

MB 2001-03

PROJET DE CARTOGRAPHIE DU GRAND-NORD - RAPPORT D'ATELIER

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 

Projet de cartographie du Grand-Nord - Rapport d'atelier

Compilé par
Alain Leclair

MB 2001-03



2001

Québec 
Ministère des
Ressources naturelles

DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

Direction

Alain Simard

Responsable du processus

Pierre Verpaelst

accepté pour publication le 2001/03/12

Édition sommaire

Jean-Pierre Lalonde

NOTE

Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par le compilateur sauf pour une vérification et une mise en page sommaire destinées à assurer une qualité convenable de reproduction.

PROJET DE CARTOGRAPHIE DU GRAND-NORD

RAPPORT D'ATELIER

Avril 5-6, 2000

Charlesbourg, Québec

Rapport no. 2

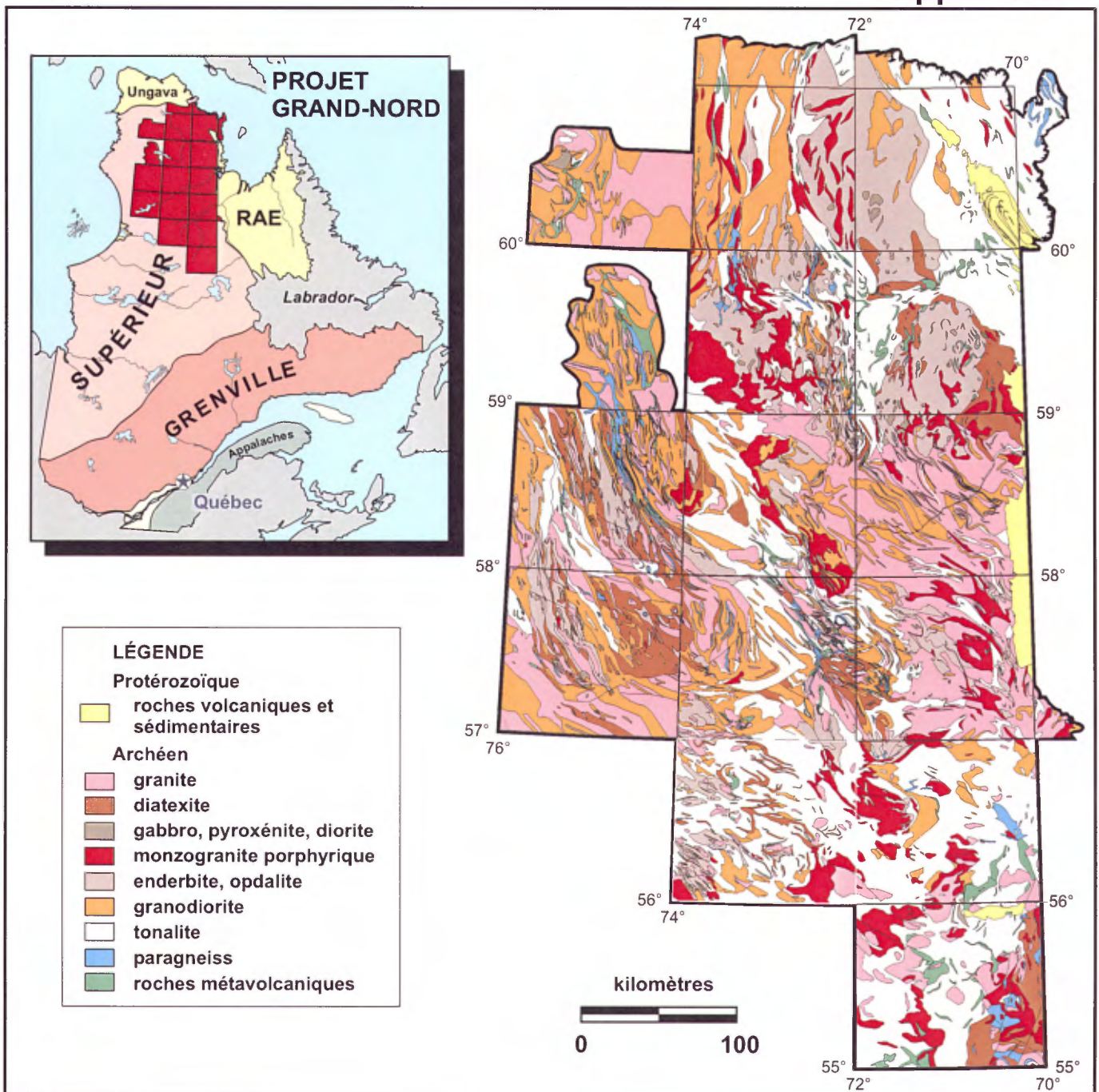


TABLE DES MATIÈRES

	Page
Un "metamorphic core complex" dans le domaine de Douglas Harbour, sous-Province de Minto, (Province du Supérieur)? <i>Boris Baille-Barrelle, Normand Goulet, Louis Madore</i>	1
Kimberlites et le potentiel diamantifère dans le Grand-Nord : Comparaison avec la région du lac De Gras <i>Marc Beaumier</i>	5
Les suites tonalitiques du Bloc de Minto: Pétrographie et variations géochimiques <i>Jean Bédard</i>	12
Le chevauchement des roches de la Fosse du Labrador et de ces équivalents stratigraphiques: l'exemple de la séquence supracrustale de la région du lac Nagvaraaluk <i>Nathalie Bouchard, Normand Goulet, Louis Madore</i>	14
Une approche stratigraphique pour le Grand-Nord <i>Charles Gosselin, Martin Simard</i>	16
Limite septentrionale de la sous-province de La Grande: contraintes isotopiques (Sm-Nd, Pb-Pb) sur des roches du projet Gayot <i>Hélène Isnard, Clément Gariépy, Ross Stevenson, Jean David</i>	22
Métallogénie du Minto: Potentiel minéral à l'extérieur des ceintures de roches volcano-sédimentaires <i>Jean-Yves Labbé, Pierre Lacoste</i>	27
Minéralisation aurifère dans le secteur de Kogaluk pourquoi? <i>Pierre Lacoste, Jean-Yves Labbé</i>	32
Lithogéochimie des roches felsiques et mafiques dans la région de la rivière Arnaud <i>Youcef Larbi, Louis Madore</i>	35

Des discontinuités structurales majeures dans le nord-est du Supérieur: une géométrie réelle ou virtuelle ? <i>Alain Leclair</i>	41
Structures régionales dans l'extrémité NE de la Péninsule de l'Ungava : Un aperçu sur l'histoire tectonique précambrienne dans la région de l'Atlantique Nord <i>Louis Madore, Youcef Larbi</i>	46
Le Volcanisme Mafique Archéen du Complexe de Faribault-Thury, Domaine de Douglas Harbour <i>Charles Maurice</i>	52
Dynamique et transport glaciaires polyphasés dans la région du lac Aigneau (24 E), nord du Québec <i>Michel Parent, Serge J. Paradis</i>	58
Évolution des isotopes du Nd dans la croûte de la région du Lac La Potherie, Bloc de Minto, Province du Supérieur <i>Olivier Rabeau, Ross Stevenson, Jean David , Hélène Isnard</i>	65
Évolution tectonomagmatique du complexe d'Ashuanipi <i>Robert Thériault, Serge Chevé</i>	70

Un "metamorphic core complex" dans le domaine de Douglas Harbour, sous-province de Minto, (province du Supérieur)?

Boris Baille-Barrelle, Normand Goulet, (UQAM), Louis Madore, (Géologie Québec)

La série volcano-sédimentaire de Faribault-Thury a été mise en évidence dans le domaine archéen de Douglas Harbour (NE de la sous-province de Minto) au cours du levé géologique réalisé sur le feuillet du lac Peters (SNRC 24M) à l'initiative du ministère des ressources naturelles du Québec durant l'été 1998.

La région du lac Peters a été subdivisée en trois domaines lithodémiques d'étendue régionale: le complexe de Troie au Sud et le complexe de Qimussinguat au Nord ceinturés par le complexe de Faribault-Thury. Les complexes de Troie et de Qimussinguat forment deux dômes essentiellement composés de séquences volcano-sédimentaires envahies par des intrusions de composition granitique à granodioritique à clinopyroxène et orthopyroxène (faciès des granulites), ceinturés par le complexe de Faribault-Thury composé de séquences volcano-sédimentaires et de tonalites gneissiques recoupées par des injections granitiques et granodioritiques (faciès des amphibolites).

La série volcano-sédimentaire du lac Curotte est située dans le complexe de Faribault-Thury entre les deux dômes granulitiques. Cette séquence d'orientation WSW-ENE, s'étend sur une longueur approximative de quinze kilomètres et sur une largeur maximale de 3 à 4 kilomètres. Elle est délimitée au Nord et au Sud par des unités de gneiss tonalitiques migmatitiques avec lesquelles elle est en contact structural. Des analyses à la microsonde effectuées sur les paragneiss, les volcanites ainsi que sur des diorites nous permettent de tracer sommairement un chemin P-T. Le faciès des amphibolites a été atteint et la pression semble varier d'est en ouest, soit de 7 kbar à près de 3 kbar pour une température entre 500 et 700 degrés (Figure 1).

Dans le complexe de Troie, les analyses sur des paragneiss ainsi que des roches ignées montrent que le faciès des granulites a été atteint. Les données P-T montre une température entre 700 et 1000 degrés pour une pression de 5 à 10 kbar. A l'intérieur de ce même complexe de la saphirine a été échantillonné par J.Bédard et analysée à la microsonde par S.Cadéron. L'assemblage prograde sillimanite + plagioclase + spinel = saphirine + cordiérite + biotite a été identifié dans des paragneiss près du centre du complexe de Troie.

CONDITIONS DE PRESSION-TEMPÉRATURE CALCULÉES DANS LE COMPLEXE FARIBAUT-THURY
(FACIÈS AMPHIBOLITE) :

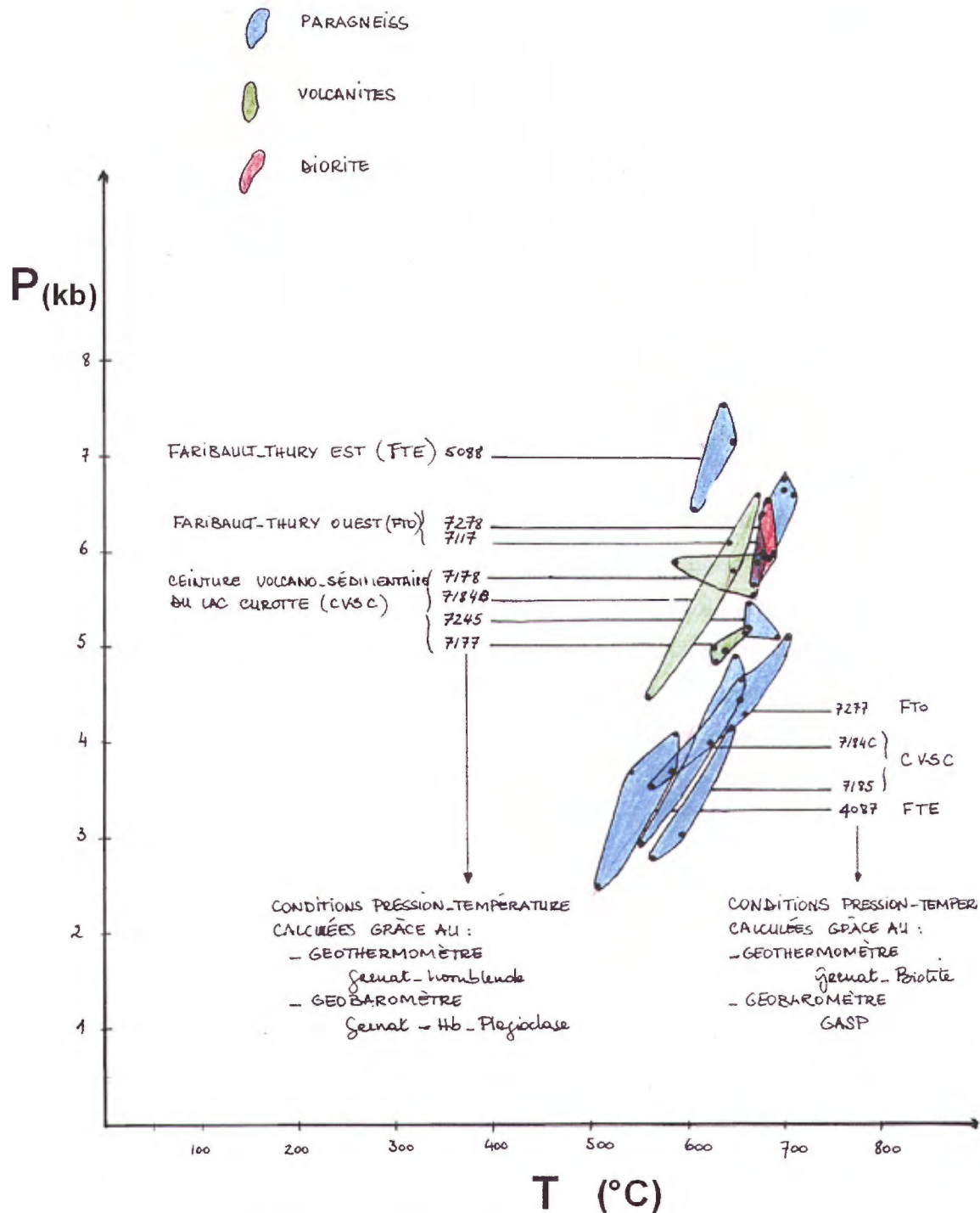
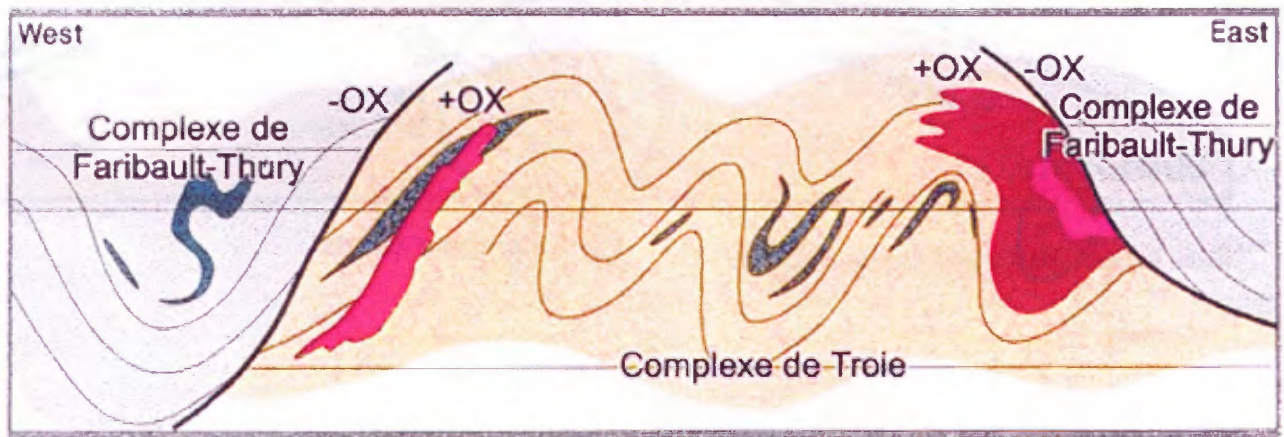


Figure 1: Conditions P-T du lac Curotte

Dans le complexe de Faribault-Thury, on a reconnu différents faciès volcaniques, felsiques à mafiques, rubanés à massifs, des paragneiss à biotite-grenat, des marbres et des formations de fer oxydées et silicatées au faciès des amphibolites. De nombreuses zones sulfurées en association avec différentes lithologies ont également été mises à jour. Notamment l'indice panache à l'intérieur d'un paragneiss qui a révélé une teneur de 1.3g/t Au, 7.2 g/t Ag, 0,74 % As, 3,08 % Zn et 0,77% Pb.

Les structures sont fortement verticalisées et l'on peut identifier au moins trois phases de déformation (D1, D2, D3) puisque sur le terrain on a observe une foliation S1, reprise par des plis isoclinaux P2 de traces axiales E-W, eux-mêmes affectés par des plis mineurs P3 de traces axiales N-S à NE-SW. Les deux phases de déformation identifiables sont donc une phase de compression majeure (D2) N-S et une phase de compression (D3) E-W à SE-NW (Figure 2).



SOUS-PROVINCE DE MINTO (Domaine de Douglas Harbour)

ARCHÉEN

Complexe de Faribault-Thury

- Tonalite, diorite et granodiorite gneissiques ou foliées
- Volcanites amphibolitiques, paragneiss et formation de fer

Complexe deTroie

- Monzonite porphyrique
- Gabbro, gabbro ± biotite, ultramafite
- Granite gneissique ± quartz bleu et schlieren ± biotite
- Gneiss granulitique de composition tonalitique, dioritique et granodioritique
- Volcanites granulitiques, paragneiss et formation de fer

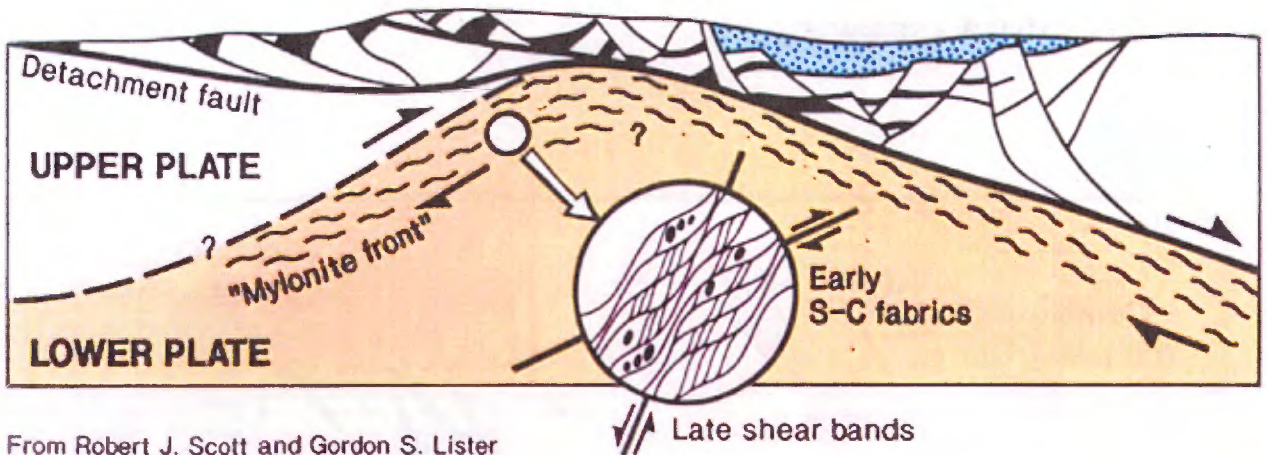


From Madore L. (1999)

Figure 2: Structures majeures

L'explication tectonique de ces deux dômes métamorphiques, soit celui de Troie et de Qimussinguat, est loin d'être entièrement élucidée. Une analogie avec des "metamorphic core complex", tels qu'identifiés dans des terrains plus récents (Figure 3) semble une hypothèse à envisager. Par contre des détails structuraux sur les bordures des complexes sont nécessaires afin de mettre en évidence des failles de détachement.

GÉOMÉTRIE D'UN "METAMORPHIC CORE COMPLEX"



From Robert J. Scott and Gordon S. Lister

Figure 3.

Kimberlites et le potentiel diamantifère dans le Grand-Nord : Comparaison avec la région du lac De Gras

Marc Beaumier

La nature essentiellement ponctuelle (quelques centaines de mètres de diamètre) des pipes de kimberlites, comme on le voit sur la carte aéromagnétique haute résolution de la région de Guigues au Témiscamingue, les rend particulièrement difficiles à détecter (figure 1). Une partie de l'exploration pour le diamant, se fait par l'identification, dans des échantillons quaternaires, des minéraux lourds (généralement de densité > 3.3 g/cc) dits traceurs tels le pyrope (figure 2), la picroilmenite (figure 3), le diopside chromifère, la chromite (figure 4), la phlogopite chromifère, le zircon... Cette méthode d'exploration est celle qui a été et de loin la plus répandue et efficace.

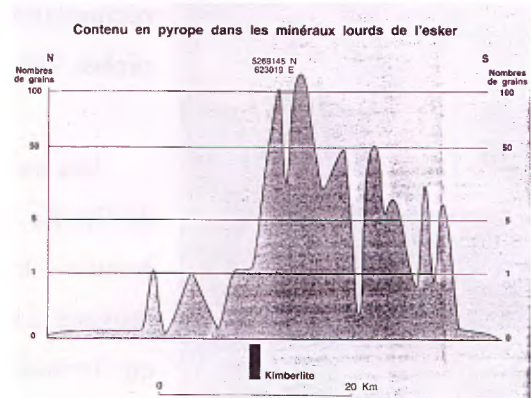
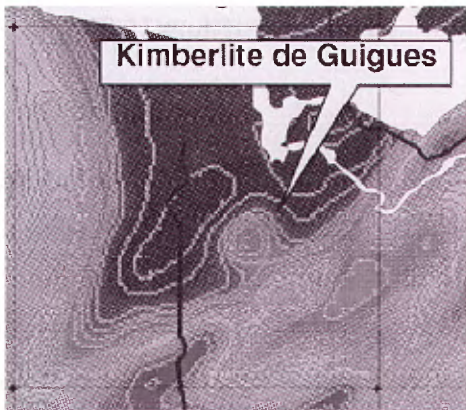


Figure 1 Carte aéromagnétique de la kimberlite de Guigues Figure 2 Dispersion de pyrope dans l'esker de Guigues

C'est pour cette raison que les mécanismes de dispersions glaciaires, tels les eskers (figure 2) ou dans le till sont mis à contributions lors de levé afin d'agrandir la source qui passe d'une kimberlite essentiellement ponctuelle à une aire de dispersion pouvant atteindre plusieurs kilomètres carrés. Dans la région de Guigues, ces minéraux se retrouvent dispersés sur une distance de près de 40 km vers le sud (figure 2).

Certains chercheurs ont proposé d'autres méthodes d'exploration. Notons, entre autres, la biogéochimie (Buks, 1965; Mathur et Alexander, 1983). Les travaux de Dunn (1991), dans la région de Sturgeon Lake au Saskachewan, ont mis à jour des concentrations très anormales en chrome, nickel, strontium, rubidium ainsi que des teneurs élevées en Mg, P, Ba, dans les branches de noisetier (*corylus cornuta*) à proximité de kimberlite.

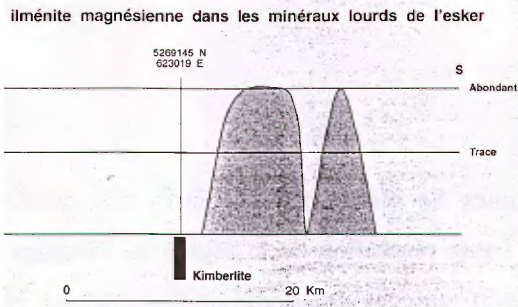


Figure 3 Dispersion de pyrope dans l'esker de Guigues

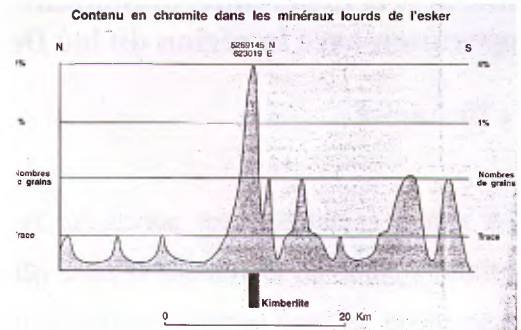
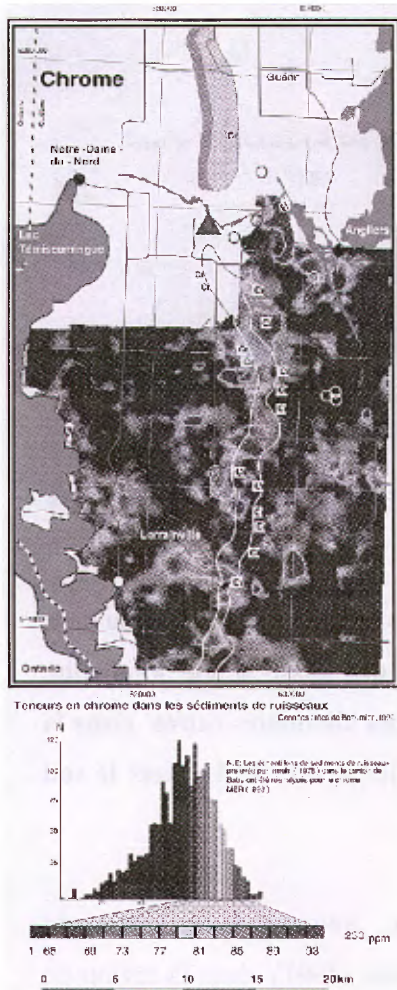


Figure 4 Dispersion de pyrope dans l'esker de Guigues

On peut donc avancer que des minéraux indicateurs de kimberlite sont lixiviés sous une forme biologiquement assimilable par la végétation. La phase lessivable (HNO_3) de la kimberlite de Guigues au Témiscamingue montre notamment, des teneurs élevées en **baryum** (316 ppm), **cérium**(108 ppm), **chrome**(449 ppm), **magnésium**(16,8%) et en **nickel** (1054 ppm).



Les travaux de Shao et Liu (1989) ont démontré la mobilisation de **Cr**, **Ba**, **La**, **Nb**, **Ni**, **Zn**, **Co**, **Pb** dans les sédiments de ruisseaux jusqu'à 1,6 km en aval de la kimberlite près de Fu Xian, dans la province Liaoning en Chine. Gregory et Tooms (1969) ont observé que les sédiments de ruisseaux, en aval des masses de lamproïtes de Prairie Creek en Arkansas, dispersaient des sidérophiles (**Ni**, **Mg**) auxquelles s'associent des **terres rares**, dont du niobium. On note donc un parallèle important entre les éléments mobilisés à partir de la kimberlite à Guigues vers l'esker pour être repris subséquentment dans les sédiments de ruisseaux.

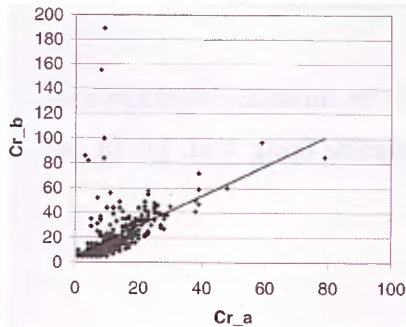
Figure 6 Dispersion en chrome dans les sédiments de ruisseau

Le chrome

Le chrome est présent sous la forme de chromite mais aussi associé au pyrope, de picroilmenite, de diopside, de spinel et de phlogopite (Muggeridge,1995).

Dans son travail dans la région de la kimberlite de Guigues au Témiscamingue, Beaumier et al. (1994) ont montré que le chrome est l'élément dominant au niveau du facteur caractéristique dans les sédiments de ruisseaux.

La méthode analytique partielle (HNO_3) met en solution ces indicateurs presque au même titre qu'une



analyse totale (figure 5). Ainsi, la chromite ainsi que les phlogopites chromifères sont les plus susceptibles d'être libérés et mobilisés dans les sédiments de ruisseaux ou de lacs. Selon Gibbs (1973), le chrome est surtout fixé aux oxydes de fer. Dans la région de Guigues, on observe la remobilisation des concentrations en chromite présent dans l'esker au sud de la kimberlite de Guigues, sous la forme de chrome dans les sédiments de ruisseau (figure 6).

figure 5 Cr (attaque partielle) versus Cr (total)

Le baryum

Muggeridge(1995) indique qu'au niveau primaire le baryum est un élément indicateur d'intrusion ultramafique alcaline important. Les feldspaths potassiques sont les plus grands porteurs de baryum. Il est présent sous diverses formes, telles que le priderite (Fe, Ba, K titanate du groupe de hollandite), en remplacement du calcium dans le pyrochlore ou dans les micas chromifères. Ces derniers (et les sous-produits de leurs altérations supergènes) sont les plus susceptibles de mobiliser (de façon soluble à l'acide nitrique) du baryum dans l'environnement secondaire. Les éléments baryum et cérium présentent, pour leur part, les plus forts facteurs d'enrichissement entre kimberlite et roche ultramafique permettant ainsi de discriminer les ultramafiques alcalines tels les kimberlites des roches ultramafiques (Fipke et al., 1995). Wilkinson et Kjarsgaard (1997) confirment que le baryum est 10 fois plus concentré dans les kimberlites du Lac De Gras que dans n'importe quelle autre lithologie présente dans le secteur.

Dans le travail d'orientation à proximité de la kimberlite de Guiguess, (Beaumier et Kirouac : document inédit) le baryum montre un signal marqué (teneurs doublant) et une corrélation avec d'autres lithophiles (Al, Mg, Na, K), des sidérophiles (Fe, Ni, Cr) ainsi qu'avec les terres rares dont le Ce.

Le Zirconium

Selon Muggeridge (1995), le zirconium serait essentiellement associé avec la présence de zircon. Les analyses géochimiques (attaque partielle à l'acide nitrique) libèrent très peu du zirconium présent dans un échantillon. Au Lac De Gras l'attaque totale effectuée donne des résultats nettement meilleurs.

Dans la région de Guigues (Beaumier et al., document inédit), les sédiments de ruisseaux montrent une augmentation des teneurs en ETR de près de 75 % à proximité de la kimberlite (rang VIII, lot 58 du canton de Guigues).

Le modèle au Lac De Gras

L'examen de la région du Lac De Gras permet de définir le signal géochimique obtenu dans les sédiments de lacs de cette région. En effet, les travaux de Kjarsgaard et al. (1992) présentent des réanalyses récentes plus complètes du premier levé de sédiments de lac effectué au Canada par le gouvernement fédéral en 1972 (Allan et al., 1973). On observe, à la figure 7, la position des kimberlites (gros point noir) ainsi que la mine de diamant Ekati ainsi que la dispersion en chrome observable dans les sédiments de lacs.

Les fortes concentrations en chrome (figure 7), en baryum (figure 8) en cérium (figure 9) et en zirconium (figure 10) associées aux kimberlites se reflètent dans les sédiments de lac. On y observe aussi l'influence du déplacement glaciaire. Celui-ci est essentiellement ouest-sud-ouest. Cette direction est conforme aux directions glaciaires rapportées dans la région suggérant que la composition chimique des sédiments de lac est en partie, le résultat d'une remobilisation du till.

L'association du chrome, du baryum et du cérium au-delà des seuils 85 ppm, 60 ppm et 550 ppm respectivement (figure 11), nous permet de circonscrire 85 % des kimberlites rapportés dans la région par Pell (1995).

