

ET 91-06

Géologie de la région du lac Hubert, Fosse de l'Ungava

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.

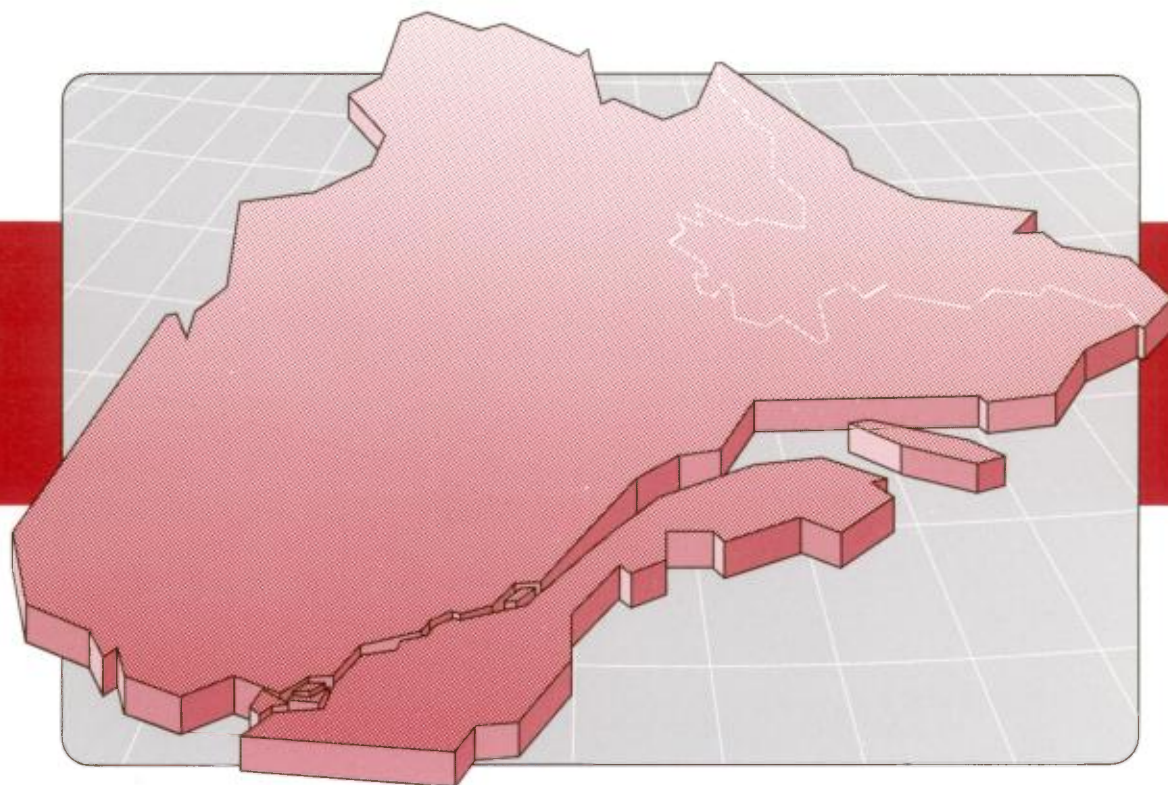
Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région du lac Hubert (Fosse de l'Ungava)

James Moorhead

ET 91-06



Géologie de la région du lac Hubert (Fosse de l' Ungava)

James Moorhead

ET 91-06

1996

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE

Directeur : J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC

Chef : A. Simard

Accepté pour publication le 91/04/30

Lecture critique

D.Lamothe

Éditeur

F. Dompierre

Dessin assisté par ordinateur

P. Brouillette

Supervision technique

A. Beaulé

Préparé par la Division de l'édition (Service de la géoinformation)

Le présent projet est financé par Ressources naturelles Canada et le ministère des Ressources naturelles du Québec dans le cadre de l'Entente auxiliaire Canada-Québec sur le développement minéral.

RÉSUMÉ

La région du lac Hubert se situe dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava. Elle englobe toutes les divisions lithostratigraphiques majeures de la Fosse ainsi que le socle gneissique encaissant.

Le socle archéen peut se diviser sommairement en deux sous-ensembles :

1) **La Province de Supérieur** : Le socle au sud de la Fosse (2685 Ma Beall *et al.*, 1963; 2270, 2320, 2760 Ma, Taylor et Loveridge, 1981) est formé d'intrusions de granodiorite de dimension batholitique (la Formation de Perron), syn- à tardi- cinématiques recoupées par des dykes de gabbro. Elle renferme également un sillon de roches volcanosédimentaires (la Formation de Juet). L'ensemble de ces unités a été déformé et métamorphisé au faciès amphibolite inférieur lors de l'orogénie kénoréenne.

