

RG 2001-09

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC KLOTZ (35A) ET DU CRATERE DU NOUVEAU QUEBEC (1/2 SUD DE 35H)

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

RG 2001-09

Géologie de la région
du lac Klotz (35A)
et du Cratère du Nouveau-Québec
(1/2 sud de 35H)

Louis Madore
Youcef Larbi
Kamal N.M. Sharma
Jean-Yves Labbé
Pierre Lacoste
Jean David
Karine Brousseau
Michel Hocq

Accompagne les cartes
SI-35A-C2G-01I
SI-35H-C2G-01I



Vue aérienne du Cratère du Nouveau-Québec, péninsule de l'Ungava.

Géologie de la région du lac Klotz (35A) et du Cratère du Nouveau - Québec (1/2 sud de 35H)

Louis Madore ¹
Youcef Larbi ¹
Kamal N. M. Sharma ¹
Jean-Yves Labbé ¹
Pierre Lacoste ¹
Jean David ¹
Karine Brousseau ¹
Michel Hocq ¹

RG 2001-09

(Accompagne les cartes SI-35A-C2G-01I et SI-35H-C2G-01I)

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Service géologique du Nord-Ouest

Robert Marquis

Responsable des inventaires géoscientifiques

Robert Marquis

Lecture critique

Pierre Brouillette et Luc Harnois

Édition et mise en pages

Claude Dubé

Dessin assisté par ordinateur

Karine Brousseau

Supervision technique

André Beaulé

Document accepté pour publication le 2001/05/23

RÉSUMÉ

Ce nouveau levé géologique couvre la région du lac Klotz (feuillelet SNRC 35A) et la demie sud de la région du Cratère du Nouveau-Québec (½ sud du feuillelet SNRC 35H). Le secteur à l'étude comprend des roches archéennes de la Province du Supérieur appartenant aux domaines de Douglas Harbour, de Lepelle et d'Utsalik. Ces roches archéennes sont intrudées par des dykes paléoprotérozoïques (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz) et partiellement recouvertes par des nappes de charriage. Ces nappes, constituées de séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque, appartiennent à la Fosse de l'Ungava.

Dans la partie est de la région, on trouve le *Domaine de Douglas Harbour* constitué des complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury, deux complexes essentiellement composés de tonalites gneissiques. Dans le *Complexe de Qimussinguat*, les tonalites gneissiques contiennent de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. Ces tonalites contiennent des enclaves mafiques et métasédimentaires métamorphisées au faciès des granulites. Dans le *Complexe de Faribault-Thury*, les tonalites gneissiques contiennent de la hornblende et de la biotite. Elles encaissent des lambeaux volcano-sédimentaires métamorphisés au faciès des amphibolites. Les roches du Qimussinguat et du Faribault-Thury sont intrudées par des granodiorites et des granites appartenant à la *Suite de Leridon*. Deux plutons de syénite, appartenant à la *Suite alcaline de Kimber*, sont observés dans les roches du Complexe de Qimussinguat.

Dans la partie ouest de la région, on trouve les *domaines de Lepelle et d'Utsalik*. Coincé entre ces deux domaines, on trouve le *Complexe de Pélican-Nantais* qui contient des lithologies comparables à celles du Complexe de Faribault-Thury. Le Complexe de Pélican-Nantais est constitué de tonalites gneissiques à biotite et hornblende qui encaissent des lambeaux de roches volcano-sédimentaires métamorphisés au faciès des amphibolites. Toutefois, des assemblages typiques du faciès des granulites sont observés par endroits. Les domaines de Lepelle et d'Utsalik contiennent aussi des radeaux plurikilométriques de tonalite gneissique à biotite et hornblende qui appartiennent à la *Suite de Kapijuq*.

Les roches appartenant au Complexe de Pélican-Nantais et à la Suite de Kapijuq sont encaissées par d'importants volumes de granodiorites et de granites. Ces granodiorites et ces granites sont généralement foliés et contiennent typiquement de la hornblende et du clinopyroxène. Ces intrusions composites appartiennent aux *suites de Lepelle et de Châtelain*. Ces deux suites sont séparées par l'axe que forme le Complexe de Pélican-Nantais et par de larges zones de déformation ductile, orientées N-S et qui traversent toute la région. Les masses granodioritiques et granitiques qui appartiennent aux suites de Lepelle et de Châtelain contiennent des intrusions foliées à orthopyroxène dont la composition varie de tonalitique, granitique et dioritique. Il s'agit de la *Suite de MacMahon*.

Des intrusions archéennes tardives, de forme tabulaire et orientées parallèlement à la fabrique régionale N-S sont observées dans les domaines de Lepelle et d'Utsalik. Il s'agit de roches de composition granitique, monzogranitique et monzonitique, massives ou foliées, et localement à texture porphyroïde. Ces intrusions felsiques appartiennent à la *Suite de la Chevrotière*.

Une étude structurale régionale révèle cinq épisodes de déformation auxquels s'ajoute un épisode anorogénique. Les trois premiers épisodes de déformations (D1, D2 et D3) sont ductiles et d'âge Archéen. La *déformation D1* est constituée d'une foliation ou d'une gneissosité ancienne, orientée N-S et à pendage abrupt. Cette déformation culmine par le développement de plis isoclinaux et intrafoliaux. La *déformation D2* correspond à des plis ouverts qui impriment une légère ondulation sur la fabrique régionale. Cette déformation est discrète et peu développée. La *déformation D3* correspond à des zones de cisaillement ductile situées le long des grandes discontinuités lithotectoniques. Les épisodes de déformation d'âge Archéen sont suivis par un événement anorogénique paléoprotérozoïque durant lequel deux essaims de dykes de gabbro (*Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz*) se sont mis en place. La mise en place de ces dykes est suivie par un autre événement paléoprotérozoïque (D4) qui correspond à l'Orogène de l'Ungava. Un dernier épisode de déformation tardif (D5) succède aux déformations paléoprotérozoïques. Il s'agit de failles cassantes rectilignes qui traversent toute la région.

Hormis le secteur couvrant les roches de la Fosse de l'Ungava, le potentiel minéral de la région étudiée était très peu connu. Lors du levé géologique effectué à l'été 2000, quelques indices minéralisés ont été identifiés. Ces indices se trouvent majoritairement dans les ceintures volcano-sédimentaires de Nantais et de Kimber. Dans la *Ceinture de Nantais*, la minéralisation consiste en Au, Ag, Zn, Pb, Cu. Ce secteur présente un fort potentiel pour des minéralisations de type «sulfures massifs volcanogènes aurifères». Dans la *Ceinture de Kimber*, des concentrations élevées en terres rares ont été observées dans des roches carbonatées. De plus, cet empilement volcano-sédimentaire représente un environnement propice à des minéralisations épithermales ou de type porphyrique.

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	7
Objectifs	7
Localisation et accès	7
Méthode de travail	7
Travaux antérieurs	7
Remerciements	7
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	8
STRATIGRAPHIE	8
Domaine de Douglas Harbour (Archéen)	10
Complexe de Qimussinguat (Aqim)	10
Complexe de Faribault-Thury (AftH)	11
Suite de Leridon (Alrd)	14
Suite alcaline de Kimber (Akmb)	14
Domaines de Lepelle et d'Utsalik (Archéen)	14
Complexe de Pélican-Nantais (Apna)	15
Suite de Kapijuq (Akpj)	16
Suite de MacMahon (Acmm)	16
Suite de Châtelain (Achl) et Suite de Lepelle (Alep)	17
Suite de La Chevrotière (Alcv)	17
Essaims de dykes (Paléoprotérozoïque)	20
Dykes de la Rivière Payne (pPpay) et Dykes de Klotz (pPktz)	20
MÉTAMORPHISME	20
GÉOLOGIE STRUCTURALE	21
LITHOGÉOCHIMIE	24
Roches felsiques	25
Roches mafiques	26
Roches ultramafiques	30
Caractéristiques géochimiques des unités lithodémiques	30
Domaine de Douglas Harbour	30
Domaines de Lepelle et d'Utsalik	31
Sommaire	32
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	32
Potentiel économique des roches archéennes	32
Ceinture de Nantais	33
Ceinture de Kimber	33
Indice Lac Grunérite	35
Sites anomaux	35
Potentiel économique des séquences paléoprotérozoïques	36
CONCLUSION	36
RÉFÉRENCES	37
ANNEXE : TABLEAUX	40

INTRODUCTION

Objectifs

Ce levé géologique, effectué au cours de l'été 2000, couvre le feuillet du lac Klotz (SNRC 35A) et la demie sud du feuillet du Cratère du Nouveau-Québec (SNRC 35H). Le projet s'insère dans le cadre du programme de cartographie du Grand-Nord du MRN. Il a pour objectifs d'élaborer la carte géologique à l'échelle du 1:250 000, d'établir une banque exhaustive de données de terrain et de données d'analyses lithogéochimiques, d'évaluer le potentiel minéral en identifiant des contextes géologiques favorables à la découverte de gîtes minéraux.

Localisation et accès

La région couverte par ce levé se situe dans le nord de la Province de Québec, sur la péninsule de l'Ungava (figure 1). Elle est limitée, au nord, par la Fosse de l'Ungava (~61° 25' de latitude) et au sud, par le 60° degré de latitude. Elle est confinée d'est en ouest entre les longitudes 72° 00' et 74° 00'. Le centre de cette région est positionné à 230 km à l'est de Puvirnituq. La communauté inuit la plus proche est Kangiqsujaq, située à 150 km au nord-est du centre du levé. Le terrain est accessible par avion sur skis, du mois de décembre au mois de mai et par hydravion pour la période estivale. Les rivières Lepelle, Lestage, Leridon, Vachon et Kimber sont les principaux cours d'eau qui traversent la région. Les plans d'eau les plus importants sont les lacs Bécard, Klotz et Nantais. Le Cratère du Nouveau-Québec se situe dans la partie NW du levé. Le relief de la région est faible et le terrain est vallonné. L'altitude moyenne passe graduellement, du sud vers le nord, de 200 à 550 m au-dessus du niveau de la mer. La région est située au nord de la limite des arbres. Les affleurements rocheux y sont nombreux et de grande taille mais sont généralement couverts de lichen.

Méthode de travail

Les travaux de terrain ont consisté en une cartographie géologique à l'échelle du 1:250 000, l'échantillonnage des unités lithodémiques et des zones minéralisées pour analyse lithogéochimique et le prélèvement de six échantillons pour analyse géochronologique. Les équipes géologiques ont été déplacées sur le terrain avec un hélicoptère. Les cheminements, d'une longueur moyenne de 15 km, étaient distancés d'environ 8 km. La maille du levé a été resserrée dans les secteurs les plus intéressants, notamment dans les séquences volcano-sédimentaires et les intrusions alcalines. Les données géoscientifiques obtenues antérieurement sont intégrées aux nouvelles données recueillies. L'infor-

mation est contenue dans un système d'information à référence spatiale : le SIGÉOM (Système d'information géominière du Québec).

Travaux antérieurs

Dans les années 1960, la Commission géologique du Canada (Stevenson, 1968) a effectué un levé de reconnaissance à l'échelle du 1:1 000 000. Ce levé, qui couvre la majeure partie de la péninsule de l'Ungava, est situé entre les longitudes 70° 00' et 79° 00' et les latitudes 56° 00' et 61° 00'. La Commission géologique du Canada a poursuivi avec des travaux plus détaillés. Il s'agit, dans un premier temps, d'un levé géologique de reconnaissance publié à l'échelle de 1:250 000 qui inclut le feuillet 35H (Taylor, 1982). Par la suite, des levés géologiques à l'échelle du 1:50 000 mettant l'accent sur les roches d'âge Paléoproterozoïque ont été effectués (Scott *et al.*, 1989; St-Onge *et al.*, 1989; St-Onge *et al.*, 1990a à 1990h). Les roches archéennes ont aussi été cartographiées à l'échelle du 1:100 000 dans les régions de Foul Bay, Joy Bay et Pointe Rouge (Lucas et St-Onge, 1997; St-Onge et Lucas, 1997a et 1997b). Un levé de reconnaissance géologique à l'échelle de 1:250 000 couvre la demie ouest du feuillet 35A (Percival *et al.*, 1997a). Un levé de sédiments de fond de lac (MRN, 1998), un levé gravimétrique avec des stations sur une maille de 10 km (CGC, 1994) et un levé aéromagnétique régional (Dion et Dumont, 1994) s'ajoutent aux données des cartes géologiques.

Remerciements

Nous remercions les membres de l'équipe qui ont participé aux travaux de terrain et effectué un travail remarquable : Annie Boudreault (assistante géologue), Geneviève Boudrias (géologue), Karine Duguay (assistante géologue), Abdallah El-Husseini (assistant géologue), Philippe Ferron (géologue), Patrick Gavaland (cuisinier), Paul-Marie Grenier (pilote d'hélicoptère), Jonathan Lafontaine (assistant géologue), David Lalonde (assistant géologue), Tommy Leblanc (assistant géologue), Charles Maurice (géologue), Dominique Meilleur (géologue), Aurèle Noël (homme de camp), William Oweetaluktuk (assistant géologue), Martin Chartrand (mécanicien d'hélicoptère) et Michel Viens (pilote d'hélicoptère). Nous remercions aussi Jean Bédard (Commission géologique du Canada), Don Francis (Université McGill) et Normand Goulet (Université du Québec à Montréal). Leur participation au projet a été très appréciée. Nous tenons à souligner l'excellent support logistique que nous a fourni Aliva Tulugak à partir du village de Puvirnituq. Pierre Brouillette (Commission géologique du Canada) et Luc Harnois (Université du Québec à Montréal) et Claude Dubé ont, de par leurs conseils judicieux, contribué à la qualité de ce rapport.

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La partie NE de la Province du Supérieur est constituée de roches archéennes plutoniques et gneissiques dans lesquelles s'insèrent des sillons volcano-sédimentaires. Ces roches archéennes sont typiquement métamorphisées au faciès des amphibolites ou des granulites. Cette partie du craton archéen a enregistré une série d'événements tectono-métamorphiques entre 2,8 et 2,6 Ga. Le craton archéen est bordé par des séquences d'âge Paléoproterozoïque appartenant, du côté E, à la Fosse du Labrador, et du côté N, à la Fosse de l'Ungava. Cette couverture de roches paléoproterozoïques est allochtone, du moins dans la portion nord de son aire d'affleurement, et repose tectoniquement sur le craton (St-Onge *et al.*, 1988; St-Onge et Lucas, 1990; Bouchard *et al.*, 1999). En marge des séquences paléoproterozoïques, les roches archéennes ont été remobilisées durant le Protérozoïque (orogènes du Nouveau-Québec et de l'Ungava; ca. 1,8 Ga).

La partie NE de la Province du Supérieur a été subdivisée en neuf domaines lithotectoniques orientés NNW-SSE (Percival *et al.*, 1991, 1992 et 1997b) auxquels nous ajoutons un nouveau domaine (Domaine de Diana; figure 1) situé dans la partie NE de la péninsule de l'Ungava. Généralement, les zones où le champ magnétique est élevé coïncident avec les domaines constitués de granite-granodiorite contenant communément de l'orthopyroxène ou de gneiss granulitiques. Les bas magnétiques coïncident avec des domaines constitués de tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite (suite TTG) à l'intérieur desquels se trouvent des ceintures volcano-sédimentaires. Les grands domaines lithotectoniques sont représentés sur la figure 1.

Le *Domaine d'Inukjuak*, caractérisé par un champ magnétique bas, est peu connu. Il est, selon les travaux de reconnaissances de Stevenson (1968), constitué de granite (2,69-2,71 Ga) contenant des enclaves de métasédiments. Le *Domaine de Tikkerutuk* coïncide avec une zone où le champ magnétique est élevé. Cette zone se poursuit vers le SE dans la Sous-province de Bienville. Le *Domaine de Tikkerutuk* est surtout constitué de roches intrusives tonalitiques, granodioritiques et granitiques à orthopyroxènes (2,69-2,70 Ga). Le *Domaine de Lac Minto* montre un champ magnétique variable et un grain magnétique orienté NW-SE. Ce domaine est surtout constitué de granodiorites (2,73-2,72 Ga) contenant des lambeaux de roches supracrustales dominées par des paragneiss et des formations de fer, incluant la Ceinture volcano-sédimentaire de Kogaluk (2,76 Ga). Ces lithologies sont intrudées par des granodiorites peralumineuses à orthopyroxènes, biotite et grenat (2,69 Ga). Le *Domaine de Philpot* coïncide avec un haut magnétique. Il est composé de gneiss et de roches intrusives (2,75 Ga). Le *Domaine de Goudalie* est confiné dans une cuvette magnétique qui traverse du NW vers le SE la majeure partie de la péninsule de l'Ungava. Le *Domaine*

de Goudalie contient des tonalites (2,92-3,01 Ga) et des ceintures volcano-sédimentaires incluant la Ceinture de Vizien (2,78-2,71 Ga) interprétée par Skulski et Percival (1996) comme un assemblage de fragments océaniques et d'arcs continentaux. Dans le prolongement nord de la grande cuvette magnétique, on trouve le *Domaine de Qalluivartuuq*. Ce domaine est constitué de lambeaux de roches volcaniques (2,84-2,83 Ga) et sédimentaires (2,74 Ga) encaissées dans de la granodiorite (2,77 Ga). On y trouve notamment les ceintures volcano-sédimentaires de Payne et de Duquet. Les domaines de *Lepelle* et d'*Utsalik* coïncident avec une large zone de champ magnétique élevé, orientée NW-SE. Ces deux domaines sont essentiellement composés de granodiorite (2,75-2,72 Ga). Ces granodiorites encaissent des gneiss tonalitiques et des tonalites à orthopyroxène. Elles encaissent aussi la Ceinture volcano-sédimentaire de Pélican-Nantais (2,77-2,74 Ga), située à la limite entre les domaines de *Lepelle* et d'*Utsalik*. La Ceinture de Pélican-Nantais coïncide avec une cuvette magnétique. Le *Domaine de Douglas Harbour* concorde avec une zone contenant deux dômes magnétiques caractérisés par un champ magnétique élevé et irrégulier et entourés par des creux magnétiques. Les deux dômes magnétiques correspondent à des tonalites gneissiques à orthopyroxène (2,76-2,73 Ga) à l'intérieur desquelles on trouve de petits lambeaux de roches supracrustales métamorphisées au faciès des granulites. Les creux magnétiques coïncident avec des ceintures volcano-sédimentaires (2,78 Ga) métamorphisées au faciès des amphibolites et encaissées dans de la tonalite gneissique. Dans le *Domaine de Douglas Harbour*, les tonalites gneissiques les plus anciennes ont été datées à 2,87 Ga. Un levé géologique, effectué dans la partie NE de la péninsule de l'Ungava (Madore et Larbi, 2000), a permis d'identifier un nouveau domaine situé juste à l'est du *Douglas Harbour*. Il s'agit du *Domaine de Diana*. Ce domaine contient l'unité lithodémique du Complexe structural de Diana. Il coïncide avec une zone où le champ magnétique est variable, avec un grain magnétique bien marqué et orienté NW-SE. Le domaine de Diana est surtout formé de tonalites gneissiques d'âge Archéen (2,77 Ga) qui ont été remaniées durant le Protérozoïque (âge métamorphique à 1,78 Ga). Il se caractérise par une foliation mylonitique bien développée qui affecte des lithologies archéennes et paléoproterozoïques.

STRATIGRAPHIE

La région étudiée couvre essentiellement des roches d'âge Archéen appartenant à la Province du Supérieur. Cette région est centrée sur le *Domaine de Lepelle*. Elle comprend aussi une partie du *Domaine d'Utsalik* à l'ouest et une partie du *Domaine de Douglas Harbour* à l'est. Les roches archéennes sont intrudées par des dykes d'âge Pa-

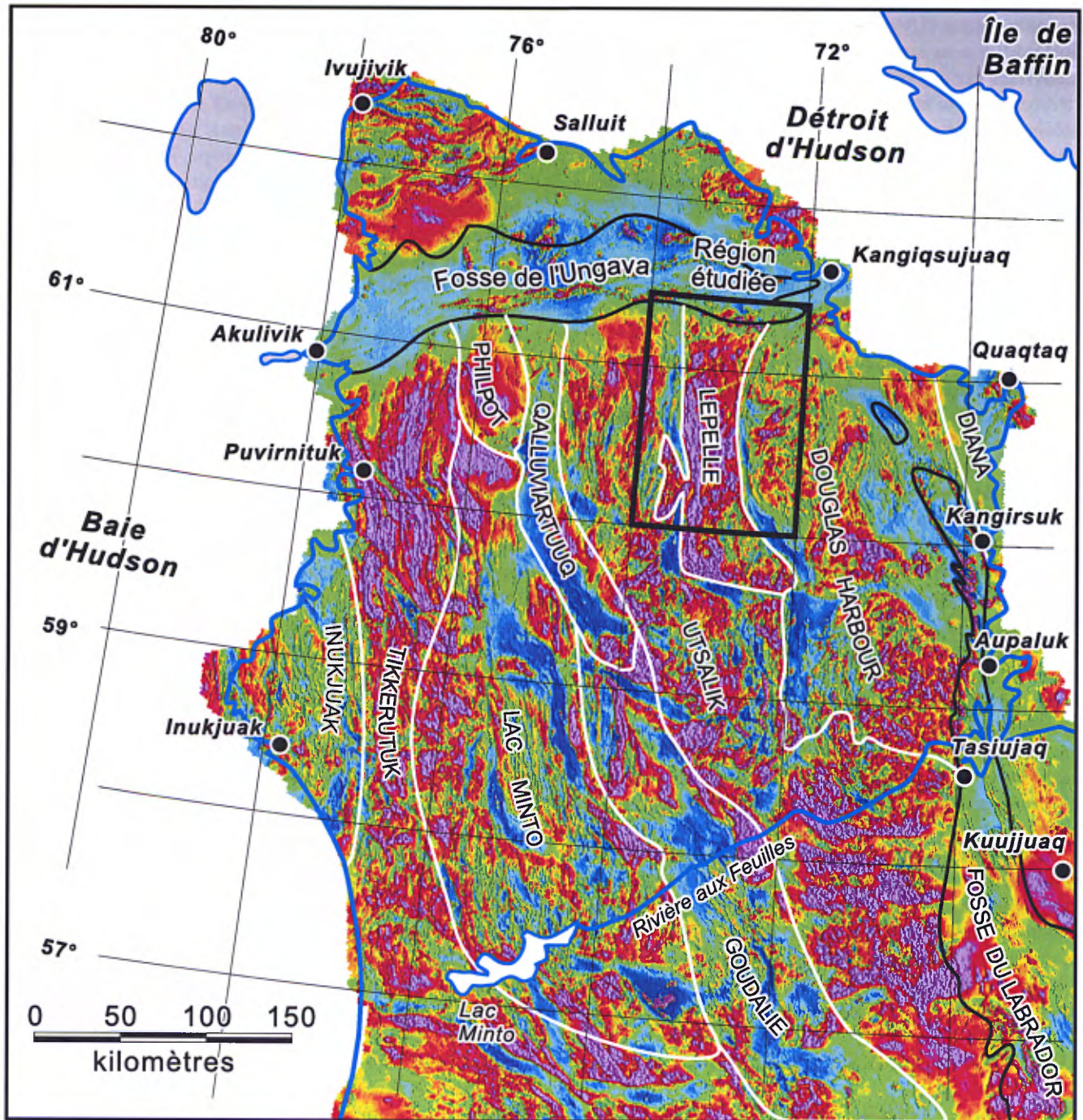


FIGURE 1 – Champ magnétique total ombragé incluant la localisation des travaux et les limites des domaines lithotectoniques (modifiées d'après Percival et al., 1991, 1992, 1997b).

léoprotérozoïque (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz). Elles sont aussi, dans la partie nord de la région, recouvertes par des séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque qui appartiennent à la Fosse de l'Ungava. La géologie simplifiée de la région est présentée à la figure 2. Dans ce rapport, la description des unités portera surtout sur les roches archéennes, les roches de la Fosse de l'Ungava ayant déjà été cartographiées à l'échelle de 1:50 000 (Scott *et al.*, 1989; St-Onge *et al.*, 1989, 1990a à h).

