocristsaux de plagioclase.

Dykes de carbonatite

Des dykes de carbonatite ont été trouvés dans les unités intrusives de l'ouest de la région. Les huit sites d'observation de ce type de roche sont orientés selon un axe NW-SE et sont localisés à proximité ou dans le prolongement de failles de la même orientation (figure 2). Les roches intrusives encaissantes prennent un aspect lavé, de teinte rosée à verte, résultant probablement d'une circulation intense de fluides. Les carbonatites peuvent être continues sur plusieurs dizaines de mètres ou bien être boudinées et démembrées au point de prendre l'aspect d'enclaves arrondies ou étirées (annexe 1, photo 6). En affleurement, la carbonatite se présente en relief négatif par rapport aux roches intrusives, lesquelles peuvent se trouver sous forme de xénolite à l'intérieur des dykes. Fréquemment, ces dykes renferment des enclaves de clinopyroxénite de couleur vert foncé.

Les carbonatites se composent principalement de carbonate, d'olivine magnésienne remplacée par du talc et de la serpentine, ainsi que de proportions variables de spinelle (gahnite?), de clinopyroxène et de phlogopite. L'amphibole est plus abondante dans les faciès à clinopyroxène + phlogopite où elle forme des grains grossiers. Les grains de spinelle possèdent des textures d'exsolution de magnétite tandis que certains carbonates renferment parfois des

inclusions de phases carbonatées précoces dont l'alignement représente un fluage. L'apatite, la magnétite et d'autres minéraux opaques complètent l'assemblage.

Dykes tardifs (paléoprotérozoïques)

Les unités archéennes de la région de Povungnituk sont coupées par des essaims de dykes paléoprotérozoïques associés à des failles ou à des fractures cassantes postérieures à la déformation et au métamorphisme régional archéens. Ce sont les dykes de Klotz (*pPktz*), de Pointe Raudot (*Ppra*) (Buchan *et al.*, 1998), de la rivière Payne (*pPpay*) (Fahrig *et al.*, 1986), ainsi que ceux de la rivière Irsuaq (*pPirs*) (nouveau lithodème introduit ici). Les dykes de Klotz et de Payne forment des essaims majeurs traversant tout le nord-est de la Province du Supérieur. Ils ont été cartographiés dans les régions correspondant aux feuillets SNRC 24M (Madore *et al.*, 1999), 25D (Madore et Larbi, 2000), 35A et 35H (Madore *et al.*, 2001), 35B et 35G (Madore *et al.*, 2002), 24E (Berclaz *et al.*, 2001), 34P (Cadieux *et al.*, 2002) et 34O (Berclaz *et al.*, 2003). Les dykes de Pointe Raudot forment un essaim plus restreint et ont été observés uniquement à l'extrémité nord de la péninsule de l'Ungava, près du contact avec les roches de la Ceinture de Cape Smith.

Les dykes forment des corps tabulaires de largeur décimétrique à pluridécimétrique et les plus larges sont continus sur plusieurs kilomètres. Ils possèdent généralement une patine d'altération de couleur brun verdâtre à brun noirâtre et une surface fraîche de couleur gris bleuté. Ils sont homogènes, massifs, communément mésocrates et possèdent une susceptibilité magnétique généralement faible à moyenne, mais localement élevée. Le centre des dykes les plus larges est moyennement à grossièrement grenu et leur texture varie de subophitique à ophitique, tandis que les abords présentent des bordures figées d'aspect aphanitique et d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Les contacts avec les roches encaissantes sont francs mais peuvent être lobés.

Tous ces dykes possèdent une minéralogie similaire qui évolue selon les degrés de différenciation magmatique et d'altération. Ils sont principalement composés de phénocristaux de clinopyroxène et de baguettes idiomorphes de plagioclase, ainsi que de hornblende verte à vert kaki ou d'actinote vert bleuté et plus rarement d'orthopyroxène (annexe 2, photo 6). Les clinopyroxènes sont variablement ouralitisés et parfois pourvus d'une couronne d'amphiboles. Localement, l'olivine forme des grains isolés ou en inclusion dans le clinopyroxène. Les minéraux mafiques sont localement coupés par la biotite lépidoblastique de couleur rouge orangé. Les minéraux accessoires sont le quartz interstitiel, la muscovite, l'apatite, les oxydes de Fe-Ti, la pyrite, le zircon et le sphène. La magnétite est finement grenue et parfois entourée de biotite brune ou de leucoxène. Tout comme les roches en bordure des failles,

les dykes de gabbros peuvent être altérés en actinote, en chlorite, en épidote et en séricite.

Dykes de Klotz (*pPktz*)

L'âge des Dykes de Klotz (*pPktz*) est de 2209 Ma (Buchan *et al.*, 1998). Ces dykes pourraient représenter une portion d'un essaim géant de dykes provenant d'une plume mantellique active vers 2,22 Ga au sud-est de la Baie d'Ungava (Buchan *et al.*, 1998). Dans la région de Povungnituk, cet essaim forme un réseau d'au moins huit dykes sub-parallèles et distants d'environ 20 à 30 km. Ces dykes sont associés à des zones de failles orientées selon une direction ESE-WNW à E-W. Leur épaisseur varie de 1 à 100 m, la plupart étant d'une épaisseur de 30 m. Ils apparaissent dans le paysage en relief positif et ils sont continus sur quelques dizaines de kilomètres.

Dykes de la rivière Payne (*pPpay*)

Les Dykes de la rivière Payne (*pPpay*) ont été datés par la méthode K-Ar et des âges imprécis de 1790 ± 240 et 1875 ± 240 Ma ont été obtenus (Fahrig *et al.*, 1986). Ces dykes ont une orientation NW-SE parallèle à l'orientation des roches de la Fosse du Labrador. Dans la région de Povungnituk, ils ont typiquement une largeur décimétrique à métrique, mais peuvent néanmoins atteindre une largeur de 30 m. Ces dykes sont interprétés comme étant des intrusions qui se sont mises en place lors d'une phase d'extension synchrone au dépôt des premières roches sédimentaires de la Fosse du Labrador (Fahrig, 1987). La région de Povungnituk étant située à plus de 350 km des roches de la Fosse du Labrador, les traces de cette activité d'extension y sont plutôt rares.

Dykes de la rivière Irsuaq (*pPirs*)

Le terme Dykes de la rivière Irsuaq (*pPirs*) est utilisé ici afin de grouper les dykes d'orientation N-S à NNE-SSW observés dans la région de Povungnituk. Ces dykes ont été documentés par Togola (1992) mais aucun terme lithodémique avait été suggéré afin de les regrouper sous un même nom et une même définition. Contrairement aux réseaux de la rivière Payne et de Klotz, ces dykes possèdent systématiquement de plus grandes épaisseurs (20 à 200 m) et sont pourvus localement d'un clivage, impliquant une mise en place synchrone à la mise en place des réseaux de fractures orientés N-S. En l'absence d'un âge radiométrique, ces dykes sont présumément d'âge Paléoprotérozoïque car ils ne coupent pas les roches de la Ceinture de Cape Smith.

Dykes de la Pointe Raudot (*Ppra*)

Les Dykes de la Pointe Raudot (*Ppra*) ont été répertoriés à la largeur de la péninsule de l'Ungava, près du contact

austral avec les roches de la Ceinture de Cape Smith (Buchan *et al.*, 1998; Madore et Larbi, 2000; Madore *et al.*, 2001 et 2002). Cet essaim orienté N040° est présumément d'âge Paléoprotérozoïque et compte peu d'exemples. Un seul site a été répertorié dans la région de Povungnituk (02-VB-8151), près des roches de la Ceinture de Cape Smith.

Roches de la Ceinture de Cape Smith

Pour une description des roches d'âge Protérozoïque dans les régions de Povungnituk (SNRC 35C) et de Kovik Bay (SNRC 35F), nous invitons le lecteur à se référer aux travaux de Taylor (1982), Baragar (1983), Picard (1986; 1989), Barrette (1987; 1990a; 1990b), Moorhead (1988; 1996), Togola (1989; 1992) et Baragar *et al.* (1992; 2001). Nous l'invitons aussi à porter une attention particulière aux travaux de Baragar *et al.* (1992; 2001) traitant d'un complexe carbonatitique situé dans le secteur du lac Leclair.

MÉTAMORPHISME

Les roches archéennes du nord-est de la Province du Supérieur sont généralement caractérisées par un métamorphisme à des conditions de pression relativement faible et de température élevée (Percival et Skulski, 2000; Bédard, 2003). Les roches volcanosédimentaires de la région de Povungnituk (SNRC 35C et 35F) sont constituées d'assemblages de minéraux indiquant un métamorphisme variant du faciès des schistes verts jusqu'au faciès des granulites. Ainsi, nos efforts sont ici concentrés sur la description et l'analyse des assemblages métamorphiques caractéristiques de ces types de roches.

Roches métavolcaniques

Les roches volcaniques mafiques des complexes de Povungnituk (*Apov*), de Duquet (*Aduq*) et de Mézard (*Amez*) sont métamorphisées au faciès moyen et supérieur des amphibolites jusqu'aux faciès des granulites. Ces roches contiennent des assemblages à hornblende + plagioclase ± biotite ± clinopyroxène ± orthopyroxène ± grenat. Leur composition varie de homogène à migmatitique et elles possèdent une foliation minérale définie par des grains fins à moyens de hornblende nématoblastique verte à brune, des grains granoblastiques et polygonaux de plagioclase ainsi que par des grains interstitiels de biotite orangée à rouge. Des grains de quartz, de titanite, d'apatite, de magnétite, de pyrite et de rares zircons disséminés complètent l'assemblage minéralogique. Dans les roches métamorphisées au faciès des granulites, la proportion d'orthopyroxène et de clinopyroxène peut dominer par rapport à celle de hornblende. Ces minéraux forment des grains granoblastiques dans les roches homogènes ou grossiers

à très grossiers dans les leucosomes des roches migmatitiques (photo 2, annexe 2). Le grenat est rare et forme, lorsque présent, des porphyroblastes tardifs contenant des inclusions d'amphibole et de plagioclase.

Les roches volcaniques mafiques et les gabbros de la Ceinture de Juet (*Ajut*) contiennent des assemblages plus variables. Les roches dans la partie sud de la ceinture contiennent des assemblages à hornblende + plagioclase ± épidote caractéristiques des conditions de recristallisation au faciès moyen des amphibolites. Les roches plus au nord contiennent des assemblages à actinote + épidote + biotite + chlorite indiquant que le métamorphisme n'a pas dépassé le faciès supérieur des schistes verts. Ceci suggère que les roches de la partie nord de la Ceinture de Juet postdatent le paroxysme du métamorphisme que représentent les diatexites environnantes de la Suite de Bylot dont l'âge est de 2722 Ma (tableau 1).

Les roches volcaniques ultramafiques des complexes de Povungnituk (*Apov*) et de Duquet (*Aduq*) exhibent des textures porphyroblastiques à granoblastiques et contiennent des assemblages de olivine + clinopyroxène + orthopyroxène + spinelle typiques du faciès des granulites. Un rubanement compositionnel est caractérisé par l'alternance de lamines riches en olivine grossièrement grenue à porphyroblastique et de lamines granoblastiques riches en orthopyroxène + clinopyroxène + amphibole vert pale. Des grains de spinelle vert à kaki forment des traînées discontinues avec l'olivine ou sont recristallisés et disséminés dans le plan de foliation.

Les roches volcaniques de composition intermédiaire à felsique des complexes de Povungnituk (*Apov*) et de Duquet (*Aduq*) contiennent des assemblages granoblastiques à quartz + plagioclase + microcline + biotite + hornblende ± clinopyroxène. La matrice est composée de grains granoblastiques de quartz et de plagioclase calcique ainsi que de biotite lépidoblastique, sur laquelle se superposent des poeciloblastes de microcline et des porphyroblastes de clinopyroxène en continuité optique. Pour leur part, les roches volcanoclastiques de la Ceinture de Juet (*Ajut*) diffèrent par une préservation de textures volcaniques primaires qui sont représentées par des phénocristaux de quartz, de plagioclase et de feldspath potassique baignant dans une matrice quartzofeldspathique très finement grenue et généralement granoblastique. Un assemblage de biotite + muscovite + séricite + chlorite auquel se superposent localement de l'épidote et de l'allanite est observé surtout dans les plans de zones de cisaillement ductiles.

Roches métasédimentaires

Les roches métasédimentaires possèdent des assemblages diagnostiques témoignant de conditions métamorphiques qui varient également du faciès des schistes verts à celui des granulites. Les paragneiss migmatitiques regroupés dans les complexes de Povungnituk (*Apov*), de Duquet (*Aduq*) et de Mézard (*Amez*) sont composés

principalement de quartz, de plagioclase et de microcline formant une mosaïque de cristaux granoblastiques. Dans les roches les plus gréseuses, de la biotite lépidoblastique brune à rouge est associée à du grenat sous forme de petits grains poecilolithiques à plus rarement poeciloblastiques, millimétriques à centimétriques, alignés dans la foliation. Dans les roches pélitiques, on observe fréquemment l'assemblage à biotite + cordiérite + sillimanite + grenat typique du faciès moyen à supérieur des amphibolites, ainsi que l'assemblage à biotite + orthopyroxène + grenat ± sillimanite ± cordiérite typique du faciès des granulites. La sillimanite nématoblastique est généralement de type fibreux à aciculaire et localement elle forme des grains prismatiques. Les cristaux de cordiérite sont de granulométrie grossière à fine, généralement porphyroblastiques et moyennement altérés en pinnite. Dans le Complexe de Mézard, l'ordre d'apparition des minéraux alumineux témoigne d'une évolution métamorphique prograde du faciès moyen au faciès supérieur des amphibolites. Cette évolution s'accompagne de la formation de cordiérite contenant des inclusions de sillimanite + spinelle + magnétite. Inversement, l'évolution peut aussi être rétrograde du faciès supérieur au faciès moyen des amphibolites, avec la formation d'abord de cordiérite sur laquelle se superposent de la biotite, de la sillimanite fibreuse et enfin du grenat poeciloblastique. Des proportions mineures ou en traces de muscovite, de chlorite, de séricite, de tourmaline, de magnétite, d'apatite, de pyrite et de carbonate complètent les assemblages.