Le potentiel diamantifère dans le Grand-Nord

L'interprétation des sédiments de lac du Grand-Nord montre des régions qui présentent un signal géochimique similaire à celui présent dans la région du Lac De Gras (Moorhead et al., 2000). Il est important à ce stade encore expérimental de s'assurer que ces « anomalies » ainsi que les critères qui ont

servi à les élaborer soient effectivement reliés à des dispersions de roches ultramafiques alcalines. Le signal dans les sédiments de lac dans la région du filon couche kimberlitique diamantifère dans le fjord d'Alluviak, fait partie d'une zone plus vaste où les nombreuses cibles sont orientées Nord-sud, correspondant à la zone d'épaississement de la croûte (figure 12). Ailleurs, (figure 13 et 14), ces zones semblent reliées spatialement à la présence de linéaments majeurs.

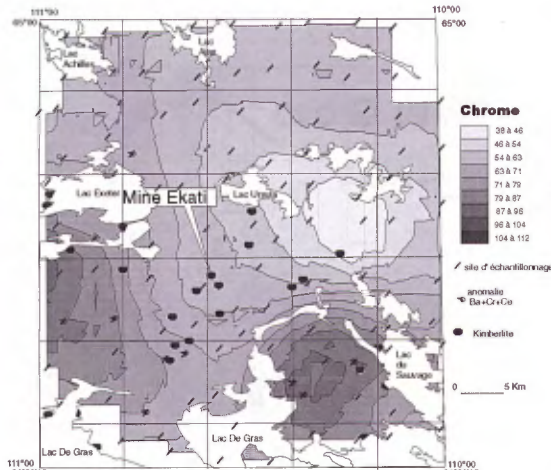


Figure 7 Chrome dans les sédiments de lacs Région du Lac De Gras

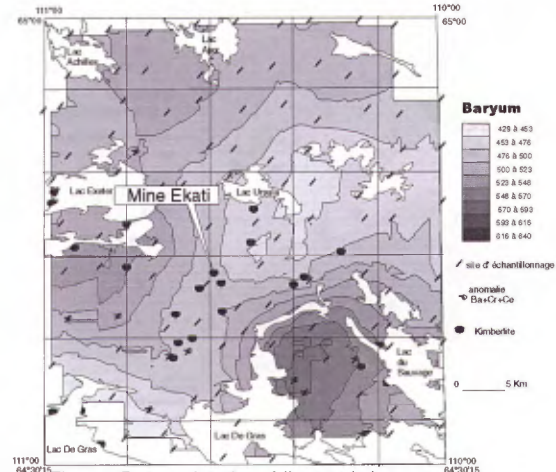


Figure 8 Baryum dans les sédiments de lacs Région du Lac De Gras

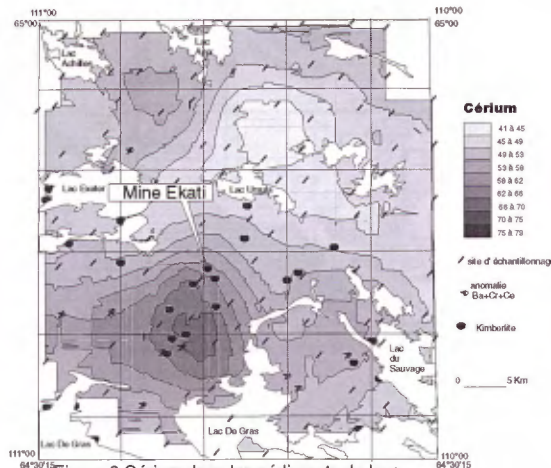


Figure 9 Cérium dans les sédiments de lacs Région du Lac De Gras

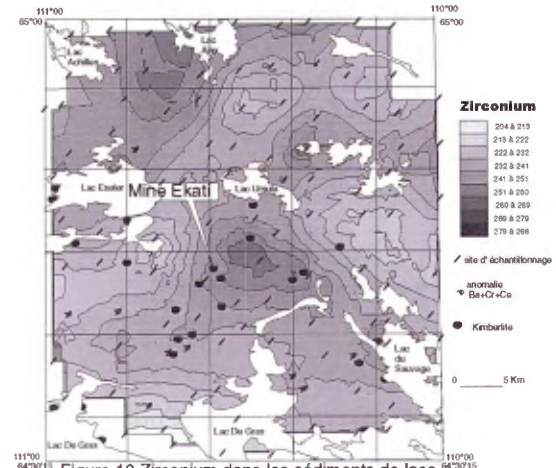


Figure 10 Zirconium dans les sédiments de lacs Région du Lac De Gras

Malgré ceci, il faut garder en mémoire qu'il est relativement facile de disperser du matériel riche en chrome, sur une lithologie riche en baryum, créant ainsi un « faut signal ».

Nous nous proposons donc :

a) d'étudier avec un levé détaillé de la minéralogie du till, une des cibles de sédiments de lac identifiée par Moorhead et al.(2000) soit celle située au nord du Feuillet 34A (57°00',73°20') (figure 13). La présence de minéraux indicateurs de kimberlite dans les échantillons de till du

secteur nous permettra de réinterpréter les données du levé de sédiments de lac et revaloriser les données en fournissant une série de cibles pour l'exploration. L'absence de ces minéraux permettra d'expliquer cette association inhabituelle d'éléments ;

b) un échantillonnage systématique du till avec description des minéraux indicateurs dans les régions de 34P et 34J.

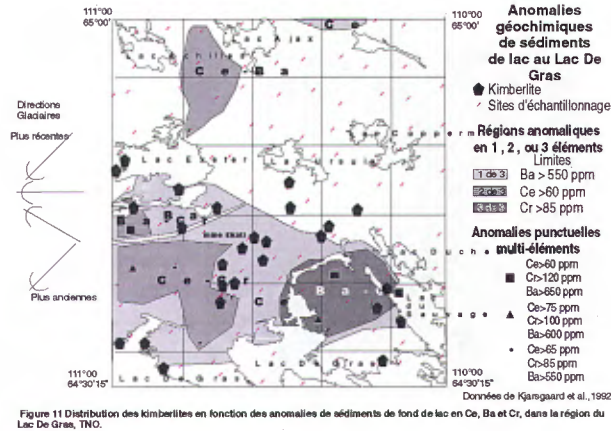


Figure 11 Distribution des kimberlites en fonction des anomalies de sédiments de fond de lac en Ce, Ba et Cr, dans la région du Lac De Gras, TNO.

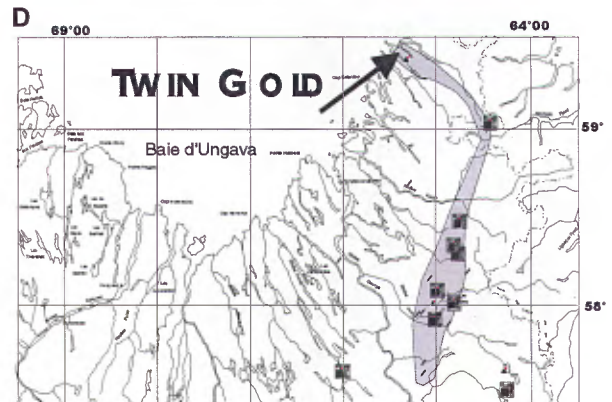


Figure 12 Anomalie en Cr+Ba+Ce dans la région des Torgats

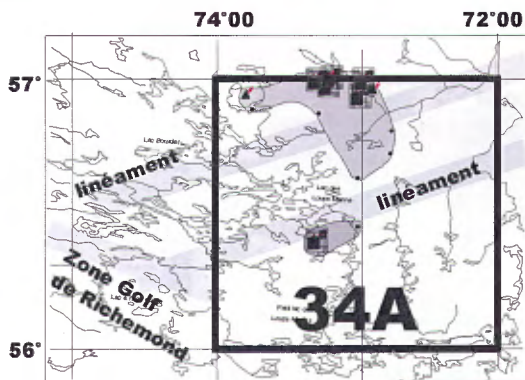


Figure 13 Anomalie en Cr+Ba+Ce dans la région

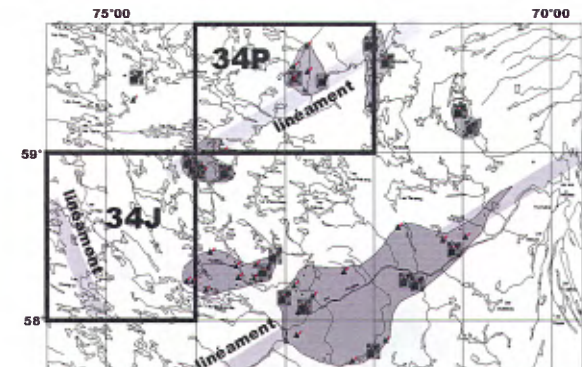


Figure 14 Anomalie en Cr+Ba+Ce dans la région des Torgats

Ces régions se trouvent soit dans le prolongement de la zone de déformation Allemand- Tasiat (figure 14), soit encore le long de linéaments NE-SW. De plus, on y retrouve plusieurs sites adjacents présentant un signal Cr+Ba+Ce similaire à celui présent au Lac De Gras .

De concert avec la phase d'échantillonnage, une cueillette intensive d'informations de la géologie du quaternaire nous permettra de mieux interpréter la direction de déplacement de ces anomalies et ainsi mieux cibler leurs sources.

Références

- Allan, R. J., Cameron, E.M., and Durham, C.C., 1973.** Reconnaissance geochemistry using lake sediments of a 36,000 square mile area of the north western Canadian shield (Bear-Slave Operation, 1972); Commission géologique du Canada paper 72-50.
- Beaumier, M., Dion, D.J., LaSalle, P., Moorhead, J., 1993.** Exploration du diamant au Témiscamingue.
- Beaumier, M., Rivard, P., Lefebvre, D. L., 1994.** Contribution de la géochimie et de la géophysique à la recherche de diamants le long du rift du lac Témiscamingue. M.E.R. MB94-63.
- Buks, I. I., 1965.** The use of geobotanical method in the search for kimberlite tubes in the Yakutian polar region. In : A.G. Chikishev (editor), Plant indicators of Soils, rocks and subsurface Waters. Consultants bureau, New York, p.173-175.
- Dunn, C. E., 1991.** Diamondiferous kimberlite in Saskatchewan, Canada_ a biogeochemical study. Journal of Geochemical exploration, 47 p.131-141.
- Gibbs, R.J., 1973.** Mechanisms of trace metal transport in rivers. Science 180, 71(1973).
- Gregory, P. and Tooms, J.S., 1969.** Geochemical prospecting for kimberlites. Q. Colo. Sch. Mines, 64(1); 265-305.
- Kjarsgaard, B., Friske, P.W.B., McCurdy, M.W., Lynch, J.J., Day, S. J., Durham, C.C., 1992.** Reanalysis of selected lake sediment samples from the Bear-Slave Operation, Northwest territories (NTS 76 B NW and 76 D NE). Commission géologique du Canada Open file 2578.
- Mathur, S.M. and Alexander, P.O., 1983.** Preliminary pedogeochemical and biogeochemical studies on the Hinota kimberlite, Panna District, MP. Proc. Indian. Acad. Sci. (Earth Planet Sci.), 92/1 : p. 81-88.
- Moorhead, J., Perreault, S., Berclaz, A., Sharma, K.N.M., Beaumier, M., Cadieux, A.-M., 2000.** Kimberlites and diamonds in Northern Quebec. MRN, PRO 99-09.
- Muggeridge, M.T., 1995.** Pathfinder sampling techniques for locating primary sources of diamond : recovery of indicator minerals, diamonds and geochemical signatures. Journal of geochemical exploration 53 pp.183-204.
- Pell, J., 1995.** Kimberlites and diamond exploration in the central Slave Province, NW territories; Geological division; DIAND, EGS 1995-1, map at scale 1:500 000.
- Shao, Y et Liu, J., 1989.** A geochemical method for the exploration of kimberlite. Journal of geochemical Exploration, 33. P.185-194.
- Wilkinson, L. and Kjarsgaard, B.A., 1997.** Modeling the spatial relationship between lake sediment/till geochemistry anomalies and kimberlites, central slave province, NWT : effects of sample media and quality control. In « Proceedings of Exploration 97 : Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration » edited by A.G. Gubins, 1997, p.165-168.

Les suites tonalitiques du Bloc de Minto: Pétrographie et variations géochimiques

Jean Bédard (CGQ)

Les Terrains plutoniques granodioritiques-granitiques archéens du Minto contiennent une fraction importante de croûte recyclée [1]. Les tonalites-trondhjémities (TT) sont largement distribuées, peuvent être plus anciennes (3100-2800Ma [1, 2]), et formèrent par la fusion de metabasites à grenat [3]. Les TT du Minto contiennent surtout du plagioclase (souvent antiperthitique, An15-32) et du quartz. Dans les zones à faible intensité magnétique elles contiennent de la biotite, des oxides (magnétite + ilménite), un peu de microcline et de zircon, de la titanite, de l'apatite et souvent de l'épidote. La muscovite, le grenat manganifère, et des tourmalines (schorl) sont localement présents. Les tonalites contiennent un peu d'amphibole, et plus de phases traces que les trondhjémities. Les diorites peuvent avoir des feldspaths plus calciques (An30-40), contiennent parfois de l'augite, mais ne contiennent pas d'épidote magmatique. Les contacts entre les feldspaths et quartz sont très échancrés, suggérant un manque d'équilibre. Certaines tonalites préservent des phénocristaux de plagioclase zonés en forme de lattes. Ces morphologies ne sont pas compatibles avec de fortes déformations plastiques.

Dans les TT à pyroxène (enderbites), l'épidote magmatique, la titanite et la hornblende sont absents, remplacés par des assemblages d'orthopyroxène, clinopyroxène, biotite et magnétite-ilménite. Leurs feldspaths sont semblables à ceux des TT à hornblende-biotite; mais les biotites sont nettement plus titanifères. La morphologie des grains suggère une origine ignée pour plusieurs de ces roches. On pourrait croire que ces enderbites représentent simplement un faciès anhydre des TT-Hb-Bi; mais des données préliminaires sur une enclave métasédimentaire au cœur du complexe de Troie (98-3251-C) indiquent la présence de saphirine, impliquant des pressions plus élevées. Les enderbites représenteraient donc des domaines de croûte plus profonde, exhumées par des cisaillements normaux.

Les épidotes dans les TT-Hb-Bi sont présents dans tous les terrains examinés. Seul l'Utsalik les contient en proportions moindres. Les épidotes contiennent parfois des coeurs d'allanite; les deux ont des lamelles de croissance très fines, et des zones de résorption internes; ont un spectre compositionnel étroit (Ps23-26) typique des épidotes ignés; et sont présents dans des roches fraîches. Ces observations suggèrent une origine magmatique pour la plupart des cas. Les épidotes dans la partie est du complexe de Faribault-Thury sont souvent recristallisés par la déformation Protérozoïque, mais semblent préserver leur composition primaire néanmoins. Ailleurs, les épidotes sont souvent partiellement recristallisés lorsqu'en contact avec la chlorite. Ceux-ci sont typiquement enrichis en fer. L'épidote magmatique est partiellement

résorbé contre les quartz et feldspaths, impliquant le début de la cristallization a 8 Kb (~25Km) suivi d'une montée à l'état magmatique [4]. La décompression serait responsable de leur déstabilization.

Certaines roches contiennent des belles plaquettes de muscovite en intercroissance avec la biotite, et contenant des inclusions idiomorphes d'épidote+allanite d'apparence ignée. Les bordures de ces muscovites sont partiellement résorbées lorsqu'elles dépassent de leur armure de biotite. Ces muscovites contiennent des contenus élevés de TiO₂ (0.5-1.5%), suggérant une origine ignée. Les données expérimentales suggèrent que les muscovites ignées ne sont pas stables à des pressions inférieures à 7-11 km. Donc, les muscovites supportent le modèle indiqué par l'épidote: début de la cristallization à haute pression suivi d'une montée à l'état magmatique d'une bouille de cristaux + liquide.

Les tonalites ont un profil de terres rares lourdes plat (HiREE), de petites anomalies -Eu, de fortes anomalies -Nb, un enrichissement modéré en LILE+Th, et le SiO₂ entre 60 et 70%. Les trondhjémities sont appauvries en terres rares lourdes (LoREE), ont le SiO₂ > 70%, et ont moins de FeO, MgO, CaO, P₂O₅, TiO₂ que les tonalites. Les LoREE ont des anomalies +Eu, mais des profils (LILE+Th+Nb) semblable aux HiREE.

Le développement de ségrégations mafiques/felsiques dans ces roches n'est probablement pas du à l'entraînement/tri de restites, puisque le grenat y est rare. Les tonalites de Maricourt semblent être moins déformées. La présence de dykes syn-plutoniques progressivement déformés suggère que la migmatization n'est pas la cause dominante des ségrégations. On l'attribue plutôt à l'action de la cristallization fractionné syn-cinématique, canalisant le mouvement des liquides fractionnés, tout en permettant aux cristaux mafiques précoces de s'organiser en schlieren. Les trondhjémities semblent représenter les résidues du fractionnement des tonalites. Des modélisations suggèrent 20% de fractionnement, surtout de plagioclase. L'extraction de proportions mineures d'apatite + titanite + épidote + allanite + zircon expliquerait l'appauvrissement progressif des terres rares et autres traces.

Références

- [1] Stern et al., 1994, Prec.Res. 65 :115-153.
- [2] Percival et al., 1992, CJES 29:2287-2308.
- [3] Martin 1999, Lithos 46:411-429.
- [4] Zen et al., 1984, Geology 12:515-518.

Le chevauchement des roches de la Fosse du Labrador et de ces équivalents stratigraphiques: l'exemple de la séquence supracrustale de la région du lac Nagvaraaluk

Nathalie Bouchard, Normand Goulet (UQAM) et Louis Madore (MRN)

Le terrain couvert par cette étude est situé sur la péninsule de l'Ungava, à quelques 60 km au nord de la rivière Arnaud et à environ 50 km au sud-ouest du village de Quaqaq. L'examen détaillé porte principalement sur une séquence de roches traditionnellement interprétée comme étant un bassin autochtone d'âge Paléoprotérozoïque apparenté à la Fosse du Labrador et en discordance angulaire sur le socle archéen.

Le présent ouvrage vise donc (1) à produire un levé géologique de la séquence supracrustale paléoprotérozoïque de la région du lac Nagvaraaluk, (2) à caractériser le style structural de cette séquence et du socle sur lequel elle repose afin de reconstituer l'histoire tectonique du secteur, (3) à comparer ce style structural avec celui des roches de la Fosse du Labrador situées juste au sud, (4) à étudier l'effet de la déformation et du métamorphisme protérozoïque dans le socle archéen en utilisant les dykes paléoprotérozoïques de la rivière Payne comme marqueur et (5) à tenter de lier l'événement tectonique observé dans le secteur d'étude avec celui de la ceinture de l'Ungava (Cape Smith).

Les roches supracrustales paléoprotérozoïques de la région du lac Nagvaraaluk reposent tectoniquement sur un socle archéen tonalitique et/ou volcano-sédimentaire appartenant à la sous-province de Minto (Province du Supérieur) (Figure 1). Ces roches supracrustales ont subi plusieurs phases de plissement (tectonique polyphasée). De nombreux indicateurs cinématiques, surtout rencontrés dans des schistes mylonitiques situés à la base de la séquence révèlent un transport tectonique du NW vers le SE. Le socle archéen est aussi affecté par cet événement tectonique et une déformation ductile à ductile-cassante y est associée. Des veines de quartz de dimensions métriques attribuées au cisaillement sont aussi observées. Cette zone de déformation correspond à un décollement majeur formé durant le transport tectonique des roches supracrustales paléoprotérozoïques de la région du lac Nagvaraaluk et celles de l'extrémité nord de la Fosse du Labrador sur le craton archéen. Ce "bassin" correspond donc à une klippe montrant des évidences de déplacements tectoniques (nappes ?) du NW vers le SE pouvant peut-être s'apparenter aux unités de la Fosse de l'Ungava, également allochtone par rapport au socle archéen. Un événement tardif D3 formant des traces axiales orientées NW-SE à N-S, replisse la klippe (Figure 2).

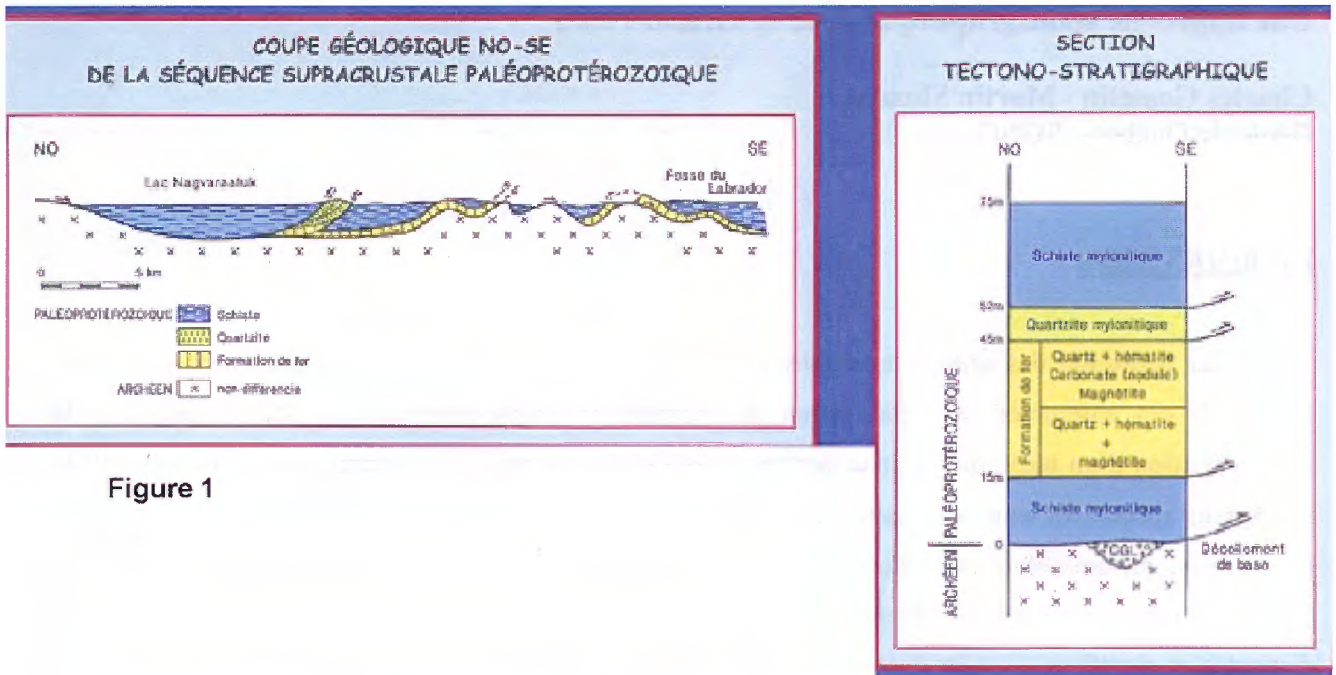


Figure 1

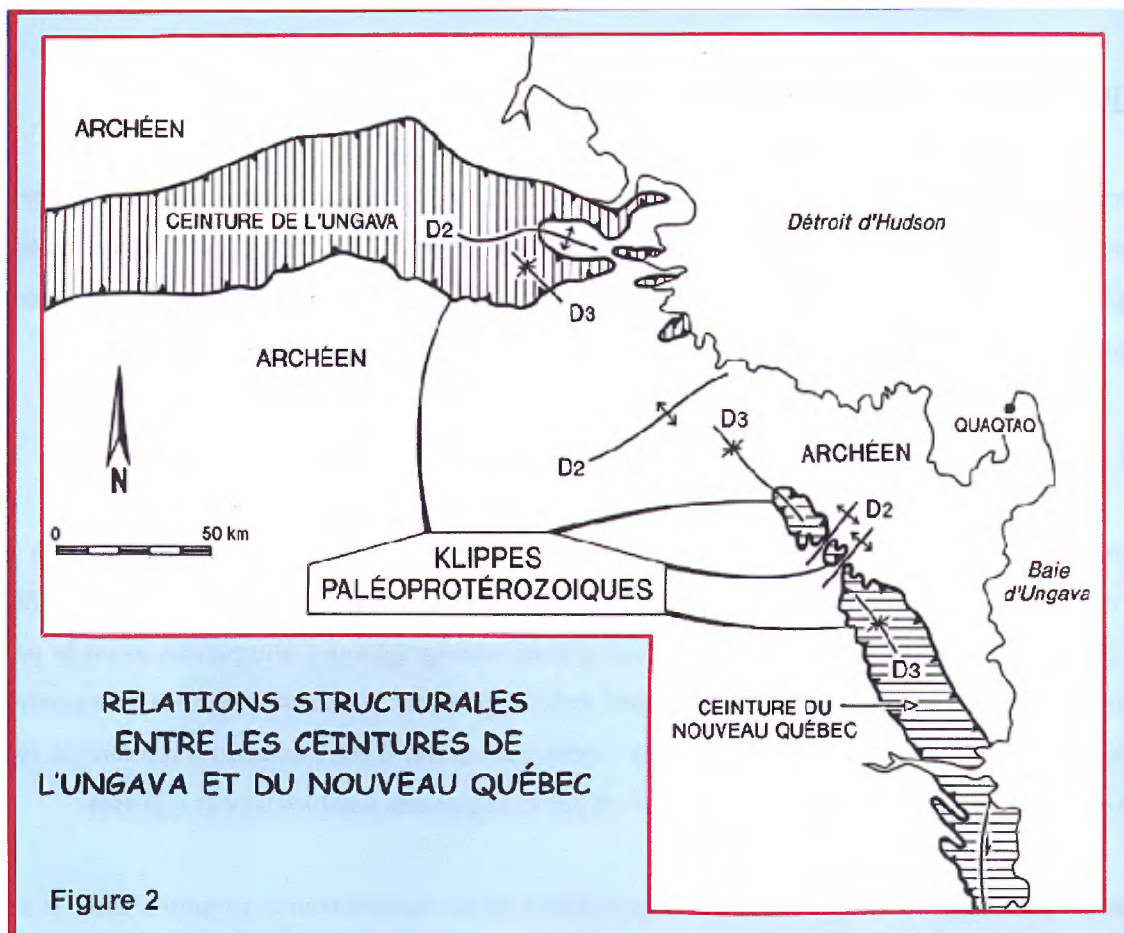


Figure 2

Une approche stratigraphique pour le Grand-Nord

Charles Gosselin - Martin Simard
Géologie Québec- SGNO

INTRODUCTION

La définition des grands ensembles tectono-stratigraphiques (blocs, sous-provinces, domaines, limites de ces ensembles) et l'élaboration de modèles géotectoniques globaux sont essentiels à la compréhension d'un territoire. Pour en arriver à cette compréhension, de nombreuses études traitant de sujets plus spécialisés sont nécessaires. (étude des suites tonalitiques, études sur le volcanisme, études structurales, métamorphiques, lithogéochimiques, géochronologiques, etc.). Toutefois les travaux de terrain, la mise en cartes des données et le regroupement des corps rocheux en entités géologiques distinctes et significatives sont des étapes essentielles qui permettront de mettre en relation et de tirer profit de toutes ces connaissances sur un plan régional.

HISTORIQUE

Depuis le début du projet Grand-Nord, l'aspect particulier de la stratigraphie a suscité de nombreuses discussions qui ont porté sur deux sujets principaux : les grandes **divisions tectono-stratigraphiques**, leurs nomenclatures et leurs limites et le **code stratigraphique**, comme outil essentiel pour uniformiser entre les équipes, la façon de classer et de nommer nos unités.

Résultats

Au niveau des **grandes divisions tectono-stratigraphiques**, ces discussions ont mené à une forme de consensus : on doit définir nos unités stratigraphiques selon leurs propriétés et leurs attributs inhérents indépendamment des limites des domaines tectono-stratigraphiques interprétées avant le projet Grand-Nord. Les données obtenues et les unités ainsi définies pourront alors servir de base à de nouvelles interprétations, définition de limites ou tous autres sujets. Par contre, il est tout aussi important de rester attentif aux limites de ces domaines dans la mesure où des changements notables sont enregistrés.

En ce qui concerne les concepts de classifications et de nomenclatures proposés dans le **code stratigraphique**, ils semblent être, aujourd'hui, assez bien assimilés par la plupart des équipes. Reste

toutefois à mieux établir les propriétés, les associations lithologiques ou les phénomènes particuliers qui sont à considérer lors de la définition d'une suite lithodémique en unités formelles ou informelles. Également et surtout, la description de toutes ces caractéristiques représente probablement l'apport le plus important dérivant de nos travaux.

DÉFINITION D'UNE SUITE

Au-delà, de la nomenclature stratigraphique qui se doit d'être utilisé correctement (dans le cas qui nous préoccupe il s'agit essentiellement de définir des « Suites » et des « Complexes »), les différents caractères qui sont à considérer lors de l'élaboration d'une unité, se doivent d'être distinctifs et reconnaissables (particularités lithologiques, minéralogiques, structurales, métamorphiques), mais également significatifs et utiles. C'est pour quoi le code spécifie « qu'une suite comprend deux ou plusieurs lithodèmes **associés** et de même **classe** » Autrement dit, une suite comprend deux ou plusieurs unités cartographiables de même **classe** et qui montrent une certaine **association** entre elles comme par exemple : 1- deux ou plusieurs types lithologiques appartenant à une même suite évolutive ou encore 2- une même suite qui demeure reconnaissable mais qui a subi certaines modifications suffisamment significatives pour permettre de la diviser en sous-unités cartographiables possédant chacune leurs caractères distinctifs (migmatisation, déformation, altération, métamorphisme, etc.).

Exemple d'élaboration d'une suite

Prenons comme exemple la Suite tonalitique de Favard. Cette suite définie dans la région de Gayot en 1998 se caractérise par des tonalites à biotite, leucocrates ou trondhjémites (Gosselin et Simard, 2000). Dans Maricourt, elle a été reconnue mais avec d'autres unités constituées de diorite et de tonalite à hornblende. Certaines indications de terrains suggèrent que ces lithologies représentent des phases plus précoces associées aux trondhjémites et elles sont donc regroupées à l'intérieur de la Suite tonalite-trondhjémite de Favard et divisées en trois unités de base, l'unité 1 de diorite, 2 de tonalite et 3 de trondhjémite (tableau 1). Chacune de ces trois unités lithologiques présente parfois certaines particularités reliées à leur minéralogie ou encore à différents phénomènes extérieurs comme le métamorphisme, la migmatisation, la déformation et l'association avec d'autres lithologies. Dans plusieurs cas, il est possible de les diviser en sous-unités cartographiables informelles (tableau 1).

Dans cet exemple:

1- La Suite de Favard désigne une entité géologique complète et cohérente.

2- Sa conception et ses divisions font appel à un certain niveau d'interprétation qui permet aux auteurs de présenter leurs idées. (suite tonalite-trondjémite, unités migmatisées, unités métamorphisées)

3- Loin de rendre complexe, la subdivisions en sous-unités informelles:

-permet de présenter et de décrire facilement de nombreux phénomènes et variations rencontrés tout en les situant précisément sur le territoire

-nous assure d'un minimum de perte d'information et offre une grande **flexibilité** aux changements, quelque soit la progression des idées et des interprétations futures

-évite la prolifération de termes formelles de nomenclature qui risquent d'être à moyen terme éphémères et peu utiles.