Domaine de Douglas Harbour (Archéen)

Des levés géologiques récents (Madore *et al.*, 1999 et 2000) ont permis de subdiviser le Domaine de Douglas Harbour en trois grandes unités lithodémiques. Il s'agit des complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury, présents dans la région cartographiée (figure 2), ainsi que du Complexe de Troie qui affleure au sud-est de la région. Les complexes de Troie et de Qimussinguat sont principalement constitués de tonalites gneissiques à orthopyroxène. Ces tonalites contiennent des enclaves et des lambeaux de roches gabbroïques, basaltiques ou sédimentaires, métamorphisés au faciès des granulites. Ces lambeaux sont rares et de petite taille. Le Complexe de Faribault-Thury est surtout constitué de tonalite gneissique à hornblende et biotite. Les tonalites du Complexe de Faribault-Thury encaissent des lambeaux de roches basaltiques ou sédimentaires métamorphisées au faciès des amphibolites. Ces lambeaux de roches volcano-sédimentaires ont une taille kilométrique à plurikilométrique et ils se répartissent en chapelets sur une distance excédant 100 km. Les tonalites gneissiques des trois complexes sont recoupées par des intrusions granodioritiques et granitiques foliées. Dans la région cartographiée, ces roches intrusives appartiennent à la Suite de Leridon. Deux petits plutons circulaires de syénite à néphéline, appartenant à la Suite alcaline de Kimber, ont été identifiés dans la région. Ils intrudent les tonalites gneissiques du Complexe de Qimussinguat.

COMPLEXE DE QIMUSSINGUAT (Aqim)

Gneiss mafique (Aqim3)

Les gneiss mafiques de l'unité Aqim3 sont encaissés dans de la tonalite gneissique à orthopyroxène et clinopyroxène (Aqim4). Ils forment des corps allongés, orientés parallèlement à la fabrique régionale. Ces corps ont une épaisseur qui varie de quelques mètres à un peu plus de un kilomètre. Ils s'étendent sur une longueur de quelques kilomètres et atteignent par endroits plus de 15 km de longueur. Ces gneiss mafiques forment aussi des enclaves de taille métrique à décimétrique. Par endroits, ils sont associés à de petits niveaux de paragneiss ou de formation de fer. Sur quelques rares affleurements, des niveaux de roches mafiques et ultramafiques, massives ou légèrement foliées, sont intercalés avec les gneiss mafiques.

Sur l'affleurement, les gneiss mafiques montre un « rubanement compositionnel » d'épaisseur centimétrique. On y observe entre 5 et 15 % de mobilisat felsique. Le mobilisat est présent sous forme de veines discontinues et d'épaisseur millimétrique à centimétrique. Les veines sont parallèles à la gneissosité. Au microscope, les gneiss mafiques montrent une texture granoblastique polygonale et une granulométrie fine (~ 0,5 à 1 mm). Ils sont principalement composés de plagioclase (5 à 35 %), d'orthopyroxène (10 à 25 %), de clinopyroxène (10 à 25 %) et de hornblende verte (5 à 30 %). Ces gneiss contiennent aussi des quantités mineures de biotite rouge et de quartz. De la magnétite et d'autres minéraux opaques (1 à 10 %) forment de petits grains disséminés dans la roche.

Aucune relique de texture ou de microtexture pouvant être attribuable à du volcanisme n'a été observée dans les gneiss mafiques. Toutefois, l'association de ces gneiss mafiques avec d'autres roches supracrustales tels que les paragneiss et les formations de fer, rencontrée à quelques endroits, suggère un protolithe volcanique pour ces gneiss. Les textures et les assemblages métamorphiques (orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase ± hornblende) communément observés dans ces roches sont typiques du faciès métamorphique des granulites.

Tonalite gneissique à orthopyroxène et clinopyroxène (Aqim4)

Les tonalites gneissiques ou foliées à orthopyroxène et clinopyroxène (Aqim4) constituent la lithologie principale du Complexe de Qimussinguat. Ces tonalites sont intercalées avec des phases subordonnées de compositions dioritique, trondhjémitique, granodioritique et granitique. Ces roches renferment localement des enclaves mafiques composées de métagabbro, d'amphibolite, ou de gneiss mafique. Ces enclaves comptent pour moins de 10 % de l'unité et sont généralement de petite taille (<2 m²).

Sur l'affleurement, les tonalites gneissiques à orthopyroxène et clinopyroxène ainsi que les phases qui y sont associées sont d'apparence hétérogène. La gneissosité est irrégulière et localement perturbée par des plis complexes. Ces roches contiennent entre 10 et 60 % de mobilisat felsique. Le mobilisat est présent sous forme de veines discontinues et d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Certaines veines sont parallèles à la gneissosité tandis que d'autres la recourent.

En lames minces, les tonalites gneissiques ou foliées de l'unité Aqim4 et les phases qui y sont associées ont une texture granoblastique et une granulométrie fine à moyenne (0,5 à 2,0 mm). Les minéraux ferromagnésiens ont tendance à se concentrer dans des rubans de composition dioritique. Ces minéraux ferromagnésiens, communément sous forme de porphyroblastes, sont la biotite rougeâtre, le clinopyroxène, l'orthopyroxène et la hornblende verte. Malgré la recristallisation, ces roches contiennent localement une texture relictuelle grenue d'origine magmatique.

On y observe notamment des reliques de pyroxènes primaires (ignés), grenus et subautomorphes. Entre 1 et 10 % de minéraux opaques, essentiellement de la magnétite, sont disséminés dans la roche. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite et le zircon.

COMPLEXE DE FARIBAULT-THURY (Afh)

Métabasalte et gneiss mafique (Afh3)

Les métabasaltes et les gneiss mafiques (Afh3) sont les lithologies principales qui composent les séquences volcano-sédimentaires du Complexe de Faribault-Thury. Ces lithologies sont localement intercalées avec des niveaux d'ultramafite, de paragneiss, de marbre ou de formation de fer. Par endroits, de petites intrusions gabbroïques, contenant des phases pyroxénitiques, affleurent dans ces séquences. Les séquences volcano-sédimentaires se présentent sous la forme de lambeaux de taille kilométrique à plurikilométrique. L'épaisseur des lambeaux varie entre 0,5 et 5,0 km et leur longueur ne dépasse pas 20 km. Ces lambeaux se répartissent en chapelets sur des distances excédant 100 km. Ils sont encaissés dans les tonalites gneissiques de l'unité Afh4.

Sur l'affleurement, les métabasaltes et les gneiss mafiques sont respectivement dotés d'une foliation pénétrative et d'un « rubanement compositionnel » d'épaisseur centimétrique. Par endroits, les métabasaltes sont très peu déformés et possèdent des textures et structures volcaniques telles que des coulées coussinées et des brèches de coulée. Les métabasaltes et les gneiss mafiques sont injectés par des veines et des poches de matériel granitique et tonalitique.

En lames minces, les métabasaltes et les gneiss mafiques ont une texture granoblastique et une granulométrie fine (0,5 à 1,0 mm). Les principales phases minérales sont la hornblende verte (55 à 75 %) et le plagioclase (20 à 45 %). Dans plusieurs cas, des porphyroblastes hypidiomorphes de hornblende s'orientent parallèlement à la foliation. La biotite est peu abondante (<5 %) et chloritisée par endroits. Le quartz (<5 %), l'épidote (<1 à 10 %), le sphène (<1 à 5 %), le grenat (<1 à 3 %) et des reliques de clinopyroxène, presque entièrement remplacé par la hornblende, sont observés en quantité mineure. Entre 1 et 5 % de minéraux opaques, principalement constitués de magnétite et de pyrite, sont parsemés dans ces roches. Des carbonates secondaires sont présents en traces dans plusieurs localités. Les assemblages métamorphiques (hornblende + plagioclase ± grenat ± épidote) communément observés dans ces roches sont typiques du faciès des amphibolites.

Tonalite gneissique à hornblende et biotite (Afh4)

Les tonalites gneissiques ou foliées à hornblende et biotite (Afh4) prédominent largement dans le Complexe de Faribault-Thury. Ces tonalites sont intercalées avec des

phases subordonnées de compositions dioritique, trondhjémitique, granodioritique et, dans de moindres proportions, granitique. Ces roches renferment localement des enclaves mafiques composées de métagabbro, d'amphibolite et de diorite. Elles renferment aussi des enclaves de roches supracrustales que l'on associe à l'unité Afh3 et qui se composent de métabasalte, de gneiss mafique, de paragneiss, de marbre et de formation de fer. Les enclaves sont de taille métrique à décimétrique et comptent pour environ 15 % de l'unité.

Un échantillon de tonalite foliée à hornblende et biotite, appartenant au Complexe de Faribault-Thury, a été prélevé (figure 2, site F) et analysé par la méthode U-Pb/TIMS (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique) sur des zircons. Ces analyses isotopiques ont livré un âge de mise en place de 2785 ± 4 Ma (tableau 1 en annexe).

Sur l'affleurement, les tonalites gneissiques à hornblende et biotite ainsi que les phases qui y sont associées sont d'apparence hétérogène. La gneissosité est irrégulière et localement perturbée par des plis complexes. Ces roches renferment des « schlierens » riches en biotite. Elles contiennent entre 5 et 50 % de mobilisat felsique. Le mobilisat forme des veines discontinues et d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Certaines veines sont parallèles à la gneissosité tandis que d'autres la recoupent.

En lames minces, les tonalites et les phases qui y sont associées ont une texture granoblastique. Les microfabriques sont affectées par une déformation d'intensité variable. Les roches les moins déformées contiennent, par endroits, des cristaux subautomorphes de plagioclases qui sont antiperthitiques. Les roches plus déformées ont une foliation mylonitique partiellement oblitérée par la recristallisation statique. Le quartz est généralement disposé en rubans polycristallins. Les cristaux de plagioclase sont séricitisés et contiennent de petits grains d'épidote, de muscovite et de calcite secondaire. Les tonalites ainsi que les phases dioritiques, granodioritiques et granitiques renferment entre 10 et 40 % de minéraux ferromagnésiens alors que les phases trondhjémitiques en comprennent moins de 10 %. La biotite et la hornblende sont les minéraux ferromagnésiens les plus communs dans ces roches. Localement, ces roches renferment de la muscovite. Les minéraux accessoires sont la magnétite, la pyrite, le zircon, le sphène (<8 %) associé à la biotite, l'apatite et l'allanite.

Tonalite gneissique à enclaves mafiques (Afh4a)

Originellement, ce faciès a été identifié lors du levé géologique à l'échelle de 1:100 000 effectué par la Commission géologique du Canada (St-Onge et Lucas, 1997a et b). La tonalite de cette unité est, du point de vue pétrographique, comparable à l'unité Afh4 décrite précédemment. Elle se distingue cependant par l'abondance d'enclaves mafiques qu'elle renferme.

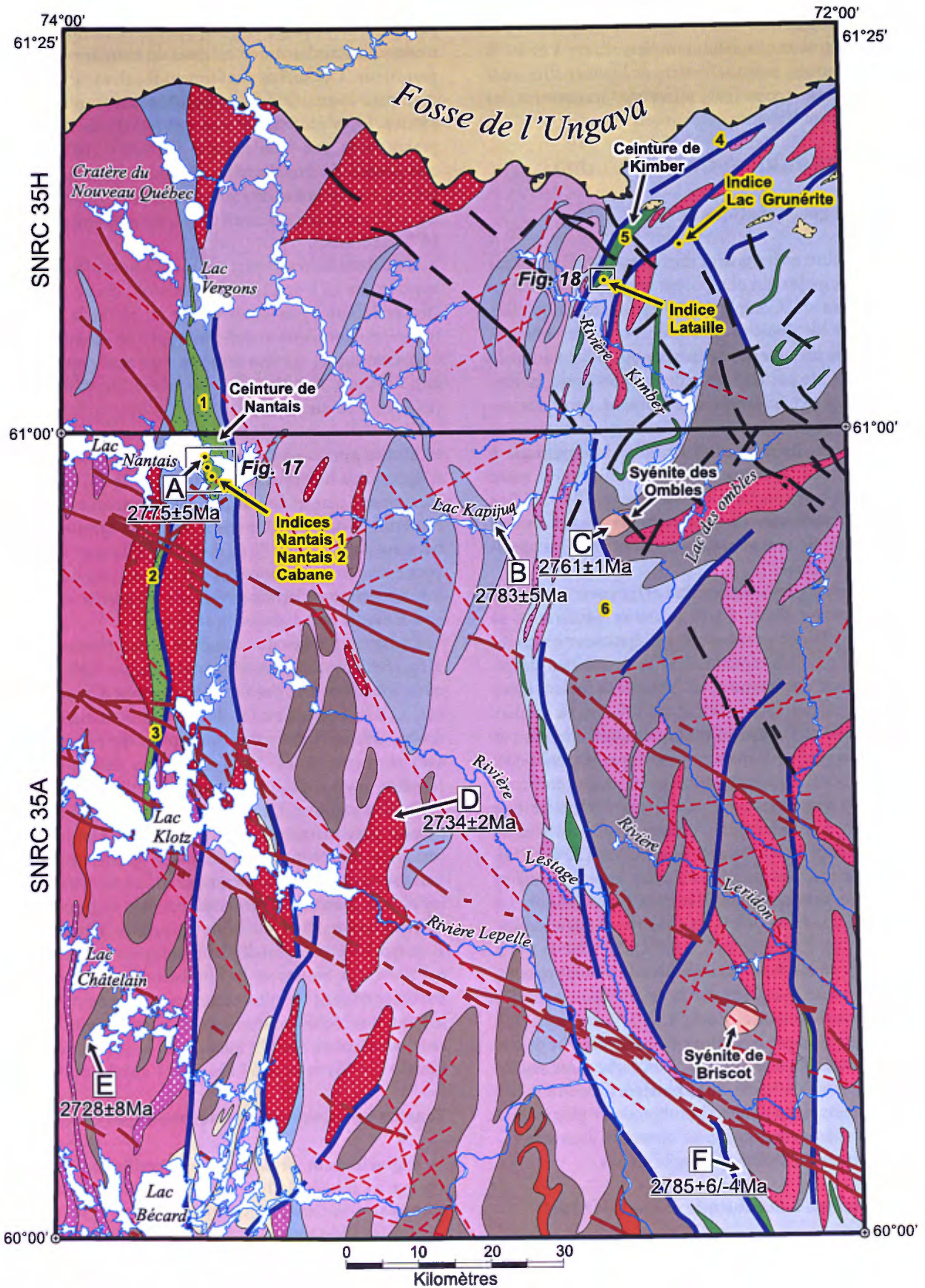


FIGURE 2 – Géologie simplifiée de la région du lac Klotz (SNRC 35A) et de la demie sud de la région du Cratère du Nouveau-Québec (SNRC 35H).

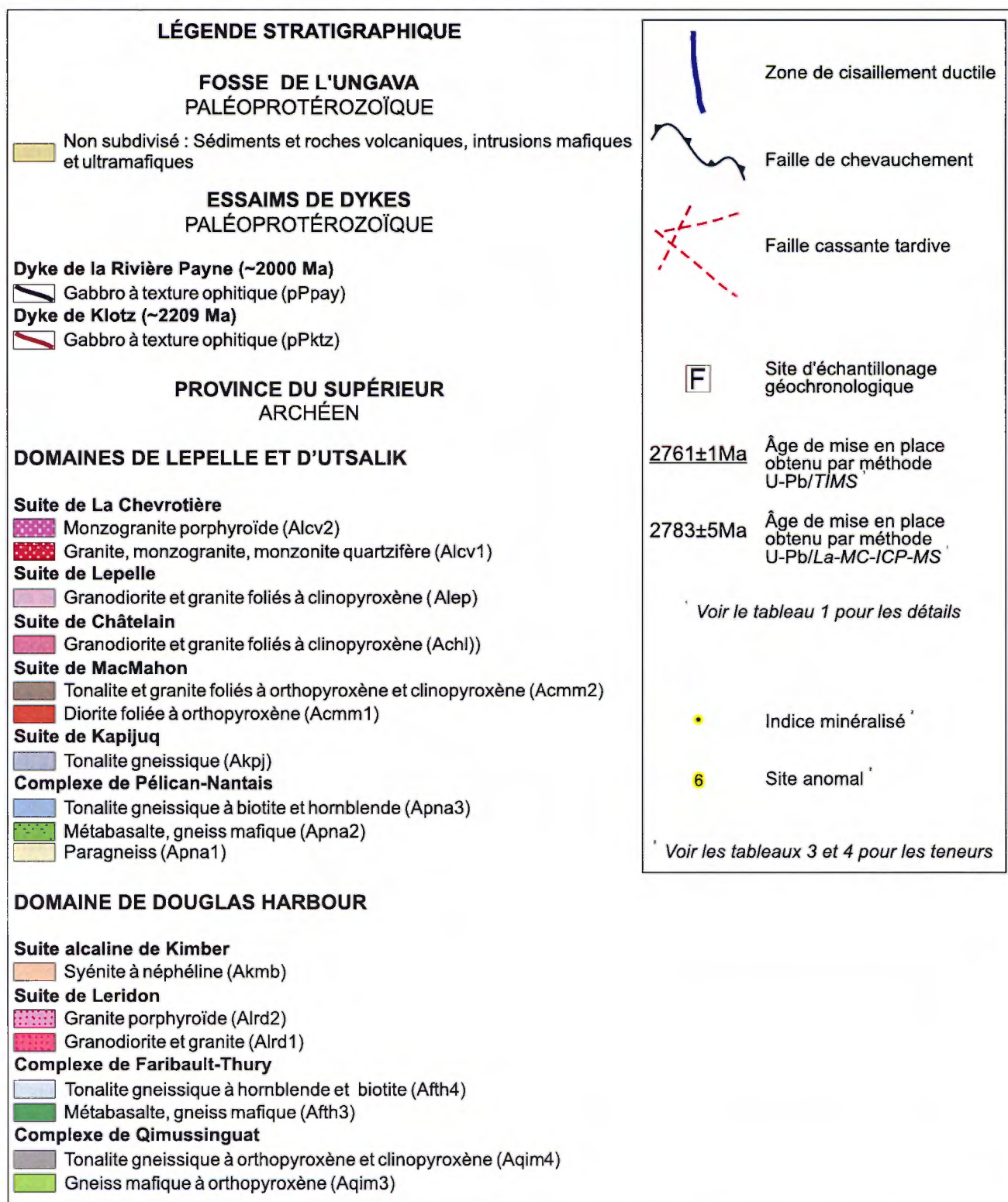


FIGURE 2 (suite) – Légende de la géologie simplifiée.

SUITE DE LERIDON (Aldr)

La Suite de Leridon est une nouvelle unité lithodémique que nous introduisons pour désigner de grandes masses intrusives de composition granodioritique et granitique. Ces intrusions se sont mises en place dans les tonalites gneissiques des unités Afth4 et Aqim4. Elles sont généralement de forme allongée et suivent les grandes structures régionales.

Granodiorite et granite (Aldr1)

Les granodiorites et les granites de l'unité Aldr1 sont l'équivalent des masses intrusives appartenant aux unités Aqim5a et Afth5a qui ont été cartographiées à l'est de la région, sur les feuillets SNRC 25D et 25E (Madore et Larbi, 2000). Sur l'affleurement, les granodiorites et les granites de l'unité Aldr1 sont d'apparence homogène. Ces roches intrusives sont massives ou foliées. La foliation est surtout définie par l'orientation de la biotite. Ces granodiorites et ces granites contiennent peu de mobilisat felsique et généralement moins de 5 % d'enclaves mafiques. En lames minces, on observe une texture ignée grenue, partiellement oblitérée par la recristallisation métamorphique. Ces roches ont une granulométrie moyenne qui varie entre 2 et 4 mm. Elles contiennent entre 3 et 15 % de minéraux ferromagnésiens surtout composés de biotite et de hornblende. Par endroits, on y observe de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. De l'allanite, de l'apatite et du zircon sont présents en traces.

Granite porphyroïde (Aldr2)

Sur l'affleurement, les granites porphyroïdes (Aldr2) semblent homogènes. Ils sont massifs ou foliés et contiennent très peu de mobilisat felsique. Ces roches renferment localement des enclaves mafiques. En lames minces, on observe une texture ignée porphyroïde partiellement oblitérée par la recristallisation. Cette recristallisation produit une texture en mortier qui se développe au pourtour de phénocristaux de feldspaths. Les granites porphyroïdes contiennent environ 10 % de minéraux ferromagnésiens dont les plus communs sont la hornblende et la biotite. Par endroits, on observe du clinopyroxène. L'allanite, l'apatite, le zircon et le sphène sont en traces.

SUITE ALCALINE DE KIMBER (Akmb)

La Suite alcaline de Kimber (Akmb) est une nouvelle unité lithodémique que nous introduisons pour désigner de petites intrusions alcalines. Les intrusions qui sont identifiées sur la carte géologique présentée à la figure 2 (Syénite des Ombles et Syénite de Briscot) se sont mises en place à l'intérieur des tonalites du Complexe de Qimussinguat. Elles sont disposées à proximité d'un grand linéament orienté NW-SE qui sépare le Domaine de Douglas Harbour

du Domaine de Lepelle. Ces intrusions alcalines sont de forme arrondie et de petite taille (<30 km²). Elles sont localement recoupées par les dykes de gabbro d'âge Paléoproterozoïque (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz).

Un échantillon provenant de la Syénite des Ombles a été prélevé pour datation (figure 2, site C). Il s'agit d'une phase pegmatitique tardive présente sous forme de dyke. Un phénocristal de zircon de taille centimétrique a été prélevé de cette roche. Plusieurs fragments de ce zircon ont été analysés par la méthode U-Pb/TIMS (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique). Ces analyses isotopiques ont livré un âge de mise en place de 2761 ± 1 Ma (tableau 1 en annexe).

Syénite à néphéline (Akmb)

Les roches de la Suite alcaline de Kimber sont homogènes et essentiellement composées de syénite à néphéline. Sur l'affleurement, ces roches exposent une surface d'altération typiquement friable qui produit un sable grossier et grisâtre. Par endroits, on observe un litage primaire qui est défini par une variation dans la proportion des minéraux ferromagnésiens et dans la granulométrie de la roche. Des phases syénitiques tardives, à texture pegmatitique ou à granulométrie fine, recoupent le corps principal. Ces phases tardives forment des dykes d'épaisseur décimétrique à métrique.

En lames minces, les syénites ont une texture grenue d'origine magmatique. Ces roches ne montrent aucune évidence de déformation ou de métamorphisme et montrent une texture trachytoïdale. Elles sont composées d'albite, de microcline et, localement, de sodalite. La quantité de néphéline varie entre 5 et 60 %. La néphéline est généralement poecilitique et contient des inclusions de feldspaths. Les feldspaths et la néphéline sont tachetés ou entourés par des plages de cancrinite. Les syénites contiennent entre 1 et 10 % de biotite et, par endroits, de petites quantités de hornblende et de pyroxène alcalin (aegyrine). La magnétite et l'apatite sont en traces.

Domaines de Lepelle et d'Utsalik (Archéen)

Les domaines de Lepelle et d'Utsalik sont, dans les limites de nos connaissances actuelles, semblables du point de vue lithologique. Ils sont essentiellement composés de granodiorites et de granites appartenant notamment aux suites de Lepelle et de Châtelain. Les domaines de Lepelle et d'Utsalik sont séparés par l'axe N-S que forme le Complexe de Pélican-Nantais constitué de roches pélitiques et volcano-sédimentaires encaissées dans des tonalites gneissiques (figure 2). Le Complexe de Pélican-Nantais est bordé par de larges zones de déformation ductile orientée N-S qui traversent toute la région. Les granodiorites et les granites appartenant aux suites de Lepelle et de Châtelain contiennent des radeaux de taille plurikilométrique constitués de

tonalites gneissiques présumées plus anciennes et appartenant à la Suite de Kapijuq. Ces granodiorites comprennent aussi des tonalites et des diorites à orthopyroxène appartenant à la Suite de MacMahon. Des intrusions granitiques tardives que l'on associe à la Suite de La Chevrotière intrudent les granodiorites et les tonalites des domaines de Lepelle et d'Utsalik.

COMPLEXE DE PÉLICAN-NANTAIS (Apna)

Des roches supracrustales, distribuées le long d'un l'axe N-S et passant par les lac Nantais et du Pélican, ont été découvertes lors d'une cartographie de reconnaissance (Percival *et al.*, 1997a). Le Complexe de Pélican-Nantais est une nouvelle unité lithodémique que nous introduisons pour désigner ces séquences supracrustales. Il inclut les tonalites gneissiques qui les encaissent. Dans la partie nord du complexe, au niveau du lac Nantais, ces roches supracrustales se composent principalement de volcanites mafiques. Ces volcanites affleurent entre les lacs Vergons et Klotz sous la forme de minces lambeaux de quelques kilomètres d'épaisseur et pouvant atteindre près de 40 km de longueur. Dans la partie sud du complexe, dans le secteur du lac Bécard (lac du Pélican dans le feuillet SNRC 34P situé juste au sud du levé), les roches supracrustales sont surtout constituées de paragneiss. De minces bandes de paragneiss sont aussi présentes dans le secteur oriental du lac Klotz.

