RG 99-13

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC NEDLOUC (SNRC 34H ET 24E)

Documents complémentaires

Additional Files

Licence

License

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

Énergie et Ressources naturelles
Québec

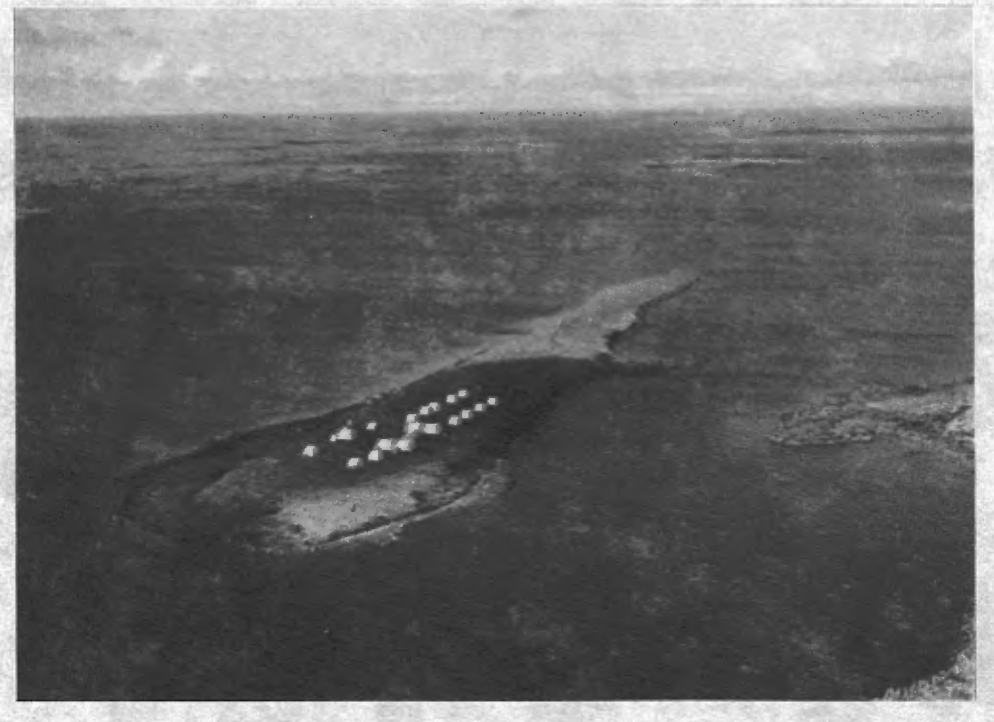
GÉOLOGIE DE LA RÉGION DU LAC NEDLOUC

(SNRC 34H ET 24E)

Martin Parent
Alain Leclair
Jean David
Kamal N. M. Sharma

RG 99-13

Accompagne les cartes
SI-34H-C2G-00C et SI-24E-C2G-00C



Campement du lac Nedlouc

2000

Québec

Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E)

Martin Parent
Alain Leclair
Jean David
Kamal N. M. Sharma

RG 99-13
Accompagne les cartes SI-34H-C2G-00C et SI-24E-C2G-00C

RÉSUMÉ

Les travaux entrepris durant l'été 1998 dans la région du lac Nedlouc s'inscrivent dans le cadre du nouveau programme Grand-Nord visant à cartographier le bloc de Minto dans l'extrémité nord-est de la Province du Supérieur. Ces travaux consistaient à effectuer un levé géologique à l'échelle du 1 : 250 000 des feuillets SNRC 34H et 24E (partie ouest) qui sont situés entre la rivière aux Feuilles et la rivière aux Mélèzes, à environ 250 km au sud-ouest de Kuujjuaq.

La région du lac Nedlouc renferme des roches archéennes appartenant aux domaines lithotectoniques de Tikkerutuk, du Lac Minto, de Goudalie et d'Utsalik. Une subdivision lithodémique est proposée afin d'établir une stratigraphie pour l'ensemble des roches de la région, tout en conservant la notion de domaine lithotectonique. Cette approche permet de préciser le cadre stratigraphique et d'effectuer les corrélations nécessaires avec les travaux antérieurs. Les roches supracrustales se trouvent à l'intérieur des complexes de Duvert et de Dupire. Le Complexe de Duvert comprend quatre unités informelles : les basaltes, les andésites, les paragneiss et les roches ultramafiques, tous fortement métamorphisés. Ces unités, disposées en lambeaux, sont délimitées par des zones de cisaillement et par des intrusions syn à tardi-tectoniques. Certains de ces lambeaux sont continus sur plusieurs kilomètres et forment les ceintures de Duvert, de Natuak et de Morrice. Le Complexe de Dupire englobe les cinq lambeaux de roches volcaniques, de formations de fer et de paragneiss qui forment la ceinture de Dupire. Pour leur part, les roches intrusives forment des suites lithodémiques qui peuvent être soit exclusives à un domaine en particulier (la rivière aux Mélèzes [Goudalie], Charnière [lac Minto], Lippens [Tikkerutuk], Monchy et Suluppaugalik [Utsalik]), soit communes à plus d'un domaine lithotectonique [rivière aux Feuilles, Bacqueville, Morrice, La Chevrotière, MacMahon).

Les roches métamorphisées de la région du lac Nedlouc reflètent une évolution tectonométamorphique complexe marquée par la présence de nombreuses intrusions pré à post tectoniques, ainsi que par plusieurs phases de déformation qui ont eu pour effet de démembrer les ceintures de roches supracrustales. Le patron d'affleurement des unités illustre un contexte structural complexe comprenant cinq phases de déformation ductiles (D1-D5) ainsi qu'une phase de déformation cassante (D6). Un épisode de métamorphisme au faciès des granulites (M1) est marqué par la présence d'orthopyroxène dans certaines lithologies. Un deuxième épisode de métamorphisme (M2) est, quant à lui, représenté dans les diatexites de la Suite de la rivière aux Mélèzes par l'assemblage métamorphique andalousite-cordiérite-sillimanite-grenat. Cet assemblage est caractéristique de conditions métamorphiques aux faciès des amphibolites sous des pressions inférieures à 3,5 kbar. Une réactivation locale des conditions granulitiques (M2+) se manisteste par la production de mobilisats non déformés à orthopyroxène, clinopyroxène et hornblende.

(Suite: à la page suivante)

(Résumé : suite)

La région est perçue comme recelant un potentiel minéral prometteur depuis la découverte de plusieurs nouvelles zones minéralisées dans les ceintures de Duvert, de Morrice et de Natuak. Les minéralisations ont été observées dans quatre contextes géologiques différents : formations de fer au faciès des silicates et/ou des oxydes intercalées avec des paragneiss et des métavolcanites (1,3 g/t Au); horizons siliceux associés aux métavolcanites mafiques (220 ppb Au; 0,85 % Cu); horizons situés à l'interface entre des roches ultramafiques et des métavolcanites mafiques (0,18 % Cu, 270 ppb Au, 2,6 ppm Ag); zones de cataclasites tardives enrichies en quartz (130 ppb Au, 0,16 % Pb, 0,11 % Zn).

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction
Alain Simard p.i.

Service Géologique de Québec
Pierre Verpaelst

Responsable des inventaires géologiques
Robert Marquis

Édition et mise en page
Jean-Pierre Lalonde

Dessin assisté par ordinateur
Alain Leclair, Martin Parent et Charlotte Grenier

Supervision technique
André Beaulé

Document accepté pour publication le 99/07/16

Dépôt légal - Bibliothèque nationale de Québec
ISBN : 2-551-19943-3
© Gouvernement du Québec, 2000

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION 5
Localisation, accès et nature du terrain 6
Méthode de travail 7
Travaux antérieurs 7
Remerciements 7
GÉOLOGIE RÉGIONALE 8
STRATIGRAPHIE 9
Domaine de Goudalie 9
Complexe de Duvert (Advt) 9
Suite de la rivière aux Mélèzes (Aram) 15
Domaine du lac Minto 16
Sous-domaine de Dupire (Adpr) 16
Suite de Charnière (Achn) 18
Suite du lac Minto (Amin) 18
Paragneiss (AMNT1) 18
Domaine de Tikkerutuk 19
Suite de Lippens (Allp) 19
Domaine d'Utsalik 20
Complexe de Quamaniq (Aqmq) 20
Suite de Monchy (Amcy) 20
Suite de Suluppaugalik (Aspk) 20
Intrusions transcendant plusieurs domaines lithotectoniques 21
Suite de la rivière aux feuilles (Arfe) 21
Suite de Bacqueville (Abcv) 22
Suite de MacMahon (Acmm) 22
Suite de la Chevrotière (Alcv) 22
Suite de Morrice (Agdm) 22
Dykes de diabase protérozoïque 22
STRUCTURE 23
Éléments structuraux et phases de déformation 23
MÉTAMORPHISME 26
GÉOCHRONOLOGIE 27
Tuf (Advt2) du Complexe de Duvert et diatexite (Aram) de la Suite de la rivière aux Mélèzes (domaine de Goudalie) 27
Tonalite de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe2) et granite de la Suite de Morrice (Agdm) 28
Tufs felsiques du Complexe de Dupire (Adpr3) et tonalite de la Suite de Charnière (Achn1) 28
Enderbite et charnockite de la Suite de Lippens (Allp) 29
LITHOGÉOCHIMIE 29
Résultats 29
Éléments majeurs et traces 29
Éléments des terres rares 32

(suite à la page suivante)

(Table des matières : suite)

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE 33
Formations de fer 36
Horizons siliceux 36
Horizons situés à l'interface entre des roches ultramafiques et des basaltes 36
Zones de cataclasites tardives riches en quartz 37
DISCUSSION ET CONCLUSION 37
RÉFÉRENCES 37
ANNEXE 1 41
ANNEXE 2 43

INTRODUCTION

Les roches archéennes de l'extrémité nord-est de la Province du Supérieur occupent plus de 250 000 km² du nord du Québec. Toutefois, à cause de leur éloignement, ces roches n'ont fait l'objet que de cartographies régionales et de travaux d'exploration dans des secteurs restreints. Géologie Québec a donc amorcé en 1998 un important programme de cartographie du Grand-Nord québécois (nord du 55e parallèle) afin d'ouvrir ce vaste territoire peu connu à l'exploration minière. Le Programme Grand-Nord a pour objectifs de dresser le cadre géologique à l'échelle de 1 : 250 000 et de mettre en valeur les contextes géologiques les plus propices pour la découverte de nouveaux indices. Cette initiative est incontestablement le plus ambitieux projet de cartographie géologique régionale entrepris en Amérique du Nord. Les travaux sont réalisés par une équipe pluridisciplinaire réunissant des géologues de Géologie Québec et des collaborateurs externes, qui sont spécialisés en cartographie géologique, en géologie structurale, en métallogénie, en géochronologie, en géochimie et en géophysique. Les données recueillies permettront de préciser la nature, l'origine et l'évolution géologique du bloc de Minto localisé dans le nord-est de la Province du Supérieur et de cerner les secteurs les plus intéressants pour la recherche de métallotectes.

La cartographie effectuée au cours de l'été 1998 dans la région du lac Nedlouc s'insère dans le cadre du Programme Grand-Nord. La région, située entre les rivières aux Feuilles et aux Mélèzes, couvre la partie centrale du bloc de Minto qui se trouve dans les feuillets SNRC 34H et 24E (figure 1). Elle couvre une partie des domaines de Tikkerutuk, du lac Minto, de Goudalie et d'Utsalik (figure 2) tels que définis par Percival et Card (1994) d'après des critères aéromagnétiques et lithologiques. Les travaux réalisés en 1998 ont permis de préciser la nature de ces domaines et de rectifier la subdivision lithotectonique du bloc de Minto dans la région étudiée.

Ce rapport contient les résultats et les interprétations qui découlent des levés géologiques réalisés dans la région du lac Nedlouc (34H) et dans l'extrémité ouest de la région du lac Aigneau (24E). Il incorpore la cartographie effectuée par Percival et Card (1994) dans la portion nord-ouest de la région du lac Nedlouc et celle effectuée par

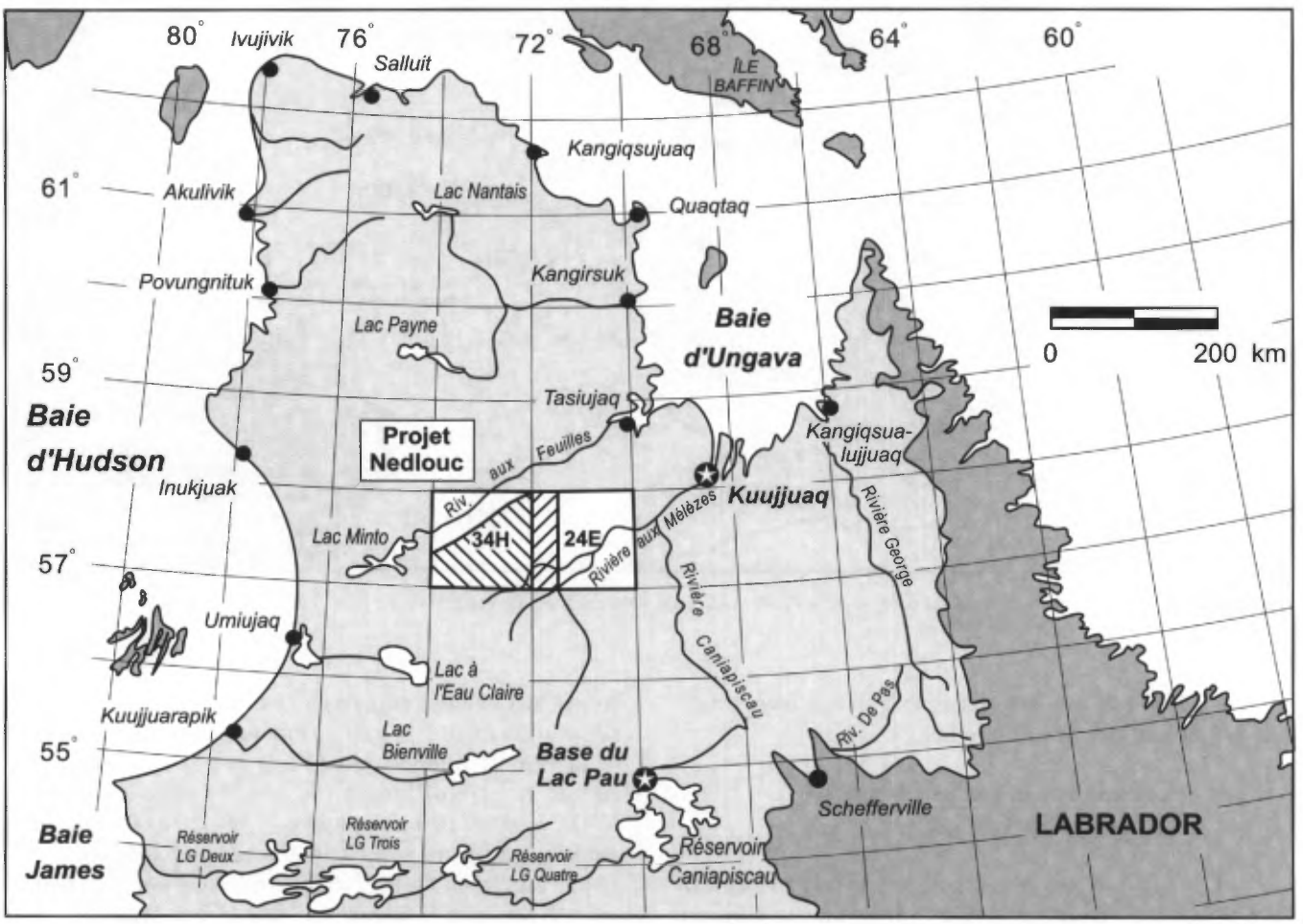


FIGURE 1 - Localisation de la région du lac Nedlouc.

FIGURE 2 - Subdivision lithotectonique du nord-est de la Province du Supérieur (modifiée de Percival *et al.*, 1997b) et localisation des projets récents de cartographie géologique dans le Grand-Nord.

Lamothe (1997) dans la région du lac Dupire qui est située dans la portion sud-est de notre région.

Localisation, accès et nature du terrain

La région du lac Nedlouc se situe dans un secteur isolé du Québec nordique au cœur du Nunavik. Elle est localisée au milieu de la péninsule de l'Ungava entre la rivière aux Feuilles et la rivière aux Mélèzes (figure 1). Le centre de la région se trouve à environ 250 km au sud-ouest de la ville de Kuujjuaq qui se situe à proximité de la rive sud de la baie d'Ungava. Ses limites sont les latitudes 57°00' et 58°00' et les longitudes 71°30' et 74°00'. La région étudiée couvre une superficie d'environ 16 600 km².

La région du lac Nedlouc est accessible par hydravion, à partir de Kuujjuaq ou à partir de la base d'hydravion du lac Pau située près du réservoir Caniapiscau à un

peu plus de 300 km au sud. Les plans d'eau dans la région sont libres de glace pour l'amerrissage vers la mi-juin. Au moins deux pistes d'atterrissage, praticables par avion à décollage court (type Twin Otter), se trouvent dans les extrémités nord et est de la région.

La région du lac Nedlouc coincide avec la limite entre la toundra forestière et la toundra arctique. La limite des arbres traverse le centre de la région près du lac Nedlouc et longe la rivière aux Feuilles vers le nord-est. Les forêts, peuplées d'épinettes noires et de mélèzes, sont généralement très dégagées et restreintes aux creux des vallées. Le relief est de faible à modéré, avec des différences d'altitude variant entre 130 et 420 mètres au-dessus du niveau de la mer. Les vallées des rivières principales sont les plus profondes, démarquées par près de 300 mètres de dénivellation. Les affleurements, nombreux et généralement de grande taille, sont recouverts de lichens, ce qui leur donne une teinte foncée uniforme indépendamment de la lithologie. Le centre nord de la région présente une importante couverture de dépôts glaciaires caractérisés par des *felsenmeers* de plusieurs dizaines de kilomètres carrés.

Méthode de travail

Les travaux de terrain dans la région du lac Nedlouc se sont échelonnés sur une période de 11 semaines. La cartographie a été effectuée par six géologues pendant la première moitié de l'été et par cinq géologues durant la deuxième moitié. Les équipes de cartographie, chacune composée d'un géologue et d'un assistant, étaient mobilisées sur le terrain par un hélicoptère Long Ranger du type 206-L à partir du camp de base situé aux abords du lac Nedlouc, au centre de la région. Les levés géologiques ont été réalisés à l'aide de traverses variant entre 8 et 15 km de longueur, et espacées de 4 à 10 km selon la complexité de la géologie et la densité des affleurements. Des efforts particuliers ont été portés sur les secteurs renfermant des ceintures de roches volcano-sédimentaires. Des levés ponctuels sur près de 150 sites atteints par hélicoptère ont permis de combler la couverture cartographique. L'interprétation de la géologie s'est faite à partir de bases topographiques au 1 : 125 000, en incorporant les données aéromagnétiques et de télédétection, pour ensuite être compilée au 1 : 250 000. La carte géologique de la région du lac Nedlouc ainsi que les données recueillies sur le terrain sont contenues dans la base de données informatisée du système SIGÉOM du ministère des Ressources naturelles du Québec.

Au cours des travaux de terrain, environ 1550 échantillons de roche ont été recueillis et tranchés pour des études plus approfondies. Parmi les échantillons les plus représentatifs, 102 ont été choisis pour des analyses totales et 229 pour des analyses de substances économiques. Tous les résultats de ces analyses sont disponibles dans la base de données de SIGÉOM. En tout, 150 échantillons ont servi à la confection de lames minces. Dix échantillons ont été prélevés pour la datation des événements géologiques majeurs, soit par la méthode U-Pb et/ou Pb-Pb. Le projet de géochronologie du programme Grand-Nord est réalisé par Jean David au laboratoire de GÉOTOP à l'Université du Québec à Montréal.

Travaux antérieurs

Géologie Québec a réalisé, à l'été 1998, trois nouveaux levés géologiques à l'échelle du 1 : 250 000 dans le nord-est de la Province du Supérieur (figure 2). Avant 1998, l'information géologique dans le Grand-Nord était essentiellement contenue dans les cartes de reconnaissance datant des années 50 et 60 (Eade, 1966; Stevenson, 1968), ainsi que dans les cartes géologiques réalisées au cours des années 90 dans certaines régions ciblées (Percival et Card, 1994; Percival *et al.*, 1995, 1996, 1997a; Lamothe, 1997). La carte géologique couvrant la région du lac Nedlouc englobe la carte au 1: 50 000 de Lamothe (1997) réalisée dans la région du lac Dupire et la carte au 1: 500 000 de Percival et Card (1994) couvrant la région qui longe la rivière aux Feuilles (figure 2). Le reste de la région est couvert par le levé de reconnaissance au 1 : 1 000 000 de Stevenson (1968). Ce levé est basé uniquement sur l'information recueillie le long de lignes de survol prédéterminées avec des sites d'observation espacés d'environ 10 km.

Dans le cadre du Programme Grand-Nord, la région du lac Nedlouc a été couverte par un levé de géochimie des sédiments de lacs (MRN, 1998) effectué par SIAL à l'été 1997 et financé par le MRN et cinq partenaires de l'industrie. Au total, 1287 échantillons ont été prélevés dans cette région, ce qui correspond à un espacement d'environ 3,5 km entre chaque site d'échantillonnage. Les résultats ont permis de déceler plusieurs anomalies intéressantes pouvant devenir des cibles d'exploration. Certaines de celles-ci se superposent à des anomalies aéromagnétiques et à des ensembles géologiques, tels que des ceintures de roches volcano-sédimentaires (Labbé *et al.*, 1999).

Depuis 1993, la région du lac Nedlouc a été l'objet de travaux d'exploration effectués par les sociétés Soquem, Cambior, Cominco et Falconbridge. Les rapports de travaux statutaires qui ont été déposés mentionnent un potentiel minéral prometteur notamment pour l'or, les métaux usuels et l'uranium à plusieurs endroits dans la région (Chapdelaine, 1995, 1996; Quirion, 1999). Suite aux résultats obtenus l'été dernier, certaines sociétés poursuivent leurs travaux d'exploration dans la région.