Types de phénomènes particuliers	Suite de Favard ,(Afav)		
	Unité 1, diorite	Unité 2, tonalite à Hb-Bo	Unité 3, trondhjémite
Migmatisation (sous-unités a)		2a	3a
Composition ou association avec d'autres lithologies (sous-unités b)		2b (plus mafique et avec injections abondantes de IIC, secteur Utsalik)	3b (abondantes lentilles ou enclaves de M1(IID), M4 et V3 (M16)
Métamorphisme au facies des granulites, sous-unités c ou (c)		2d (c), localement tonalite verte, granulitique?	3b (c) et 3c (IIE à biotite rouge)
Recristallisation (texture plus grossière, sous-unités d)		2a(d) (secteur Bienville)	3a(d) (secteur Bienville)
Déformation (sous-unités e)			3 e (très forte foliation)

Tableau 1. Exemple de divisions lithostratigraphiques informelles à l'intérieur d'un ensemble principal.

Exemple de relations régionales

Prenons par exemple, les grandes unités tonalitiques définies par nos travaux 1998 et 1999. Du nord au sud, nous avons la Suite gneisso-tonalitique de Brésolles et la Suite tonalitique de Favard (Gosselin et Simard, 2000) qui occupe les régions de Gayot et de Maricourt. Plus au Nord, les principales unités tonalitiques dans les régions de Nedlouc et d'Aigneau sont divisées en plusieurs suites : les tonalites de la Suite de Charnière, celles de la rivière aux Feuilles et celles de Sullupaugalik (Parent et al., 2000). Dans la région de Peters (1998) les tonalites sont regroupées à l'intérieur d'une unité appartenant au Complexe de Faribault-Thury (Madore et al., 1999). Sur le plan descriptif, toutes ces unités se comparent en tout ou en partie avec les unités et sous-unités de la Suite de Favard. Toutefois, ces comparaisons lithologiques, texturales ou autres ne permettent pas d'établir de véritables relations dites « significatives » entre ces corps, soit une véritable stratigraphie.

Des renseignements supplémentaires semblent essentiels. Outre les principes de recoupements, les datations isotopiques représentent probablement l'outil principal qui permettra d'établir des liens entre nos unités. En effet, les datations sont pour nos travaux ce que le principe de superposition est à la compréhension des séquences litées. Les données que nous avons présentement (David, 2000) bien que préliminaires, montrent en fait toute la complexité des unités intrusives tonalitiques. Dans l'exemple que nous présentons, il est possible en effet de définir au moins cinq phases: 1 -une phase très ancienne de gneiss tonalitique entre 2,85 et 3,1 Ga correspondant aux tonalites du Complexe de Faribault-Thury ainsi qu'à d'autres gneiss répertoriés dans le domaine de Goudalie (Percival et al., 1992), 2- une seconde phase à environ 2,78 Ga correspondant à la Suite de gneiss tonalitique de Brésolles ainsi qu'à d'autres facies tonalitiques rencontrés plus au nord dans les régions de Aigneau et de La Potherie (David, 2000), 3- une troisième à 2,74 Ga, qui pourrait être représentée par les tonalites de la suite de Charnière (Parent et al., 2000), 4- une phase importante entre 2,72 et 2,73 correspondant à la Suite de Favard (région de Gayot et de Maricourt) et finalement 5- une phase tardive entre 2,70 et 2,71 Ga.

SITUATIONS ACTUELLES

Le projet Grand Nord représente la réalisation d'importants projets de levés géologiques à grande échelle sur de vaste territoire et ce par plusieurs équipes. Un défi important est l'harmonisation, sur l'ensemble du territoire couvert, des entités ou unités géologiques qui sont définies et mises en plan. Dans un premier temps, la jonction des cartes est examinée afin qu'il y ait une juxtaposition cohérente

d'ensembles rocheux de nature comparable. Il s'agit là sans doute de l'étape la plus importante et la plus essentielle.

Dans un second temps, la nomenclature stratigraphique de certaines unités définies dans une région peut être étendue aux régions avoisinantes. Cet exercice doit cependant se faire uniquement dans le cas où les corrélations envisagées sont suffisamment sûres et se basent sur des données descriptives précises et idéalement chronologiques. Il semble pour l'instant prématuré de vouloir étendre sur un trop vaste territoire une nomenclature établie dans une région en particulier, d'autant plus que cet exercice présente certains inconvénients. En effet, si la nomenclature stratigraphique représente un outil de classification particulièrement efficace permettant de décrire par un seul nom une unité complexe, il a par contre l'inconvénient de niveler par le bas la description des particularités locales.

CONCLUSION

Les levés géologiques réalisés dans le Grand-Nord doivent continuer à mettre l'accent sur une définition cohérente des unités rocheuses en se basant sur le respect du code stratigraphique mais surtout sur une description juste et complète des unités. Il semble important que les relations stratigraphiques purement descriptives pouvant être définies sur un plan régional soient appuyées par un certain nombre de datations isotopiques. De plus, un échantillonnage mieux ciblé serait à envisager pour améliorer la portée de ces données chronologiques essentielles. Il serait également à prévoir un échantillonnage stratégique supplémentaire au cours l'été 2000 afin de compléter nos données de datation sur les territoires levés en 1998 et 1999.

RÉFÉRENCES

DAVID, J., 2000 – Résultats préliminaires d'âges isotopiques ; projet Grand-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec; inédit.

GOSSELIN, C. - SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-06.

MADORE, L. – BANDYAYERA, D. – BÉDARD, J.H. – BROUILLETTE, P. – BEAUMIER, M. – DAVID, J., 1999 – Géologie de la région du lac Peters (SNRC 24M). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-07.

PARENT, M. - LECLAIR, A. - DAVID, J. - SHARMA, K., 2000 - Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13.

PERCIVAL, J.A. - MORTENSON, J.K. - STERN, R.A. - CARD, K.D. - BÉJIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. Journal Canadien des Sciences de la Terre; volume 29, no 10, pages 2287-2308.

Limite septentrionale de la sous-province de La Grande: contraintes isotopiques (Sm-Nd, Pb-Pb) sur des roches du projet Gayot

Isnard H., Gariépy C., Stevenson R., David J.

GEOTOP/Sciences de la Terre. UQAM, B.P. 8888 Succ. Centre-ville, Montréal QC, H3C 3P8, d225310@er.uqam.ca

OBJECTIFS

La campagne cartographique réalisée par le Ministère des Ressources naturelles pendant l'été 1998, dans le cadre du projet Gayot, a mis en évidence de nombreux points communs entre le domaine de Goudalie et la Sous-province de La Grande, située plus au sud. Le travail de compilation géologique propose que ces deux domaines soient considérés comme une même entité tectonostratigraphique. Dans le cadre d'un projet de doctorat visant à mieux cerner l'évolution géochimique de la Sous-province de La Grande dans son ensemble, nous disposons maintenant d'une base de données isotopiques Sm-Nd et Pb-Pb pertinente à cette problématique. Ainsi nous a-t-il paru judicieux d'analyser une dizaine d'échantillons déjà datés par la méthode U-Pb (David J., MRNQ) afin de confirmer ou d'infirmer, par le biais des signatures isotopiques, l'hypothèse d'une unification des deux sous-provinces.

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ROCHES ETUDIEES

La région de Gayot se situe au point de rencontre de quatre sous-provinces géologiques appartenant à la Province du Supérieur, soit celles de l'Ashuanipi à l'est, de La Grande au centre sud, de Bienville à l'ouest et de Minto au centre nord. La sous-province de Minto est représentée dans la région d'étude par le domaine de Goudalie (Percival et al. 1992).

Le domaine de Goudalie est constitué de roches tonalitiques, de ceintures de roches supracrustales d'origine volcano-sédimentaire ainsi que d'intrusions tardives comprenant des tonalites, granodiorites et granites. Les datations réalisées par J. David mettent en évidence la présence d'un socle tonalitique âgé de 2794 Ma, soit la Suite de Bresolles. Les intrusions tardives ont été datées à 2.73 Ma, soit une tonalite foliée de la suite de Favard, et à 2.68 Ga pour une granodiorite de la suite de Maurel. Un tuf à cristaux échantillonné dans la ceinture de Coulon a livré un âge d'éruption plus ancien à 2.86 Ma, tandis qu'un porphyre de la bande volcanique située au sud de la ceinture de Vénus a été daté à 2.7 Ga. De même, divers intrusifs tardifs échantillonnés dans les sous-provinces de Bienville et d'Ashuanipi ont livré des âges de l'ordre de 2.7 Ga.

Dans la Sous-province de La Grande, le socle tonalitique s'est formé entre 2881 et 2788 Ma. Les séquences volcano-sédimentaires reposant sur ce socle comprennent deux cycles volcaniques distincts. Le premier cycle mafique-felsique correspond aux volcanites du Lac Guyer, datées à 2749 Ma (Ciesielski), ainsi qu'aux volcanites du Groupe de Yasinski datées à 2732 Ma. Le second cycle intermédiaire-felsique est daté à 2708 Ma. Finalement, la plupart des intrusions tardives mises en place dans la sous-province de La Grande se font pendant la période allant de 2750 à 2618 Ma. Les études récentes (métallogénique, géophysique, géochronologique et géochimique) ont mis en évidence une différence majeure entre le domaine de La Grande Rivière, au nord, et le domaine de la Rivière Eastmain plus au Sud (Gauthier et al. 1997). Les signatures isotopiques de ces deux domaines sont effectivement très différentes, le domaine de la rivière Eastmain montrant un caractère beaucoup plus juvénile (ou mantellique).

L'étude a porté sur des roches plutoniques et volcaniques felsiques. Nous avons effectué 7 analyses Sm-Nd sur roches totales. Le gneiss tonalitique (MS-68) de la Suite de Bressole sera comparé directement aux gneiss anciens de la Sous-province de La Grande. La tonalite foliée (MS-73) de la suite de Favard et les intrusifs tardifs (CG-1013, IL 5033) seront comparés aux intrusifs syn- à post-tectoniques. Deux volcanites felsiques, soit un porphyre (IL-5047) daté à 2.7 Ga et un tuf intermédiaire (JD-6141) non daté dans le domaine de Goudalie seront quant à eux comparés aux équivalents effusifs plus au Sud. Enfin une péridotite de la ceinture de Vénus (VE-70B) a aussi été étudiée.

Pour compléter cette base de données, 8 analyses Pb-Pb sur feldspath potassique ont été réalisées. Cinq d'entre elles ont été menées sur les roches étudiées par Sm-Nd, laissant de côté le tuf intermédiaire JD-6141 et la péridotite VE-70B. Nous y avons ajouté une tonalite foliée (MS-92A) de la suite de Beusac (2.7 Ga) et un granite tardif (MS-92C) de la sous-province d'Ashuanipi, de même que le tuf à cristaux (EN-3186) daté à 2.86 Ga.

RESULTATS ET INTERPRETATION

Les résultats Sm-Nd et Pb-Pb ont été reportés aux figures 1 et 2, respectivement. Il faut noter que tous les ϵ_{Nd} ont été calculés sur la base de l'âge de mise en place de ces roches, tel que déterminé par la méthode U-Pb (J. David).

Le gneiss tonalitique de la suite de Bressoles livre un $\epsilon_{Nd}(2.794)$ de +0.95 avec un âge modèle calculé par rapport au manteau appauvri de 2915 Ma. Les gneiss anciens de la Sous-province de La Grande présentent des ϵ_{Nd} à 2.8 Ga entre -1 et +1, et des âges modèles entre 2923 et 3030 Ma. On peut seulement signaler ici que la valeur ϵ_{Nd} de ce gneiss est plus juvénile et que son âge modèle est plus jeune que ceux des gneiss plus au Sud, sans mettre en évidence quelque différence ou similitude

significative. Par contre les données Pb-Pb apportent une information supplémentaire. En effet, la composition du Pb initial contenu dans le gneiss tonalitique est moins radiogénique que celle des gneiss anciens de la Sous-province de La Grande. Ces derniers livrent en effet les rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ les plus radiogéniques connus à ce jour dans la partie Est du Supérieur. Le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ est d'un grand intérêt pour l'étude de l'origine des magmas archéens. Ceci parce que l' ^{235}U (père du Pb^{207}) possède une demi-vie nettement plus courte que celle de l' ^{238}U (père du ^{206}Pb), donc l'essentiel du ^{207}Pb fut produit au début de l'histoire de la Terre. Dans le cadre de ce travail, on peut donc déduire que les gneiss de la Sous-province de La Grande ont une signature isotopique en Pb qui reflète la présence d'une composante crustale plus âgée que les gneiss tonalitiques de la région du lac Gayot. Cette remarque ne repose présentement que sur l'analyse d'un seul échantillon dans la région du lac Gayot; des analyses additionnelles sont indispensables.

Le caractère isotopique plus juvénile de cette partie de la Province du Supérieur se lit également dans les signatures Sm-Nd et Pb-Pb des roches intrusives syn- à post-tectoniques et des volcanites felsiques. En effet la tonalite foliée de la suite de Favard, la granodiorite de la suite de la Bazinière et un granite tardif livrent des ϵNd entre +1 et +2, valeurs qui sont supérieures à celles de toutes les roches granitoïdes étudiés dans la sous-province de La Grande. Ces signatures sont toutefois moins primitives que celles observées pour les roches granitoïdes de la région de la rivière Eastmain (valeurs de ϵNd entre +2 et +3). Dans le même ordre d'idée les deux volcanites présentent des ϵNd entre +1 et +2, valeurs intermédiaires à celles des volcanites de la Grande et d'Eastmain.

Les signatures en Pb confirment ces constatations. A l'exception de quelques échantillons les intrusifs et les volcanites felsiques de la région de Gayot ont des rapports en Pb moins radiogéniques en moyenne à ceux de La Grande plus au Sud, mais plus radiogéniques que ceux de la rivière Eastmain.

En dernier lieu la péridotite de la ceinture de Vénus livre un ϵNd de +2.47 (non représenté sur la figure), valeur plus radiogénique que tous les intrusions ultramafiques analysées dans le domaine de la Grande Rivière, dans la ceinture volcanique du Lac Guyer en particulier.

CONCLUSIONS

Ces résultats concernant les roches du projet Gayot permettent d'apporter un premier éclairage concernant l'appartenance de la Sous-province de La Grande et de Goudalie à une même unité tectonostratigraphique. L'étude permet de mettre en évidence la spécificité géochimique de la Sous-province de La Grande. Les signatures en Nd et en Pb soulignent la contribution d'une croûte ancienne

dans la genèse des intrusifs. Le domaine de Goudalie présente quant à lui, dans la partie sud du bloc de Minto, un caractère plus juvénile. Il serait évidemment souhaitable de comparer ces signatures à celles plus au Nord.

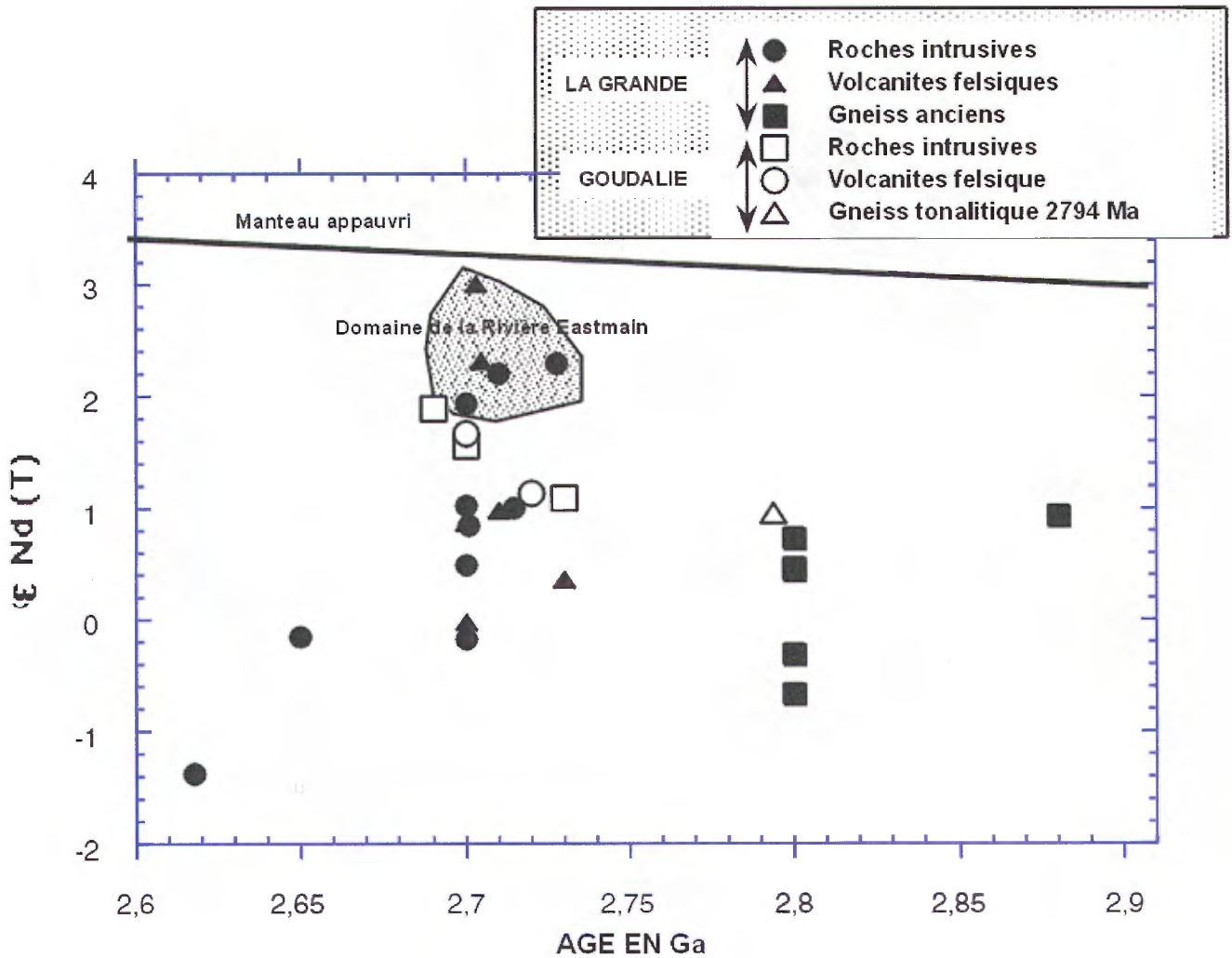


Figure 1: ϵ_{Nd} en fonction du temps (Ga) pour des analyses de roches totales. Les données obtenues dans le cadre du projet Gayot ont été marquées en symbole vide. Les symboles pleins figurant les roches de la sous-province de La Grande ss.

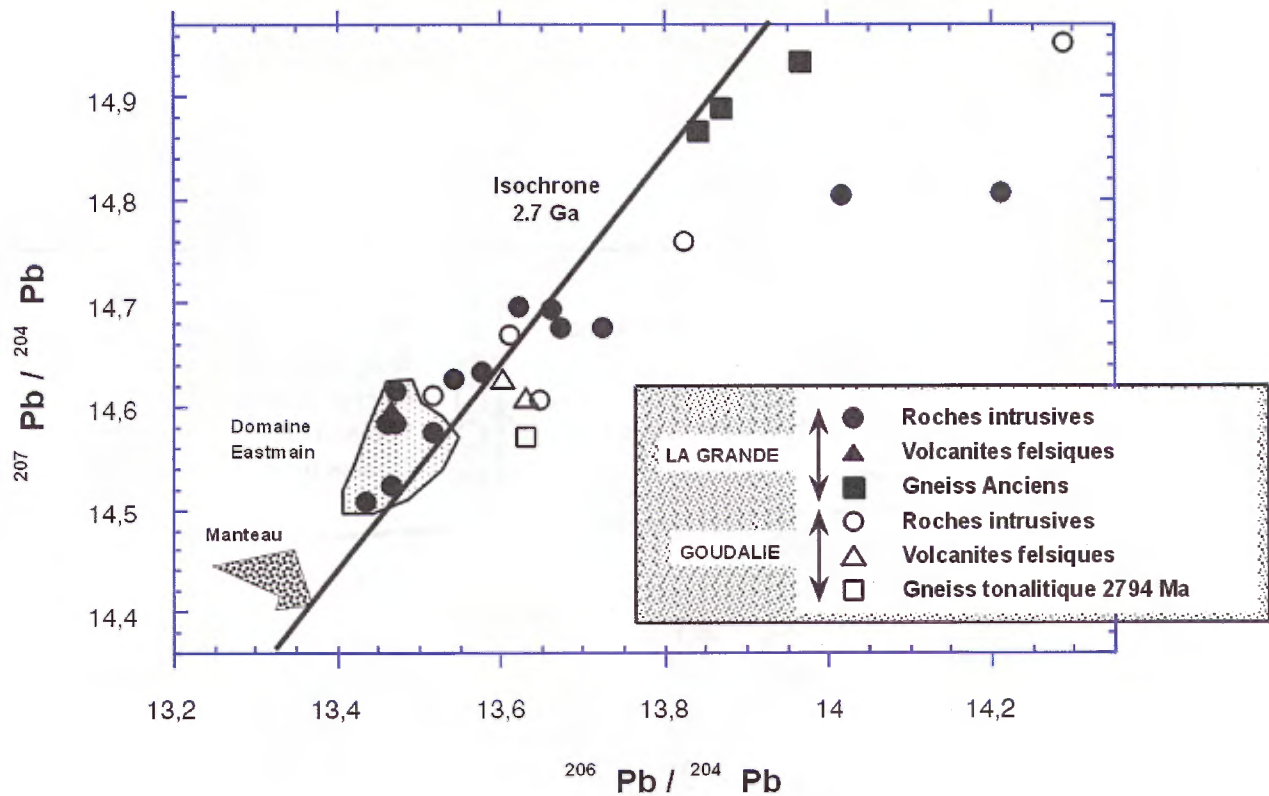


Figure 2: Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pour des données obtenues sur des feldspath potassiques. Les mêmes symboles que ceux de la figure 1 sont utilisés. L'isochrone à 2.7 Ga a été calculée en utilisant les valeurs initiales en Pb de Canyon Diablo et l'âge de la Terre a été choisi à 4.46 Ga.

Références

GAUTHIER M., LAROCQUE M., CHARTRAND F. 1997 Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des ressources naturelles. **MB 97-30**.

PERCIVAL J.A., MORTENSEN J.K., STERN R.A., CARD K.D., BEGIN N.J. 1992 Giant granulites terranes of northeastern Superior Province: the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**: 2287-2308.

Métallogénie du Minto: Potentiel minéral à l'extérieur des ceintures de roches volcano-sédimentaires

Jean-Yves Labbé, Pierre Lacoste

Géologie Québec

Les terrains précambriens fortement métamorphisés ne représentent généralement pas des cibles d'exploration très alléchantes en comparaison à d'autres régions à plus fort potentiel. Malgré cela, certaines régions, comme par exemple, la Southern Cross Province du craton archéen de Yilgarn en Australie, présentent des minéralisations très significatives dans des roches métamorphisées aux faciès des amphibolites et des granulites. Il en est de même dans le nord-est du Supérieur où les travaux d'exploration, effectués depuis quelques années seulement, ont permis d'identifier des secteurs à fort potentiel pour l'or ou pour les métaux usuels. Dans tous les cas, sans exception, ces minéralisations sont contenues dans des roches supracrustales.

Quel est donc le potentiel minéral des roches de haut grade métamorphique, généralement de type granitoïde, qui se trouvent en marge de ces roches supracrustales? Nous entendons par roches supracrustales, aussi bien les unités volcaniques et sédimentaires que les intrusions superficielles qui y sont étroitement liées (plutons synvolcaniques, filons-couches,...). Nous tenterons donc de dresser ici, une liste des types de minéralisations susceptibles de se retrouver à l'extérieur des ceintures de roches supracrustales. Cette liste est basée sur l'ouvrage de Laznicka (1993) qui dresse le portrait exhaustif des minéralisations observées dans les roches précambriennes. À la lumière de ce qui est connu mondialement dans ces roches, 12 types de minéralisations pourraient éventuellement être identifiées dans le nord-est du Supérieur:

- Minéralisations U, Au, Mo-Be-U disséminées dans des migmatites, des granites ou des pegmatites
- Cisaillements uranifères
- Veines de graphite
- Pegmatites à chrysobéryl
- Cisaillements aurifères
- Corindon dans les gneiss syénitiques à néphéline
- Apatite dans les carbonatites
- Uranium dans les leucogranites
- Granitoïdes à étain
- Molybdène dans les leucogranites potassiques

- Pegmatites à métaux rares (Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Sn)
- Chrome dans les complexes anorthositiques

De ce nombre, seulement deux types nous paraissent montrer un intérêt particulier. Il s'agit des cisaillements uranifères et des cisaillements aurifères. Les autres types de minéralisations peuvent potentiellement être observés mais leur intérêt est largement diminué du fait qu'elles sont, soit caractéristiques des roches du Protérozoïque, soit caractéristiques d'environnements plutôt volcano-sédimentaires, ou soit, tout simplement, d'un intérêt économique quasi nul.

Les cisaillements uranifères se caractérisent par des structures généralement cassantes qui présentent des altérations typiques en albite, en chlorite et en hématite. Ces minéralisations sont typiquement d'âge Protérozoïque; elles peuvent aussi bien affecter les lithologies protérozoïques que les lithologies archéennes le long de structures actives au Protérozoïque. Dans le nord-est du Supérieur, de telles structures sont susceptibles d'être observées en marge des roches des fosses du Labrador et de l'Ungava, dans la partie sud, à l'intérieur du couloir Saindon-Cambrien (figure 1) qui délimite l'emplacement des bassins sédimentaires de type Sakami, ainsi qu'au sud-ouest, dans le secteur du lac Guillaume-Delisle.

Le type de minéralisation, de cette liste, susceptible d'avoir le meilleur impact économique est certainement celui relié aux cisaillements aurifères. Quelques gisements significatifs de ce type sont reconnus dans le monde, à l'intérieur de roches granitiques fortement métamorphisées. La mine Renabie en Ontario est située au sein d'une zone de cisaillement encaissée dans une tonalite gneissique (Callan et Spooner, 1989). Ce gisement est très significatif avec un contenu en or évalué à un peu plus d'un million d'onces. Par contre, il est situé à moins d'un kilomètre de la ceinture de roches vertes de Wawa. La mine Renco au Zimbabwe est l'exemple idéal de ce type de minéralisation. L'or y est associé à une zone de mylonite encaissée dans une enderbite massive à faiblement foliée (Kisters *et al.*, 1998). Le contenu en or y est environ de 900 000 onces. On remarque cependant la proximité de quelques petites ceintures de roches vertes.

Il faut donc en conclure que les ceintures de roches supracrustales représentent toujours le principal environnement favorable à la découverte de minéralisations aurifères ou en métaux usuels. Les programmes de cartographie à grande échelle comme ceux effectués présentement par Géologie Québec doivent continuer à mettre l'emphasis sur ces ceintures afin de les délimiter et de les décrire de la meilleure façon possible pour mieux en apprécier le potentiel minéral. Il est possible que des minéralisations aurifères puissent être découvertes dans les gneiss et granitoïdes fortement métamorphisés mais il est

probable que ce soit à proximité de ceintures volcano-sédimentaires contenant, elles aussi, ce type de minéralisation. À cet effet, l'axe délimité par les secteurs de Duquet, de Payne et de Kogaluc représente un linéament aurifère très intéressant et il n'est pas impossible que des minéralisations en or puissent exister, dans les granitoïdes, le long de cet axe. Cette région du Grand Nord doit être considérée comme un secteur à fort potentiel pour les minéralisations aurifères.

Une autre substance importante susceptible d'être rencontrée dans les gneiss et granitoïdes du Grand Nord est le diamant. Sur le plan économique, c'est fort probablement, et de loin, le type de gisement qui pourrait s'avérer le plus intéressant dans une telle région éloignée. Le diamant, et les kimberlites ou lamproïtes qui le contiennent, sont en quelque sorte indépendants de la lithologie encaissante; on peut aussi bien les retrouver à l'intérieur des ceintures volcano-sédimentaires qu'à l'extérieur de celles-ci.

L'évaluation du potentiel de découverte de kimberlites, dans le Grand Nord, a été entreprise à l'aide du Système de Production des Cartes de Potentiel Minéral (SPCPM). Cette évaluation est basée sur un modèle génétique théorique. Une composante importante de ce modèle théorique a trait aux grands linéaments crustaux. Ces structures profondes servent de conduits au magmatisme kimberlitique qui prend naissance dans le manteau supérieur (White *et al.*, 1995). L'identification de telles structures permet donc de mettre en évidence des secteurs propices à la découverte de kimberlites. Ces linéaments crustaux sont interprétés principalement de la carte aéromagnétique, de la carte gravimétrique et des images satellites régionales. Ils correspondent à des bris sur la carte aéromagnétique et à des zones linéaires de fort gradient sur la carte gravimétrique. La présence d'intrusions alcalines (syénites, carbonatites, lamprophyres,...) en marge de ces structures supporte l'hypothèse que ces dernières soient des cassures profondément enracinées sous la croûte et susceptibles d'avoir canalisé les magmas kimberlitiques.

La figure 1 présente la distribution de ces grandes structures interprétées pour notre région d'intérêt, ainsi que la localisation des intrusions alcalines. Les secteurs bordant ces grandes structures, sur environ 10 kilomètres de part et d'autre des structures, peuvent être considérés comme potentiellement favorables au volcanisme kimberlitique, particulièrement dans le cas des structures associées à une ou à plusieurs intrusions alcalines. Le secteur à la limite des feuillets 34 H (Lac Nedlouc) et 24 E (lac Aigneau) est particulièrement intéressant du fait qu'il marque la jonction de trois grands linéaments.