Paragneiss (Apna1)

Sur l'affleurement, les paragneiss montrent un « rubanement compositionnel » d'épaisseur centimétrique. Localement, ils sont rouillés ou schisteux. Les paragneiss sont migmatitisés et contiennent entre 5 et 50 % de mobilisat felsique. Le mobilisat forme des veines discontinues et d'épaisseur centimétrique, généralement parallèles à la gneissosité. Il forme localement des poches qui envahissent le protholithe. On observe aussi des bandes de mobilisat blanchâtre de quelques mètres d'épaisseur, intercalées dans les paragneiss. Ces bandes de mobilisat contiennent localement de petits enclaves de paragneiss.

La composition minéralogique des paragneiss varie d'une localité à l'autre. En lames minces, on observe une méso-tase de composition quartzofeldspathique et à texture granoblastique. On y observe aussi des porphyroblastes de grenat, de la biotite, de la cordiérite et de la sillimanite. De l'andalousite, de la staurotide, de la tourmaline et du spinelle sont présents par endroits. Le minéral opaque le plus commun est la magnétite. Dans certains secteurs, les paragneiss contiennent l'assemblage orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase ± grenat. Dans ces mêmes secteurs, l'orthopyroxène se trouve aussi dans le mobilisat. Les assemblages staurotide + andalousite + sillimanite et orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + grenat attestent qu'à l'intérieur du Complexe de Pélican-Nantais, le

métamorphisme varie du faciès moyen des amphibolites au faciès des granulites.

Métabasalte et gneiss mafique (Apna2)

Les métabasaltes et les gneiss mafiques (Apna2) sont les principales roches supracrustales qui affleurent dans la partie nord du Complexe de Pélican-Nantais (figure 2). Ces lithologies sont localement intercalées avec des niveaux de volcanites intermédiaires à felsiques. Les volcanites felsiques sont moyennement déformées et aphanitiques. Il s'agit probablement de tufs fins. Quelques horizons de tufs polygéniques à lapillis et à blocs, ou de conglomérat, ont aussi été observés. Un échantillon de volcanite felsique a été prélevé (figure 2, site A) et analysé par la méthode U-Pb/TIMS (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique) sur des zircons. Ces analyses isotopiques ont livré un âge de mise en place de 2775 ± 5 Ma (tableau 1 en annexe).

Sur l'affleurement, les métabasaltes et les gneiss mafiques sont respectivement dotés d'une foliation pénétrative et d'un « rubanement compositionnel » d'épaisseur centimétrique. Par endroits, surtout en bordure de l'unité, une déformation intense est observée. Cette déformation est indiquée par la présence d'une fabrique mylonitique ou de gneiss droits. Les métabasaltes et les gneiss mafiques sont injectés par des veines de matériel granitique et tonalitique.

En lames minces, les métabasaltes et les gneiss mafiques ont une texture granoblastique et une granulométrie fine (0,2 à 0,5 mm). Les principales phases minérales sont la hornblende verte (60 à 80 %) et le plagioclase (10 à 15 %). Du clinopyroxène et de l'olivine sont observés par endroits. Le quartz, l'épidote et le sphène sont présents en quantités mineures. Entre 1 et 5 % de minéraux opaques (magnétite ou pyrite) sont disséminés dans ces roches. On observe aussi, à quelques rares endroits, des traces de chalcopirite et de cuivre natif. Des carbonates secondaires sont en traces dans plusieurs localités. Les assemblages métamorphiques (hornblende + grenat + plagioclase ± épidote) communément observés dans ces roches sont typiques du faciès des amphibolites.

Tonalite gneissique à biotite et hornblende (Apna3)

Les tonalites gneissiques (Apna3) du Complexe de Pélican-Nantais sont très semblables à celles du Complexe de Faribault-Thury. Elles sont intercalées avec des phases subordonnées de compositions dioritique, trondhjémitique, granodioritique et granitique. Ces roches renferment localement des enclaves mafiques de taille métrique à décimétrique.

Sur l'affleurement, les tonalites gneissiques du Complexe de Pélican-Nantais ainsi que les phases qui y sont associées montrent une gneissosité rectiligne à laquelle se surimpose, localement, une fabrique mylonitique. Elles contiennent entre 5 et 50 % de mobilisat felsique. Le mo-

bilisat forme des veines d'épaisseur centimétrique, parallèles à la gneissosité. Par endroits, ces veines, injectées lit par lit, envahissent la tonalite.

En lames minces, les tonalites et les phases qui y sont associées présentent une texture granoblastique. Les roches les moins déformées contiennent, par endroits, des cristaux subautomorphes de plagioclase antiperthitique. Les roches plus déformées ont une foliation mylonitique. Les cristaux de plagioclase sont séricitisés et contiennent de petits grains d'épidote et de calcite secondaire. Les tonalites ainsi que les phases dioritiques, granodioritiques et granitiques renferment plus de 10 % de minéraux ferromagnésiens alors que les phases trondhjémiques en comprennent moins de 10 %. La biotite et la hornblende sont les minéraux ferromagnésiens les plus communs dans ces roches. La magnétite, le zircon, le sphène, l'apatite et l'allanite sont présents en traces.

SUITE DE KAPIJUQ (Akpj)

La Suite de Kapijuq (Akpj) est une nouvelle unité lithodémique que nous introduisons pour désigner des tonalites gneissiques présumément plus anciennes que les granodiorites et les granites encaissants qui appartiennent aux suites de Lepelle et de Châtelain. Les tonalites de la Suite de Kapijuq se présentent sous la forme de grands radeaux plurikilométriques. Elles pourraient représenter l'équivalent tonalitique des complexes adjacents de Pélican-Nantais ou de Faribault-Thury.

Un échantillon de tonalite gneissique appartenant à la Suite de Kapijuq a été prélevé (figure 2, site B) et analysé par la méthode U-Pb/La-MC-ICP-MS (analyse in situ par ablation laser et spectrométrie de masse par ionisation au plasma et multicollection) sur des zircons. Ces analyses isotopiques ont livré un âge de mise en place de 2783 ± 5 Ma (tableau 1 en annexe). Les analyses ont aussi livré un âge probable pour le métamorphisme de 2755 ± 12 Ma (tableau 1 en annexe).

Sur l'affleurement, les tonalites appartenant à la Suite de Kapijuq montrent généralement une gneissosité ou une foliation bien développée. Une fabrique mylonitique est observée à plusieurs endroits dans ces roches. Ces tonalites sont intercalées avec des phases subordonnées de compositions dioritique, trondhjémique, granodioritique et granitique. Ces roches contiennent entre 5 et 50 % de mobilisat felsique sous forme de veines, d'épaisseur centimétrique, parallèles à la gneissosité. Elles renferment localement des enclaves de taille métrique à décimétrique, composées de roches mafiques et de paragneiss.

En lames minces, les tonalites de la Suite de Kapijuq présentent généralement une texture granoblastique et, aux endroits où les roches sont plus déformées, une foliation mylonitique. La biotite et la hornblende sont les minéraux ferromagnésiens les plus communs dans ces roches. Le clinopyroxène est aussi observé à plusieurs endroits. La

magnétite, le zircon, le sphène, l'apatite et l'allanite sont en traces.

SUITE DE MACMAHON (Acmm)

La Suite de MacMahon a été introduite par Parent *et al.* (2000) pour désigner des roches intrusives felsiques à orthopyroxène et dont la composition varie de granite à tonalite. Dans la région du lac Klotz, les roches appartenant à la Suite de MacMahon sont surtout composées de tonalites à orthopyroxène auxquelles sont associées des phases dioritiques à orthopyroxène. Ces roches sont encaissées dans les granodiorites et les granites des suites de Châtelain (Ach1) et de Lepelle (Alep).

Diorite à orthopyroxène (Acmm1)

Les diorites à orthopyroxène (Acmm1) sont des roches intrusives mafiques associées à la Suite de MacMahon. Elle forment de petits corps allongés et spatialement associés à des tonalites et des granites à orthopyroxène et clinopyroxène (Acmm2). Sur l'affleurement, ces roches ont un aspect homogène. Elles sont généralement foliées, gneissiques ou localement massives. Quelques rares niveaux péridotitiques ont été identifiés dans ces roches. Les diorites de la Suite de MacMahon contiennent entre 5 et 10 % de mobilisat felsique. Ce mobilisat est présent sous forme de veines discontinues et d'épaisseur centimétrique. Les veines sont parallèles à la fabrique structurale.

En lames minces, les diorites à orthopyroxène ont communément une texture granoblastique. Elles sont principalement composées d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de hornblende et de plagioclase. Un peu de biotite (1 à 25 %) est aussi observée dans ces roches. Malgré la recristallisation, ces roches contiennent localement une texture relic-tuelle grenue d'origine magmatique. On y observe notamment des cristaux automorphes de pyroxènes ainsi que de plagioclases primaires. De petites quantités de magnétite, de quartz, d'apatite et de zircon sont présentes dans ces roches.

Tonalite et granite à orthopyroxène et clinopyroxène (Acmm2)

Les roches intrusives felsiques à orthopyroxène et clinopyroxène de la Suite de MacMahon (Acmm2) forment des masses plurikilométriques distribuées dans la partie centrale et la partie ouest de la région. Elles sont abondantes dans le sud et diminuent en volume pour disparaître au nord. Ces roches sont majoritairement composées de tonalites auxquelles s'ajoutent des phases granodioritiques et granitiques. Sur l'affleurement, ces roches sont d'apparence homogène. Elles sont localement massives et à texture porphyroïde. À plusieurs endroits, elles possèdent une granulométrie moyenne et une foliation bien développée.

Un échantillon de tonalite à orthopyroxène et clinopyroxène, appartenant à la Suite de MacMahon, a été prélevé (figure 2, site E) et analysé par la méthode U-Pb/ *La-MC-ICP-MS* (analyse in situ par ablation laser et spectrométrie de masse par ionisation au plasma et multicollection). Ces analyses isotopiques ont livré un âge de mise en place de 2728 ± 8 Ma (tableau 1 en annexe). Les analyses effectuées ont aussi livré un âge probable pour le métamorphisme de 2710 ± 11 Ma (tableau 1 en annexe).

Les tonalites de la Suite de MacMahon ainsi que les phases granodioritiques et granitiques qui y sont associées contiennent entre 5 et 35 % de minéraux ferromagnésiens. Ces minéraux sont l'orthopyroxène, le clinopyroxène, la biotite et la hornblende. Au microscope, on observe aussi de petites quantités d'apatite, de zircon et d'allanite. La magnétite est le minéral opaque communément observé dans ces roches. Les roches intrusives felsiques de la Suite de MacMahon sont affectées par une recristallisation métamorphique d'intensité variable. La mésostase y est généralement à texture granoblastique. Toutefois, les textures ignées sont préservées par endroits. On observe notamment des cristaux automorphes de plagioclase antiperthitique, de microcline ainsi que de clinopyroxène et d'orthopyroxène.

SUITE DE CHÂTELAIN (Ach1) ET SUITE DE LEPELLE (Alep)

La Suite de Châtelain (Ach1) et la Suite de Lepelle (Alep) sont deux nouvelles unités lithodémiques que nous introduisons pour désigner de grandes masses intrusives composites d'envergure régionale. Les lithologies appartenant à ces deux suites sont très similaires. Elles sont surtout constituées de granodiorite et de granite. La Suite de Châtelain, située dans la partie ouest de la région, est incluse dans la zone de haut magnétique plus ou moins irrégulier qui délimite le Domaine d'Utsalik. La Suite de Lepelle, située à l'est de la Suite de Châtelain, s'étend sur une bande de plus de 30 km de largeur, orientée N-S. Elle traverse le centre de la région étudiée. La répartition des roches appartenant à la Suite Lepelle coïncide avec un haut magnétique très homogène. C'est cette même zone de haut magnétique qui délimite la surface qu'occupe le Domaine de Lepelle.

Sur l'affleurement, les granodiorites et les granites appartenant aux suites de Châtelain et de Lepelle sont d'apparence homogène. La foliation est généralement bien développée et ces roches possèdent, à plusieurs endroits, une texture porphyroïde définie par des phénocristaux de feldspaths. Les roches de ces deux unités se présentent, à beaucoup d'endroits, sous la forme d'intrusions multiples, injectées lit par lit, et qui envahissent la roche hôte. Ces roches intrusives contiennent des enclaves de composition tonalitique, des enclaves de composition mafique et, à quelques rares endroits, des enclaves de composition ultra-

mafique. Localement, des veines et des poches de granite pegmatitique coupent ces granodiorites et ces granites.

En lames minces, on observe une texture ignée grenue, partiellement oblitérée par la recristallisation métamorphique. Cette recristallisation produit une texture en mortier qui se développe au pourtour de phénocristaux de feldspaths. Ces roches contiennent entre 2 et 15 % de minéraux ferromagnésiens. Elles contiennent communément de la biotite, du clinopyroxène et, dans de moindres proportions, de l'orthopyroxène. La magnétite est présente dans toutes les lames. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'apatite, le sphène, l'allanite et le zircon.

SUITE DE LA CHEVROTIÈRE (Alcv)

La Suite de La Chevrotière (Alcv) a été introduite par Parent *et al.* (2000) pour désigner des intrusions de monzogranite à phénocristaux de feldspath alcalin. Dans la région étudiée, les relations de recoupement observées sur le terrain suggèrent que les roches de la Suite de La Chevrotière sont relativement tardives. Les intrusions appartenant à cette suite se sont mises en place dans les granodiorites des suites de Châtelain et de Lepelle. Ces intrusions sont généralement de forme allongée et suivent les grandes structures régionales.

Granite, monzogranite et monzonite quartzifère (Alcv1)

Sur l'affleurement, les granitoïdes appartenant à la Suite de La Chevrotière (Alcv1) sont d'apparence homogène. Ces roches intrusives sont massives par endroits mais ont généralement une foliation. Elles contiennent peu de mobilisat felsique et moins de 5 % d'enclaves mafiques. En lames minces, on observe une texture ignée grenue, partiellement oblitérée par la recristallisation métamorphique. Ces roches ont une granulométrie moyenne qui varie entre 2 et 5 mm. Elles contiennent entre 1 et 10 % de minéraux ferromagnésiens essentiellement dominés par la biotite et la hornblende. De l'apatite, du zircon et de la magnétite sont en traces.

Un échantillon de granite, appartenant à la Suite de La Chevrotière a été prélevé (figure 2, site D) et analysé par la méthode U-Pb/*TIMS* (dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique) sur des zircons appartenant à une population homogène. Ces analyses isotopiques ont livré un âge de mise en place de 2734 ± 2 Ma (tableau 1 en annexe).

Monzogranite porphyroïde (Alcv2)

Les intrusions monzogranitiques de la Suite de La Chevrotière forment généralement des corps tabulaires, orientés parallèlement à la fabrique régionale. Ces roches sont d'apparence homogène, massives ou foliées. Elles

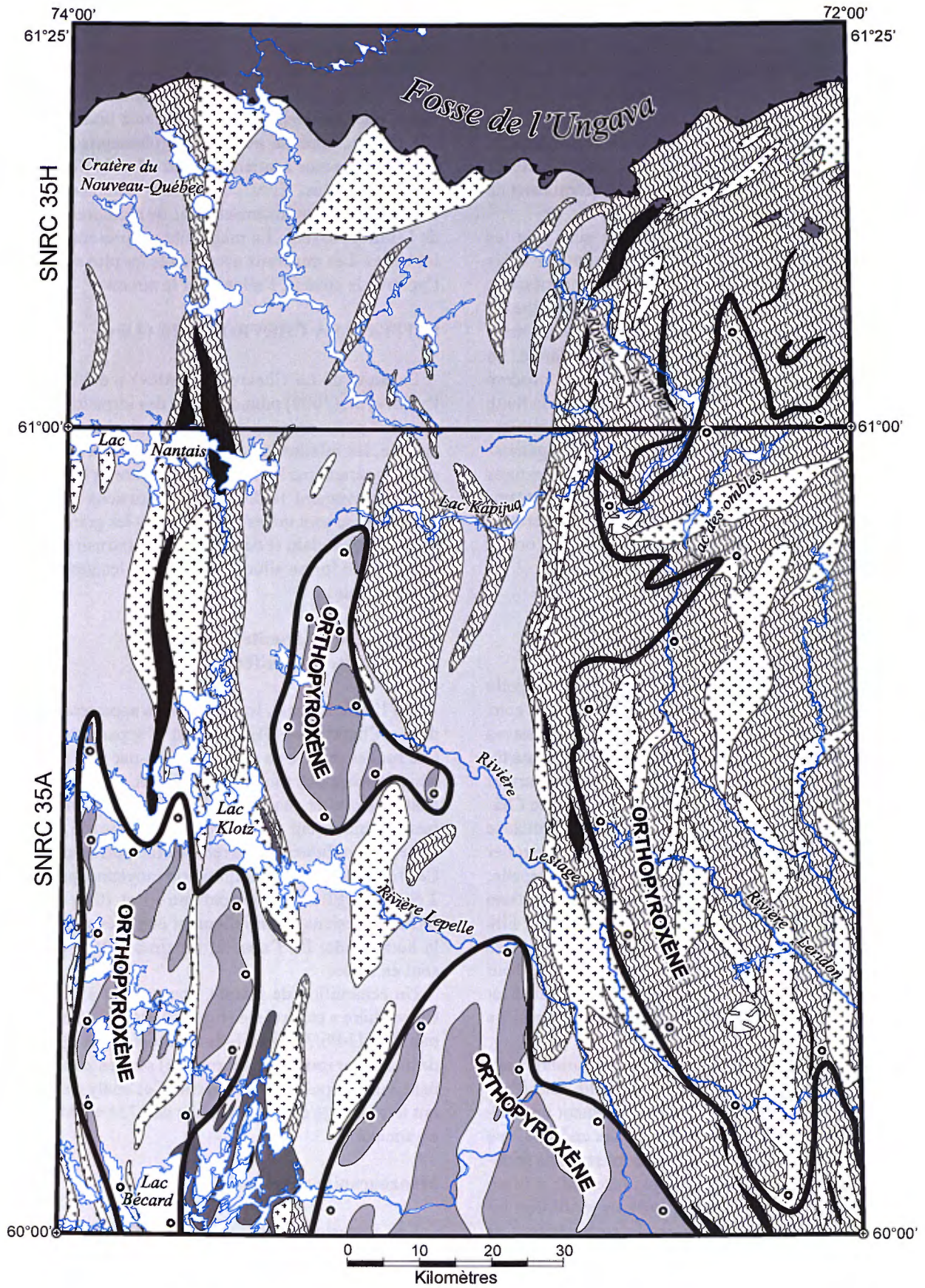


FIGURE 3 – Répartition régionale du métamorphisme et des textures pétrographiques.

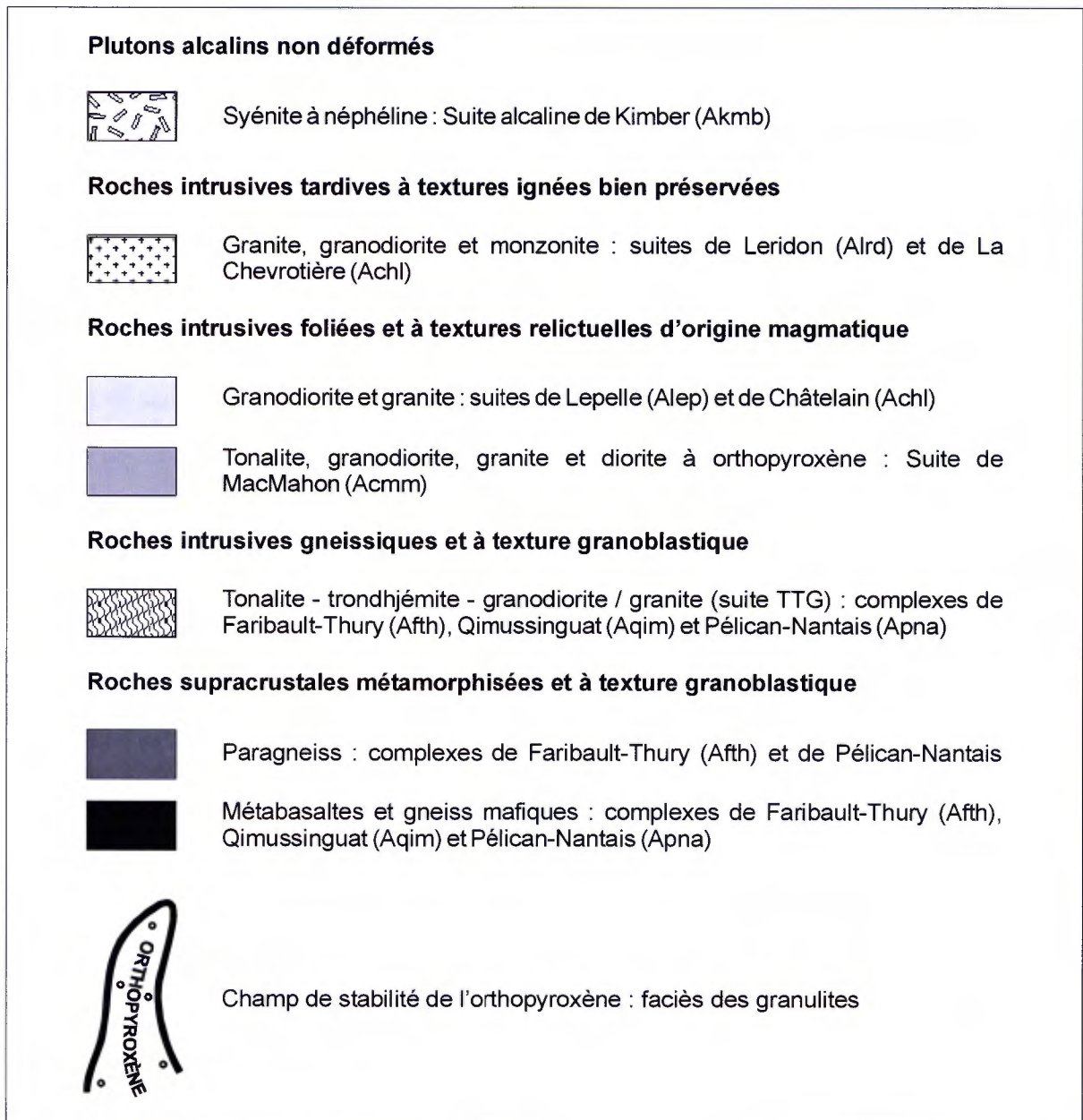


FIGURE 3 (suite) – Légende du métamorphisme et des textures pétrographiques.

contiennent entre 10 et 40 % de phénocristaux automorphes de feldspath potassique dont la taille varie entre 2 et 5 cm. Par endroits, les phénocristaux de feldspath potassique et les minéraux ferromagnésiens sont alignés parallèlement à la fabrique. Cette fabrique est typique des intrusions syntectoniques. Les monzogranites contiennent très peu de mobilisat felsique.

En lames minces, les roches monzogranitiques sont affectées par une recristallisation métamorphique préférentiellement localisée en bordure des porphyres de feldspath. Cette recristallisation produit une texture en mortier qui se développe au pourtour de phénocristaux de feldspath. Les monzogranites porphyroïdes contiennent environ 10 % de minéraux ferromagnésiens, les plus communs étant la biotite et la hornblende. Par endroits, on observe du clinopyroxène et, dans de moindres proportions, de l'orthopyroxène. L'apatite, le sphène et le zircon sont en traces. La magnétite est commune dans ces roches. Elle est localement associée au rutile.

Essaims de dykes (Paléoprotérozoïque)

DYKES DE LA RIVIÈRE PAYNE (pPpay) ET DYKES DE KLOTZ (pPktz)

Les roches archéennes de la région sont intrudées par deux essaims de dykes d'âge Paléoprotérozoïque : les Dykes de la Rivière Payne et les Dykes de Klotz, termes lithodémiques introduits respectivement par Fahrig *et al.* (1985) et Buchan *et al.* (1998). Les Dykes de la Rivière Payne (pPpay) traversent la partie nord-est de la région avec une orientation principale à 330°N. Les Dykes de Klotz (pPktz), majoritairement orientés à 310°N, se situent surtout dans la partie centrale de la région. Des analyses isotopiques K-Ar de deux échantillons de bordure de trempe suggèrent, pour les Dykes de la Rivière Payne, un âge de mise en place légèrement supérieur à 2000 Ma (Fahrig *et al.*, 1985). Un échantillon provenant des Dykes de Klotz a livré un âge U-Pb sur zircons de 2209 ± 1 Ma (Buchan *et al.*, 1998).