Comme les roches volcaniques mafiques et les gabbros, les métasédiments (*Ajut1*) et les phyllades (*Ajut2*) de la Ceinture de Juet contiennent des assemblages variés. Les paragneiss gréseux dans la partie sud de la ceinture sont faiblement migmatisés et contiennent des assemblages à biotite + grenat caractérisant des conditions de recristallisation au faciès des amphibolites, alors que les métasédiments et les phyllades dans la partie nord contiennent des assemblages à biotite + muscovite + chlorite ± tourmaline qui indiquent que le métamorphisme n'a pas dépassé le faciès supérieur des schistes verts. Ceci nous suggère que ces roches se sont déposées et ont été déformées tardivement par rapport au paroxysme du métamorphisme.

Les formations de fer silicatées du Complexe de Mézard (*Amez*), métamorphisées au faciès des granulites, prédominent par rapport à celles métamorphisées au faciès des amphibolites. Elles possèdent un rubanement compositionnel marqué par une variation graduelle de la proportion de quartz ± plagioclase, de magnétite, de pyroxène (orthopyroxène et clinopyroxène), de hornblende et de grenat. Les grains polygonaux de quartz forment des rubans ou une mosaïque granoblastique. La magnétite est disséminée ou se présente en traînées de grains isolés. Les deux types de pyroxènes constituent des cristaux nématoblastiques et sont localement associés à de la hornblende vert-brun à vert olive. Le grenat est particuliè-

rement abondant dans les niveaux rouillés et forme des porphyroblastiques post-cinématiques contenant des inclusions de quartz et de pyroxènes ou de hornblende en continuité optique.

Les formations de fer oxydées de la Ceinture de Juet (*Ajut*) sont métamorphisées au faciès des amphibolites et contiennent un rubanement compositionnel marqué par des variations des proportions de magnétite, de quartz, de hornblende et de grunérite. Les lamines riches en quartz sont généralement formées de grains granoblastiques ou plus rarement de rubans monocristallins. Les lamines plus riches en hornblende contiennent davantage d'oxyde que celles riches en grunérite. Toutefois, la hornblende et la grunérite peuvent être intimement associées dans certaines lamines et le quartz est interstitiel.

Roches plutoniques

Bien que les unités plutoniques environnantes aux roches supracrustales possèdent communément des textures ignées bien préservées, elles contiennent aussi des textures métamorphiques qui varient de porphyroblastiques et granoblastiques à porphyroblastiques. L'alternance, dans une même unité stratigraphique, de textures magmatiques et de textures métamorphiques, indique que les unités plutoniques ont subi localement une néoblastose métamorphique à l'état subsolidus interprétée comme étant synmagmatique (Berclaz *et al.*, 2001, 2003; Cadieux *et al.*, 2002; Parent *et al.*, 2002; Bédard, 2003). La majorité des unités de tonalite-trondhjémite de la Suite de Rochefort (*Arot*) possèdent des textures porphyroblastiques et granoblastiques. Les granites et les granodiorites de la Suite de La Chevrotière (*Alcv*) conservent davantage une texture ignée tandis que les granites et les granodiorites de la Suite de Pinguq (*Apin*) possèdent majoritairement des textures porphyroblastiques interprétées comme synmétamorphiques puisque ces roches sont de même âge que les diatexites de la Suite de Bylot (*Abyl*). Les enderbites de la Suite de Qilalugalik (*Aqil*) forment des masses où les textures ignées des orthopyroxène et des clinopyroxène dominant et passent latéralement et longitudinalement à des zones où les roches contiennent des textures de recristallisation à des conditions de stabilité au faciès des granulites.

Métamorphisme rétrograde

Des assemblages de minéraux secondaires se superposant aux assemblages de minéraux de plus haute température témoignent d'un métamorphisme rétrograde vers le faciès des schistes verts issu d'un ou de plusieurs événements post-métamorphiques de circulation hydrothermale, et ce principalement le long de failles tardives. Communément, l'iddingsite, la serpentine, la chlorite, le talc, la magnétite et des carbonates remplacent l'orthopyroxène et l'olivine;

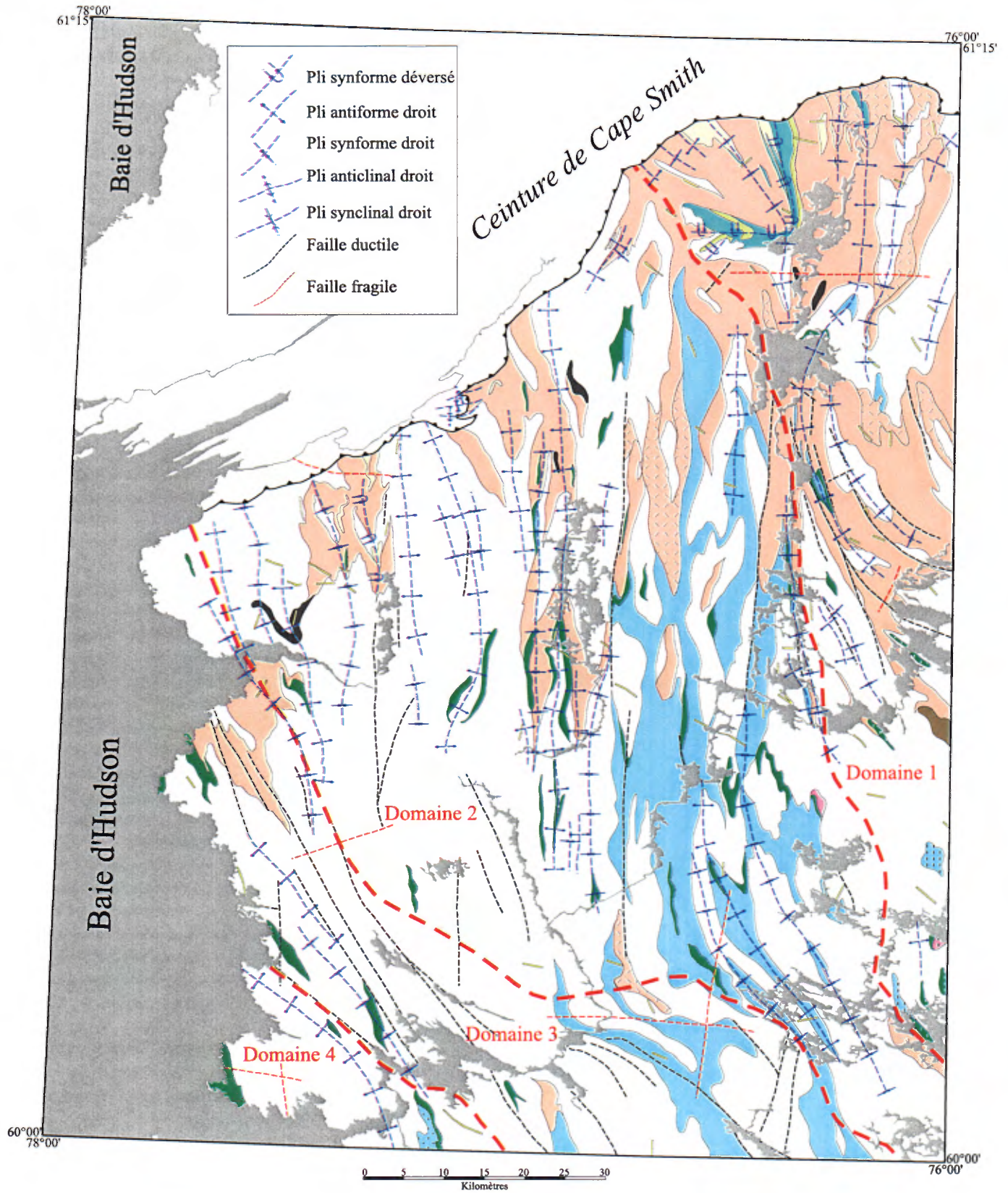


FIGURE 4 - Structure de la région de Povungnituk (SNRC 35C) et de la portion SE de Kovik Bay (SNRC 35F) permettant de visualiser les domaines structuraux (1 à 4), les plis, les failles, les roches supracrustales et les diatexites. (Consultez la figure 2 pour la légende stratigraphique.)

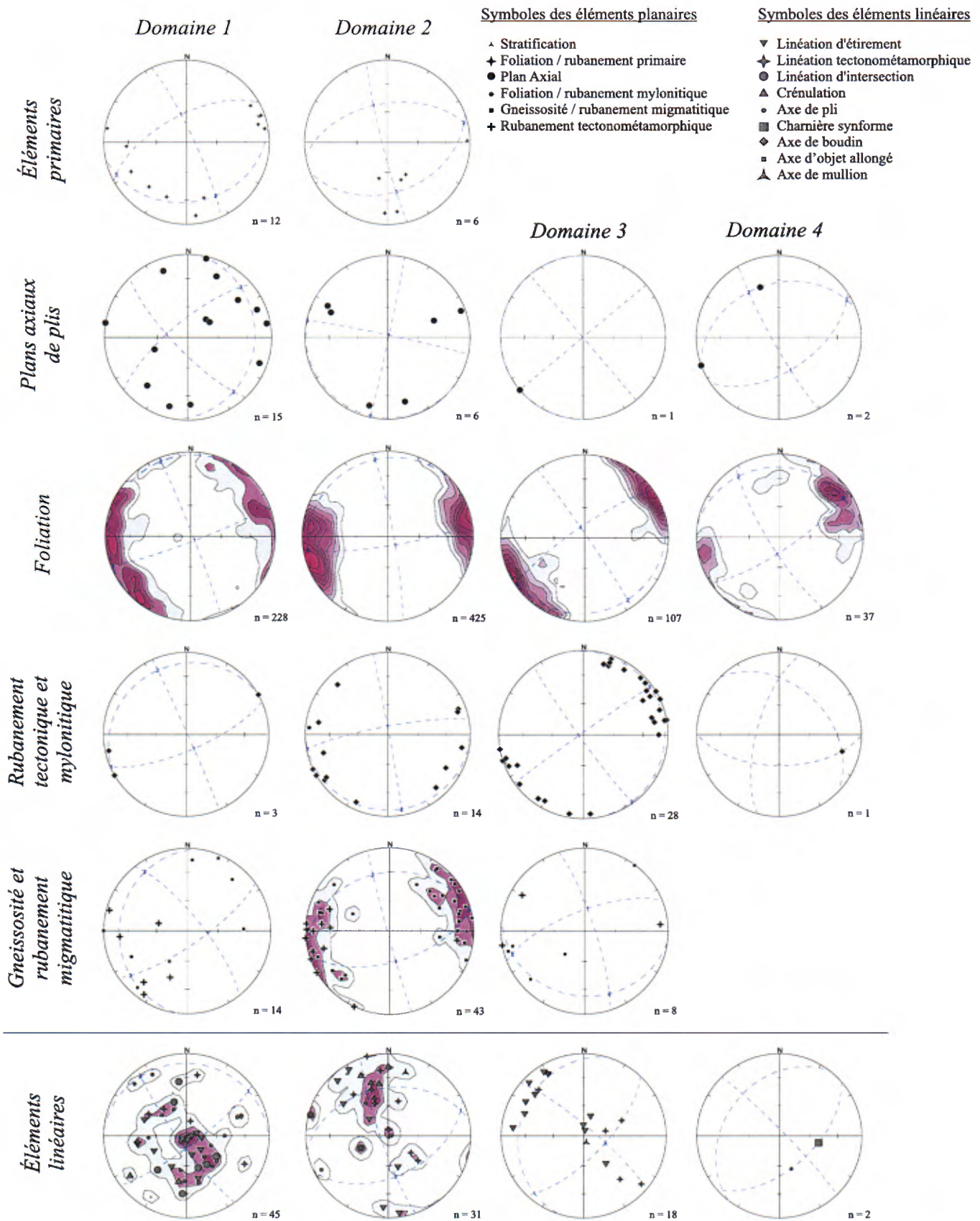


FIGURE 5 - Projections stéréographiques des éléments structuraux (planaires et linéaires) pour l'ensemble des domaines (1 à 4) de la région de Povungnituk (SNRC 35C) et de la portion SE de Kovik Bay (SNRC 35F).

la séricite, la zoïsite et la clinozoïsite remplacent les feldspaths; la chlorite remplace la biotite. Certains échantillons contiennent de la tourmaline et du rutile, résultant d'événements de très basse température.