Remerciements

Les auteurs de ce rapport remercient les membres de l'équipe de cartographie, Chantal Bilodeau, Marianne Bonnay, Julien Davy, Éric Gauthier, Jean-Yves Labbé, Edith Martel, Simon Paquet, Patrice Lampron, Pauline Saunders

et Bruce Qinuajuak, qui ont été des collaborateurs consciencieux et des travailleurs efficaces. Le chef cuisinier, Alexandre Bouffard, a su maintenir l'esprit d'équipe du groupe en lui présentant une cuisine exceptionnelle. Jolyn Hébert nous a fait profiter de ses talents remarquables comme homme de camp en effectuant un travail impeccable tout au cours de l'été. Les cartes géologiques numériques ont été produites dans SIGÉOM grâce à l'assistance technique indispensable de Christian Garneau, de Jacques Fournier et de Nelson Leblond. La coopération de Denis-Jacques Dion et de Denis Lefebvre a été grandement appréciée dans la préparation des cartes aéromagnétiques pour les travaux de terrain. Les Entreprises Hélicoptères Canadiens ont assuré un transport efficace et sécuritaire entre le camp de base et les sites de cheminements grâce à leurs pilotes, Martin Massicotte et Arliss Thivierge, et à leurs mécaniciens, Serge Blouin et Guy Labelle. Les compagnies d'aviation Johnny May's Air Charter Ltd., Air Saguenay inc. et Air Inuit Ltd. ont assuré le transport du matériel et l'approvisionnement du camp avec célérité. Le Service des technologies à référence spatiale a produit pour les travaux de terrain des spatiocartes régionales à partir d'images Landsat.

GÉOLOGIE RÉGIONALE

La région du lac Nedlouc est située au milieu du bloc de Minto dans l'extrémité nord-est de la Province du Supérieur. Le bloc de Minto contient surtout des roches métamorphiques de haut grade et des roches plutoniques. Il se caractérise par des anomalies magnétiques à relief accentué, d'orientation NNW-SSE. Il est bordé, à l'est, par les roches paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador (Orogène du Nouveau Québec) et, au nord et à l'ouest, par des roches équivalentes de la Fosse de l'Ungava (Orogène trans-hudsonien). Au sud, on trouve les roches plutoniques de la sous-province de Bienville et les roches granulitiques de la sous-province d'Ashuanipi. Le bloc de Minto peut être subdivisé en différents domaines lithotectoniques d'après des critères lithologiques, structuraux et aéromagnétiques (Percival *et al.*, 1997b) (figure 2). Ces domaines, renfermant des ensembles géologiques de diverses compositions et de différents âges, peuvent s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres de longueur. En termes de diversité et d'échelle, la majorité des domaines sont comparables aux sous-provinces de la partie méridionale du Supérieur (Card et Poulsen, 1998). Ils renferment principalement des roches plutoniques variées dans lesquelles sont encaissées de nombreuses séquences volcano-sédimentaires bien préservées. Les complexes plutoniques sont essentiellement constitués de tonalite, de granodiorite, de diatexite et de granite, avec des enclaves et des intrusions de diorite, de gabbro et de pyroxénite. Ces roches sont massives, foliées ou gneissiques et comprennent deux suites intrusives majeures : des granitoïdes à hornblende-biotite et des granitoïdes à pyroxène. En général, les massifs granitiques et charnockitiques sont associés à de vastes (40-100 km de large) anomalies aéromagnétiques positives, tandis que les séquences volcano-sédimentaires sont confinées à des quilles étroites (10-20 km). Ces séquences sont composées de basalte, de grauwacke, de formations de fer, de tuf et, en quantité moindre, de rhyolite, de grès, de conglomérat et de roches ultramafiques. Localement, on observe des niveaux métriques de marbre calcitique et dolomitique continus sur près d'un kilomètre. Le métamorphisme des séquences supracrustales varie du faciès supérieur des schistes verts au faciès des granulites.

Les travaux de Percival *et al.* (1991, 1992), le long de la rivière aux Feuilles, ont mené à une première subdivision permettant de proposer les limites et de définir les caractéristiques lithologiques des domaines de Tikkerutuk, du lac Minto, de Goudalie et d'Utsalik. Des travaux plus récents (Percival *et al.*, 1994, 1996, 1997b) ont permis d'ajouter, entre autre, les domaines lithotectoniques d'Inukjuak, de Philpot, de Qalluviartuuq, de Lepelle et de Douglas Harbour. Ces domaines sont définis par des signatures magnétiques distinctes et par des contrastes lithologiques, structuraux et métamorphiques. Bien que chacun des domaines soit caractérisé par des lithologies types, la transition entre ceux-ci n'est pas clairement comprise. L'absence de limites tectoniques observables sur le terrain entre les différents domaines lithotectoniques pourrait s'expliquer par la mise en place d'un important volume de granitoïde à ca. 2725 Ma (Machado *et al.*, 1989; Stern *et al.*, 1994), postérieurement à la juxtaposition de ces domaines. Des structures ductiles-cassantes semblent, pour leur part, délimiter les domaines de Tikkerutuk et du lac Minto, où l'on observe des zones de cataclasite et de mylonite.

Le bloc de Minto est perçu comme un amalgame de domaines lithotectoniques d'origines et d'âges variés qui ont été juxtaposés tôt au cours de leur évolution tectonique. Les relations structurales entre les différents domaines lithotectoniques sont difficiles à déterminer à cause des intrusions volumineuses de granitoïdes qui ont largement oblitéré les zones de contacts. Le patron structural régional orienté NNW-SSE, que reflète la configuration des anomalies aéromagnétiques, est attribué à la distribution des massifs granitiques et charnockitiques qui se sont probablement mis en place le long de structures préexistantes. Des études thématiques sur l'âge, la composition et l'origine des roches supracrustales et plutoniques ont été amorcées afin de placer des limites sur l'évolution géotectonique régionale et afin d'établir les relations entre les différents complexes plutoniques et entre les ceintures volcano-sédimentaires.

STRATIGRAPHIE

La nomenclature utilisée pour la description des différentes lithologies est basée, en partie, sur les notions du code stratigraphique nord-américain (DV 86-02, 1986) qui peuvent être appliquées, tant bien que mal, aux roches métamorphiques. La région du lac Nedlouc est constituée de plusieurs unités lithodémiques archéennes et d'une unité protérozoïque. Afin d'établir des corrélations valables entre notre légende lithodémique et les travaux antérieurs de la Commission géologique du Canada, nous avons conservé la notion de domaine lithotectonique utilisée par Percival *et al.* (1992). Pour chacun de ces domaines, nous avons procédé à une subdivision lithodémique pour les roches supracrustales et pour les suites intrusives exclusives à un seul domaine. Par contre, lorsque des roches intrusives se trouvent à l'intérieur de plus d'un domaine, elles ont été divisées en unités lithodémiques communes à plusieurs domaines. La suite de la rivière aux Feuilles, par exemple, se retrouve à l'intérieur des domaines du lac Minto, de Goudalie et de Tikkerutuk. Elle sera donc décrite comme une suite intrusive transcendant plus d'un domaine. La description des diverses lithologies observées dans la région du lac Nedlouc est divisée en cinq sections : les quatre domaines lithotectoniques, soit (1) Goudalie, (2) lac Minto, (3) Tikkerutuk, (4) Utsalik, et (5) les suites intrusives qui transcendent plus d'un domaine.

Domaine de Goudalie

Le domaine de Goudalie se caractérise par une signature magnétique relativement faible contenant une série d'anomalies aéromagnétiques linéaires d'orientation NNW-SSE (figure 3). Il se distingue des autres domaines par la présence de nombreux lambeaux de roches supracrustales encaissés dans un cortège de roches plutoniques comprenant des granodiorites, des tonalites, des diatexites et des granites. Dans la région du lac Nedlouc, le domaine de Goudalie comprend trois ceintures volcano-sédimentaires: les ceintures de Duvert, de Natuak et de Morrice. En fait, ces ceintures constituent un regroupement de lambeaux discontinus de roches supracrustales, métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites. Elles contiennent des métavolcanites de composition mafique à felsique, des formations de fer, des paragneiss et des roches ultramafiques. Dans l'optique d'établir une corrélation à l'échelle de l'ensemble du domaine de Goudalie et de simplifier la description lithologique des différentes unités, les différentes ceintures volcano-sédimentaires sont regroupées à l'intérieur du Complexe de Duvert (Advt). De ce fait, toutes les roches supracrustales du domaine de Goudalie seront incluses à l'intérieur de ce complexe. Aussi, afin d'alléger la description des différentes unités, le préfixe « méta » est abandonné considérant que toutes les roches de la région sont métamorphisées aux faciès des granulites ou des amphibolites.

La Suite de la rivière aux Mélèzes *(Aram)*, composée de diatexite, constitue la seule suite exclusive au Goudalie. Les suites de tonalites, de granodiorites, de granites et de gabbros-diorites, non exclusives au Goudalie, seront traitées dans la section décrivant les suites intrusives communes à plus d'un domaine.

Complexe de Duvert (Advt)

Le Complexe de Duvert constitue une nouvelle unité lithodémique nommée afin de désigner les roches supracrustales du domaine de Goudalie (figure 4). Les roches appartenant à ce complexe se subdivisent en quatre unités informelles : les basaltes, les andésites, les paragneiss et les roches ultramafiques. Ces unités, disposées en lambeaux kilométriques, sont délimitées par des zones de cisaillement et par des intrusions tardi-tectoniques.

Basaltes (Advt1)

Le Complexe de Duvert se compose de gneiss mafiques qui sont en association avec des gneiss intermédiaires, des unités de paragneiss et des formations de fer. Les données de lithogéochimie et l'association de ces gneiss avec des roches supracrustales, telles que des roches pyroclastiques felsiques, des paragneiss et des formations de fer, suggèrent une origine volcanique. Dans ce rapport le terme basalte est utilisé pour décrire les gneiss mafiques interprétés comme étant d'origine volcanique.

Les basaltes se composent de bandes d'amphibolite de puissance décamétrique à kilométrique, plus ou moins continues, dans lesquelles se trouvent des niveaux métriques à décimétriques d'andésite, de roches felsiques, de paragneiss, de formations de fer et de roches ultramafiques. Les basaltes sont de couleur vert foncé et de granulométrie fine à moyenne. Leur texture est granoblastique et ils sont principalement constitués de hornblende vert olive à vert brunâtre, de plagioclase, de clinopyroxène et d'orthopyroxène, tous coexistant dans des proportions variables. Le plagioclase forme des grains polygonaux indiquant une intense déformation et une forte recristallisation. La hornblende se présente sous forme de cristaux nématoblastiques parallèles à la foliation régionale, alors que certains pyroxènes ont des textures poeciloblastiques contenant des inclusions de plagioclases polygonaux similaires à ceux de la matrice du basalte. La présence de ces inclusions à l'intérieur des pyroxènes suggère que la croissance des poeciloblastes est postérieure au développement de la texture granoblastique. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la titanite et l'apatite.

L'unité de basalte se compose, d'une part, d'horizons homogènes et massifs d'amphibolite représentant probablement des coulées massives, et d'autre part, d'horizons contenant un rubanement de composition intermédiaire et

mafique ressemblant à celui des séquences de tufs. Toutefois, comme la faible viscosité des magmas basaltiques ne permet pas une production importante de tuf mafique, ces horizons rubanés sont interprétés plutôt comme étant des séquences de basaltes coussinés, très déformés et métamorphisés. Le rubanement est causé par une alternance de niveaux de plagioclase-hornblende±clinopyroxène ±orthopyroxène avec des niveaux de plagioclase-clinopyroxène-orthopyroxène. Dans les terrains de haut grade métamorphique ainsi que dans les zones de cisaillement, il est fréquent d'observer ce type de transformation des basaltes coussinés. À quelques endroits où les basaltes sont mieux préservés, les bordures figées des laves en coussins ont été observées. Le métamorphisme à l'intérieur des différentes ceintures volcano-sédimentaires du Complexe de Duvert varie du faciès des amphibolites au faciès des granulites. Cette variation dans le degré de métamorphisme est indiquée par la présence ou l'absence d'orthopyroxène dans les basaltes. Lorsque le métamorphisme atteint le faciès des granulites, ces derniers peuvent contenir jusqu'à 20 % de mobilisat à orthopyroxène et clinopyroxène se présentant sous forme d'agrégats parallèles à la foliation régionale. Cette foliation est également définie par les rubanements tectonométamorphiques, ainsi que par l'alignement de la hornblende et des pyroxènes.

Andésites (Advt2)

Les types d'informations utilisés pour déduire l'origine volcanique des gneiss mafiques (basaltes), soit l'association des lithologies et la lithogéochimie, sont applicables également dans le cas des gneiss intermédiaires. Le terme andésites est utilisé pour qualifier ces gneiss intermédiaires. Ces roches se trouvent à l'intérieur de l'unité de basaltes, mais aussi en bandes d'épaisseur kilométrique pouvant former des unités distinctes. Les andésites sont des roches mésocrates qui contiennent les phases minérales suivantes: plagioclase, hornblende, biotite brune, clinopyroxène, quartz ± orthopyroxène. La roche est de couleur gris verdâtre moyen avec une teinte bleutée. La granulométrie varie de fine à moyenne, alors que la texture est granoblastique. Les roches andésitiques se distinguent des basaltes par une prédominance du clinopyroxène aux dépens de l'orthopyroxène, une couleur moins intense, une patine légèrement bleutée, une présence de quartz, ainsi qu'une plus grande quantité de niveaux felsiques. Elles sont composées, d'une part, d'horizons relativement homogènes sans grande variation compositionnelle, et d'autre part, d'horizons caractérisés par un rubanement formé de niveaux intermédiaires et felsiques. Ces niveaux sont la manifestation soit de niveaux de tufs, soit de rubannements tectoniques. Par endroits, des porphyroclastes de plagioclase nous suggèrent la présence de reliques de phénocristaux. Les niveaux intermédiaires homogènes sont composés de hornblende, de clinopyroxène et d'orthopyroxène, alors que les niveaux plus felsiques, de composition dacitique à rhyolitique, contiennent une matrice formée de quartz, de plagioclase et de moins de 10 % de minéraux ferromagnésiens. Les andésites contiennent entre 5 et 25 % de mobilisat à orthopyroxène et clinopyroxène sous forme de lits migmatitiques, parallèles à la foliation principale.

Paragneiss (Advt3)

Les paragneiss du Complexe de Duvert se présentent en bandes d'épaisseur métrique à kilométrique pouvant atteindre une vingtaine de kilomètres de longueur. Ils s'observent généralement à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires, en association étroite avec les basaltes, les andésites et les formations de fer. Les paragneiss sont également présents dans les diatexites sous forme d'enclaves centimétriques à décamétriques et de lambeaux plurikilométriques. L'unité de paragneiss englobe tous les métasédiments, migmatisés ou non, contenant moins de 50 % de mobilisats. Par conséquent, les métatexites représentant le produit de la migmatisation des roches sédimentaires seront incluses à l'intérieur de l'unité de paragneiss. Les contacts transitionnels, fréquemment observés entre les paragneiss et les diatexites, sont le reflet d'une augmentation graduelle du degré de la fusion partielle. Malgré le fait que les paragneiss n'ont pas été subdivisés, le pourcentage de fusion partielle a été noté à chacun de leurs affleurements. Les paragneiss sont de couleur gris-brun à brun rouille. Les principales composantes minérales sont le plagioclase, le quartz, la biotite, le grenat, la cordiérite (annexe 1, photo 1) et ils contiennent, en moins grande quantité, le microcline, la sillimanite et l'andalousite. La cordiérite contient communément des évidences d'altération; elle est légèrement séricitisée à complètement pinitisée. La cordiérite contient des inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite, alors que des grenats poeciloblastiques contiennent, quant à eux, des inclusions de quartz, de plagioclase, de biotite, de zircon, de sillimanite, de magnétite et de cordiérite. La biotite, de couleur rougeâtre, est parallèle à la foliation régionale. L'assemblage sillimanite-andalousite-cordiérite indique des conditions métamorphiques de basse pression (<3,8 Kbar) au faciès des amphibolites. L'ordre d'apparition des minéraux métamorphiques semble être la biotite, la cordiérite-andalousite-sillimanite et le grenat. Le métamorphisme a généré des leucosomes de composition granitique à cordiérite, à grenat, à sillimanite et à andalousite. La proportion de leucosomes dans la roche peut varier entre 5 et 50 %. Ils forment des lits migmatitiques d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Ces leucosomes ont une texture hétérogranulaire à cause de la dimension variable et grossières des cristaux de quartz, de microcline (orthose) et du plagioclase.

Par endroits, les paragneiss forment d'impressionnantes zones rouillées de plusieurs dizaines de mètres de largeur, visibles en survol. Généralement, ces zones sont le résultat de l'altération de la biotite ainsi que de la pyrite et de la pyrrhotine disséminées qui confère à la roche une couleur

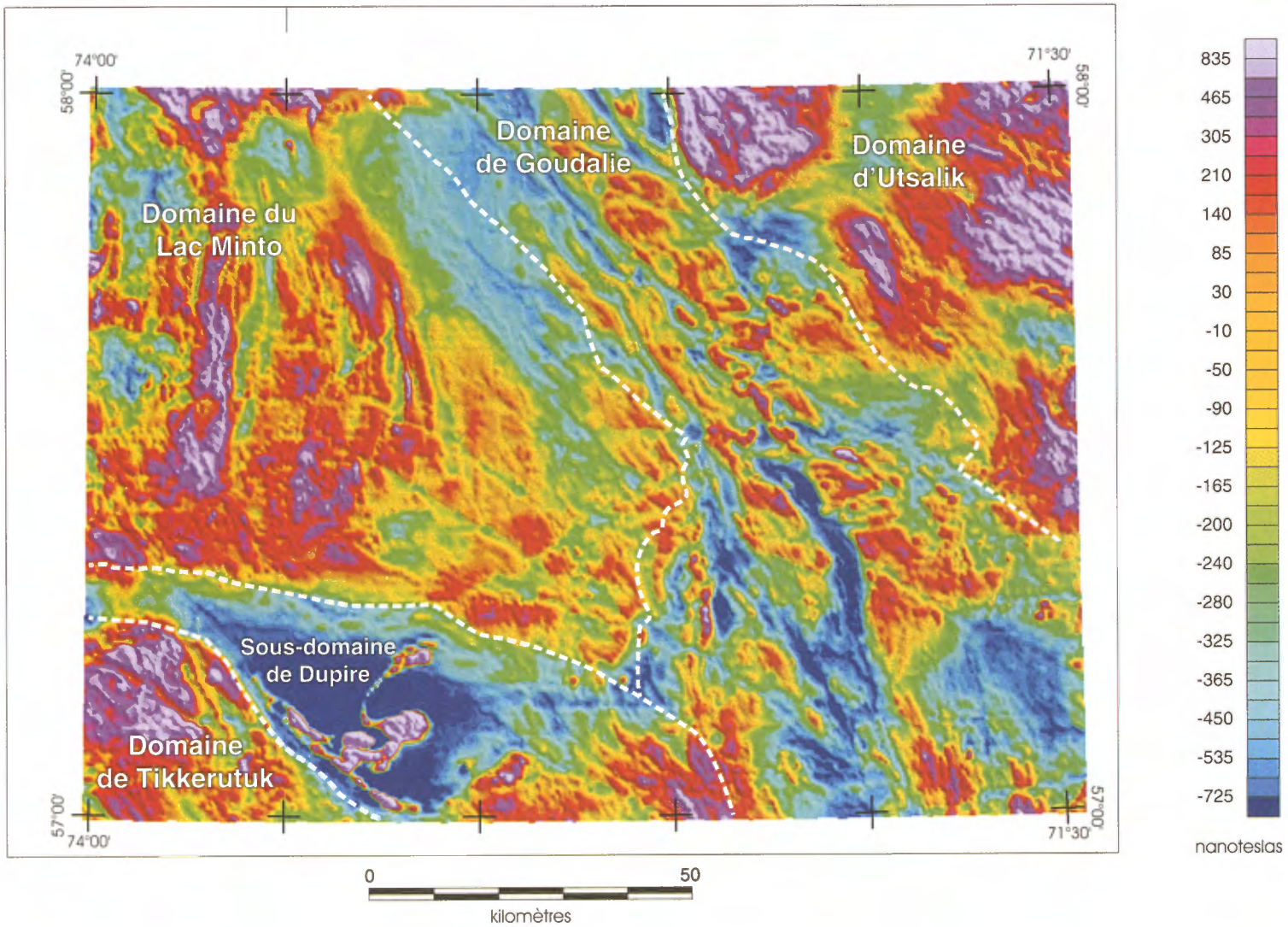
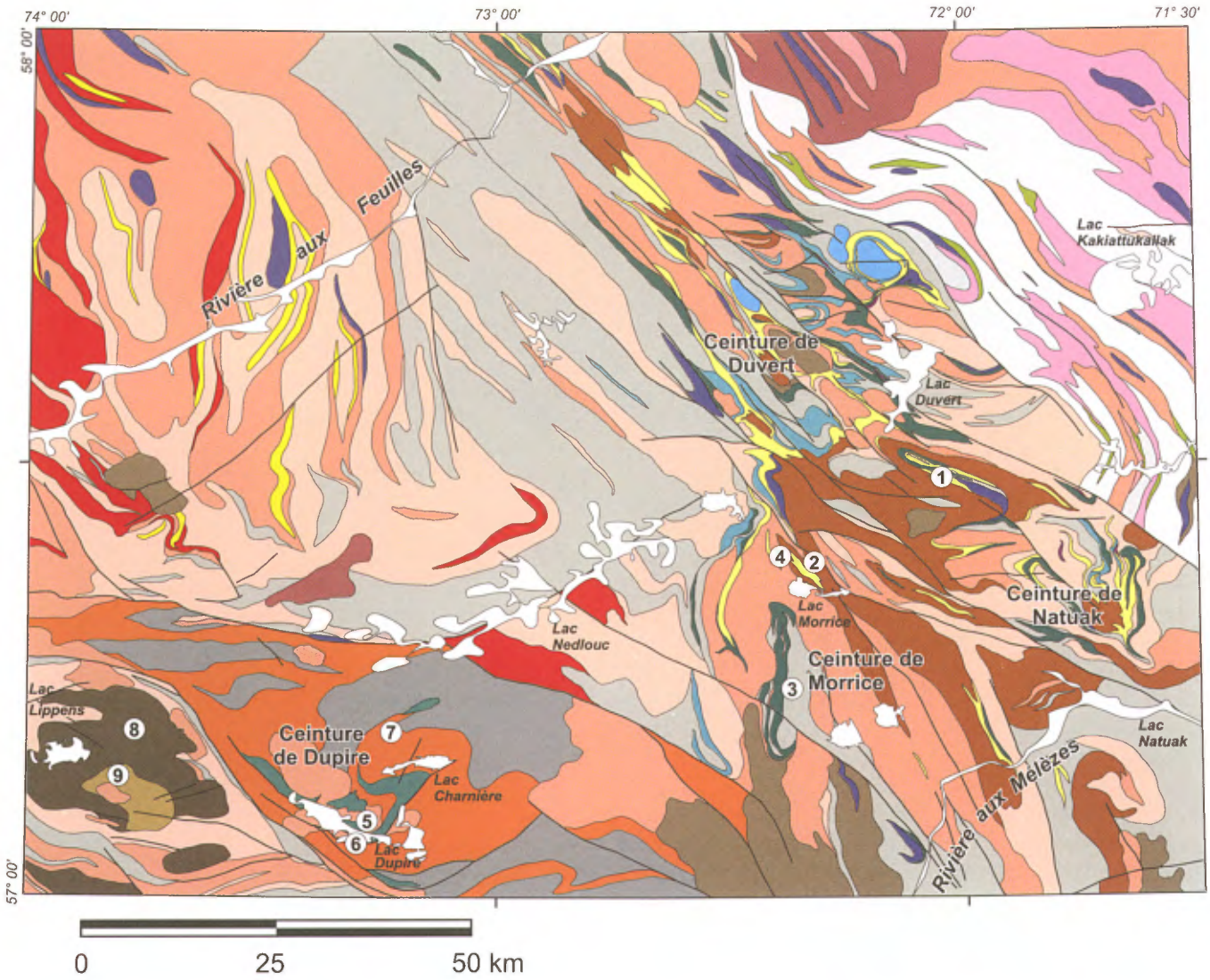


FIGURE 3 - Champ magnétique total, résiduel et ombragé et limites des subdivisions lithotectoniques de la région du lac Nedlouc (feuillets SNRC 34H et 24E, partie est).



