Ressources naturelles Canada | Natural Resources Canada

COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA | GEOLOGICAL SURVEY OF CANADA

NOTES DESCRIPTIVES

L'orogène de l'Ungava est une zone de collision arc-continent d'âge paléoprotérozoïque qui représente le segment de l'orogène trans-hudsonien dans le nord du Québec (Hoffman, 1989). Depuis 1985, la Commission géologique du Canada (CGC) y a mené deux importants projets de cartographie géologique. Dans le cadre du premier projet, des travaux sur le terrain ont été réalisés au cours des années 1985 à 1987 dans la partie orientale de la ceinture de Cape Smith, travaux qui se sont traduits par la publication de quinze cartes à l'échelle de 1:50 000 (St-Onge et Lucas, 1990a). (Un mémoire de la CGC (St-Onge et Lucas, 1993) et de nombreux articles dans des revues scientifiques (voir St-Onge et Lucas, 1990b; St-Onge et al., sous presse). Le second projet, dont les travaux sur le terrain se sont déroulés de 1989 à 1991, a été entrepris afin d'examiner les roches de la zone interne de l'orogène de l'Ungava (c'est-à-dire le secteur au nord de la ceinture de Cape Smith, fig. 1) au moyen d'une cartographie géologique du socle à l'échelle régionale et d'études multidisciplinaires associées (Lucas et St-Onge, 1991; St-Onge et Lucas, 1990c, 1992). Les six cartes à l'échelle de 1/100 000 résultant de ces travaux présentent, d'une façon fondamentalement nouvelle, la géologie du socle précambrien sur l'extrême nord de la péninsule de l'Ungava au Québec et des îles adjacentes qui appartiennent aux Territoires du Nord-Ouest. Le seul projet antérieur de cartographie géologique de la zone interne à l'échelle régionale avait été réalisé à partir de levés de reconnaissance par hélicoptère; il en avait résulté sept cartes à l'échelle de 1/250 000 et un mémoire de la CGC (Taylor, 1982). La cartographie systématique de la partie occidentale de la ceinture de Cape Smith à l'échelle de 1/50 000 a été complétée par le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec en 1989 (Lamothe et al., 1984, 1988; Lamothe et Picard, 1994).

L'orogène de l'Ungava comprend des assemblages tectonostratigraphiques du Paléoprotérozoïque qui se sont accumulés sur la marge nord de la Province du lac Supérieur de l'Archéen ou accrétés à celle-ci au cours d'une période d'activité tectonique de marge de divergence et de marge de convergence ayant duré plus de 200 millions d'années (Lucas et al., 1992; St-Onge et al., 1992). Dans l'orogène, subsistent les éléments suivants : 1) des roches plutoniques et supracrustales (par)autochtones de la Province du lac Supérieur de l'Archéen (3,22-2,74 Ga); 2) des unités sédimentaires et volcaniques subjacentes et allochtones (groupes de Povungnituk et de Chukotat [>2,04-1,92 Ga]) que l'on considère associées au rifting du craton du lac Supérieur au Paléoprotérozoïque; et 3) des assemblages crustaux allochtones du Paléoprotérozoïque attribués à un complexe ophiolitique (Groupe de Watts [2,00 Ga]), à une nappe de roches détritiques d'avant-arc (Groupe de Spartan) et à un terrane d'arc magmatique (Groupe de Parent [1,86 Ga], plutons de la suite de Cape Smith [1,90-1,84 Ga] qui recoupent les unités des groupes de Watts et de Parent, et arc de Narsaujaq [1,86-1,80 Ga] et Groupe de Sugluk).

UNITÉS TECTONOSTRATIGRAPHIQUES

PROVINCE DU LAC SUPÉRIEUR (Au-Abs)

La Province du lac Supérieur de l'Archéen constitue le socle stratigraphique des groupes de Povungnituk et de Chukotat et le socle structural des groupes de Watts, de Spartan et de Parent, ainsi que de l'arc de Narsaujaq (fig. 1). Les roches de la Province du lac Supérieur apparaissent dans deux demi-fenêtres qui laissent voir les roches du socle au nord de la ceinture de Cape Smith; la demi-fenêtre orientale forme un affleurement continu d'une cinquantaine de kilomètres de la Province du lac Supérieur présentes à l'extrême est de la ceinture et au sud de celle-ci (fig. 1). Les roches du socle sont surtout des gneiss tonalitiques de faciès des amphibolites au faciès des granulites qui représenteraient le noyau d'un arc magmatique à un niveau relativement profond, si l'on se fie à la composition des plutons et à l'intensité de la déformation tectonométamorphique (St-Onge et al., 1992; Harvey, 1995). Même si le socle contient des unités intrusives distinctes dont la composition varie de dioritique (Aqd) à syénogranitique (Abs), ce sont les compositions tonalitiques qui dominent (Abt, Ahg, Aqd, Abte). Les vastes massifs tonalitiques contiennent des enclaves de dimension métrique à kilométrique et des écrans de roches intrusives mafiques à ultramafiques (Aqd) et de roches métasédimentaires silicoclastiques (As), et sont recoupés par des plutons granitiques (Abm, Abg). Le principal élément structural du socle de la Province du lac Supérieur est une foliation régionale de faible intensité à pendage faible à modéré vers le sud, qui est parallèle à la foliation principale de l'orogène et présente l'attitude inclinée, souvent définie par un rubanement reflétant des variations de composition d'origine pluritonique, que l'on peut observer à l'échelle de la carte et de l'affleurement. Dans la demi-fenêtre méridionale, la foliation régionale est tronquée par une discordance ou une faille de chevauchement à la base de la séquence de couverture du Paléoprotérozoïque (Groupe de Povungnituk).