2) **La Province de «Churchill»** : Le socle gneissique archéen au nord de la Fosse (2934 à 2569 Ma, Doig, 1983; 2882 et 2780 Ma; Parrish, 1989) ne constitue qu'une très faible portion de la région cartographiée. Il renferme des gneiss granodioritiques témoignant d'une forte suremprise tectonique acquise au cours de l'orogénie hudsonienne.

La Fosse de l'Ungava renferme trois groupes stratigraphiques d'âge aphébien qui sont, du S vers le N :

1) **Le Groupe de Povungnituk** : Ce groupe repose en contact de discordance angulaire, reprise par une faille de décollement, sur le socle archéen. La partie inférieure du Povungnituk renferme un assemblage de sédiments proximaux à distaux (le Sous-groupe de Lamarche) envahi par de nombreux filons-couches de gabbro (2038 Ma Machado *et al.*, 1993). Un empilement de basalte tholéiitique (le Sous-groupe de Beauparlant) (1959 Ma, Parrish, 1989) surmonte cet assemblage ; il est lui-même coiffé par une séquence sédimentaire-volcanoclastique envahie par de nombreux filons-couches mafiques à ultramafiques (1918 Ma, Parrish, 1989).

2) **Le Groupe de Chukotat** : Chevauchant le Povungnituk, le Chukotat renferme presque uniquement des basaltes, komatiitique à tholéiitique, très peu déformés (<1918 Ma Parrish 1989). L'empilement volcanique contient des cycles volcaniques d'échelle variable où des coulées de basalte komatiitique évoluent progressivement vers des coulées de basalte tholéiitique. Cette cyclicité s'exprime également à l'échelle de l'ensemble du Groupe.

3) **Le Groupe de Watts** : Ce groupe renferme un assemblage complexe de sédiments et métavolcanites recoupé par des intrusions ultramafiques à felsiques. Le Watts chevauche au S l'empilement volcanique de Chukotat le long de la faille de Bergeron ; il est séparé du socle archéen sous-jacent au nord (le Complexe de Déception) par une zone de décollement. Ce Groupe peut se diviser en deux sous-ensembles. Le premier, surmontant le socle, comprend un mince placage de sédiments coiffé par une séquence de basalte interlité d'horizons volcanoclastiques (1860 Ma ; Machado *et al.*, 1993). Le deuxième sous-ensemble, situé à l'E du premier, comprend un assemblage de laves et de tufs, mafiques à felsiques (<1917 Ma, Machado *et al.*, 1993), recoupé par des intrusions de péridotite et de gabbro précinématiques ainsi que de diorite et de granodiorite syn- à postcinématiques (1874 Ma, Machado *et al.*, 1993). Ce deuxième sous-ensemble est séparé du premier par une faille de chevauchement majeure.

Même si le contexte géotectonique originel du Groupe de Watts demeure ambigu, des observations préliminaires peuvent être faites: 1) Le Sous-ensemble 1 de Watts englobe des unités lithologiques similaires à celles qui caractérisent le Groupe de Povungnituk mais a un âge beaucoup plus jeune et ne semble pas lui être corrélatif; 2) Le Sous-ensemble 2 de Watts renferme des unités similaires à celles observées dans les portions centrale et orientale du Watts ; il pourrait représenter, en partie, les vestiges d'une croûte océanique sur laquelle s'est édifié un empilement volcanique partiellement analogue avec ceux des arcs insulaires plus récents.

Synthèse géotectonique :

Vu la grande continuité latérale des unités dans la partie méridionale de la Fosse de l'Ungava, le scénario d'évolution géotectonique pour les Groupes de Povungnituk et Chukotat, tel qu'il a été envisagé par Hynes et Francis (1982), Francis *et al.* (1983) et Picard *et al.*, (1990) explique une grande partie des éléments stratigraphiques et structuraux de ce secteur. Leurs hypothèses incluent :

1) **L'ouverture d'un bassin à l'intérieur du craton archéen** de la Province de Supérieur, dans lequel se dépose l'assemblage sédimentaire du Sous-groupe de Lamarche.