ARCHÉEN

INTRUSIONS COMMUNES

Suite de Morrice
- Leucotonalite
- Granite

Suite de La Chevrotière
- Granite alcalin mégaporphyrique

Suite de MacMahon
- Enderbite-charnockite

Suite de Bacqueville
- Diorite-gabbro

Suite de la rivière aux Feuilles
- Tonalite
- Granodiorite

DOMAINE D'UTSALIK

Suite de Suluppaugalik
- Tonalite

Suite de Monchy
- Granodiorite

Complexe de Qamaniq
- Gneiss mafique

DOMAINE DE TIKKERUTUK

Suite de Lippens
- Charnockite
- Enderbite

DOMAINE DU LAC MINTO

Paragneiss
- Paragneiss

Suite du lac Minto
- Diatexite

Sous-domaine de Dupire

Suite de Charnière
- Granodiorite
- Tonalite

Complexe de Dupire
- Roche volcano-sédimentaire, formation de fer, paragneiss

DOMAINE DE GOUDALIE

Suite de la rivière aux Mélèzes
- Diatexite

Complexe de Duvert
- Paragneiss
- Andésite
- Basalte

⑥ Échantillon de géochronologie

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

rouillée. Toutefois, il faut noter que certaines de ces zones rouillées sont associées à des zones de déformation intense dont le protolithe est difficile à identifier. Les zones de ce type qui ont été visitées n'ont pas permis de déceler des teneurs économiques en métaux précieux et usuels. Par ailleurs, les paragneiss contiennent des horizons de formations de fer et quelques niveaux de roches calco-silicatées. Ces horizons forment également des zones rouillées, dont certaines sont anomales en or. Généralement, les formations de fer, de puissance métrique à décamétrique, sont constituées des faciès silicatés et oxydés. Le faciès silicaté est composé d'horizons centimétriques de grunérite, de grenat-clinopyroxène-orthopyroxène et de quartz (métachert). La minéralisation, composée principalement de pyrrhotine, de pyrite, d'arsénopyrite et de magnétite, se présente à la fois sous forme d'horizons millimétriques à centimétriques massifs, ainsi que sous forme disséminée. La roche est de couleur gris-vert foncé en cassure fraîche et s'altère en brun rouille. Le faciès des oxydes est caractérisé par la présence de lamines millimétriques à centimétriques de magnétite et de quartz (métachert). La couleur des horizons de magnétite est gris bleuté à noir alors que celle des niveaux de métachert est blanchâtre. Le rubanement observé dans ce faciès est probablement le reflet d'un litage primaire quoique largement modifié par le métamorphisme et la déformation.

Roches ultramafiques (Advt4)

Les roches ultramafiques observées dans le Complexe de Duvert sont fréquemment en association avec les volcanites. Les roches ultramafiques sont déformées et les contacts entre les basaltes et les ultramafiques sont parallèles à la foliation régionale. La géochimie de ces roches ultramafiques semble indiquer, d'une part, la présence de coulées komatiitiques pouvant être associées génétiquement aux roches basaltiques, et d'autre part, la présence de filons couches distincts (voir la section sur la lithogéochimie). L'unité de roches ultramafiques (Advt4) comprend, en proportion variable, des pyroxénites, des péridotites, des dunites et des hornblendites qui se présentent sous forme d'horizons, d'amas lenticulaires et de dykes. Étant donnée le faible volume de ces roches, elles ne sont pas représentées sur la figure 4. Le degré de déformation, qui varie d'un endroit à l'autre, est responsable des différentes textures que l'on observe dans les roches ultramafiques (annexe 1, photo 2). Généralement, les ultramafiques sont de couleur vert foncé à noir en cassure fraîche et leur patine ainsi que leur croûte d'altération sont de couleur brun chamois. Les pyroxénites sont constituées d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende, d'une petite quantité de plagioclase interstitiel et de petits cristaux disséminés de sulfure, de magnétite et de spinelle. L'origine ignée de certains cristaux de pyroxène est illustrée par la présence de structures de Schiller bien développées à l'intérieur de ceux-ci. La déformation dans les pyroxénites est marquée par la présence de matériel recristallisé contenant des pyroxènes et des amphiboles granoblatiques. D'autres minéraux se présentent sous forme d'agrégats composés de talc, de carbonate, de phlogopite et d'oxydes de fer disséminés. Les péridotites sont composées, dans des proportions variables, d'olivine, d'orthopyroxène et de clinopyroxène. Les pyroxènes se présentent généralement sous forme de gros cristaux bien conservés, alors que l'olivine est fracturée et généralement serpentinisée à divers degrés. Les péridotites contiennent, en comparaison avec les pyroxénites, une plus grande quantité de spinelle vert foncé, de sulfure et de magnétite. L'effet de la déformation et de la recristallisation dans les péridotites se manifeste par le développement d'une texture granoblastique, l'aplatissement des cristaux d'olivine, le développement de zones serpentinisées et de trainées de magnétite, tous parallèles à la foliation régionale. Par endroits, les péridotites contiennent des fractures remplies de carbonate et de préhnite suggérant une activité hydrothermale tardive de basse température. Les dunites sont composées presqu'exclusivement de gros cristaux d'olivine accompagnés d'une faible quantité d'orthopyroxène, de clinopyroxène et d'amphibole. Les dunites se caractérisent par l'abondance du spinelle vert foncé et de la magnétite. La déformation dans les dunites se caractérise par des zones de serpentinisation et des trains de grains de magnétite.

Suite de la rivière aux Mélèzes (Aram)

La Suite de la rivière aux Mélèzes a été établie pour désigner les diatexites du domaine de Goudalie. D'après la définition proposée par Brown (1973), le terme diatexite désigne des roches migmatisées dans lesquelles, la proportion de matériel issu de la fusion partielle est supérieure à 50 % du volume de la roche. Les diatexites sont donc des migmatites de haut degré de fusion partielle qui génèrent d'importants volumes de roche. Toutefois, les diatexites ne peuvent être définies uniquement sur la proportion de matériel généré lors de l'anatexie. Sawyer (1996) a précisé la définition des diatexites en utilisant certaines observations sur les textures et les structures de cette lithologie. Il note une augmentation de la granulométrie, une hétérogénéité à l'échelle macroscopique et le développement de structures de fluage « *flow structure* » qui oblitèrent les structures pré-migmatisation (litages ou fabriques tectoniques). Ces structures sont préservées uniquement dans les enclaves résiduelles (Sawyer et Barnes, 1988).

Les diatexites de la Suite de la rivière aux Mélèzes sont situées principalement entre les lacs Duvert et Natuak (figure 4). La localité type de cette unité est située à 12 km au SSW du lac Duvert, soit l'affleurement MP-98-1079 de la base de données dans le SIGÉOM (coordonnées UTM : NAD 83, fuseau 18 ; 669377E, 6370749N). Les roches de la Suite de la rivière aux Mélèzes possèdent les principales caractéristiques des diatexites décrites dans la sous-province de l'Ashuanipi (Percival *et al.*, 1992; Leclair *et al.*,

1998; Lamothe *et al.*, 1998) et dans le bloc de Minto (Percival *et al.*, 1991). La roche est de couleur gris jaunâtre et prend une teinte brun rouille lorsqu'il y a concentration de la biotite. À l'échelle macroscopique, la granulométrie, la texture et la composition des diatexites sont très variables. Les proportions relatives de plagioclase, feldspath potassique (orthose et microcline) et de quartz sont variables. La présence de grands cristaux de feldspath entourés de petits cristaux de feldspath et de quartz donne à la roche une texture porphyrique. Les diatexites sont généralement composées d'un néosome, partie leucocrate à grain grossier, et d'un paléosome, partie mésocrate à grain relativement fin. La granulométrie grossière du néosome donne à la roche un aspect hétérogène, mal cristallisé et désorganisé. La composition du néosome varie de monzogranitique à granodioritique. Le néosome contient l'assemblage métamorphique suivant: biotite-grenat-cordiérite-andalousite ± sillimanite (annexe 1, photo 3). On note localement la présence de spinelle verdâtre en inclusion dans la sillimanite. Les grenats sont poeciloblastiques avec des inclusions de quartz, de plagioclase, de biotite, de cordiérite, de magnétite et de sillimanite. Le néosome contient également des zircons de qualité, de morphologie et de couleur variables. Par endroits, le plagioclase est affecté par la séricitisation, alors que la biotite, et parfois le grenat, sont partiellement rétrogradés en chlorite. La Suite de la rivière aux Mélèzes se distingue des diatexites du domaine du lac Minto (Amin) par l'absence d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de hornblende.

Le néosome contient des enclaves métriques à décimétriques de paragneiss et, plus rarement, des enclaves de gneiss mafiques à intermédiaires. Une concentration de la biotite et de la sillimanite forme des schlierens millimétriques qui définissent une foliation ondulante contournant les porphyroblastes de grenat et les gros cristaux de feldspath. La foliation est généralement très variable à l'échelle de l'affleurement. Toutefois, l'enveloppe générale de cette foliation est cohérente avec la foliation régionale observée dans les roches non migmatisées. Cette foliation, plus ou moins bien développée, représente vraisemblablement des structures de fluage qui se seraient développées lors de la génération et de la mise en place des diatexites.

Les observations de terrain permettent de conclure que les masses de diatexites se trouvent en contact graduel avec les granites et les granodiorites. Ce contact graduel est observé entre les diatexites d'aspect hétérogène et les faciès homogènes de granodiorite ou de granite. Selon ces observations, au moins une partie de ces granites et de ces granodiorites peut représenter des magmas plus évolués issus des diatexites.

Domaine du lac Minto

Le domaine du lac Minto, dans le secteur cartographié, se caractérise par une série d'anomalies magnétiques linéaires orientées N-S à NNW-SSE (figure 3). Ces anomalies sont liées à un ensemble lithologique hétérogène, surtout d'origine ignée, dans lequel se trouvent des lambeaux de paragneiss (Percival *et al.*, 1991). Les principales unités de roches ignées se composent de plusieurs suites intrusives pré à tardi métamorphiques incluant des granodiorites à orthopyroxène-biotite et à hornblende-biotite, des diatexites à orthopyroxène-biotite, et des granites à biotite-hornblende. Les résultats des travaux réalisés durant la dernière année nous incitent à proposer de nouvelles subdivisions à l'intérieur du domaine du lac Minto. La plus importante de ces subdivisions est le sous-domaine de Dupire qui comprend la partie méridionale du domaine du lac Minto (figure 3). Toutefois, étant donné que les relations entre le sous-domaine de Dupire et les domaines lithotectoniques environnants demeurent encore obscures, nous traiterons ce sous-domaine, comme une partie du domaine du lac Minto. Les différentes unités du sous-domaine de Dupire sont la Suite de Charnière et le Complexe de Dupire, alors que le domaine du lac Minto est constitué de la Suite du lac Minto et des paragneiss non différentiés.

Sous-domaine de Dupire

Lamothe (1997), sur la base d'une comparaison lithologique avec les roches de la ceinture de Kogaluc , considère que les roches supracrustales de la ceinture de Dupire appartiennent au domaine du lac Minto. Toutefois, les roches de la région du lac Dupire diffèrent fondamentalement de celles du reste du domaine du lac Minto par leur signature magnétique faible et uniforme qui contraste avec la signature forte et irrégulière des granitoïdes à orthopyroxène de l'ensemble du domaine du lac Minto. La faible intensité magnétique des roches de cette région s'explique par la présence de granitoïdes de différentes compositions et par un métamorphisme au faciès des amphibolites. Ce dernier contraste avec les conditions granulitiques de l'ensemble des roches du domaine du lac Minto. Les roches de la région du lac Dupire sont bordées, au nord, par la structure ductile-cassante de Nedlouc qui marque leur limite avec le domaine du lac Minto et, au sud, par la structure ductile-cassante de Dupire qui marque leur limite avec le domaine de Tikkerutuk. Pour ces raisons, il est proposé que les roches de la région du lac Dupire forment une entité distincte : le sous-domaine de Dupire. Ce sous-domaine est composé des unités lithodémiques du Complexe de Dupire (Adpr) et de la Suite de Charnière (Achm).

Complexe de Dupire (Adpr)

La région du lac Dupire, située dans le coin sud-est du feuillet SNRC 34H, est composée de roches intrusives légèrement foliées qui contiennent des lambeaux de roches supracrustales bien préservées. Lamothe (1997) donne le nom de zone volcano-sédimentaire du lac Dupire (ZVLD)

à ces lambeaux de roches supracrustales. Dans le but de conserver une homogénéité dans la nomenclature de ces roches, le terme Complexe de Dupire est utilisé pour décrire les roches d'origine volcano-sédimentaire qui se situent dans cette région. Ces roches se distinguent des granitoïdes par une signature magnétique forte. Étant donné qu'elles avaient déjà fait l'objet d'une cartographie à l'échelle du 1:50 000 (Lamothe 1997), les travaux de l'été dernier n'ont porté que partiellement sur les roches volcano-sédimentaires. De ce fait, la description des différentes unités est basée, en grande partie, sur les travaux de Lamothe (1997). Afin de reproduire les principales unités volcano-sédimentaires sur la carte à l'échelle 1:250 000, les différentes unités décrites par Lamothe (1997) sont regroupées en quatre unités informelles : 1) les paragneiss, 2) les formations de fer, 3) les roches volcaniques non différenciées et 4) les roches volcano-sédimentaires non différenciées. Contrairement à la plupart des roches supracrustales du domaine de Goudalie (Complexe de Duvert) qui sont au faciès des granulites, les unités du Complexe de Dupire sont métamorphisées au faciès des amphibolites.

Paragneiss (Adpr1)

Les paragneiss (Adpr1) du Complexe de Dupire sont constitués de deux assemblages distincts. Le premier se compose d'environ 70 % de quartz granoblastique, d'un pourcentage variable de biotite, de 5-15 % de hornblende porphyroblastique et de 2-5 % de grenat poecilitique. Le second se distingue par la dominance de la biotite et l'absence de hornblende (Lamothe, 1997). Cet auteur suggère que le paragneiss à hornblende a été produit à partir d'un wacke lithique, alors que le paragneiss, sans hornblende, représente un faciès détritique plus argileux. Les deux assemblages de paragneiss sont de couleur gris clair en surface fraîche et ils possèdent une patine gris moyen. Lamothe (1997) rapporte une altération hydrothermale post métamorphique qui a eu pour effet de transformer le plagioclase en séricite et la biotite en chlorite.

Formation de fer (Adpr2)

La cartographie effectuée par Lamothe (1997) avait permis de subdiviser les différents faciès des formations de fer, soit les faciès silicatés et oxydés. Toutefois, l'échelle de cartographie au 1:250 000 nécessite un regroupement des différents faciès dans une unité non différentiée de formation de fer (Adpr2). Le faciès des oxydes est caractérisé par une alternance régulière de lits centimétriques de métachert, de magnétite-quartz, et de grunérite-magnétite. La roche est de couleur gris sombre et s'altère en brun grisâtre. Le faciès des silicates est défini par un rubanement centimétrique constitué, d'une part, par des niveaux ferrosilicatés composés de grunérite (30-90 %), de quartz (3-30 %) et de magnétite (10-30 %), et d'autre part, par des niveaux de métachert. La roche est de couleur brun verdâtre en cassure fraîche et elle possède une patine d'altération vert sombre. Le faciès silicaté se distingue de celui des oxydes par la prédominance de la grunérite.

Roches volcaniques non différenciées (Adpr3)

Le Complexe de Dupire est composé d'une quantité considérable de roches volcaniques subdivisées par Lamothe (1997) en unités de basaltes (amphibolite), de rhyolite et de tuf rhyolitique, et de schistes à anthophyllite-cordiérite-biotite±quartz±chlorite. Ces différentes lithologies sont regroupées dans l'unité informelle des roches volcaniques non différenciées (Adpr3). Les rhyolites et les tufs rhyolitiques sont de couleur gris jaunâtre en cassure fraîche et s'altèrent en gris verdâtre. Cette lithologie est composée d'une matrice recristallisée de feldspath alcalin et de biotite qui contient des phénocristaux de quartz. Lamothe (1997) décrit également des faciès pyroclastiques à lapilli étirés de dimension centimétrique. Les basaltes sont de couleur vert-gris sombre en cassure fraîche et présentent une patine de couleur vert brunâtre. Ils sont composés principalement de hornblende et de plagioclase, et leur granulométrie est généralement fine. À quelques endroits à l'intérieur des basaltes, Lamothe (1997) a observé la présence de reliques de coussins étirés. Les schistes à anthophyllite-cordiérite-biotite±quartz±chlorite, quand à eux, sont généralement de couleur gris-vert moyen en cassure fraîche et s'altèrent en brun moyen. Ils forment des horizons adjacents aux basaltes qui peuvent être suivis sur une distance de près d'un kilomètre. Par endroits, ces horizons atteignent une puissance de plus de trois mètres. Les principales phases minérales de ces schistes sont l'anthophyllite (2-60 %) sous forme de cristaux idiomorphes et la cordiérite (2-70 %). Lamothe (1997) propose que l'assemblage anthophyllite-cordiérite-biotite±quartz±chlorite représente le métamorphisme d'une zone d'altération formée à proximité des laves basaltiques. De plus, des évidences de circulation hydrothermale post métamorphique (post faciès des amphibolites) ont été décelées. Celles-ci ont été perçues dans le remplacement de la biotite par la chlorite, de l'anthophyllite par le talc, et de la cordiérite par la pinite.

Roches volcano-sédimentaires non différenciées (Adpr4)

Une importante couverture de dépôts quaternaires, principalement dans le secteur du lac Charnière, rend la cartographie difficile puisque les affleurements y sont rares. Toutefois, la signature magnétique des roches du Complexe de Dupire y ressort clairement et définit des plis d'amplitude kilométrique. Cette signature magnétique intense est liée vraisemblablement à la présence des roches volcano-sédimentaires non différenciées et non exposées.

Cette unité peut contenir une ou plusieurs des lithologies décrites précédemment, soit : les formations de fer oxydées et silicatées, les roches volcaniques et les paragneiss.

Suite de Charnière (Achn)

La Suite de Charnière (figure 4) comprend les roches intrusives qui encaissent les roches volcano-sédimentaires du Complexe de Dupire. Ces intrusions se caractérisent par une signature magnétique faible et uniforme qui contraste avec les anomalies aéromagnétiques élevées des roches charnockitiques du Tikkerutuk, au sud, et les roches du domaine du lac Minto, au nord. La Suite de Charnière se compose d'unités de granodiorite (Achn2) et de tonalite (Achn1). Toutefois, aucune relation de terrain n'a pu être établie afin de déterminer une chronologie relative entre ces deux unités.