ANALYSE STRUCTURALE

L'analyse structurale de la région (figures 4 et 5) est basée sur l'étude des trajectoires structurales et sur les relations de recoupement des structures primaires et tectonométamorphiques (ductiles et ductiles-fragiles) de l'ensemble des unités lithodémiques. Les structures primaires (basaltes coussinés, coulées de basaltes porphyriques ou massifs, tufs à lapillis ou à blocs chenalisés, litage entrecroisé des grès, granoclassement des conglomérats) observées dans les unités volcanosédimentaires des complexes de Povungnituk (*Apov*), de Mézard (*Amez*), ou des ceintures de Duquet (*Aduq*) et de Juet (*Ajut*) ne sont que localement préservées. Ces structures primaires ont subi une déformation pénétrative et ont été transposées par plusieurs épisodes de déformation; par ailleurs, elles ont été considérablement modifiées par la recristallisation métamorphique et plus localement par la circulation de fluides hydrothermaux. Dans les unités plutoniques, les structures planaires incluent: (i) des contacts lithologiques; (ii) une foliation définie par l'alignement préférentiel des minéraux mafiques (biotite, hornblende, pyroxène) ou felsiques (feldspath potassique, plagioclase) d'origine magmatique ou tectonique; (iii) un rubanement tectonique à mylonitique résultant d'une augmentation de l'intensité de la déformation; (iv) une gneissosité ou un rubanement migmatitique résultant d'une fusion partielle *in situ* de la roche, et définis par l'alternance de leucosomes et de restites le plus souvent sous forme de *schlierens* mafiques; (v) des zones de cisaillement; (vi) localement un clivage de crénulation; et (vii) des plis. Les structures linéaires incluent des linéations d'étirement, tectonométamorphiques ou rarement magmatiques, des axes de pli, des tiges de composition quartzofeldspathique (objets allongés) et des stries de faille tardive.

Phases de déformation ductile D₁ à D₃, caractéristiques aéromagnétiques et domaines structuraux

La région de Povungnituk (SNRC 35C et 35F) a subi une déformation polyphasée complexe. Cette déformation est reflétée par les diverses signatures aéromagnétiques (figure 3) ou par l'orientation du grain structural (figures 4 et 5).

La région a été affectée de manière variable par trois phases de déformation ductile (D₁, D₂ et D₃). Toutes les

unités lithologiques présentent au moins une foliation S₂ qui est axiale à des plis P₂ et associée à une déformation D₂. Régionalement, la disposition des unités lithologiques ainsi que la foliation S₂ s'orientent NNW-SSE à N-S. La foliation S₂ est reprise par une troisième déformation D₃ associée à la formation de plis isoclinaux transposés dans une fabrique mylonitique S₃ d'orientation NW-SE, et où S₂ devient alors communément coplanaire à S₃. L'orientation NNW-SSE à NW-SE du grain structural dévie à plusieurs endroits – notamment dans les unités volcanosédimentaires et de tonalite-trondhémite des domaines structuraux 1, 2 et 4 – pour suivre un axe WNW-SSE ou E-W. Cette orientation correspond à une première phase de déformation D₁ où la trace axiale de plis P₁ – co-planaire à une foliation ou une gneissosité S₁ localement orientée WNW-ESE à E-W – est replissée par les plis P₂ (orientés NNW-SSE à N-S), et où S₁ est crénulée par S₂ ou plus communément transposée dans S₂. Les structures associées à D₁ ont une amplitude généralement inférieure à 1 km, sauf dans la Ceinture de Juet (*Ajut*) où elles ont des dimensions supérieures à 10 km.

Les domaines 1 et 4 (figures 3 et 4), dans les parties est et sud-ouest de la région, sont caractérisés par des signatures aéromagnétiques faibles et découpées par des anomalies positives qui sont orientées N-S (D₂) ou transposées selon une orientation NW-SE (D₃). La foliation S₂ et les axes des plis P₂ sont transposés selon une orientation NW-SE et localement recoupés à angle par des zones de cisaillement (S₃), orientées davantage NW-SE. Les éléments linéaires (L_{1,2}) sont subverticaux ou tendent à plonger abruptement vers le SE (figure 5).

Le domaine 2, au centre de la carte (figures 3 et 4), est plus homogène en terme d'orientations structurales. Il est représenté par des anomalies aéromagnétiques négatives dans la partie ouest et positives dans la partie est et contient des structures orientées N-S à NNW-SSE (D₂). Les structures S₂ sont essentiellement de nature tectonique à migmatitique dans les unités volcanosédimentaires et dans les unités de tonalite-trondhémite, ou de nature magmatique à tectonique dans les unités d'enderbite, de granite-granodiorite et de diatexite. Elles replissent une ancienne foliation S₁, où S₁ est communément co-planaire à S₂ et est elle-même reprise par un clivage de crénulation S₃ ou est recoupée par des failles ductiles, orientées NW-SE. Les éléments linéaires (L_{1,2}) sont subverticaux ou à plongement abrupt principalement vers le NW (figure 5).

Le domaine 3 (figures 3 et 4) se démarque par des anomalies négatives et positives fortement transposées dans une direction NW-SE à WNW-ESE (D₃). Il correspond à un corridor de déformation ductile de 15 à 35 km de large qui définit un sigmoïde à l'échelle de la carte. La déformation est dominée par une fabrique de type mylonitique. Dans la partie ouest, la fabrique de type magmatique à tectonique ou métamorphique (porphyroclastique) est orientée NW-SE et est soulignée par des zones de cisaillement et des failles. Cette fabrique est associée à des éléments linéaires

subverticaux ou à fort plongement vers l'est. Dans la partie sud de la région, la fabrique dévie selon une orientation WNW-ESE à E-W. Elle est ultramylonitique, de type tectonique en $L > S$ ou en L et associée à des éléments linéaires sub-horizontaux ou à très faible plongement davantage vers le NW à WNW que le SE (figure 5).

Le domaine 4 (figures 3 et 4) est caractérisé par des structures subverticales généralement orientées NNW-SSE à N-S (D_2) et tronquées par celles du domaine 3. Les structures antérieures à la phase D_2 sont reconnaissables dans les unités du Complexe de Povungnituk. Des plis P_1 , orientés WNW-ESE à E-W, sont replissés par des plis P_2 orientés NW-SE à N-S, pour former des patrons d'interférence en *dôme et bassin* ou en *croissant*. Les plans axiaux des plis P_2 sont parallèles à la foliation S_2 variant de tectonique à magmatique et localement soulignée par une fabrique mylonitique, une gneissosité ou un rubanement migmatitique. Les différents éléments linéaires ($L_{1,2}$ ou L_2) sont coaxiaux et ont un plongement abrupt à moyen, principalement vers l'ESE ou le SSE (figure 5).

Phase de déformation (D_4)

À l'échelle du NE de la Province du Supérieur, les unités lithodémiques et les structures ductiles (D_1 , D_2 et D_3) sont tronquées par des structures orientées E-W et formées de réseaux anastomosés de zones de cisaillement protomylonitiques à ductiles-fragiles, de pseudotachylites et de failles. Dans la région du lac Anuc (SNRC 34O), la zone de déformation de Tasiat-Pavy pourrait avoir contrôlé la mise en place de la Syénite de Tasiat (*Atst*; Berclaz *et al.*, 2003) à environ 2643 Ma (Skulski *et al.*, 1997; David, en préparation). De telles structures ont également été documentées plus au sud dans les régions du lac Vernon (SNRC 34J), du lac Minto (SNRC 34G), de la Rivière Innuksuac (SNRC 34K et 34L) et du lac à l'Eau Claire (SNRC 34B). Elles correspondent à une phase de déformation D_{5b} (Parent *et al.*, 2002; Simard *et al.*, 2003) et semblent contrôler la mise en place de roches alcalines (Simard *et al.*, en préparation) et de roches ultramafiques à mafiques de la Suite de Qullinaaraaluq (Parent *et al.*, 2002), reconnues pour leur potentiel en Ni-Cu (Labbé *et al.*, 2000).

Phases de déformation cassante (D_5)

Les structures D_1 à D_4 sont recoupées à angle par des failles et des zones de cisaillement fragiles-ductiles et des failles. Ces structures tardives contiennent des assemblages métamorphiques au faciès des schistes verts d'origine hydrothermale, et sont orientées WNW-ESE à E-W (D_{5a}), NW-SE (D_{5b}) et N-S à NNE-SSW (D_{5c}). Les phases D_{5a} et D_{5b} contrôlent respectivement la mise en place des essaims de dykes de Klotz (*pPktz*; ca 2209 Ma; Buchan *et al.*, 1998) et de la Rivière Payne (*pPpay*; 1875-1790 Ma; Fahrig *et al.*, 1986). La phase de déformation D_{5c} contrôle

la mise en place des dykes de la Rivière Irsuaq (*pPirs*) d'âge inconnu, mais qui ne semblent pas recouper le front de la Ceinture de Cape Smith (1,8 Ga).

Phases de déformation liées à l'orogène de l'Ungava (D_6)

Aux structures liées aux phases de déformation D_1 à D_5 se superposent trois autres phases de déformation liées à l'Orogène de l'Ungava (1,8 Ga). La première phase (D_{6a}) a entraîné le chevauchement vers le sud et SSE de l'ensemble des roches de la Ceinture de Cape Smith et est responsable de la formation de plis orientés NE-SW et déversés vers le SE. Ce chevauchement est également à l'origine de la transposition des unités archéennes de la Province du Supérieur selon une orientation NNE-SSW et ce, le long d'un couloir de moins de 10 km de largeur immédiatement au sud du front de l'Orogène de l'Ungava. L'ensemble des lithologies de la Ceinture de Cape Smith et les structures D_{6a} sont repris par des plis ouverts à traces axiales orientées ENE-WSW et subhorizontales (D_{6b}). Les structures D_{6a} et D_{6b} sont recoupées par des failles orientées NNE-SSW et NW-SE à E-W (D_{6c}).

LITHOGÉOCHIMIE

Afin de mieux caractériser les principales unités lithologiques de la région de Povungnituk, une soixantaine d'échantillons ont été prélevés et analysés pour les éléments majeurs, en traces et les terres rares par *Acme Analytical Laboratories* de Vancouver. Les oxydes d'éléments majeurs, et les éléments traces Ba, Cr, C_{total} , S_{total} et Sc ont été analysés par ICP-AES; les éléments Ag, As, Au, Ba, Bi, Cd, Co, Cs, Cu, Ga, Hf, Hg, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Se, Sn, Sr, Ta, Tl, V, W, Y, Zn, Zr et les terres rares ont été analysés par ICP-MS. Ces données analytiques sont disponibles via la banque de données du Système d'Information Géominère (SIGÉOM).

L'interprétation de la lithogéochimie n'est pas une tâche aisée car les roches archéennes peuvent avoir subi plusieurs événements postmagmatiques (métamorphisme, circulation hydrothermale tardive, altération spilitique, métagénèse). Les éléments alcalins (e.g. : Na, K, Rb) et alcalinoterreux (e.g. : Sr, Ba) semblent avoir été mobiles et leur évolution magmatique est mal définie sur les diagrammes de variation de type Harcker, particulièrement dans le cas des roches volcaniques. Incidemment, seuls les éléments majeurs montrant une évolution magmatique, les éléments incompatibles à fort potentiel d'ionisation (Zr, Y) et les terres rares, sont utilisés dans les sections traitant des roches volcaniques. Ces éléments sont considérés relativement immobiles pendant l'altération et le métamorphisme