Les dykes paléoprotérozoïques sont constitués de gabbro à texture ophitique. La granulométrie de la roche varie de moyenne à grossière. Ces roches sont constituées de cristaux de plagioclase automorphes entourés d'une matrice composée de clinopyroxène. Des oxydes de Fe-Ti, un peu de quartz et de la biotite sont aussi présents. Les bordures de dykes sont figées sur une dizaine de centimètres. Leur minéralogie est caractérisée par des microcristaux idiomorphes de plagioclase et d'augite, alignés parallèlement avec les contacts du dyke. Les dykes sont généralement frais. Localement, surtout à proximité de grandes failles cassantes, ils sont altérés et contiennent de la chlorite, de l'hématite et des veinules d'épidote.

MÉTAMORPHISME

La région expose surtout des roches intrusives felsiques. La minéralogie observée dans ces roches n'est pas toujours diagnostique pour identifier le degré de métamorphisme. Conséquemment, les textures de recristallisation doivent être prises en considération pour mieux évaluer l'effet de la déformation et du métamorphisme à l'échelle régionale. Il est aussi nécessaire d'étendre les observations aux enclaves mafiques contenues dans les roches intrusives et de mettre l'accent sur l'étude pétrographique des roches appartenant aux séquences volcano-sédimentaires. Ces dernières lithologies sont plus propices à contenir des assemblages métamorphiques diagnostiques. De plus elles sont, dans la majorité des cas, des vestiges de roches plus anciennes qui ont eu à se rééquilibrer dans des conditions de température et de pression influencées par le magmatisme et le niveau d'enfouissement.

Les roches de la région ont des assemblages métamorphiques progrades qui varient du faciès inférieur des amphibolites au faciès des granulites. Localement, généralement en bordure d'intrusions granitiques et granodioritiques tardives, des assemblages rétrogrades indiquent un passage du faciès des granulites vers le faciès des amphibolites. À d'autres endroits, surtout près des grandes failles fragiles, des assemblages rétrogrades de plus basses pressions et températures sont associées à de la circulation de fluides hydrothermaux tardifs. La carte du métamorphisme et de la répartition des textures pétrographiques est présentée à la figure 3.

Dans la partie est de la région, les roches du Complexe de Qimussinguat sont typiquement métamorphisées au faciès des granulites. Dans les tonalites gneissiques qui constituent majoritairement ce secteur, le métamorphisme granulitique est représenté par les assemblages orthopyroxène + clinopyroxène + hornblende + plagioclase + quartz ± biotite. De plus, les pyroxènes possèdent communément une texture granoblastique polygonale, témoin d'une recristallisation métamorphique dans des conditions de pression et de température élevées. Par endroits, on observe des reliques ignées de pyroxènes primaires, largement grenus et subautomorphes. Ces dernières observations indiquent qu'une génération de pyroxènes ignés et une génération de pyroxènes métamorphiques coexistent dans ces tonalites. Les enclaves et les lambeaux de gneiss mafiques contenus dans les tonalites du Complexe de Qimussinguat ont des assemblages métamorphiques et des textures typiques du faciès des granulites. Ils contiennent de l'orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase ± hornblende ± biotite. Ces roches ont une granulométrie fine à moyenne et une texture granoblastique bien développée. Localement, en bordure des intrusions granitiques et granodioritiques apparte-

GÉOLOGIE STRUCTURALE

nant à la Suite de Leridon, les tonalites gneissiques du Complexe de Qimussinguat montrent un rétro-métamorphisme caractérisé par la déstabilisation de l'orthopyroxène qui se transforme en hornblende \pm quartz.

À l'ouest du Complexe de Qimussinguat (figure 3), le métamorphisme régional est majoritairement au faciès moyen des amphibolites. Toutefois, certains secteurs montrent un métamorphisme plus élevé qui atteint le faciès supérieur des amphibolites et le faciès des granulites. Les secteurs granulitiques sont typiquement associés à des roches intrusives à orthopyroxène (Suite de MacMahon). Le métamorphisme est essentiellement évalué à partir des assemblages métamorphiques présents dans les enclaves mafiques, les lambeaux de metabasaltes et de paragneiss. Dans les *enclaves mafiques* et les *metabasaltes*, les assemblages typiques du faciès des amphibolites contiennent de la hornblende + plagioclase \pm biotite \pm grenat \pm épidote. Aux endroits où le métamorphisme atteint le faciès des granulites, on observe, dans les enclaves mafiques, l'apparition d'orthopyroxène à texture granoblastique. Les *paragneiss*, surtout présents dans le sud de la région, contiennent des assemblages métamorphiques variables. On y observe notamment de la cordiérite + grenat + biotite + sillimanite qui sont des minéraux typiques du faciès supérieur des amphibolites. Localement, la coexistence des minéraux métamorphiques staurotide + andalousite + sillimanite + cordiérite indiquent que la température a atteint environ 550°C et que la pression n'a pas excédé 3 kb (figure 4). La présence d'orthopyroxènes dans quelques échantillons de paragneiss indique que ces derniers ont enregistré, du moins localement, un métamorphisme au faciès des granulites. Le mobilisat qui contient ces paragneiss granulitisés contient aussi de l'orthopyroxène.

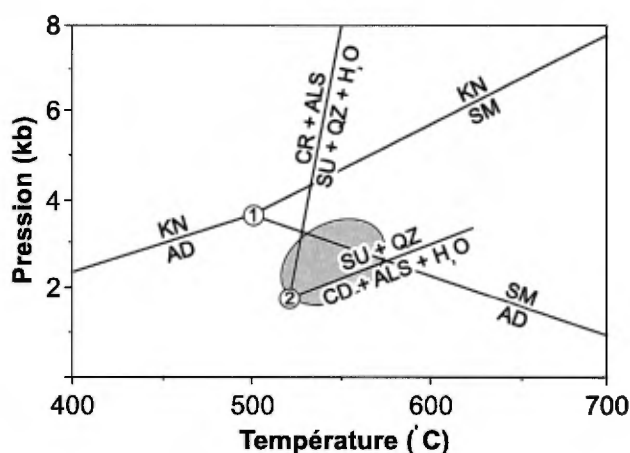


FIGURE 4 – Grille pétrogénétique : 1) champs de stabilité des polymorphes Al_2SiO_5 , (Holdaway, 1971), 2) limites de stabilité de la staurotide (Richardson, 1968). KN = kyanite, AD = andalousite, SM = sillimanite, CR = chloritoïde, ALS = aluminosilicate, CD = cordiérite, SU = staurotide, QZ = quartz. La plage ombragée correspond à la zone de stabilité de l'assemblage staurotide + andalousite + sillimanite + cordiérite observée localement dans des paragneiss.

Une étude structurale régionale, appuyée par des relations de recouplement, révèle cinq épisodes de déformations auxquels s'ajoute un épisode anorogénique. Les trois premiers épisodes de déformations (D1, D2 et D3) sont ductiles et probablement tous d'âge Archéen. Ces épisodes de déformations d'âge Archéen sont suivis par un événement anorogénique paléoprotérozoïque durant lequel deux essaïms de dykes de gabbro (Dykes de la Rivière Payne, Dykes de Klotz) se sont mis en place. La mise en place de ces dykes est suivie par un autre événement paléoprotérozoïque (D4) qui correspond à l'Orogène de l'Ungava. Les structures associées à cet événement sont observées dans la partie nord de la région (feuillelet SNRC 35H). Elles sont représentées par de grandes failles de chevauchement à faible pendage vers le nord, associées au transport tectonique vers le SE de séquences paléoprotérozoïques de la Fosse de l'Ungava sur le socle archéen. Un dernier épisode de déformation tardif (D5) succède aux déformations paléoprotérozoïques. Il s'agit de failles cassantes rectilignes qui traversent toute la région. Le patron structural régional qui résulte de ces épisodes de déformations est représenté à la figure 5.

La fabrique régionale d'âge Archéen est constituée d'une foliation ou d'une gneissosité ancienne (figure 5; F1) généralement orientée N-S et à pendage abrupt (figure 6a). Cette fabrique planaire est accompagnée de plis isoclinaux et intrafoliaux P1 (figures 5 et 7). Ces structures caractérisent la première phase de déformation ductile D1. Localement, surtout dans la partie est de la région où se trouvent les tonalites gneissiques des complexes de Faribault-Thury et de Qimussinguat, le patron structural associé à la déformation D1 est affecté par des plis ouverts P2 (figures 5 et 7). Ces plis P2 témoignent d'une phase de déformation ductile D2 reconnaissable en affleurement mais discrète et peu développée à l'échelle régionale.

Des zones de cisaillement ductile d'envergure régionale se superposent sur les structures reliées aux épisodes de déformation D1 et D2. Ces zones de cisaillement correspondent à l'épisode de déformation ductile D3 présumé d'âge Archéen. Elles se trouvent surtout le long des grandes discontinuités lithotectoniques, notamment de part et d'autre du Complexe de Pélican-Nantais ainsi qu'à la limite entre les tonalites gneissiques appartenant au Domaine de Douglas Harbour et les granodiorites foliées du Domaine de Lepelle (figure 5). La grande majorité des linéations minérales et d'étirement mesurées sur le terrain proviennent des zones de cisaillement ductile associées à la déformation D3. Ces linéations ont des plongements généralement abrupts (figure 6b). D'origine tectono-métamorphique, elles sont définies par l'orientation préférentielle des minéraux ferromagnésiens, essentiellement la biotite et la hornblende et, localement, par le développe-

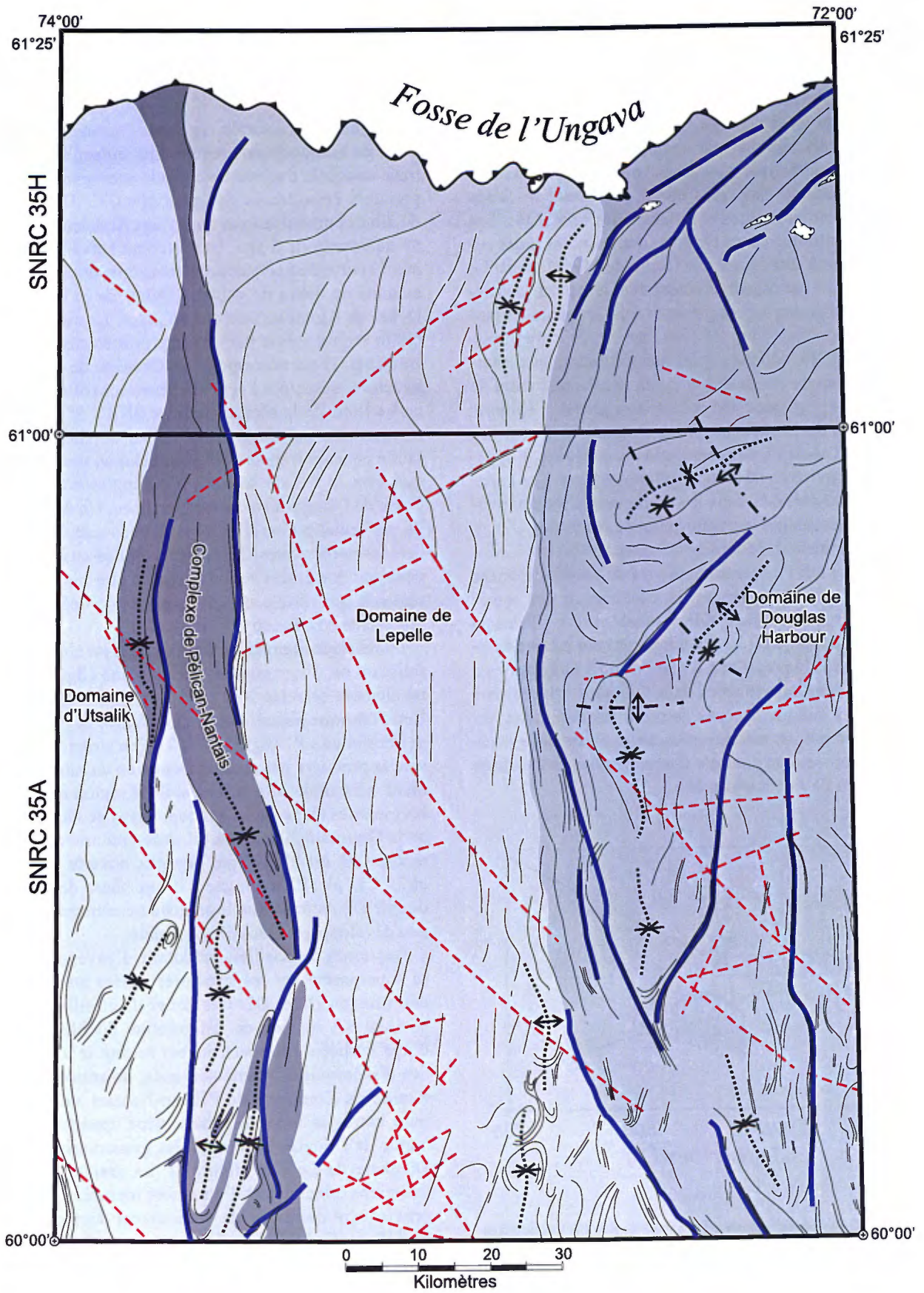


FIGURE 5 – Présentation simplifiée des structures régionales.

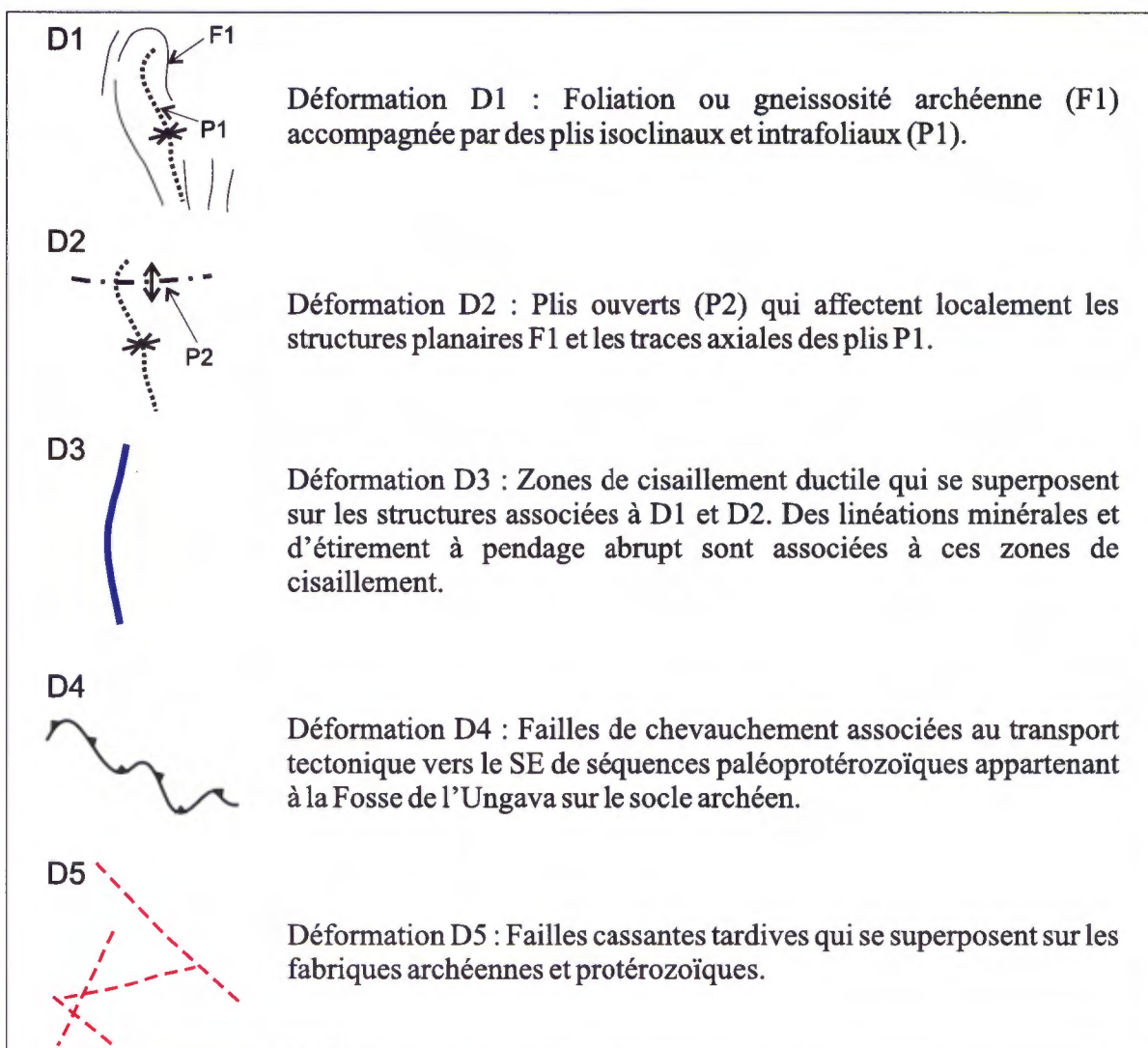


FIGURE 5 (suite) – Légende des structures régionales.

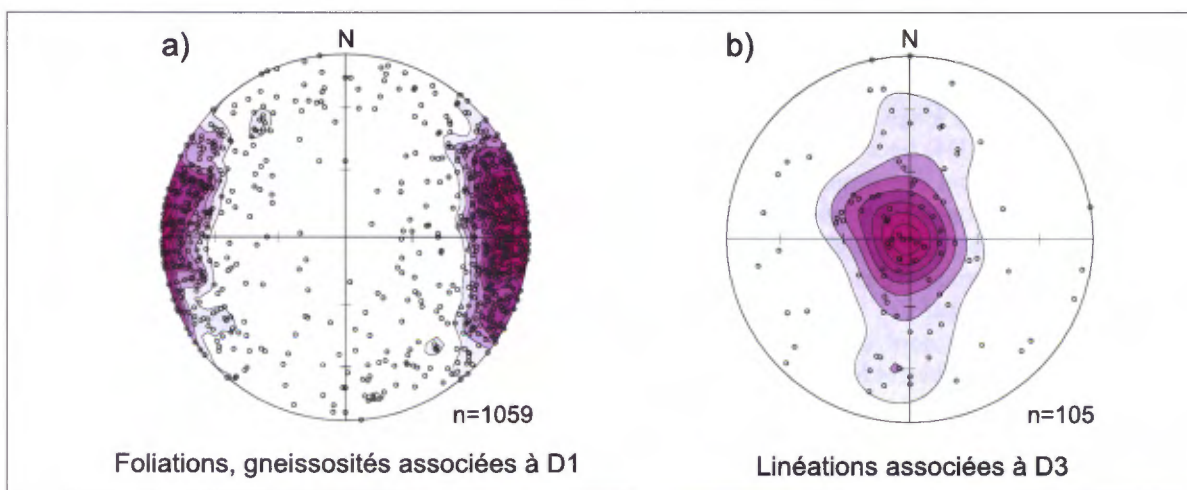


FIGURE 6 – Projections stéréographiques équiaires. Les contours sont effectués selon la méthode de Robin et Jowett (1986). n = nombre de données. Le stéréogramme (a) contient les projections des pôles de plans mesurés. Le stéréogramme (b) contient les projections des linéations mesurées.

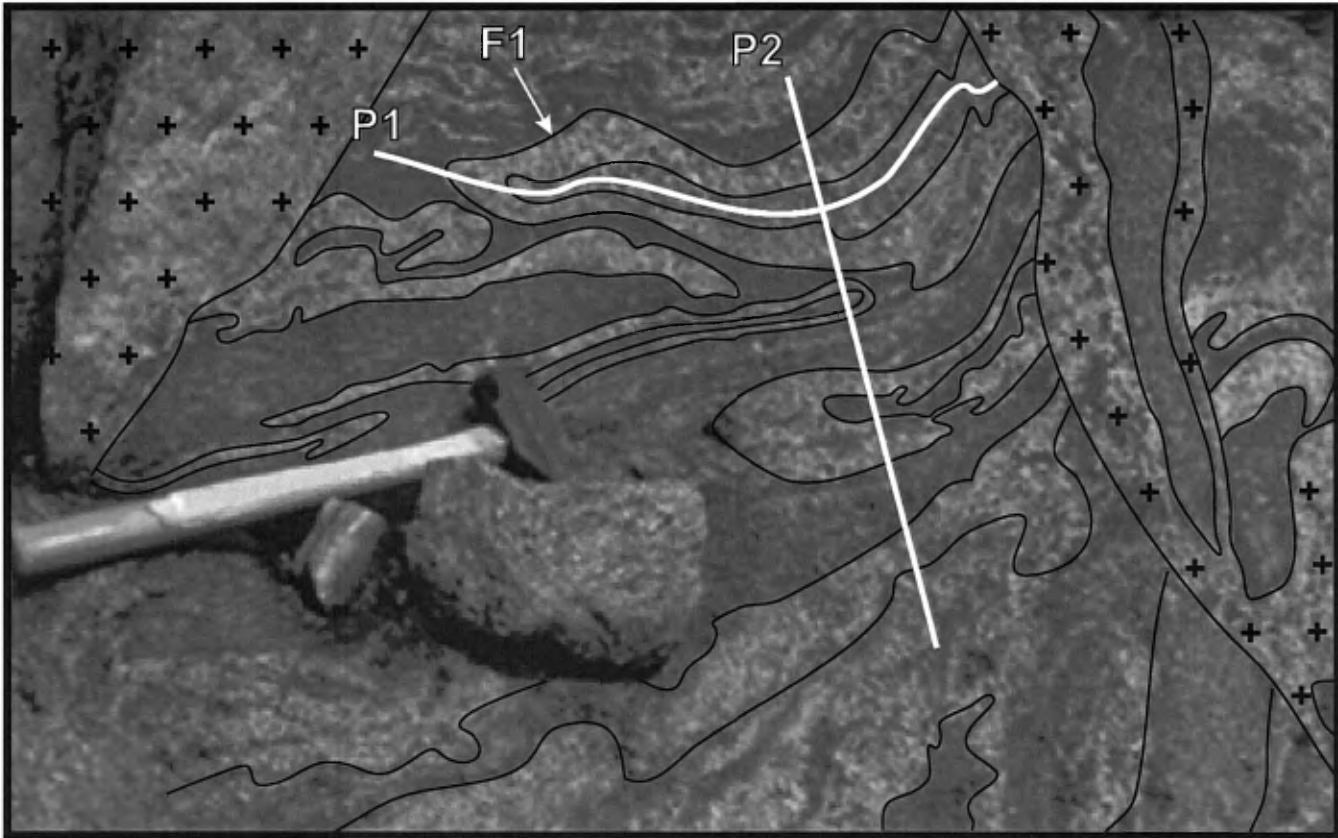


FIGURE 7 – Affleurement de tonalite gneissique (Complexe de Faribault-Thury) où la gneissosité F1 est reprise par des plis isoclinaux et intrafoliaux P1. Les structures F1 et P1 sont affectées par une ondulation attribuable aux plis ouverts P2. Sur la photographie, les plages grises correspondent à la tonalite et les bandes pâles, au mobilisat felsique disposé en veines parallèles à la gneissosité. Les plages pâles avec des patrons (+) correspondent aux veines de mobilisat felsique recoupant la gneissosité.

ment de rubans de quartz. La déformation D3, caractérisée par le développement de linéations abruptes dans des zones de cisaillement ductile, suggère un événement tectonique impliquant d'importants mouvements verticaux. Ces mouvements verticaux, particulièrement bien développés au contact des grands ensembles lithologiques, contrôlent probablement les contrastes métamorphiques observés sur le terrain.

À la limite nord de la région d'étude, un autre type de déformation est observé. Il s'agit de structures ductiles d'âge Paléoprotérozoïque (D4) liées à l'Orogène de l'Ungava (ca. 1,8 Ga). Durant cet événement orogénique, les séquences paléoprotérozoïques appartenant à la Fosse de l'Ungava ont chevauché les roches archéennes de la Province du Supérieur. Les structures associées à ce chevauchement sont caractérisées par des zones de cisaillement faiblement inclinées vers le nord dont l'épaisseur varie entre 5 et 10 mètres. Elles affectent les roches paléoprotérozoïques ainsi que le socle archéen. De nombreux indicateurs cinématiques ainsi que des linéations d'étirement qui plongent faiblement vers le NW sont observés dans ces zones de décollement. Ces dernières observations structurales permettent d'identifier que les séquences de la Fosse de l'Ungava ont subi un transport tectonique du NW vers le SE. Certains auteurs dont Lucas (1989) et St-Onge et

Lucas (1990) ont déjà documenté avec plus de détails ce transport tectonique.

Les roches de la région sont traversées par de grands linéaments rectilignes dont plusieurs excèdent 50 km de longueur. Ces linéaments coïncident avec une déformation fragile tardive (D5) superposée sur les fabriques archéennes (D1, D2, D3) et paléoprotérozoïques (D4). De l'épidotisation, de la séricitisation et de l'hématisation ainsi que des veines de quartz sont observées à proximité de ces grandes failles fragiles. Malgré l'ampleur de ces structures, les mouvements apparents, observés sur ces failles à mouvement normal, sont généralement de faible amplitude.