Granodiorite (Achn2) et Tonalite (Achn1)

La granodiorite est l'unité principale dans laquelle se trouvent les lambeaux de roches du Complexe de Dupire. La roche est de couleur gris-rose et elle présente une patine blanc rosé. Elle est leucocrate, de texture homogène, de granulométrie moyenne et contenant entre 2 et 15% de minéraux mafiques. Par endroits, les granodiorites sont injectées par de nombreuses pegmatites granititiques qui confèrent à la roche un aspect hétérogène. Les granodiorites de la Suite de Charnière sont généralement foliées à faiblement foliées, mais peuvent devenir gneissiques lorsqu'elles sont reprises dans les zones de cisaillement associées à la structure de Dupire. Les principaux minéraux caractéristiques de cette unité sont l'épidote, la biotite verte, la titanite et la muscovite, alors que l'allanite, l'apatite et la magnétite se trouvent en phase accessoire. Des évidences de rétrogression ou d'altération hydrothermale ont été perçues dans le plagioclase (sériticisation) et dans la biotite (chloritisation). Bien que l'épidote se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, elle se surimpose au plagioclase séricitisé et à la biotite chloritisée, suggérant ainsi qu'elle est d'origine métamorphique. Les granodiorites de la Suite de Charnière sont dépourvues de pyroxène. L'absence d'orthopyroxène et la présence de biotite verte et d'épidote nous suggèrent donc que ces granodiorites ont subi des conditions métamorphiques au faciès des amphibolites.

L'unité de tonalite (Achn1) se distingue de celle de la granodiorite (Achn2) uniquement sur la base des proportions relatives en feldspath potassique et sodique. Les tonalites sont de couleur grise et s'altèrent en blanc-gris. La granulométrie, l'intensité de la déformation, l'altération et la minéralogie des phases mafiques sont semblables à celles de l'unité des granodiorites (Achn2).

Suite du lac Minto (Amin)

Les diatexites du domaine du lac Minto ont été décrites pour la première fois par Percival *et al.* (1990) dans le région du lac Minto (feuillet SNRC 34G). Par la suite, Percival *et al.* (1991) ont reconnu que la présence d'importantes masses de diatexites était l'une des principales caractéristiques du domaine lithotectonique du lac Minto. L'unité de la Suite du lac Minto est nommée pour désigner les diatexites qui se trouvent dans le domaine du lac Minto. Ces diatexites se distinguent de celles du domaine de Goudalie (Suite de la rivière aux Mélèzes -Aram) par la présence d'orthopyroxène. Étant donné que les diatexites de la Suite du lac Minto se trouvent principalement dans la partie nord-ouest du feuillet SNRC 34H, où la cartographie a été effectuée par Percival *et al.* (1990, 1991), la description de cette suite sera surtout basée sur les observations de ces auteurs. Une datation U/Pb effectuée sur des zircons d'une diatexite de cette suite a livré un âge de 2702 ± 2 Ma (Percival et Card, 1994).

Les principales caractéristiques des diatexites de la Suite de la rivière aux Mélèzes (Aram) sont également applicables à la Suite du lac Minto. Les diatexites de la Suite du lac Minto se présentent sous forme de plutons et de feuillets injectés dans les granodiorites et les tonalites de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe1 et Arfe2). Les diatexites sont de couleur gris jaunâtre mais elles prennent une teinte brun rouille lorsqu'il y a concentration de la biotite. Elles sont composées d'un néosome hétérogène, de composition granodioritique et de granulométrie généralement grossière, qui constitue de 50 à 95 % du volume de la roche. Ce néosome peut contenir entre 5 et 50 % d'enclaves de paragneiss, de formation de fer et de gneiss mafiques à intermédiaires dont la granulométrie varie de fine à moyenne. Les diatexites de la Suite du lac Minto contiennent l'assemblage minéralogique suivant : quartz-plagioclase-microcline-biotite-orthopyroxène et localement de la cordiérite. La présence de l'orthopyroxène suggère que ces diatexites se sont formées dans des conditions correspondant au faciès des granulites. Par ailleurs, la présence de couronnes de hornblende autour de certains cristaux d'orthopyroxène (Percival *et al.*, 1990) ainsi que l'apparition locale de la cordiérite nous indiquent que les diatexites de la Suite du lac Minto ont probablement été partiellement rétrogradées au faciès des amphibolites.

Paragneiss (AMNT1)

L'unité de paragneiss (AMNT1) englobe toutes les roches d'origine sédimentaire du domaine du lac Minto, à l'exception de celles du Complexe de Dupire qui sont décrites avec le sous-domaine de Dupire. Dans la région cartographiée, les paragneiss du domaine du lac Minto

(AMNT1), contrairement à ceux du Goudalie (Advt3), sont rarement associés à des roches mafiques pouvant s'apparenter à des séquences volcaniques. De plus, les formations de fer, à l'exception d'enclaves dans les diatexites ou les granodiorites, sont rarement observées dans l'unité de paragneiss AMNT1. Les paragneiss se présentent en lambeaux kilométriques plus ou moins discontinus, ainsi qu'en enclaves décimétriques à décamétriques à l'intérieur des diatexites de la Suite du lac Minto (Amin) et des granodiorites de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe1). Les lambeaux peuvent atteindre une dizaine de kilomètres de longueur et une largeur de quelques kilomètres. La roche est de couleur gris moyen et elle s'altère en brun rouille. Le paragneiss se caractérise par des roches composées de plagioclase, de quartz, de biotite, de grenat (± orthopyroxène, ± feldspath potassique) dont la granulométrie varie de fine à moyenne. Il est souvent migmatisé et il contient des lits centimétriques à décimétriques de composition granodioritique à granitique. Une gneissosité bien développée ainsi qu'un rubanement migmatitique sont observés dans ces roches et ils définissent la foliation régionale. L'unité de paragneiss contient les métatexites puisque le pourcentage maximum de néosomes dans les paragneiss a été établie à 50 %, soit la limite avec les diatexites. Les limites transitionnelles que l'on observe entre les paragneiss et les diatexites sont le reflet d'une augmentation graduelle du degré de fusion partielle.

Domaine de Tikkerutuk

Le domaine de Tikkerutuk, situé dans la partie sud-ouest de la région cartographiée, est caractérisé par une signature magnétique forte et uniforme associée à des intrusions d'enderbite et de charnockite. Ces intrusions sont injectées dans des granodiorites à biotite et à magnétite (± hornblende), et coupées par des plutons de granite à biotite (± hornblende). La limite entre le domaine de Tikkerutuk et le sous-domaine de Dupire est marqué par la structure ductile-cassante de Dupire qui correspond à une rupture des anomalies aéromagnétiques. Cette structure est représentée sur le terrain par des protomylonites, des cataclasites et par l'augmentation de la migmatisation. La similitude des lithologies et des signatures magnétiques nous suggère une continuité entre le domaine de Tikkerutuk et la sous-province de Bienville. En effet, la limite entre le domaine de Tikkerutuk et la sous-province de Bienville n'a jamais été clairement établie. La ressemblance entre les âges des granodiorites du Tikkerutuk (2702 ± 2 Ma) et du Bienville (2710 ± 2 Ma) nous suggère que ces roches peuvent être associées à un arc magmatique plus jeune que la Suite de la rivière aux Feuilles datée à ca. 2725 Ma (Percival *et al.*, 1998; Skulski *et al.*, 1998). Toutefois, cette interprétation doit être considérée avec prudence puisque des données géochronologiques et des relations de terrain sont encore manquantes. Dans ce rapport, les granodiorites qui se trouvent à l'intérieur du domaine du Tikkerutuk sont inclues dans la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe1).

Suite de Lippens (Allp)

L'unité lithodémique de la Suite de Lippens a été nommée pour décrire les intrusions charnockitiques mises en place à l'ouest et au sud de la structure de Dupire. Ces intrusions qui coupent les granodiorites à hornblende et à biotite de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe1) ont une signature magnétique intense et uniforme. La Suite de Lippens comprend des intrusions d'enderbite et de charnockite.

Enderbite (Allp1)

L'enderbite constitue la principale lithologie de la Suite de Lippens. Elle occupe une superficie d'environ 450 km^2 dans l'extrémité sud-ouest de la région cartographiée. La localité type de cette lithologie est située à 7,5 km au nord-est du lac Lippens, soit l'affleurement MP-98-1323 de la base de données dans le SIGÉOM (coordonnées UTM : NAD 83; 574771E, 6339610N). La roche est de couleur brun verdâtre en cassure fraîche et sa patine d'altération est blanche tachetée de brun. La couleur verdâtre en surface fraîche, qui est due à la teinte des plagioclases, est caractéristique des roches charnockitiques. Les enderbites sont faiblement foliées, homogènes, équigranulaires et très magnétiques. Leur granulométrie est grossière à moyenne. Elles sont généralement leucocrates, contenant de 10 à 25 % d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de biotite rouge et de magnétite. L'orthopyroxène prédomine sur le clinopyroxène, alors que la biotite se superpose à l'orthopyroxène. Les enderbites sont injectées par des veines granitiques et des pegmatites non déformées contenant uniquement de la biotite comme phase mafique. L'effet de la déformation se manifeste par une texture en mortier, par des macles de plagioclases tordues et par l'alignement de la biotite et des pyroxènes parallèles à la foliation régionale. Les différents minéraux des enderbites sont très peu affectés par des phénomènes de rétrogression. En effet, les pyroxènes, la biotite et le plagioclase sont généralement frais.

Charnockite (Allp2)

La charnockite forme un pluton qui couvre une superficie d'environ 50 km^2 et recoupe l'unité d'enderbite (Allp1). La localité type de cette lithologie est située au sud-est du lac Lippens, soit l'affleurement MP-98-1260 de la base dans SIGÉOM (coordonnées UTM : NAD 83; 572480E, 6333457N). La couleur de la roche est brun verdâtre avec une légère teinte rosée en surface fraîche. Elle s'altère en rose-gris pâle. La charnockite est très magnétique, homogène et de granulométrie moyenne à grossière. Elle est

leucocrate, contenant environ 15 % d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de biotite rouge et de magnétite. Localement, des couronnes partielles de clinopyroxène sont observées autour des orthopyroxènes. Les minéraux accessoires sont le zircon et l'allanite. La charnockite est massive à faiblement foliée et, lorsqu'une foliation est présente, elle est définie par l'alignement de la biotite. Des injections de pegmatite granitique sans orthopyroxène sont fréquemment observées dans la charnockite.

Domaine d'Utsalik

Le domaine d'Utsalik, situé à l'extrémité est de la région, possède une signature magnétique positive et une complexité lithologique particulière. Il se distingue des autres domaines par l'hétérogénéité des lithologies qu'il renferme. Le domaine d'Utsalik est composé de roches plutoniques hétérogènes de composition tonalitique à granodioritique et est injecté de feuillets de granite. On trouve des lambeaux et des enclaves de roche mafique, d'origine incertaine, à l'intérieur des roches plutoniques hétérogènes. Les observations de terrain nous suggèrent que l'hétérogénéité de ces roches est le résultat de processus de migmatisation. Étant donné que ces roches diffèrent de celles du domaine de l'Utsalik défini par Percival *et al.* (1992) le long de la rivière aux Feuilles, il est apparu préférable de proposer deux nouvelles suites intrusives (Monchy et Suluppaugalik) afin de distinguer ces roches hétérogènes des roches de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe1 et Arfe2). Ces deux suites pourraient toutefois représenter un front de migmatisation séparant les domaines de Goudalie et d'Utsalik. En plus de ces deux suites intrusives, un complexe d'origine incertaine (Complexe de Qamaniq) a aussi été nommé afin de préciser les différences lithologiques dans le domaine d'Utsalik.

Complexe de Qamaniq (Aqmq)

Le domaine d'Utsalik contient quelques lambeaux de roches mafiques à ultramafiques qui se trouvent à l'intérieur des tonalites et des granodiorites hétérogènes des suites de Monchy (Amcy) et de Suluppaugalik (Aspk). Ces roches mafiques à ultramafiques se distinguent des roches supracrustales du Complexe de Duvert (domaine de Goudalie) par l'absence de roches volcaniques felsiques, de paragneiss et de formations de fer. En fait, aucune évidence n'a été observée pour établir un lien avec des roches d'origine volcanique. Puisque la nature de ces roches demeure encore incertaine, le terme de Complexe de Qamaniq est utilisé pour décrire les roches mafiques et ultramafiques qui se trouvent à l'intérieur du domaine d'Utsalik. Les roches mafiques sont généralement de couleur vert foncé à noir et de granulométrie fine à moyenne. Les principaux minéraux qui composent ces roches mafiques sont la hornblende verte, le plagioclase, la biotite et plus rarement l'orthopyroxène et le clinopyroxène. Quant à elles, les roches ultramafiques présentent des couleurs similaires en surface fraîche, mais elles se distinguent par une patine de couleur brun chamois, typique de ces roches. Elles sont composées, en proportions variables, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, d'olivine et de spinelle. La composition minéralogique des roches ultramafiques varie de la pyroxénite à la dunite. Toutes les lithologies présentes dans le Complexe de Qamaniq sont foliées ou gneissiques et métamorphisées aux faciès des granulites et des amphibolites. Ces roches sont injectées par des plutons et par des dykes de granite tardif.

Suite de Monchy (Amcy)

La Suite de Monchy désigne les roches plutoniques hétérogènes de composition granodioritique qui se trouvent dans le domaine d'Utsalik. Les granodiorites, de couleur gris moyen en surface fraîche et à patine blanc rosé, sont hétérogènes aussi bien à l'échelle de l'échantillon que de l'affleurement. Elles sont généralement hétérogranulaires dû à la granulométrie des cristaux de quartz, de microcline (orthose) et de plagioclase qui varie de moyenne à grossière. Les autres minéraux essentiels des granodiorites sont la hornblende vert olive, la biotite brunâtre et l'épidote. Par endroits, du clinopyroxène est observé au cœur de certains cristaux de hornblende. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la titanite, l'apatite, et le zircon. L'une des principales caractéristiques de la Suite de Monchy est la présence de matériel de composition tonalitique qui se trouve en contact diffus à l'intérieur de la granodiorite. Le matériel tonalitique constitue entre 20 et 50 % du volume dans cette unité. Il est probable que ces granodiorites soient le reflet d'une importante migmatisation des tonalites. Cette migmatisation pourrait définir la limite entre les domaines d'Utsalik et de Goudalie. Les granodiorites de la suite de Monchy contiennent des enclaves d'amphibolites de dimensions centimétriques à décamétriques dont l'origine est présentement indéterminée (annexe 1, photo 4). La foliation régionale est définie par des schlierens de minéraux mafiques, par l'alignement de la biotite et de la hornblende, ainsi que par des horizons diffus de matériel tonalitique. La foliation est communément ondulante et difficile à mesurer. La déformation se manifeste également par le développement de textures en mortier le long de certains plans préférentiels parallèles à la foliation.

Suite Suluppaugalik (Aspk)

La Suite de Suluppaugalik a été identifiée pour décrire les roches de composition tonalitique qui se situent à la limite entre les domaines d'Utsalik et de Goudalie. Les tonalites de cette suite sont très hétérogènes contenant une grande variété de lithologies, de structures et de textures sur le même affleurement. Elles contiennent des enclaves d'amphibolites et de diorites de dimensions variables. Les tonalites sont généralement de couleur gris moyen en sur-

face fraîche et s'altèrent en gris-blanc. Les principaux constituants des tonalites de la Suite Suluppaugalik sont le plagioclase et le quartz qui coexistent dans des proportions variables. Les minéraux mafiques observés dans ces tonalites sont la hornblende vert olive, la biotite brun rougeâtre et l'épidote. La biotite se superpose aux cristaux de hornblende, alors que l'épidote se superpose à la fois sur la biotite et sur la hornblende. L'épidote se présente sous forme de cristaux poecilitiques, automorphes et xénomorphes, et on note parfois, au cœur des cristaux d'épidote, la présence d'allanite. Les minéraux accessoires sont la microcline, l'apatite, la titanite, le zircon et la chlorite. La microcline se présente en petits cristaux isolés et dans les interstices entre les cristaux de quartz et de plagioclase.

Intrusions transcendant plusieurs domaines lithotectoniques

Le bloc de Minto est composé en grande partie de roches intrusives pré à tardi tectoniques. Plusieurs de ces intrusions forment des suites distinctes qui sont caractéristiques d'un domaine lithotectonique en particulier. Toutefois, étant donné leurs niveaux de métamorphisme et de déformation, la cartographie à l'échelle du 1: 250 000 ne permet pas toujours de les distinguer. De ce fait, malgré que les différents domaines lithotectoniques soient définis sur des critères lithologiques et structuraux ainsi que sur leurs signatures magnétiques distinctes, certaines suites intrusives se retrouvent à l'intérieur de plusieurs domaines lithotectoniques. Peu importe le domaine dans lequel elles se trouvent, les roches de ces suites possèdent les mêmes caractéristiques pétrographiques.

La présence de ces roches intrusives dans plusieurs domaines est probablement le reflet de la mise en place d'un important volume de roche granitoïde après la juxtaposition des différents domaines lithotectoniques. Ces granitoïdes pourraient expliquer l'absence de limites tectoniques visibles entre ces domaines. Toutefois, ces interprétations préliminaires doivent être considérées avec prudence car, des données géochronologiques et des relations de terrain sont toujours manquantes. Cette section contient la description de quatre de ces suites qui ont été observées à l'intérieur de plus d'un domaine lithotectonique: rivière aux Feuilles, Bacqueville, MacMahon et Morrice.

Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe)

La Suite de la rivière aux Feuilles, telle que définie par les travaux de la Commission Géologique du Canada (Percival et Card, 1994; Stern *et al.*, 1994), désignait principalement des intrusions calco-alcalines de type-I comprenant des granodiorites à pyroxène et à hornblende, des tonalites, des granites, des diorites, des gabbros-pyroxénites et des dykes mafiques syn-plutoniques. Les contraintes temporelles sur la mise en place de la Suite de la rivière aux Feuilles sont établis à ca. 2724 Ma, à partir de quelques datations provenant de granodiorites (Machado *et al.*, 1989; Stern *et al.*, 1994).

Les résultats des travaux de cartographie, réalisés dans la région du lac Nedlouc à l'été 1998, nous ont incités à modifier légèrement la description de l'unité lithodémique de la Suite de la rivière aux Feuilles. Le terme « Suite de la rivière aux Feuilles » est donc utilisé pour identifier les roches intrusives de compositions granodioritique et tonalitique qui transcendent les limites des domaines du lac Minto, du Tikkerutuk et du Goudalie. Cette suite est composée de granodiorites et de tonalites homogènes, faiblement foliées à fortement déformées. Par ailleurs, les roches du domaine d'Utsalik qui sont très hétérogènes ne rencontrent pas les critères pour appartenir à la Suite de la rivière aux Feuilles. Ces roches ont donc été décrites dans les suites de Monchy et de Suluppaugalik à l'intérieur du domaine d'Utsalik.

Granodiorites (Arfe1) et tonalites (Arfe2)

Les travaux antérieurs (Percival *et al.*, 1994; Stern *et al.*, 1994) ont permis d'identifier deux phases de granodiorites à l'intérieur de la Suite de la rivière aux Feuilles, l'une à hornblende, et l'autre à pyroxène. Nos travaux de cartographie dans la région du lac Nedlouc ont permis de reconnaître ces deux phases, toutefois elles ne constituent pas d'unités cartographiables dinstinctes. De ce fait, les granodiorites de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arefl) englobent les phases à hornblende et à pyroxène. La roche est de couleur gris pale à gris rosé en cassure fraîche et elle s'altère à blanc-rose. La granulométrie est généralement moyenne. Les principaux minéraux mafiques, qui comptent pour 5 à 25% de la roche, sont soit, la biotite, la hornblende et la magnétite, soit la biotite, l'orthopyroxène, le clinopyroxène et la magnétite. L'alignement de ces minéraux définit une foliation faiblement à fortement développée. Dans certains cas, on observe la présence de noyaux de clinopyroxène rétrogradé en hornblende.

L'unité de tonalite (Arfe2) désigne l'ensemble des roches tonalitiques dans les domaines de Goudalie, du lac Minto et du Tikkerutuk, à l'exception des tonalites dans le sous-domaine de Dupire (Achnl). La roche est généralement de couleur gris moyen avec un contenu de minéraux mafiques variant entre 5 et 30 %. Les principaux minéraux mafiques sont la hornblende, la biotite et la magnétite. Les tonalites sont homogènes et foliées à localement gneissiques. Il est difficile d'établir différentes suites tonalitiques sur la base du taux de déformation, puisque les roches gneissiques sont généralement le résultat d'une transposition associée à une phase de déformation postérieure à la foliation régionale. Il est impossible de reconnaître avec certitude des gneiss tonalitiques qui pourraient représenter un socle, tel qu'identifiés par Percival et Card (1994).

Suite de Bacqueville (Abcv)

Des roches de compositions dioritique et gabbroïque ont été observées par Percival *et al.* (1991). On les trouve dans les domaines lithotectoniques du lac Minto, de Goudalie et d'Utsalik. Elles sont particulièrement bien préservées dans la région du lac Bacqueville (SNRC 34I). La Suite de Bacqueville a donc été établie pour désigner les unités de diorites et de gabbros à hornblende et à plagioclase (± clinopyroxène). Ces lithologies sont homogènes et de granulométrie moyenne à grossière. Elles se présentent sous forme de dykes démembrés et de lambeaux à l'intérieur des diatexites de la Suite du lac Minto (Amin) et des granodiorites de la rivière aux Feuilles (Arfe1). La Suite de Bacqueville a été injectée par les intrusions de la Suite de Morrice (Agdm). Percival et Card (1994) y notent la présence de rares pyroxénites et de lamproïtes.

Suite de MacMahon (Acmm)

La Suite de MacMahon a été établie pour décrire les roches charnockitiques de l'ensemble des domaines, à l'exception des roches granulitiques du Tikkerutuk situées au sud de la structure de Dupire. Il s'agit de roches intrusives dont la composition varie de granitique à tonalitique, qui sont généralement peu déformées et possédant une faible foliation. La granulométrie de ces roches est de taille moyenne, mais on y observe parfois des phases mégaphénocristiques de feldspath potassique. La couleur verdâtre du plagioclase donne à la roche, en surface fraîche, une teinte brun-vert typique des roches granulitiques. Les principaux minéraux mafiques sont l'orthopyroxène, le clinopyroxène, la magnétite et la biotite verte. Les intrusions de la Suite de MacMahon sont pour la plupart associées à des anomalies magnétiques positives bien circonscrites.