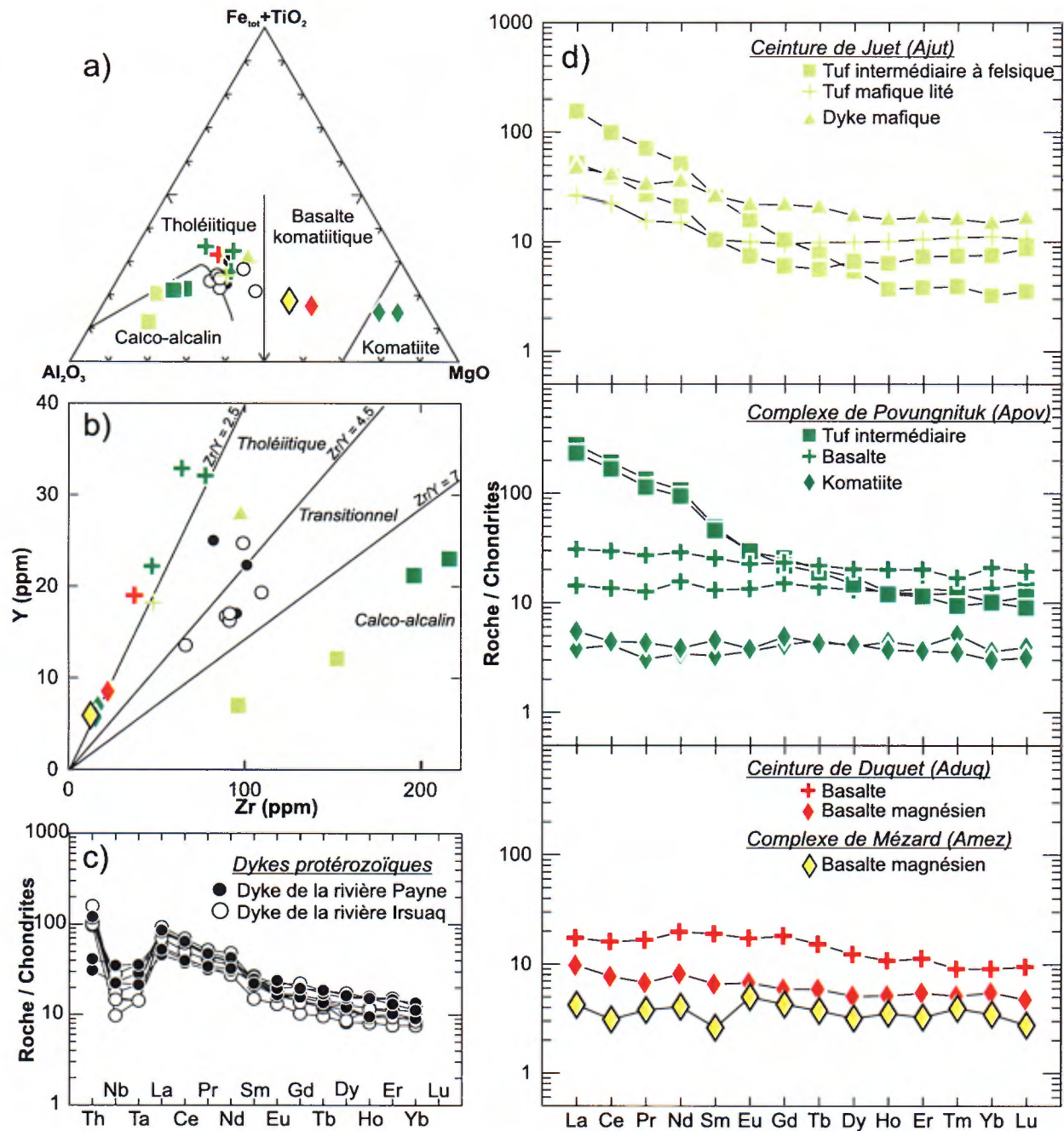


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques permettant de visualiser les résultats d'analyses des éléments majeurs et traces obtenus pour les roches volcaniques et les dykes de diabase de la région de Povungnituk : a) diagramme discriminant de Jensen (1976), b) Y versus Zr en fonction des limites des champs tholéiitique, transitionnel et calco-alcalin, c) diagramme multi-éléments des éléments des terres rares et des éléments Th, Nb et Ta normalisés par rapport aux chondrites pour les dykes de diabase et d) diagrammes des éléments des terres rares normalisés par rapport aux chondrites pour les roches d'origine volcanique. Les diagrammes c et d sont normalisés d'après les valeurs de Sun et McDonough (1989).

jusqu'au faciès des amphibolites (Ludden *et al.*, 1982; MacLean et Barrett, 1993).

Roches volcaniques

Les roches d'origine volcanique de la région de Povungnituk ont des compositions variant d'ultramafique à rhyodacitique (figure 6a).

Roches de composition ultramafique à mafique

Des niveaux de roche ultramafique associés à des roches volcaniques mafiques et à des paragneiss ont été cartographiés dans les complexes de Povungnituk et de Mézard, ainsi que dans la Ceinture de Duquet. Dans le Complexe de Povungnituk, deux échantillons de roche ultramafique ont des concentrations élevées en MgO (28 et 29%), des

TABLEAU 2 - Compositions représentatives des roches d'origine volcanique et des dykes d'âge Protérozoïque de la région de Povungnituk.

Unités	Apov1	Apov1	Apov1	Ajut3	Ajut4a	Ajut3	Aduq1	Aduq1	pPirs	pPpay
Lithologies	V4 [ME]	V3B-M16	V2 [TU]	V3 [TU]	Dyke I3A	V1 [TU]	V3F-M16	V3B-M16	I3B	I3B
<i>Éléments majeurs</i>										
SiO ₂	45,03	49,29	58,53	54,06	49,25	69,19	45,91	48,2	53,87	49,05
TiO ₂	0,3	0,98	1,3	0,54	1,62	0,33	0,4	1,36	0,69	1,75
Al ₂ O ₃	6,3	14,85	16,36	14,09	12,86	15,05	12,82	15,19	14,17	14,07
Fe ₂ O ₃ *	11,07	12,99	7,49	11,65	14,8	3,47	11,15	15,5	10,62	13,27
MnO	0,16	0,18	0,1	0,19	0,18	0,04	0,15	0,19	0,14	0,18
MgO	27,91	7,34	3,34	6,55	8,08	2,35	18,94	6,04	5,98	6,55
CaO	5,48	11,43	5,72	7,73	6,28	1,43	9,04	10,65	8,58	10,58
K ₂ O	0,07	0,53	2,77	0,28	1,29	0,7	0,03	0,5	1,09	0,62
Na ₂ O	0,43	1,6	3,02	2,7	3,28	6,55	0,39	1,63	2,66	2,08
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,38	0,05	0,14	0,12	0,05	0,03	0,13	0,18
PAF	2,4	0,6	0,8	2,1	2,1	0,7	0,8	0,6	1,9	1,5
Total	99,19	99,86	99,81	99,94	99,88	99,93	99,68	99,89	99,83	99,83
<i>Éléments traces</i>										
Ba	5	64	662	34	135	196	9	57	336	140
Cr	2484	266,8	130	34,21	116,3	54,74	1498	171,1	225,8	150,5
Cu	33,8	118,1	27,5	93,5	38,4	4,9	33,6	96	81,6	52,4
Ga	8,7	17,5	19,7	15,8	19,3	17,2	11,3	22,5	17,3	20,5
Hf	0,6	1,5	5	1,4	2,8	3,4	0,9	1,4	3	2,7
Nb	0,5	2,4	12,8	1,8	6,4	5,5	1,2	1,5	3,6	8,6
Ni	1278	65,5	75,7	26,4	49,1	33,2	80,2	104,1	59,2	28,9
Pb	0,8	1,9	5,5	1,3	1,8	2,3	6,5	2,4	4,1	1,8
Rb	1,8	6,4	118,7	13,2	51,6	18,7	1	4,6	38,6	20,1
Sc	21	39	15	41	37	6	18	25	24	34
Sr	7,8	116,9	370,2	193,9	141,9	346,9	85,1	197,4	313,8	318
Ta	0,1	0,2	0,8	0,1	0,4	0,7	0,1	0,1	0,2	0,5
Th	0,1	0,3	8,1	1,5	1	9,2	0,2	0,3	3,4	1,2
U	0,1	0,1	1,1	0,5	0,3	2,6	0,1	0,1	0,8	0,3
V	137	313	128	242	400	41	126	245	172	328
Y	6,9	22,2	21,2	18,2	27,9	7	8,5	19	17,1	22,4
Zn	6	25	91	53	71	47	2	44	44	67
Zr	16,9	47,6	196,6	48,5	98,2	96,9	23,5	38,6	91,2	100,9
<i>Éléments des terres rares</i>										
La	0,9	3,4	55,2	6,3	11,2	37	2,3	4,1	19,8	12,5
Ce	2,5	8,3	102,3	13,6	25,2	60,4	4,7	9,8	38,1	24,4
Pr	0,29	1,2	10,87	1,47	3,19	6,78	0,64	1,58	4,28	3,26
Nd	1,6	7,3	44,1	7	16,8	24,2	3,8	9,2	17,8	15,2
Sm	0,5	2	7	1,6	4	3,9	1	2,9	4	3,4
Eu	0,21	0,78	1,72	0,58	1,28	0,92	0,39	1	1,03	1,39
Gd	0,85	3,1	4,52	1,97	4,49	2,15	1,21	3,73	2,81	4,02
Tb	0,17	0,52	0,71	0,37	0,78	0,29	0,22	0,57	0,49	0,7
Dy	1,01	3,35	3,75	2,52	4,41	1,38	1,29	3,12	2,2	4,15
Ho	0,25	0,72	0,68	0,57	0,91	0,21	0,29	0,61	0,65	0,86
Er	0,66	2,24	1,9	1,74	2,78	0,63	0,9	1,86	1,79	2,18
Tm	0,13	0,33	0,24	0,28	0,41	0,1	0,13	0,23	0,23	0,33
Yb	0,61	2,32	1,72	1,89	2,54	0,55	0,93	1,54	1,44	1,92
Lu	0,1	0,38	0,23	0,27	0,42	0,09	0,12	0,24	0,25	0,31

rapports Al₂O₃/TiO₂ de 13 et 21, de faibles concentrations en éléments incompatibles, ainsi que des patrons plats de terres rares (figures 6b et 6d; tableau 2). Ces caractéristiques chimiques sont typiques des komatiites archéennes du sud de la Province du Supérieur (Fan and Kerrich, 1997). Les niveaux ultramafiques échantillonnés dans la Ceinture de Duquet et dans le Complexe de Mézard ont des compositions qui diffèrent substantiellement. Ces roches ont des concentrations plus faibles en MgO (16 et 19%), des rapports Al₂O₃/TiO₂ très élevés (32 et 55) et des patrons de terres rares plats à faiblement enrichis en terres rares légères ([La/Yb]_n = 1,22 et 1,77) (figure 6d). Ces roches pourraient représenter des basaltes magnésiens riches en aluminium.

Les roches de composition basaltique du Complexe de Povungnituk et de la Ceinture de Duquet sont d'affinité

tholéiitique, ont des rapports Zr/Y généralement faibles (2,5), des concentrations en Zr inférieures à 80 ppm, ainsi que des patrons de terres rares plats à très légèrement enrichis en terres rares légères ([La/Yb]_n = 1,05 à 1,91) (figures 6b et 6d). Ces caractéristiques sont similaires à celles observées dans la plupart des ceintures volcaniques du nord-est de la Province du Supérieur.

La Ceinture de Juet se distingue de celle de Duquet et des complexes de Povungnituk et de Mézard par une grande quantité de matériel volcanoclastique et par un métamorphisme moins élevé. L'unité de tuf mafique lité a une affinité tholéiitique et des concentrations de SiO₂ relativement élevées (~54%) associées à des concentrations d'éléments incompatibles faibles (figures 6b et 6d; tableau 2). Elles possèdent des patrons de terres rares enrichis en terres rares légères similaires à ceux obtenus sur des dykes

gabbroïques recoupant les granitoïdes à proximité de la ceinture (figure 6d). Ces dykes pourraient ainsi avoir une source enrichie similaire au matériel ayant formé les tufs mafiques.

Roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques

Les roches volcanoclastiques identifiées dans le Complexe de Povungnituk ont des compositions intermédiaire à felsique. Les deux échantillons analysés ont des rapports Zr/Y d'environ 9 et des patrons de terres rares fractionnés ($[La/Yb]_n = 23$ et 27) (figures 6b et 6d).

Deux échantillons provenant de la Ceinture de Juet ont des compositions rhyodacitiques ainsi que des rapports Zr/Y de 12,6 et 13,8 (figure 6b). Ces deux échantillons possèdent toutefois des signatures de terres rares différentes nécessitant des sources et des processus

pétrogénétiques distincts (figure 6d). L'échantillon 02-AB-103A1, provenant de la partie nord de la ceinture, possède un rapport $[La/Yb]_n$ d'environ 7 tandis que l'échantillon 02-AB-083A, prélevé à 8 km au sud, montre un rapport $[La/Yb]_n$ beaucoup plus élevé d'environ 48. Selon ces observations, les roches volcanoclastiques felsiques de la portion nord de cette ceinture proviendraient d'une source s'étant différenciée à plus basse pression que les roches similaires localisées plus au sud.