Une attention particulière pourrait être apportée sur certains points, lors des travaux de cartographie, dans les secteurs bordant ces grands linéaments. L'identification des intrusions alcalines, qu'elles soient

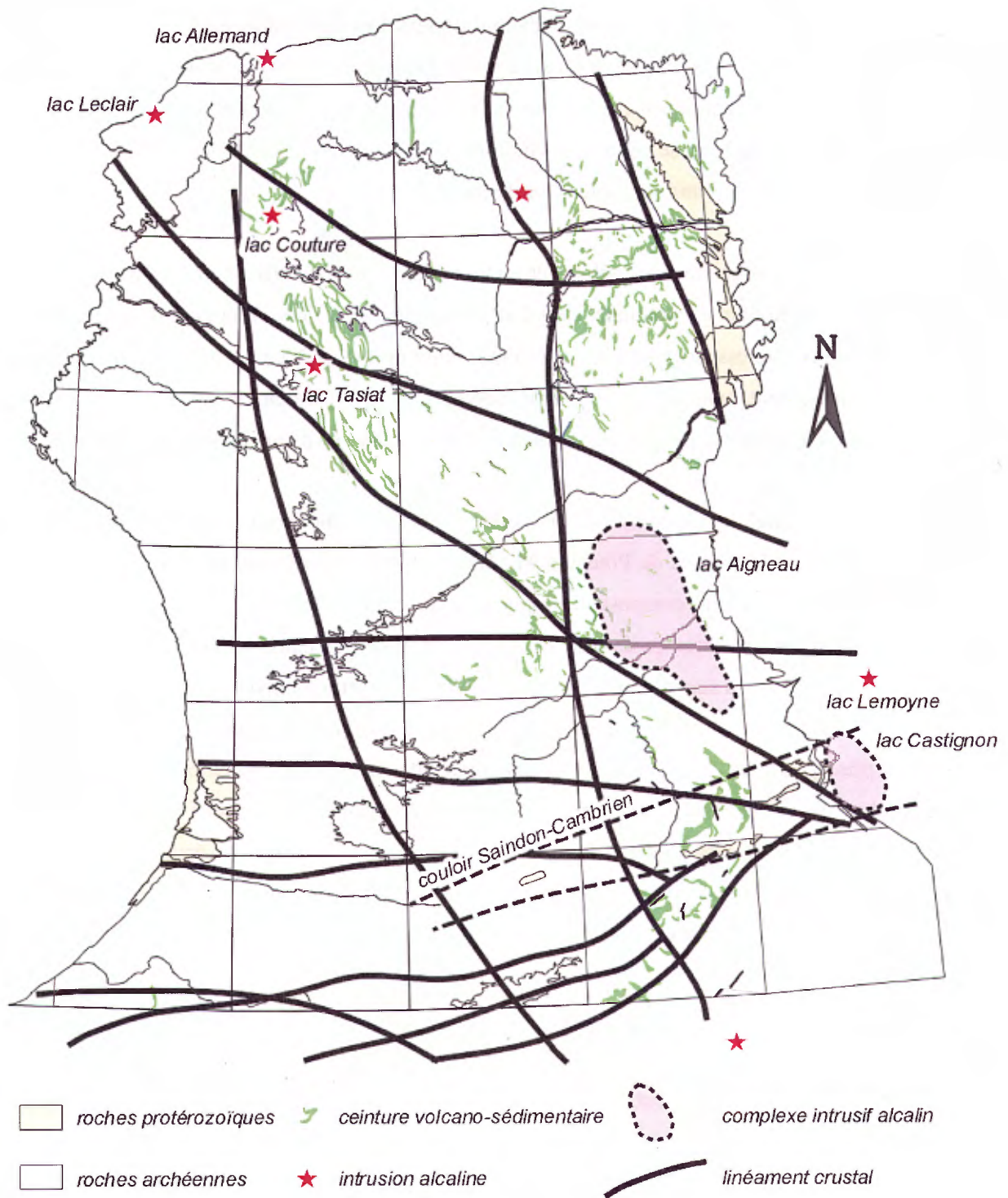


Figure 1 - Localisation des linéaments crustaux interprétés et des principales intrusions alcalines

sous formes de dykes, de filons-couches ou de plutons, est très importante pour l'exploration des kimberlites. La kimberlite étant une roche très facile à éroder, il est peu probable qu'il soit possible d'observer une cheminée kimberlitique en affleurement. Cependant, comme c'est le cas dans le secteur du fjord d'Abloviak (Twin Gold), certains dykes kimberlitiques peuvent avoir résisté à l'érosion.

La kimberlite présente une susceptibilité magnétique plus importante que la plupart des granitoïdes et gneiss granitiques; leur présence se manifeste donc, sur les cartes magnétiques, par une anomalie circulaire ponctuelle de moins d'un kilomètre de diamètre. Malheureusement, les données magnétiques disponibles dans le Grand Nord ne sont pas à une échelle assez détaillée (lignes de vol aux 800 mètres) pour pouvoir faire ressortir toutes les cheminées de kimberlite. Toutefois, une kimberlite située sous une ligne de vol devrait être mise en évidence sur la carte mag. Vu leur faible résistance à l'érosion, les cheminées kimberlitiques correspondent généralement à des lacs (environ 300 à 800 mètres de diamètre) profonds et de forme arrondie. L'identification de tels lacs, qui sont plus lents à dégeler au printemps, pourrait mener à la découverte d'une kimberlite. Il pourrait d'ailleurs s'avérer très intéressant de prélever quelques échantillons de till (3 ou 4) dans l'entourage de ces lacs afin d'y faire une étude des minéraux indicateurs de kimberlite.

RÉFÉRENCES

Callan, N.J., et Spooner, T.C., 1989. Archean Au quartz vein mineralization hosted in a tonalite-trondhjemite terrane, Renabie Mine area, Wawa, North Ontario, Canada. *Dans: The geology of gold deposits: the perspective in 1988.* R.R. Keays, W.R.H. Ramsay et D.I. Groves *éditeurs*, p. 9-18.

Kisters, A.F., Kolb, J., et Meyer, F.M., 1998. Gold mineralization in high-grade metamorphic shear zones of the Renco Mine, Southern Zimbabwe. *Economic Geology*, vol. 93, p. 587-601.

Laznicka, P., 1993. Precambrian empirical metallogeny. *Developments in economic geology* 29, Elsevier, Amsterdam, 1622 pages.

White, S.H., DeBoorder, H., et Smith, C.B., 1995. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 53, p. 245-264.

Minéralisation aurifère dans le secteur de Kogaluk pourquoi?

Pierre Lacoste et Jean-Yves Labbé

Géologie-Québec, 545 Crémazie-Est, bureau 1110, Montréal (Québec) H2M 2V1

Les formations de fer sont un type d'unité lithologique facilement identifiable sur le terrain surtout si le faciès oxyde est présent. Les formations de fer, cartographiées lors des campagnes de terrain de Géologie Québec, ainsi que celles travaillées par les compagnies, sont présentes dans la quasi totalité des ceintures volcano-sédimentaires. Elles sont toutes de type Algoma et peuvent se présenter sous quatre faciès différents soit : à oxyde, silicaté, carbonaté et à chert. Certaines contiennent des indices aurifères (Labbé et Lacoste, 1999), tandis que d'autres représentent des zones potentiellement favorables qui n'ont toujours pas révélé de teneurs particulièrement intéressantes.

Les principaux indices aurifères connus sont localisés soit dans la **ceinture de Qalluivartuuq - Payne** : Amaruk (4,61 g/t Au sur 8,4 m), Avignaluk (1,8 g/t Au sur 7,9 m), Tulugak (3,24 g/t Au), ou soit dans la **ceinture de Kogaluk**: Kogaluk 1 (5,77 g/t Au sur 3,0 m), Kogaluk 2 (5,54 g/t Au sur 4,3 m), Kogaluk 3 (2,08 g/t Au sur 3,1 m), Kogaluk 4 (4,92 g/t Au sur 5,57 m), Kogaluk 5 (4,39 g/t Au sur 0,9 m), Kogaluk 6 (3,84 g/t Au sur 1,5 m). D'autres indices comme **Narsaaluk** (7,90 g/t Au), **Dupire** (6,40 g/t Au), **Duvert** (1,30 g/t Au) et **BIF** (5,60 g/t Au) sont aussi très significatifs. Ils sont localisés sur la figure 1 et plusieurs autres teneurs aurifères sont citées dans les travaux des compagnies (Chapdelaine, 1998, Francoeur, 1996, 1995).

Afin de comprendre les raisons pour lesquelles certaines formations de fer sont aurifères tandis que d'autres ne le sont pas, nous avons étudié les formations de fer minéralisées du secteur de Kogaluc afin de pouvoir comparer leurs caractéristiques minéralogiques avec celles des formations de fer stériles.

La région de Kogaluk est localisée dans le feuillet SNRC 34J/15 (figure 1). Ce secteur est sous le permis appartenant à Mines d'Or Virginia et Soquem.. Les formations de fer y sont finement rubanées et ont une épaisseur plurimétrique sur une longueur kilométrique. Le métamorphisme varie du faciès des schistes verts supérieurs à celui des amphibolites. Les faciès silicaté et à oxyde sont dominants, bien que les proportions diffèrent d'une zone à l'autre. Le faciès silicaté est constitué d'une alternance de fins niveaux de grunérite, de grunérite - hornblende et quartz contenant de la magnétite disséminée, de magnétite semi-massive à disséminée et parfois des sulfures disséminés. Les sulfures sont composés essentiellement de pyrrhotite avec parfois de la pyrite et des traces de chalcopyrite. De plus, la pyrrhotite est souvent altérée et montre des textures colloformes (bird's eye). Ce type de texture se produit

Structure de Duquet - Kogaluk

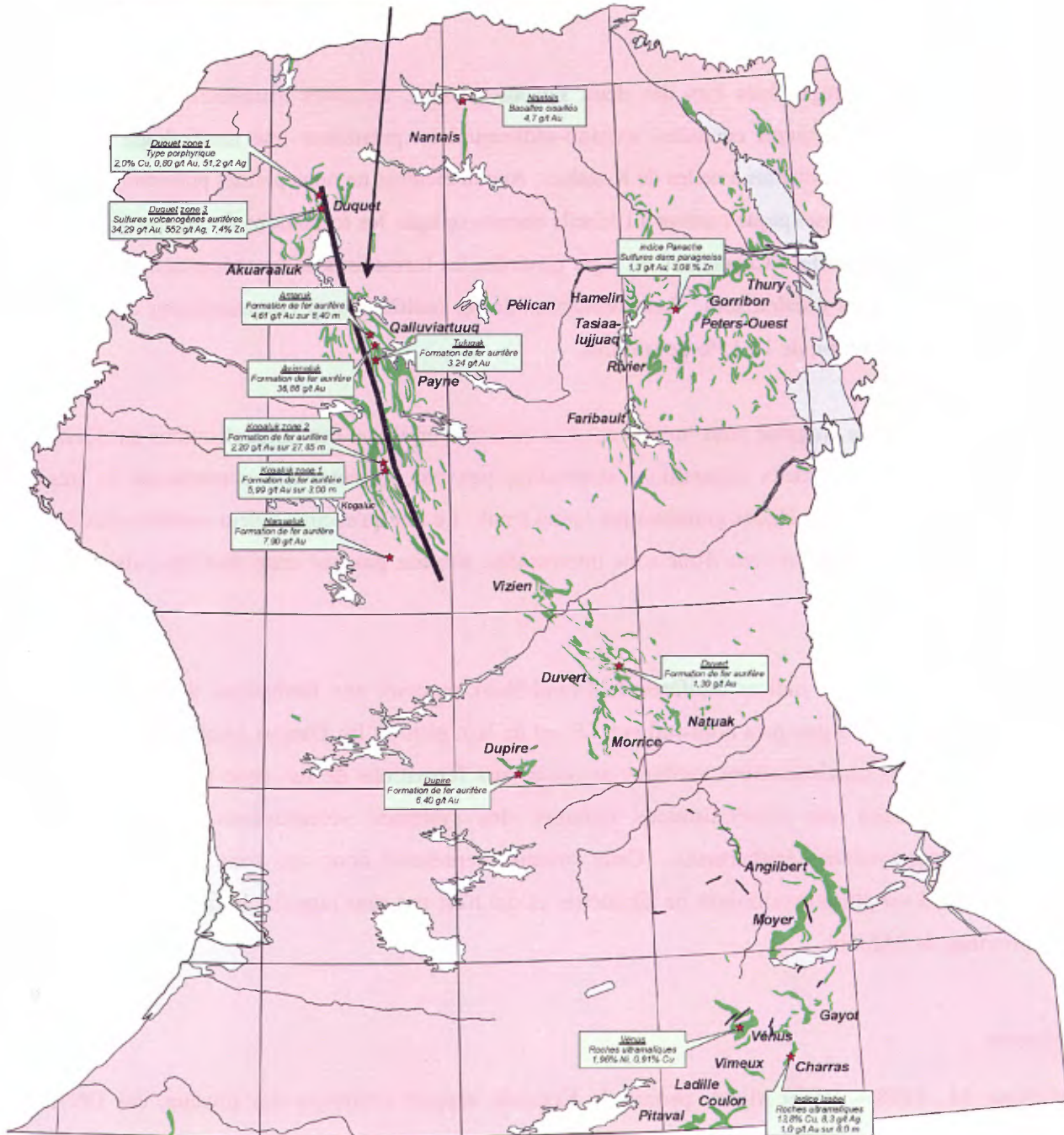


Figure 1

normalement sous des conditions de très basses températures et représente probablement une altération météorique locale.

Dans les terrains cartographiés lors des deux saisons passées, certaines formations de fer non-aurifères, associée aux différentes ceintures volcano-sédimentaires, présentent une minéralogie et des contenus en sulfures très semblables à celles de Kogaluc. Aucun élément ne nous permet présentement de discriminer, à l'échelle mésoscopique comme à l'échelle microscopique, les formations de fer minéralisées de ces formations de fer stériles. Cependant, en règle générale, les formations de fer strictement au faciès des oxydes ne sont jamais minéralisées. Les formations de fer aurifères sont communément au faciès silicaté et contiennent environ de 10-15% de sulfures.

L'étude du secteur de Kogaluc nous montre aussi le caractère erratique des minéralisations aurifères. Sur un même affleurement, deux échantillons semblables peuvent présenter des contenus en or très variables, pouvant passer de quelques grammes par tonne à nul. Le fait qu'aucune valeur aurifère n'ait été analysée sur les quelques échantillons d'une zone intéressante, n'exclut pas que cette dernière puisse être minéralisée latéralement.

Pourtant, les principaux indices aurifères du Grand-Nord, associés aux formations de fer ou non, s'alignent sur un segment à peu près nord-sud qui s'étend de la région du lac Duquet jusqu'à la région de Kogaluc. En plus des minéralisations aurifères associées aux formations de fer, cette grande structure porteuse présente aussi des minéralisations typiques des systèmes volcanogènes, des systèmes porphyriques et des systèmes épithermaux. Cette structure représente donc une zone à fort potentiel aurifère qui s'étend sur plusieurs dizaines de kilomètres et qui n'est pas sans rappeler la faille Cadillac de la Sous-province de l'Abitibi.

Références

Chapdelaine, M., 1998 – Projet Minto, permis de Kogaluk, rapport technique des travaux, été 1997. MRN, GM 55935.

Francoeur, G., 1996 - Projet Minto (1121), permis de Kogaluk, rapport des travaux 1996. MRN, GM 54360.

Francoeur, G., 1995 - Projet Minto (1121), permis de Kogaluk, rapport des travaux 1995. MRN, GM 53763.

Labbé, J.Y., Lacoste, P., 1999 – Projet Grand-nord : Métallogénie régionale. *Dans* Explorer au Québec : Le défi de la connaissance. MRN, Géologie Québec, DV 99-03, p.16.

Lithogéochimie des roches felsiques et mafiques dans la région de la rivière Arnaud

Youcef Larbi, Louis Madore

Ministère des Ressources naturelles du Québec (S.G.N.O)

La campagne de cartographie à l'été 1999 de la région de la rivière Arnaud, a permis de collecter 147 d'échantillons pour les analyses géochimiques des éléments majeurs et traces y compris les terres rares (ETR). Ces échantillons représentent les principales lithologies de la région de la rivière Arnaud. Les roches plutoniques felsiques échantillonnées se composent essentiellement de tonalites, de granodiorites et de monzonites. Les roches intrusives mafiques échantillonnées se composent de gabbros, de dykes de diabase, de diorites et d'amphibolites. Les roches ultramafiques sont composées de dunites et de pyroxénites. Des laves ont également été échantillonnées et elles consistent en des basaltes, un peu d'andésites et des komatiites. Les données des analyses géochimiques et économiques nous permettent de caractériser les roches felsiques et mafiques, de comparer, corréler et subdiviser les unités lithologiques de la région de la rivière Arnaud. Les différents types de lithologies des complexes de Qimussinguat, de Faribault-Thury et du Complexe structural de Diana ont été échantillonnés à des fins de comparaison entre différents complexes.

On traitera les roches felsiques et les roches mafiques et ultramafiques dans un contexte global de la région de la rivière Arnaud et dans un contexte spécifique pour chaque complexe.

Les roches felsiques de la région de la rivière Arnaud sont composées de tonalites, d'enderbites, de trondhjémites, de granodiorites et de monzonites. Ces roches sont d'affinité calco-alkaline (Figure 1). Elles sont peralumineuse à méta-alumineuse ($Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$), et sont saturées en alumine ($0.95 < Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O > 1.14$). Les magmas parents sont probablement le produit de l'anatexie des roches crustales de compositions peralumineuses et/ou métalumineuses. Ces roches plutoniques felsiques sont généralement riches en Al_2O_3 (12% à 18%) et en SiO_2 (66 % à 76%), faible en MgO (0,1 % à 4,74) et ont un rapport Na_2O/K_2O élevé (entre 1 et 8.5 pour tonalite-enderbite et entre 0.2 et 4 pour granodiorite-monzonite-granite). La variation des éléments majeurs Al_2O_3 , Na_2O , CaO et MgO inversement proportionnelle à celle de SiO_2 . Ceci suggère que les roches plutoniques felsiques de la région de la rivière Arnaud se composent de phases très différenciées. Les granodiorites et les monzonites sont probablement le résultat de la fusion et de la différenciation des roches relativement primitive telles que la tonalite et l'enderbite.

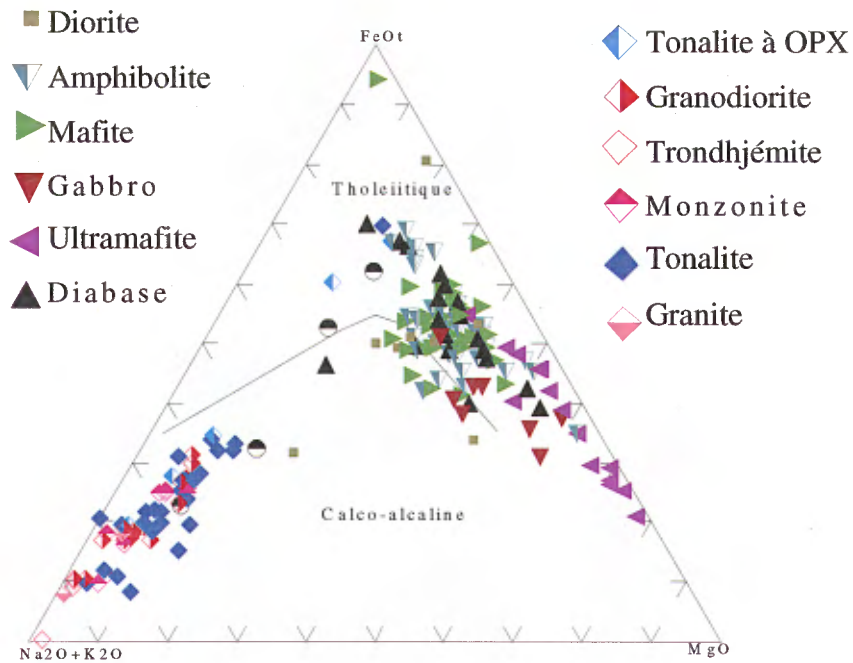


Figure 1 : Diagramme AFM pour les rochers felsiques et les roches mafiques/Ultramafique

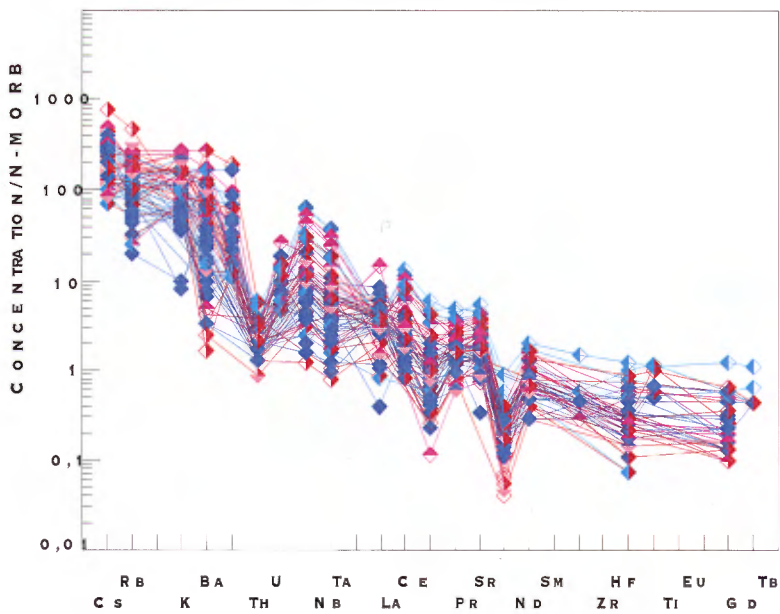


Figure 2 : Spectre d'éléments trace pour les roches felsiques

Les éléments traces normalisés par rapport à la composition des N-MORBs, ont la même distribution dans les granitoïdes des différents complexes. Les spectres d'éléments traces (figure 2) montrent des roches bien fractionnées avec des anomalies positives en Rb, Ba, La, Nd et en Eu. L'anomalie négative du Sm contrairement au Nd (ce dernier est plus incompatible que Sm), suggère que les roches plutoniques felsiques aient subi une différenciation magmatique pendant leurs mise(s) en place. Les anomalies négatives en éléments traces de Nb et de Ti sont probablement dues au fractionnement de phases tel que le sphène. L'anomalie positive en Ta suggère une assimilation de minéraux telle la columbite et de matériel mafique (croûte inférieure), par le magma parent des roches plutoniques felsiques.

Les ceintures vertes découvertes dans la région de la rivière Arnaud sont généralement disloquées en lambeaux dans une masse tonalitique. Dans le (CFT), les ceintures vertes sont de dimensions considérables. La ceinture verte Nagvaraaluk et celle du lac Trempe sont les plus étendues (jusqu'à 10 km de longueur et jusqu'à 5 km de large). Les échantillons roches mafiques et ultramafiques destinés pour les analyses lithogéochimiques, viennent essentiellement du (CFT). Quelques échantillons de ceintures volcaniques démembrées dans (CQ) et (CSD) sont aussi prélevés pour les caractériser et les comparer à ceux du (CFT).

Les éléments majeurs situent la majorité des roches mafiques de la région de la rivière Arnaud dans le champ des roches tholeiitiques avec MgO variant entre 3,6 et 29,4 wt%. Les autres échantillons sont situés dans le champ des roches calco-alkaline (figure 1). Cette variation est probablement due à la contamination crustale pendant l'ascension des laves et la mise en place des roches intrusives mafiques. Les profils des ETRs des roches mafiques ne montrent aucune anomalie significative (Figure 3a). Les laves mafiques ont un profil plat typique des basaltes. Les gabbros comme les amphibolites ont des profils quasi semblables à ceux des basaltes. Ils sont plus enrichis en ETRs lourdes que les basaltes. Une assimilation de minéraux lourds (e.g. grenat) est probablement à l'origine de cette concentration légèrement élevée en ETRs lourdes. Quelques échantillons de gabbro et d'amphibolite sont enrichis en ETRs légères et ont une anomalie négative en Eu. Ceci est probablement le résultat de la différenciation et le fractionnement des minéraux tel que le plagioclase. Le spectre de ETRs des diorites est celui de roches mafiques différenciées, enrichies en ETRs légères et généralement appauvries en ETRs lourdes. Les diabase protérozoïques (pPpay) sont les roches mafiques les plus enrichies en ETRs. Cet enrichissement est probablement causé par la contamination crustale lors de la mise en place de ces dykes dans une croûte ancienne. Contrairement aux roches mafiques qui sont très ferrifères, les laves ultramafiques sont d'affinité tholeiitique, très magnésiennes (figure 1) et généralement pauvre en potassium.

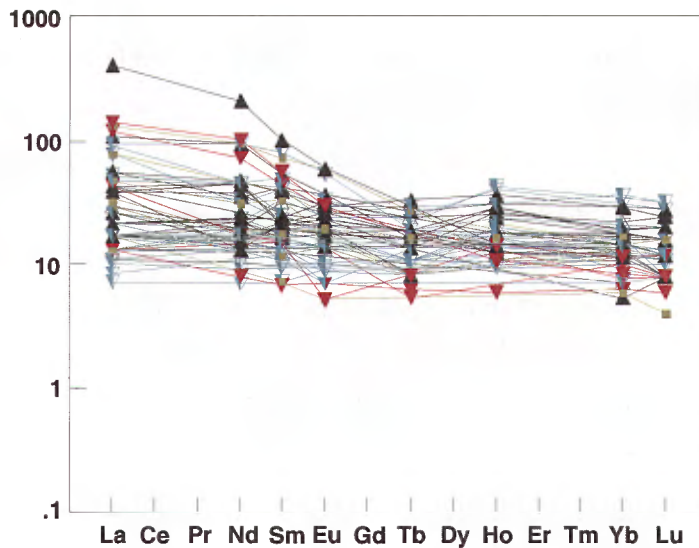


Figure 3a : Profils des terres rares pour les roches plutoniques mafiques

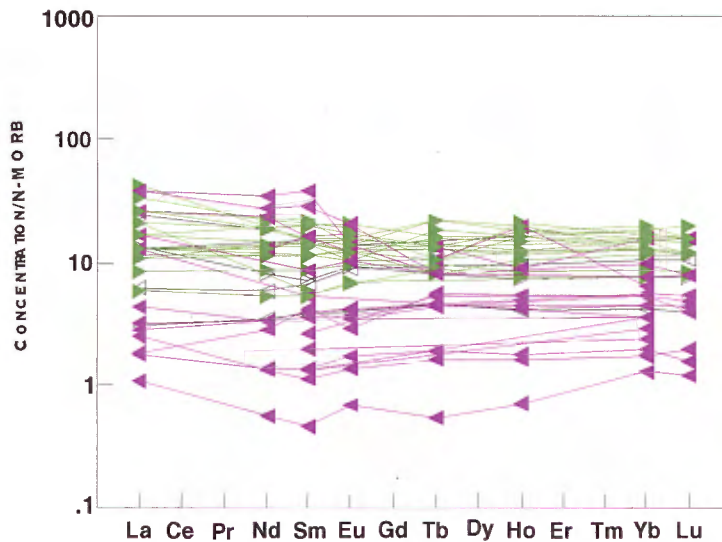


Figure 3b : Profils des terres rares pour les basaltes et roches ultramafiques

Les ETRs montrent deux types de roches ultramafiques (figure 3b): a) les ultramafites appauvries avec des profils de ETR plats et semblables à ceux des basaltes tholeiitiques dont la concentration en ETR est plus élevée. On peut donc supposer que les mafites et les ultramafites appauvries ont le même magma parent et qu'elles ont été générées soit par cristallisation fractionnée ou par fusion d'une source appauvrie, et b) les ultramafites enrichies ont des patrons enchevêtrés dont les pentes sont relativement abruptes. Ces roches sont caractérisées par un enrichissement en ETR légères et par des concentrations en ETRs aussi élevées que celles des basaltes tholeiitiques. Cette signature est celle d'un magma parent contaminé par la croûte continentale ou un magma parent évoluant dans un environnement d'arc.

Sommaire

Les roches plutoniques felsiques de la rivière Arnaud semblent être géochimiquement homogène et ne montrent que de subtiles différences géochimiques d'un complexe à un autre. Elles se présentent sous forme de suite TTG dans un craton archéen stable qui jadis a été très actif. Ce craton semble être généré par des phénomènes tectoniques importants mettant en cause une marge active et collisionnelle. Les roches formant cette suite sont probablement issues d'un même magma parent.

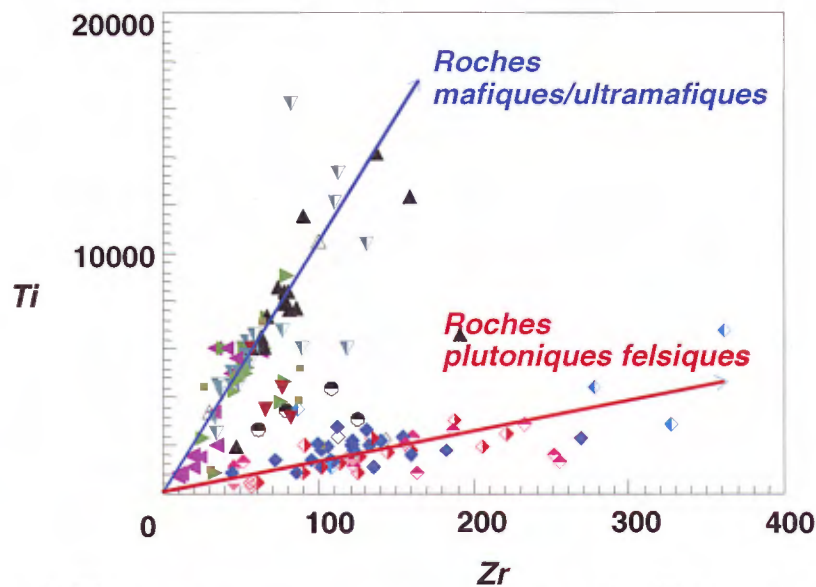


Figure 4 : Diagramme d'évolution magmatique pour les roches felsiques et mafiques/ultramafiques

Les roches mafiques et ultramafiques des ceintures volcaniques sont concentrées essentiellement dans le (CFT). Les affleurements des roches mafiques et ultramafiques montrent des ceintures volcaniques continues. La lithogéochimie suggère que ces roches sont issues d'un même magma similaire aux MORBs, par la fusion fractionnée (calcul AFC à l'appui) qui a donné naissance aux roches ultramafiques (résidu) et mafiques (Liquide). Le diagramme Ti vs Zr (figure 4) montre une continuité lithogéochimique pour chaque type de roches (mafiques/ultramafiques et felsiques). Cette continuité est due à l'évolution magmatique à la source par fractionnement et assimilation pour les roches mafiques/ultramafiques et par différenciation pour les roches felsiques. De plus, La présence des roches volcaniques archéennes dans le même axe que celui des roches supracrustales de la Fosse du Labrador pourrait suggérer la présence d'une zone de faiblesse à l'échelle crustale qui fut probablement un lieu de plus d'un épisode de rifting.

Ainsi, les roches mafiques/ultramafiques pourraient être la représentation archéenne des premières pulsations d'un volcanisme de ride océanique. Les MORBs actuels sont toutefois beaucoup plus pauvres en Fe et plus riches en éléments traces (Zr, Y, REE) (table 1) que les roches mafiques/ultramafiques de la région de la rivière Arnaud, ce qui pourrait simplement refléter un manteau supérieur moderne plus appauvri en Fe et un manteau archéen plus chondritique qu'aujourd'hui.

Références

IRVINE, L.S. – 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.

LEMAITRE, R.W., 1989 - A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford; 193 pages.

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.

RICKWOOD, P.C., 1989 - Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of majors and minors elements. Lithos; volume 22, pages 247-263.

WHITE, A.J.R. - CHAPPEL, B.W., 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics; volume 43, pages 21-51.

Des discontinuités structurales majeures dans le nord-est du Supérieur: une géométrie réelle ou virtuelle ?