Dans les roches du socle la Province du lac Supérieur, les associations minérales témoignent de conditions de métamorphisme allant du faciès des amphibolites au faciès des granulites (St-Onge et Lucas, 1995; St-Onge et Ijewliw, 1996). Cependant, toutes les unités lithologiques contiennent, au moins localement, des associations minérales du faciès des granulites : orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende-plagioclase dans les gneiss tonalitiques; orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende-feldspath potassique-quartz dans des gneiss dioritiques à tonalitiques; orthopyroxène-clinopyroxène-hornblende-feldspath potassique-plagioclase-quartz-ilménite/biotite dans des plutons granitiques; et grenat-sillimanite-cordiérite-biotite-feldspath potassique-plagioclase-quartz-ilménite/biotite dans des unités paradérivées. Les associations du faciès des granulites sont présentes soit dans des roches locales au sein de zones ayant été soumises à un métamorphisme régional de faible intensité ou bien dans des zones qui témoignent d'un métamorphisme régional de forte intensité où de l'orthopyroxène est présent (St-Onge et Lucas, 1995). Selon la datation U-Pb de zircons métamorphiques, l'âge minimal du métamorphisme au faciès des granulites serait de 2 740 Ma (Scott et St-Onge, 1995; R.R. Parrish, communication personnelle, 1992), tandis que l'âge maximal de celui-ci nous est donné par la datation des tonalites (>2 780 Ma). D'un autre côté, la formation d'associations minérales superposées du faciès des amphibolites (St-Onge et Lucas, 1995) a été datée à 1 810-1 790 Ma (U-Pb sur titanite, Scott et St-Onge, 1995).

Une proportion significative des roches du socle de la Province du lac Supérieur, ainsi que de celles de la ceinture de Cape Smith et de l'arc de Narsaujaq, sont caractérisées par l'existence d'une foliation tectonique et une minéralogie non primaire. Même si le préfixe «méta-» s'applique à la plupart des unités lithologiques, nous le laisserons tomber pour plus de clarté.

Dioritе quartzique et unités mafiques-ultramafiques (Aqd)

Des unités mafiques et ultramafiques formant des écrans de dimension kilométrique entre les vastes massifs de tonalite et les plutons granitiques, ainsi que des enclaves et des blocs digérés par ces amas. À l'échelle de l'affleurement, les roches mafiques et ultramafiques sont associées aux tonalites des deux façons suivantes : 1) interstratification de diorite et de tonalite, apparemment comagmatiques; et 2) enclaves anguleuses à faible allongement de dioritе, d'amphibolite, de pyroxénite et de gabbro dans de la tonalite (texture agmatitique). Dans la région de la Baie Foster, une inclusion de dioritе dans de la tonalite (Abte) a donné un âge U-Pb sur zircon de 2 810±11 Ma (R.R. Parrish, communication personnelle, 1993). Les amphibolites apparaissent également sous des faciès silicoclastiques (voir ci-dessous) à l'échelle de l'affleurement, mais leur origine (extrusive ou intrusive) demeure équivoque.

De rares plutons de dioritе tardifs recoupent les plutons de tonalite et forment des corps relativement petits (de centaines de mètres à plusieurs kilomètres de diamètre), à texture isogranulaire et à grain moyen. Un petit complexe composite de roches intrusives mafiques mis en place dans de la tonalite à été cartographié sur le côté nord-est de la baie Déception et a été daté par la méthode U-Pb sur zircon à 2 740±10 Ma (R.R. Parrish, communication personnelle, 1992). Le complexe est surtout composé de dioritе quartzique à hornblende-biotite qui se transforme en tonalite à hornblende-biotite vers l'intérieur du pluton. La dioritе quartzique renferme des inclusions de pyroxénite, de dioritе et de tonalite. On distingue associée à la dioritе quartzique une phase de dioritе mafique dans laquelle dominent de gros plagioclases automorphes (plagioclase oriclase mesurant jusqu'à 3 cm de longueur. Les phénocristaux de plagioclase ont un noyau de hornblende, et des inclusions de grenat sont présentes localement. La pyroxénite à clinopyroxène-hornblendebiotite forme une deuxième phase intrusive distincte associée à la dioritе quartzique et présente des inclusions de gabbro déformées et métamorphosés de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk. Les roches volcaniques mafiques du Groupe de Povungnituk touchées par un métamorphisme de plus faible intensité avec lesquelles des corrélations peuvent être établies ont été attribuées à des tholéiites continentales par Hynes et Francis (1982), Francis et al. (1983) et Picard et al. (1990) et elles sont localement surmontées de roches volcaniques et volcanoclastiques alcalines (Saonach et al., 1992).