Suite de La Chevrotière (Alcv)

L'unité lithodémique de la Suite de La Chevrotière a été nommée pour décrire les roches de composition monzogranitique à phénocristaux de feldspath alcalin. On trouve ces roches à deux endroits dans la région, soit au nord de la structure de Nedlouc, soit à l'extrémité nord-est du feuillet SNRC 34H. Toutefois, la région à l'est du lac La Chevrotière (feuillet SNRC 34I) constitue le meilleur endroit pour observer ces roches. Elles coupent les tonalites et les granodiorites de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe1 et Arfe2) ainsi que des suites de Monchy (Amcy) et de Suluppaugalik (Aspk). La roche est de couleur gris-rose en surface fraîche et s'altère en rose jaunâtre. Les monzogranites de la Suite de La Chevrotière se caractérisent par la présence de mégaphénocristaux de microcline et d'orthose pouvant atteindre jusqu'à cinq centimètres de longueur. Les phénocristaux de feldspath potassique contiennent souvent des inclusions de quartz, de plagioclase et de biotite. La matrice est constituée de plagioclase, de quartz, de hornblende vert olive, de biotite brune, de titanite, de magnétite et d'apatite. La titanite est très abondante et forme des couronnes autour de certains grains de magnétite. Sur le terrain, le monzogranite prend l'aspect d'une roche massive à légèrement foliée. L'étude pétrographique montre un aspect folié, défini par l'alignement de la biotite et par une déformation intergranulaire (texture en mortier). Plusieurs minéraux contiennent des évidences d'altération post-métamorphique: le plagioclase est séricitisé, alors que la hornblende et la biotite sont partiellement altérées en chlorite. La transformation de ces minéraux pourrait s'expliquer soit par un métamorphisme rétrograde au faciès des schistes verts, soit par un épisode hydrothermal tardif.

Suite de Morrice (Agdm)

La Suite lithodémique de Morrice désigne l'ensemble des roches de composition granitique (Agdm1), à l'exception des roches mégaporphriques (Suite de La Chevrotière-Alcv) et des roches de composition charnockitique (Suite de MacMahon-Acmm et Suite de Lippens-Allp2). Étant donné que les granites des différents domaines lithotectoniques possèdent les mêmes caractéristiques à l'échelle du 1:250 000, il n'est pas possible de les différentier. Cette suite sera éventuellement subdivisée selon des critères pétrographiques, géochimiques et géochronologiques. Pour l'instant, l'unité de Morrice comprend toutes les intrusions, tous les dykes et toutes les pegmatites de composition granitique (à l'exception des suites de La Chevrotière, de MacMahon et de Lippens), peu importe le domaine dans lequel ils se trouvent. Elle comprend également trois petites intrusions de leucotonalites tardives situées dans le secteur du lac Duvert (Agdm2). Les granites sont généralement de couleur rosée, de granulométrie moyenne à grossière et parfois pegmatitique. Elles sont peu déformées et légèrement foliées. Les principales phases minérales sont le quartz, la microcline, le plagioclase, la biotite verte et, en moins grande quantité, la hornblende. Les granites coupent la plupart des unités présentes dans la région du lac Nedlouc. Par endroits, des observations de terrain nous suggèrent la présence de contacts transitionnels entre les diatexites et les granites. Selon ces contacts, les granites pourraient résulter de la cristallisation d'un liquide fractionné à partir des diatexites. Toutefois, le manque de données géochimiques ne nous permet pas de confirmer ou d'infirmer cette interprétation.

Dykes de diabase protérozoïque

Toutes les unités de la région sont recoupées par des dykes de diabase qui sont post orogéniques par rapport à la déformation et au métamorphisme régional archéen. Certains de ces dykes sont affectés par un réseau de fractures associé à une phase de déformation cassante tardive. Ils possèdent une structure isotrope et des bordures figées bien développées. La plupart des dykes sont discontinus et

ils font moins de 50 mètres de largeur. Par conséquent, ils ne sont pas représentés sur la carte géologique. La diabase est généralement fraîche et contient communément une texture subophitique.

Dans l'ensemble, les dykes possèdent une orientation variable. Cependant, ils semblent se répartir en trois groupes selon les orientations les plus communes. Les dykes les plus abondants sont orientés WNW-ESE à WSW-ENE. Le deuxième groupe le plus commun contient les dykes d'orientation NS à NE-SW. Le reste des dykes qui ont été répertoriés affichent généralement une orientation NW-SE. L'âge de ces trois groupes de dykes est incertain. Néanmoins, en se basant sur des études paléomagnétiques et géochronologiques effectuées sur les dykes du secteur de la rivière aux Feuilles (Buchan *et al.*, 1998), les dykes de la région cartographiée pourraient appartenir à trois essaims distincts. Le premier groupe et le troisième ont des orientations semblables aux dykes de Maguire (ca. 2230 Ma) et de Minto (1998 ± 2 Ma), tandis que l'orientation du deuxième groupe est analogue à celle des dykes de Ptarmigan (2505 ± 2 Ma) (Buchan *et al.*, 1998). Toutefois, des études plus approfondies sont nécessaires afin de bien différencier les dykes de la région cartographiée et d'établir une corrélation plus rigoureuse.

STRUCTURE

Le bloc de Minto se caractérise par un grain structural régional orienté NNW-SSE. Ce grain est reflété par la configuration des anomalies aéromagnétiques (figure 4). À certains endroits, le patron magnétique contient des structures régionales en forme de sigmoïde d'amplitude plurikilométrique. On note également que les anomalies aéromagnétiques et gravimétriques sont tronquées dans plusieurs secteurs par des linéaments majeurs d'orientation est-ouest. Ces linéaments sont interprétés comme étant des structures de nature ductile-cassante.

Le patron d'affleurement des unités dans la région du lac Nedlouc reflète un contexte structural complexe résultant d'au moins cinq phases de déformation ductile et d'une phase de déformation cassante. L'évolution structurale est ponctuée d'événements intrusifs pré à post tectoniques qui viennent modifier ou masquer de façon importante l'aspect général de la structure. Il faut considérer que l'absence d'horizon stratigraphique repère, le degré de métamorphisme élevé, ainsi que le manque de structures primaires imposent des limites à une analyse structurale détaillée. Néanmoins, les structures mésoscopiques et kilométriques observées, responsables du patron d'affleurement, permettent une interprétation de la structure qui convient à une cartographie régionale à l'échelle de 1:250 000. Afin de faciliter la description des différents éléments structuraux, la nomenclature D_1 à D_6 est utilisée pour les phases de déformation. Il est à noter que cette terminologie n'implique pas nécessairement six épisodes distincts de déformation. Les structures qui leurs sont associées, tels que les foliations et les plis, sont identifiées de façon correspondante (S_1, S_2, etc. ; P_1, P_2, P_3, etc.) (tableau 1).

Éléments structuraux et phases de déformation

Les structures et textures primaires d'origine sédimentaires et volcaniques dans la région du lac Nedlouc ont été largement oblitérées par la déformation intense et le métamorphisme régional. Cependant, certaines structures et textures primaires ont été identifiées dans les roches supracrustales les mieux préservées. À certains endroits, les roches volcaniques mafiques présentent des vestiges de coussins aplatis avec des bordures figées et recristallisées, alors qu'il est encore possible de distinguer des roches volcaniques felsiques constituées d'horizons de tufs et de pyroclastites. Par ailleurs, le rubanement compositionnel dans les formations de fer et les paragneiss représente vraisemblablement un litage sédimentaire primaire quoique largement transposé par la déformation et recristallisé lors du métamorphisme. Conséquemment, il est impossible d'effectuer une analyse structurale cohérente des surfaces S_0 et des polarités stratigraphiques.

La foliation principale dans la région étudiée est définie par l'orientation préférentielle de la biotite, de la hornblende et de l'orthopyroxène. Elle est également représentée à plusieurs endroits par une gneissosité et localement par un litage migmatitique. La gneissosité dans les roches métasédimentaires et métavolcaniques découle probablement du litage primaire fortement modifié par le métamorphisme. Par contre, la gneissosité dans les roches plutoniques est marquée par l'intensification de la foliation minérale résultant de l'augmentation du taux de déformation. Le litage migmatitique, quant à lui, est défini par l'alternance irrégulière de leucosome et de paléosome dans les roches qui ont été affectées par une fusion partielle.

Au point de vue régional, la foliation principale dans la région du lac Nedlouc peut-être est corrélée avec celle observée dans les ceintures de Vizien et de Kogaluc situées plus au nord (Percival *et al.*, 1995; Lin *et al.*, 1996). Dans ces ceintures, la foliation principale est identifiée comme étant associée à la phase de déformation D_2, soit une foliation S_2. Celle-ci est précédée d'une fabrique S_1, localement préservée dans des blocs conglomératiques et déformée par les plis P_2. La foliation S_1 est associée a une première phase de déformation D_1 marquant un épisode précoce de chevauchement (Percival *et al.*, 1995; Lin *et al.*, 1996). Par conséquent, la foliation principale dans la région du lac Nedlouc est identifiée comme une fabrique S_2 en accord avec le barème structural déjà proposé dans les régions de Vizien et de Kogaluc.

Dans la région du lac Nedlouc, la phase de déformation D_1 s'exprime par une fabrique (S_1) localement préservée

TABLEAU 1 - Interprétation préliminaire des événements tectonométamorphiques dans la région du lac Nedlouc.

Métamorphisme			Structure	
épisode	faciès	évidences	phase	caractéristiques
M3	schiste vert	rétrogression: GR et BO --> CL PG et CD --> SR présence de CL et EP zircons hydrothermaux *ca.* 2,6 Ga	D6	failles cassantes tardives, réseau conjugué
M2 ▲	amphibolite	superposition de HB sur cisaillement D4	D5	plis ouverts à fermés P5 orientés ENE - WSW sporadiques, pas de foliation associée
M 2+	granulite	-charnockites tardives -mobilisats à OX-CX (non déformés)	D4	cisaillement (dextre) NW - SE (Goudalie), fabrique mylonitique, plis d'entraînement P4
▼ M2	amphibolite	granitoïdes HB, BO superposition de HB sur OX primaire diatexite (Goudalie) AD, SM, CD, GR	D3 ▲	plis serrés à isoclinaux P3 orientés ENE - WSW, réorientés par cisaillement D4 (pas de foliation associée)
			D2	foliation pénétrative S2 et plis isoclinaux P2 orientés parallèlement aux contacts (NNW-SSE)
M1	granulite	-diatexite (lac Minto) OX-GR -paragneiss à OX -roches volcaniques (OX) -intrusions précoces	▼ D1(?) ▼	foliation discordante avec la foliation régionale S2 à l'intérieur d'enclaves

dans des enclaves de roches supracrustales. Cette fabrique se trouve à angle avec la foliation principale (S_2) observée dans les roches intrusives. Par contre, la foliation principale (S_2), dans les ceintures de roches supracrustales, se superpose à la fabrique S_1 et l'oblitère complètement. De ce fait, il est impossible d'établir une interprétation structurale pour la phase de déformation D_1, puisque la fabrique associée (S_1) est confondue avec la foliation principale S_2. La foliation principale (S_2), dont le pendage est abrupte, est concordante avec les contacts lithologiques et les limites des domaines lithotectoniques. Ce fait implique une transposition des contacts géologiques. La variation de l'attitude de la foliation principale (S_2) permet de subdiviser la région en cinq domaines structuraux. Les stéréogrammes des domaines structuraux 1 et 4 font ressortir une orientation variant de N-S à NNW-SSE pour la foliation S_2, alors que ceux des domaines 3 et 5 indiquent une orientation NW-SE pour cette même foliation (figure 5). Par contre, le stéréogramme du domaine 2 fournit la preuve d'un changement radical de l'orientation de la foliation, celle-ci prennant une attitude est-ouest. Les résultats d'une étude structurale détaillée effectuée par Lamothe (1997) dans la région du lac Dupire (domaine structural 2, figure 5), nous suggèrent que le développement de la foliation principale (S_2) est contemporain à celui d'un réseau de failles de chevauchement. Cet événement est associé à une linéation minéralogique qui plonge à angle prononcé dans le plan de chevauchement.

La phase de déformation D_2 génère également des linéations L_2 et des plis isoclinaux P_2. Les linéations sont définies par l'allongement de minéraux et d'agrégats de minéraux dans le plan de la foliation (S_2) et elles ont des plongements modérés à abruptes (figure 5). Les plis mésoscopiques P_2, observés à quelques endroits seulement, sont des plis intrafoliaux, démembrés et serrés à isoclinaux. Ces plis sont identifiés dans la ceinture de Dupire (Lamothe, 1997) (domaine structural 2, figure 5), ainsi que dans la ceinture de Morrice. Dans cette dernière, les roches supracrustales forment une quille synforme isoclinale P_2 orientée nord-sud (domaine structural 4).

La phase de déformation D_3 a permis de générer des plis P_3 serrés à isoclinaux, d'orientation WNW-ESE à NNE-SSW et d'amplitudes métriques à kilométriques. Ces plis affectent la foliation principale S_2. En conséquence, la phase D_3 est responsable du changement d'orientation et de plongement des axes de plis P_2. Contrairement aux plis P_2, ceux de génération P_3 ne présentent généralement pas de foliation. La géométrie des charnières des plis P_3, qui

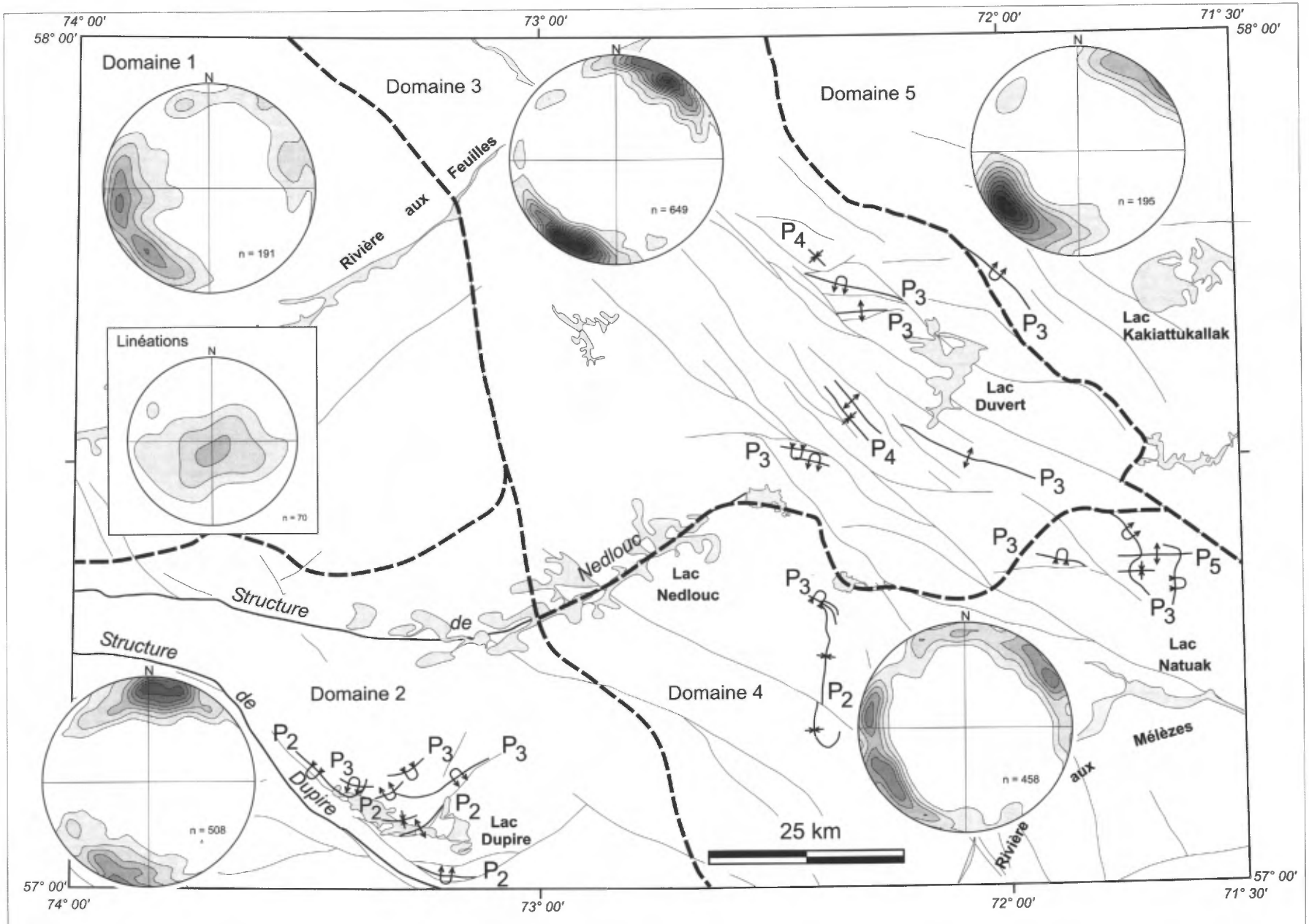


FIGURE 5 - Principaux éléments structuraux de la région du lac Nedlouc et projection stéréographique de la foliation principale et des linéations tectonométamorphiques. (n = nombre de mesures)

varie d'arrondie à aiguë, pourrait s'expliquer par une différence de rhéologie entre les unités volcano-sédimentaires et granitiques. Dans le domaine de Goudalie, la distribution de ces unités semble contrôlée, en partie, par les macroplis de génération P_3 (domaine structural 3; figure 5). Lamothe (1997) mentionne que les plis P_3, ayant des traces axiales orientées NE-SW, sont responsables de l'orientation des anomalies magnétiques dans la région du lac Dupire.

Le domaine structural 2 qui inclut le Complexe de Dupire se distingue, comparativement aux autres domaines, par une différence d'orientation des traces axiales de P_2 et P_3 ainsi que de la foliation principale S_2. Cette caractéristique du domaine 2 se perçoit dans l'orientation générale E-W des anomalies magnétiques par opposition à une orientation NW-SE dans les autres domaines. Il apparaît donc que les unités du domaine 2 pourraient avoir subi une ré-orientation postérieure à la phase de déformation D_3. Une interprétation possible quant aux mécanismes responsables de cette ré-orientation pourrait être qu'elle soit causée par un déplacement en coulissage le long des structures de Nedlouc et de Dupire. La structure de Nedlouc correspond à la limite nord du domaine 2 tandis que la structure de Dupire traverse ce domaine avec une orientation NW-SE. La déviation de la foliation principale en bordure de chacune de ces deux structures ductiles-cassantes suggère un déplacement senestre le long de la structure de Nedlouc et un déplacement senestre le long de la structure de Dupire. Une étude systématique des indicateurs cinématiques permettrait de corroborer cette interprétation.

La phase de déformation D_4 est associée à d'importantes zones de cisaillement orientées NW-SE. Ces zones contiennent une fabrique mylonitique (S_4) et des plis d'entraînement (P_4). Le long des zones de cisaillement, dont la largeur n'excède pas quelques mètres, la fabrique mylonitique transpose complètement la foliation S_2 (annexe 1, photo 5) et réoriente les plis P_2 et P_3. Les structures associées à la phase D_4 se concentrent principalement dans le domaine structural 3 de la partie centrale de la région (figure 5). Ces structures, observées dans la ceinture de Duvert, sont probablement responsables du démembrement des unités volcano-sédimentaires de cette ceinture. L'asymétrie des plis d'entraînement P_4, générés par les zones de cisaillement suggère un mouvement dextre. Finalement, la différence d'orientation de la foliation principale entre les domaines lithotectoniques de Goudalie (NW-SE) et du Lac Minto (N-S), est imputable à la phase D_4.

Les structures associées à la phase D_5 n'ont été observées que localement dans les séquences volcano-sédimentaires du domaine de Goudalie, c'est à dire principalement au nord du lac Natuak (domaine structural 4, figure 5). Elles correspondent à des plis (P_5) droits, ouverts à serrés, orientés ENE-WSW. Ce plissement n'a pas généré de fabrique axiale mais les plis sont généralement associés à de petites zones de cisaillement parallèles aux plans axiaux.

La phase de déformation D_6 est à l'origine du réseau de failles cassantes tardives qui est observé aussi bien à l'échelle de l'affleurement qu'à celle de la carte. Ces failles définissent des linéaments topographiques associés à des zones de cataclasites de largeur décamétrique. Elles sont principalement orientées E-W et, elles développent un réseau de fractures conjuguées, dont les orientations sont NW-SE et NE-SW. Par endroits, on note que les zones de cisaillement D_4 sont réactivées par les structures cassantes D_6. Les résultats de l'étude pétrographique des lithologies provenant de certaines des structures cassantes D_6 nous révèlent que les fragments contenus à l'intérieur des cataclasites possèdent des fabriques mylonitiques. Ce fait implique une déformation ductile antérieure aux zones de cataclasites. Les zones D_6 sont communément associées avec des zones d'altération riches en hématite, en chlorite et en épidote. Il est possible que ces structures aient été actives à l'Archéen et aient été réactivées par la suite alors qu'elles auraient servi de conduits pour la canalisation de fluides hydrothermaux. Certaines de ces zones (D_6) recoupent également les dykes de diabase d'âge protérozoïque.

MÉTAMORPHISME

Selon les différents assemblages métamorphiques observés, la région du lac Nedlouc a subi plusieurs épisodes prograde de métamorphisme aux faciès des granulites et des amphibolites et un épisode rétrograde probable aux faciès des schistes verts. Des liens ont été établis entre les assemblages métamorphiques et les phases de déformation afin d'élucider l'évolution tectonométamorphique du bloc de Minto dans la région du lac Nedlouc (tableau 1).