Roches plutoniques felsiques

Tonalites-trondhjémites à BO³ (Arot1)

et tonalites à HB-BO³ (Arot2) de la Suite de Rochefort

Les tonalites et les trondhjémites (< 10 % minéraux mafiques) de la Suite de Rochefort possèdent une grande

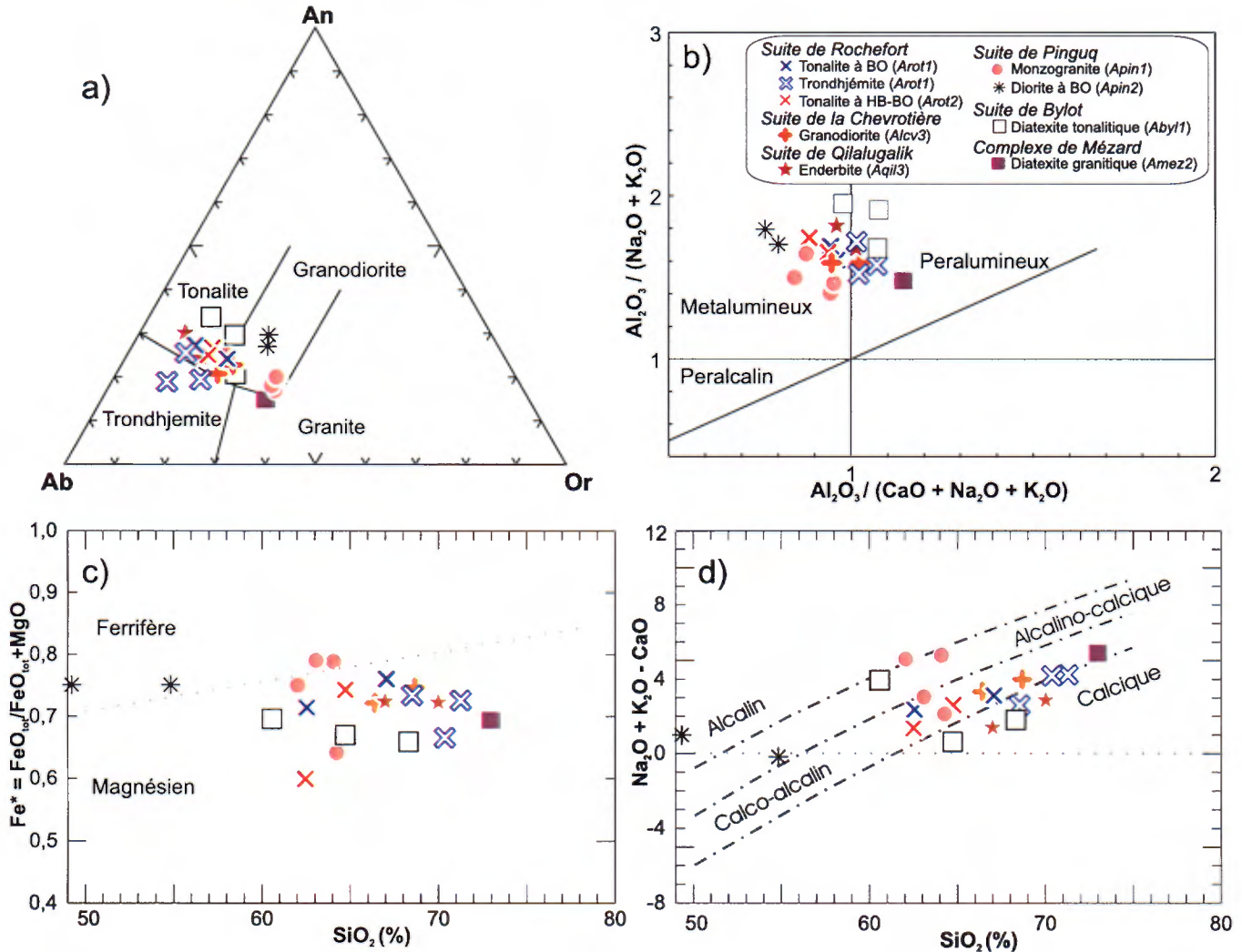


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques mettant en relation les résultats d'analyses des éléments majeurs obtenus pour les roches plutoniques felsiques de la région de Povungnituk : a) diagramme de classification d'après les calculs des minéraux normatifs albite, anorthite et orthose (O'Connor, 1965), b) indice de saturation d'alumine de Maniar et Piccoli (1989), c) rapports $Fe^* = FeO_{tot}/FeO_{tot} + MgO$ (Fe^*) vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001) et d) indice modifié de l'alcalinité-calcicité vs. SiO_2 de Frost *et al.* (2001).

³ HB = hornblende; BO = biotite

variation de signatures chimiques. Les tonalites sont divisées ci-après en deux groupes afin de faire ressortir l'effet de la minéralogie et des processus pétrogénétiques sur la signature géochimique. Ces deux groupes sont les tonalites et trondhémities contenant exclusivement la biotite comme phase mafique (*Arot1*) et les tonalites à hornblende + biotite (*Arot2*). Dans un diagramme des compositions normatives de O'Connor (1965), les roches de la Suite de Rochefort se localisent dans les champs des tonalites et des trondhémities (figure 7a). Les tonalites ont une composition métalumineuse ($ACNK < 1,0$) tandis que les trondhémities ont une composition légèrement peralumineuse (figure 7b). D'après la classification de Frost *et al.* (2001), les tonalites et trondhémities de la Suite de Rochefort sont globalement magnésiennes et calco-alkalines (figures 7c et 7d). À l'instar de la région du lac Anuc (SNRC 340; Berclaz *et al.*, 2003), les tonalites à hornblende de la région de Povungnituk ont des concentrations moins élevées en SiO_2 et généralement plus élevées en CaO , TiO_2 , Fe_2O_3 et MgO que les tonalites et les trondhémities à biotite (tableau 3 et figure 9 de Berclaz *et al.*, 2003).

Dans les diagrammes multi-éléments, les tonalites à biotite et à hornblende exhibent systématiquement des anomalies en Nb et Ta ($[Th/Nb]_n > 1$) et des concentrations de terres rares légères similaires. Les tonalites à biotite ont des patrons de terres rares lourdes légèrement fractionnés ($[Dy/Lu]_n = 1,4$ et $1,9$), tandis que les tonalites à hornblende ont des patrons plats de terres rares lourdes ($[Dy/Lu]_n = 0,9$ et $1,1$; figure 8).

Les trondhémities possèdent des patrons distincts de ceux des tonalites. Tous les échantillons possèdent des anomalies positives en Eu et des terres rares lourdes (HREE) plus fractionnées que les tonalites à biotite. Certains échantillons ne possèdent pas d'anomalie en Nb et Ta ($[Th/Nb]_n \sim 1$), impliquant le fractionnement d'une phase riche en Th ou une source pauvre en éléments à fort potentiel ionique (HFSE⁴ : Nb, Ta, Th; figure 8). L'appauvrissement des terres rares lourdes dans les trondhémities et les tonalites à biotite peut être expliqué par le fractionnement de la hornblende. Aussi, les teneurs systématiquement élevées en Eu dans les trondhémities pourraient suggérer que ces roches sont des cumulats de plagioclase.

En résumé, les tonalites à hornblende sont plus mafiques et plus riches en éléments incompatibles que les trondhémities et les tonalites à biotite. Elles pourraient constituer 1) des roches moins différenciées n'ayant pas fractionné la hornblende ou 2) des roches ayant assimilé de plus grandes proportions de matériel mafique provenant des ceintures volcaniques, tel que proposé par Berclaz *et al.* (2003).

Granodiorites à BO de la Suite de la Chevrotière (Alev3)

Hormis des concentrations plus élevées en K_2O , les échantillons de granodiorite à biotite prélevés dans la région de Povungnituk ont des compositions chimiques similaires

aux tonalites-trondhémities à biotite de la Suite de Rochefort (tableau 3; figure 7). Dans le diagramme de l'indice de saturation d'alumine (figure 7b), les granodiorites chevauchent la limite des domaines métalumineux et peralumineux ($ACNK \sim 1,0$). Dans les diagrammes descriptifs de Frost *et al.* (2001), ces roches ont des compositions magnésiennes et calco-alkalines (figures 7c et 7d). Dans les diagrammes multi-éléments, les deux échantillons recueillis possèdent des anomalies en Nb et Ta ainsi que des concentrations similaires en LILE⁴ et en terres rares légères (figure 8). Toutefois, les concentrations en terres rares lourdes diffèrent, ce qui est probablement relié à différents degrés de fractionnement de la hornblende ou du grenat dans la région source du magma.

Monzogranites porphyroclastiques et diorites à BO de la Suite de Pinguq (Apin)

Les monzogranites de la Suite de Pinguq ont des compositions normatives à la limite entre les granodiorites et les granites (figure 7a). Ils possèdent des concentrations modérées à élevées en éléments incompatibles ($K_2O = 2,5$ à 4 %; $TiO_2 = 0,4$ à $1,3$ %; $Zr = 140$ à 660 ppm) pour des concentrations en SiO_2 relativement faibles de 62 à 64 %. Globalement, ces roches sont métalumineuses, ferrifères et alcalin-calciques à calco-alkalines (figures 7c et 7d). Ces caractéristiques chimiques sont typiques de certains granites de type A associés à des dykes et des roches intrusives mafiques (Frost *et al.*, 2001). Les patrons de terres rares montrent un léger fractionnement des terres rares lourdes et certains échantillons ne possèdent pas d'anomalie négative en Nb et Ta, impliquant le fractionnement d'une phase riche en Th (figure 8).

Les diorites à biotite de la Suite de Pinguq sont enrichies en K_2O : ceci est dû à une grande abondance de micas (figure 7a; $K_2O/Na_2O = 0,83$). Ces roches ont des concentrations élevées en éléments alcalins ($CaO+K_2O+Na_2O \sim 12$ et $13,5$ %), en TiO_2 (~ 2 %) et en Zr (< 420 ppm) (tableau 3). Les diagrammes multi-éléments permettent d'observer des concentrations relativement élevées en éléments incompatibles, des anomalies négatives en Nb et Ta ainsi que des patrons de terres rares parallèles à ceux obtenus dans les monzogranites, impliquant des processus de formation semblables. Les concentrations élevées en éléments incompatibles pour des concentrations relativement faibles en SiO_2 (50 et 55 %) suggèrent que ces roches proviennent d'une source enrichie.

Enderbites de la Suite de Qilalugalik (Aqil3)

Les deux échantillons d'enderbite qui ont été analysés possèdent des compositions normatives de tonalite dans

⁴ ACNK - Proportions molaires de $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$
 HFSE - High Field Strength Element: éléments à fort potentiel ionique
 LILE - Large Ionic Radius Lithophile Element: éléments lithophiles à grand rayon ionique

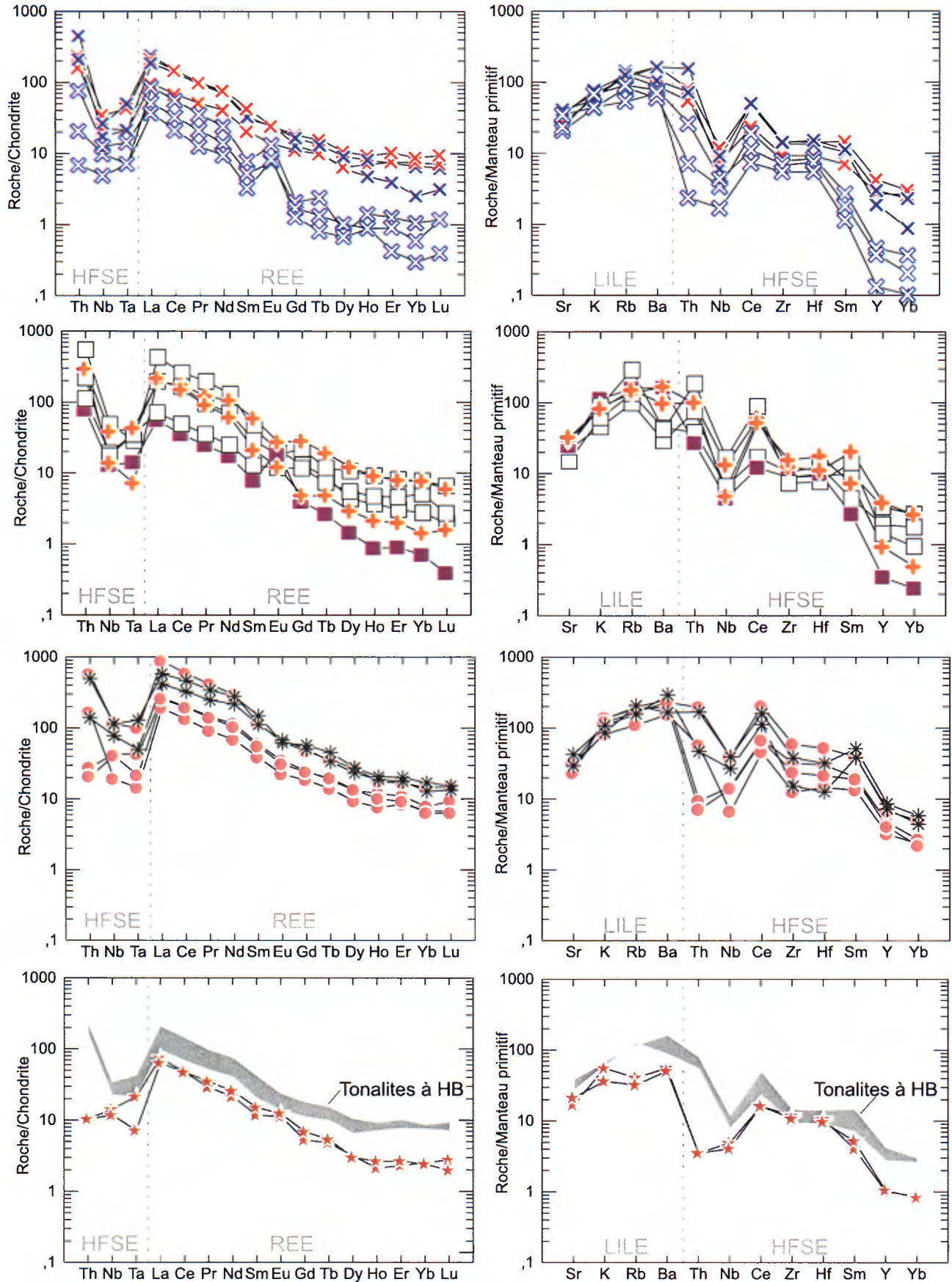


FIGURE 8 - Diagrammes multi-éléments normalisés par rapport aux chondrites et par rapport au manteau primitif. Les valeurs de normalisation proviennent de Sun et McDonough (1989). Les symboles utilisés correspondent à ceux présentés à la figure 7.

le diagramme AB-AN-OR (figure 7a) ainsi que des compositions chevauchant les champs métalumineux et peralumineux (ACNK \sim 1; figure 7b). Selon la classification de Frost *et al.* (2001), ces échantillons sont exclusivement magnésiens et calciques (figures 7c et 7d). Les deux profils obtenus dans les diagrammes multi-éléments sont identiques (figure 8). Leurs patrons de terres rares lourdes sont plats ($[\text{Dy}/\text{Lu}]_n \sim 1$) et parallèles à ceux des tonalites à hornblende, mais moins différenciés. Ces enderbites ne possèdent pas d'anomalies positive en Nb et Ta et ont des rapports $[\text{Nb}/\text{Th}]_n$ près de 1 (figure 8).