Dans le sud-ouest de la ceinture de Cape Smith, la datation U-Pb sur zircon d'un filon-couche de gabbro (Machado et al., 1993) mis en place dans une semi-pélite de la partie inférieure du Groupe de Povungnituk procure à celui-ci un âge minimal de 2 038+4/-3 Ma. Un pluton de granodioritе qui recoupe les basaltes coussinés de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk a été daté à 1 991±2 Ma (Machado et al., 1993). Une rhyolite échantillonnée près du sommet de la partie conservée de la séquence basaltique du Groupe de Povungnituk dans la ceinture de Cape Smith a livré un âge U-Pb sur zircon de 1 959±3 Ma (Parrish, 1989). Les âges radiométriques obtenus par la méthode U-Pb sur des zircons détritiques de deux échantillons de la partie inférieure du Groupe de Povungnituk sont restreints à l'Archéen, ce qui cadre bien avec l'hypothèse voulant qu'ils proviennent du socle de la Province du lac Supérieur situé tout à côté.

Groupe de Chukotat (Pcb)

Dans la ceinture de Cape Smith, le Groupe de Chukotat, qui se compose de basaltes relativement peu déformés (Pcb), est limité au compartiment inférieur de la faille de Bergeron, une entité structurale s'étendant à la grander de l'orogène (fig. 1). Tout le long de la ceinture de Cape Smith, les coulées de basalte coussinées et massives du Groupe de Chukotat représentent structuralement sur les roches sédimentaires et volcaniques de la partie supérieure du Groupe de Povungnituk. Contrairement à la partie supérieure du Groupe de Povungnituk, le Groupe de Chukotat est essentiellement dépourvu de roches sédimentaires. Les textures primaires et les structures volcaniques, comme les marges de coussins variolitiques, les laves cordées, les tubes de coussins et les brèches de sommet de coulée, sont bien conservées et indiquent une accumulation sous-marine (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1983). Dans le Groupe de Chukotat, trois types de basalte (à phénocristaux d'olivine, à phénocristaux de pyroxène et à phénocristaux de plagioclase) peuvent être distingués sur la base du type de phénocristal pseudomorphe dominant (Hynes et Francis, 1982; Francis et al., 1983; Picard et al., 1990). La composition des roches volcaniques du Groupe de Chukotat varie des basaltes komatiitiques aux basaltes tholéiitiques, dont la composition rappelle celle des basaltes modernes des dorsales médio-océaniques fournissent des équivalents actuels (Francis et al., 1983; Picard et al., 1990).

Le Groupe de Povungnituk et la partie inférieure du Groupe de Chukotat renferment de nombreux filons-couches tôt de péridotite-gabbro (St-Onge et Lucas, 1993, 1994). Les analyses chimiques des éléments majeurs et la répartition des éléments lithophiles dans les filons-couches révèlent qu'ils sont comagmatiques des basaltes à phénocristaux d'olivine de la partie inférieure du Groupe de Chukotat et qu'ils pourraient en représenter le système nourricier (Bédard et al., 1984; Barnes et al., 1992). Au lac Cross, à 100 km à l'ouest de la baie Wakeham, un échantillon de ferrogabbro à quartz provenant d'un filon-couche tôt peu recoupé par les métasédimentaires de la partie inférieure du Groupe de Povungnituk a livré un âge U-Pb sur baddeleyite de 1 918+9/-7 Ma (Parrish, 1989).

Groupe de Parent (Prab, Praa)

Dans le nord-ouest de la ceinture de Cape Smith, une séquence de roches volcaniques et volcanoclastiques attribuée au Groupe de Parent s'intercale entre des nappes de charriage formées de roches des groupes de Povungnituk et de Chukotat et le complexe ophiolitique de Purtuniq. Le Groupe de Parent est une succession de roches volcaniques felsiques à intermédiaires et de dépôts volcaniclastiques associés, cartographiés sur une grande étendue dans la portion ouest de la ceinture de Cape Smith par les géologues du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (Lamothe et al., 1986; Picard et al., 1990; Barrette, 1994; Lamothe et Picard, 1994). Sur le terrain, deux unités cartographiques ont été délimitées dans le Groupe de Parent en se basant sur la composition révélée par la minéralogie, la composition et les associations de caractéristiques primaires. L'unité Praa inclut des roches volcaniques de composition rhyolitique à andésitique, ainsi que des unités volcanoclastiques felsiques à mafiques associées. L'unité Prab comprend des basaltes, des andésites basaltiques et des roches volcaniclastiques mafiques.