L'épisode M_1 est marqué par la présence d'orthopyroxène dans certaines intrusions précoces, dans les diatexites et les paragneiss du domaine du lac Minto, ainsi qu'à l'intérieur du mobilisat de certaines roches volcaniques. L'orthopyroxène dans ces roches est déformé par la foliation régionale S_2, indiquant des conditions granulitiques pré à syn D_2. L'épisode M_2, quant à lui, est représenté dans les diatexites du Goudalie par l'assemblage métamorphique suivant : andalousite-cordiérite-sillimanite-grenat. Cet assemblage est indicateur de conditions métamorphiques aux faciès des amphibolites sous des pressions inférieures à 3,5 kbar. Les diatexites du Goudalie sont affectées par la foliation S_2, nous suggérant que ces roches se sont mises en place durant l'épisode de déformation D_2. Le métamorphisme M_2 se manisfeste également par la superposition de porphyroblastes de hornblende, orientés selon la foliation S_2, sur des cristaux d'orthopyroxène primaire. L'épisode M_2 semble coïncider avec une réactivation locale des conditions granulitiques. On peut attribuer à ce métamorphisme la production de mobilisats non déformés à orthopy-

roxène-clinopyroxène-hornblende (annexe 1, photo 6) et la mise en place d'intrusions charnockitiques tardives.

Régionalement, on observe une importante rétrogression de certains minéraux en chlorite (biotite et grenat) et en séricite (plagioclase et cordiérite) qui pourrait correspondre, soit à un épisode de métamorphisme rétrograde (M_3), soit à une circulation hydrothermale post métamorphique. Les structures cassantes tardives (D_6), associées à des zones d'altération, auraient servi de canalisation à la circulation des fluides. À certains endroits, des dykes de diabase, interprétés comme étant d'âge protérozoïque, sont localement affectés par ces zones d'altération. Cette influence nous suggère qu'au moins une partie de cette altération est protérozoïque, ou plus jeune. Une étude plus approfondie sur les assemblages associés aux zones d'altération est nécessaire afin de mieux comprendre le phénomène.

GÉOCHRONOLOGIE

Un programme de géochronologie a été entrepris sur des lithologies spécifiques et représentatives observées dans les différents domaines de la région de Nedlouc. Les résultats préliminaires d'analyses isotopiques U-Pb (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique - TIMS) et d'analyses des isotopes ^{207}Pb-^{206}Pb (analyses *in situ* par ablation laser et spectrométrie de masse par ionisation au plasma – LA-ICP-MS) sont présentés afin d'établir les âges de mise en place, d'héritage et de métamorphisme pour neuf échantillons. Les résultats des analyses U-Pb sont présentés dans ce texte en millions d'années (Ma) avec un intervalle de confiance de deux écarts-types alors que les résultats des analyses Pb-Pb sont présentés en milliards d'années (Ga) avec un intervalle de un écart type. Dans ce dernier cas, les incertitudes non mentionnées dans le texte sont évaluées à *ca.* ±1 %. Les travaux d'analyses U-Pb en cours permettront ultérieurement de préciser les âges, principalement ceux de mise en place. Les échantillons provenant des domaines de Goudalie, du Lac Minto (sous-domaine de Dupire) et de Tikkerutuk ont été sélectionnés afin de mieux caractériser les unités lithostratigraphiques et lithodémiques qui constituent ces domaines et d'en préciser les relations temporelles.

Quatre échantillons ont été recueillis dans la partie sud-est du domaine de Goudalie (sites 1 à 4; figure 4). Deux de ces échantillons proviennent de lithologies spécifiquement attachées au domaine : un tuf felsique provenant du Complexe de Duvert et une diatexite à grenat-biotite-cordiérite de la Suite de la rivière aux Mélèzes. Cette suite apparaît comme un évènement syn à tardi tectonique qui caractérise la région. Les deux autres échantillons proviennent des suites intrusives qui sont présentes dans plusieurs domaines, soit une tonalite massive à foliée recueillie d'une unité homogène appartenant à la Suite de la rivière aux Feuilles, soit un granite à biotite-grenat de la Suite de Morrice qui coupe les tonalites. De plus, deux échantillons ont été ramassés à partir des horizons volcaniques felsiques dans le secteur sud du domaine du lac Minto (sous-domaine de Dupire) (sites 5 et 6; figure 4). Un troisième échantillon a été recueilli dans la Suite de Charnière (site 7; figure 4), une suite intrusive de granodiorite-tonalite foliée et à l'intérieur de laquelle les lambeaux de roches volcano-sédimentaires du Complexe de Dupire sont encaissés. Finalement, deux lithologies ont été échantillonnées dans la partie sud-ouest de la région à partir des intrusions charnockitiques de la Suite de Lippens, principale constituante du domaine de Tikkerutuk. À cet endroit, les intrusions massives à faiblement foliées coupent les granodiorites foliées à gneissiques de la Suite de la rivière aux Feuilles.

Tuf (Advt2) du Complexe de Duvert et diatexite (Aram) de la Suite de la rivière aux Mélèzes (domaine de Goudalie)

L'échantillon de tuf felsique (98-MP-1373; 1 figure 4; coordonnées UTM : NAD 83; 677547E, 6375597N), vraisemblablement d'origine volcanoclastique, a livré des zircons qui se répartissent en deux populations. La première population, la plus importante, est constituée de prismes trapus, de couleur brun foncé, présentant une zonation magmatique marquée. La deuxième population se présente comme une génération soit de surcroissances de zircon incolore se superposant sur les cristaux de la première population, soit sous la forme de petits prismes de zircon incolores néoformés. Le traitement statistique des résultats d'analyses $^{207}Pb/^{206}Pb$ pour une vingtaine de cristaux des deux populations a permis de préciser un mode principal à 2,68-2,69 Ga que l'on associe aux zircons de la première population. Deux autres modes d'ordre secondaire sont observables et représentent à la fois des âges plus jeunes à *ca.* 2,63 Ga, vraisemblablement reliés à la deuxième génération de zircon, et plus anciens à *ca.* 2,72 Ga, associés dans ce cas à des inclusions de zircons anciens. Trois analyses préliminaires U-Pb, effectuées sur des fractions de zircon de la première population, ont livré des âges entre 2683 et 2691 Ma pour lesquels le calcul de régression linéaire permet d'établir un âge de 2713±6 Ma, la meilleure estimation pour l'âge de mise en place.

Un échantillon de diatexite (98-AL-127; 2 figure 4; coordonnées UTM : NAD 83; 660957E, 6368723N) a été prélevé dans la partie centrale du domaine de Goudalie, là où l'unité est homogène et sans enclave. Par contre, d'un point de vu régional, l'unité de diatexite qui recoupe le Complexe de Duvert et en partie la Suite de la rivière aux Feuilles est généralement hétérogène car elle comprend une bonne proportion d'enclaves de paragneiss. Trois types de zircons ont été identifiés dans la fraction des minéraux accessoires : 1) des cristaux xénomorphes, équidimensionnels, bruns très foncés, dans lesquels on observe des noyaux, 2) des

prismes trapus aux arrêtes émoussées, 3) des prismes allongés et incolores dont la partie centrale est constituée d'une zone diffuse de couleur brunâtre. Les analyses $^{207}Pb/^{206}Pb$ n'ont pas donné de résultats cohérents pour chacune des populations. Ce fait nous suggère donc que la formation des cristaux doit être associée à de multiples épisodes de cristallisation. Cependant, le traitement statistique de l'ensemble des résultats fait ressortir trois modes distincts pouvant être interprétés comme : 1) la présence de noyaux plus anciens que 2,75 Ga, 2) l'âge de mise en place de la diatexite avec un mode principal à 2,66-2,67 Ga, 3) l'empreinte d'un évènement thermique tardif à *ca.* 2,61 Ga. Finalement, deux analyses U/Pb ont été réalisées sur des cristaux de monazite et ont livré des résultats pratiquement identiques de *ca.* 2671 Ma. Ces résultats confirment l'âge de mise en place des diatexites qui est représentée par le mode principal découlant du traitement statistique des résultats d'analyses sur zircons.

Tonalite de la Suite de la rivière aux Feuilles (Arfe2) et granite de la Suite de Morrice (Agdm)

Une tonalite massive à faiblement foliée (98-AL-367; site 3, figure 4; coordonnées UTM : NAD 83; 658525E, 6347037N) a été échantillonnée à la limite sud du domaine de Goudalie, là où elle est coupée par une unité de granite à biotite-grenat (98-AL-316; site 4, figure 4; coordonnées UTM : NAD 83; 656165E, 6364710N). Les zircons récupérés de la tonalite se répartissent en deux populations. Une première population est constituée de cristaux trapus, de couleur brun moyen et aux arrêtes bien définies parmi lesquels on distingue aussi des cristaux sub-automorphes, de couleur brun foncé. La deuxième population correspond à une seconde génération de zircon incolore et limpide pouvant former soit des surcroissances, soit des cristaux prismatiques. Les analyses préliminaires de $^{207}Pb/^{206}Pb$ ont donné plusieurs âges parmi lesquels quatre modes peuvent être distingués : deux générations de noyaux anciens ont produit des modes à *ca.* 2,75 Ga et entre 2,78 et 2,84 Ga, un mode principal à 2,70-2,71 Ga est associé aux cristaux de la première population et un dernier mode correspond à un âge plus jeune, soit à *ca.* 2,60-2,61 Ga.

Contrairement à la tonalite, le granite (98-AL-316) contient une seule population homogène de zircon constituée de prismes courts à section hexagonale, de couleur brun rougeâtre et présentant une zonation magmatique diffuse. Les résultats des analyses $^{207}Pb/^{206}Pb$ sur une quinzaine de cristaux ont permis de calculer des âges variant entre 2,69 et 2,72 Ga. Ceux-ci se distribuent pour définir un seul mode à *ca.* 2,70 Ga fournissant ainsi un âge préliminaire pour la mise en place de la suite granitique. Les analyses U-Pb de cristaux de monazite effectuées sur chacun des échantillons ont livré des résultats qui varient entre 2668 et 2675 Ma. Ces résultats confirment que les suites intrusives ont été affectées par un métamorphisme vraisemblablement contemporain à la mise en place des diatexites de la Suite de la rivière aux Mélèzes.

Tufs felsiques du Complexe de Dupire (Adpr3) et tonalite de la Suite de Charnière (Achn1)

La portion sud du domaine du Lac Minto (sous-domaine de Dupire) se distingue par la présence de la séquence volcano-sédimentaire du Complexe de Dupire à partir de laquelle deux échantillons d'horizons felsiques ont été cueillis, un tuf à phénocristaux de quartz (98-MP-1436; site 5, figure 4; coordonnées UTM : NAD 83; 604475E, 6328112N) et une volcaniclastite (98-MP-1372; site 6, figure 4; coordonnées UTM : NAD 83; 602930E, 6325922N). Un troisième échantillon, cette fois de tonalite à biotite et à épidote (98-MP-1438; site 7, figure 4; coordonnées UTM, NAD 83: 607007E, 6340301N), a été prélevé à proximité des tufs felsiques. L'échantillon provenant du tuf à phénocristaux contient des zircons prismatiques, trapus et de couleur brun moyen. Ils constituent une seule population dont les cristaux sont très fracturés. Les âges préliminaires $^{207}Pb/^{206}Pb$ de ces zircons se situent autour de 2,79-2,80 Ga, mais on remarque la présence d'un mode à *ca.* 2.9 Ga qui caractérise les petites inclusions de zircons anciens. Les résultats préliminaires d'analyses U-Pb se distribuent sur une droite de régression dont l'intercepte supérieur définit un âge de 2787±4 Ma. Ce dernier est interprété comme celui de la mise en place du tuf à phénocristaux (98-MP-1436).

Les zircons de l'échantillon provenant de l'horizon de volcaniclastite sont de deux populations distinctes : 1) des cristaux automorphes ayant l'apparence de prismes allongés et incolores et 2) des prismes trapus de couleur brun foncé présentant une zonation magmatique et une surcroissance. Les âges préliminaires $^{207}Pb/^{206}Pb$ indiquent que les cristaux de la première population représentent des zircons anciens et hérités pour lesquels les âges varient entre 2,92 et 2,94 Ga. Les résultats des analyses effectuées sur une série de cristaux de la deuxième population indiquent que les surcroissances ont des âges de *ca.* 2,81-2,82 Ga alors que les noyaux sont légèrement plus anciens à *ca.* 2,85 Ga.

Quant aux zircons de l'échantillon de tonalite, ils forment une population homogène de prismes à section rectangulaire et de couleur brun foncé à l'intérieur desquels il est possible de distinguer la présence d'inclusions de zircon. Les analyses $^{207}Pb/^{206}Pb$ effectuées sur une quinzaine de cristaux ont produit des âges s'échelonnant entre 2,72 et 2,76 Ga. Le traitement statistique de ces résultats confirme la présence d'un mode principal à *ca.* 2,74-2,75 Ga. Ce mode est interprété comme celui représentant l'âge de la cristallisation de la granodiorite, un âge qui devra cependant être précisé. Le traitement statistique révèle aussi un deuxième mode entre 2,63 et 2,65 Ga. Ce dernier pourrait représenter, une fois de plus un évènement thermique tardif. Cet âge est confirmé par l'analyse de la titanite pré-

sente comme minéral accessoire et dont l'âge U-Pb a été établi à 2637±7 Ma.

Enderbite et charnockite de la Suite de Lippens (Allp) (domaine de Tikkerutuk)

Les échantillons d'enderbite (MP-1323; site 8, figure 4) et de charnockite (MP-1260; site 9, figure 4) de la Suite de Lippens proviennent respectivement des localités types identifiées pour chacune des lithologies (voir section stratigraphie). Les zircons récupérés de l'enderbite constituent deux populations morphologiques distinctes : 1) des prismes courts, incolores et de forme simple et 2) de petits cristaux brunâtres, prismatiques à équidimensionnels, sur lesquels on peut distinguer une mince surcroissance. Les résultats préliminaires d'analyses U-Pb pour 3 cristaux de la première population indiquent un âge de 2757±9 Ma. Les analyses U-Pb effectuées sur deux cristaux équidimensionels de la deuxième population ont produit des âges de 2704 Ma et 2708 Ma, pour lesquelles la discordance est évaluée à ca. 2 %. Les résultats des analyses de $^{207}Pb/^{206}Pb$ effectuées sur des cristaux de la même population ont produit des âges entre 2,69 et 2,70 Ga. L'âge de mise en place de l'enderbite est interprété comme se situant entre 2,70 et 2,71 Ga. Par ailleurs, les zircons provenant de la charnockite sont hétérogènes, très fracturés et présentent des zones métamictes importantes. Les âges $^{207}Pb/^{206}Pb$ produits à partir de l'analyse de nombreux cristaux se répartissent selon quatre modes soit 2,64-2,65 Ga, 2,69-2,70 Ga, 2,75 Ga et 2,82-2,84 Ga. Il s'agit donc de cristaux caractérisés par une histoire de cristallisation complexe et affectés par une remobilisation tardive. Il est présentement difficile, en considérant l'ambiguïté des résultats obtenus, de conclure sur l'âge de mise place de cette intrusion.

LITHOGÉOCHIMIE

Dans le but de caractériser les principales unités lithodémiques cartographiées dans la région de Nedlouc, 110 échantillons de roches, dont 71 granitoides, 28 volcaniques et 11 ultramafiques, ont été sélectionnés pour effectuer une étude lithogéochimique. La totalité de ces échantillons a été analysée pour les éléments majeurs et les éléments traces, tandis que 39 de ces échantillons furent aussi analysés pour les éléments des terres rares. Les analyses ont été effectuées au centre de Recherche minérale du Québec (CRM) suivant les différentes méthodes analytiques énumérées ci-après. Les éléments majeurs et certains éléments traces (Nd, Rb, Sr, Y et Zr) ont été analysés par fluorescence X, les éléments traces tels Ni, V, Cu, Zn et Li ont été dosés par spectrométrie d'émission atomique au plasma (SEAP) alors que les éléments des terres rares ont été analysés par activation neutronique. Les résultats présentés dans cette section se limitent à ceux obtenus pour les roches volcaniques de composition mafique à felsique, ainsi que pour les roches ultramafiques. Les données géochimiques des roches volcaniques de la région du lac Dupire, proviennent des travaux de Lamothe (1997) et sont tirées de la base de données du SIGÉOM. Il faut noter qu'il n'est pas fait état des résultats obtenus pour les granitoïdes qui feront l'objet d'une étude ultérieure.

Les ceintures de roches vertes, en plus de leur intérêt économique, contiennent des informations importantes pour de la compréhension de la géotectonique de l'ensemble du bloc de Minto. Conséquemment, l'étude lithogéochimique des roches de la région du lac Nedlouc a pour objectif : 1) l'identification des différents environnements de mise en place de ces roches volcaniques et 2) l'établissement de corrélations lithologiques possibles entre les différentes ceintures de roches volcano-sédimentaires des complexes de Duvert et de Dupire.

La stratigraphie effectuée à partir des travaux de cartographie sur les différents lambeaux de roches supracrustales a permis de les regrouper à l'intérieur des complexes de Duvert et de Dupire (voir section stratigraphie). Quatre secteurs de la région de Nedlouc se caractérisent par une concentration importante de lambeaux de roches supracrustales. Ces secteurs sont interprétés comme des reliques de ceintures de roches vertes métamorphisées et démembrées. Ce sont les ceintures de Duvert, de Natuak, de Morrice, et de Dupire, à partir desquelles les échantillons présentés ci-après ont été prélevés. Tous les échantillons qui font l'objet de l'étude ont été prélevés là où l'origine volcanique est certifiée par la présence de reliques de basaltes coussinés ou par l'association de paragneiss, de formation de fer ou de pyroclastites felsiques.

Résultats

Éléments majeurs et traces

Les résultats des analyses pour les éléments majeurs et traces sont présentés sur les diagrammes des figures 6 et 7. Le diagramme de classification de Floyd et Winchester (1977) permet d'observer que les roches volcaniques de la région de Nedlouc ont une composition qui correspond à celle d'une suite subalcaline composée de basaltes, d'andésites et de rhyodacites (figure 6a). L'ensemble de ces analyses est aussi présenté sur le diagramme de discrimination magmatique AFM (figure 6b) tel que proposé par Irvine et Baragar (1971). Ce diagramme permet de constater que les basaltes ont une variation de leur composition qui s'apparente à celle des suites tholéiitiques caractérisée par un enrichissement en Fe_2O_3t. Quant aux échantillons de composition intermédiaire à felsique, ils semblent présenter le même enrichissement en alcalis que les suites calco-

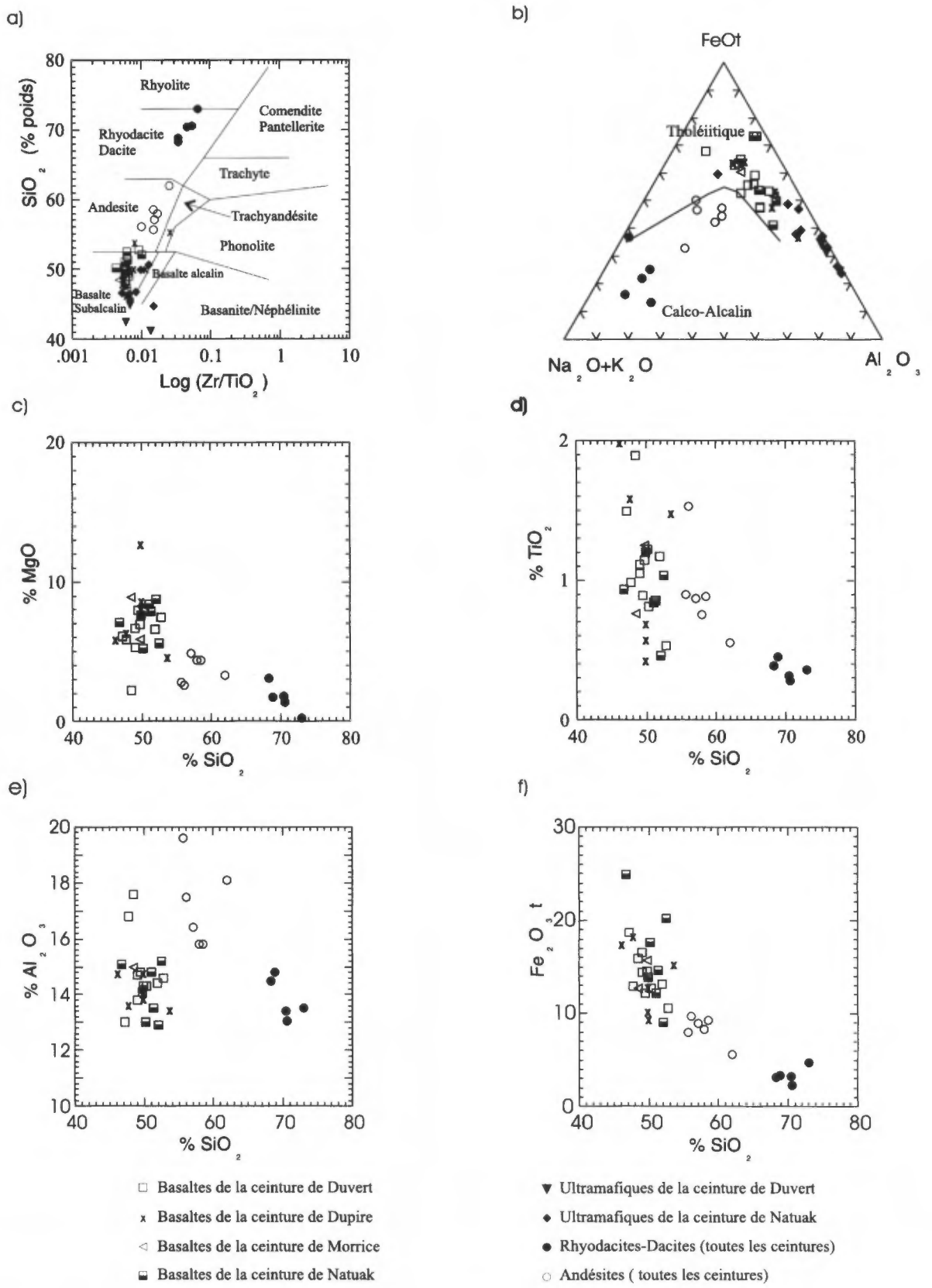


FIGURE 6 - Diagrammes géochimiques pour les résultats d'analyse des éléments majeurs obtenus à partir des roches volcaniques et des roches ultramafiques de la région du lac Nedlouc : **a)** Diagramme de classification SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Winchcrter et Floyd, 1977); **b)** Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971); champs A et B : basaltes tholéiitiques de type îles en arc, pauvres en K_2O; champ B : basaltes de fond océanique; champs B et C : basaltes calco-alcalins; champ D : basaltes intraplaques; Diagrammes binaires **c)** MgO vs SiO_2; **d)** TiO_2 vs SiO_2, **e)** Al_2O_3 vs SiO_2, **f)** Fe_2O_3 total vs SiO_2.