Diatexites de la Suite de Bylot (Abyl) et du Complexe de Mézard (Amez2)

Trois échantillons de diatexite de composition tonalitique (Abyl) et un échantillon de diatexite de composition grani-

tique associé à des paragneiss (Amez2) ont été analysés afin de caractériser leur géochimie. Les échantillons de l'unité Abyl ont des compositions normatives permettant de les classer de tonalite à granodiorite. Ils chevauchent les domaines métalumineux et peralumineux et se distinguent des roches intrusives felsiques par leurs rapports $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ élevés (1,6 à 2,0; figure 7b). Ces échantillons ont des compositions magnésiennes qui varient de calcique à alcalin-calcique (figures 7c et 7d). Dans les diagrammes multi-éléments, les diatexites de composition tonalitique ont des patrons de terres rares lourdes variablement fractionnés ($[\text{Dy}/\text{Lu}]_n = 1,6$ à 2,2) et des anomalies négatives en Nb et Ta.

L'échantillon de diatexite granitique (Amez2; 02-VB-8151) possède une composition normative de granite, un caractère plus fortement peralumineux (ACNK $>$ 1,1) et une forte concentration en SiO_2 (figure 7). Ces caractéristiques sont

TABLEAU 3 - Compositions représentatives des roches plutoniques de la région de Povungnituk.

Unités	Arot1	Arot1	Arot2	Alcv3	Apin1	Apin2	Aqil3	Abyl1	Amez2
Lithologies	I1E	I1D-BO	I1D-HB	I1C-BO	I1M [PJ]	I2J-BO	I1T	M21-I1D	M21-I1B
<i>Éléments majeurs</i>									
SiO ₂	68,59	67,13	62,6	66,51	64,2	54,83	67,09	68,31	73,03
TiO ₂	0,38	0,41	0,47	0,48	0,85	2,04	0,49	0,47	0,15
Al ₂ O ₃	16,01	15,47	15,96	16,05	15,92	14,28	16	14,86	14,63
Fe ₂ O ₃ *	3,12	3,87	5,02	3,79	4,95	11,22	4,24	4,7	1,43
MnO	0,03	0,04	0,07	0,04	0,06	0,12	0,04	0,04	0,01
MgO	1,02	1,11	3,02	1,32	1,2	3,38	1,46	2,19	0,57
CaO	3,52	3,53	4,83	3,72	3	5,9	4,3	3,56	1,84
K ₂ O	1,32	2,32	1,82	2,62	4,07	2,59	1,1	1,88	3,45
Na ₂ O	4,8	4,33	4,37	4,42	4,21	3,13	4,61	3,49	3,79
P ₂ O ₅	0,08	0,17	0,12	0,23	0,3	1,52	0,12	0,08	0,06
PAF	1	1,4	1,5	0,5	0,9	1,3	0,4	0,5	0,5
Total	99,87	99,78	99,78	99,68	99,66	100,31	99,85	100,08	99,46
<i>Éléments traces</i>									
Ba	414	1136	607	1164	1769	1156	355	314	1158
Ga	23	20,9	21,9	21,3	23,3	25,3	21,9	22,3	19,1
Hf	2,6	4,7	2,8	3,4	9,3	9,9	3	3,9	3,1
Nb	2,4	6,5	5,5	9,4	10,6	28,1	2,9	4,8	3,2
Ni	9,1	10,1	39,2	12,5	3	36,5	10,5	22,7	8,3
Pb	5	5,9	42,6	4,6	8,3	6,3	9,8	3,5	12,1
Rb	52,7	80,4	79	87,1	124,9	131,5	20,5	86,2	101,6
Sc	2	3	9	5	10	18	6	8	2
Sr	441,5	747,3	566,7	629,7	483	621,1	448,2	320,2	508,1
Ta	0,1	0,7	0,3	0,6	0,6	1,8	0,1	0,5	0,2
Th	0,6	13,1	4,6	8,2	0,8	14,3	0,3	3,3	2,3
U	0,1	1,3	0,8	0,9	0,7	2,3	0,1	0,6	0,6
V	43	45	77	48	41	171	55	64	19
Y	2,1	13,6	12,4	17,6	21,4	39	4,8	8,8	1,6
Zn	49	57	56	52	64	128	38	56	25
Zr	87,1	159,7	103,4	138	360,6	426,1	121,2	120	100,6
<i>Éléments des terres rares</i>									
La	20,2	56,5	22,7	46,2	63,2	137,1	15	17,1	13,4
Ce	34,1	88,8	41,4	106	121,6	284,8	28,8	30,6	21,7
Pr	3,35	9,38	4,82	11,53	13,7	32,58	3,31	3,41	2,38
Nd	11,2	33,5	18,9	49,3	53,1	130,1	12	11,8	8,2
Sm	1,2	5	3,1	9	9	22,8	2,3	2	1,2
Eu	0,77	1,37	0,8	1,58	2	3,59	0,72	0,7	1,21
Gd	0,43	3,41	2,27	5,78	5,15	11,82	1,41	2,44	0,82
Tb	0,09	0,49	0,37	0,71	0,69	1,69	0,2	0,28	0,1
Dy	0,2	2,31	1,64	3,07	3,36	7,04	0,76	1,42	0,37
Ho	0,08	0,46	0,4	0,51	0,68	1,17	0,15	0,27	0,05
Er	0,21	1,21	1,26	1,3	1,81	3,33	0,44	0,77	0,15
Tm	0,05	0,17	0,17	0,16	0,23	0,44	0,06	0,1	0
Yb	0,18	1,13	1,27	1,3	1,32	2,88	0,41	0,88	0,12
Lu	0,03	0,16	0,18	0,15	0,24	0,39	0,05	0,07	0,01

typiques des leucogranites peralumineux de type S provenant de la fusion d'un protolithe sédimentaire (Frost *et al.*, 2001). Les diagrammes multi-éléments caractérisant la composition de cet échantillon permettent d'observer de faibles concentrations de terres rares, des terres rares lourdes fractionnées ($[Dy/Lu]_n = 3,7$), une anomalie positive en Eu, ainsi qu'une anomalie négative en Nb et Ta.

Dykes de diabase d'âge Protérozoïque

Dans la région de Povungnituk, des données géochimiques sont disponibles uniquement pour les dykes des essaïms de la rivière Irsuaq et de la rivière Payne. Ces dykes ont des signatures chimiques variant de tholéïtiques à transitionnelles (figures 6a et 6b). Les six échantillons de l'essaïm de la rivière Irsuaq ont des rapports Zr/Y d'environ 5,5, tandis que les trois échantillons de l'essaïm de la rivière Payne ont des rapports variant de 3,3 à 5,6 (figure 6b). Tous les échantillons ont des patrons de terres rares légèrement fractionnés similaires aux basaltes de plateaux continentaux (figure 6c). Deux échantillons de l'essaïm de la rivière Payne possèdent des patrons de terres rares moins fractionnés ($[La/Yb]_n = 3,4$ et $4,3$) que ceux de l'essaïm de la rivière Irsuaq ($[La/Yb]_n = 5,6$ à $9,5$). Les échantillons de ces deux dykes possèdent aussi de faibles concentrations en Th, ce qui nous suggère que le magma aurait assimilé moins de composantes de la croûte continentale lors de son ascension.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Dans le nord-est de la Province du Supérieur, les principales zones d'intérêt économique sont localisées à l'intérieur des ceintures volcanosédimentaires. Deux nouveaux indices en Au et en Cu-Ag ont été répertoriés lors des travaux de cartographie de l'été 2002 dans la Ceinture de Juet (*Ajut*) et dans le Complexe de Mézard (*Amez*) de la région de Povungnituk. Au moment de soumettre ce rapport, aucune campagne d'exploration n'avait été entreprise dans les roches archéennes de cette région.

Minéralisation en Au de la ceinture de Juet (*Ajut*)

La Ceinture de Juet (*Ajut*) renferme le potentiel minéral le plus intéressant de la région de Povungnituk. Cette ceinture est constituée d'unités de tufs mafiques et felsiques, de basaltes amphibolitisés, de sédiments terrigènes, de formations de fer oxydées et d'une unité de pegmatite à tourmaline qui coupe les autres unités (voir le chapitre « stratigraphie »).

Les formations de fer constituent un métallotecte connu pour les minéralisations aurifères dans les régions du lac Vernon (SNRC 34J; Parent *et al.*, 2002) et du lac Anuc (SNRC 34O; Berclaz *et al.*, 2003), ainsi que dans la partie sud de la Province du Supérieur (Goutier *et al.*, 2002). Dans la Ceinture de Juet, des teneurs aurifères élevées ont été décelées dans les formations de fer cartographiées à l'affleurement 02-AB-103 (figure 9). Ces formations de fer, encaissées dans l'unité de tuf mafique, sont principalement au faciès des oxydes, mais elles passent latéralement au faciès des sulfures (annexe 1, photos 5 et 6). Les analyses effectuées sur des échantillons choisis dans le faciès des sulfures ont rapporté des teneurs de 6400 et de 234 ppb Au. En lames minces, les deux faciès possèdent un rubanement millimétrique à centimétrique et contiennent des proportions variables de quartz polygonal, de plagioclase, d'amphibole bleu-verte ou vert pâle, de grunérite, de biotite et de magnétite. Les formations de fer sulfurées contiennent environ 25 % de minéraux opaques disséminés à semi-massifs. La pyrite xénomorphe est altérée en goethite et est associée à la marcasite. L'arsénopyrite automorphe contient des inclusions de pyrite et de magnétite. La magnétite est concentrée dans les niveaux les plus riches en amphibole. Les minéraux opaques des échantillons les moins riches en sulfures sont constitués essentiellement de magnétite contenant des inclusions d'arsénopyrite xénomorphe.

Minéralisation en Cu-Ag du Complexe de Mézard (*Amez*)

Les roches d'origine sédimentaire du Complexe de Mézard ont été la cible de travaux d'exploration dans la région du lac Anuc (SNRC 34O; Francoeur et Chapdelaine, 1999; Berclaz *et al.*, 2003) où plusieurs indices aurifères associés à des formations de fer ont été identifiés. Cependant, les formations de fer du Complexe de Mézard de la région de Povungnituk ne contiennent pas de teneurs aurifères importantes.

Les travaux de cartographie effectués à l'été 2002 ont permis de déceler des teneurs anormales en Cu et en Ag. Ces teneurs proviennent d'un échantillon recueilli dans une veine riche en quartz et en sulfures semi-massifs contenue dans des niveaux d'amphibolites. Les amphibolites sont elles-mêmes encaissées dans des leucogranites provenant probablement de la fusion d'un protolithe sédimentaire. Un échantillon choisi d'un amas sulfuré (02-JD-3017) contient des teneurs de 0,6 % Cu et de 3,8 g/t Ag. En lames minces, les veines contiennent 50 % de quartz polygonal à grain moyen, entouré de 10 % de grains de quartz à grain fin et de 15 % de plagioclase. La chlorite, l'épidote, la magnétite et l'hématite se trouvent en trace. Les minéraux opaques sont constitués de 20 à 25 % de pyrite subautomorphe altérée et de 2 à 5 % de chalcopyrite. La pyrite englobe des grains de quartz et la chalcopyrite se retrouve parfois en inclusion dans la pyrite.