La composition des roches volcaniques du Groupe de Parent varie de rhyolitique à basaltique, les roches dominantes étant l'andésite et le basalte andésitique. Les coulées sont caractérisées soit par une texture hyalophyrique ou bien par la présence de porphyroblastes (par transformation de phénocristaux?) de plagioclase, de carbonates ou de biotite. Des coulées massives et coussinées ont été observées dans les affleurements où les formes primaires n'ont pas été masquées par une déformation parallèle à la stratification. Une rhyolite du Groupe de Parent a été datée à 1 860±2 Ma (Machado et al., 1993). Les unités volcanoclastiques varient de tufs felsiques et d'agglomérats, renfermant des clastes de rhyolite, de rhyodacite et de porphyre, à des tufs de composition intermédiaire-mafique et mafique. Les roches volcanoclastiques forment des dépôts métamorphosés bien foliés et les tufs de composition intermédiaire contiennent souvent des amas de cristaux de hornblende divergents de dimension centimétrique. Machado et al. (1993) ont daté une unité de roches clastiques du Groupe de Parent à 2 417-1 917 Ma à partir de zircons de morphologies très variées, ce qui nous incite à établir qu'il s'agit d'une roche sédimentaire terrigène ou d'une roche volcanoclastique à composante détritique de source extérieure au bassin.

Groupe de Spartan (Psp)

Les roches sédimentaires terrigènes du Groupe de Spartan (Psp) sont structuralement coincées entre les unités ophiolitiques du Groupe de Watts et les roches du Groupe de Purtuniq (fig. 1; Lamothe et al., 1984; St-Onge et Lucas, 1993). La séquence de roches sédimentaires clastiques du Groupe de Spartan comprend surtout des pélites lamellées de couleur sombre et des semi-pélites interstratifiées. Des quartzites à grain fin observent vers le sommet de la nappe de charriage du Groupe de Spartan. Les roches clastiques du Groupe de Spartan sont recoupées par une série de filons-couches mafiques à grain fin, non datés.

Groupe de Watts (Pwb)

Le Groupe de Watts (Pwb) se compose d'un assemblage distinct de roches mafiques et ultramafiques lités, de coulées de basalte massives et coussinées, de filons-couches et d'un complexe filonien mafiques, ainsi que d'intrusions de plagiogranite, qui définissent collectivement la suite ophiolitique de Purtuniq (Scott et al., 1991; 1992). Dans la suite ophiolitique, les roches mafiques et ultramafiques lités chevauchent généralement des roches extrusives et intrusives de composition mafique affichant une foliation marquée. Dans une localité où les affleurements sont nombreux et la déformation relativement faible, les contacts entre les roches volcaniques sous-jacentes et les gabbros lités sont définis par une intrusion de plagiogranite sont bien conservés et témoignent de la consanguinité de ces diverses unités (Scott et Bickle, 1991; Scott et al., 1992). Dans la ceinture de Cape Smith, le Groupe de Watts est limité par des failles et se trouve au niveau structural le plus élevé, reposant sur des unités de l'arc de Narsaujaq et des groupes de Povungnituk, de Parent et de Spartan (fig. 1; Lucas, 1989; Lucas et St-Onge 1992).

Les roches gabbroïques lités forment l'unité la plus importante par le volume du Groupe de Watts; elles sont caractérisées par un litage d'épaisseur centimétrique à métrique basé sur les variations de composition qui est un reflet des concentrations relatives de hornblende (par pseudomorphose de pyroxène primaire) et de plagioclase-zoïsite (par pseudomorphose de plagioclase). Les études pétrographiques des roches gabbroïques lités indiquent qu'elles sont apparues sous forme de cumulats (voir Wager et Brown, 1968) et leur chimie minérale nous incite à les attribuer aux basaltes normaux de dorsale médio-océanique, ce qui nous laisse supposer que cette unité représente des cumulats mafiques de la croûte 3 de la croûte océanique (Scott et al., 1991, 1992; Hegner et Bevier, 1991). La datation U-Pb sur zircon de deux couches gabbroïques dans les cumulats mafiques a donné 1 998±2 Ma et 1 998±2,5 Ma (Parrish, 1989). Les roches ultramafiques lités contiennent des couches d'épaisseur centimétrique à métrique qui témoignent de variations dans le mode des associations de minéraux cumulus métamorphiques, minéraux issus de la pseudomorphose de cristaux d'olivine ou de pyroxène; ces roches lités sont attribuées à des cumulats ultramafiques (Scott et al., 1991, 1992). Des amas de pyroxénite d'échelle kilométrique recoupent les séquences de cumulats mafiques-ultramafiques et n'affichent aucun litage interne. Aucune datation géochronologique (roches du manteau supérieur) n'a été observée dans la partie orientale de l'orogène de l'Ungava (Scott et al., 1992).