LITHOGÉOCHIMIE

Une centaine d'échantillons de roches ont été prélevés puis analysés pour les éléments majeurs et des éléments en traces. Cet échantillonnage est représentatif des principales lithologies de la région étudiée. Les échantillons de roches intrusives felsiques se composent de granite, de granodiorite, de monzonite et de tonalite. Les échantillons de roches intrusives mafiques se composent de gabbro, de

diabase, de diorite et d'amphibolite tandis que les échantillons de roches intrusives ultramafiques sont constitués de pyroxénite. Des volcanites mafiques et felsiques ont été échantillonnées. Quelques échantillons de syénite à néphéline ont aussi été prélevés et analysés. Les analyses ont été effectuées au Consortium de Recherche minérale (COREM). Les éléments majeurs ainsi que des éléments traces (Nb, Rb, Sr, Zr, Cs, Th et Y) ont été analysés par fluorescence X (XRF). Des résultats d'analyses typiques sont présentés au tableau 2 (en annexe). Tous les résultats d'analyses sont disponibles via la base de données du SIGÉOM.

Roches felsiques

Les résultats des analyses lithogéochimiques effectuées sur des roches plutoniques felsiques sont projetés sur différents diagrammes de classification. Sur le diagramme de classification proposé par O'Connor (1965), on observe que les compositions des roches plutoniques felsiques se répartissent entre le champ des granites et celui des tonalites (figure 8a). La majeure partie de ces compositions se situent dans le champ des granodiorites. Pour les mêmes échantillons, le diagramme de classification de De La Roche *et al.* (1980) montre des compositions variant entre le champ des granodiorites et celui des tonalites (figure 8b). Quelques compositions de roches sont projetées dans le champ des monzonites. Sur ce même diagramme, on constate aussi que seules les tonalites gneissiques à pyroxènes appartenant au Complexe de Qimussiguat (Aqim4) ont une composition cationique tonalitique (figure 8b). Les tonalites à pyroxènes qui appartiennent à la Suite de MacMahon (Acmm2) tendent vers des compositions dioritique à gabbroïque. Les syénites à néphéline, identifiées dans un premier temps par comptage modal ont, sur le diagramme cationique de classification (figure 8b), des compositions qui se projettent elles aussi à l'intérieur du champ des syénites à néphéline.

Tous les échantillons de roches plutoniques felsiques de la région sont d'affinité calco-alcaline (figure 8c). Ils sont peralumineux à méta-alumineux ($Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$), de type I (figure 8d), et saturés en alumine ($0,95 < Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) < 1,14$; Zen, 1988). Les magmas parents sont probablement le produit de l'anatexie de roches crustales dont les compositions sont peralumineuses et méta-alumineuses (White et Chappell, 1977). Ces roches plutoniques felsiques sont riches en Al_2O_3 (12 à 23 %) et en SiO_2 (60 à 78 %) et pauvres en MgO (0,10 à 3,66 %). Leurs rapports en Na_2O/K_2O sont élevés (jusqu'à 12,9) pour les tonalites et faibles (entre 0,6 et 2,1) pour les granodiorites, les granites et les monzonites. Les diagrammes binaires des éléments majeurs Al_2O_3 , CaO, FeO, MgO et TiO_2 versus SiO_2 montrent des corrélations en pentes négatives (figure 9a, b, c, d, e). La quantité élevée de SiO_2 (60 à 70 %) ainsi que la corrélation négative observée entre les variations de SiO_2 et celle des autres éléments majeurs suggèrent que les roches intrusives felsi-

ques de la région étudiée constituent des phases très différenciées. De façon générale, ces roches intrusives felsiques sont encore plus différenciées que celles qui se situent juste à l'est, dans la région de la rivière Arnaud (Madore et Larbi, 2000).

Le diagramme K_2O versus SiO_2 (Rickwood, 1989) montre les champs de la série tholéiitique faiblement potassique, de la série calco-alcaline potassique, de la série calco-alcaline riche en potassium et de la série shoshonitique (figure 9f). Les échantillons de granodiorite et de granite de la région étudiée contenant jusqu'à 70 % de SiO_2 sont enrichis en potassium. Toutefois, les échantillons de tonalite contenant les mêmes pourcentages en SiO_2 sont appauvris en potassium. Différents processus magmatiques peuvent être envisagés pour expliquer ces différences dans les concentrations de K_2O . D'une part, la cristallisation fractionnée à partir d'une source commune aurait généré les grandes masses intrusives composites appartenant aux suites de Lepelle et de Châtelain. Elle aurait aussi généré les intrusions tardives des suites de Leridon et de La Chevrotière. D'autre part, la différenciation des tonalites vers des phases plus évoluées donnerait les cortèges tonalite-granodiorite-granite observés dans les gneiss appartenant aux complexes de Faribault-Thury, Qimussiguat et Pélican-Nantais. Il est probable que ce phénomène prévale aussi dans la Suite de Kapijuk.

La signature géochimique des éléments en traces diffère d'une famille intrusive à l'autre. Les analyses d'éléments en traces des échantillons de roches granodioritiques, granitiques et monzonitiques (figure 10a) montrent des concentrations en Nb et Th typiques d'une croûte continentale supérieure (Weaver et Tarney, 1984) tandis que les tonalites gneissiques (figure 10b) ont des concentrations en Nb et Th typiques d'une croûte continentale inférieure. Cependant, la signature géochimique des éléments en traces est, pour une lithologie donnée, identique d'une unité lithodémique à l'autre. Conséquemment, les unités ne peuvent être distinguées uniquement sur la base de la géochimie des éléments en traces.

Sur les diagrammes de la figure 10, les profils d'éléments en traces montrent des roches fractionnées enrichies en Rb et en Ba. L'appauvrissement en Ti, appuyé par une légère anomalie positive en Sr suggère une différenciation magmatique des roches plutoniques felsiques pendant leur mise en place. Le diagramme Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984), montre que les roches plutoniques felsiques de la région se sont formées dans un environnement d'arc volcanique (figure 11). De faibles teneurs en Ti et Nb sont probablement liées au fractionnement de minéraux tels que le sphène, le rutile ou l'ilménite. Les teneurs élevées en Zr et en Th suggèrent que le magma parent des roches plutoniques felsiques a assimilé du matériel crustal felsique contenant des minéraux riches en Zr tel le zircon ou la monazite.

Les tonalites sont les seules roches felsiques qui, par leurs profils des éléments en traces, montrent une simili-

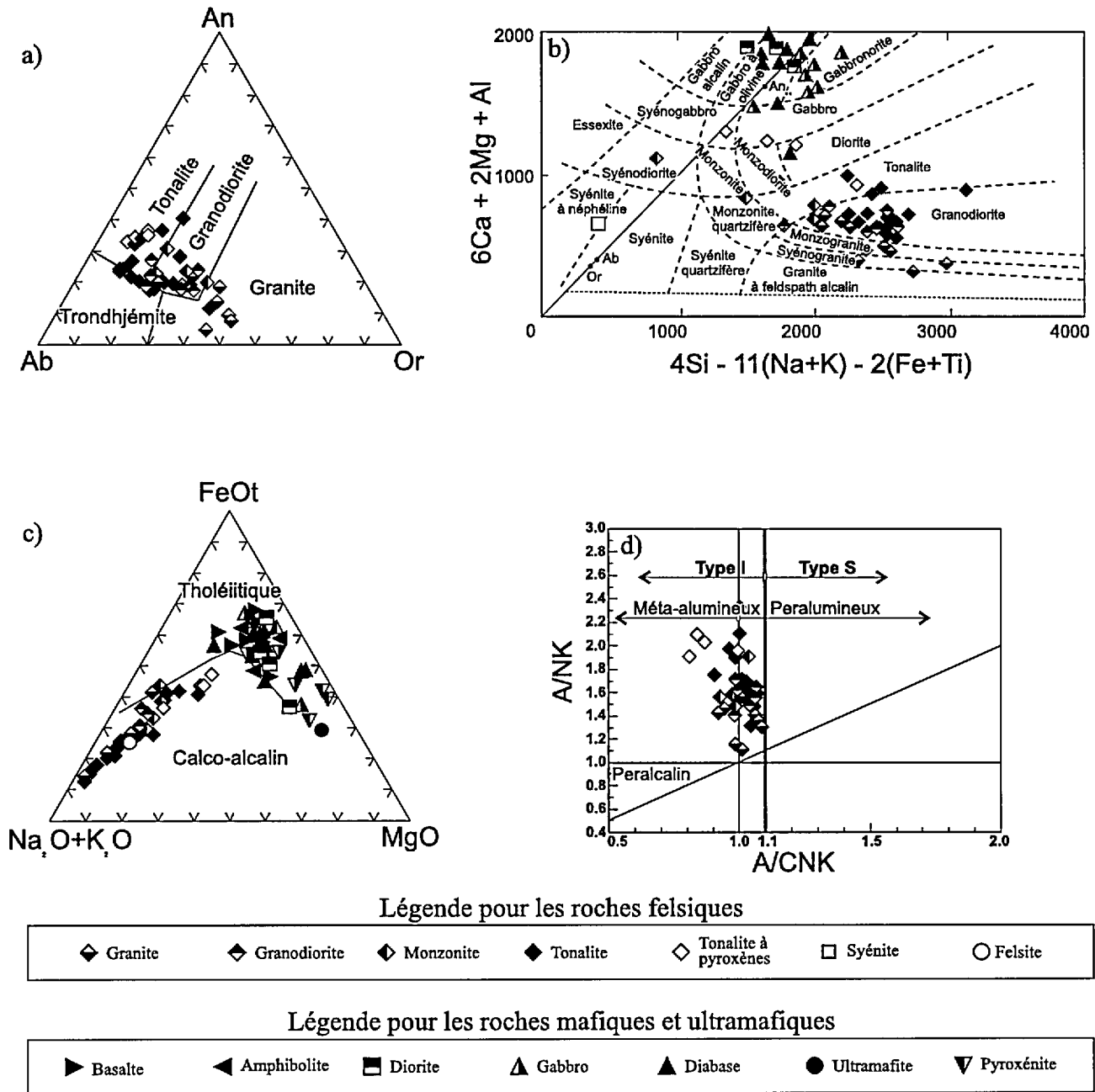


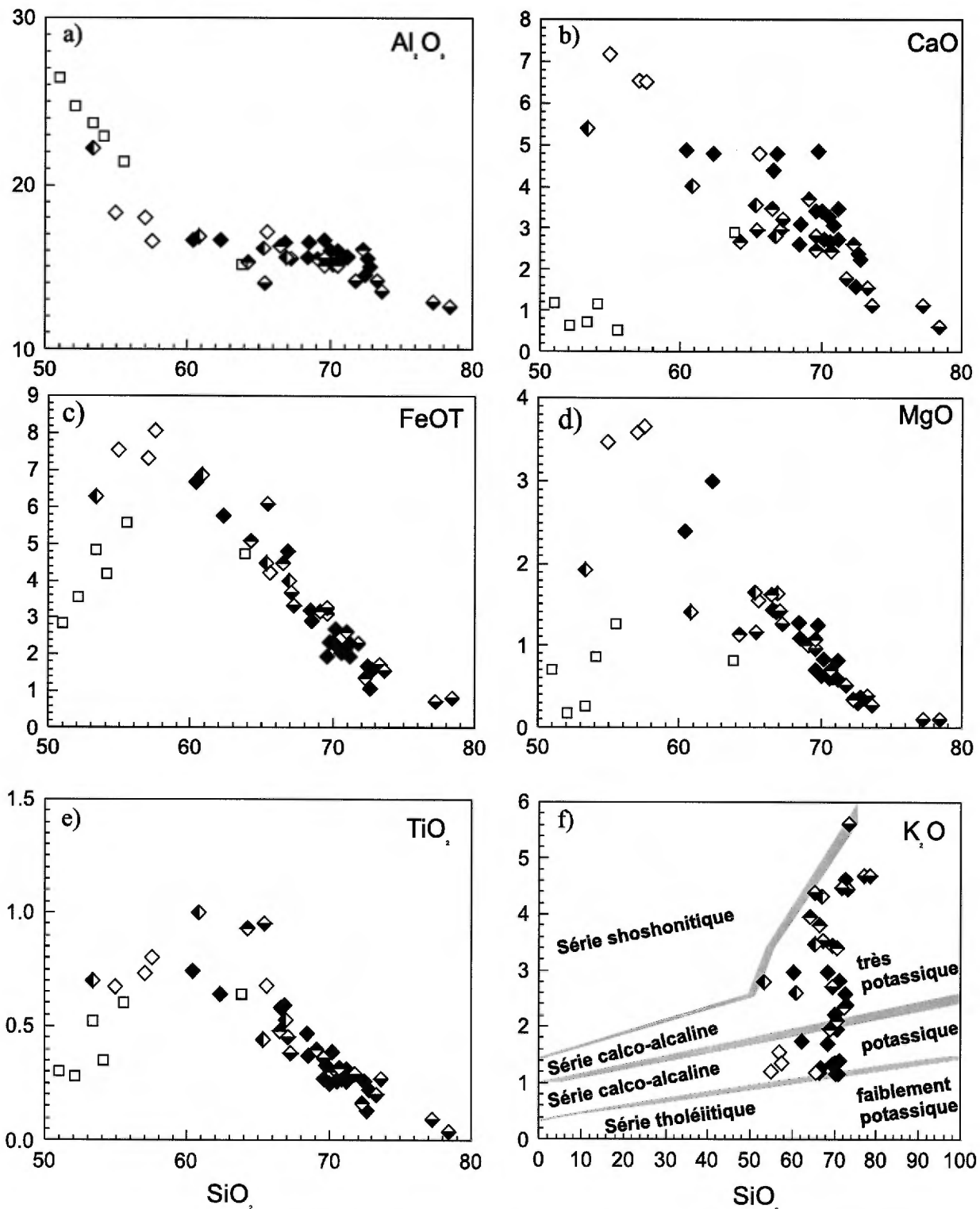
FIGURE 8 – a) Diagramme normatif anorthite-albite-orthose d’O’Connor (1965) pour les roches plutoniques felsiques. b) Classification cationique des roches plutoniques selon De La Roche *et al.* (1980). c) Diagramme ternaire AFM de Irvine et Baragar (1971) pour les roches felsiques, mafiques et ultramafiques. d) Diagramme discriminant A/NK versus A/CNK pour les roches plutoniques felsiques. Les limites des champs méta-alumineux, peralumineux et peralcalin sont de Maniar et Piccoli (1989) et la limite des champs de type I et de type S, de White et Chappell (1977).

tude avec la croûte terrestre inférieure (figure 10b). Ceci suggère que les tonalites des complexes de Faribault-Thury et de Qimussinguat ont une source qui proviendrait de cette partie profonde de la croûte terrestre.

Dans la région, les volcanites felsiques sont rares et ne représentent que de petits volumes de roche. Un seul échantillon de felsite a été analysé. Il s’agit probablement d’un tuf aphanitique qui se trouve dans la ceinture de Nantais. Cette felsite a une composition rhyolitique à dacitique caractérisée par une quantité de SiO₂ autour de 70 %.

Roches mafiques

Les séquences volcano-sédimentaires se trouvent essentiellement dans les complexes de Faribault-Thury et de Pélican-Nantais. Les échantillons de roches mafiques et ultramafiques analysés proviennent surtout de ces séquences. Quelques échantillons de roches mafiques et ultramafiques ont aussi été prélevés dans d’autres unités. Il s’agit d’échantillons provenant de corps géologiques isolés et de petite envergure qui ne peuvent être représentés sur la carte



Légende pour les roches plutoniques felsiques

◆ Granite ◆ Granodiorite ◆ Monzonite ◆ Tonalite ◇ Tonalite à pyroxènes □ Syénite

FIGURE 9 – a), b), c), d) et e) Diagrammes binaires Al_2O_3 , CaO , FeO , MgO et TiO_2 versus SiO_2 montrant l'évolution magmatique des roches plutoniques felsiques. f) Diagramme binaire K_2O versus SiO_2 de Rickwood (1989).

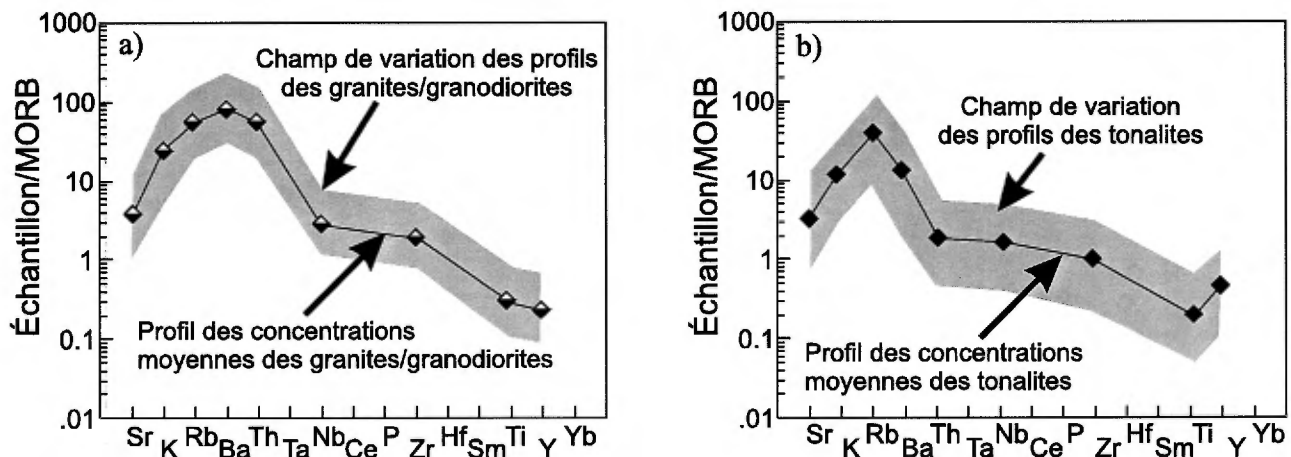


FIGURE 10 – a) Diagramme multi-éléments normalisés par rapport aux MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour la caractérisation des granites/granodiorites de la région. b) Diagramme multi-éléments normalisés par rapport aux MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour la caractérisation des tonalites de la région.

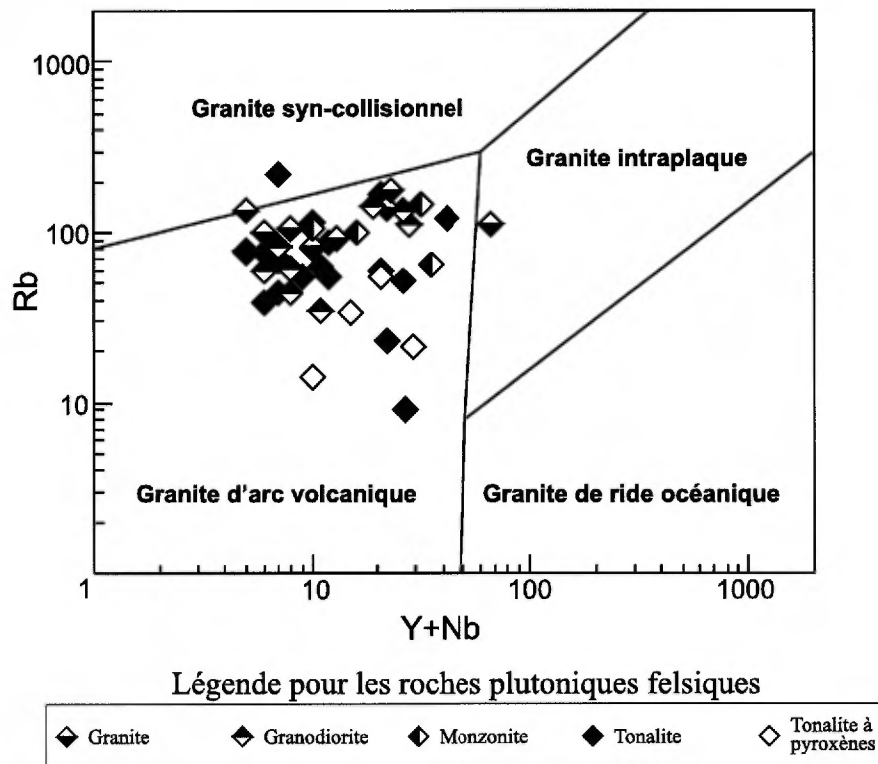


FIGURE 11 – Diagramme paléotectonique Rb versus Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) pour les roches plutoniques felsiques de la région.

à l'échelle du 1:250 000. Ces corps géologiques ont probablement appartenu à des séquences volcano-sédimentaires démembrées.

Les analyses d'éléments majeurs situent les échantillons de roches mafiques dans le champ des tholéiites (figure 8c), avec des concentrations en MgO variant entre 3,3 % (gabros et laves mafiques) et 31,8 % (ultramafite et amphibolite) (tableau 2 en annexe). La figure 12a permet d'observer

que les roches mafiques sont majoritairement subalcalines et qu'un petit nombre d'échantillons est éparpillé entre le champ des basaltes alcalins et celui des andésites. Sur le diagramme de Jensen (1976), les roches mafiques montrent des compositions de ferrotholéiites (figure 12b). Le diagramme paléotectonique Ti-Zr-Sr de Pearce et Cann (1973) montre que, de façon générale, les roches mafiques de la région ont des caractéristiques de basalte de plancher

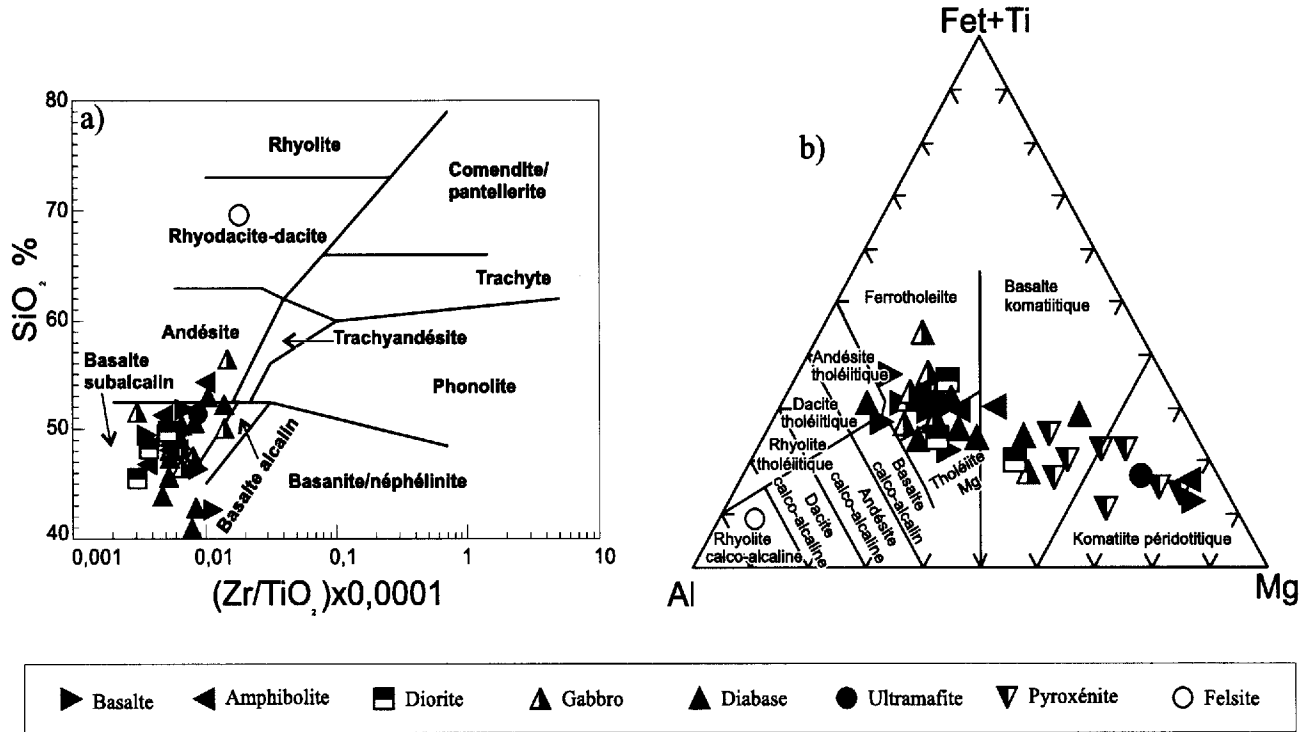


FIGURE 12 – a) Diagramme de classification SiO₂ versus Zr/TiO₂ (Winchester et Floyd, 1977). b) Diagramme cationique de Jensen (1976).

océanique (MORB; figure 13). Sur ce même diagramme, quelques échantillons occupent le champ des tholéiites d'arc insulaire ou encore celui des basaltes calco-alcalins. Cette variation de composition est probablement due à la contamination des magmas pendant l'ascension des laves et la mise en place des roches intrusives mafiques.