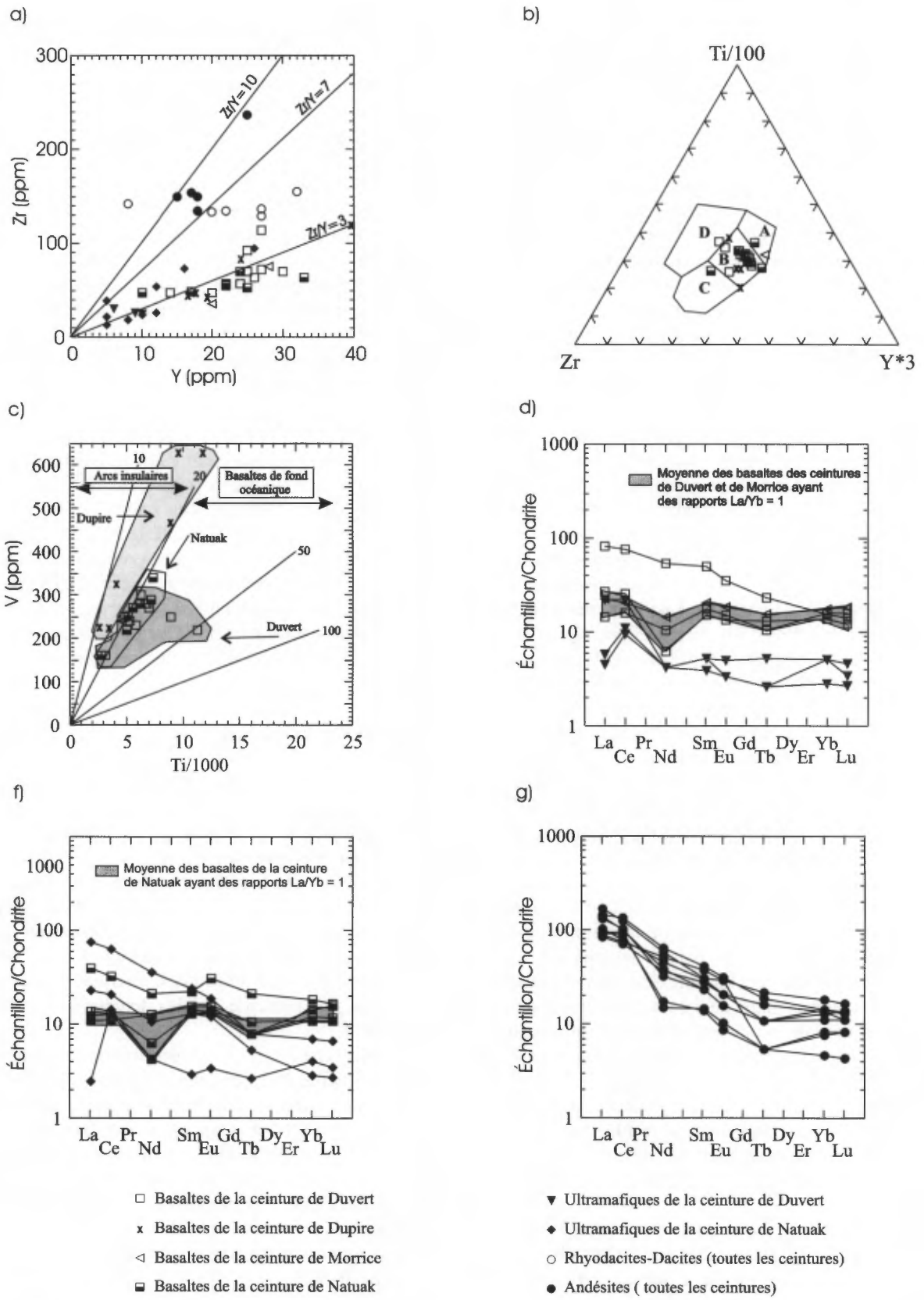


FIGURE 7 - Diagrammes géochimiques pour les résultats d'analyse des éléments traces et des terres rares obtenus à partir des roches volcaniques et des roches ultramafiques de la région du lac Nedlouc : **a)** Diagramme Zr/Y; **b)** Diagramme paléotectonique Zr-Ti-Y (Pearce et Cann, 1973); **c)** Diagramme paléotectonique Ti/V (Shervais, 1982); Diagrammes des éléments des terres rares normalisées aux chondrites; **d)** Roches volcaniques mafiques de la ceinture de Duvert; **e)** Roches volcaniques mafiques de la ceinture de Natuak; **f)** Roches volcaniques intermédiaires à felsiques de l'ensemble des ceintures.

alcalines. Les diagrammes des figures 6c à 6f contiennent les concentrations de quelques éléments majeurs pour l'ensemble des échantillons de basaltes, d'andésites et de rhyodacites-dacites.

Les roches ultramafiques ont des compositions qui correspondent à celles des basaltes komatiitiques et des komatiites car elles ont des concentrations en SiO_2 qui varient entre 41,2 et 50,6 %. Elles se caractérisent par des concentrations moyennes à élevées en Fe_2O_3t (10-18 %) et en MgO (6,3-31,3 %). Les éléments mineurs compatibles comme le Cr et le Ni ont des concentrations qui varient respectivement entre 300 et 5100 ppm, et entre 67 et 1500 ppm. Les concentrations en éléments majeurs dans les basaltes varient entre 2,3 et 12 % pour MgO (figure 6a), entre 0,4 à 2,0 % pour TiO_2 (figure 6d), entre 13 et 15 % pour Al_2O_3 (figure 6e) et entre 10,6 et 24,0 % pour Fe_2O_3t (figure 6f). Les éléments mineurs, tels le chrome et le nickel, varient respectivement entre 20 et 400 ppm et entre 33 et 457 ppm. Ces concentrations nous indiquent qu'aucun échantillon de basalte ne semble avoir la composition d'un magma primitif. Il faut souligner que les concentrations en éléments majeurs sont essentiellement identiques pour les échantillons de toutes les ceintures. En conséquence, les résultats d'analyses d'éléments majeurs ne permettent pas de distinguer les basaltes d'une ceinture par rapport aux basaltes de d'autres ceintures. Contrairement aux roches ultramafiques-mafiques, les roches intermédiaires de composition andésitique à dacitique-rhyodacitique ont des concentrations moyennes à faibles en Fe_2O_3t. Ces concentrations varient respectivement entre 5,6 et 9,73 %, et entre 2,2 et 4,7 %. Ces roches contiennent aussi des concentrations faibles en MgO qui s'échelonnent entre 2,6 et 4,9 %, et entre 0,2 et 3,1 %. Les roches de composition intermédiaire ont des concentrations en Al_2O_3 supérieures à 16 % indiquant une augmentation marquée par rapport à la concentration en Al_2O_3 des échantillons de composition mafique. Cette augmentation en aluminium est interprétée comme une preuve de l'absence de lien de parenté entre les deux suites compositionelles. La suite de roches de composition felsique à intermédiaire se caractérise par une diminution systématique de la concentration de la plupart des éléments majeurs en fonction de l'augmentation de la différentiation représentée ici par l'augmentation en SiO_2. Ce type de relation géochimique est caractéristique d'une évolution pétrologique majoritairement contrôlée par les processus de cristallisation fractionnée de minéraux tels que le clinopyroxène, la hornblende, le plagioclase et la titanomagnétite.

En ce qui concerne, les éléments traces immobiles tels que Zr et Y (figure 7a), l'ensemble des roches ultramafiques et des basaltes, à l'exception de quelques rares échantillons, possèdent des rapports Zr/Y inférieurs à 3. Ce faible rapport nous indique que l'ensemble des roches échantillonnées, même si elles proviennent de complexes différents, se comportent comme une même suite syngénétique. Par contre, les roches de compositions intermédiaires à felsiques possèdent des rapports Zr/Y plus élevés qui varient entre 5 et 10.

En utilisant les éléments Ti, Zr et Y qui sont généralement immobiles durant les épisodes de métamorphisme régional, il est possible de comparer la suite des basaltes de la région de Nedlouc avec des basaltes observés dans des environnements paléotectoniques modernes (Pearce et Cann, 1973; figure 7b). Les basaltes de notre région se répartissent principalement dans le champ qui correspond à celui des basaltes de fond océanique (MORB), de tholéiites d'îles en arc et de basaltes calco-alcalins (champ B). Comme nous savons que les basaltes de notre région appartiennent à une suite tholéiitique, l'environnement des basaltes calco-alcalins peut être éliminé. Par ailleurs, le diagramme V/Ti (Shervais, 1982) de la figure 7c permet d'observer une différence entre la composition des roches de la ceinture de Dupire et celles des ceintures de Duvert, de Natuak et de Morrice. Les roches de la ceinture de Dupire ont des rapports V/Ti inférieurs à 20. Ces rapports correspondent à ceux des roches provenant d'environnements d'arcs insulaires modernes, alors que les roches des autres ceintures ont des rapports supérieurs à 20. Ces derniers se répartissent dans le champ défini par les basaltes de fond océanique (MORB) et les basaltes de bassin d'arrière-arc.

Éléments des terres rares

Plus d'une vingtaine d'échantillons, sélectionnés parmis les roches ultramafiques et basaltiques des ceintures de Duvert-Morrice et de Natuak et de certaines roches de composition felsique, ont été analysés pour les éléments des terre-rares. Ces éléments permettent généralement de préciser les mécanismes de différentiation magmatique responsables de l'évolution pétrologique d'une suite et, par le fait même, d'établir des liens génétiques entre différents types de roches. Les résultats d'analyse normalisés aux chondrites sont présentés sur les diagrammes de la figure 7d, 7e et 7f.

Les trois échantillons de roches ultramafiques de la ceinture de Duvert sont représentés (figure 7d) par des profils plats et peu évolués d'éléments de terre-rares avec un rapport La/Yb = 1 à 3 et des teneurs en lanthane trois fois supérieures aux chondrites. Les basaltes se caractérisent par deux types de profils; le premier type est plat avec un rapport La/Yb de 1 et des teneurs en lanthane d'environ vingt fois les chondrites et le deuxième type est évolué et contient un enrichissement en éléments des terre-rares légers avec un rapport La/Yb = 7 et une valeur en lanthane de quatre vingt dix fois supérieure aux chondrites. À l'exception d'une légère anomalie négative en néodyme, le premier de ces deux types de profils est parallèle à ceux des

roches ultramafiques mais avec un enrichissement général en éléments des terre-rares. La similitude observée entre les profils des roches ultramafiques et ceux des basaltes nous suggère que les basaltes pourraient avoir été produits par cristallisation fractionnée d'olivine et de hornblende, ce dernier étant le seul minéral pouvant servir à expliquer l'anomalie en néodyme. Cette cristallisation fractionnée se serait produite à partir d'un magma de composition komatiitique. Quant au profil le plus évolué, deux hypothèses peuvent être avancées pour en expliquer la présence, soit la production de magma à partir d'un très faible taux de fusion partielle, soit la production d'un basalte d'affinitée calco-alcaline produit par cristallisation fractionnée et par contamination crustale. Dans ce dernier cas, le basalte pourrait être le reflet d'un changement drastique du régime tectonique ayant favorisé la mise en place des magmas. Un tel changement pourrait aussi être associé à la transformation d'un environnement de basalte océanique à celui de basalte associé à un régime tectonique actif et en compression.

Les roches ultramafiques de la ceinture de Natuak ont une plus grande diversité de profils d'éléments des terres rares que les roches de la ceinture de Duvert (figure 7f). Un échantillon possède un profil relativement plat avec un rapport La/Yb de 1,5 et une teneur en lanthane de un à deux fois les chondrites. Deux autres échantillons ont des profils plus évolués caractérisés par un enrichissement en terres rares légères avec des rapports La/Yb de 11 et de 15 et des teneurs en lanthane de vingt à cent fois les chondrites. Quant aux basaltes, ils ont des profils similaires à ceux présentés pour les basaltes de la ceinture de Duvert. Trois échantillons ont des profils plats mais légèrement enrichis, de type N-MORB, avec des teneurs de lanthane dix fois supérieures aux chondrites et des rapports La/Yb = 1,6. Un autre échantillon de basalte possède un profil enrichi en éléments des terres rares légères avec un rapport La/Yb = 3 et une teneur de lanthane vingt fois supérieures aux chondrites. Comme dans la ceinture de Duvert, les basaltes de la ceinture de Natuak pourraient être issues de processus de cristallisation fractionnée. La composition du magma parent pourrait ressembler à celle de l'échantillon de roche ultramafique le plus primitif et l'environnement tectonique pourrait aussi être similaire. Par contre, à ce stade-ci de l'étude, il est difficile de comprendre à quoi correspondent les deux échantillons de roches ultramafiques enrichis en terres-rares légères.

Tous les échantillons de composition felsique indiquent un enrichissement en élément des terre-rares légères. Les rapports La/Yb sont typiques de roches ayant des profils évolués. Ces rapports varient entre 10 et 15 avec des teneurs en lanthane autour de cent fois supérieures aux chondrites. Les profils obtenus sont similaires à ceux des roches de composition intermédiaire à felsique provenant de suites calco-alcalines. Dans ces suites, les mécanismes de cristallisation fractionnée et de contamination crustale jouent un rôle primordial quant à l'évolution pétrologique de ces roches. Ces processus sont généralement responsables de la formation de magmas associés à un régime tectonique en compression et reliés aux arcs volcaniques continentaux.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La découverte de ceintures de roches vertes archéennes, par la Commission Géologique du Canada au début des années 90, a suscité un intérêt grandissant pour l'exploration de l'or et des métaux usuels dans le bloc de Minto. Les premiers travaux d'exploration attirant l'attention sur le potentiel minéral du bloc de Minto sont ceux effectués par Soquem et Cominco (Chapdelaine, 1995 ; 1996) et par le ministère des Ressources naturelles du Québec (Lamothe, 1997) dans la région du lac Dupire. Ces travaux ont mené à la découverte d'indices aurifères dans les formations de fer. Par la suite, les travaux de Soquem, de Cominco et de Mines d'Or Virginia, en autres, ont permis de découvrir de nombreux indices minéralisés en or et en métaux usuels dans les ceintures de Kogaluc (Francoeur, 1996), de Qalluviartuuq-Payne (Cattalani et Heidema, 1993; Cuerrier 1998), et de Duquet (Cuerrier, 1997). Ces travaux concluent en la présence de minéralisations de type volcanogène dans les ceintures de Qalluviartuuq-Payne et de Duquet. De plus, la ceinture de Duquet contient également des évidences de minéralisations polymétalliques de type porphyrique associées à des tonalites (Cuerrier, 1997 ; voir Labbé *et al.*, 1998).

Le levé de sédiments de lacs, effectué sur l'ensemble du territoire du projet Grand-Nord par la MRN en 1997 (MRN, 1998), a suscité un regain de l'exploration minière dans le Grand Nord québécois. Suite à ce levé, un consortium composé de Soquem, de Mines d'Or Virginia et de Cambior a pris deux permis d'exploration dans la région du lac Nedlouc (feuillet SNRC 34 H) en vertu d'anomalies indicatrices d'un potentiel uranifère. Les noms attribués à ces permis sont Morrice et Vernot. Les teneurs en uranium dans les sédiments de lacs de ces terrains atteignent des concentrations aussi élevés que 1900 ppm.

Les travaux de cartographie effectués à l'été 1998 ont mené à la découverte de plusieurs nouvelles zones minéralisées dans les ceintures de Morrice, de Natuak et de Duvert révélant un potentiel minéral prometteur dans la région. Aucune étude métallogénique n'a été effectuée sur ces zones minéralisées. Toutefois, les principaux sites d'intérêt économique (sites 1 à 20) sur lesquels des teneurs anomales en Au, en Ag et en métaux usuels ont été décelées sont brièvement décrits dans le tableau 2. La présence de ces sites est notée sur les cartes géologiques de type GC provenant du système SIGEOM. Les sites 1 à 20 sont localisés

TABLEAU 2 - Caractéristiques des principaux sites où des teneurs anomales en Au, en Ag et en métaux usuels ont été décelées.

site	NUMÉRO SIGÉOM	LOCALISATION: UTM Nad 83	CONTEXTES	TENEURS
Ceinture de Duvert				
1	1348	670305E 6400131N	Horizon felsique silicifié et minéralisé en Py-Po-Cp±As, d'une épaisseur de 1 à 2 mètres associé à une formation de fer et à des andésites.	220 ppb Au, 0,85 % Cu, 960 ppm Zn
2	1303	669297E 6399716N	Roches ultramafiques complètement carbonatisées, minéralisées en Py-Po-As et associées à des formations de fer des faciès des oxydes et des silicates, à des basaltes et à des andésites.	23 ppb Au, 0,14 % As
3	281	658391E 6406665N	Horizons siliceux en association avec des roches ultramafiques et ayant une texture mylonitique. La minéralisation est constituée de PY-AS-TL-TM.	270 ppb Au, 0,28 % As, 0,25 % Ni, 0,12 % Co, 0,13 % Cr
4	282	661623E 6401585N	Niveaux de roches ultramafiques associées à des basaltes et à des horizons siliceux QZ-PY.	220 ppb Au, 670 ppb Ag, 0,12 % Ni, 0,12 % Co
5	1310	667614E 6396749N	Zones minéralisées en PO-PY+CP d'environ 1 mètre de large localisées au contact entre des roches ultramafiques et des basaltes.	190 ppb Au, 0,49 % Cr, 0,18 % Ni
6	1312	667715E 6397092N	Horizon de 2 à 3 mètres d'épaisseur de formation de fer du faciès des oxydes minéralisé en PY-PO et associé à des paragneiss migmatisés.	190 ppb Au, 0,18 % Ni, 0,49 % Cr
7	3279	668017E 6388967N	Basaltes cataclasés et \ou bréchifiés à fragments de quartz mylonitiques et à matrice de PY-PO.	130 ppb Au, 0,16 % Pb, 0,11% Zn, 700 ppm Cu
8	3285	667155E 6388367N	Basaltes cataclasés et \ou bréchifiés à fragments de quartz mylonitiques et à matrice de PY-PO.	0,20 % Cu
9	1029	663226E 6381217N	Formations de fer du faciès des oxydes et des silicates, minéralisées en PY-PO+AS, d'une puissanse de 15 à 20 mètres et associées à des paragneiss.	1,3 ppm Au
10	9079	678629E 6375953N	Formation de fer du faciès des oxydes et des silicates, minéralisée en PY-PO+AS, associée à une séquence volcanique bimodale et à des paragneiss.	270 ppb Au, 590 ppm As
11	61	663974E 6398493N	Horizons discontinus minéralisés en PY-CP+AS et situés à l'intérieur d'une séquence de basalte.	78 ppb Au, 0,94 % As, 0,12 % Cu
Ceinture de Natuak				
12	1196	336830E 6361259N	Formation de fer du faciès des silicates en association avec des andésites.	110 ppb Au, 0,12 % Cr
13	1210	336880E 6361726N	Horizon felsique minéralisé en PO-PY+FC associé à des basaltes, à des andésites, à des roches ultramafiques, à des paragneiss et à de minces horizons carbonatés.	67 ppb Au, 290 ppm Zn, 0,25 % Ni, 0,39 % Cr
14	4539	337113E 6360202N	Formation de fer du faciès des silicates minéralisée en PY-PO+AS et associée à des basalte.	0,20 % Pb, 6 ppm Ag, 0,78 % Zn
15	90	333510E 6357749N	Horizons siliceux (QZ-PY) d'une largeur d'environ 6 mètres en association avec des basaltes.	220 ppb Au, 8 ppm Ag, 0,14 % Pb, 0,31% Zn
16	178	340941E 6364355N	Veines de quartz minéralisées en PY recoupant une séquence de métabasaltes coussinés.	0,16 % Cu, 8 ppb Au
17	1156	334784E 6360186N	Horizon de 2 à 3 mètres d'épaisseur de formation de fer du faciès des oxydes minéralisé en PY-PO, en association avec des paragneiss migmatisés.	556 ppb Au
Ceinture de Morrice				
18	1193	656883E 6357706N	Horizons discontinus minéralisés en PO-PY+CP disséminées et situés à l'intérieur d'une séquence de basalte.	0,18 % Cu, 2,6 ppm Ag, 170 ppb Au, 290 ppm Zn, 290 ppm Ni
19	1165	655927E 6357968N	Horizon de 1 à 2 mètres de PO-PY-CP disséminées à l'intérieur d'une séquence homogène de basalte	0,24 % Cu, 2,3 ppm Ag, 26 ppb Au
20	1164	656260E 6357889N	Niveau magnétique (MG-QZ-HB) minéralisé en PO-PY-CP dans les basaltes.	0,19 % Cu, 1 ppm Ag, 100 ppb Au, 310 ppm Zn, 0,13 % Cr