Plutons de la Suite de Cape Smith (Pcsg)

Les groupes de Watts, de Parent et de Spartan sont recoupés par des plutons dont la composition varie de dioritique à monzogranitique (Taylor, 1982; Feininger, 1986; Lamothe et al., 1986; Picard et al., 1990; St-Onge et Lucas, 1990b; Lamothe et Picard, 1994). Ces plutons, appelés collectivement «suite de Cape Smith» par Dunphy (1994; Dunphy et al., 1995a), forment des amas distincts aux contacts intrusifs nets avec leurs roches encaissantes. Ils ne sont par endroits qu'peuvent être en contact de faille avec celles-ci. Ils forment une suite distinctive de granitoïdes aux affinités calco-alcalines à tholéiitiques et à composition modérément potassique qui affichent une signature isotopique juvénile (Dunphy, 1994; Dunphy et al., 1995a). Les plutons de la suite de Cape Smith montrent une déformation inégale, passant d'amas homogènes à structure massive à des intrusions bien foliées ou gneissiques. Leur taille varie de petits culots (<1 km de diamètre) à des amas plus vastes montrant une zonalité de composition (10 km de diamètre).

La datation U-Pb sur zircon de plusieurs intrusions (Parrish, 1989; Machado et al., 1990; R.R. Parrish, communication personnelle, 1994) a documenté la deux suites pétrochronologiques suivantes : 1) une suite ancienne formée de plutons foliés dont l'âge varie de 1 898 à 1 870 Ma; et 2) une suite récente composée de plutons faiblement foliés à massifs dont l'âge s'établit entre 1 859 et 1 839 Ma. Les plutons recoupent le Groupe de Watts sont, entre autres, des monzogranites (1 998+10/-9, 1 874±1,5, 1 844±5/-6, 1 840±2 Ma; Parrish, 1989, communication personnelle, 1994), des tonalites (1 870±15 Ma; Parrish, 1989) et des diorites (1 859±2 Ma; Machado et al., 1993; 1 839-6/+4 Ma; Parrish, 1989). Un pluton recoupant les roches sédimentaires du Groupe de Spartan sur la rive ouest du lac Watts contient par endroits de la muscovite s grenat (St-Onge et Lucas, 1993) et a été daté à 1 888-6/+4 Ma par Parrish (1989). Deux plutons de dioritе quartzique qui se sont injectés dans le Groupe de Parent ont été datés (U-Pb sur zircon) par Machado et al. (1993) à 1 874+4/-3 et 1 860±2 Ma. Une phase granodioritique d'un vaste pluton composite centré sur le lac Lanyan (Pcsg) a été datée à environ 1 845±6 Ma (Machado et al., 1993). Les plutons géochimiquement associés à la suite Cape Smith, à en résumé par Lucas et St-Onge (1992) et par Lucas et al. (1993). Les sections qui suivent présentent un résumé de l'histoire structurale-métamorphique de l'arc de Narsaujaq avant la collision et celle de l'ensemble de l'orogène pendant et après la collision.

DÉFORMATION ET MÉTAMORPHISME À L'INTÉRIEUR DE L'ARC DE NARSAJUAQ (1,86-1,82 Ga)

L'arc de Narsaujaq contient des indices d'une activité tectonique intra-arc, caractérisée par un métamorphisme au faciès des granulites et une transpression dextre, contemporaine d'une activité magmatique d'arc remontant à 1,86-1,82 Ga (Parrish, 1989; Lucas et St-Onge, 1992, 1995; St-Onge et al., 1992). Les roches de l'arc de Narsaujaq contiennent des associations minérales du faciès des amphibolites intermédiaire au faciès des granulites. Toutefois, toutes les unités plutoniques (suites anciennes et récentes) et sédimentaires (Groupe de Sugluk) de l'arc contiennent, du moins par endroits, des associations témoignant de conditions propres au faciès des granulites (Lucas et St-Onge, 1992; Monday, 1994). Les roches mafiques renferment des associations-types ensembles de l'association orthopyroxène-biotite-hornblende-plagioclase ±clinopyroxène±grenat±quartz qui rendent compte des conditions de la phase maximale. Les tonalites et les granites contiennent pour leur part des sous-ensembles de l'association orthopyroxène-hornblende-biotite-plagioclase-quartz±clinopyroxène (plus feldspath potassique dans les granites) qui témoignent également des conditions de la phase maximale. En général, cependant, les tonalites et les granites du faciès des granulites sont caractérisés par l'association biotite-orthopyroxène±hornblende, auxquels s'ajoutent le clinopyroxène et le grenat dans les zones riches en xénolites de dioritе quartzique. Les anciennes intrusives contiennent habituellement l'association orthopyroxène-clinopyroxènehornblende.