Les résultats d'analyse de laves mafiques de la région montrent un profil des concentrations moyennes d'éléments en traces similaire à ceux des MORBs (figure 14a). Cependant, le Sr, K, Rb et Ba (éléments LIL, *large-ion lithophile*, les plus mobiles) sont très enrichis par rapport à la composition des MORBs. Ceci est probablement le résultat de la remobilisation des éléments LIL ou de l'assimilation par le magma de minéraux tels que le plagioclase et le feldspath potassique. Les résultats d'analyse des diorites, des gabbros et des diabases (Dykes de Klotz) montrent eux aussi un profil d'éléments en traces des roches mafiques similaire à celui des MORBs contaminés par la croûte continentale (concentrations élevées en Ba, Rb et K; figure 14a). Comme les laves mafiques, ces roches intrusives sont enrichies en éléments LIL et légèrement appauvries en éléments HFS (*high field strength*). Ceci est probablement causé par la différenciation magmatique ou, comme dans le cas des dykes de diabase, par la contamination crustale lors de la mise en place dans une croûte ancienne.

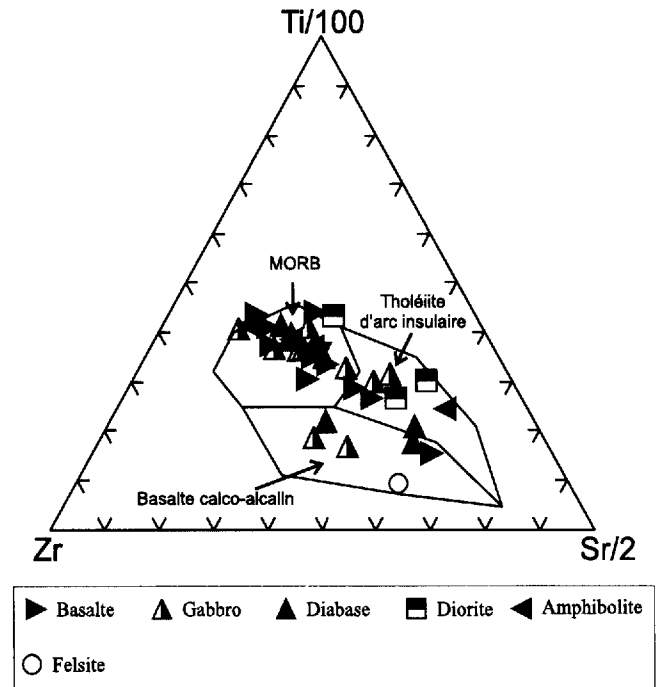


FIGURE 13 – Diagramme paléotectonique Ti-Zr-Sr (Pearce et Cann, 1973).

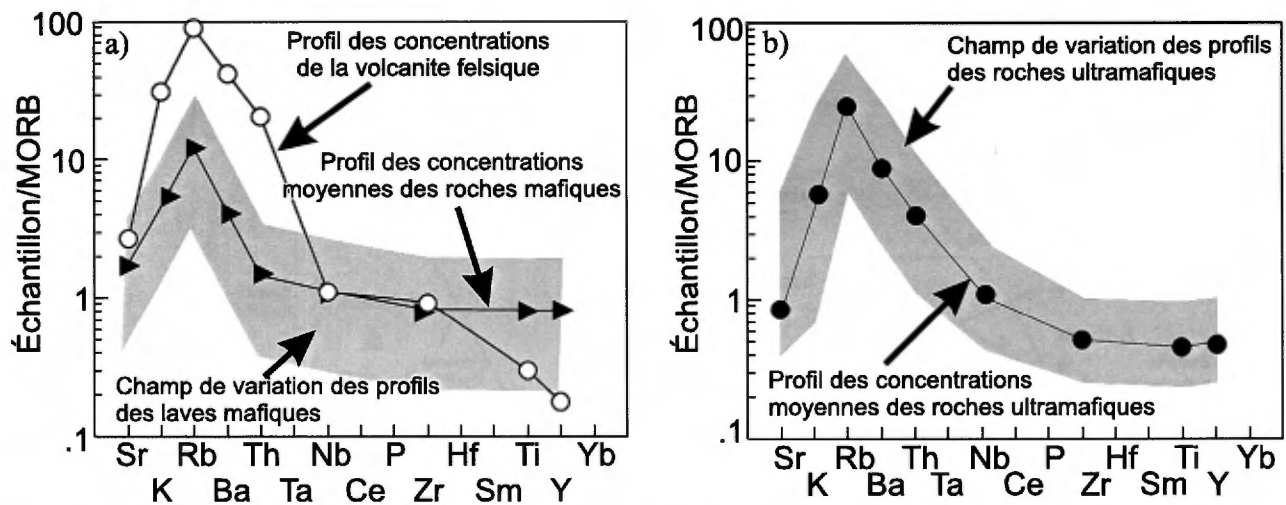


FIGURE 14 – a) Diagramme multi-éléments normalisés par rapport aux MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour la caractérisation des roches mafiques. b) Diagramme multi-éléments normalisés par rapport aux MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour la caractérisation des roches ultramafiques.

Roches ultramafiques

D'après le diagramme de Jensen (1976), la composition des roches ultramafiques varie entre le champ des basaltes komatiitiques et celui des komatiites péridotitiques (figure 12b). Contrairement aux roches mafiques qui sont très ferrifères, les roches ultramafiques sont très magnésiennes (figures 8c et 12b) et généralement pauvres en K_2O (tableau 2 en annexe). Ce sont des caractéristiques de roches ultramafiques provenant d'un environnement de zone passive de la croûte océanique.

Le profil des éléments en traces dans les roches ultramafiques de type volcaniques et plutoniques (figure 14b) montre un enrichissement en éléments mobiles (LIL) et un appauvrissement en éléments immobiles (HFS) par rapport aux MORBs. Le profil des éléments en traces de ces roches montre des similarités avec ceux de la croûte continentale. Ces variations suggèrent que les roches ultramafiques ont été contaminées par la croûte continentale pendant l'ascension à partir d'un manteau appauvri en éléments LIL (Pearce, 1983).

Caractéristiques géochimiques des unités lithodémiques

DOMAINE DE DOUGLAS HARBOUR

Complexe de Qimussinguat

Les roches intrusives felsiques du Complexe de Qimussinguat se composent essentiellement de tonalites gneissiques (Aqim4) recoupées par des masses granodioritiques et granitiques appartenant à la Suite de Leridon (Aldr). Dans les tonalites gneissiques du Complexe de Qimussinguat (Aqim4), le profil des éléments en traces montre les caractéristiques d'une croûte continentale inférieure avec

un faible écart de concentration entre Nb et Th (figure 10b). Ceci suggère que ces tonalites gneissiques représentent un niveau profond d'un socle ancien qui a été exhumé. Les roches mafiques (Aqim3) du Complexe de Qimussinguat ont une signature géochimique similaire à toutes les autres roches mafiques de la région étudiée.

Complexe de Faribault-Thury

Les roches felsiques du Complexe de Faribault-Thury se composent surtout de tonalites gneissiques à hornblende et biotite (Afh4) recoupées par des masses granodioritiques et granitiques appartenant à la Suite de Leridon (Aldr). La lithogéochimie des éléments en traces (figure 10b) révèle, à l'image du Complexe de Qimussinguat, que les tonalites gneissiques du Complexe de Faribault-Thury (Afh4) ont une signature similaire à celle de la croûte inférieure qui correspondrait aussi à un niveau relativement profond d'un socle ancien qui a été exhumé.

De façon générale, les roches mafiques et ultramafiques du Complexe de Faribault-Thury (Afh3) sont riches en Mg (jusqu'à 33 % de MgO , tableau 2 en annexe) et appauvries en Ti (<1,1 % de TiO_2) et Zr (<60 ppm). L'occurrence de laves riches en Mg, le manque de volcanites intermédiaires à felsiques et les faibles teneurs en Ti sont caractéristiques des volcanites du Complexe de Faribault-Thury. Ces observations suggèrent que l'ensemble de ces roches représente la base d'un large édifice volcanique dont la partie supérieure aurait été érodée.

Suite de Leridon (Aldr)

Les roches plutoniques felsiques de la Suite de Leridon sont constituées de granodiorite (Aldr1) et de granite (Aldr2) méta-alumineux caractérisés par des concentrations en K_2O élevées (tableau 2 en annexe). Les analyses des éléments

majeurs et de quelques éléments en traces des granodiorites et des granites appartenant à la Suite de Leridon ne révèlent aucune différence avec les granodiorites et granites appartenant aux autres suites de la région (suites de Lepelle, de Châtelain et de La Chevrotière). Comme pour toutes les roches plutoniques felsiques de la région, les profils des éléments en traces sont semblables à ceux de la croûte continentale supérieure (figure 10a).

Suite alcaline de Kimber (Akmb)

La Suite alcaline de Kimber (Akmb) est surtout formée de syénite à néphéline. La lithogéochimie des éléments majeurs de ces roches confirme leur caractère alcalin (figure 15a). Les échantillons provenant de différentes phases syénitiques (syénite grenue provenant des corps intrusifs principaux, dykes syénitiques tardifs à grains fins ou à texture pegmatitique) ont des valeurs en $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ variant entre 11,5 % et 16 % et des valeurs en SiO_2 entre 50 % et 56 % (tableau 2 en annexe). Ces analyses d'éléments majeurs montrent que le rapport des alcalins avec SiO_2 est inversement proportionnel, que les dykes sont anormalement riches en SiO_2 et qu'il y a des phases très appauvries en $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (tableau 2 en annexe). Ces observations suggèrent que ces masses plutoniques ont subi une importante différenciation. La classification proposée par De La Roche *et al.* (1980) positionne ces roches dans le domaine des syénites à néphéline. Elles sont plus enrichies en éléments LIL et légèrement pauvres en éléments HFS par rapport aux MORBs (figure 15b). L'appauvrissement en éléments HFS et surtout en Ti versus Y est une caractéristique mantellique.

DOMAINES DE LEPELLE ET D'UTSALIK

Complexe de Pélican-Nantais (Apna)

Ce complexe est géochimiquement comparable au Complexe de Faribault-Thury. Le Complexe de Pélican-Nantais se différencie néanmoins par l'importante quantité de paragneiss (Apna1) dans la partie sud du complexe et la présence de laves felsiques. Les résultats d'analyses des éléments majeurs et d'éléments en traces provenant de tonalites gneissiques et de roches mafiques du Complexe de Pélican-Nantais sont comparables aux résultats d'analyses obtenus sur les tonalites et les roches mafiques du Complexe de Faribault-Thury. Ces deux complexes seraient donc géochimiquement similaires.

Dans la partie nord du Complexe de Pélican-Nantais, un échantillon de felsite, probablement un tuf aphanitique, a été analysé pour les éléments majeurs et les éléments en traces. Sur le diagramme de Jensen (1976), cette roche est projetée dans le champ des rhyolites calco-alcalines avec 15 % de Al_2O_3 (figure 12b). Selon le diagramme de Pearce et Cann (1973), l'environnement de mise en place de cette felsite est celui des basaltes calco-alcalins (figure 13).

Suites de Châtelain (Ach1), de Lepelle (Alep) et de La Chevrotière (Alcv)

Les suites de Châtelain, de Lepelle et de La Chevrotière sont essentiellement composées de granodiorite et de granite. Ces roches sont très différenciées. Les profils des éléments en traces montrent de fortes concentrations en

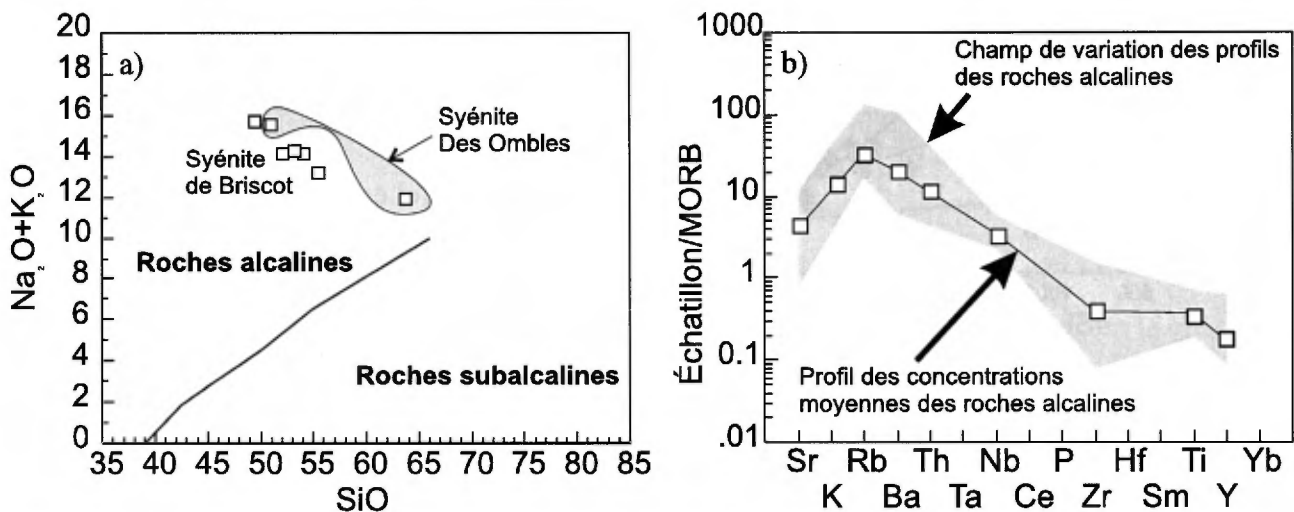


FIGURE 15 – a) Diagramme de Irvine et Baragar (1971) pour la caractérisation des roches alcalines. b) Diagramme multi-éléments normalisés par rapport aux MORBs (Sun et McDonough, 1989) pour la caractérisation des roches alcalines.

éléments incompatibles (Rb, Sr, K et Ba) et de faibles concentrations en éléments modérément incompatibles à compatibles (Ti, Y, Zr, Nb et Th) (figure 10a). Ces roches sont probablement le résultat d'une différenciation à partir d'une roche primitive à la base de la croûte ou de la fusion de roches provenant de la croûte continentale supérieure.

Sommaire

Dans la région du levé, la composition géochimique des roches intrusives felsiques semble homogène et ne comprend que de subtiles différences d'une unité à une autre. Ces roches intrusives felsiques se présentent sous la forme de gneiss (complexes de Qimussinguat, de Faribault-Thury, de Pélican-Nantais et Suite de Kapijuk), de roches intrusives foliées (suites de MacMahon, de Lepelle et de Châtelain) et de roches intrusives plus massives et tardives (suites de Leridon et de La Chevrotière). Les roches gneissiques, essentiellement composées de tonalite, semblent être le résultat de la fusion de la croûte continentale inférieure tandis que les roches intrusives massives ou foliées, surtout composées de granodiorites et de granites, semblent provenir de la fusion de la croûte continentale supérieure.

L'ensemble des roches intrusives felsiques s'est probablement formé dans un contexte tectonique actif, soit en bordure d'une marge active, soit lors d'une collision d'arcs insulaires ou de microcontinents. Le diagramme de Batchelor et Bowden (1985, figure 16) suggère que les roches

plutoniques felsiques ont évolué dans un environnement tectonique variant d'anté-collision à syn-collision.

Les roches mafiques et ultramafiques, surtout présentes dans les séquences volcano-sédimentaires des complexes de Faribault-Thury et de Pélican-Nantais, partagent des similitudes géochimiques avec les MORBs. Comme il a déjà été suggéré par la lithogéochimie des roches mafiques et ultramafiques de la région de la rivière Arnaud (Madore et Larbi, 2000), la lithogéochimie des roches mafiques et ultramafiques de la région du lac Klotz montre que les MORBs archéens sont beaucoup plus riches en Fe et plus pauvres en éléments en traces (Zr, Y) que les MORBs actuels (tableau 2 en annexe). Ces observations suggèrent que le manteau supérieur archéen était plus enrichi en Fe et d'une composition plus près de celle des chondrites que le manteau actuel.

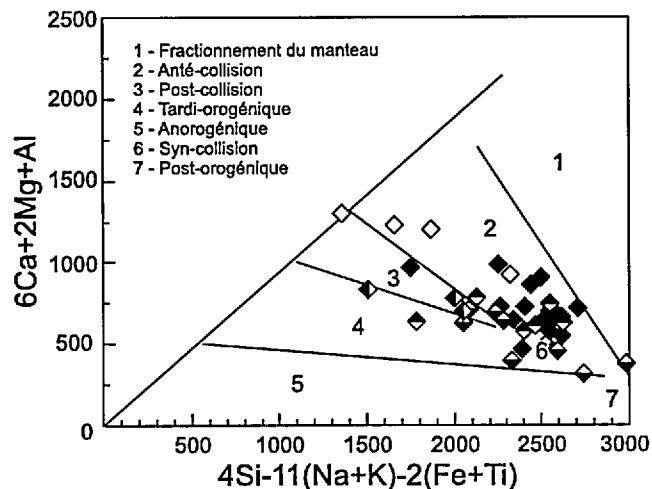
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Hormis les travaux d'exploration effectués dans les séquences supracrustales d'âge Paléoproterozoïque de la Fosse de l'Ungava et un survol rapide des roches archéennes par un nombre limité de compagnies d'exploration, le potentiel minéral de la région couverte par le présent levé est encore peu connu. En 1997, le ministère des Ressources naturelles a réalisé, en collaboration avec Cambior, Falconbridge, Noranda, SOQUEM et Mines d'Or Virginia, un levé géochimique de sédiments de fonds de lacs qui couvre la majeure partie de la péninsule de l'Ungava incluant la partie sud de la région étudiée (SNRC 35A). Ce levé géochimique est maintenant accessible au public (MRN, 1998). Les données numériques du levé sont disponibles dans le SIGÉOM. Le levé géologique couvrant la région du lac Klotz (SNRC 35A) et la demie sud de la région du Cratère du Nouveau-Québec (SNRC 35H) s'ajoute aux efforts du MRN pour mettre en valeur le potentiel minéral du Nord québécois.

Potentiel économique des roches archéennes

Lors du levé géologique effectué à l'été 2000, les efforts de cartographie ont porté principalement sur les lithologies archéennes jusqu'alors peu connues. Quelques nouvelles ceintures de roches supracrustales ont été identifiées et d'autres, déjà connues, ont été revues avec un peu plus de détail. Ces ceintures présentent un potentiel intéressant pour les minéralisations métalliques, notamment les ceintures de Nantais et de Kimber (figure 2) qui sont les plus importantes de la région.

Cinquante échantillons provenant de zones rouillées et minéralisées en sulfures ont été prélevés et analysés pour



Légende pour les roches plutoniques felsiques

◆ Granite	◆ Granodiorite	◆ Monzonite
◆ Tonalite	◇ Tonalite à pyroxènes	

FIGURE 16 – Diagramme pétrogénétique et paléotectonique (Batchelor et Bowden, 1985) pour les roches plutoniques felsiques de la région.

leur teneur en métaux usuels et précieux. Quelques indices (tableaux 3 et 5 en annexe) et six sites anomaux répartis dans trois secteurs (tableaux 4 et 5 en annexe) ont été identifiés grâce à ces analyses. Les minéralisations consistent en Cu, Au, Ag, Zn ou Pb. La figure 2 montre l'emplacement des indices et des sites anomaux qui se trouvent généralement à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires. Des roches intrusives mafiques à ultramafiques ont été identifiées. Malgré leurs teneurs élevées en magnésium (jusqu'à 30 % MgO), ces roches contiennent peu de valeurs anormales en métaux (Ni, Cu).

CEINTURE DE NANTAIS

La Ceinture de Nantais est constituée de trois lambeaux de roches volcaniques, principalement de composition mafique, de direction générale nord-sud. Sur la rive sud du lac Nantais, les roches supracrustales forment une péninsule qui présente un potentiel minéral particulièrement intéressant (figures 2 et 17). Suite au levé de géochimie de sédiments de fonds de lacs, une anomalie a amené le groupe formé de Soquem, Mines d'Or Virginia et Cambior à faire quelques travaux d'exploration dans ce secteur. Un rapide survol leur a permis d'identifier l'*indice Nantais 1* (figure 17), une zone de cisaillement au sein des volcanites mafiques. Cet indice est minéralisé en pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite et cuivre natif et a rapporté une valeur de 4,7 g/t Au (Francoeur et Chapdelaine, 1999).

Quelques travaux de détail nous ont permis d'identifier deux nouveaux indices dans ce secteur, en plus de mettre en évidence une séquence de roches volcaniques felsiques propices à des minéralisations de type volcanogène. L'*indice Nantais 2* (figure 17) est situé à environ 600 m au NW de l'indice Nantais 1. La minéralisation y forme une zone rouillée d'environ 2-3 m de largeur par 10-20 m de longueur affleurant plutôt mal. Les sulfures y sont finement disséminés sauf pour une mince bande (10-15 cm) semi-massive, constituée surtout de pyrrhotite avec quelques traces de chalcopryrite et de sphalérite. Un échantillon de cette zone de sulfures semi-massifs a donné des valeurs de 7,9 g/t Au et de 7,2 g/t Ag.

L'*indice Cabane* (figure 17) est situé à un peu moins de deux kilomètres au NW de l'indice Nantais 2, près de l'extrémité nord de la péninsule. Cet indice se trouve près du contact entre les volcanites mafiques et un lambeau de roches felsiques. Il s'agit d'une veine de sphalérite et de galène massives à semi-massives d'environ 15 cm de largeur. Un échantillon provenant de cette veine a rapporté des valeurs de 2,48 % Zn, de 7,00 % Pb, de 0,12 % Cu, 1600 g/t Ag et de 0,47 g/t Au à l'analyse. Outre la sphalérite et la galène, une lame mince polie montre la présence de pyrrhotite, d'argentite et de tétrahédrite.

À l'est de l'indice Cabane, une séquence de volcanites felsiques de près d'un kilomètre de largeur est observée en contact avec les roches basaltiques. Les volcanites felsiques, tout comme les basaltes, y montrent une forte foliation

tectonique. Elles se composent principalement de tufs dacitiques fins ou de coulées aphanitiques avec quelques niveaux de tufs à lapillis et à blocs, de conglomérats polygéniques et de formations de fer à magnétite. Le contact entre la séquence felsique et les volcanites mafiques est déformé par du plissement dont le plan axial est parallèle à la foliation régionale. Ce contact ne semble pas faillé ni transposé. Il en est de même pour trois autres corps de volcanites felsiques, de moindre envergure et situés plus à l'ouest (figure 17). Il est difficile de dire si ces corps sont des niveaux felsiques lenticulaires mis en place dans la séquence mafique ou s'ils sont séparés par l'effet du plissement. La présence de minéraux tels l'anthophyllite, le grenat, la biotite, l'andalousite, la staurotite et la gahnite suggère une altération hydrothermale synvolcanique des roches felsiques et mafiques. Une étude plus approfondie de cette altération est présentée dans Labbé et Lacoste (en préparation). Ce secteur de la Ceinture de Nantais présente un fort potentiel pour des minéralisations de type «sulfures massifs volcanogènes aurifères».

CEINTURE DE KIMBER

La Ceinture de Kimber, située dans la partie NE de la région d'étude (figure 2), s'étend sur plus de dix kilomètres de longueur et peut localement atteindre jusqu'à quatre kilomètres de largeur. La partie sud de la ceinture, cartographiée à une échelle plus détaillée (figure 18), présente des particularités intéressantes. Dans ce secteur, la Ceinture de Kimber fait environ deux kilomètres de largeur. Elle est encaissée par de grandes unités majoritairement tonalitiques. Dans la partie ouest de la région, les roches supracrustales se composent d'une séquence de volcanites mafiques très déformées à l'intérieur de laquelle s'est introduit une tonalite tout aussi déformée et vraisemblablement synvolcanique. À l'est de ces metabasaltes, on observe une séquence volcano-sédimentaire à dominance mafique représentée principalement par des metabasaltes localement carbonatés. Ces metabasaltes sont accompagnés de nombreux horizons de roches carbonatées et calcosilicatées, de formations de fer à magnétite et de paragneiss. Les deux séquences mafiques sont séparées par un horizon subvertical de sulfures massifs à semi-massifs qui peut atteindre jusqu'à deux mètres d'épaisseur. L'horizon de sulfures s'étend sur une longueur d'environ deux kilomètres. Des sulfures disséminés sont observés dans les roches volcano-sédimentaires, principalement dans la séquence mafique à l'ouest et dans la tonalite synvolcanique.