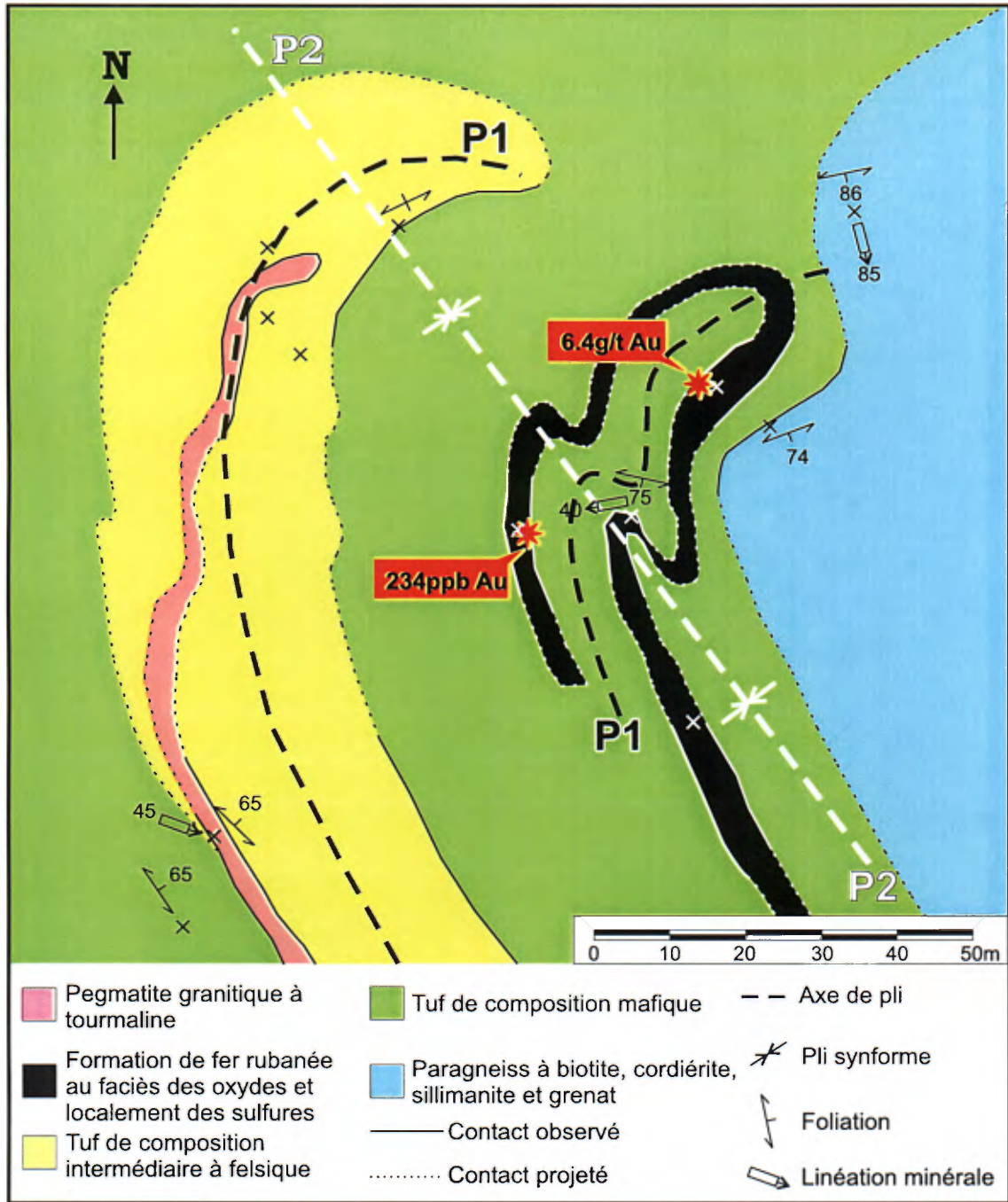


FIGURE 9 - Géologie de l'affleurement 02-AB-103, dans la Ceinture de Juet. Voir la figure 2 pour la localisation.

CONCLUSIONS

Les roches archéennes (2,83 - 2,69 Ga) de la région de Povungnituk ont été subdivisées en deux complexes lithodémiques, deux ceintures volcanosédimentaires, six suites intrusives et une unité lithologique coupés tardivement par 4 familles de dykes d'âge Paléoprotozoïque (< 2,2 Ga). Les complexes de Povungnituk (*Apo*) et de

Mézard (*Amez*), ainsi que la Ceinture de Duquet (*Aduq*), englobent une variété de roches d'origine volcanique et sédimentaire métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites et encaissées à l'intérieur d'unités de granitoïdes. La Suite de Rochefort est constituée d'unités de tonalite et de trondhjémite mises en place entre 2830 et 2766 Ma, suite à plusieurs événements magmatiques. Les unités de roches volcanosédimentaires et de tonalite-trondhjémite ont préservé localement une première phase de déformation ductile (D_1) qui est à l'origine de plis P_1

et d'une fabrique S_1 orientés E-W à WNW-ESE. Cette première déformation est reprise par une deuxième phase de déformation régionale (D_2) à l'origine de la fabrique prédominante orientée N-S à NNW-SSE.

Les unités les plus vieilles sont coupées par les granitoïdes des suites de la Chevrotière (*Alcv*) et de Pinguq (*Apin*) composées de monzogranite-granite-granodiorite et de la Suite de Qilalugalik (*Aqil*) composée de roches enderbitiques. Ces suites se sont mises en place entre 2732 et 2725 Ma et sont associées à des anomalies aéromagnétiques généralement positives. Une phase de déformation en cisaillement dextre (D_3) affecte de manière hétérogène l'ensemble des roches de la région. Elle est à l'origine d'une fabrique mylonitique, synmétamorphique, orientée WNW-ESE et synchrone à la mise en place des granitoïdes porphyroclastiques de la Suite de Pinguq (*Apin*) (2727-2725 Ma) et des diatexites de la Suite de Bylot (*Abyl*) (2737-2722 Ma). La Ceinture de Juet (*Ajut*) est dominée par des unités sédimentaires et volcanoclastiques, métamorphisées au faciès des amphibolites et à celui des schistes verts. Ces unités se sont mises en place après 2722 Ma, soit postérieurement au paroxysme du métamorphisme que représentent les diatexites de la Suite de Bylot (*Abyl*). Finalement, entre 2710 et 2690 Ma, toutes les roches de la région ont subi les effets d'une « granitisation » tardive.

L'ensemble des unités et des structures ductiles (D_1 , D_2 et D_3) est tronqué par des structures D_4 orientées E-W. Ces dernières forment des réseaux anastomosés de zones de cisaillement protomylonitiques à ductiles-fragiles, de pseudotachylites et de failles. Aux phases de déformation archéenne succède un épisode anorogénique, d'âge Paléoprotozoïque, pendant lequel les essais de dykes de Klotz (*pPktz*), de Payne (*pPpay*), d'Irsuaq (*pPirs*) et de Pointe Raudot (*Ppra*) se sont mis en place le long de failles fragiles (D_5). Par la suite, trois phases de déformation d'âge Paléoprotozoïque liées à l'Orogène de l'Ungava (D_6) affectent les roches archéennes immédiatement au sud du front de l'orogène. Le potentiel économique de la région est lié à des minéralisations aurifères associées aux formations de fer de la Ceinture de Juet et à des minéralisations en Cu \pm Ag associées aux veines riches en quartz et en sulfures semi-massifs dans le Complexe de Mézard.

RÉFÉRENCES

- BARAGAR, W. R. A., 1983 - The Circum-Ungava of eastern Hudson Bay: Geology of Cape-Smith region. In: Current Research, part A, Geological Survey of Canada; paper 83-1A, pages 325-328.
- BARAGAR, W. R. A. - MADER, U. - LECHEMINANT, G. M., 1992 - Lac Leclair carbonatitic ultramafic volcanic centre, Cape Smith Belt, Quebec. In: Current Research, Part C, Geological Survey of Canada; Paper 92-1C, pages 103-109.
- BARAGAR, W. R. A. - MADER, U. - LECHEMINANT, G. M., 2001 - Paleoproterozoic carbonatitic ultrabasic volcanic rocks (meimechites?) of Cape Smith Belt, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences; volume 38, pages 1313-1334.
- BARRETTE, P. D., 1987 - Géologie de la région du lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 87-23.
- BARRETTE, P. D., 1990a - Géologie de la région du lac Bolduc, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 89-03.
- BARRETTE, P. D., 1990b - Géologie de la région du lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 88-15.
- BÉDARD, J. H., 2003 - Evidence for regional-scale, pluton-driven, high-grade metamorphism in the Archean Minto Block, Northern Superior Province, Canada. Journal of Geology; Volume 111, pages 183-205.
- BERCLAZ, A. - CADIEUX, A.-M. - SHARMA, K. N. M. - DAVID, J. - PARENT, M. - LECLAIR, A., 2001 - Géologie de la région du lac Aigneau (24E et 24F/04). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-01, 49 pages.
- BERCLAZ, A. - MAURICE, C. - LACOSTE, P. - DAVID, J. - LECLERC, F. - SHARMA, K. N. M. - LABBÉ, J.-Y. - GOULET, N. - BÉDARD, J. - VALLIÈRES, J., 2003 - Géologie de la région du lac Anuc (34O). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-14, 58 pages.
- BOURASSA, Y., 2002 - Géologie, géochimie, géochronologie et métallogénie des indices volcanogènes à Cu-Zn-Au-Ag de la ceinture archéenne de Duquet, Bouclier Supérieur, Nord du Québec. Thèse de maîtrise, Université du Québec à Montréal; 78 pages.
- BURMESTER, R. F. - BARKER, D. S., 1970 - Leaching of quartz from Precambrian hypabyssal rhyolite porphyry, Llano County, Texas. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 28, pages 1-8.
- 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.
- CADIEUX, A.-M. - BERCLAZ, A. - LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M., 2002 - Géologie de la région du lac du Pélican (SNRC 34P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-02, 49 pages.
- CARD, K. D. - CIESIELSKI, A., 1986 - Subdivisions for the Superior Province of the Canadian Shield. Geoscience Canada; volume 13, pages 5-13.
- CARD, K. D. - POULSEN, K. H., 1998 - Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield : Chapter 2. In: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America. (S.B. Lucas and M.R. St-Onge, coordinators); Geology of Canada; volume 7; pages 13-194.
- DAVID, J., en préparation - Géochronologie U-Pb du Projet Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- DAVID, J. - PARENT, M. - STEVENSON, R. - NADEAU, P. - GODIN, L., 2002 - La séquence supracrustale de Porpoise Cove, région d'Inukjuak; un exemple unique de croûte paléo-

- archéenne (ca 3,8 Ga) dans la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2002-10, page 17.
- DAVIS, D. W., 1982 - Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2141-2149.
- FAHRIG, W. F. - CHRISTIE, K. W. - CHOWN, E. H. - MACHADO, N., 1986 - 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.
- FAHRIG, W. F., 1987 - The tectonic settings of continental mafic dyke swarms: failed arms and early passive margin. In: *Mafic dyke swarms*. (Fahrig, W.F. and Halls, H.C., editors). Geological Association of Canada; Special paper 34, pages 331-348.
- FAN, J. - KERRICH, R., 1997 - Geochemical characteristics of aluminium depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: A heterogeneous mantle plume-convergent margin environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*; volume 61, pages 4723-4744.
- FRANCOEUR, G. - CHAPDELAIN, M., 1999 - Projet Minto (1121), permis de Kogaluc, rapport des travaux 1996. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53364, 65 pages.
- FRAZIER, A. S. - GOBEL, V. W., 1982 - Rutile as cause of blue color of quartz from Llanite, Llano County, Texas. *The Geological Society of America*; Abstracts with Programs, volume 14, number 3, page 111.
- FROST, B. R. - BARNES, C. G. - COLLINS, W. J. - ARCULUS, R. J. - ELLIS, D. J. - FROST, C. D., 2001 - A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 42, pages 2033-2048.
- GOREVA, J. S. - ROSSMAN, G. R., 2001 - Colored varieties of quartz arising from inclusions. *Goldschmidt conference Abstracts*; number 3676.
- GOSSELIN, C. - SIMARD, M., 2000 - Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06, 29 pages.
- GOSSELIN, C. - SIMARD, M. - DAVID, J., 2001 - Géologie de la région du lac des Loups Marins (SNRC 34A). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-10, 42 pages.
- GOSSELIN, C. - ROY, P. - DAVID, J., 2002 - Géologie de la région du lac Bienville (SNRC 33P). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-11, 38 pages.
- GOULET, N., 2001 - New similarities in the tectonic style of folding and fracturing between the Cape Smith and Labrador Trough Fold Belts, northern Quebec. *Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada*; Abstracts, volume 26, page 53.
- GOUTIER, J. - DION, C. - OUELLET, M. C. - DAVIS, D. W. - DAVID, J. - PARENT, M., 2002 - Géologie de la région du lac Guyer (33G/05, 33G/06 et 33G/11). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-15, 53 pages.
- JENSEN, L. S., 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ontario Division of Mines*; miscellaneous paper 66.
- LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P. - LECLAIR, A. - PARENT, M. - DAVY, J., 2000 - L'indice de Ni-Cu-Co de Qullinaaraaluk : un nouveau type de minéralisation dans les roches archéennes du Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; PRO 2000-11, 12 pages.
- LAMOTHE, D., 1997 - Géologie de la région du lac Dupire (34H/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-01, 17 pages.
- LECLAIR, A. - PARENT, M. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M. - DION, D.-J., 2001a - Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12, 46 pages.
- LECLAIR, A. - BERCLAZ, A. - DAVID, J. - PERCIVAL, J. A., 2001b - Regional geological setting of Archean rocks in the northeastern Superior Province. *Geological Association of Canada / Mineralogical Association of Canada*; Abstracts, volume 26, page 84.
- LECLAIR, A. - BERCLAZ, A. - DAVID, J. - PERCIVAL, J. A., 2002 - Les événements tectonomagmatiques du nord-est de la Province du Supérieur. Dans : *Projet de cartographie du Grand-Nord - Rapport d'atelier*. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 2002-01, pages 65-67.
- LEMIEUX, G. - HARNOIS, L. - BERCLAZ, A. - STEVENSON, R. - SHARMA, K. N. M., 2001 - Caractérisation pétrochimique des dykes de lamprophyre et de carbonatite de la région du lac Aigneau, NE de la Province du Supérieur. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 2001-08, page 23.
- LUCAS, S. B., 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.
- LUDDEN, J. - GÉLINAS, L. - TRUDEL, P., 1982 - Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Québec. *Mobility of trace elements and petrogenetic constraints*. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 19, pages 2276-2287.
- LUDWIG, K. R., 2000 - Isoplot/Ex v.2.32: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center*; Special Publication 1a.
- MACHADO, N. - GOULET, N. - GARIÉPY, C., 1989 - U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 26, pages 1-15.
- MACLEAN, W. H. - BARRETT, T. J., 1993 - Litho-geochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration*; volume 48, pages 109-133.
- MADORE, L. - BANDYAYERA, D. - BÉDARD, J. H. - 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 99-11, 41 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y., 2000 - Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-05, 37 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y. - SHARMA, K. N. M. - LABBÉ, J.-Y. - LACOSTE, P. - DAVID, J. - BROUSSEAU, K. - HOCQ, M., 2001 - Géologie de la région du lac Klotz (35A) et du Cratère du