Alain Leclair

Géologie Québec, 5700 4^e Avenue Ouest, bureau A, Charlesbourg, QC, G1H 6R1
alain.leclair@mrn.gouv.qc.ca

Introduction

Un trait particulier de la carte aéromagnétique du nord-est de la province du Supérieur est la présence de grandes anomalies positives qui sont estampées sur un fond magnétique de basse intensité. Ces anomalies affichent communément une direction structurale qui interfère avec l'allure du grain tectonique régional préservé dans les creux magnétique, produisant ainsi des discontinuités structurales majeures. Il semble que ces discontinuités structurales possèdent des formes géométriques qui s'apparentent à un système de déformation anastomosée. La géométrie ainsi que l'origine possible des discontinuités structurales observées entre les roches associées aux anomalies positives et celles se trouvant dans les creux magnétiques sont examinées dans cet article.

Cadre régional

Le nord-est de la Province du Supérieur est constitué essentiellement de roches plutoniques dans lesquelles sont encaissées d'étroites séquences de roches supracrustales. La tendance structurale régionale des grands ensembles géologiques, d'orientation variant de WNW-ESE à N-S, est reflétée par des anomalies aéromagnétiques à relief accentué. En général, les complexes de roches plutoniques, de type charnockitique et granitique, sont associés à de vastes (40-100 km de largeur) anomalies aéromagnétiques positives, tandis que les ceintures de roches supracrustales, d'origine volcanique et sédimentaire, sont confinées à des quilles étroites (10-20 km), communément encaissées à l'intérieur de suites de roches tonalitiques et granitiques. La configuration des anomalies positives est généralement attribuée à la mise en place des massifs charnockitiques et granitiques le long de structures contemporaines ou préexistantes. Ces anomalies sont estampées sur le fond magnétique de plus basse intensité, qui s'associe aux ensembles volcanite-tonalite. Les massifs de roches plutoniques comprennent des granitoïdes à pyroxène et des granitoïdes à hornblende-biotite. Ces roches sont massives ou foliées et rarement gneissiques. Les ceintures volcano-sédimentaires renferment des séquences hétéroclites de basalte, de grauwacke, de formations de fer, de tuf et, en quantité moindre, de rhyolite, de grès, de conglomérat et de roches ultramafiques, avec de rares horizons calco-silicatés. Ces roches sont fortement foliées ou cisillées et sont associées à des suites tonalitiques. Le métamorphisme des roches supracrustales varie du faciès supérieur

des schistes verts au faciès des granulites. Les séquences de roches supracrustales sont orientées parallèlement à la direction structurale régionale, et la plupart ont été affectées par des zones de déformation intense.

Patron structural

En général, la structure régionale du nord-est du Supérieur est reflétée assez bien par la signature aéromagnétique. La plupart du territoire est caractérisée par des structures orientées principalement NW-SE à NNW-SSE, tel que représenté par les anomalies aéromagnétiques. Par ailleurs, l'extrémité nord du territoire est dominée par des structures surtout d'orientation N-S. Les roches volcano-sédimentaires et les tonalites, normalement associées aux anomalies magnétiques négatives, représentent les plus vieilles roches et celles qui ont généralement subi le plus de déformation. Par ailleurs, les roches plutoniques adjacentes, surtout associées aux anomalies magnétiques positives, sont plus jeunes et relativement moins déformées vu leur nature compétente. Dans la plupart des cas, ces roches ont enregistré une déformation contemporaine à leur mise en place. L'orientation et la distribution des anomalies magnétiques positives et négatives produisent un patron d'interférence particulier qui donne un très bon aperçu de la géométrie structurale à l'échelle du territoire.

De façon générale, les structures à l'intérieur des anomalies positives possèdent une direction orientée davantage vers le nord par rapport aux structures à l'intérieur des anomalies négatives. Cette relation est particulièrement évidente dans les régions situées au centre du territoire (figure 1). On remarque que la foliation principale est orientée essentiellement N-S ou NNW-SSE dans les secteurs correspondant à des hauts magnétiques, et elle varie en orientation de WNW-ESE à NNW-SSE dans les secteurs correspondant à des creux magnétiques (voir Parent *et al.*, 2000; Leclair *et al.*, 2001). Les roches volcano-sédimentaires associées à ces creux magnétiques se caractérisent par une forte anisotropie qui s'exprime communément par du cisaillement. Certains complexes de granitoïdes sont également mylonitisés le long de leur bordure. De toute évidence, les creux magnétiques sont vraisemblablement le locus d'une déformation relativement plus intense. Ils représentent des couloirs ou zones de forte déformation qui séparent les terrains granitiques de plus faible déformation. Les couloirs, de puissance kilométrique, s'entrecroisent ou se rejoignent isolant les masses de granitoïdes. À l'échelle régionale, les structures présentes dans les creux magnétiques suivent des trajets sinueux analogues aux chenaux le long de la marge deltaïque d'une rivière. Dans certains cas, les structures associées aux hauts magnétiques semblent tronquées par celles des bas magnétiques, créant ainsi des discontinuités structurales de grandes envergures. Les principales discontinuités structurales qui existent entre les bas et les hauts magnétiques

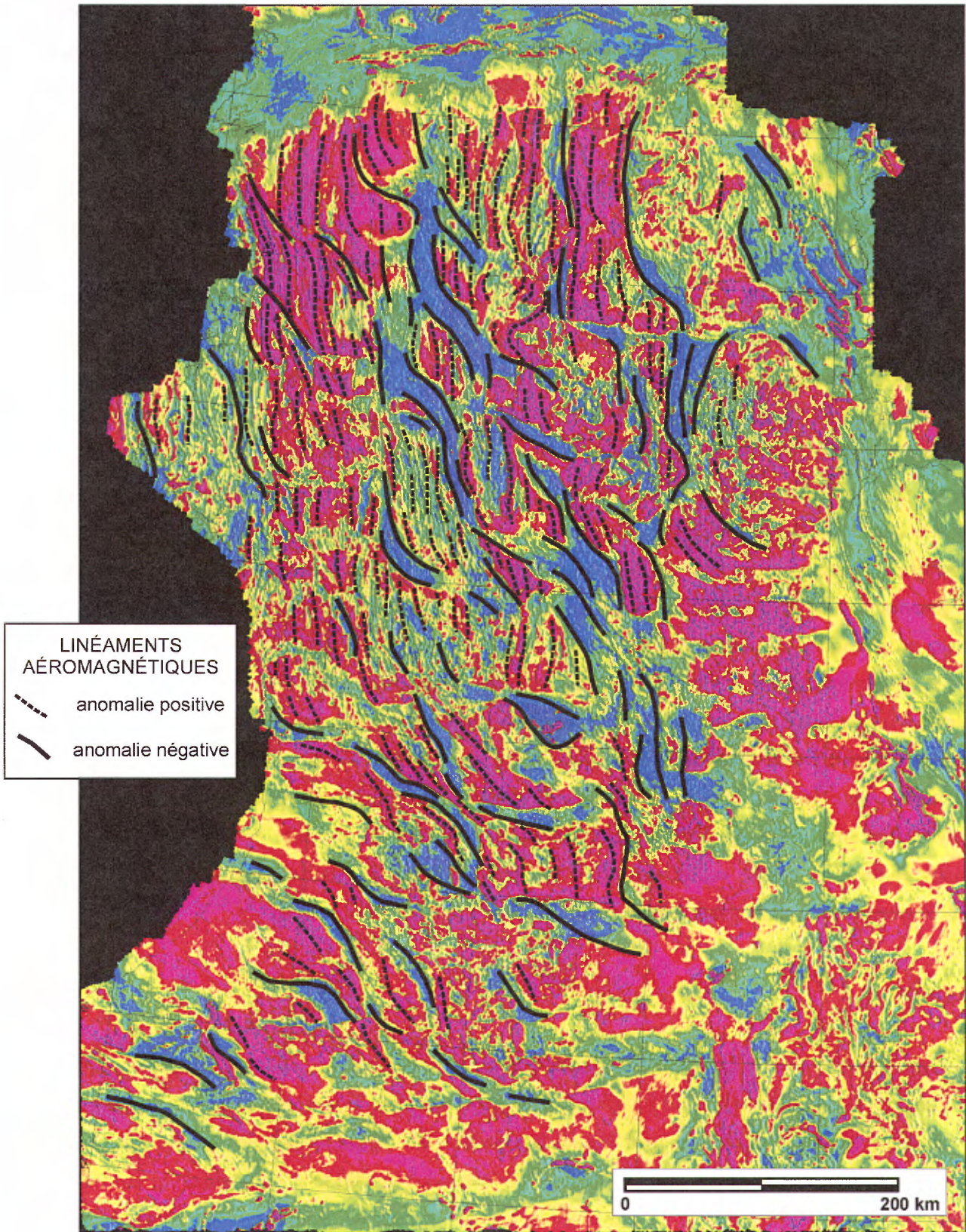


Figure 1: Carte magnétique du nord-est de la province du Supérieur montrant les relations structurales et géométriques entre les linéaments aéromagnétiques associés aux anomalies positives et négatives.

sont mises en évidence dans la figure 1. La direction générale des structures pour l'ensemble de la partie nord-est du Supérieur a été tracée à partir des linéaments aéromagnétiques. Ceci fait ressortir une certaine géométrie structurale régionale qui ressemble à des losanges ou lentilles bordés par de grandes zones de déformation intense.

Cette géométrie en forme de grands sigmoïdes (figure 1), que produisent les zones de déformation (creux magnétiques) et les massifs granitoïdes (hauts magnétiques), semble décrire un système de déformation anastomosée. Il est probable que les sigmoïdes résultent d'un régime de déformation régionale en transpression, comparable à celui proposé pour expliquer des discontinuités structurales semblables dans la sous-province de l'Abitibi (Daigneault et Archambault, 1990). Différents modèles impliquant l'interaction de cisaillements conjugués ont été invoqués pour expliquer le développement d'un tel système de déformation anastomosée (voir Daigneault, 1991). Les grands complexes de roches plutoniques dans le nord-est du Supérieur semblent avoir perturbé l'allure du grain structural régional. D'autre part, la présence d'une foliation (syn-magmatique) dans ces roches, à angle avec la foliation observée dans les roches encaissantes, implique une mise en place dans un environnement dynamique. La déformation anastomosée est apparemment tardive par rapport à la déformation associée à la mise en place des grandes masses de granitoïdes lesquels sont interprétés comme étant syn-tectonique. En fait, les formes géométriques anastomosées observées pourraient résulter en partie de la superposition de grandes masses de granitoïdes sur l'empreinte structurale d'une déformation antécédente. Dans ce contexte, les structures reliées à la déformation précoce enregistrée par les plus vieux ensembles de volcanite-tonalite auraient été partiellement réorientées par la déformation associée à la mise en place des massifs plutoniques plus jeunes. Par la suite, une déformation en transpression aurait pu accentuer les discontinuités structurales entre les hauts et les bas magnétiques. Le contraste de compétence entre des massifs plutoniques rigides et des ensembles volcanite-tonalite plus ductile est probablement aussi en partie responsable du phénomène d'anastomose lequel se produit à toute échelle.

Discussion

Une meilleure compréhension de la tectonostratigraphie de la partie nord-est du Supérieur passe d'abord par une analyse détaillée de la structure à l'échelle régionale. Ceci s'avère nécessaire pour établir un cadre géologique et tectonique pour l'ensemble du territoire. Dans un premier temps, une certaine constance au niveau structural semble se dégager de la carte magnétique et géologique du nord-est du Supérieur. Elle se caractérise par la présence de grandes masses de granitoïdes (hauts magnétiques) séparées par des couloirs de déformation plus intense renfermant des roches volcano-sédimentaires et

tonaliques (bas magnétiques). De plus, les structures des roches intrusives diffèrent sensiblement dans leur l'orientation de celles des roches encaissantes. L'agencement des discontinuités structurales entre les hauts et les bas magnétiques affiche un patron d'interférence qui s'apparente à un système de déformation anastomosée. Ceci peut s'expliquer par un modèle impliquant l'action conjointe de la mise en place de masses plutoniques volumineuses et de la déformation en transpression à l'échelle du territoire. Quelle que soit l'origine de la déformation anastomosée, la présence de discontinuités structurales majeures peut remettre en cause d'éventuelles corrélations stratigraphiques régionales ainsi que les limites de certains domaines lithotectoniques.

L'état des connaissances sur la structure régionale de la partie nord-est du Supérieur progresse rapidement grâce à la cartographie systématique du territoire. Dans un même élan, la mise à jour de grandes structures soulève plusieurs questions fondamentales au sujet du cadre tectonostratigraphique et de l'évolution de ce territoire. Plus particulièrement, quels sont la nature de ces grandes discontinuités structurales et leur rôle dans la distribution des différents ensembles géologiques ? S'agit-il simplement de grandes zones de déformation intense ou, dans certains cas, d'anciennes sutures séparant des ensembles tectonostratigraphiques disparates ? Afin de répondre à ces questions, il faudra documenter l'histoire cinématique des discontinuités structurales cartographiées et établir les relations structurales et métamorphiques qui existent entre les granitoïdes associées aux anomalies positives et les ensembles volcanite-tonalite se trouvant dans les creux magnétiques.

Références

Daigneault, R., 1991 – Déformation et cisaillement: concepts et applications. Ministère des Ressources naturelles, Québec; DV 89-16, 49 pages.

Daigneault, R., Archambault, G., 1990 – Les grands couloirs de déformation de la sous-province de l'Abitibi. *Dans* : Les ceintures polymétalliques du nord-ouest québécois (éditeurs M. Rive, P. Verpaelst, P. Riverin, A. Simard, J.M. Julien et Y. Gagnon). Symposium de l'Institut Canadien des Mines, volume spécial n° 43.

Leclair, A., Parent, M., David, J., Sharma, K.N.M., Dion, D.-J., 2001 – Géologie de la région du lac La Potherie (SNRC 34I). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 2000-12.

Parent, M., Leclair, A., David, J., Sharma, K.N.M., 2000 - Géologie de la région du lac Nedlouc (SNRC 34H et 24E). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 99-13, 43 pages.

Structures régionales dans l'extrémité NE de la Péninsule de l'Ungava : Un aperçu sur l'histoire tectonique précambrienne dans la région de l'Atlantique Nord

Louis Madore et Youcef Larbi

Ministère des Ressources naturelles, Géologie Québec, 400 boulevard Lamaque, Val d'Or (Québec) J9P 3L4 louis.madore@mrn.gouv.qc.ca

Introduction

La partie NE de la Péninsule de l'Ungava est une région du bouclier précambrien particulièrement intéressante puisqu'elle fait le lien entre le « *Core Zone* » (Province de Rae SE) et le craton archéen de la Province du Supérieur. Cette région comprend principalement des roches archéennes appartenant au domaine de Douglas Harbour. Ces roches archéennes sont intrudées par des dykes d'âge Paléoproterozoïque (Dykes de la rivière Payne et Dykes de Klotz). Elles sont aussi partiellement recouvertes par des nappes constituées de séquences supracrustales d'âge Paléoproterozoïque et qui appartiennent à la Fosse du Labrador et à la Fosse de l'Ungava.

Stratigraphie

Dans la région étudiée, les roches que l'on associe au craton archéen ont été subdivisées en trois unités lithodémiques. La distinction entre ces unités est basée sur des assemblages lithologiques typiques, et des différences dans le degré du métamorphisme et du style tectonique. Ces unités lithodémiques sont, d'ouest en est, le Complexe de Qimussinguat le Complexe de Faribault-Thury et le Complexe structural de Diana (Madore *et al.*, 1999a, 1999b ; 1999c ; 1999d).

Le Complexe de Qimussinguat est essentiellement constitué d'orthogneiss de la suite tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite. Ces orthogneiss contiennent communément du clinopyroxène et de l'orthopyroxène. Un métamorphisme au faciès des granulites y prédomine. La fabrique générale est constituée d'une gneissosité orientés N-S qui dessine le grain tectonique régional. Cette fabrique planaire est localement reprise par des plis non-plans témoignant d'une tectonique archéenne polyphasée.

Le Complexe de Faribault-Thury se compose d'orthogneiss de la suite tonalite-trondhjémite-granodiorite/granite. Il se distingue des unités voisines par un volume significatif de roches volcano-sédimentaires sous forme de lambeaux insérés à l'intérieur des orthogneiss. Ces lambeaux sont distribués suivant un axe orienté NW-SE, sur une distance excédant 100 km. Les orthogneiss et les roches

supracrustales du Complexe de Faribault-Thury sont généralement métamorphisés au faciès des amphibolites. Les fabriques d'âge Archéen observées dans le Complexe de Faribault-Thury sont comparable à celles du Complexe de Qimussinguat. Ces fabriques archéennes sont toutefois localement affectées par des zones de cisaillement ductile d'âge Protérozoïque. L'intensité de cette déformation protérozoïque s'accroît vers l'est.

Le Complexe structural de Diana est surtout constitué d'orthogneiss archéens remaniés durant le protérozoïque (~ 1883 – 1870 Ma). Ces orthogneiss sont généralement très déformés. Ils montrent une foliation ou une fabrique mylonitique ainsi qu'une linéation d'étirement bien développées. Le Complexe structural de Diana contient aussi, en proportions moindres, des paragneiss d'âge incertain et des dykes paléoprotérozoïques (Dykes de la rivière Payne) fortement déformés et métamorphisés. La majorité des roches appartenant au Complexe structural de Diana sont métamorphisés au faciès des amphibolites. Toutefois, le degré du métamorphisme tend à augmenter vers l'est et des assemblages caractéristiques des granulites sont localement observés dans la partie orientale du complexe.

Géologie structurale et interprétation tectonique

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

Les fabriques associées aux déformations archéennes sont bien développées dans la partie ouest de la région. Elles sont toutefois oblitérées par des structures d'âge Paléoprotérozoïque et s'estompent progressivement vers l'est et le nord pour se fondre dans les ceintures orogéniques de l'Ungava et du Labrador. Les fabriques archéennes montrent, tant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'échelle régionale, une déformation plicative complexe à laquelle se superpose des zones de cisaillement ductile (déformation

non coaxiale). À l'échelle de la carte, ces fabriques sont typiquement représentées par une foliation ou une gneissosité ancienne reprise par de grands plis régionaux orientés N-S, localement perturbés par une ondulation de leur trace axiale et tronquée par des zones de cisaillement ductile (figure 1a). Les plis régionaux sont généralement serrés, droits ou légèrement déjetés vers l'est. Ce style structural prévaut dans le Complexe de Qimussinguat, ainsi que dans la partie ouest du Complexe de Faribault-Thury, et s'estompe vers l'est et le nord pour laisser place aux déformations protérozoïques.

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

Les structures associées aux phénomènes de chevauchement protérozoïques sont caractérisées par des zones de cisaillement faiblement inclinées dont l'épaisseur varie entre 5 et 10 mètres. Ces zones de cisaillement sont observées à la base des séquences paléoprotérozoïque du lac Nagvaraaluk et de la partie nord de la Fosse du Labrador (figure 1a). Elles affectent les roches paléoprotérozoïques ainsi que le socle archéen. De nombreux indicateurs cinématiques ainsi que des linéations d'étirement plongeant faiblement vers le NW, observés dans ces zones de décollement, montrent que le transport tectonique des séquences supracrustales paléoprotérozoïques sur le socle archéen s'est effectué du NW vers le SE. Des plis de grande amplitude, droits ou légèrement déjetés vers le SE, avec des traces axiales orientées NE-SW, sont associés aux structures de décollement (figure 1a). Dans le nord de la région, les roches paléoprotérozoïques appartenant à la Fosse de l'Ungava sont aussi allochtone par rapport au socle archéen et montrent un transport tectonique vers le sud et le sud-est (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1990).

Le régime de déformation régionale en transpression s'exprime par plusieurs familles de failles ductiles sub-verticales d'épaisseur décamétrique à hectométrique. Ces failles se caractérisent par une fabrique planaire mylonitique à laquelle est associée une linéation d'étirement sub-horizontale bien développée. Les failles principales, d'envergure régionale, sont orientées à $\sim 320^{\circ}$ N et montrent un mouvement de décrochement dextre. Des failles subsidiaires à décrochement dextre ($\sim 30^{\circ}$ N) et localement senestre ($\sim 50^{\circ}$ N) sont associées aux failles principales (figure 1a). Cette famille de failles contemporaines affecte les roches archéennes du Complexe de Faribault-Thury ainsi que les dykes de Payne et de Klotz. L'effet de cette déformation s'intensifie vers l'est où les failles de décrochement deviennent plus fréquentes. Ces failles affectent aussi, de façon locale, les zones de décollement basal qui séparent les roches protérozoïques du lac Nagvaraaluk et de la partie nord de la Fosse du Labrador. Des

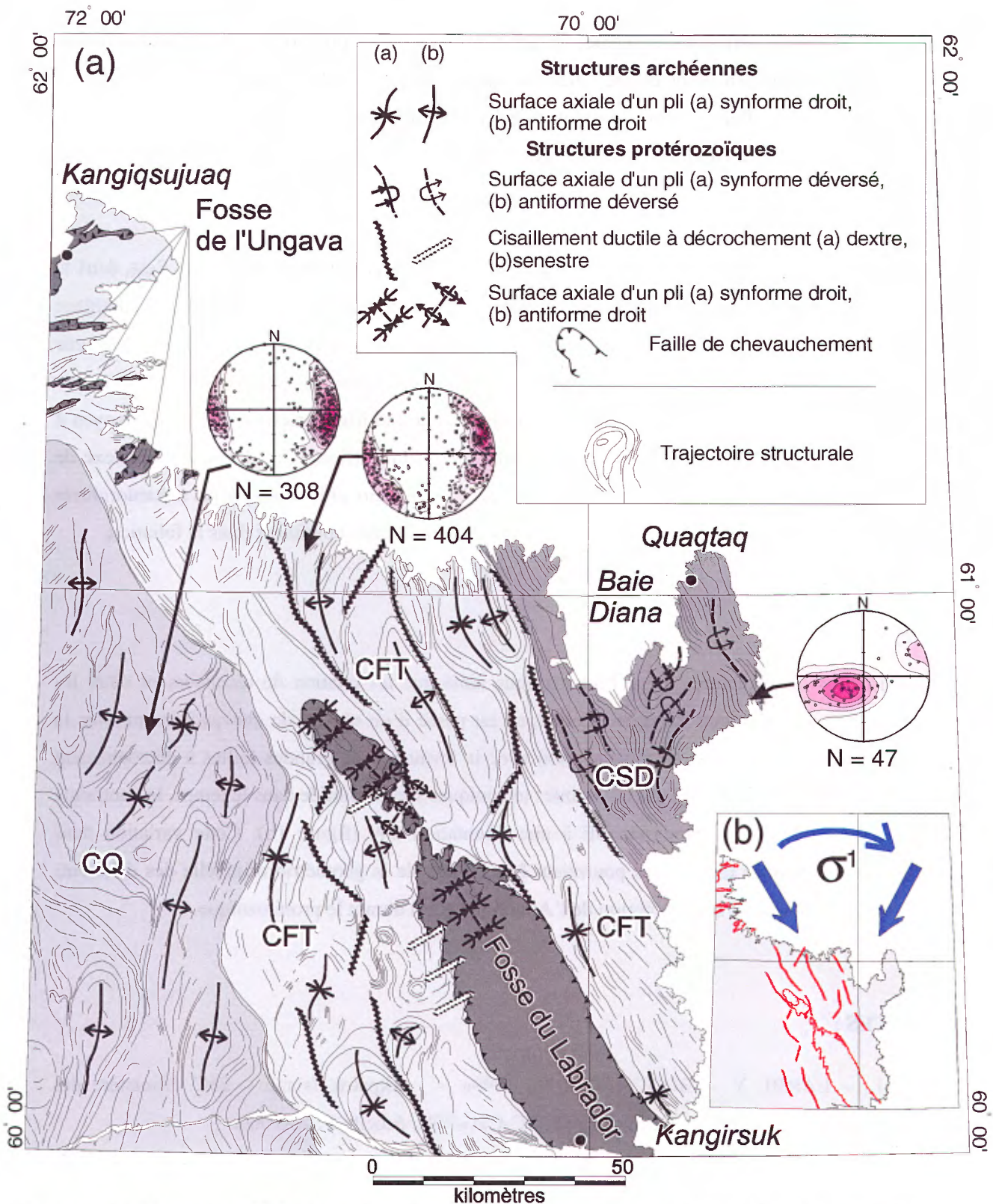


Figure 1: (a) Carte simplifiée des trajectoires structurales et des structures régionales. Les trajectoires structurales proviennent de l'analyse combinée des photographies aériennes, des cartes du champ magnétique, des données satellitaires (Landsat TM) et des données structurales planaires mesurées sur le terrain. CQ=Complexe de Qimussinguat, CFT=Complexe de Faribault-Thury et CSD=Complexe structural de Diana. Les projections stéréographiques équiangles montrent les pôles des plans de foliation. (b) Orientation de la contrainte principale σ^1 qui varie dans le temps.

plis régionaux de grande amplitude et à trace axiale NW (figure 1a), probablement contemporains du système de failles de décrochement dextre, affectent également les grandes structures de décollement. Cette séquence de déformations confère aux nappes paléoprotérozoïques, que l'on associe à la Fosse du Labrador, une forme étroite orientée selon un axe NW-SE avec des flancs festonnés dans la partie septentrionale.

À partir de la limite orientale du Complexe de Faribault-Thury et en se déplaçant vers l'est, dans le Complexe structural de Diana, la fabrique régionale change significativement. Dans le Complexe structural de Diana, l'empreinte de la déformation archéenne est complètement oblitérée par une déformation pénétrative d'âge Protérozoïque. Cette déformation protérozoïque se caractérise par une fabrique planaire mylonitique orientée vers le NW et faiblement inclinée (direction et pendage moyen à 320° N / 27°). Des plis isoclinaux accompagnent la fabrique planaire (figure 1a). Dans le Complexe de Diana, l'ensemble des lithologies est transposé selon la fabrique planaire et les équivalents métamorphisés des dykes de la Rivière Payne se présentent sous la forme d'amphibolites boudinées dans la foliation.

Discussion

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

RÉFÉRENCES :

MADORE, L. – LARBI, Y. – BOUCHARD, N., 1999a – Akpatok Island – 25C. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; carte SI-25C-C2G-99K, échelle 1 : 250 000.

MADORE, L. – LARBI, Y. – BOUCHARD, N., 1999b – Rivière Arnaud – 25D. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; carte SI-25D-C2G-99K, échelle 1 : 250 000.

- MADORE, L. – LARBI, Y. – BOUCHARD, N., 1999c – Kangiqsujuaq – 25E. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; carte SI-25E-C2G-99K, échelle 1 : 250 000.
- MADORE, L. – BANDYAYERA, D. – BÉDARD, J. – BROUILLETTE, P. – SHARMA, K.N.M. – BEAUMIER, M. – DAVID, J., 1999d – 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)
- LUCAS, S., 1989 – Structural evolution of Cape Smith thrust belt and the role of out-of-sequence faulting in the thickening of mountain belts. *Tectonics*; volume 8, pages 655-676.
- 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. – SCOTT, D.J. – LUCAS, S.B., 2000 – Early partitioning of Quebec : Microcontinent formation in the Paleoproterozoic. *Geology*; volume 28, pages 323-326.
- VAN KRANENDONK, M.J. – ST-ONGE, M.R. – HENDERSON, J.R., 1993 – Paleoproterozoic tectonic assembly of Northeast Laurentia through multiple indentations. *Precambrian Research*; volume 63, pages 325-347.

Le Volcanisme Mafique Archéen du Complexe de Faribault-Thury, Domaine de Douglas Harbour

Charles Maurice (Université McGill)

Trois ceintures métavolcaniques du Complexe amphibolitique de Faribault-Thury (Madore *et al.*, 1999) ont été échantillonnées dans le cadre d'une étude pétrogénétique détaillée à l'été 1999 (ceintures de Hamelin, du Lac Trempe et du Lac Buet, SNRC 24M et 25D). Les roches de ces trois emplacements sont de composition mafique à ultramafique, les métalaves étant représentées aussi bien que les cumulats qui leur sont associés. La concentration en MgO des métalaves varie entre 3,6 et 29,4 wt% MgO et les olivines coexistant avec le liquide varient entre Fo₇₅ et Fo₈₅ pour les roches metabasaltiques. Une tendance tholéitique d'enrichissement en Fe suggère l'absence de fractionnement de la magnétite dans des conditions peu oxydantes (fig. 1). En termes d'éléments majeurs, la haute teneur en Fe des roches métavolcaniques du Complexe de Faribault-Thury est similaire aux tholéïtes d'Hawaii (fig. 1), mais les éléments traces ressemblent plutôt aux MORBs modernes (figs. 3 et 4).

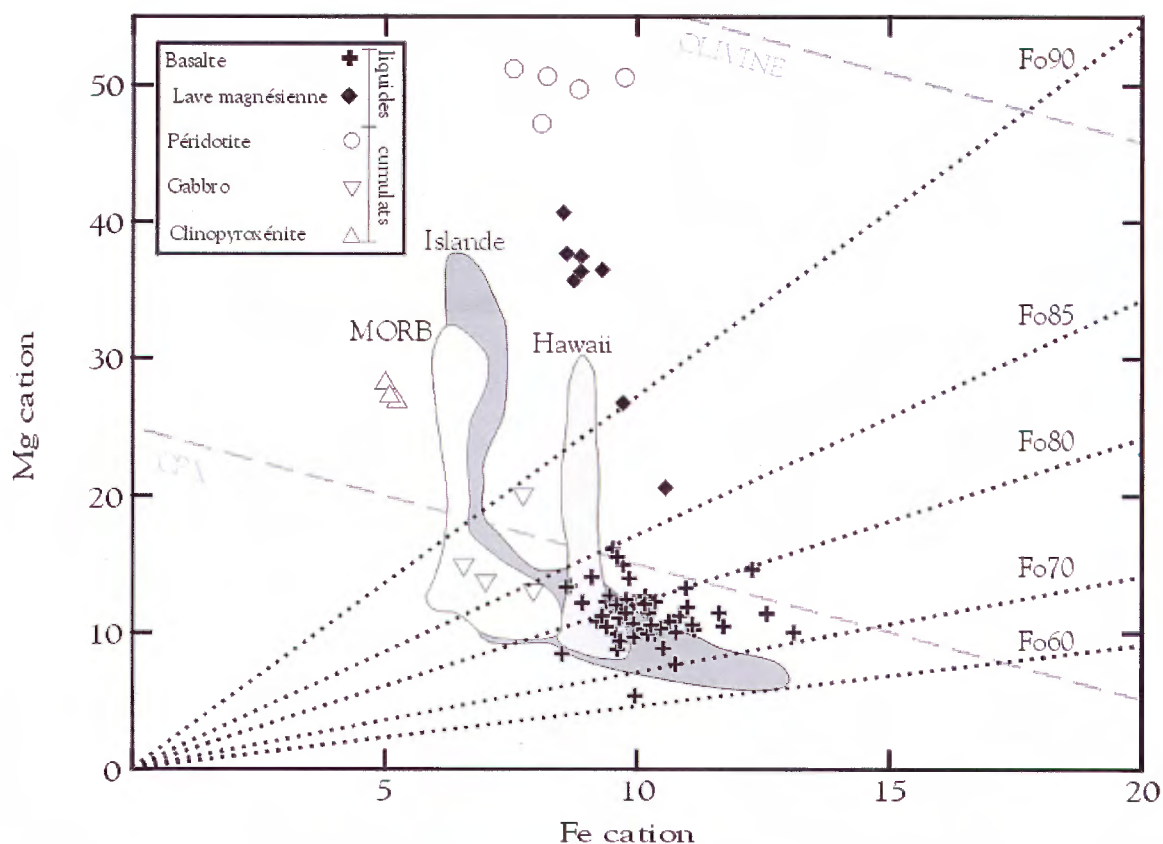


Fig. 1 : Mg vs. Fe en unités cationiques pour les métalaves et cumulats mafiques à ultramafiques du Complexe de Faribault-Thury comparativement à trois environnements tectoniques modernes. Les lignes diagonales représentent la composition de l'olivine dans le liquide en équilibre avec la source.