Diverses associations minérales sont présentes dans les roches sédimentaires du Groupe de Sugluk (Lucas et St-Onge, 1992; Monday, 1994). Les pélites contiennent généralement l'association sillimanite-feldspath potassique-grenat-biotite-plagioclase-quartz-ilmenite graphite, mais contiennent par endroits l'association sillimanite-hypersthène-cordiérite-feldspath potassique-biotite-plagioclase-quartz-ilmenite qui représente cet assemblage dans des conditions de pression relativement élevée. Les roches calcosilicatées contiennent l'association diopside-grenat-phlogopite-calcite-spinelle et les semi-pélites sont, en général, caractérisées par l'association grenat-biotite-quartz-plagioclase±sillimanite granitoïques. Les quartzites contiennent du grenat, de l'orthopyroxène ou du clinopyroxène, tandis que les quartzites qui renferment de minces interstrates pélitiques sont caractérisés par l'association grenat-sillimanite-biotite. Dans les roches sédimentaires du Groupe de Sugluk, les associations minérales sont compatibles avec les associations du faciès des granulites documentées dans les roches plutoniques adjacentes de l'arc de Narsaujaq.

Deux observations principales appuient un modèle de magmatisme synténctonique durant l'édification de l'arc de Narsaujaq (Lucas et St-Onge, 1995). Selon la première observation, la déformation des plutons de la Suite ancienne doit avoir précédé la mise en place des plutons plus récents (1 836-1 821 Ma), puisque les plutons plus récents recoupent la stratification définie par la foliation régionale dans les roches encaissantes et les foliations. Selon la seconde observation, il existe dans la séquence stratifiée de la Suite ancienne des contrastes dans l'état de déformation relatif entre les couches individuelles que l'on ne peut pas uniquement attribuer à des différences de compétence; ces contrastes révèlent plutôt qu'en général les couches plus anciennes ont accumulé une déformation plus importante que celle des couches sus-jacentes. Les couches récentes se sont mises en place sous forme de feuillets parallèles à la foliation. Au total, la déformation et le métamorphisme dans l'arc de Narsaujaq semblent être contemporains du gros de l'activité magmatique du 1 863-1 821 Ma, ce qui s'est traduit par la mise en place de veines, de feuillets et d'amas plutoniques plus gros dans des roches encaissantes (foliées ou stratifiées) anisotropes (Lucas et St-Onge, 1995). L'âge du métamorphisme de forte intensité est encadré par des valeurs de 1 830-1 826-1 820 Ma qu'ont fourni les datations U-Pb de zircons métamorphiques et des couronnes d'accroissement secondaire de zircons (Parrish, 1989). Le retroidissement relativement lent de ces roches est délimité dans le temps par l'âge de cristaux de monazite (1 820+1 815 Ma) et de xénotime (1 792±1 Ma) (Parrish, 1989).

TECTONIQUE (D_1) À LA COLLISION (1,82-1,80 Ga)

La déformation par compression provoquée par la collision d'assemblages d'arc et de croûte océanique contre l'ancienne marge continentale de divergence (marge de rift) à regard nord de la Province du lac Supérieur a donné naissance à la zone de déformation principale de la ceinture de Cape Smith (fig. 1). Bien que les stades initiaux de formation de la zone de Cape Smith puissent remonter à environ 1,87 Ga, la période d'activité maximale date d'environ 1,80 Ga (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1990a; Lucas et St-Onge, 1992). Au sein de la zone de chevauchement, les assemblages tectonostratigraphiques sont postérieurement empilés en nappes de charriage vergeant vers le nord-est et progressivement juxtaposés et écaillés de manière oblique avant d'être déplacés vers le sud au-dessus du socle cristallin de la Province du lac Supérieur de l'Archéen (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1990a). Dans les unités de la plaque inférieure qui ont été conservées sous la nappe externe de l'orogène (ceinture de Cape Smith), peuvent être observées des structures liées à l'avancement de chevauchement (1,87-1,82 Ga) dont témoignent des failles (D_{1A}) à vergence sud créant une rampe ascendante à partir d'un décollement basal (Lucas, 1989). Le décollement (D_{1A}) régional, localisé à l'interface plutonique-volcanique sus-jacente de la zone de chevauchement, et à cet endroit être une structure extensive associée une fabrique de cisaillement ductile qui touche aussi bien les unités du supérieur que celles du compartiment inférieur (zone de cisaillement basale; Lucas, 1990). Les unités ophiolitiques et d'arc se sont accrétées vers 1,82-1,80 Ga (St-Onge et al., 1992; R.R. Parrish, communication personnelle, 1992) qui se sont mises en place à l'extrémité sud de la zone de chevauchement, le long de failles (D_{1B}) à vergence sud, qui ont écaillé de nouveaux lambeaux de la zone de chevauchement et qui ont produit un déplacement de 100 km des unités de la plaque supérieure par rapport au socle autochtone (Lucas et St-Onge, 1992). L'épaississement crustal et l'exhumation consécutive ont causé un métamorphisme des unités de couverture du Protérozoïque de la plaque inférieure dans des conditions de pression relativement élevée du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites (St-Onge et Lucas, 1991; Bégin, 1992; Bégin et Carmichael, 1992).