- Nouveau-Québec (1/2 sud de 35H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-09, 44 pages.
- MADORE, L. - LARBI, Y. - LABBÉ J.-Y. - SHARMA, K. N. M. - LACOSTE, P. - DAVID, J., 2002 - Géologie de la région du lac Couture (35B) et des lacs Nuvilik (35G, partie sud). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-04, 42 pages.
- MANIAR, P. D. - PICCOLI, P. M., 1989 - Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin; volume 101, pages 635-643.
- MOORHEAD, J., 1988 - Géologie de la région du lac Hubert, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 86-01.
- MOORHEAD, J., 1996 - Géologie de la région du lac Hubert (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-06, 111 pages.
- 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.
- OLENSKY, M. E. - SYLVESTER, P. J. - JAMES, B. P., 1988 - Origin and significance of blue coloration in quartz from Llano rhyolite (llanite), north-central Llano County, Texas. American Mineralogist; volume 73, pages 313-323.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M., 2000 - Géologie de la région du lac Nedluc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.
- PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M. - LACOSTE, P., 2002 - Géologie de la région du lac Vernon (34J). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2001-11, 40 pages.
- PARRISH, R. R., 1989 - U-Pb geochronology of the Cape Smith belt and Sugluk block, northern Quebec. Geoscience Canada; volume 16, pages 126-130.
- 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. - CARD, K. D., 1994 - Geology, Lac Minto - Rivière aux Feuilles. Geological Survey of Canada; Map 1854A, scale 1/500 000.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - CARD, K. D., 1995a - Geology, Rivière Kogaluc - Lac Qalluviartuuq region (parts of 34J and 34O) Geological Survey of Canada; Open file 3112.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - CARD, K. D., 1995b - Granite-greenstone terranes of the northern Minto block, northeastern Superior Province, Quebec. In : Current Research 1995-C, Geological Survey of Canada; pages 141-150.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996a - Geology, Lac Couture, Quebec, Geological Survey of Canada; Open file 3315.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996b - Granite-greenstone terranes of the northern Minto block, northeastern Superior Province, Quebec. In: Current Research 1996-C, Geological Survey of Canada; pages 157-167.
- PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1997a - Reconnaissance geology of the Pelican - Nantais belt, northeastern Superior province, Quebec. Geological Survey of Canada; Open file 3525.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1997b - 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.
- PERCIVAL, J. A. - SKULSKI, T., 2000 - Tectonothermal evolution of the Northern Minto Block, Superior Province, Quebec, Canada. The Canadian Mineralogist; volume 38, pages 345-378.
- PERCIVAL, J. A. - STERN, R. A. - SKULSKI, T., 2001 - Crustal growth through successive arc magmatism: reconnaissance U-Pb SHRIMP data from the northeastern Superior Province, Canada. Precambrian Research; volume 109, pages 203-238.
- PICARD, C., 1986 - Pétrologie des roches magmatiques de la Fosse de l'Ungava : coupes lithologiques au sud du lac Lanyan et à l'est du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 85-26.
- PICARD, C., 1989 - Lithogéochimie des roches volcaniques protérozoïques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (région au sud du lac Lanyan). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; ET 87-14.
- SHARMA, K. N. M., 1996 - Légende générale de la carte géologique. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 96-28, 89 pages.
- SIMARD, M. - GOSSELIN, C. - DAVID, J., 2001 - Géologie de la région de Maricourt (SNRC 24 D). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-07, 50 pages.
- SIMARD, M. - PARENT, M. - DAVID, J. - SHARMA, K. N. M., 2003 - Géologie de la région de la rivière Innuksuac (34K et 34L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2002-10, 46 pages.
- SIMARD, M. - PARENT, M. - THÉRIAULT, R. - DAVID, J. - LACOSTE, P. - SHARMA, K. N. M. - en préparation - Géologie de la région du Lac à l'Eau Claire (34B et 34C). Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- SKULSKI, T. - ORR, P. - TAYLOR, B., 1997 - Archean carbonatite in the Minto Block, NE Superior Province. GAC-MAC-Ottawa 1997; Program with Abstracts, pages A-138 - A-139.
- STERN, R. A. - PERCIVAL, J. A. - MORTENSEN, J. K., 1994 - Geochemical evolution of the Minto block: a 2.7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. Precambrian Research; volume 65, number 1-4, pages 115-153.

- STEVENSON, I. M., 1968 - A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 356.
- ST-ONGE, M. R. - LUCAS, S. B., 1990 - 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.
- SUN, S.-S. - MCDONOUGH, W. F., 1989 - Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological Society; Special Publication 42, pages 313-345.
- TAYLOR, F. C., 1982 - Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; Memoir 399.
- TOGOLA, N., 1989 - Géologie de la région de la Baie Korak, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DP 89-06.
- TOGOLA, N., 1992 - Géologie de la région de la Baie de Korak (Fosse de l'Ungava). Ministère des Ressources naturelles, Québec; ET 91-07, 39 pages.
- VERPAELST, P. - BRISEBOIS, D. - PERREAULT, S. - SHARMA, K. N. M. - DAVID, J., 2000 - Géologie de la région de la Rivière Koroc et d'une partie de la région de Hébron (SNRC 24I et 14L). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-08, 59 pages.

ANNEXE 1 - PHOTOGRAPHIES

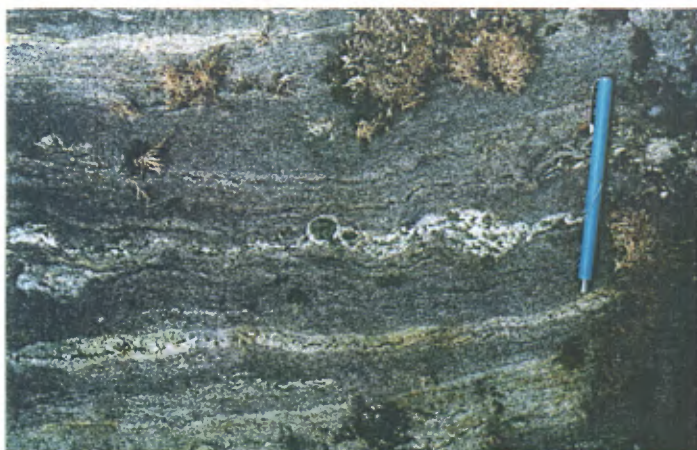


PHOTO 1 - Roche volcanique migmatisée et mobilisat felsique à clinopyroxène du Complexe de Povungnituk (Apov1).



PHOTO 2 - Paragneiss migmatisé à porphyroblastes de grenat du Complexe de Mézard (Amez2).



PHOTO 3 - Diatexite à *schlierens* de biotite du Complexe de Mézard (Amez2).



PHOTO 4 - Formation de fer au faciès des oxydes de la Ceinture de Juet (Ajut1).

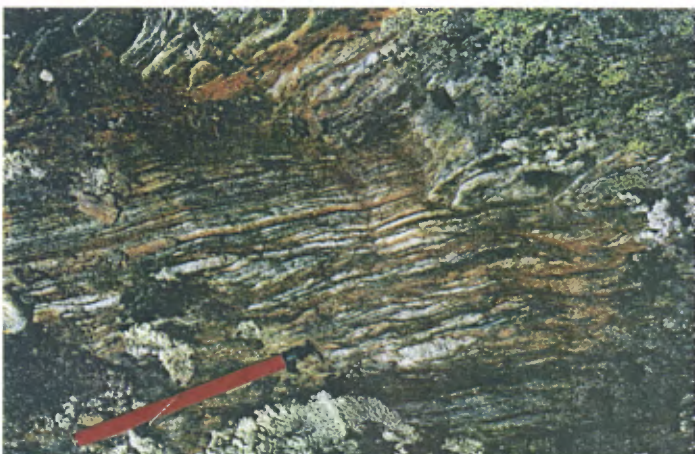


PHOTO 5 - Formation de fer au faciès des sulfures de la Ceinture de Juet (Ajut1).



PHOTO 6 - Dyke de carbonatite démembré trouvé dans les tonalites de la Suite de Rochefort (Arot).

ANNEXE 2 - PHOTOGRAPHIES



PHOTO 1 - Enclave d'enderbite de la Suite de Qilalugalik (Aqil3) dans les monzogranites porphyroclastiques de la Suite de Pinguq (Apin1).



PHOTO 2 - Monzogranite porphyroclastique de la Suite de Pinguq (Apin1).



PHOTO 3 - Protomylonite dérivée de l'unité de monzogranite porphyroclastique de la Suite de Pinguq (Apin1).



PHOTO 4 - Diatexite de composition tonalitique de la Suite de Bylot (Aby11).



PHOTO 5 - Anorthosite gabbroïque de la Suite de Couture (Acot1).

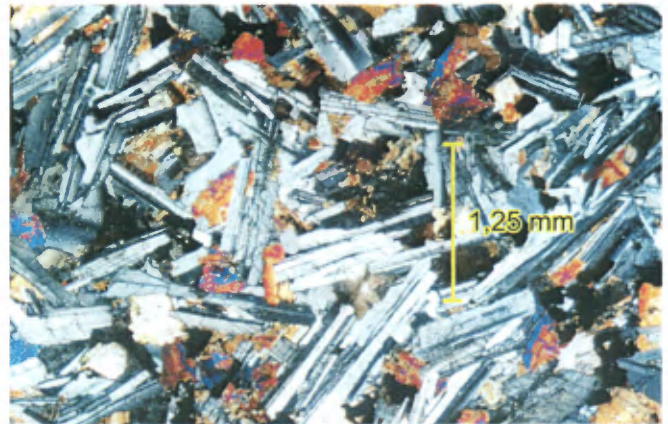


PHOTO 6 - Photomicrographie en lumière polarisée d'un dyke de diabase de la rivière Irsuaq (pPirs).

Résumé

La géologie de la région de Povungnituk (SNRC 35C et la partie sud-est de 35F) a été cartographiée à l'échelle de 1 : 250 000 à l'été 2002. Elle a été subdivisée en deux complexes lithodémiques, deux ceintures volcanosédimentaires, six suites intrusives, une unité lithologique et quatre lithodèmes qui s'étant mis en place entre 2,8 et 1,8 Ga. Les complexes de Povungnituk et de Mézard, ainsi que la Ceinture de Duquet, englobent des roches variées d'origine volcanosédimentaire, métamorphisées au faciès des amphibolites et des granulites et encaissées à l'intérieur de différentes unités de granitoïdes. Les roches volcanosédimentaires de la Ceinture de Juet sont métamorphisées au faciès des schistes verts et des amphibolites et ne sont pas coupées par les suites intrusives felsiques. Les unités plutoniques ont été regroupées en suites qui, de la plus vieille à la plus jeune, sont les suivantes : (i) les roches mafiques à ultramafiques de la Suite de Couture; (ii) les tonalite-trondhémite-granodiorite-granite de la Suite de Rochefort (2830 à 2766 Ma); (iii) les granite-granodiorite des suites de La Chevrotière (2732 Ma) et de Pinguq (2727 Ma); (iv) les enderbite-opdalite-charnockite de la Suite de Qilalugalik (2730 Ma); (v) les diatexites de la Suite de Bylot (2737 à 2722 Ma). Ces unités sont traversées par quatre familles de dykes de gabbro et de diabase d'âge Paléoprotérozoïque, les dykes de : Klotz (2209 Ma), de Rivière Payne (>2000 Ma), de Rivière Irsuaq et de Pointe Raudot. Les roches de la région ont subi une déformation polyphasée. Une première

phase de déformation ductile (D_1) est à l'origine de plis P_1 et d'une fabrique S_1 , orientés E-W à WNW-ESE qui ne sont préservés que localement dans les unités volcanosédimentaires. Cette déformation est reprise par une deuxième phase de déformation régionale (D_2) qui est à l'origine de la fabrique prédominante orientée N-S à NNW-SSE. Une phase de déformation en cisaillement dextre (D_3) affecte de manière hétérogène l'ensemble des roches de la région. Cette phase de déformation est à l'origine d'une fabrique mylonitique symmétamorphique, orientée WNW-ESE et synchronique à la mise en place des granitoïdes porphyroclastiques de la Suite de Pinguq et des diatexites de la Suite de Bylot. À ces trois phases de déformation archéenne succède un épisode anorogénique d'âge Paléoprotérozoïque pendant lequel les essaims de dykes de Klotz, de Payne et d'Irsuaq se sont mis en place le long de failles fragiles (D_5). Par la suite, trois phases de déformation paléoprotérozoïque liées à l'Orogène de l'Ungava (D_6) affectent les roches archéennes immédiatement au sud du front de l'orogène.

Le potentiel économique de la région est mis en évidence par deux types de minéralisations : 1) des minéralisations aurifères associées à des formations de fer au faciès sulfuré dans la Ceinture de Juet et 2) des minéralisations en $Cu \pm Ag$ dans des veines riches en quartz et en sulfures semi-massifs observées dans le Complexe de Mézard.

Ressources
naturelles,
Faune et Parcs

Québec