2) **La formation d'un rift continental** marqué par l'intrusion de filons-couches de gabbro et l'épanchement de basalte tholéiitique d'affinité continentale (le Sous-groupe de Beauparlant) interlité de quelques niveaux de sédiments distaux. Nos travaux de cartographie de l'été 1985-1986 ont mis en évidence l'existence, au sommet de l'empilement de basalte, d'un complexe volcanique

explosif accompagné localement d'une sédimentation en eau peu profonde. Le stade final de l'évolution de ce proto-rift se serait donc soldé par un ralentissement du volume extrusif de basalte, et par un changement de style de volcanisme, lorsque l'empilement basaltique a atteint un niveau d'extrusion moins profond, et finalement par un arrêt complet du volcanisme. **3) La rupture finale de la croûte staltique, suivie par le développement d'un proto-rift océanique**, est marquée par l'épanchement de basalte komatiitique, évoluant vers des basaltes tholéitiques, du Groupe de Chukotat, très similaires à ceux des crêtes médio-océaniques modernes.

4) Le développement d'un arc insulaire (la Formation de Parent) avec un volcanisme effusif et explosif, d'affinité calcoalcaline. Cet empilement surmonte un assemblage de gabbro et péridotite qui pourrait représenter, en partie, des lambeaux tectoniques de la portion supérieure d'une croûte océanique. Cet arc a été chevauché sur le Groupe de Chukotat le long d'une faille majeure (la faille de Bergeron).

Toutes les unités de la Fosse décrites ci-dessus ont été télescopées ensemble, du N vers le S, sur le craton de la Province de Supérieur par l'entremise de deux phases de plissement et chevauchement au cours de l'orogénie hudsonienne. La première phase a produit des plis isoclinaux déversés vers le S, le décollement de base et les failles chevauchantes majeures connexes à cette dernière. La deuxième phase a repris les structures de la première mais en gardant généralement le même sens de déversement. La troisième phase de déformation a produit des plis de grande amplitude, orientés N-S, particulièrement dans le Groupe de Watts où ils reprennent l'ensemble les unités de la couverture et du socle ainsi que la trace des isogrades métamorphiques. Le métamorphisme des unités de la Fosse (type barrowien) passe du schiste vert inférieur, dans la partie S, à amphibolite inférieur près du complexe de Déception dans la partie NW du secteur.

Métallogénie :

Comparativement aux portions centrale et orientale de la Fosse, les Groupes de Povungnituk et Chukotat dans la région du lac Hubert ne renferment que peu d'intrusions ultramafiques différenciées propices aux minéralisations en Ni-Cu-EGP. Par contre, la découverte d'indices d'or à l'intérieur ou près des zones de cisaillement recoupant l'assemblage volcanique-intrusif du deuxième Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, devrait provoquer un regain d'intérêt pour de grandes portions de ce Groupe comme cible d'exploration, dont particulièrement l'empilement volcanique de la Formation de Parent. Malgré le manque d'indices analytiques, les intrusions ultramafiques-mafiques du Groupe de Watts ne devraient pas être négligées pour leur potentiel en EGP, vu la nature spatiale restreinte de certains indices en EGP. présents dans la Fosse de l'Ungava. L'assemblage de siltstones, phyllades et tufs épicyclastiques au sommet du Sous-groupe de Beauparlant renferme des horizons de sulfures massifs contenant des concentrations anormales en Zn, Cu et terres rares légères. Ces horizons ne renferment pas de concentrations économiques de ces éléments. La possibilité de trouver des horizons plus riches latéralement ne peut être exclue.

Table des matières

INTRODUCTION	1
Travaux antérieurs	1
Climat	5
Flore	5
Faune	6
Physiographie	6
Hydrographie	6
Géologie récente	7
But et méthodologie de l'étude	7
Remerciements	7
 GÉOLOGIE GÉNÉRALE	 9
Le socle archéen	9
Le socle du Supérieur	9
Le socle de «Churchill»	9
Aphébien : la Fosse de l'Ungava	10
Le Groupe de Povungnituk (Bergeron, 1959)	11
Le Groupe de Chukotat (Bergeron, 1959)	13
Le groupe de Watts (Lamothe <i>et al.</i> , 1984)	14
Hadrymien	14
Métamorphisme	14
Structure	16
 LITHOSTRATIGRAPHIE	 17
Archéen	17
Le socle archéen sud	17
Le complexe de Déception (D)	22
Aphébien	23
Le Groupe de Povungnituk (Bergeron, 1959)	23
Le Groupe de Chukotat (C) (Bergeron, 1959)	40
Le Groupe de Watts (Lamothe <i>et al.</i> , 1984)	48
 STRUCTURE	 60
Archéen	60
Formation de Juet	60
La Formation de Perron	60
Le Complexe de Déception	60
Aphébien	60
Première phase de déformation (D ₁)	62
Deuxième phase de déformation (D ₂)	63
Troisième phase de déformation (D ₃)	63
Failles tardives	65
Tectonisme	65