À l'intérieur de l'arc de Narsaujaq, la déformation associée à l'épisode de collision a été concentrée le long de zones de cisaillement (D_{1A}) liées à des mouvements de chevauchement et s'est déroulée dans des conditions propres au faciès des amphibolites, ainsi qu'en témoignent la fabrique de charriage contiennent des assemblages du faciès des granulites (Lucas et St-Onge, 1992; Monday, 1994). La déformation ductile de forte intensité à l'intérieur de ces zones de cisaillement est révélée en affleurement par la transposition de toutes les compositeres et par une foliation marquée de l'épaisseur des couches, et en lames minces par la formation de nouvelles associations minérales à la déformation. La superposition de minéraux hydratés du faciès des amphibolites aux phases antérieures est liée au charriage du terrane du faciès des granulites relativement sec sur la séquence de marge continentale en voie de déshydratation (Lucas et St-Onge, 1992; Monday, 1994). La rétrogression des gneiss du faciès des granulites est de plus en plus diffuse à mesure que l'on s'éloigne de la faille marquant la base du terrane en direction du sommet structural; on peut l'attribuer à l'éloignement croissant des granulites d'arc des roches sédimentaires du Groupe de Povungnituk sous-jacent.

La foliation gneissique régionale du socle archéen a été remaniée en profondeur près du contact de celui-ci avec les roches supracrustales du Groupe de Povungnituk, ce qui a produit une foliation mylonitique du faciès des amphibolites et une linéation par extension parallèle à celle observée dans les roches de couverture (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1995). Le socle archéen se caractérise par de vastes zones minérales du faciès des amphibolites d'étendue régionale qui sont dans leurs grandes lignes parallèles au décollement basal de la ceinture de Cape Smith sus-jacente (St-Onge et Lucas, 1995). Les liens entre la déformation et la croissance des minéraux dans le socle amphibolitisé indiquent qu'une hydratation importante des granulites archéennes et l'atteinte de nouvelles conditions d'équilibre ont eu lieu durant la déformation de la zone de chevauchement (St-Onge et Lucas, 1995). La transition du faciès des granulites au faciès des amphibolites est caractérisée par la croissance de couronnes de grenat-hornblende-quartzcummingtonite entre le plagioclase et l'association orthopyroxène-clinopyroxène (St-Onge et Ijewliw, 1996), ainsi que par la croissance de couronnes de titanite sur l'ilménite ayant livré des âges de 1 810-1 790 Ma par la méthode U-Pb (Scott et St-Onge, 1995). La source des fluides qui ont participé à l'hydratation ou au métasomatisme du socle serait liée à la déshydratation des roches clastiques dans la zone de chevauchement sus-jacente, l'écoulement des fluides étant probablement canalisé le long du décollement basal (Lucas, 1990; St-Onge et Lucas, 1995).

DÉFORMATION (D_2 ET D_3) POSTÉRIEURE À LA COLLISION (1,80-1,74 Ga)

Après la collision arc-continent, la zone de chevauchement du Paléoprotérozoïque et le socle formant son compartiment inférieur ont été déformés à l'échelle régionale au cours de deux épisodes de plissement qui ont succédé au chevauchement (D_2 : direction est, D_3 : direction nord-ouest; voir St-Onge et Lucas, 1990a; Lucas et Byrne, 1992). Selon nos données cartographiques, les roches de la Province du lac Supérieur exposées au nord de la ceinture de Cape Smith se situeraient dans la zone axiale d'un vaste pli antiforme (D_2) d'étendue régionale. Le plissement transverse (D_3) de cette structure s'est traduit par une géométrie régionale d'interférence des plis dans laquelle l'axe antiforme adopte maintenant la forme d'une selle (SPC; fig. 1). Les relations de recoupement avec les roches intrusives postérieures à la collision indiquent que les plis transverses (D_3) de direction nord-ouest sont antérieurs à 1 742 Ma (Dunphy et al., 1995b). Le long de l'axe de l'antiforme, une dépression dans la partie centrale de l'orogène fait place en amont-plongement aux deux culminations à noyau de socle (EBW et WBW; fig. 1). Par conséquent, les roches de croûte intermédiaire du socle de la Province du lac Supérieur et de l'arc de Narsaujaq du Paléoprotérozoïque sont exposées dans une coupe oblique de l'orogène de l'Ungava, à cause des épisodes de plissement postérieurs à la collision (Lucas, 1989; Lucas et Byrne, 1992).