Une des principales particularités de la Ceinture de Kimber est la présence de niveaux carbonatés dans la séquence mafique de la partie est. Ces roches ont été qualifiées de «marbres» lors des travaux de terrain. Elles forment des horizons localement discontinus dont l'épaisseur varie de 10 cm à plus de 10 m. La roche est constituée principalement de calcite avec de la hornblende, de la biotite, du quartz, du plagioclase et de la monazite. Tout

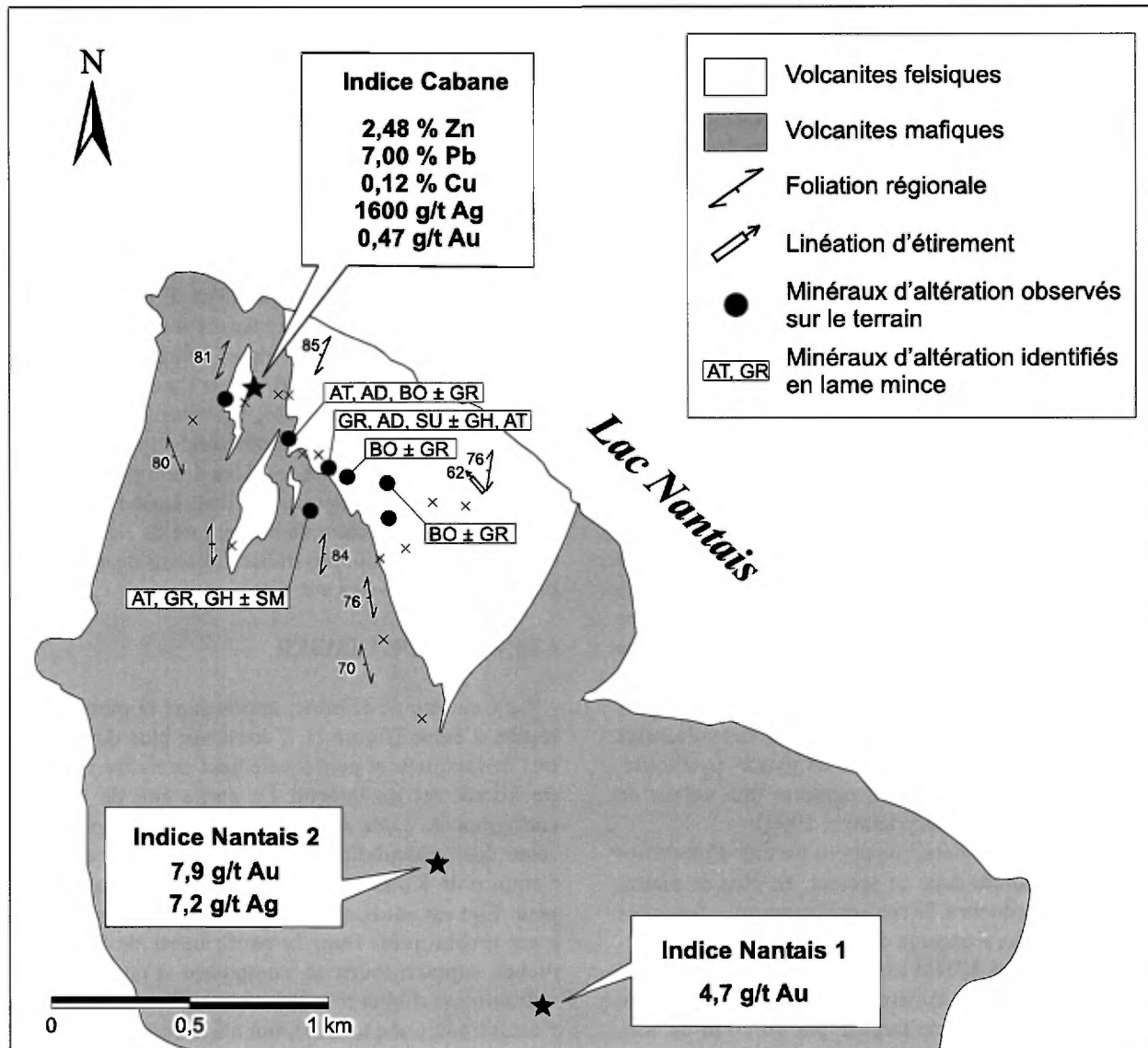


FIGURE 17 – Géologie sommaire de la Ceinture de Nantais sur la rive sud du lac Nantais et localisation des principaux indices minéralisés. Minéraux d'altération : AD-andalousite, AT-anthophyllite, BO-biotite, GH-gahnite, GR-grenat, SM-sillimanite et SU-staurotide.

comme les lithologies avoisinantes, elle est très déformée. Ces roches carbonatées englobent l'*indice Lataille* où un échantillon a rapporté 0,73 % Ce_2O_3 , 0,53 % La_2O_3 et 0,19 % Nd_2O_3 . La géométrie et le volume de cette zone anormale en terres rares n'est pas connue. D'autres travaux devront être effectués afin de bien définir la zone minéralisée et de déterminer la nature exacte de ces roches carbonatées. Cartographiées dans un premier temps comme des marbres d'origine sédimentaire, ces roches ont cependant des contenus en terres rares qui font penser à la composition des carbonatites. À ce stade-ci de l'étude, puisque ces roches se trouvent dans une séquence volcano-sédimentaire et qu'elles sont déformées et métamorphosées, nous les considérons toujours d'origine sédimentaire. Dans ce cas, les minéralisations en terres rares pourraient provenir d'un épisode de métasomatisme relié à la mise en place de roches appartenant à la Suite alcaline de Kimber.

L'horizon de sulfures massifs à semi-massifs séparant les deux séquences de roches mafiques (figure 18) est aussi une caractéristique importante de la Ceinture de Kimber. Cet horizon est composé de fragments millimétriques à centimétriques de quartz et de granitoïdes dans une matrice constituée de pyrite et de pyrrhotite. Il s'agit, en quelque sorte, d'un conglomérat à matrice de sulfure. Le contenu en sulfures varie de 50 % à près de 90 % par endroits. Aucune valeur anormale en métaux usuels ou en métaux précieux n'a été obtenue lors de l'analyse de cette roche. La nature de cet horizon sulfuré demeure problématique. Il semble toutefois marquer la limite entre deux séquences de roches supracrustales distinctes. Il peut s'agir d'un horizon exhalatif remanié ou, peut-être, d'un paléorégolithe.

Malgré un contenu important en sulfures disséminés, la tonalite synvolcanique et la séquence mafique à l'ouest ont rapporté des résultats analytiques plutôt décevants. La Cein-

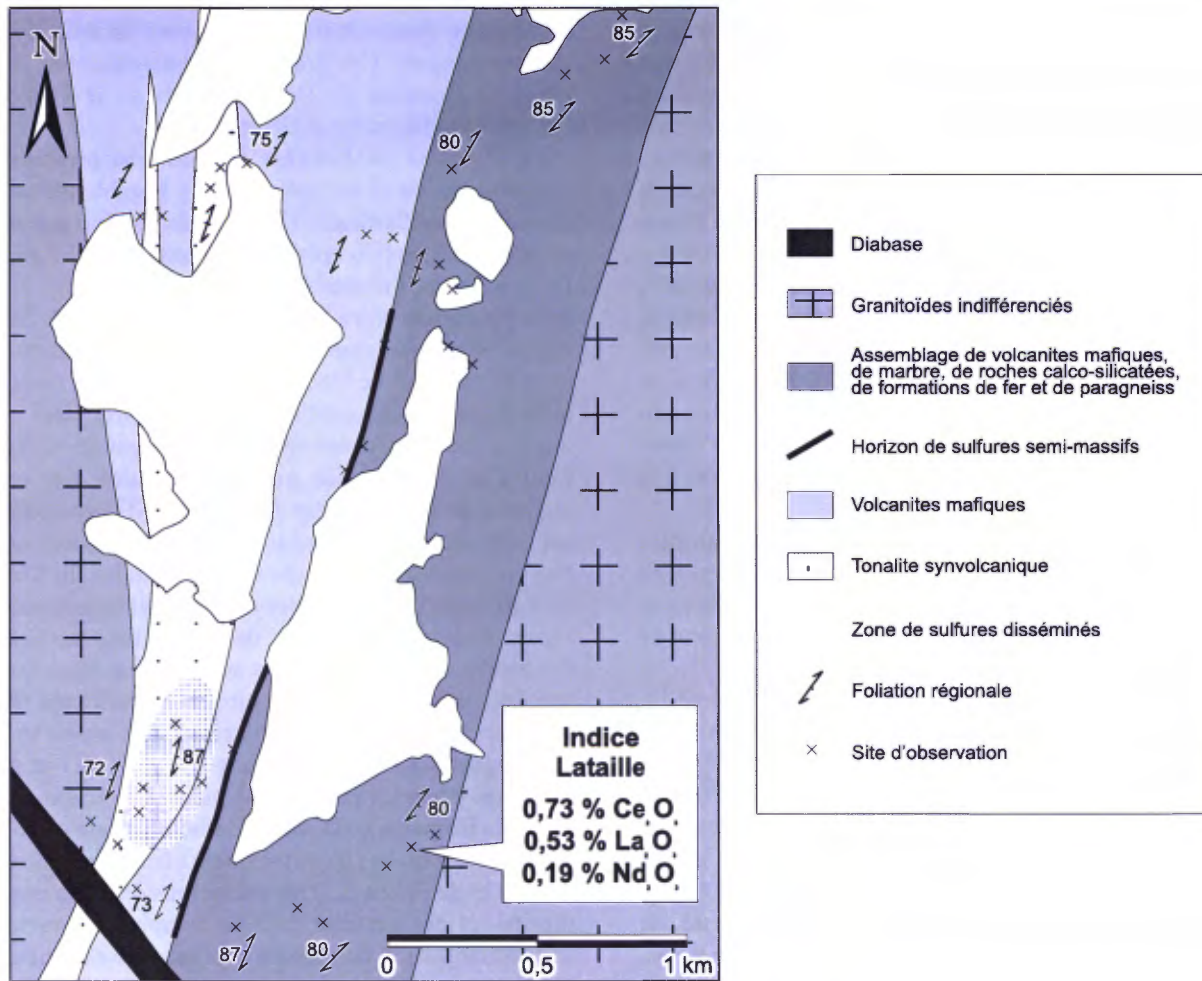


FIGURE 18 – Géologie sommaire de la partie sud de la Ceinture de Kimber.

ture de Kimber représente toutefois un environnement volcanique intéressant du point de vue métallogénique. La présence d'une tonalite synvolcanique, de niveaux carbonatés pouvant représenter un milieu marin peu profond, voire subaérien, ainsi que l'abondance de sulfures témoignant d'une importante activité hydrothermale, permettent de supposer d'un environnement propice à des minéralisations épithermales ou de type porphyrique.

INDICE LAC GRUNÉRITE

L'indice Lac Grunérite se situe dans la partie nord du Complexe de Faribault-Thury, à une vingtaine de kilomètres au sud de la Fosse de l'Ungava (figure 2 et tableau 3 en annexe). L'encaissant est constitué de granodiorite foliée et de tonalite gneissique. Ces roches plutoniques felsiques sont en contact avec des lambeaux décimétriques de roches volcaniques. Les granodiorites et les tonalites

sont recoupées par une multitude de veines de quartz de puissance métrique. Ces veines contiennent localement jusqu'à 5 % de sulfures (pyrite, pyrrhotite, chalcoppyrite) et un peu de malachite. Leurs épontes sont minéralisées en chalcoppyrite. Les teneurs provenant d'échantillons de surface ont donné jusqu'à 0,56 % Cu.

SITES ANOMAX

Six sites anomaux sont répertoriés dans la région étudiée (figure 2 et tableau 4 en annexe). Les analyses d'échantillons de roche prélevés sur ces sites montrent des anomalies en métaux usuels et précieux qui sont significatives pour l'exploration minérale. La majorité des sites anomaux (sites 1 à 5) se trouvent dans les roches supracrustales (volcanites). Le site 6 se trouve dans des roches granodioritiques tardives à l'intérieur du Complexe de Faribault-Thury.

Les sites anomaux 1, 2 et 3 se situent dans la partie nord du Complexe de Pélican-Nantais, à l'intérieur de la Ceinture de Nantais (figure 2 et tableau 4 en annexe). Les résultats d'analyses provenant d'échantillons de basaltes (Apna2) montrent des teneurs de l'ordre de 0,17 % Cu (site 3), 4 g/t Ag (site 2) et 0,15 g/t Au (site 1). Dans les trois cas, la minéralisation forme des sulfures disséminés dans les roches (~2 % pyrite, ~5 % pyrrhotite et 1 % chalcopyrite).

Les sites anomaux 4 et 5 proviennent du secteur de la Ceinture de Kimber, dans la partie nord du Complexe de Faribault-Thury (figure 2 et tableau 4 en annexe). Des minéralisations en Cu (0,22 %), Ag (4,5 g/t), Zn (0,13 %) et Pb (0,13 %) sont observées dans des métavolcanites mafiques (Afh3). La minéralisation forme des sulfures disséminés dans les roches (2 % pyrite, 1 % chalcopyrite et 2 % pyrrhotite).

Le site 6 (figure 2 et tableau 4 en annexe) se situe dans la partie centrale du Complexe de Faribault-Thury. Une diorite en enclave dans une tonalite et contenant un peu de pyrite disséminée, montre un contenu anormal en argent de l'ordre de 3 g/t.

Potentiel économique des séquences paléoprotérozoïques

Lors du levé géologique de l'été 2000, aucun travail n'a été effectué dans les unités paléoprotérozoïques de la Fosse de l'Ungava situées dans la partie nord du feuillet SNRC 35H. Ce secteur a toutefois fait l'objet, par le passé, de travaux de cartographie (Taylor, 1982) et de prospection. Les roches de la Fosse de l'Ungava contiennent de grands ensembles basaltiques et komatiitiques ainsi que des intrusions mafiques et ultramafiques. Ces roches ont un fort potentiel pour les minéralisations en nickel et cuivre. On y retrouve, entre autres, la mine Raglan, opérée par Falconbridge Limited depuis 1998. Cette mine produit annuellement 21 000 tonnes de nickel, 5 000 tonnes de cuivre, 200 tonnes de cobalt ainsi que des métaux du groupe du platine. Les réserves actuelles sont évaluées à 19 M de tonnes de minerai à une teneur moyenne de 2,82 % Ni et 0,77 % Cu (source : www.falconbridge.com). Pour un bilan de la géologie des roches mafiques et ultramafiques protérozoïques de ce secteur, le lecteur peut référer aux travaux de Picard *et al.* (1994).

CONCLUSION

Dans la région étudiée, les roches appartenant au craton archéen prédominent. Ces roches archéennes sont intrudées par des dykes d'âge Paléoprotérozoïque (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz) et sont partiellement recouvertes par des nappes de charriage appartenant aux séquences paléoprotérozoïques de la Fosse de l'Ungava. Les roches

archéennes sont subdivisées en trois grands domaines lithotectoniques. Ces grandes subdivisions sont, d'est en ouest, le Domaine de Douglas Harbour, le Domaine de Lepelle et le Domaine d'Utsalik.

Le *Domaine de Douglas Harbour* est principalement constitué de tonalites gneissiques à hornblende et biotite (Complexe de Faribault-Thury) et de tonalite gneissique à deux pyroxènes (Complexe de Qimussinguat). Ces tonalites sont, dans l'ensemble, relativement vieilles avec des âges qui varient entre 2,74 et 2,87 Ga. Une étude lithogéochimique indique que les tonalites gneissiques prélevées dans le domaine de Douglas Harbour ont des caractéristiques d'une croûte continentale inférieure. Ceci suggère que ces tonalites gneissiques représentent un niveau profond d'un socle ancien qui a été exhumé. Les tonalites gneissiques du Complexe de Faribault-Thury contiennent des séquences volcano-sédimentaires disloquées et réparties en chapelets. Les roches supracrustales du Complexe de Faribault-Thury ont enregistré un métamorphisme aux faciès moyen et supérieur des amphibolites. Les petits lambeaux de métavolcanites et de métasédiments, ainsi que les enclaves de roches intrusives mafiques observés dans les tonalites à deux pyroxènes du Complexe de Qimussinguat sont métamorphisés au faciès des granulites. Les âges obtenus pour les séquences volcano-sédimentaires du Domaine de Douglas Harbour varient entre 2,78 et 2,82 Ga. Les roches appartenant aux complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury sont intrudées par des granodiorites et des granites dont la composition montre des caractéristiques d'une croûte continentale supérieure. Ces intrusions tardives appartiennent à la Suite de Leridon. Deux plutons de syénite, appartenant à la Suite alcaline de Kimber, sont aussi observés dans la partie ouest du Complexe de Qimussinguat.

Plus à l'est, dans les *domaines de Lepelle et d'Utsalik*, les roches sont principalement composées de granodiorites et de granites à hornblende, biotite et clinopyroxène (ca. 2,71 Ga). Il s'agit d'intrusions composites foliées appartenant aux suites de Lepelle et de Châtelain. La composition chimique de ces granodiorites et de ces granites est caractéristique d'une croûte continentale supérieure. Ces intrusions encaissent de petites enclaves ainsi que des rideaux plurikilométriques de gneiss tonalitiques plus anciens de la Suite de Kapijuq (ca. 2,76 Ga.). Ces intrusions encaissent aussi des tonalites gneissiques et des séquences volcano-sédimentaires appartenant au Complexe de Pélican-Nantais (ca. 2,77 Ga.). Des intrusions foliées à orthopyroxène et clinopyroxène dont la composition varie de tonalitique, granitique et dioritique sont aussi présentes dans les domaines de Lepelle et d'Utsalik. Il s'agit de la Suite de MacMahon (ca. 2,72 Ga.).

Des intrusions archéennes tardives, de forme tabulaire et orientées parallèlement à la fabrique régionale N-S sont observées dans les domaines de Lepelle et d'Utsalik. Il s'agit de roches de compositions granitique, monzogranitique et monzonitique, massives ou foliées, et localement à

texture porphyroïde. Ces roches contiennent typiquement de la hornblende et de la biotite. Du clinopyroxène est aussi observé par endroits dans ces roches. Ces intrusions felsiques appartiennent à la Suite de la Chevrotière.

Hormis le secteur couvrant les roches de la Fosse de l'Ungava, le potentiel minéral de la région étudiée était très peu connu. Lors du levé géologique effectué à l'été 2000, quelques indices et six sites anomaux ont été identifiés. La grande majorité de ces indices minéralisés et de ces sites anomaux sont présents dans les ceintures volcano-sédimentaires de Nantais et de Kimber.

Dans la Ceinture de Nantais, un indice de 4,7 g/t Au (Francoeur et Chapdelaine, 1999) a été découvert par le groupe formé de Soquem, Mine d'Or Virginia et Cambior. Lors de ce nouveau levé, un indice contenant 7,9 g/t Au et 7,2 g/t Ag et un indice contenant 2,48 % Zn, 7,00 % Pb, 0,12 % Cu, 1600 g/t Ag et 0,47 g/t Au ont été mis au jour dans la Ceinture de Nantais. La présence de minéraux tels l'anthophyllite, le grenat, la biotite, l'andalousite, la staurotite et la gahnite suggère une altération hydrothermale synvolcanique. Ce secteur de la Ceinture de Nantais présente un fort potentiel pour des minéralisations de type «sulfures massifs volcanogènes aurifères».

Dans la Ceinture de Kimber, un horizon de sulfures massifs à semi-massifs a été identifié. Cet horizon peut atteindre deux mètres d'épaisseur et s'étend sur une longueur d'environ deux kilomètres. Malgré l'ampleur de la zone sulfurée, aucune valeur anormale en métaux usuels ou en métaux précieux n'a été obtenue. Des roches carbonatées, insérées dans les volcanites de la Ceinture de Kimber, contiennent par endroits des concentrations élevées en terres rares (0,73 % Ce₂O₃, 0,53 % La₂O₃ et 0,19 % Nd₂O₃). La nature de cette anomalie n'est pas encore connue. De façon générale, la Ceinture de Kimber représente un environnement volcanique intéressant du point de vue métallogénique. La présence d'une tonalite synvolcanique, de niveaux carbonatés pouvant représenter un milieu marin peu profond, voire subaérien, ainsi que l'abondance de sulfures témoignant d'une importante activité hydrothermale, renforcent l'hypothèse d'un environnement propice à des minéralisations épithermales ou de type porphyrique.

RÉFÉRENCES

- BATCHELOR, R.A. – BOWDEN, P., 1985 – Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*; volume 48, pages 43-55.
- BOUCHARD, N. – MADORE, L. – GOULET, N., 1999 – Le chevauchement des roches de la Fosse du Labrador et de ses équivalents stratigraphiques : l'exemple de la séquence supracrustale de la région du lac Nagvaraaluk. *Dans* : Explorer au Québec : Le défi de la connaissance, Programme et résumés. Ministère des Ressources naturelles, Québec, DV 99-03, page 41.
- BUCHAN, K.L. – MORTENSEN, J.K. – CARD, K.D. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Paleomagnetism and U-Pb geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 35, pages 1054-1069.
- CGC, 1994 – Base des données gravimétriques. Commission géologique du Canada, Ottawa; données numériques.
- DAVIS, D.W., 1982 – Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 19, pages 2141-2149.
- DE LA ROCHE, H. – LETERRIER, J. – GRANDE CLAUDE, P. – MARCHAL, M., 1980 – A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*; volume 29, pages 183-210.
- DESCARREAUX, J., 1973 – A petrochemical study of the Abitibi volcanic belt and its bearing on the occurrences of massive sulfide ores. *Canadian Institute of Mining Bulletin*, volume 730, pages 61-69.
- DION, D.J. – DUMONT, R., 1994 – Diffusion des données numériques (maille du champ magnétique total résiduel), territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-08X.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – MACHADO, N., 1985 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 23, pages 238-253.
- FRANCOEUR, G. – CHAPDELAIN, M., 1999 – Projet Grand-Nord : Rapport des travaux 1998. Ministère des Ressources naturelles, Québec; GM 56437.
- HOLDAWAY, M.J., 1971 – Stability of andalousite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Sciences*; volume 271, pages 97-131.
- IRVINE, T.N. – BARAGAR, W.R.A., 1971 – A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 8, page 523-545.
- JENSEN, L.S., 1976 – A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Department of Mines; miscellaneous paper 66.
- LABBÉ, J.-Y. – LACOSTE, P., en préparation - Environnements propices aux minéralisations polymétalliques de type volcanogène dans le Grand-Nord québécois. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- LUCAS, S.B., 1989 – Structural evolution of the Cape Smith thrust belt and the role of out-of-sequence faulting in the thickening of mountain belts. *Tectonics*; volume 8, pages 655-676.
- LUCAS, S.B. – ST-ONGE, M.R., 1997 – Géologie, Foul Bay, Québec - Territoire-du-Nord-Ouest. Commission géologique du Canada. Carte 1915A, échelle 1:100 000.
- LUDWIG, K.R., 2000 – Isoplot/Ex v.2.32: A geochronological toolkit for Microsoft Excell. Berkeley Geochronology Center; special publication 1a.
- MADORE, L. – BANDYAYERA, D. – BÉDARD, J. – BROUILLETTE, P. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – DAVID, J., 1999 – Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07, 41 pages (accompagne la carte SI-24M-C2G-99J)

- MADORE, L. – LARBI, Y., 2000 – Géologie de la région de la rivière Arnaud (SNRC 25D) et des régions littorales adjacentes (SNRC 25C, 25E et 25F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-05, 37 pages (accompagne les cartes SI-25C-C2G-00K, SI-25D-C2G-00K, SI-25E-C2G-00K et SI-25F-C2G-00K)
- MANIAR, P.D. – PICCOLI, P.M., 1989 – Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*; volume 101, pages 635-643.
- MRN, 1998 – Résultats d'analyses de sédiments de fond de lacs, Grand-Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DP 98-01 (données numériques).
- O'CONNOR, J.T., 1965 – Classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *United States Geological Survey*; professional paper 525-B, pages 79-84.
- PARENT, M. – LECLAIR, A. – DAVID, J. – SHARMA, K.N.M., 2000 – Géologie de la région du lac Nedluc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages (accompagne les cartes SI-34H-C2G-00C et SI-24E-C2G-00C)
- PEACOCK, M.A., 1931 – Classification of igneous rock series. *Journal of Geology*; volume 39, pages 54-67.
- PEARCE, J.A. – CANN, J.R., 1973 – Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Sciences Letters*; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A., 1983 – Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. (C.J. Hawkesworth and M.J. Norry, editors). *IN: Continental basalts and mantle xenoliths*, pages 230-249.
- PEARCE, J.A. – HARRIS, N.B.W. – TINDLE, A.G., 1984 – Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*; volume 25, pages 956-983.
- PERCIVAL, J.A. – CARD, K.D. – STERN, R.A. – BÉGIN, N.J., 1991 – A geologic transect of the Leaf River area, northeastern Superior Province, Ungava Peninsula, Québec. *IN: Current Research, Part C. Geological Survey of Canada*; paper 91-1C, pages 55-63.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BÉGIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi Complex and Minto Block. *Canadian Journal of Earth Sciences*; volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997a – Reconnaissance geology of the Pelican Nantais belt, northeastern Superior Province, Québec. *Geological Survey of Canada*; open file 3525, scale 1:250 000.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1997b – Granite-greenstone terranes of the northern Minto Block, northeastern Québec: Pelican-Nantais, Faribault-Leridon and Duquet belts. *Dans: Current Research, 1997-C. Geological Survey of Canada*; pages 211-221.
- PICARD, C. – GIOVENAZZO, D. – THIBERT, F. – TREMBLAY, C., 1994 – Pétrographie, géochimie et géologie des roches plutoniques ultramafiques et mafiques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava: implications sur la distribution des éléments du groupe des platinoïdes. Ministère des Ressources naturelles, Québec; MB 94-30, 402 pages.
- RICKWOOD, P.C., 1989 – Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of majors and minors elements. *Lithos*; volume 22, pages 247-263.
- ROBIN, P.Y. – JOWETT, E., 1986 – Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions. *Tectonophysics*; volume 121, pages 207-223.
- RICHARDSON, S.W., 1968 – Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *Journal of Petrology*; volume 9, pages 467-488.
- SCOTT, D.J. – ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1989 – Géologie, Purtoniq, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1722A, échelle 1:50 000.
- SKULSKI, T. – PERCIVAL, J.A., 1996 – Allochthonous 2.78 Ga oceanic plateau slivers in a 2.72 Ga continental arc sequence: Viziën greenstone belt, northeastern Superior Province, Canada. *Lithos*; volume 37, pages 163-179.
- STEVENSON, I.M., 1968 – Geology, Leaf River, Quebec. *Geological Survey of Canada. Map 1229A*, scale 1:1 000 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J. – BÉGIN, N.J. – HELMSTEADT, H. – CARMICHAEL, D., 1988 – Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding of rift-fill, transitional-crust and ophiolite suites in the 1.9 Ga Cape Smith Belt, northern Quebec. *IN: Current Research, Part C, Geological Survey of Canada*; paper 88-1C, pages 1-18.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1989 – Lac Lecorré, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1723A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1990 – Evolution of the Cape Smith Belt: Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding. *IN: The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen: Lithotectonic Correlations and Evolution (J.F. Lewry and M.R. Stauffer, editors), Geological Association of Canada; Special Paper 37*, pages 313-351.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990a – Géologie, Cratère du Nouveau-Québec, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1731A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990b – Géologie, Lac Cournoyer, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1732A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990c – Géologie, Lac Fleury, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1725A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990d – Géologie, Lac Rinfret, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1726A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990e – Géologie, Lac Samandré – Lac Charlery, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1734A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990f – Lac Vicenza, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1733A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990g – Géologie, Lac Wakeham, Québec. *Commission géologique du Canada*; carte 1727A, échelle 1:50 000.

- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B. – SCOTT, D.J., 1990h – Géologie, Mont Albert-Low, Québec. Commission géologique du Canada; carte 1728A, échelle 1:50 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1997a – Géologie, Joy Bay, Québec-Territoires du Nord-Ouest. Commission géologique du Canada; carte 1916A, échelle 1:100 000.
- ST-ONGE, M.R. – LUCAS, S.B., 1997b – Géologie, Pointe Rouge, Québec- Territoires du Nord-Ouest. Commission géologique du Canada. Carte 1914A, échelle 1:100 000.
- SUN, S.S. – MCDONOUGH, W.F., 1989 – Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implication for mantle compositions and process. *IN* : Magmatism in the Ocean Basins (A.D. Saunders and M.J. Norry, editors). Geological Society Special Publication; volume 42, pages 313-345.
- TAYLOR, F.C., 1982 – Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada; memoir 399, 32 pages.
- WEAVER, B. – TARNEY, J., 1984 – Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*; volume 310, pages 575-577.
- WHITE, A.J.R. – CHAPPEL, B.W., 1977 – Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*; volume 43, pages 21-51.
- WINCHESTER, J.A. – FLOYD, P.A., 1977 – Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*; volume 20, pages 325-343.
- ZEN, E-AN., 1988 – Phase relations of peraluminous granite rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*; volume 16, pages 21-51.

ANNEXE : TABLEAUX

Tableau 1 - Données géochronologiques pour la région étudiée.

Site (figure 2)	Lithologie	Localisation UTM NAD83 zone 18	Technique d'analyse U-Pb sur zircon	Âge (Ma)	Type d'âge	Commentaire
A	Volcanite felsique	574111mE 6760263mN	<i>TIMS</i>	2775 ±5	crystallisation	3 analyses concordantes
B	Tonalite gneissique	612711mE 6751462mN	<i>La-MC-ICP-MS</i>	2783 ±5 2755 ±12	crystallisation secondaire	8 analyses sur noyau 6 analyses sur terminaison et noyau
C	Dyke de syénite	632984mE 6752751mN	<i>TIMS</i> <i>La-MC-ICP-MS</i>	2761 ±1 2764 ±2	crystallisation crystallisation	10 analyses discordantes à <1% 150 analyses
D	Granite	602013mE 6708778mN	<i>TIMS</i>	2734 ±2 2754 ±3	crystallisation héritage	1 analyse concordante et 2 faiblement discordantes 1 analyse concordante sur noyau
E	Tonalite à deux pyroxènes	559223mE 6681077mN	<i>La-MC-ICP-MS</i>	2728 ±8 2710 ±11	crystallisation secondaire	9 analyses sur noyau 5 analyses sur terminaison zonée
F	Tonalite foliée	654641mE 6658285mN	<i>TIMS</i>	2785 +6/-4	crystallisation	2 analyses concordantes et 1 légèrement discordante

TIMS : Analyses par dilution isotopique et spectrométrie de masse par ionisation thermique

La-Mc-ICP-MS : Analyse in situ par ablation laser et spectrométrie de masse en multicollecion et ionisation au plasma

L'incertitude (±) représente un intervalle de confiance à 2 équarts-types (95%)

Les résultats sont issus de calculs de régression linéaire selon Davis (1982) pour les analyses *TIMS* et Ludwig (1999) pour les analyses *La-MC-ICP-MS*.

L'étude géochronologique a été entreprise par Jean David (ministère des Ressources naturelles). Les analyses isotopiques ont été effectuées dans les laboratoires du GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal.

Tableau 2 – Résultats des analyses chimiques d'échantillons de roches représentatifs de la région étudiée.

Lithologie	Complexe de Qimussinguat		Complexe de Faribault-Thury			Suite de Leridon	Suite de Kimber	Complexe de Pelican-Nantais	
	IIT	MI[MX]	IID	V3	I4B	IIC	I2D	IID	V3
SiO ₂ (%)	68,40	48,30	66,80	46,30	40,90	67,30	54,10	69,60	48,70
TiO ₂ (%)	0,47	0,96	0,59	1,60	0,22	0,38	0,35	0,27	1,10
Al ₂ O ₃ (%)	15,60	14,80	16,50	18,20	4,20	15,50	22,90	16,70	15,40
Fe ₂ O _{3t} (%)	3,20	12,90	4,80	13,10	10,90	3,32	4,18	1,92	14,10
MnO (%)	0,03	0,20	0,06	0,18	0,15	0,06	0,06	0,03	0,22
MgO (%)	1,28	7,80	1,41	5,19	31,80	1,26	0,86	0,70	6,73
CaO (%)	2,62	11,10	4,79	9,42	3,15	3,21	1,14	3,40	10,20
Na ₂ O (%)	4,01	2,80	4,23	3,55	0,32	4,14	10,90	5,22	2,83
K ₂ O (%)	2,96	0,39	1,28	1,23	0,09	3,52	3,20	1,34	0,48
P ₂ O ₅ (%)	0,09	0,03	0,11	0,46	0,01	0,11	0,43	0,05	0,04
Cr ₂ O ₃ (%)	0,01	0,05	0,01	0,01	0,36	0,01	0,01	0,01	0,04
PAF (%)	1,13	0,37	0,32	1,38	6,47	0,42	0,70	0,47	0,88
Total (%)	99,80	99,70	100,90	100,62	98,57	99,23	98,83	99,71	100,72
As (ppm)	0,50	0,50	0,50	0,60	2,10	0,50	0,50	0,50	0,50
Co (ppm)	8,00	50,00	11,00	38,00	100,00	8,00	9,00	5,00	52,00
Cr (ppm)	26,00	300,00	20,00	20,00	2400,00	20,00	20,00	20,00	250,00
Ni (ppm)	100,00	109,00	100,00	100,00	1700,00	100,00	100,00	115,00	105,00
Ba (ppm)	950,00	50,00	340,00	330,00	50,00	900,00	740,00	200,00	88,00
Br (ppm)	2,20	0,50	1,20	0,90	8,60	1,70	0,90	0,60	1,20
Cs (ppm)	3,50	0,50	1,20	0,50	0,60	0,50	0,50	0,50	0,50
Ga (ppm)	22,00	16,00	21,00	25,00	4,00	19,00	18,00	22,00	20,00
Ir (ppm)	60,00	50,00	50,00	55,00	50,00	50,00	75,00	50,00	53,00
Mo (ppm)	2,00	2,00	1,00	1,00	3,00	6,00	2,00	1,00	2,00
Nb (ppm)	5,00	3,00	6,00	5,00	2,00	4,00	13,00	4,00	4,00
Rb (ppm)	113,00	7,00	52,00	22,00	4,00	92,00	59,00	44,00	21,00
Sc (ppm)	3,50	42,00	10,00	25,00	17,00	7,00	0,50	0,70	38,00
Se (ppm)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Sr (ppm)	271,00	103,00	279,00	777,00	2,00	631,00	767,00	660,00	135,00
Ta (ppm)	5,00	5,00	22,00	11,00	5,00	41,00	5,00	5,00	17,00
Th (ppm)	18,00	0,40	2,80	0,50	0,30	11,00	0,30	1,50	0,20
U (ppm)	2,00	0,50	0,60	0,50	0,50	0,50	0,50	0,60	0,60
W (ppm)	1,00	1,00	1,00	1,00	5,00	1,40	1,00	1,00	8,00
Y (ppm)	5,00	23,00	20,00	24,00	6,00	9,00	7,00	3,00	24,00
Zr (ppm)	215,00	52,00	172,00	137,00	17,00	87,00	40,00	112,00	63,00

Fe₂O_{3t} = Total des oxydes de fer exprimé sous forme de Fe₂O₃

Codes des lithologies :

I1B = granite, I1C = granodiorite, I1D = tonalite, I1T = tonalite à orthopyroxène

I2F = monzonite, I2D = syénite, I2J = diorite

I3B = diabase, MI[MX] = gneiss mafique, V3 = volcanite mafique, I4B = pyroxénite

TABLEAU 2 - Résultats des analyses chimiques d'échantillons de roches représentatifs de la région.

Lithologie	Suite de Kapijuk	Suite de MacMahon		Suite de Châtelain	Suite de Lepelle	Suite de la Chevrotière		Dyke de Klotz	Dyke de Payne
	I1D	I1D	I2J	I1C	I1C	I1C	I1B[PO]	I3B	I3B
SiO ₂ (%)	60,40	57,50	48,00	72,30	70,70	70,70	73,30	49,70	49,10
TiO ₂ (%)	0,74	0,80	0,71	0,16	0,32	0,30	0,20	1,25	2,35
Al ₂ O ₃ (%)	16,70	16,60	15,00	16,10	15,30	15,30	14,20	15,00	15,13
Fe ₂ O _{3t} (%)	6,66	8,06	12,70	1,35	2,27	2,48	1,70	14,80	17,00
MnO (%)	0,10	0,14	0,20	0,02	0,03	0,03	0,01	0,22	0,23
MgO (%)	2,39	3,66	8,21	0,35	0,71	0,70	0,39	5,47	4,55
CaO (%)	4,88	6,52	10,50	2,62	2,43	2,78	1,54	10,60	8,80
Na ₂ O (%)	3,86	3,93	2,84	4,95	4,02	4,26	3,42	2,48	2,64
K ₂ O (%)	2,96	1,35	0,83	2,35	3,40	2,11	4,45	0,16	0,31
P ₂ O ₅ (%)	0,22	0,19	0,02	0,01	0,08	0,04	0,01	0,06	0,21
Cr ₂ O ₃ (%)	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
PAF (%)	0,84	0,21	0,42	0,27	0,94	0,59	0,44	0,15	0,45
Total (%)	99,76	98,97	99,48	100,49	100,21	99,30	99,67	99,90	100,78
As (ppm)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,00
Co (ppm)	16,00	25,00	52,00	5,00	5,00	6,00	5,00	49,00	39,00
Cr (ppm)	20,00	27,00	300,00	20,00	20,00	20,00	20,00	74,00	42,00
Ni (ppm)	100,00	110,00	160,00	123,00	100,00	145,00	100,00	115,00	1,00
Ba (ppm)	720,00	410,00	110,00	700,00	1400,00	810,00	2600,00	50,00	68,00
Br (ppm)	0,80	0,70	0,50	0,50	0,80	0,70	2,40	3,70	n.a
Cs (ppm)	0,90	0,50	0,60	0,70	0,50	0,50	0,50	0,50	119,00
Ga (ppm)	20,00	21,00	16,00	18,00	18,00	20,00	16,00	20,00	23,00
Ir (ppm)	63,00	50,00	57,00	50,00	50,00	50,00	50,00	59,00	n.a
Mo (ppm)	5,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	n.a
Nb (ppm)	10,00	6,00	2,00	3,00	3,00	3,00	2,00	6,00	9,00
Rb (ppm)	120,00	55,00	9,00	60,00	83,00	61,00	79,00	5,00	11,00
Sc (ppm)	13,00	19,00	42,00	0,50	0,90	2,50	1,10	40,00	40,00
Se (ppm)	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	n.a
Sr (ppm)	567,00	573,00	134,00	497,00	644,00	534,00	592,00	115,00	121,00
Ta (ppm)	12,00	5,00	10,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	32,00
Th (ppm)	17,00	0,40	0,30	1,10	5,90	4,10	4,40	0,50	0,80
U (ppm)	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	1,00
W (ppm)	1,00	1,00	7,00	1,00	1,00	1,00	1,00	10,00	91,00
Y (ppm)	32,00	15,00	16,00	3,00	4,00	5,00	3,00	26,00	42,00
Zr (ppm)	216,00	94,00	38,00	67,00	120,00	117,00	106,00	71,00	137,00

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

Codes des lithologies :

I1B = granite, I1C = granodiorite, I1D = tonalite, I1T = tonalite à orthopyroxène

I2F = monzonite, I2D = syénite, I2J = diorite

I3B = diabase, M1[MX] = gneiss mafique, V3 = volcanite mafique, I4B = pyroxénite

Tableau 3 – Caractéristiques des indices minéralisés. Les indices sont localisés à la figure 2.

Indice	Localisation UTM NAD83 zone 18	Substances et teneurs	Description
Nantais 1	SNRC 35A 574 982 mE 6 758 261 mN	Au = 4,7 g/t	Zone de cisaillement minéralisée qui recoupe un metabasalte.
Nantais 2	SNRC 35A 574 553 mE 6 758 802 mN	Au = 7,9 g/t Ag = 7,2 g/t	Mince bande (10-15 cm) de sulfures semi-massifs (PO +/- CP, SP) dans un metabasalte cisailé.
Cabane	SNRC 35A 573 915 mE 6 760 460 mN	Zn = 2,48 % Pb = 7,00 % Cu = 0,12 % Ag = 1600 g/t Au = 0,47 g/t	Veine d'environ 15 centimètres d'épaisseur constituée de sphalérite, de galène, de pyrrhotite, d'argentite et de tétrahédrite dans un metabasalte, à proximité d'un contact avec des volcanites felsiques.
Lataille	SNRC 35H 629 648 mE 6 786 855 mN	Ce ₂ O ₃ = 0,73 % La ₂ O ₃ = 0,53 % Nd ₂ O ₃ = 0,19 %	Horizon de marbre ou de carbonatite cisailé contenant jusqu'à 3% de monazite assez grossière (1-2 mm).
Lac Grunérite	SNRC 35H 639 499 mE 6 792 819 mN	Cu = 0,56 %	Veines de quartz d'épaisseur centimétrique minéralisées en PY (5%), PO (2%), CP (<1%) et malachite. Ces veines, encaissées dans des granodiorites foliées, recoupe la foliation.

CP = chalcopryrite, PO = pyrrhotite, PY = pyrite, SP = sphalérite

Tableau 4 – Caractéristiques des sites anomaux. Les sites sont localisés à la figure 2.

Site anomal	Localisation UTM NAD83 zone 18	Substances et teneurs	Description
1	SNRC 35H 572 776 m.E 6 768 612 m.N	Au = 0,15 g/t	Métabasalte dans la Ceinture de Nantais contenant plusieurs zones minéralisées en sulfures (PY, CP et PO en traces).
2	SNRC 35A 567 485 m.E 6 744 863 m.N	Ag = 4 g/t	Volcanites mafiques plissées et cisillées. La minéralisation en PY est présente en traces et est dissiminée dans la roche.
3	SNRC 35A 568 642 m.E 6 722 070 m.N	Cu = 0,17 %	Métabasalte folié, recoupé par des veinules de quartz et d'épidote. La minéralisation est dissiminée dans la lithologie principale et consiste en PY (1%).
4	SNRC 35H 645 102 m.E 6 804 532 m.N	Cu = 0,22 %	Volcanite mafique déformée située dans le prolongement nord de la Ceinture de Kimber. La minéralisation consiste en PY (2%), CP (1%) et PO (2%) dissiminées dans des niveaux rouillés.
5	SNRC 35H 633 016 m.E 6 794 112 m.N	Ag = 4,5 g/t Zn = 0,13 % Pb = 0,13 %	Volcanite mafique dans la Ceinture de Kimber. La minéralisation en PY et PO est concentrée dans les extrémités des veines de quartz de taille métrique et dans la foliation.
6	SNRC 35A 630 697 m.E 6 741 841 m.N	Ag = 3 g/t	Diorite en enclave dans une tonalite. Ces diorites ne montrent que très peu de rouille. La minéralisation est peu visible et consiste en PY dissiminée.

CP = chalcopryrite, PO = pyrrhotite, PY = pyrite

Tableau 5 – Teneurs des seuils utilisées pour discriminer les indices minéralisés et les anomalies lithogéochimiques les plus importantes.

Substance minérale	Teneurs des seuils utilisées par Descarreaux (1973) pour discriminer les anomalies dans le camp minier de l'Abitibi	Teneurs des seuils utilisées pour discriminer les indices de ce projet	Teneurs des seuils utilisées pour discriminer les anomalies importantes de ce projet
<i>Au</i>	0,5 g/t	1 g/t	0,5 g/t
<i>Ag</i>	2 g/t	5 g/t	3 g/t
<i>Cu</i>	0,3 %	0,5 %	0,1 %
<i>Ni</i>	0,2 %	0,25 %	0,2 %
<i>Zn</i>	0,03 %	0,75 %	0,05 %
<i>Pb</i>	0,02 %	0,5 %	0,05 %
<i>Cr</i>	0,2 %	1%	0,2 %
<i>As</i>	0,005 %	----	0,015 %
<i>W</i>	0,1 %	----	0,1 %

Résumé

Ce nouveau levé géologique couvre la région du lac Klotz (feuillelet SNRC 35A) et la demie sud de la région du Cratère du Nouveau-Québec (1/2 sud du feuillelet SNRC 35H). Le secteur à l'étude comprend des roches archéennes de la Province du Supérieur appartenant aux domaines de Douglas Harbour, de Lepelle et d'Utsalik. Ces roches archéennes sont intrudées par des dykes paléoprotérozoïques (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz) et partiellement recouvertes par des nappes de charriage. Ces nappes, constituées de séquences supracrustales d'âge Paléoprotérozoïque, appartiennent à la Fosse de l'Ungava.

Dans la partie est de la région, on trouve le Domaine de Douglas Harbour constitué des complexes de Qimussinguat et de Faribault-Thury, deux complexes essentiellement composés de tonalites gneissiques. Dans le Complexe de Qimussinguat, les tonalites gneissiques contiennent de l'orthopyroxène et du clinopyroxène. Ces tonalites contiennent des enclaves mafiques et métasédimentaires métamorphisées au faciès des granulites. Dans le Complexe de Faribault-Thury, les tonalites gneissiques contiennent de la hornblende et de la biotite. Elles encaissent des lambeaux volcano-sédimentaires métamorphisés au faciès des amphibolites. Les roches du Qimussinguat et du Faribault-Thury sont intrudées par des granodiorites et des granites appartenant à la Suite de Leridon. Deux plutons de syénite, appartenant à la Suite alcaline de Kimber, sont observés dans les roches du Complexe de Qimussinguat.

Dans la partie ouest de la région, on trouve les domaines de Lepelle et d'Utsalik. Coincé entre ces deux domaines, on trouve le Complexe de Pélican-Nantais qui contient des lithologies comparables à celles du Complexe de Faribault-Thury. Le Complexe de Pélican-Nantais est constitué de tonalites gneissiques à biotite et hornblende qui encaissent des lambeaux de roches volcano-sédimentaires métamorphisés au faciès des amphibolites. Toutefois, des assemblages typiques du faciès des granulites sont observés par endroits. Les domaines de Lepelle et d'Utsalik contiennent aussi des radeaux plurikilométriques de tonalite gneissique à biotite et hornblende qui appartiennent à la Suite de Kapijuk.

Les roches appartenant au Complexe de Pélican-Nantais et à la Suite de Kapijuk sont encaissées par d'importants volumes de granodiorites et de granites. Ces granodiorites et ces granites sont généralement foliés et contiennent typiquement de la hornblende et du clinopyroxène. Ces intrusions composites appartiennent aux suites de Lepelle et de Châtelain. Ces deux suites sont séparées par l'axe que forme le Complexe de Pélican-Nantais et par de larges zones de déformation ductile, orientées N-S et qui

traversent toute la région. Les masses granodioritiques et granitiques qui appartiennent aux suites de Lepelle et de Châtelain contiennent des intrusions foliées à orthopyroxène dont la composition varie de tonalitique, granitique et dioritique. Il s'agit de la Suite de MacMahon.

Des intrusions archéennes tardives, de forme tabulaire et orientées parallèlement à la fabrique régionale N-S sont observées dans les domaines de Lepelle et d'Utsalik. Il s'agit de roches de composition granitique, monzogranitique et monzonitique, massives ou foliées, et localement à texture porphyroïde. Ces intrusions felsiques appartiennent à la Suite de la Chevrotière.

Une étude structurale régionale révèle cinq épisodes de déformation auxquels s'ajoute un épisode anorogénique. Les trois premiers épisodes de déformations (D1, D2 et D3) sont ductiles et d'âge Archéen. La déformation D1 est constituée d'une foliation ou d'une gneissosité ancienne, orientée N-S et à pendage abrupt. Cette déformation culmine par le développement de plis isoclinaux et intrafoliaux. La déformation D2 correspond à des plis ouverts qui impriment une légère ondulation sur la fabrique régionale. Cette déformation est discrète et peu développée. La déformation D3 correspond à des zones de cisaillement ductile situées le long des grandes discontinuités lithotectoniques. Les épisodes de déformation d'âge Archéen sont suivis par un événement anorogénique paléoprotérozoïque durant lequel deux essaïms de dykes de gabbro (Dykes de la Rivière Payne et Dykes de Klotz) se sont mis en place. La mise en place de ces dykes est suivie par un autre événement paléoprotérozoïque (D4) qui correspond à l'Orogène de l'Ungava. Un dernier épisode de déformation tardif (D5) succède aux déformations paléoprotérozoïques. Il s'agit de failles cassantes rectilignes qui traversent toute la région.

Hormis le secteur couvrant les roches de la Fosse de l'Ungava, le potentiel minéral de la région étudiée était très peu connu. Lors du levé géologique effectué à l'été 2000, quelques indices minéralisés ont été identifiés. Ces indices se trouvent majoritairement dans les ceintures volcano-sédimentaires de Nantais et de Kimber. Dans la Ceinture de Nantais, la minéralisation consiste en Au, Ag, Zn, Pb, Cu. Ce secteur présente un fort potentiel pour des minéralisations de type "sulfures massifs volcanogènes aurifères". Dans la Ceinture de Kimber, des concentrations élevées en terres rares ont été observées dans des roches carbonatées. De plus, cet empilement volcano-sédimentaire représente un environnement propice à des minéralisations épithermales ou de type porphyrique.

Ressources
naturelles

Québec