MÉTAMORPHISME	68
Métamorphisme kénoréen	68
La Formation de Perron	68
La Formation de Juet	68
Métamorphisme hudsonien	68
Le Groupe de Povungnituk	68
Le Groupe de Chukotat	68
Le Groupe de Watts	69
 GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	 70
Introduction	70
Travaux antécédents	70
Compilations de l'ensemble de la Fosse de l'Ungava	70
Travaux spécifiques à la région du lac Hubert	70
Indices minéralisés décelés lors de nos travaux	78
Le socle granodioritique archéen	79
La Formation de Juet	79
Le Sous-groupe de Lamarche	79
Le Sous-groupe de Beauparlant	79
Le Groupe de Chukotat	79
Le Groupe de Watts	79
Travaux subséquents à nos travaux	80
Imperial Platinum Corporation (Cinits et Johnson, 1988)	80
Phelps Dodge (GM 49611)	81
Jascan Ressources (GM 44932)	81
Jascan Ressources Inc. (GM 46930)	81
Jascan Ressources (GM 46938)	82
Giovenazzo et al., 1991 (MB 91-23)	82
Programme de prospection Kuutsiutitalik (Carrier, 1990)	82
Recommandations pour l'exploration minière	85
Secteurs intéressants pour l'exploration	85
Secteurs à plus faible potentiel minéral	87
 RÉFÉRENCES	 88
Dossiers d'exploration minière disponibles au ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec et utilisés dans ce rapport	94
 ANNEXES	
Annexe 1 - Description des indices minéralisés et des échantillons choisis aléatoirement pour analyses	95
Annexe 2 - Analyses lithogéochimiques comportant des valeurs anormales (nos travaux).	103
Annexe 3 - Analyses lithogéochimiques de Carrier (1990)	107

HORS-TEXTE

Carte n° 2214 A - Géologie de la région du lac Hubert ; partie nord (35 F/7 et 35 F/8) au 1 : 50 000.

Carte n° 2214 B - Géologie de la région du lac Hubert ; partie sud (35 F/1 et F/2) au 1 : 50 000.

Carte n° 2214 C - Carte de compilation de la région du lac Hubert ; partie nord (35 F/7 et 35 F/8) au 1 : 50 000

Carte n° 2214 D - Carte de compilation de la région du lac Hubert ; partie sud (35 F/1 et F/2) au 1 : 50 000.



Introduction

Nos travaux s'inscrivent dans le cadre de projet de cartographie de la Fosse de l'Ungava amorcé en 1983 par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. La région étudiée se situe dans la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava, à 65 km au sud du village de Salluit en bordure du détroit d'Hudson (voir figures 1 et 2). Elle couvre une superficie de 1 800 km² et est délimitée par les longitudes 76°00' et 76°45' ainsi que les latitudes 61°05' et 61°30'. Ce secteur est couvert par les feuillets topographiques 35 F/1 (lac Juet), 35 F/8 (lac Hubert) et la demie E de 35 F/2 (lac Vigneau) et de 35 F/7 (lac Bégin) du découpage du SNRC au 1: 50 000.

Nos travaux complètent ceux déjà entrepris dans le cadre d'un projet de cartographie du MRN de la fosse de l'Ungava par Lamothe *et al.* (1984), Roy (1985, 1989), Hervet (1985), Tremblay (1985, 1986a, 1989, 1991), Moorhead (1986a, 1989).

Travaux antérieurs

Il convient de mentionner que la Fosse de l'Ungava est connue sous d'autres noms dans la littérature, notamment : la ceinture nickélique, la ceinture de Cap Smith, la bande Cap Smith - Maricourt, la bande Cap Smith - Baie Wakeham, «the Cape Smith fold belt» et «the Cape Smith thrust belt». Dans les travaux récents du MRN, elle porte communément le nom de la Fosse de l'Ungava.

Les travaux portant strictement sur la géologie économique, tels les rapports statutaires, sont énumérés et résumés dans le chapitre concernant la géologie économique. Ceux décrits ci-dessous sont de nature plus générale.