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Dans l'orogène de l'Ungava, la minéralisation qui présente le plus grand intérêt économique se compose de l'association Ni-Cu-(EGP) et elle a été découverte dans l'est de la ceinture de Cape Smith, au sein d'amas de roches ultramafiques et mafiques-ultramafiques différenciées (Barnes et al., 1992; Giovenazzo et al., 1989; Giovenazzo, 1991; St-Onge et Lucas, 1994). Ces unités sont associées à des roches tant volcaniques que sédimentaires du Groupe de Povungnituk et à la partie basale du Groupe de Chukotat. D'importantes concentrations de minéraux d'intérêt sont présentes dans l'horizon Raglan (Kattinig) qui est situé près de la limite tectonique séparant les groupes de Povungnituk et de Chukotat. Une deuxième zone minéralisée, appelée «horizon Delta», se situe dans le Groupe de Povungnituk et contient des indices sulfurés de plus petite taille. La répartition des faciès sédimentaires proximaux-distaux dans le Groupe de Povungnituk constitue une information importante quant à la localisation, la teneur et la taille des gisements et des indices sulfurés (St-Onge et Lucas, 1994). Les gîtes logés dans l'horizon Raglan sont associés aux unités sédimentaires relativement distales du Groupe de Povungnituk. Par contre, l'horizon Delta se situe dans un faciès (riche en quartz) du Groupe de Povungnituk occupant une position plus proximale, qui alterne avec des roches volcaniques et qui est marqué par une profonde diminution de la proportion de couches sulfurées à grain fin par rapport à l'horizon Raglan. L'étendue régionale des horizons minéralisés est contrôlée par la structure de chevauchement (D_1) de la ceinture de Cape Smith (Lucas, 1989; St-Onge et Lucas, 1994).

L'existence potentielle de minéralisations de Ni-Cu-(ECP) au nord de la ceinture de Cape Smith est liée à la présence d'écailles étroites de roches du Groupe de Povungnituk, qui partout séparent le socle autochtone de la Province du lac Supérieur des orthogneiss de l'arc de Narsaujaq. Des roches ultramafiques sont présentes dans les écailles du Groupe de Povungnituk, où elles sont associées à des unités mafiques et sédimentaires.

RÉFÉRENCES

Barrette, P.D.

1994: Lithostratigraphy and map-scale structure in the western Cape Smith Belt, northern Quebec: a tentative correlation between two tectonic domains: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 31, p. 986-994

Barnes, S.-J., Picard, C., Giovenazzo, D., and Tremblay, C.

1992: The composition of nickel-copper sulphide deposits and their host rocks from the Cape Smith Fold Belt, northern Quebec; Australian Journal of Earth Sciences, v. 39, p. 335-347

Bédard, J.H., Francis, D.M., Hynes, A.J., and Nadeau, S.

1984: Fractionation in the feeder system at a Proterozoic rifted margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 489-499

Bégin, N.J.

1992: Contrasting mineral isograd sequences in metabasites of the Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada: three new bathograds for mafic rocks; Journal of Metamorphic Geology, v. 10, p. 685-704

Bégin, N.J. and Carmichael, D.M.

1992: Textural and compositional relationships of Ca-amphiboles in metabasites of the Cape Smith Belt, northern Quebec: implications for a miscibility gap at medium pressure; Journal of Petrology, v. 33, p. 1317-1343

Dunphy, J.M.

1994: Évolution des roches plutoniques du domaine nord de la Fosse de l'Ungava; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 94-58

1995: Magmatic evolution and crustal accretion in the Early Proterozoic: The geology and geochemistry of the Narsaujaq Terrane, Ungava Orogen, northern Quebec; Ph.D. Thesis, Université de Montréal, Montréal, Québec, 333 p.

Dunphy, J.M., Ludden, J.N., and Francis, D.

1995a:Geochemistry of mafic magmas from the Ungava Orogen, Canada and implications for mantle reservoir compositions at 2.0 Ga: Chemical Geology, v. 120, p. 361-380

Dunphy, J.M., Ludden, J.N., and Parrish, R.R.

1995b:Stitching together the Ungava Orogen: geochronological (TIMS and ICP-MS) and geochemical constraints on late magmatic events; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 32, p. 2115-2127

Feininger, T.

1986: An unusual alaskite located 40 km west of Asbestos Hill; in Exploration en Ungava: données récentes sur la géologie et la gîtologie, Séminaire d'information, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 86-16, p. 51-56

Francis, D.M., Ludden, J., and Hynes, A.J.

1983: Magma evolution in a Proterozoic rifting environment; Journal of Petrology, v. 24, p. 556-582

Gaonac'h, H., Ludden, J.N., Picard, C., and Francis, D.M.

1992: Highly alkaline lavas in a Proterozoic rift zone: implications for Precambrian mantle metasomatic processes; Geology, v. 20, p. 247-250

Giovenazzo, D.

1991: Géologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-