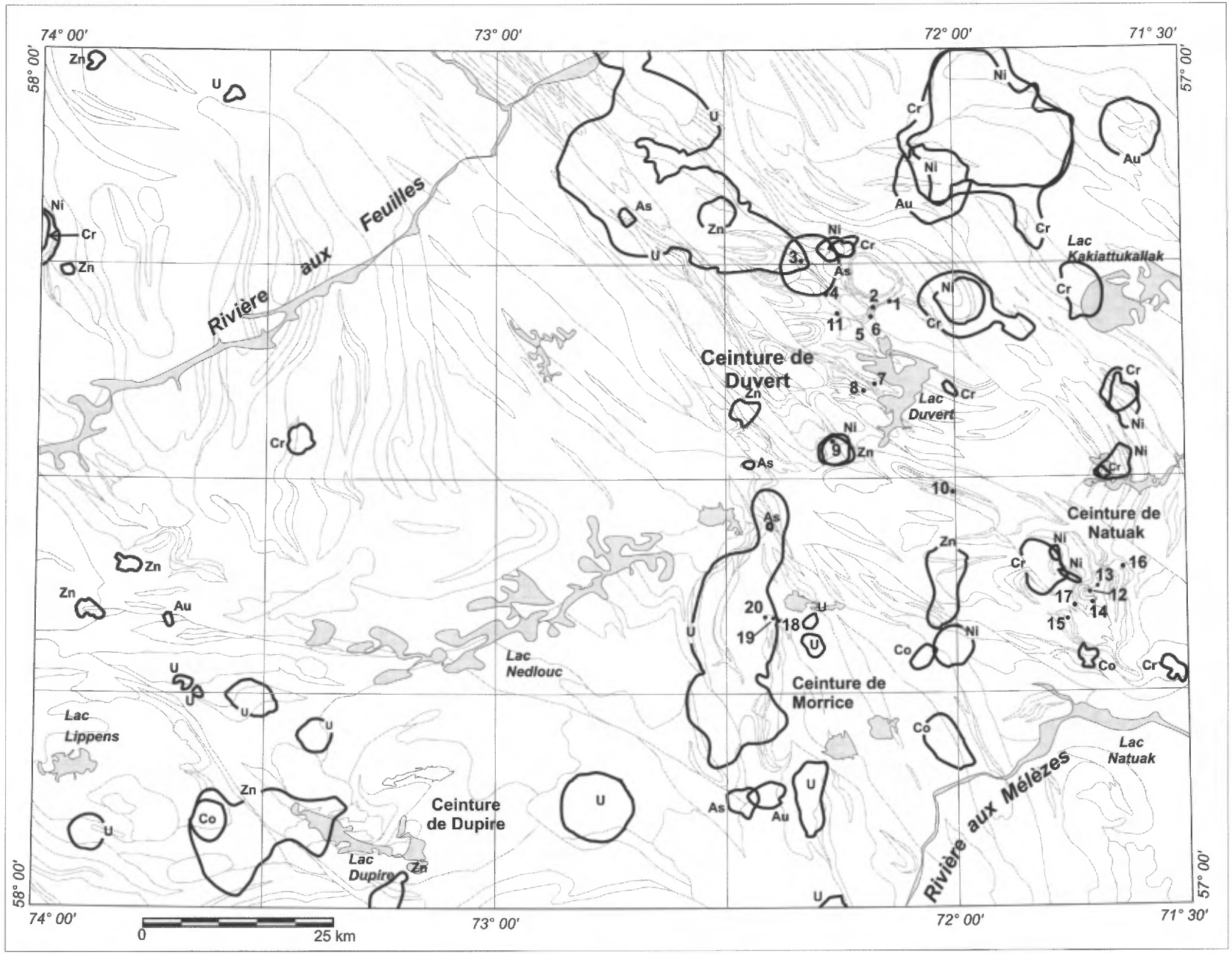


FIGURE 8 – Aires géochimiques contenant un ou plusieurs échantillons à teneur anomale dans les sédiments de lacs et localisation des principaux sites d'intérêt économique (1 à 20) associés à des teneurs anomales dans la roche. Les anomalies des sédiments de lacs associées au 95e percentile et plus sont tracées sur un schéma des contacts entre les différentes unités lithologiques (figure 4).

sur la carte des anomalies de sédiments de lacs de la région du lac Nedlouc (figure 8). Cette carte contient les contacts entre les unités lithologiques (figure 3), auquels se superposent les anomalies définies par la teneur du 95^{e} percentile pour les éléments Au, As, Cu, Zn, Ni, Cr et Co. Cette présentation est une illustration de la difficulté de corréler directement des anomalies de sédiments de lacs avec des zones minéralisées observées lors de la cartographie. Il est donc impératif de pousser l'interprétation des données des sédiments de lacs au-delà du niveau intuitif. Par contre, la présence de teneurs anomales en As au site 3 (0.28 % As) coïncide avec plusieurs anomalies dans les sédiments de lacs. À quelques endroits, la présence de roche ultramafique semble expliquer certaines autres anomalies en Ni et en Cr. Les minéralisations observées dans les différentes ceintures de la région sont associées aux métallotectes suivants : formations de fer, horizons siliceux, horizons minéralisés associés aux basaltes et aux roches ultramafiques, et zones de cataclasites tardives riches en quartz.

Formations de fer

Les formations de fer ont été observées exclusivement dans les complexes de Duvert (Advt) et de Dupire (Adpr). Elles constituent des horizons rubanés de puissance métrique à décamétrique en association avec des roches volcaniques et des paragneiss grenatifères. Les travaux antérieurs de Chapdelaine (1995, 1996) et de Lamothe (1997), dans la région du lac Dupire, ont permis de déceler la présence de formations de fer atteignant jusqu'à 30 mètres d'épaisseur. Ces auteurs mentionnent que le contexte structural de cette région est propice à la concentration secondaire de l'or dans les charnières de plis, ainsi que dans les zones de cisaillement. La minéralisation se présente sous forme disséminée de PY-PO-AS±CP et en veinules de PY-AS parallèles au rubanement et à la foliation. De plus, la présence de veinules composées de PY-QZ recoupant à angle les formations de fer nous indique qu'au moins une partie de la minéralisation est épigénétique et pourrait refléter la remobilisation d'une concentration primaire en or et en sulfures. Toutefois, depuis la découverte de concentrations aurifères intéressantes (6,4 g/t) en 1993-1994 (Chapdelaine, 1995, 1996; Lamothe, 1997), les travaux d'exploration effectués dans ce secteur n'ont pu mettre à jour des zones économiquement viables.

Les travaux de cartographie réalisés ont révélé plusieurs horizons de formations de fer minéralisés dans les ceintures de Duvert et de Natuak (annexe 2, photo 1). Dans ces ceintures, les formations de fer silicatées composées de rubans de grunérite, de clinopyroxène, de grenat, de quartz et de magnétite possèdent généralement un potentiel aurifère supérieur aux formations de fer du faciès des oxydes. La minéralisation se présente sous forme de PY-PO-AS disséminée ou en rubans millimétriques parallèles à la foliation S2. La meilleure teneur obtenue dans les formations de fer est de 1,3 g/t Au (site 9, figure 8 ; tableau 2).

Horizons siliceux

Plusieurs horizons siliceux ont été cartographiés dans les ceintures de Duvert et de Natuak. Ces horizons, d'épaisseur métrique à décamétrique, sont communément associés aux basaltes et aux roches ultramafiques (annexe 2, photo 2). Le quartz contient des textures mylonitiques, granoblastiques ou cataclastiques bien développées caractéristiques de roches ayant subi une intense déformation. La minéralisation observée dans ces horizons est généralement composée de PY-AS-PO±CP. La tourmaline et la trémolite sont présentes dans certaines de ces zones minéralisées. Les meilleures teneurs obtenues à partir de ces horizons proviennent du site 1 qui est associé à des horizons de formation de fer (Annexe 2, photo 3; 220 ppb Au; 0,85 % Cu; 960 ppm Zn) et du site 3 (270 ppb Au; 0,28 % As; 0,25 % Ni; 0,12 % Co; 0,13 % Cr) associé à des roches ultramafiques (figure 8, tableau 2).

Horizons situés à l'interface entre des roches ultramafiques et des basaltes

Les ceintures de Morrice, de Duvert et de Natuak contiennent plusieurs zones minéralisées localisées à l'intérieur des basaltes, ainsi qu'à l'interface entre les basaltes et les roches ultramafiques. Dans le cas des basaltes, la minéralisation est sous forme de petites veinules de taille centimétrique à décimétrique de PY-PO±CP disséminées et parallèles à la foliation régionale ainsi qu'en veinules centimétriques recoupant la foliation. Par endroits (au lac Dupire et au nord du lac Duvert), ces minéralisations sont associées à des niveaux riches en cordiérite et en anthophyllite. De telles occurrences sont fréquemment interprétées dans la littérature comme appartenant à des zones d'altération hydrothermale associées à des minéralisations de sulfures volcanogènes. Toutefois, dans le cas du secteur du lac Duvert, une étude plus détaillée permettrait de mieux comprendre les relations de ces minéraux avec les lithologies environnantes. Les meilleures concentrations ont été obtenues sur des échantillons recueillis au site 18 (ceinture de Morrice). Les teneurs maximales sont de 0,18 % Cu, 170 ppb Au, 2,6 ppm Ag (figure 8; tableau 2). Quant aux zones minéralisées observées à l'interface entre les basaltes et les roches ultramafiques, la minéralisation se présente sous forme de PO-PY±CP disséminées le long d'horizons métriques. Les meilleures teneurs sont de 270 ppb Au, 670 ppb Ag, 0,12 % Ni et 0,12 % Co au site 5 (figure 8; tableau 2; annexe 2, photo 4).

Zones de cataclasites tardives riches en quartz

De nombreuses zones de déformation cassantes et tardives sont manisfestées sur le terrain par des cataclasites orientées E-W , NE-SW et NW-SE. Ces zones sont interprétées comme étant associées à la phase de déformation D6. Toutefois, il est possible que ces cataclasites soient une réactivation de structures ductiles antérieures. Généralement, les zones de cataclases présentent une forte hématisation, épidotisation et chloritisation (annexe 2, photo 5). Elles constituent des endroits de choix pour la remobilisation de l'or, des métaux usuels et de l'uranium. Dans la ceinture de Duvert, une structure cassante, définie par un linéament orienté NNW-SSE et se prolongeant sur plusieurs dizaines de kilomètres, affecte une granodiorite de la Suite de la rivière aux Feuilles. Cette dernière est cataclasée et injectée de veines de quartz et d'hématite. Cette zone a été observée également dans les basaltes où l'on peut trouver des fragments de quartz granoblastique dans une matrice de pyrite et de pyrrhotite (sites 7 et 8). Ces sites contiennent des teneurs anomales de 130 ppb Au, 0,16 % Pb, 0,11 % Zn et 700 ppm Cu (site 7) et 0,20 % Cu (site 8).

DISCUSSION ET CONCLUSION

Les travaux effectués dans la région du lac Nedlouc nous ont permis de dresser un nouveau cadre géologique à l'échelle du 1 : 250 000 et d'établir une stratigraphie pour les roches supracrustales et pour les roches intrusives. Les roches supracrustales de la région cartographiée sont regroupées dans les Complexes de Duvert et de Dupire, chacun de ces complexes comprenant une ou plusieurs ceintures volcano-sédimentaires (Duvert, Morrice, Natuak et Dupire). Les roches intrusives sont subdivisées en suites lithodémiques en fonction de leur répartition spatiale par rapport aux domaines lithotectoniques déjà connus. Par conséquent, certaines suites se trouvent à l'intérieur de plusieurs de ces domaines. La stratigraphie utilisée dans ce rapport conserve la notion de domaine lithotectonique afin de faciliter les corrélations avec les travaux antérieurs (Percival et Card, 1994). Toutefois, cette approche soulève plusieurs questions au sujet de la subdivision lithotectoniques proposée. Les principales questions qui surgissent sont les suivantes :

1) L'absence de suture tectonique visible et la répartition de certaines suites intrusives rendent la nature et les limites des domaines lithotectoniques parfois obscures et arbitaires. Quelles sont les relations entre ces domaines lithotectoniques ? Ces domaines correspondent ils vraiment à des entités géotectoniques distincts ?

2) Quelle est la signification de la présence de suites intrusives à l'intérieur de plusieurs domaines lithotectoniques (par exemple : la Suite de la rivière aux Feuilles) ? Ces roches intrusives ont-elles la même histoire tectonométamorphique que les roches supracrustales ? Quelles sont les relations entre les roches intrusives et les roches supracrustales ? Existe-il un lien entre la mise en place des roches intrusives et le niveau de métamorphisme des roches supracrustales ?

Des travaux plus détaillés sur les corrélations stratigraphiques, sur la géochronologie, sur la lithogéochimie des roches supracrustales et des roches intrusives, ainsi que sur les différents événements tectométamorphiques seront nécessaires afin de résoudre ces questions et de mieux comprendre les différents terrains que l'on trouve dans le bloc de Minto. Dans un premier temps, la stratigraphie établie dans ce rapport permettra de faire des corrélations à l'échelle régionale et de contribuer à la compréhension des relations entre ces terrains.

La cartographie a également permis de mettre en valeur les secteurs les plus propices pour la découverte de nouveaux indices minéralisés dans les ceintures de Duvert, de Morrice et de Natuak. Les contextes géologiques observés dans ces ceintures volcano-sédimentaires sont comparables à ceux des ceintures du secteur nord-ouest du bloc de Minto (Qalluviartuuq-Payne, Kogaluc et Duquet) où de nombreux indices ont été découverts au cours des dernières années. La plupart de ces ceintures volcano-sédimentaires présentent plusieurs similitudes avec d'autres ceintures de roches vertes archéennes reconnues pour leurs gisements d'or et de métaux usuels, dont celles de l'Abitibi et celles, plus métamorphisées, du craton de Yilgarn (Australie). Ces similitudes indiquent que la région du lac Nedlouc, malgré l'étendue restreinte de ses ceintures volcano-sédimentaires, mérite d'être considérées pour les métaux précieux (Au, Ag) et les métaux usuels (Cu, Zn, Ni, Co). De plus, les évidences d'altération associées à des structures ductiles-cassantes indiquent que ces dernières pourraient avoir joué un rôle important dans la remobilisation et la concentration secondaire de l'or et de l'uranium par des processus de circulation hydrothermale.

RÉFÉRENCES

BROWN, M., 1973 - The definition of metatexis, diatexis and migmatite. Proceedings of the Geologists' Association; Volume 84, pages 371-382.

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.

CARD, K.D. -POULSEN, K.H., 1998 - Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. *In:* Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America. Chapter 2, S.B. Lucas and M.R. St-Onge (coordinators), Geology of Canada; number 7; pages 13-194.

CATTALANI, S. - HEIDEMA, J.H., 1993 - Qalluviartuuq permit, Cominco Ltd. - Soquem joint venture, report of work 1993. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 52254, 34 pages.

CHAPDELAINE, M., 1995 - Projet Minto (1121), permis de Dupire, Soquem-Cominco Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53165, 10 pages.

CHAPDELAINE, M., 1996 - Projet Minto (1121), permis de Dupire, Soquem-Cominco Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 53833, 14 pages.

CUERRIER, G., 1997 - Propriété Duquet (1205), rapport des travaux, été 1997. Rapport interne de la Soquem, non publié, 32 pages.

CUERRIER, G., 1998 - Propriété Payne (1121-2), rapport des travaux, été 1997. Rapport interne de la Soquem, non publié, 50 pages.

EADE, K.E., 1966 - Fort George River and Kaniapiskau River (west half) Map-Areas, New Quebec. Commission géologique du Canada; Memoir 339, 84 pages.

FRANCOEUR, G., 1996 - Projet Minto (1121-2), permis de Kogaluc, rapport des travaux 1996. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 54360, 40 pages.

IRVINE, T.N. - BARAGAR, W.R.A., 1971 - A quide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 8, pages 523-548.

JENSEN, L.S. 1976 - A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines; Miscellaneous Paper 66.

LABBÉ, J.-Y.- BANDYAYERA, D.- GOSSELIN, C. - LECLAIR, A. - MADORE, L. - PARENT, M. - SIMARD, M., 1998 - Potentiel minéral du Nord du Québec : Nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans la sous-province de Minto. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; PRO 98-04, 10 pages.

LABBÉ, J.-Y.- CHOINIÈRE, J. - BEAUMIER, M., 1999 - Secteurs propices à la découverte de nouvelles ceintures de roches volcano-sédimentaires dans la sous-province de Minto. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; PRO 99-04, 8 pages.

LAMOTHE, D., 1997 - Géologie de la région du lac Dupire (SNRC 34H/03). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 96-01, 17 pages (accompagne la carte SI-34H/03-C3G-97C).

LAMOTHE, D. - LECLAIR, A.D. - CHOINIÈRE, J., 1998 - Géologie de la région du lac Vallard (SNRC 23C). Ministère des Ressources naturelles; RG 98-13, 29 pages.

LECLAIR, A.D. - LAMOTHE, D. - CHOINIÈRE, J. - PARENT, M., 1998 - Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23 F). Ministère des Ressources naturelles; RG 97-11, 40 pages.

LIN, S. - PERCIVAL, J.A. - SKULSKI, T., 1996 - Structural constraints on the tectonic evolution of a late Archean greenstone belt in the northeastern Superior Province, northern Quebec (Canada). Tectonophysics, Volume 265, pages 151-167.

MACHADO, N. - GOULET, N. - GARIÉPY, C., 1989 - U-Pb geochronology of reactivited Archean basement and of Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. Canadian Journal of Earth Sciences; Volume 26, pages 1-15.

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).

PEARCE, J.A. - CANN, J.R., 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; Volume 19, pages 290-300.

PERCIVAL, J.A.- CARD, K.D. - STERN, R.A. - BÉGIN, N.J., 1990 - A geologic transect of northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec : the Lake Minto area. *In:* Current Research, Part C. Geological Survey of Canada; Paper 90-1C, pages 133-141.

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. - BEGIN, 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., 1995 - Geology, Rivière Kogaluc - Lac Qalluviartuuq region (parts of 34J and 34O). Geological Survey of Canada; Open file 3112.

PERCIVAL, J. - SKULSKI, T. - NADEAU, L., 1996 - 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. - STERN, R.A. - SKULSKI, T., 1998 - Geochronological reconnaissance of the Minto Block from Shrimp II U-Pb Zircon studies; GAC-MAC-Québec 1998; Programme et Résumés, page A-144.

QUIRION, D., 1999 - Rapport sur les travaux d'exploration 1998 : Vernot (1250) et Morrice (1251). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; GM 56517, 21 pages.

SAWYER, E.W., 1996 - Melt segregation and magma flow in migmatites : implications for the generation of granite magmas. Earth Sciences ; Volume 87, pages 85-94.

SAWYER, E.W. - BARNES, S-J., 1988 - Temporal and compositional differences between subsolidus and anatectic migmatite leucosomes from the Quetico metasedimentary belt. Journal of Metamorphic Geology ; Volume 6, pages 437-450.

SHERVAIS, J.W., 1982 - Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. Earth Planetary Sciences Letters; Volume 59, pages 101-118.

SKULSKI, T. - STERN, R.A. - CIESIELSKI, A., 1998 - Timing and sources of granitic magmatism, Bienville Subprovince, northern Québec. GAC-MAC-Québec, 1998; Programme et Résumés, page A-144.

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 - Geology, Leaf River, Quebec. Geological Survey of Canada; Map 1229A, scale 1/1 000 000.

WINCHESTER, J.A. - FLOYD, P.A., 1978 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology ; Volume 20, pages 325-343.

ANNEXE 1 : PHOTOGRAPHIES

PHOTO 1- Paragneiss à grenat, biotite, cordiérite du Complexe de Duvert (Advt3). Le grenat est syn à tardi S_2.

PHOTO 2- Roche ultramafique cisaillée du Complexe de Duvert (Advt4) contenant des fabriques de type C/S bien développées.

PHOTO 3- Diatexite à grenat, biotite, cordiérite, andalousite et sillimanite de la Suite de la rivière aux Mélèzes (Aram).

PHOTO 4- Granodiorite hétérogène de la Suite de Monchy (Amcy) contenant des phases tonalitiques et des enclaves de gneiss mafique.

PHOTO 5- Tonalite hétérogène de la Suite de Suluppaugalik dont la foliation S_2 est transposée par une zone de cisaillement associée à la phase de déformation D4.

PHOTO 6- Métabasaltes du Complexe de Duvert (Advt1) contenant des leucosomes non déformés d'orthopyroxène, de clinopyroxène et de hornblende représentant le métamorphisme M2+.

ANNEXE 2 : PHOTOGRAPHIES

PHOTO 1- Zone rouillée associée à des roches ultramafiques, des formations de fer et des roches volcaniques mafiques à intermédiaires. Cette zone est située dans la ceinture de Natuak (sites 13 et 14, figure 8).

PHOTO 2- Zone rouillée associée à un horizon siliceux à l'intérieur d'une séquence de basaltes (site 15, figure 8).

PHOTO 3- Zone rouillée représentant une formation de fer et un horizon siliceux minéralisé (site 1, figure 8). Cette zone est située dans la ceinture de Duvert.

PHOTO 4- Horizon minéralisé de 1 à 2 mètres de largeur localisé à l'interface entre des basaltes et des roches ultramafiques du Complexe de Duvert (sites 5 et 6, figure 8).

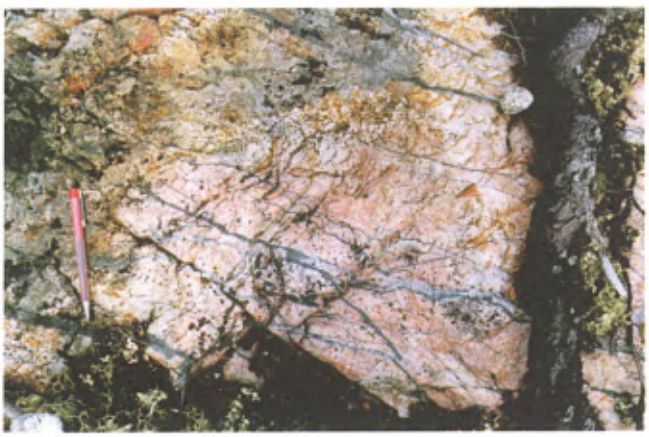


PHOTO 5- Granodiorite fracturée et injectée de veines de quartz et d'hématite. La fracturation est interprétée comme étant le reflet de la phase de déformation D6.

PHOTO 6- Roches ultramafiques complètement carbonatisées, injectées de pegmatite à dominance de diopside (site 2, figure 8).

Québec

Ministère des
Ressources naturelles