Les différents types de cumulats (péridotites, clinopyroxénites et gabbros) associés aux ceintures métavolcaniques possèdent une signature géochimique distincte des métalaves. Lors d'un processus de cristallisation fractionnée régulé par Ol, Ol + Cpx et Ol + Cpx + Plag, les éléments compatibles comme Mg, Cr et Ni partitionnent préférentiellement dans la première phase solide à cristalliser. Ainsi, les péridotites sont clairement enrichies en éléments compatibles (32.6 à 36.3 wt% MgO et 1216 à 2115 ppm Ni, figs. 1 et 2). De façon similaire, le coefficient de partition du Fe dans l'olivine et dans le clinopyroxène est plus faible que le coefficient de partition de Mg. Ainsi, les clinopyroxénites et gabbros sont appauvris en Fe (6.16 à 6.48 et 8.75 à 9.93 wt% Fe₂O₃ respectivement) relativement aux metabasaltes et aux laves magnésiennes (9.3 à 16.0 wt% Fe₂O₃) (fig. 1).

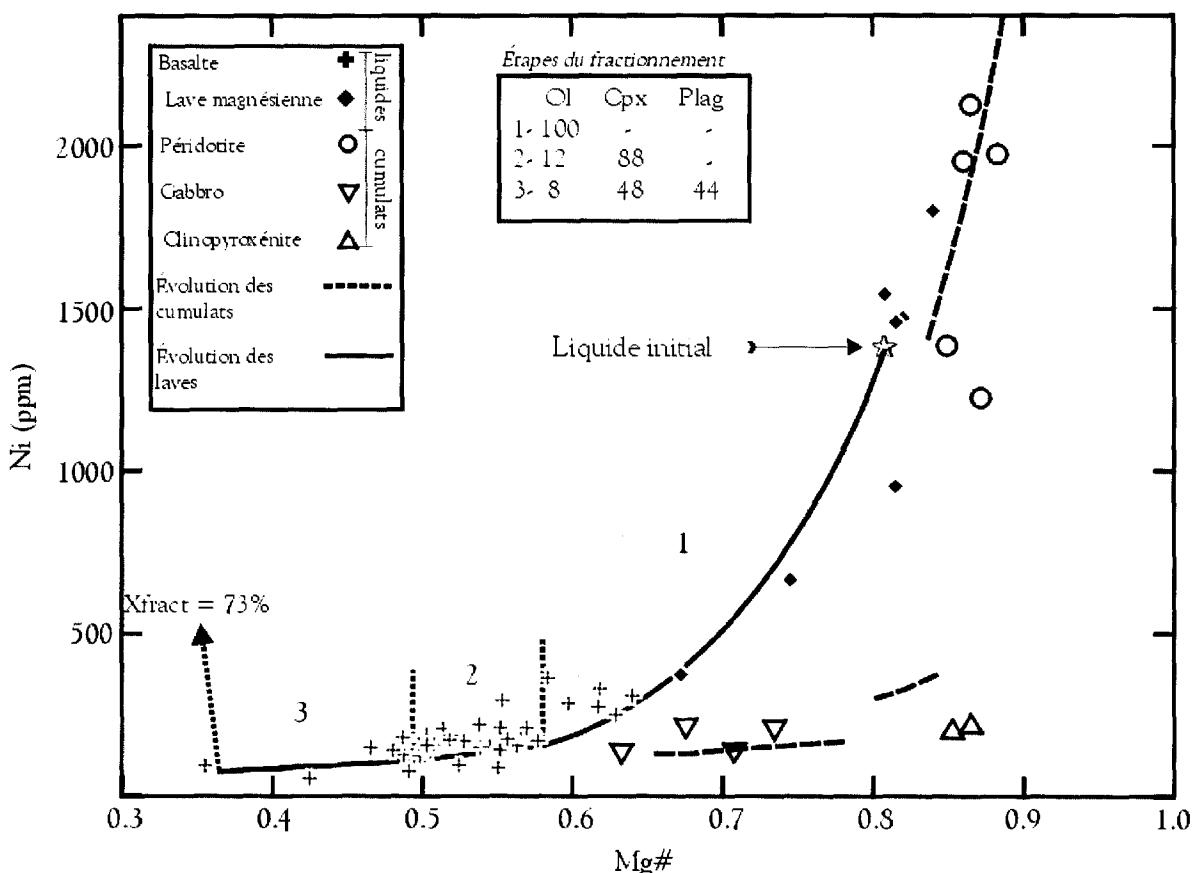


Fig. 2 : Ni vs. Mg# pour les métalaves et cumulats mafiques à ultramafiques du Complexe de Faribault-Thury. Les lignes représentent la modélisation de l'évolution des liquides et des cumulats résiduels par le fractionnement idéal d'un liquide initial (formé par la composition moyenne des échantillons CM99-018, 050, 051 et 052).

Les concentrations des éléments traces sont en général très faibles. Par exemple, les concentrations de Zr et Y ne dépassent pas 89 et 27 ppm respectivement. Le rapport Zr/Y varie de 1.9 à 3

pour les métalaves et la majorité des échantillons définissent une pente positive sous le ratio chondritique de 2.5 (fig. 4). Cette pente positive est expliquée par la différence entre les coefficients de partition de Zr

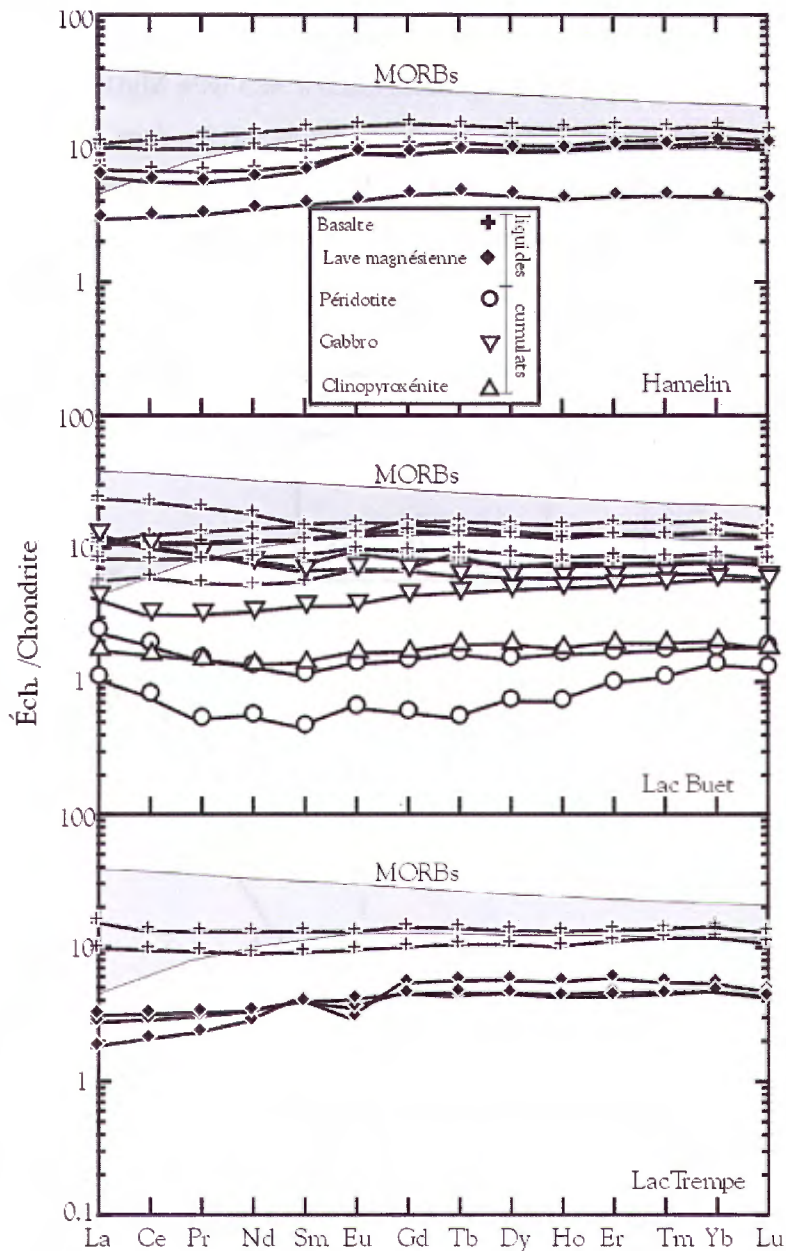


Fig. 3 : Profils de terres rares normalisés relativement aux chondrites et comparés aux basaltes de rides océaniques pour la ceinture de Hamelin, du Lac Buet et du Lac Trempe.

et Y lors du fractionnement du clinopyroxène, D_{Zr} étant au moins 4 fois plus petit que D_Y . Les metabasaltes ne peuvent être distingués des MORBs modernes mais se situent clairement à l'extrémité 'plus primitive' du champs. Comme le suggèrent les faibles rapports Zr/Y, les patrons de terres rares

montrent des patrons plats et non fractionnés (fig. 3). Les metabasaltes possèdent des concentrations de 6 à 15 fois chondrite, ne présentent aucune anomalie en Eu et ont des patrons en général plus appauvris que les MORBs modernes (fig. 3). Les métalaves magnésiennes des ceintures de Hamelin et du Lac Trempe sont plus appauvries et sont contraintes entre 2 et 6 fois chondrite. Celles du Lac Trempe semblent présenter un faible appauvrissement en terres rares légères ainsi que de légères anomalies négatives en Eu. Par analogie, certaines komatiïtes non-appauvries en Al (~7 wt% Al₂O₃) de l'ouest de l'Abitibi présentent des caractéristiques similaires aux métalaves magnésiennes du Lac Trempe : elles possèdent les mêmes enrichissements en terres rares (entre 1 et 6 fois chondrite), les mêmes concentrations en Al, ainsi que des rapports Al₂O₃/TiO₂ (20) chondritiques identiques (Fan and Kerrich, 1997).

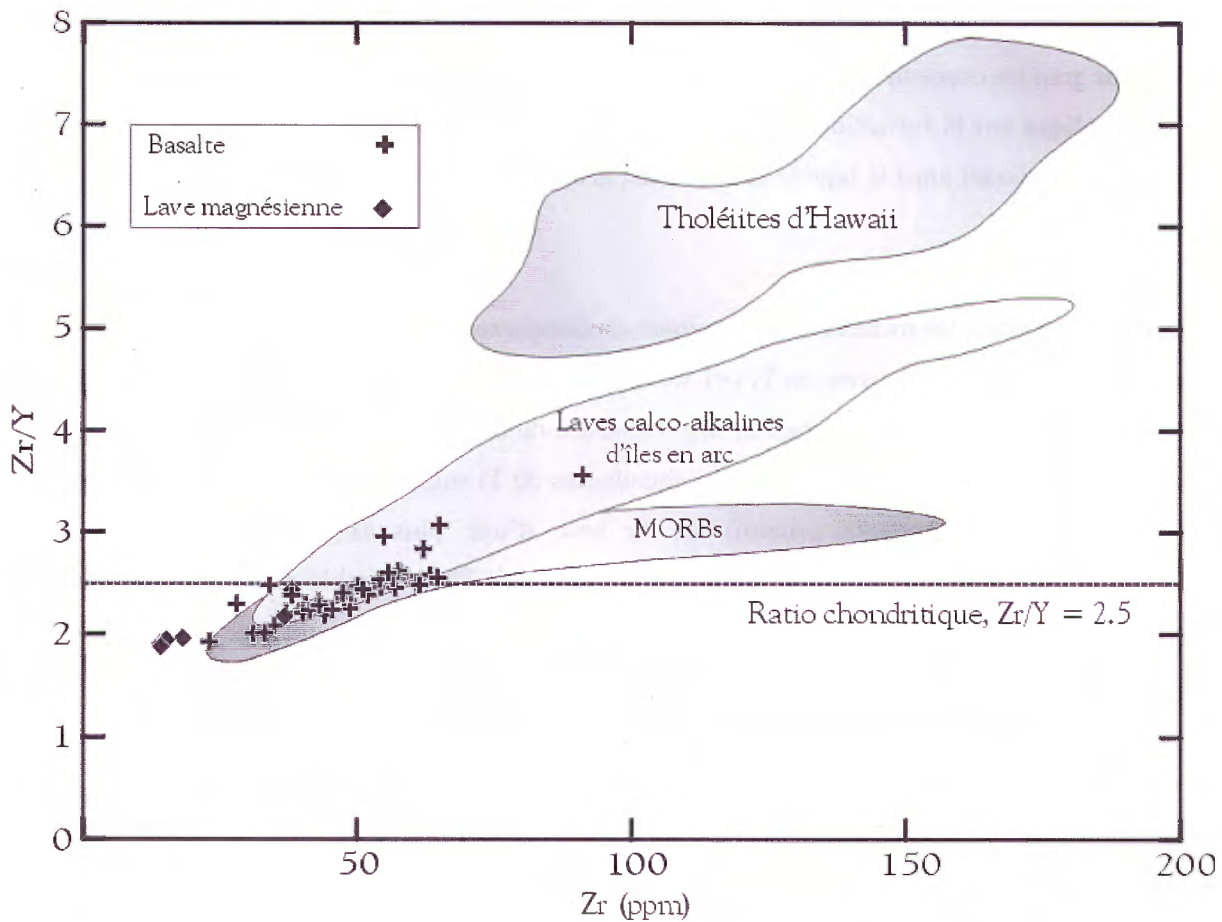


Fig. 4 : Zr/Y vs. Zr pour les métalaves du Complexe de Faribault-Thury comparativement à différents environnements tectoniques

L'évolution des laves ultramafiques à mafiques du Complexe de Faribault-Thury a été modélisée à l'aide du programme de cristallisation fractionnée XSTALN. Le liquide initial a été choisi en calculant la composition moyenne de quatre échantillons de laves magnésiennes des ceintures de Hamelin et du Lac

Trempe. La modélisation du fractionnement du ce liquide initial est possible en assumant un fractionnement idéal impliquant uniquement trois phases (Ol, Cpx et Plag). L'olivine est la première phase à fractionner du liquide initial avec une composition de Fo₉₃ et une température calculée de 1570° C. Lors de la deuxième étape, Ol + Cpx fractionnent dans des proportions de 12 et 88% respectivement. La troisième étape implique Ol + Cpx + Plag dans des proportions de 8, 48 et 44%. Les proportions des phases fractionnées sont similaires aux proportions cotectique et eutectique du système anorthite-diopside-forstérite sec à basse pression (1 atm) (Osborn and Tait, 1952). L'évolution du liquide initial a été reproduite dans l'espace Ni vs. Mg# (Mg/Mg+Fe) tout en gardant la trace des cumulats résiduels accumulés lors du processus (fig. 2). La trace laissée par l'évolution des liquides reproduit bien la variation observée des échantillons de métalaves, et les cumulats péridotitiques et gabbroïques peuvent être expliqués par les cumulats modélisés. Toutefois, la composition calculée des clinopyroxénites se trouve à de plus grandes concentrations de Ni et ne peut donc pas être expliquée par ce modèle. Cet écart pourrait être expliqué par la formation d'une phase de NiS qui aurait fractionné au fond de la chambre magmatique, appauvrissant ainsi le liquide et diminuant la quantité de Ni disponible pour la formation des clinopyroxénites.

De façon générale, les roches métavolcaniques du complexe de Faribault-Thury sont riches en Mg (généralement >7 wt% MgO), pauvres en Ti (<1 wt% TiO₂) et pauvres en Zr (<89 ppm). La petite taille des ceintures, l'occurrence de laves riches en Mg, l'absence de compositions intermédiaires à felsiques, les patrons de terres rares appauvris et les faibles abondances de Ti suggèrent que les roches volcaniques exposées représentent les restants primitifs de la base d'une plus large séquence volcanique. L'enrichissement en Fe des métalaves du Complexe de Faribault-Thury semble exclure la présence de quantités significatives d'eau dans la source. De plus, l'absence de fractionnement des terres rares lourdes, les faibles rapports Zr/Y et la reproduction du fractionnement des métalaves et de leur cumulats dans des proportions similaires au système Di-Fo-An à 1 atm suggèrent le fractionnement du magma parental dans un environnement de basse pression similaire aux MORBs.

Toutefois, l'analogie avec les basaltes de rides océaniques actuels ne peut expliquer toutes les caractéristiques observées dans les métalaves du Complexe de Faribault-Thury et certaines questions restent à résoudre. Les MORBs sont beaucoup plus pauvres en Fe (fig. 1) et plus riches en éléments traces (Zr, REEs, figs. 3 et 4) que les métavolcanites du Complexe de Faribault-Thury, ce qui pourrait refléter un manteau supérieur moderne plus appauvri en Fe et un manteau archéen plus chondritique qu'aujourd'hui. Aussi, des anomalies négatives en Nb, Hf et P ainsi que des enrichissements variables en Th pourraient évoquer une signature calco-alkaline en désaccord avec la tendance d'enrichissement en fer observée et en

discordance avec les patrons de terres rares plats non-fractionnés. Ces dernières anomalies peuvent aussi provenir de la contamination crustale par les différentes masses de tonalites et cette hypothèse sera vérifiée prochainement.

Références :

Fan, J. et Kerrich, R. Geochemical characteristics of Al depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, western Abitibi greenstone belt: a heterogeneous mantle plume-convergent margin environment, *Cosmochimica and Geochimica Acta*, 22, 4723-4744.

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.

Osborn, E.F. et Tait, D.B. (1952) The system diopside-forsterite-anorthite, *American Journal of Science*, 2, 413-433.

Dynamique et transport glaciaires polyphasés dans la région du lac Aigneau (24 E), nord du Québec

Michel Parent et Serge J. Paradis

Centre géoscientifique de Québec, Commission géologique du Canada, 880 chemin Ste-Foy, C.P. 7500, Ste-Foy, QC, G1V 4C7; miparent@mcan.gc.ca

Des levés d'indicateurs d'écoulement glaciaire ainsi qu'un levé géochimique du till de surface ont été réalisés dans la région du lac Aigneau (SNRC 24 E) au cours de l'été 1999; quelques observations complémentaires effectuées dans le feuillet adjacent (24 F) sont également incorporées au présent rapport. Ces levés s'ajoutent aux levés de reconnaissance effectués dans les régions voisines (24 K - Kuujuaq; 24 L - Lac Dufrebois; 24 M - Lac Peters; 34 I - Lac La Potherie) au cours des étés 1998 et 1999.

Dynamique glaciaire régionale:

Sur les 145 affleurements rocheux examinés dans la région, quelque 40 % ont permis l'observation de plusieurs phases ou directions d'écoulement glaciaire, les phases antérieures au dernier mouvement glaciaire régional étant généralement enregistrées sur des surfaces striées abritées. L'analyse de ces données met en évidence trois systèmes successifs de mouvements glaciaires régionaux (Figure 1):

- 1. Mouvement ancien vers l'ESE:** Ce mouvement, dont la direction varie de 090E à 120E, peut être observé sur les surfaces abritées d'un nombre significatif d'affleurements. Les traces de ce mouvement ancien ont également été observées couramment dans les régions au nord (24 L, 24 M) et elles ont été également observées plus à l'est dans la Fosse du Labrador (24 F, 24 K). Par contre, les indicateurs associés à ce mouvement semblent se raréfier dans la partie sud de la région.
- 2. Mouvement intermédiaire vers le NNE:** De direction variant entre 350E et 020E, les surfaces striées associées à ce mouvement ont pu être observées sur un grand nombre d'affleurements répartis dans pratiquement toute la région; elles s'étendent d'ailleurs loin au nord (24 L, 24 M). Comme le précèdent, ce vieux mouvement NNE s'étend aussi sur les terrains de la Fosse du Labrador (Orogène du Nouveau-Québec) où ses indicateurs deviennent progressivement indistinguables de ceux associés aux déflexions tardiglaciaires vers le nord.

- 3. Mouvement principal vers le NE:** Dirigé entre 040E et 070E, il s'agit du mouvement dominant sur pratiquement tous les affleurements compris entre la ligne de partage glaciaire (LPG) du centre de la

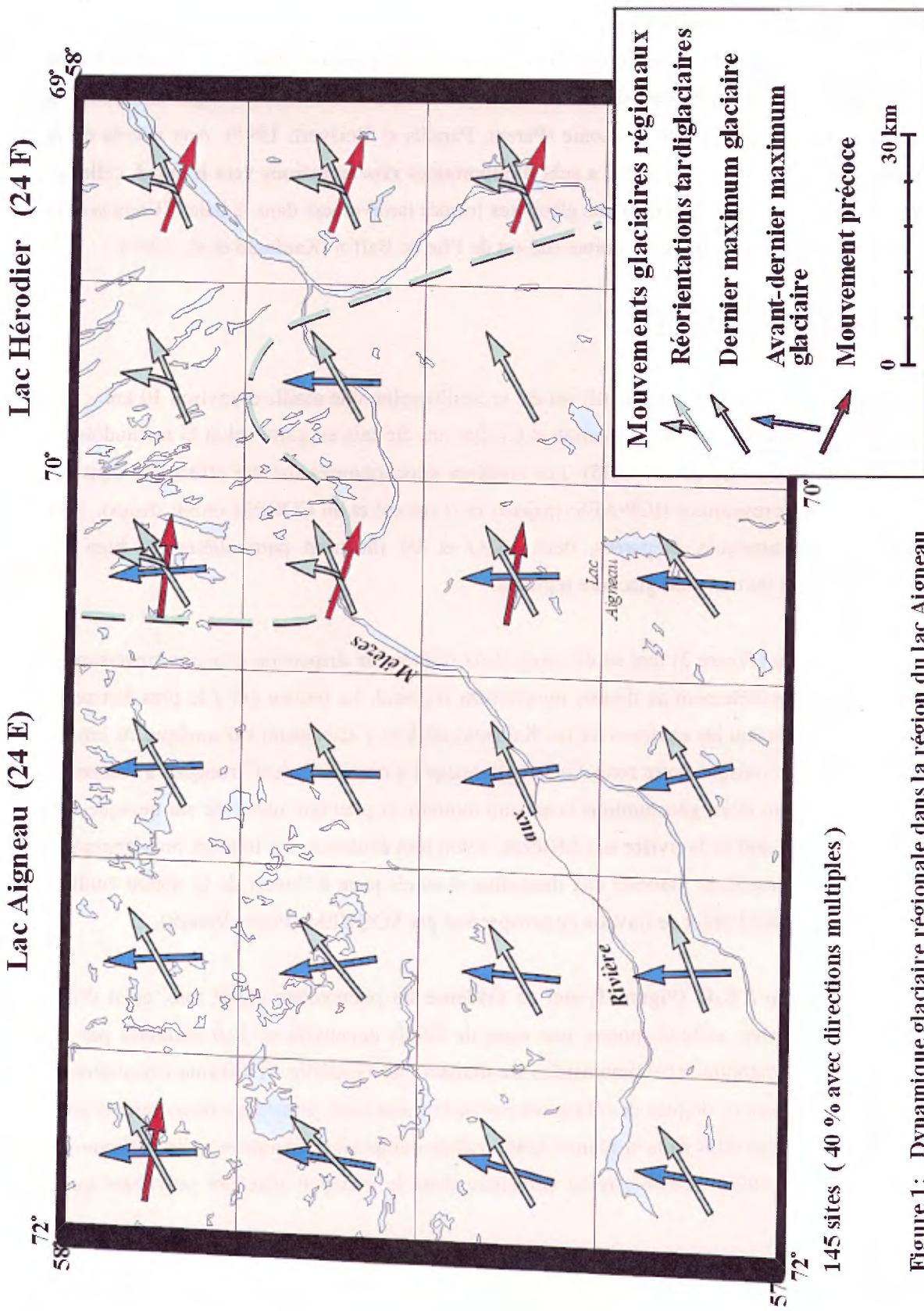


Figure 1: Dynamique glaciaire régionale dans la région du lac Aigneau

péninsule et les abords de la Fosse du Labrador. Cette LPG est située à plus de 60 km à l'ouest de la région étudiée et coïncide à peu près avec le méridien 73E30' W, soit plus à l'ouest que la LPG de Payne (Bouchard et Marcotte, 1986). À l'ouest de la LPG, le mouvement dominant est dirigé vers 270E et semble corrélatif de celui enregistré en Hudsonie (Parent, Paradis et Boisvert, 1995). Aux abords de la Fosse du Labrador, le mouvement vers le NE a subi d'importantes **réorientations vers le nord**, celles-ci ayant été présument causées par des courants glaciaires formés tardivement dans la baie d'Ungava et le détroit d'Hudson et débordant jusque sur la pointe sud-est de l'île de Baffin (Kaufman et al., 1993).

Géochimie du till et dispersion glaciaire:

Sur le feuillet 24 E, 136 échantillons de till ont été recueillis selon une maille d'environ 10 km. Les résultats des analyses géochimiques sur la fraction < 63 Φ m ont été mis en carte selon la méthodologie présentée antérieurement (Parent et al., 1995). Les analyses géochimiques ont été effectuées dans les laboratoires de l'INRS-Géoresources (ICP-AES: majeurs et et traces) et du COREM (ANI: traces). Des quelque 30 cartes géochimiques préparées, deux (K_2O et U) illustrent particulièrement bien les principales caractéristiques du transport glaciaire régional.

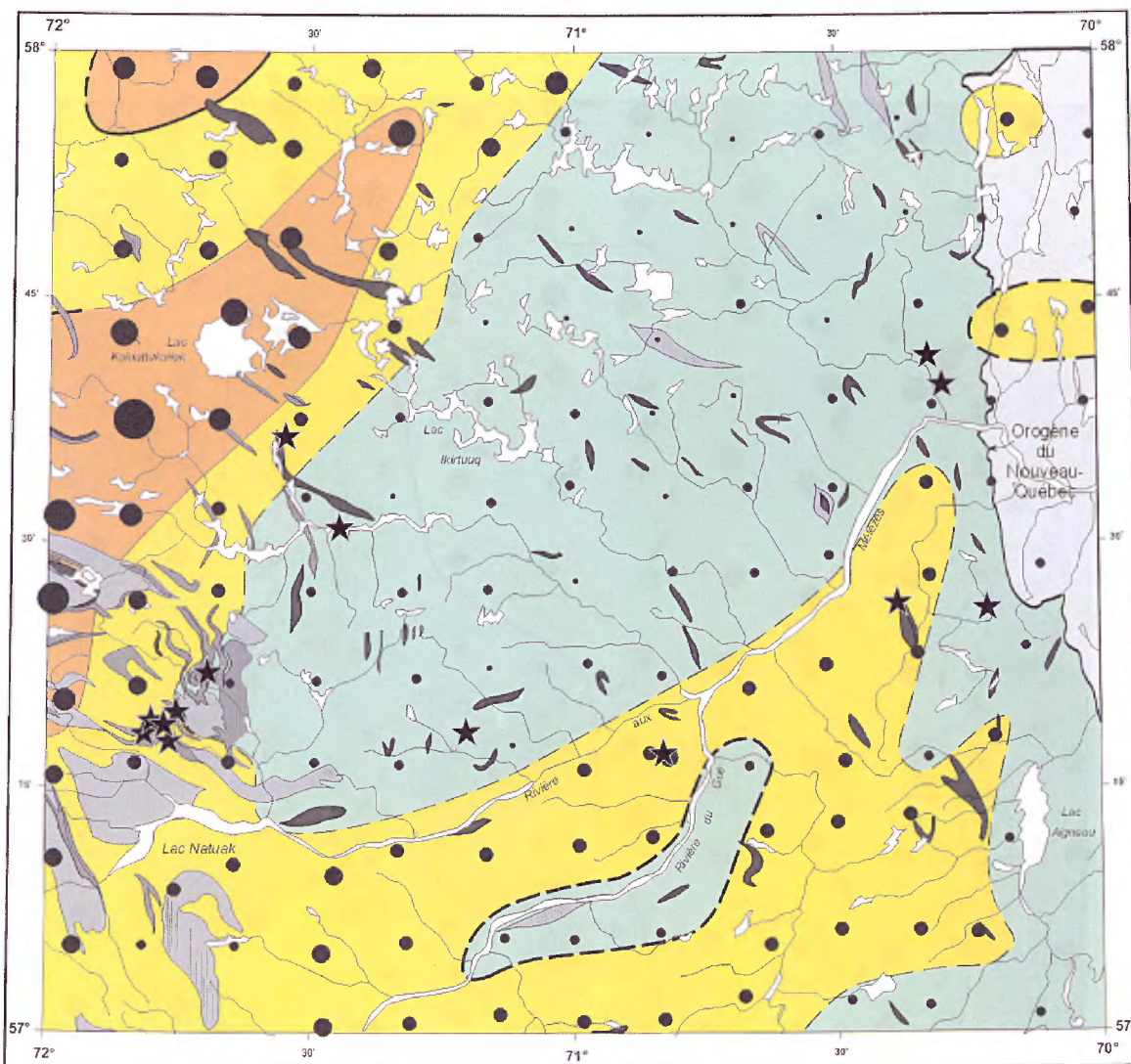
La carte de l'**uranium** (Figure 2) met en évidence deux traînées de dispersion glaciaire traversant la région en direction NE, parallèlement au dernier mouvement régional. La traînée qui a le plus fort relief géochimique est celle traversant les environs du lac Kakiatukallak et s'allongeant sur quelque 70 km, ce qui représente un minimum puisque notre zone d'échantillonnage l'a manifestement tronquée à l'amont et à l'aval. L'autre traînée a un relief géochimique beaucoup moindre et peut être observée sur quelque 110 km dans la région située au sud de la rivière aux Mélèzes. Selon tout évidence, ces traînées proviennent de deux massifs de granites uranifères associés aux diatexites et situés juste à l'ouest de la région étudiée. Ces granites ont d'ailleurs fait l'objet de travaux de prospection par SOQUEM (Projet Vernot).

La carte du **potassium / K_2O** (Figure 3) met en évidence un phénomène plutôt rare, celui d'une traînée de dispersion négative; celle-ci montre une zone de débris appauvris en K_2O entraînés par les glaces à partir des roches mafiques et supracrustales du domaine de Goudalie. La forme irrégulière de cette traînée de dispersion longue de plus de 80 km est attribuable aux deux principaux mouvements (vers le N et le NE) qui se sont succédés dans la région. Cette traînée composite (rubanée + palimpsestique; cf. Parent, Paradis et Doiron, 1996) de faible relief enregistre donc le transport glaciaire polyphasé qui a affecté la région.

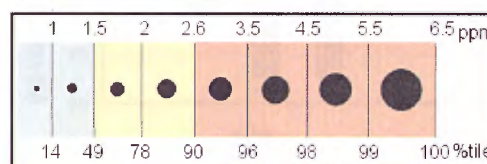
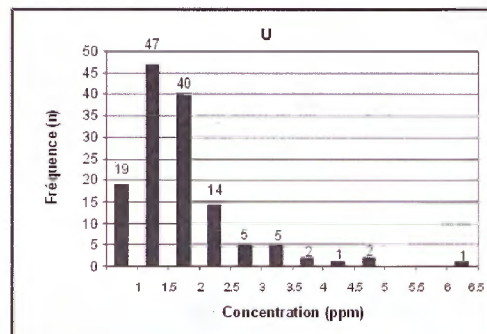
Les traînées de dispersion de l'uranium et du potassium montrent que lorsque le contraste

Géochimie du till - Lac Aigueau (24 E)

Uranium



Fraction:	< 0.063 mm
Seuil de détection:	0,5 ppm
Méthode d'analyse:	ANI
Nombre d'échantillons:	136
Minimum:	0,7
Maximum:	6,1
Moyenne:	2,1
Médiane:	1,8
Mode:	1,3
Écart-type:	0,9
Coefficient de variation (%):	42,0
Échantillons < seuil de détection:	0



BLOC DE MINTO (Province du Supérieur)

- Roche ultramafique, gabbro, diorite
- Séquence supracrustale
- Diatexite

★ Indice minéralisé (MRNQ)

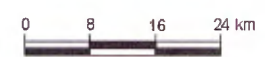


Figure 2: Double traînée de dispersion provenant de massifs de granites uranifères situés juste à l'ouest de la région étudiée.

Géochimie du till - Lac Aigneau (24 E)

K₂O

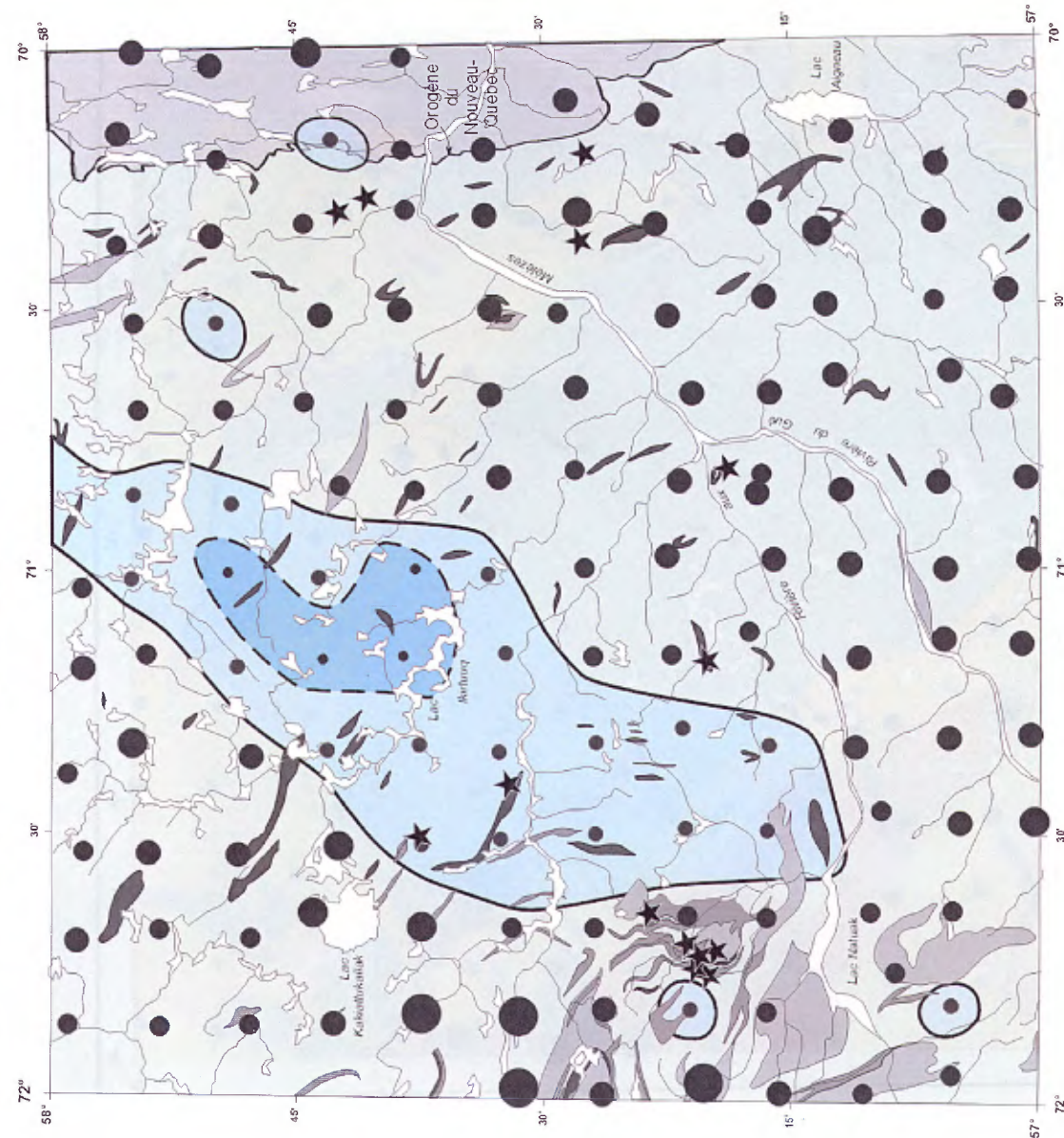


Figure 3: Trainée de dispersion composite négative provenant des roches mafiques et supracrustales du domaine de Goudalie.

géochimique des roches-sources est suffisamment élevé, le transport glaciaire est détectable sur au moins 90 km. Il faut aussi se rappeler que ce transport est polyphasé: les débris glaciaires en transit ont subi au moins trois phases d'entraînement-réentraînement (ESE + NNE + NE), ce qui ouvre un assez large éventail de provenances pour des blocs minéralisés qui seraient éventuellement trouvés à la surface du till dans la région.

Recherche préliminaire de minéraux indicateurs dans le till:

Dans le but de faire le suivi sur l'un de nos échantillons de till provenant des environs du lac Ikirtuuq (# 99PIA-451) et présentant des caractéristiques indicatives de roches ultramafiques (valeurs très élevées en Ni, Cr, Co et très appauvries en K₂O), et compte tenu du potentiel diamantifère de la région (Moorhead et al., 2000), des travaux complémentaires de caractérisation lithologique et minéralogique (comptages lithologiques; minéralogie des lourds; recherche de minéraux indicateurs de kimberlite) ont été réalisés par la firme Consorminex Inc. sur la fraction inutilisée (~ 1.5 kg) de cet échantillon de till et sur ses 8 plus proches voisins.

La composition lithologique des granules (Tableau 1) des 9 échantillons analysés révèle des différences notables: ainsi # 99PIA-451 et # 99PIA-428 sont particulièrement riches en fragments ultramafiques, #99PIA-449 contient beaucoup de fragments de formation de fer, et # 99PIA-466 est celui qui contient le plus de fragments riches en amphibole. Cette diversité se reflète aussi au niveau des cortèges de minéraux lourds (g.s. > 3.3) extraits de la fraction sableuse (Tableau 2). Il est à noter que pyroxènes et amphiboles dominant dans les six échantillons les plus à l'est (# 428 à # 466), l'échantillon # 99PIA-451 ne se démarquant pas vraiment de ces derniers. Quant aux trois échantillons les plus à l'ouest (# 485 à # 487), leur cortège de minéraux lourds se distingue par un important pourcentage de grenat rose. Enfin l'examen visuel de tous les minéraux lourds extraits de la fraction 0.250 - 1.7 mm n'a permis que l'identification d'un seul grain indicateur de kimberlites; il s'agit d'un grain de diopside chromifère (Cr₂O₃ < 2 %) trouvé dans l'échantillon # 99PIA-466. Compte tenu du nombre et de la taille des échantillons disponibles, ces résultats ne sont pas concluants, mais ils semblent assez encourageants pour faire l'objet d'un modeste programme d'échantillonnage.

Références:

Bouchard, M.A. et Marcotte, C., 1986: Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Nouveau-Québec. Recherches en cours, Commission géologique du Canada, Étude 86-1B, pages 295-304

Kaufman, D.S., Miller, G.H., Stravers, J.A. et Andrews, J.T., 1993: Abrupt early Holocene (9.9-9.6 ka) ice-stream advance at the mouth of Hudson Strait, Arctic Canada. Geology, vol. 21, pages 1063-1066

Moorhead, J., Perreault, S., Berclaz, A., Sharma, K.M.N., Beaumier, M. et Cadieux, A.-M., 2000: Kimberlites et diamants dans le Nord du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Géologie Québec, PRO 2000-05, 9 pages

Parent, M., Paradis, S.J. et Boisvert, É., 1995: Ice flow patterns and glacial transport in the eastern Hudson Bay region: implications for the late Quaternary dynamics of the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 32, pages 2057-2070

Parent, M., Paradis, S.J. et Doiron, A., 1996: Palimpsest glacial dispersal trains and their significance for drift prospecting. *Journal of Geochemical Exploration*, volume 56, pages 123-140

Parent, M., Laflèche, M.R., Paradis, S.J., Tremblay, C. et Boisvert, É., 1995: Géochimie régionale du till, région de la Petite rivière de la Baleine, Québec nordique. *Commission géologique du Canada, Dossier public 2871*, 82 p.

Tableau 1. Localisation des échantillons et lithologie des granules

Lithologie des cailloux, fraction 4-8mm.

Échantillon	Estant	Nordant	Cailloux comptés	Poids (g)	Métasédiment/ métavolcanique		Riche en amphiboles		Fm de Fer	Autres
					Granitoïde %	%	%	Ultramafique %		
99PIA-428	380,593	6389,303	200	55,12	56,4	39,9	3,0	11,2		0,0
99PIA-449	379,962	6400,211	200	48,60	65,6	20,2	14,1	1,3		33,4
99PIA-450	370,785	6400,007	200	57,73	76,7	14,3	14,4	2,6		2,3
99PIA-451	370,826	6390,967	200	54,65	71,0	17,4	10,0	13,9		2,4
99PIA-452	379,733	6381,143	200	56,09	70,6	17,2	21,0	3,6		0,0
99PIA-466	370,789	6379,465	200	42,41	65,7	13,6	41,4	0,0		0,0
99PIA-485	359,611	6380,556	200	47,83	84,4	6,6	28,1	0,0		0,0
99PIA-486	366,443	6399,849	200	48,90	78,0	11,4	16,3	0,0		0,0
99PIA-487	360,741	6389,494	200	45,08	66,0	20,5	8,7	0,0		0,0

Tableau 2. Cortèges de minéraux lourds dans la fraction sableuse fine et très fine du till

Les pourcentages des minéraux lourds, fraction >3.3 d., 63-250µm, montés dans du ciment époxy, 300 grains comptés.

Échantillon	HM	IL	RU	LX	GO	HB	Ht	CP	DP	OP	HY	EP	GA	Gr	ZR	IC
99PIA-428	0,7	10,0	0,7	0,7	1,3	22,0	0,7	29,3	0,7	6,0	16,7	10,7	0,7	0,0	0,0	0,0
99PIA-449	2,0	4,7	0,0	0,7	2,0	14,0	0,0	36,3	0,0	0,7	18,3	18,0	1,3	0,0	0,7	1,3
99PIA-450	0,7	1,3	0,0	0,0	0,0	38,0	0,0	26,0	0,0	0,0	10,7	10,7	12,0	0,0	0,0	0,7
99PIA-451	0,7	7,3	0,0	0,0	0,0	25,3	1,3	36,0	0,0	0,7	16,7	6,0	4,7	0,7	0,0	0,7
99PIA-452	0,0	5,3	0,0	0,0	0,0	46,7	0,0	14,7	0,0	0,0	14,7	10,7	6,0	0,0	0,7	1,3
99PIA-466	2,7	4,0	0,0	0,0	0,0	66,0	0,0	5,3	0,0	0,0	10,0	8,7	3,3	0,0	0,0	0,0
99PIA-485	8,0	20,6	0,0	0,0	0,0	22,7	0,7	3,3	0,0	1,3	8,7	8,0	22,0	0,0	4,7	0,0
99PIA-486	0,7	7,3	0,0	0,0	0,0	26,7	0,0	9,3	0,0	0,0	7,3	8,0	38,7	0,7	1,3	0,0
99PIA-487	4,0	28,0	0,0	0,0	0,0	6,0	0,0	2,0	1,3	0,0	7,3	3,3	45,3	0,0	2,7	0,0

Consorminet Inc.

Notes:

HM=hématite; IL=ilmenite, gris; RU=rutile, rouge; LX=leucosène; GO=goéthite; HB=hornblende, vert; Ht=hornblende, brun; CP=clinopyroxène, non diff.; DP=diopside; OP=orthopyroxène, non diff.; HY=hypersthène; EP=épidote; GA=grénat, rose; Gr=garnet, jaune-orange; ZR=zcron; IC=inconnu et non identifiable.

Évolution des isotopes du Nd dans la croûte de la région du Lac La Potherie, bloc de Minto, Province du Supérieur

Olivier Rabeau, Ross Stevenson, Jean David, Hélène Isnard

GEOTOP/Sciences de la Terre. UQAM, B.P. 8888 Succ. Centre-ville, Montréal, QC,
H3C 3P8 olirabeau@hotmail.com

Le bloc de Minto, situé à l'extrémité de la Province du Supérieur dans l'Est du Canada, représente une région de grande superficie où la géologie n'est que très peu comprise. Une approche par la géochimie isotopique peut s'avérer très révélatrice pour définir les entités géologiques de cette région. Des études de géochimie isotopique utilisant la méthode Sm-Nd ont déjà été entreprises dans le bloc de Minto (Stern & al, 1994; Sulski & Percival, 1996) le long d'un transect E-W. Celles-ci ont grandement contribué à la compréhension de la région. Le présent projet d'étude se situe juste au Nord de ce transect dans les feuillets 24-L et 34-I, dans la région du Lac La Potherie qui a été cartographiée par le Ministère des ressources naturelles lors de l'été 1999 (Figure 1). Cette région couvre quatre des domaines du Bloc de Minto : Lac Minto, Goudalie, Utsalik, Douglas Harbour. Le projet d'étude vise à mieux comprendre l'évolution de cette partie de la Province du Supérieur en faisant ressortir les différences entre les terrains possédant des caractères anciens ou juvéniles.

Résultats préliminaires

L'échantillonnage a été effectué sur des lithologies d'importance régionale contenues dans les deux feuillets. La localisation des échantillons ayant été traités se retrouve sur la figure 2. Dans les échantillons analysés on retrouve un granite et une charnockite dans le Domaine du Lac Minto; 2 granites, une enderbite, une tonalite et un paragneiss du Domaine de Goudalie; 3 granites, 2 granodiorites du Domaine de l'Utsalik et 2 granites et une tonalite du Domaine de Douglas Harbour. Des âges Pb-Pb ont été obtenus pour certaines de ces lithologies (David, J.) les autres âges ont été évalués d'après des critères de terrains se basant principalement sur les évidences de recoupement ou sur l'intensité de la foliation.

Les résultats Sm-Nd obtenus ont été reportés sur un diagramme d' ϵ_{Nd} en fonction de l'âge dans la figure 3 qui renferme aussi la courbe théorique du manteau appauvri de DePaolo. Ces résultats permettent, pour l'instant, de délimiter deux ensembles très distincts. On retrouve, dans un premier cas, des lithologies montrant un caractère nettement plus ancien : les granites et la tonalite du Douglas Harbour,

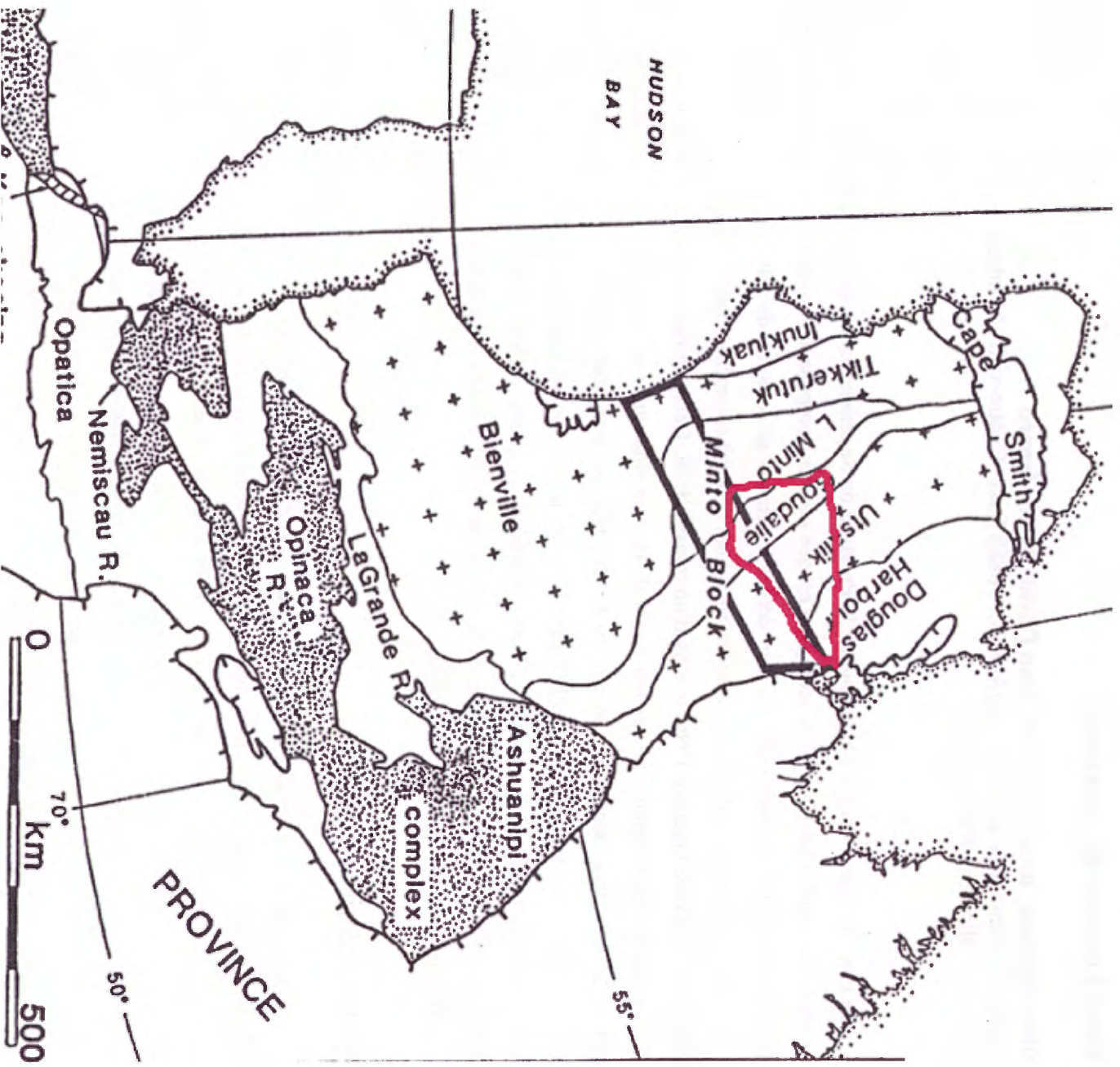


Figure 1 : Carte simplifiée de la géologie du bloc de Minto montrant la localisation du transect de la Rivière aux Feuilles (noir) et de la région du Lac La Potherie (rouge), modifiée de Stern & al (1994)

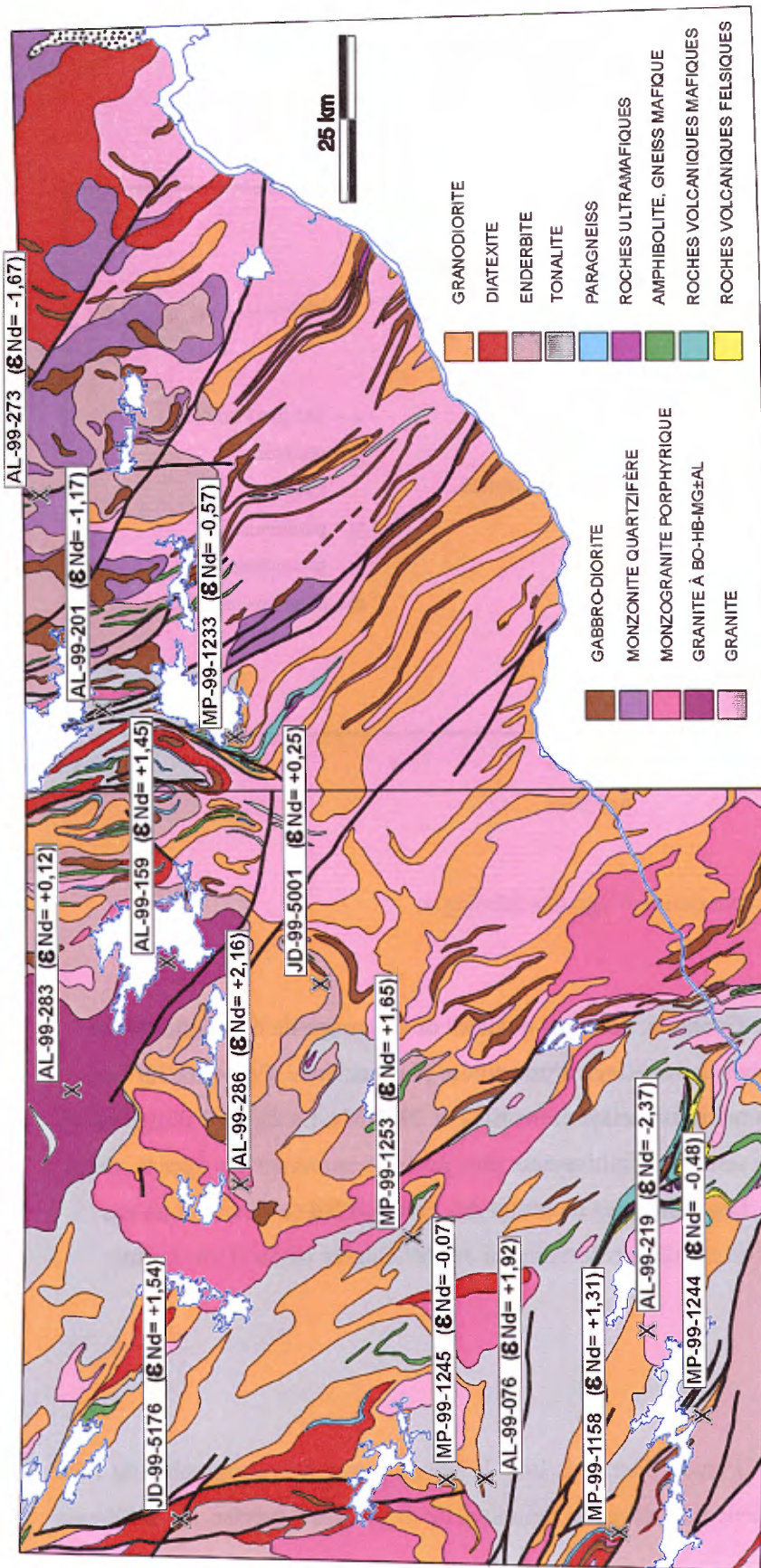


Figure 2: Localisations des échantillons sur une carte géologique simplifiée de la région du Lac La Potherie compilée par Leclair et Parent (1999).

Epsilon Nd en fonction de l'âge

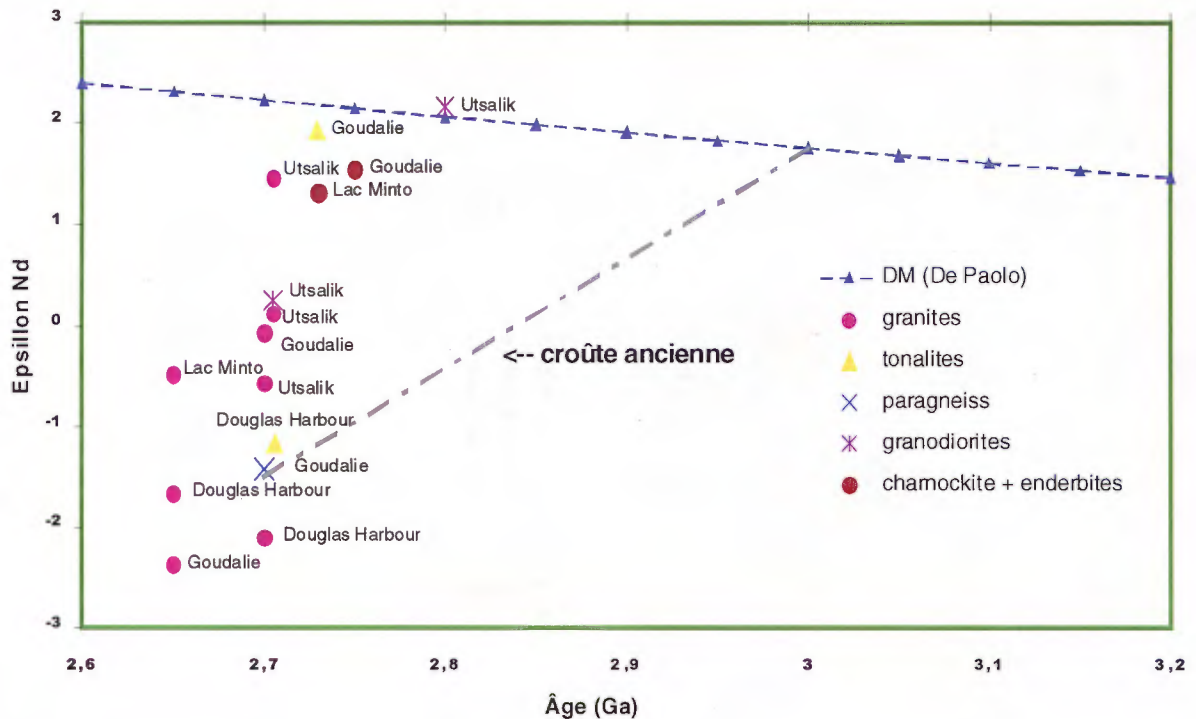


Figure 3 : Graphique de l'Epsilon Nd en fonction de l'âge des lithologies.

le paragneiss et le granite du Domaine de Goudalie. Les âges modèles de ce groupe de lithologies laisse entrevoir la possibilité qu'elles soient issues du recyclage d'une croûte plus ancienne d'environ 3,0 Ga. En fait, ces lithologies montrent des âges modèles variant entre 3032 et 2962 Ma. La figure 2 illustre aussi clairement qu'un ensemble de lithologies semble définitivement plus juvénile, montrant des âges modèles variant aux environs de 2800 à 2931 Ma. Les lithologies montrant des Epsilon Nd se situant entre ces deux ensembles pourraient être dérivées de ces deux réservoirs ou des lithologies issues d'une croûte d'âge intermédiaire.

Perspectives

Certains échantillons de la région à l'étude, ramassés lors de la campagne de cartographie de l'été 1999, restent encore à traiter et pourraient permettre de délimiter de façon plus précise les différents

groupes de lithologie. De plus, il pourrait s'avérer intéressant de combiner ces résultats avec des analyses de géochimie isotopique utilisant la méthode Pb-Pb qui permettraient d'apporter des informations supplémentaires sur l'évolution crustale de la région. Finalement, il serait souhaitable de pouvoir étendre l'échantillonnage sur les feuilletés se situant à l'Ouest lors de l'été 2000 afin d'obtenir des données isotopiques traversant complètement le bloc de Minto d'Est en Ouest.

Références

SKULSKI, T., PERCEVAL, J.A., 1996, Allochthonous 2,78 Ga oceanic plateau slivers in a 2,72 Ga continental arc sequence : Vizien greenstone belt, northeastern Superior Province, Canada. *Litos*, 37, pp.163-179.

STERN, R.A., PERCEVAL, J.A., MORTENSEN, J.K., 1994, Geochemical evolution of the Minto Block: a 2,7 Ga continental magmatic arc built on the Superior proto-craton. *Precambrian Research*, 65, pp. 115-153.

Évolution tectonomagmatique du complexe d'Ashuanipi

Robert Thériault et Serge Chevé

Géologie Québec 5700, 4^{ème} Avenue ouest, bureau A-210 Charlesbourg, QC, G1H 6R1

robert.theriault@mrn.gouv.qc.ca

Introduction

La Province du Supérieur occupe la partie centrale du bouclier Canadien et s'étend sur une superficie de plus de 2 millions de km², ce qui en fait le plus grand craton archéen préservé au monde (Lucas *et al.*, 1998) (figure 1). Ce craton forme un noyau autour duquel des domaines lithotectoniques plus jeunes se sont accrétés durant le protérozoïque (*i.e.* 2,0-1,0 Ga), soit lors de la formation des orogènes du Nouveau-Québec, des Torngats, de Trans-Hudson et de Grenville (Hoffman, 1988). La portion est de la Province du Supérieur au Québec a été subdivisée par Card et Ciesielski (1986) en cinq différentes sous-provinces géologiques, soit les sous-provinces d'Ashuanipi, d'Opinaca, de Bienville, de La Grande et de Minto. Cette partie du Supérieur est bordée par des séquences paléoprotérozoïques de la Fosse du Labrador, et au sud par des roches mésoprotérozoïques de la Province de Grenville (figure 2).

Complexe d'Ashuanipi

La sous-province (ou complexe) d'Ashuanipi est située dans l'angle sud-est de la Province du Supérieur au Québec, où elle occupe une superficie sub-circulaire de plus de 90 000 km² (Percival, 1987). Elle est constituée principalement de roches métamorphisées au faciès des granulites, qui se caractérisent par l'omniprésence d'orthopyroxène. Le complexe se compose en grande partie de roches migmatitiques injectées d'intrusions felsiques syn- à post-tectoniques (Stevenson, 1964 ; Eade, 1966; Fahrig, 1967; Sharma et Dubé, 1980; Percival, 1987, 1991, 1993; Lapointe, 1989; Chevé et Brouillette, 1995 ; James, 1997; Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998, 2000; Gosselin et Simard, 2000). Les migmatites sont essentiellement constituées de diatexites (Brown, 1973), avec des quantités moindre de métatexites (*i.e.* paragneiss migmatisés). Les diatexites sont de composition granodioritique à granitique, et proviennent de la fusion partielle de roches supracrustales. Elles contiennent de nombreuses enclaves de roches encaissantes (*i.e.* paragneiss, orthogneiss), et se sont formées dans l'intervalle entre 2682 et 2637 Ma (Chevé et Brouillette, 1991; Percival *et al.*, 1992 ; James, 1997; Leclair *et al.*, 1998; Gosselin et Simard, 2000). Les roches supracrustales forment localement des ceintures plurikilométriques qui atteignent jusqu'à 50 km de largeur dans la région de Schefferville (Percival, 1991, 1993). Elles sont constituées principalement de paragneiss migmatisés de composition wackitique, lesquels forment les unités les plus

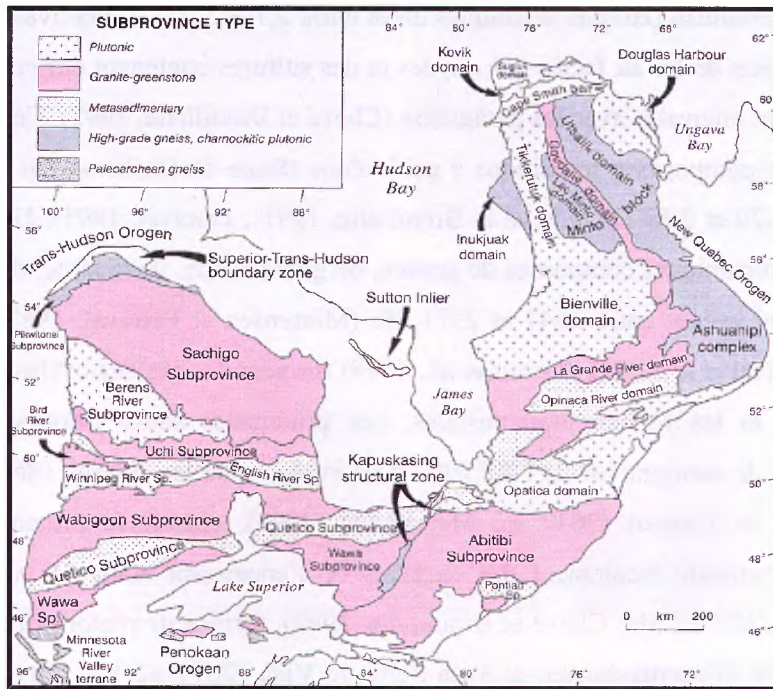


Figure 1. Carte tectonique de la Province du Supérieur (tiré de Card et Poulsen, 1998).

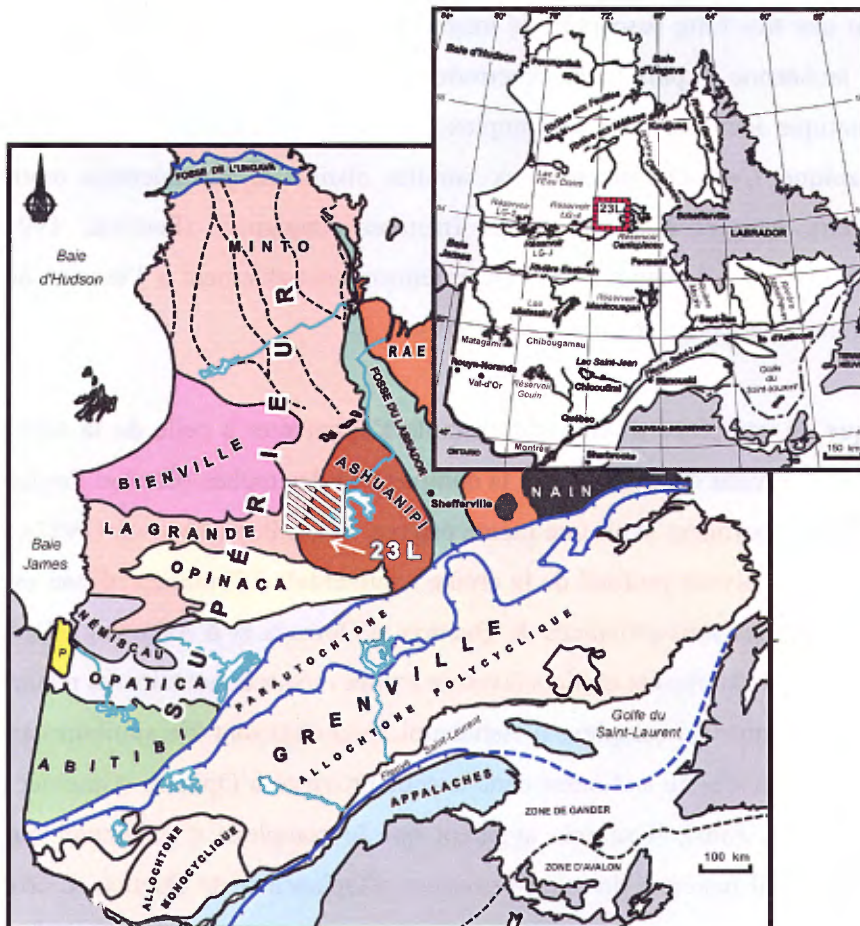


Figure 2. Carte tectonique de la partie NE de la Province du Supérieur montrant la localisation de la région du lac Hurault (SNRC 23L) (modifié de Leclair *et al.*, 1998).

anciennes observées dans le complexe (zircons détritiques datés entre 2,7 et 3,0 Ga ; Percival *et al.*, 1988, 1992). Des niveaux de formation de fer au faciès des oxydes et des sulfures contenant des concentrations anormales en or sont localement intercalés avec les paragneiss (Chevé et Brouillette, 1992). Ces unités sont injectées de filons-couches de composition tonalitique à gabbroïque (Suite de Desliens) qui donnent des âges de cristallisation entre 2,70 et 2,69 Ga (Chevé et Brouillette, 1991 ; Percival, 1991). Un cortège de roches intrusives syn- à post-tectoniques composées de granite, de granodiorite, de tonalite, de monzonite et de syénite, et dont les âges varient entre 2647 et 2571 Ma (Mortensen et Percival, 1987 ; Chevé et Brouillette, 1991, 1992 ; Percival *et al.*, 1992 ; Lecair *et al.*, 1998) forment des plutons ovales à irréguliers qui recoupent les diatexites et les roches supracrustales. Les principales suites intrusives felsiques identifiées lors de nos travaux de cartographie de l'été 1999 dans la région du lac Hurault (SNRC 23L; cf. figure 2) sont : 1) la Suite de Gamart (2647 ±2 Ma; Parent, 1998), constituée principalement de monzogranite porphyrique contenant localement des enclaves de l'encaissant et/ou des schlierens de biotite; 2) la Suite de Niaux (2625 ±3 Ma; Chevé et Brouillette, 1992), formée de plutons différenciés de syénite à néphéline, monzonite et monzodiorite; et 3) la Suite de Viau (2571 ±2 Ma; David et Parent, 1997), constituée de granite alcalin à fluorine entouré d'une zone marginale de syénogranite à titanite, et qui est caractérisée par une très forte susceptibilité magnétique. Cette dernière suite intrusive représente l'activité magmatique archéenne la plus jeune répertoriée à ce jour dans la province du Supérieur. Le dernier épisode magmatique identifié dans le complexe d'Ashuanipi est représenté par des dykes de diabase d'âge protérozoïque. Ceux-ci forment deux familles distinctes, généralement orientée NNE et NNW, qui semblent être associés à un réseau de fractures conjuguées (Percival, 1993; Chevé et Brouillette, 1995). Les dykes à orientation NNE appartiennent probablement à l'essaim de Mistassini, dont l'âge est estimé entre 2,2 à 2,0 Ga (Fahrig *et al.*, 1986).

L'histoire géologique du complexe d'Ashuanipi semble s'apparenter à celle de la sous-province de Quetico en Ontario, tant au niveau de l'âge que de la composition des roches (Card et Poulsen, 1998), ce qui laisse supposer qu'elles pourraient avoir une même origine. Selon Percival *et al.* (1992), le complexe d'Ashuanipi représenterait un niveau profond de la croûte continentale à l'intérieur d'une «superterrene» métasédimentaire regroupant les sous-provinces de Quetico, d'Opinaca et d'Ashuanipi. Cette hypothèse est supportée par la présence de lambeaux et d'enclaves de roches métasédimentaires et métaplutoniques à l'intérieur des roches diatexitiques du complexe d'Ashuanipi, lesquelles sont très similaires aux séquences de roches supracrustales retrouvées au sud-ouest dans la sous-province d'Opinaca (Gauthier *et al.*, 1997; Lamothe *et al.*, 1998, 2000). Ainsi, il semble apparent que le complexe d'Ashuanipi représente tout simplement l'équivalent latéral fusionné des sous-provinces d'Opinaca et de Quetico. L'origine d'un tel taux de fusion partielle observée sur une aussi grande étendue est très particulier, et pourrait être associé

soit à un épaissement tectonique rapide de la croûte continentale, ou au sous-placage de magma mafique à la base de la croûte. La deuxième hypothèse est ici favorisée dû à la très courte période de temps existant entre la fin de la période de déposition des séquences sédimentaires de l'Opinaca et de Quetico (~2,70 Ga; Percival et Williams, 1989), le début du magmatisme dans le complexe d'Ashuanipi, représenté par la suite intrusive de Desliens (2690 Ma; Percival *et al.*, 1988), et le début du métamorphisme régional au faciès des granulites, évalué à 2682 Ma à partir d'un âge obtenu sur une diatexite (Percival *et al.*, 1992).

Suite de Desliens (2690-2700 Ma)

La Suite de Desliens est constituée d'intrusions plurikilométriques de tonalite, de gabbro et de pyroxénite retrouvées typiquement dans la partie sud-est du complexe (Percival, 1991; Leclair *et al.*, 1998; Lamothe *et al.*, 1998) (*cf.* figure 3). Les roches mafiques à ultramafiques de cette suite contiennent localement des quantités appréciable d'olivine, ce qui laisse suggérer qu'elles pourraient être dérivées d'un panache («plume») ou point chaud d'origine mantellique. L'ascension et la mise en place d'un point chaud à la base de la croûte sous le complexe d'Ashuanipi aurait fourni une source de chaleur considérable qui expliquerait la formation de roches migmatitiques sur une aussi grande superficie (*i.e.* plus de 90 000 km²), considérant la très grande dimension que peuvent atteindre ces masses intrusives mantelliques (Richards *et al.*, 1989; Campbell et Griffiths, 1990). Ainsi, l'on suggère que le coin sud-est du complexe d'Ashuanipi représenterait un ancien point triple, et que la mise en place d'un point chaud à environ 2700 Ma aurait conduit à la rupture du supercontinent Laurentia le long de grandes failles d'extension («rifts»). Les deux segments actifs de ce rift auraient été situés le long de la marge ouest de la Fosse du Labrador ainsi que le long du Front de Grenville, alors que le segment abandonné du rift (*i.e.* aulacogène) pourrait coïncider avec la zone de déformation de Chambeaux (*cf.* figure 4 de Leclair *et al.*, 1998), une faille majeure orientée WNW qui sépare le domaine Ashuanipi nord (diatexites à biotite-orthopyroxène; forte susceptibilité magnétique) du domaine Ashuanipi sud (diatexites à biotite-grenat-orthopyroxène; faible susceptibilité magnétique).

Suite d'Opiscotéo (2637-2682 Ma)

La Suite intrusive d'Opiscotéo désigne l'ensemble des intrusions de diatexites retrouvées dans le complexe d'Ashuanipi lors des travaux de cartographie du MRN effectués entre 1996 et 1999. Dans la région cartographiée, les diatexites ont été subdivisées en deux faciès, soit : 1) diatexite homogène, qui contient moins de 25% d'enclaves de paragneiss et d'orthogneiss mafique; et 2) diatexite hétérogène, qui

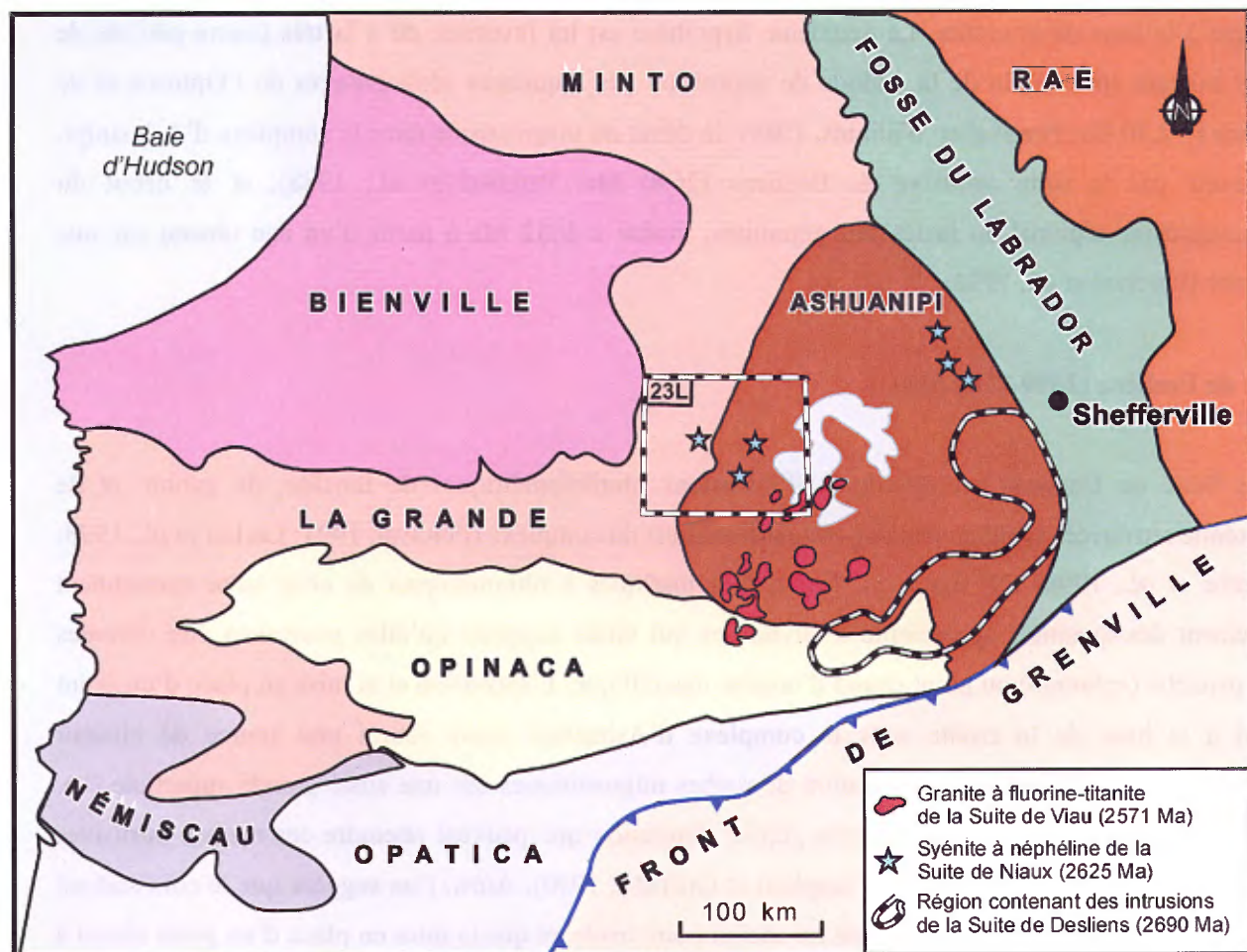


Figure 3. Carte tectonique montrant l'emplacement des suites intrusives de Viau, Niaux et Desliens à l'intérieur du complexe d'Ashuanipi (modifié de Leclair *et al.*, 1998).

contient 25-50% d'enclaves. Les diatexites sont généralement foliées et montrent une texture porphyrique caractéristique définie par la présence de phénocristaux centimétriques de feldspath potassique. Elles contiennent également des schlierens de biotite, lesquels montrent un rubanement qui résulte de l'écoulement magmatique. La présence de nombreuses enclaves de roches encaissantes ayant la même composition que les lambeaux de roches supracrustales environnants démontre clairement que les diatexites se sont formées par fusion partielle de séquences sédimentaires s'apparentant à celles retrouvées dans la sous-province d'Opinaca. L'ascension d'un panache mantellique à la base de la croûte et la mise en place de roches intrusives mafiques de la Suite de Desliens à environ 2690 Ma aurait conduit à la fusion partielle des paragneiss (\pm orthogneiss mafique) et la formation de diatexites au faciès des granulites. Les conditions de métamorphisme estimées par Sawyer (1997) indiquent une température supérieure à 900°C du pic métamorphique et des pressions avoisinant 0,3 Gpa au moment où le refroidissement a atteint un seuil de 800°C, ce qui est en accord avec les conditions envisagées suite au

sous-placage d'une grande quantité de magma mafique à la base de la croûte (*i.e.* température élevée; pression faible à modérée).

Suite de Gamart (2647 Ma)

La Suite intrusive de Gamart regroupe toutes les roches intrusives foliées de composition granitique injectées dans les diatexites du complexe d'Ashuanipi ainsi qu'en bordure des séquences volcanosédimentaires et tonalitiques formant l'essentiel des sous-provinces de La Grande et d'Opinaca (Lamothe *et al.*, 2000). La suite forme de larges masses intrusives tabulaires, notamment à l'interface entre les sous-provinces d'Ashuanipi et de La Grande. Les intrusions sont constituées principalement de syénogranite, de monzogranite et de granodiorite porphyrique à biotite-clinopyroxène \pm hornblende \pm orthopyroxène, et sont généralement disposées parallèlement à la foliation affectant les diatexites et les roches supracrustales de l'Ashuanipi. Par endroits, les roches granitiques sont observées en injections lits-par-lits centimétriques à métriques en bordure de shlierens de biotite à l'intérieur des diatexites. L'âge plus jeune de la Suite de Gamart ainsi que la présence de poches diffuses de matériel granitique dans les diatexites suggèrent que les roches granitiques de la Suite de Gamart se sont formées par fractionnement et/ou fusion partielle des diatexites de la Suite d'Opiscotéo.

Suite de Niaux (2625 Ma)

Dans la région du lac Hurault, la Suite de Niaux est constituée de plutons sub-circulaires à tabulaires qui se sont mis en place à moins de 30 km de la bordure entre les sous-provinces de La Grande et d'Ashuanipi (figure 3). Les plutons sont différenciés, et se composent de syénite à néphéline-biotite-magnétite, de monzonite à biotite-magnétite et de monzodiorite à biotite-clinopyroxène-magnétite. Cette suite intrusive semble s'apparenter à des intrusions de syénite à néphéline retrouvées environ 150 km au nord-est par Chevé et Brouillette (1992) dans la région de Schefferville (figure 3). Ces dernières intrusions se retrouvent également près de la jonction entre deux importants domaines lithotectoniques, soit ceux de l'Ashuanipi nord et de Canyon Eaton, à moins de 30 km de la Fosse du Labrador. La présence de telles roches alcalines   proximité de grands linéaments n'est pas fortuite, et suppose une source profonde (*i.e.* manteau) quant à l'origine du magma. Ainsi, nous interprétons que cette suite intrusive est génétiquement reliée à la Suite de Desliens, et qu'elle représente une phase tardive alcaline dérivée du point chaud. Cette interprétation est supportée par : 1) la proximité entre les deux suites intrusives et le fait qu'elles soient restreintes au complexe d'Ashuanipi; 2) la période de temps relativement courte entre la cristallisation des deux suites (*i.e.* \sim 65 Ma), qui est bien en de   de la durée de l'activité magmatique habituellement

associée à un point chaud, qui est de l'ordre de 100-200 Ma (Morgan, 1983) (*p. ex.*, points chauds de Crozet (laves de Karoo), Tristan (laves de Parana et Etendeka), Kerguelen (laves de Rajmahal), et Réunion (laves de Deccan et Seychelles); Baksi *et al.*, 1987; White et McKenzie, 1989); et 3) l'association fréquente de roches mafiques intrusives et/ou volcaniques et d'intrusions alcalines à l'intérieur d'une province ignée associée à un point chaud (*p. ex.*, Province de Gardar (1150-1350 Ma), Province de Keweenawan (1100 Ma), Essaim de l'Abitibi (1140 Ma); Platt, 1996).

Suite de Viau (2571 Ma)

La suite intrusive de Viau est constituée de plutons granitiques de forme sub-circulaire ou ovoïde qui se sont mis en place dans la partie sud-ouest du complexe d'Ashuanipi (*cf.* figure 3). Les plutons sont associées à des anomalies aéromagnétiques fortement positives, et se concentrent le long d'un corridor NE-SW mesurant environ 80 x 175 km entre le lac Naopocane et le réservoir Caniapiscau. Des datations effectuées sur deux plutons de cette suite ont donné un âge de 2571 Ma (David et Parent, 1997; Parent, 1998). Les plutons ont généralement une texture massive, et sont constitués de granite alcalin à biotite-fluorine-magnétite entouré d'une bordure de syénogranite à biotite-titanite-magnétite. Les granites de la Suite de Viau sont caractérisés par des teneurs très élevées en éléments des terres rares et autres éléments incompatibles (*i.e.* Hf, Nb, Rb, Th, Y). La présence de fluorine combiné au très fort enrichissement en éléments incompatibles suggèrent que ces intrusions sont des granites de type A (*i.e.* anorogénique), et qu'ils se sont probablement formés suite à la fusion d'une croûte continentale ayant au préalable subi un premier épisode de fusion partielle. L'importante quantité de monzogranites de la Suite de Gamart dans cette partie du complexe d'Ashuanipi, et le fait qu'ils soient environ 75 millions d'années plus anciens que la Suite de Viau, semble démontrer qu'ils sont issus de ce premier épisode de fusion de la croûte. L'événement thermique ayant mené à la formation des granites de la Suite de Viau à 2571 Ma pourrait également être relié au même panache mantellique, en assumant une dérive continentale de 200-250 km vers l'est au-dessus du point chaud immobile. Un tel déplacement sur une période de 120 Ma, soit l'écart entre le début (Suite de Desliens; 2690 Ma) et la fin (Suite de Viau; 2571 Ma) de l'activité magmatique associée au point chaud, représente un taux de dérive continentale relativement faible de 0,2 cm/année, qui est toutefois comparable au taux actuel observé sur le continent africain ainsi que celui estimé ailleurs sur le continent nord américain durant le mésoprotérozoïque (Thériault et Barnes, 1998).

Conclusions

Tout modèle cherchant à expliquer l'évolution tectonomagmatique du complexe d'Ashuanipi doit tenir compte de certaines particularités inhérentes à ces roches de la croûte profonde, soit :

- 1- l'intense fusion partielle de roches sédimentaires et de filons-couches associés observée sur une immense superficie mesurant plus de 90 000 km², et la succession de nombreux épisodes magmatiques s'échelonnant sur une période d'environ 120 Ma;
- 2- la présence de roches intrusives mafiques relativement magnésiennes et d'intrusions alcalines tels des syénites à néphéline, qui sont restreintes au Complexe d'Ashuanipi, et qui se forment habituellement dans des zones d'extension de la croûte continentale suite à la montée d'un panache mantellique (point chaud);
- 3- la présence de granites à fluorine de type A, qui supposent également une importante source de chaleur à la base de la croûte ainsi qu'une origine à partir de la fusion de roches restitiques.

Le modèle géodynamique qui semble le mieux expliquer l'origine des cinq différentes suites intrusives observées dans le complexe d'Ashuanipi (et restreintes à ce dernier) est celui de la mise en place d'un point chaud à la base de la croûte dans la partie sud-est du complexe il a environ 2700 Ma. Ce modèle est supporté par la présence de roches intrusives mafiques et alcalines ayant une affinité mantellique, ainsi que par les températures relativement élevées estimées pour le métamorphisme au faciès des granulites.

Références

- BAKSI, A.K. – BARMAN, T.R. – FARRAR, E., 1987 – Widespread early Cretaceous flood basalt volcanism in eastern India: geochemical data from the Rajmahal-Bengal-Sylhet Traps. *Chemical Geology*; Volume 63, pages 133-141.
- BROWN, M., 1973 – The definition of metatexis, diatexis and migmatite. *Proceedings of the Geologists' Association* ; Volume 84, pages 371-382.
- CAMPBELL, I.H. – GRIFFITHS, R.W., 1990 – Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*; Volume 99, pages 79-93.
- CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986 – Subdivisions for the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada* ; Volume 13, pages 5-13.
- CARD, K.D. – POULSEN, K.H., 1998 – Geology and mineral deposits of the Superior Province of the Canadian Shield. *Dans: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America, (co-ord.) S. Lucas. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7, chapitre 2, pages 13-194.*

- CHEVÉ, S.R. – BROUILLETTE, P., 1991 – Radiogenic age constraints on the geological evolution of the northeastern Ashuanipi complex, Superior Province, New Quebec. Association Géologique du Canada, Programmes et Résumés ; Volume 16, pages A23.
- CHEVÉ, S.R. – BROUILLETTE, P., 1992 – Reconnaissance géologique et métallogénique au NW de Schefferville: région des lacs Weeks (1/2 E) et Pailleraut (1/2 W) (Territoire du Nouveau-Québec). Ministère des Ressources Naturelles, Québec ; MB 92-12, 215 pages.
- CHEVÉ, S.R. – BROUILLETTE, P., 1995 – Géologie et métallogénie de la partie nord-est de la sous-province d'Ashuanipi (Nouveau-Québec). Ministère des Ressources Naturelles, Québec ; MM 95-01.
- DAVID, J. – PARENT, M., 1997 – Géochronologie du Moyen-Nord. Géotop (Université du Québec à Montréal); rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles, Québec ; 88 pages.
- EADE, K.E., 1966 – Fort George River and Kaniapiskau River (west half) Map-Areas, New Quebec. Geological Survey of Canada ; Memoir 339, 84 pages.
- FAHRIG, W.F., 1967 – Shabogamo Lake map-area, Newfoundland-Labrador and Quebec 23G and E (east half). Geological Survey of Canada ; Memoir 354, 23 pages.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, E.H. – CHOWN, E.H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986 – The tectonic significance of some basic dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. Journal canadien des Sciences de la Terre; Volume 23, pages 238-253.
- GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTRAND, F., 1997 – Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; MB 97-30, 65 pages.
- GOSSELIN, C. – SIMARD, M., 2000 – Géologie de la région du lac Gayot (SNRC 23M). Ministère des Ressources Naturelles, Québec ; RG 99-06, 29 pages.
- HOFFMAN, P.F., 1988 – United Plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences; Volume 16, pages 543-603.
- JAMES, D.T., 1997 – Geology of the Archean Ashuanipi Complex, Western Labrador. Newfoundland Department of Mines and Energy; Report 97-2, 27 pages.
- LAMOTHE, D., – LECLAIR, A., – CHOINIÈRE, J., 1998 – Géologie de la région du lac Vallard. Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 98-13, 29 pages.
- LAMOTHE, D., – THÉRIAULT, R., – LECLAIR, A., 2000 – Géologie de la région du lac Nitchequon (SNRC 23E). Ministère des Ressources naturelles, Québec ; RG 99-14, 43 pages.
- LAPOINTE, B., 1989 – Géologie de la région du lac Lilois, Territoire du Nouveau Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec ; ET 88-11, 38 pages.
- LECLAIR, A. – LAMOTHE, D. – CHOINIÈRE, J. – PARENT, M., 1998 – Géologie de la région du lac Bermen (SNRC 23F). Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 97-11, 40 pages.
- LUCAS, S.B. – ST-ONGE, M.R. – PERCIVAL, J.A., 1998 – Introduction. *Dans: Geology of the Precambrian Superior and Grenville Provinces and Precambrian Fossils in North America*, (co-ord.) S. Lucas. Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 7, chapitre 1, pages 1-12.
- MORGAN, W.J., 1983 – Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. Tectonophysics; Volume 94, pages 123-139.

- MORTENSON, J.K. – PERCIVAL, J.A., 1987 – Reconnaissance U-Pb zircon and monazite geochronology of the Lac Clairambault area, Ashuanipi complex, Quebec. *Dans*: Radiogenic age and isotopic studies: Report 1, Commission géologique du Canada; Papier 87-2, pages 135-142.
- PARENT, M., 1998 – Géochronologie U-Pb du projet Moyen-nord, Phase II. Géotop (Université du Québec à Montréal); rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles, Québec ; 61 pages.
- PERCIVAL, J.A., 1987 – Geology of the Ashuanipi granulite complex in the Shefferville area, Quebec; Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada; Papier 87-1A, pages 1-10.
- PERCIVAL, J.A., 1991 – Orthopyroxene-poikilitic tonalites of the Desliens igneous suite, Ashuanipi granulite complex, Quebec, Labrador, Canada. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; Volume 28, pages 743-753.
- PERCIVAL, J.A., 1993 – Géologie, complexe d'Ashuanipi, région de Schefferville, Terre-Neuve - Québec. Commission géologique du Canada ; carte 1785A, échelle 1: 125 000.
- PERCIVAL, J.A. – WILLIAMS, H.R., 1989 – Late Archean Quetico accretionary complex, Superior province, Canada. *Geology*; Volume 17, pages 23-25.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSON, J.K. – RODDICK, J.C.M., 1988 – Evolution of the Ashuanipi granulite complex : conventional and ion probe U-Pb data. Geological Association of Canada ; Program with Abstracts ; Volume 13, pages A97.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSON, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. – BÉJIN, N.J., 1992 – Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. *Journal canadien des Sciences de la Terre*; Volume 29, pages 2287-2308.
- PLATT, R.G., 1996 – Nepheline syenite complexes : an overview. *In* : Undersaturated alkaline rocks : mineralogy, petrogenesis, and economic potential. Mineralogical Association of Canada Short Course Series ; édité par Jambor, J.L. ; Volume 24, pages 63-121.
- RICHARDS, M.A. – DUNCAN, R.A. – COURTILLOT, V.E., 1989 – Flood basalts and hot-spot tracks : plume heads and tails. *Science*; Volume 246, pages 103-107.
- SAWYER, E.W., 1997 – The paragneiss-migmatite-granite transition in the Ashuanipi Province, Quebec: Significance of diatexites; rapport inédit préparé pour le Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- SHARMA, K.N.M. – Dubé, C.Y., 1980 – Région des lacs Caniapiscau-Clairambault. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec ; DPV-755, 13 pages.
- STEVENSON, I.M., 1964 – Lac La Jannaye, Quebec and Newfoundland. Geological Survey of Canada ; Paper 64-8 (Report and Map 1-1964), 5 pages.
- THÉRIAULT, R.D. – BARNES, S.-J., 1998 – Speculations on the origin of Proterozoic anorthosites and associated Ni-bearing troctolitic rocks of northeastern America : traces of a Voisey's Bay-Adirondack mantle plume? Association géologique du Canada, Programme et résumés; Volume 23, pages A183-A184.
- WHITE, R. – MCKENZIE, D., 1989 – Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*; Volume 94, No. B6, pages 7685-7729.