Les premiers levés géologiques furent effectués le long des régions côtières de la péninsule de l'Ungava par Bell (1885) et Low (1899, 1902). Les travaux géologiques dans la Fosse de l'Ungava, à l'intérieur des régions côtières, débutèrent avec Airth (1933), qui effectua une prospection de reconnaissance de la moitié occidentale de la Fosse. Avec la découverte de nombreux indices minéralisés, ses travaux mirent en évidence pour la première fois le potentiel économique de cette région. Gunning (1934) décrit de façon plus systématique et détaillée la géologie locale près de certains indices découverts par Airth (1933), près de l'île Smith, sur la côte, en bordure de la baie d'Hudson. Au cours des années cinquante, la Fosse a été prospectée de façon intensive par diverses compagnies minières. C'est au cours de cette période que plusieurs des dépôts importants d'amiante et de nickel-cuivre furent découverts, tels que Purtunig (Asbestos Hill), Raglan, Donaldson, Katiniq, lacs Cross et Delta.

Contemporainement à ces travaux, le Gouvernement du Québec entreprit de cartographier le segment de la Fosse qui offrait le plus grand potentiel économique à cette époque, c'est-à-dire surtout la portion centre-est. Bergeron (1957) cartographia un segment dans la partie

occidentale de la Fosse à l'échelle de 1 : 253,440, ainsi qu'une vaste région dans la partie centrale, à l'échelle de 1 : 126,720 (Bergeron, 1959). Des travaux plus détaillés à l'échelle de 1 : 63 360 furent effectués immédiatement à l'est de ceux de Bergeron (1959) par Beall (1959, 1960, 1977), DeMontigny (1959), Gold (1962) et Gélinas (1962) (figure 3).

Ces études, en particulier celles de Bergeron, jetèrent la base des grandes divisions stratigraphiques de la Fosse de l'Ungava et démontrèrent que les roches de la Fosse reposent au S en contact de discordance sur le socle archéen. Une petite région dans la partie occidentale de la Fosse, en bordure de la baie d'Hudson (figure 3), fut étudiée par Stam (1961). Ses travaux mirent en évidence l'importance des failles de chevauchement dans l'histoire déformationnelle de la Fosse. Le métamorphisme des sédiments ferrugineux présents dans la partie E de la Fosse a fait l'objet d'une étude (Hashimoto et Béland, 1968)

Plus récemment, la Fosse de l'Ungava ainsi qu'une grande partie des gneiss encaissants, au N de 61°00', furent cartographiés par Taylor (1974, 1982) à l'échelle de 1 : 250 000. Ses travaux démontrèrent la grande continuité latérale des linéaments structuraux et des unités stratigraphiques. Il fut également le premier à établir que le socle gneissique cerne complètement la Fosse de l'Ungava au N, au S et à l'E. Toute la région au S de 61°00' fut cartographiée par Stevenson (1968) (figure 3). Schimann (1978) entreprit des travaux de cartographie et de pétrologie métamorphique à l'extrémité orientale de la Fosse. Il cartographia la trace de plusieurs isogrades métamorphiques, passant du faciès des schistes verts dans la partie S de la Fosse, au faciès amphibolite dans les secteurs E et N, à l'intérieur d'un cadre de métamorphisme régional de type Barrowien. Des travaux de volcanologie et géochimie dans les Groupes de Povungnituk et Chukotat ont été faits dans la partie occidentale de la Fosse par Baragar (1974, 1984), Moore (1977), Schwarz et Fujiwara (1977) et Baragar et Scoates (1987).

Quelques études gravimétriques ont été publiées, soit celles de Tanner et McConnell (1964) et Innes *et al.* (1967, 1968). Les données brutes de ces études furent utilisées par divers auteurs, notamment celles de Gibb et Walcott (1971), Thomas et Gibb (1977), Gibb (1983) et Burke *et al.* (1977) pour proposer que la Fosse de l'Ungava représente la trace d'une zone de suture précambrienne entre deux cratons sialiques. Leurs interprétations furent remises en cause par Baer (1977), qui affirma que le modèle gravimétrique proposé par Tanner et McConnell (1964) était aussi valable et qu'il n'était pas en conflit avec certains aspects géologiques de la Fosse. D'autres auteurs ont également exprimé des réserves sur ces modèles de sutures (Schimann, 1978; Taylor, 1982; Hynes et Francis, 1982; Doig, 1983). Une coupe gravimétrique a

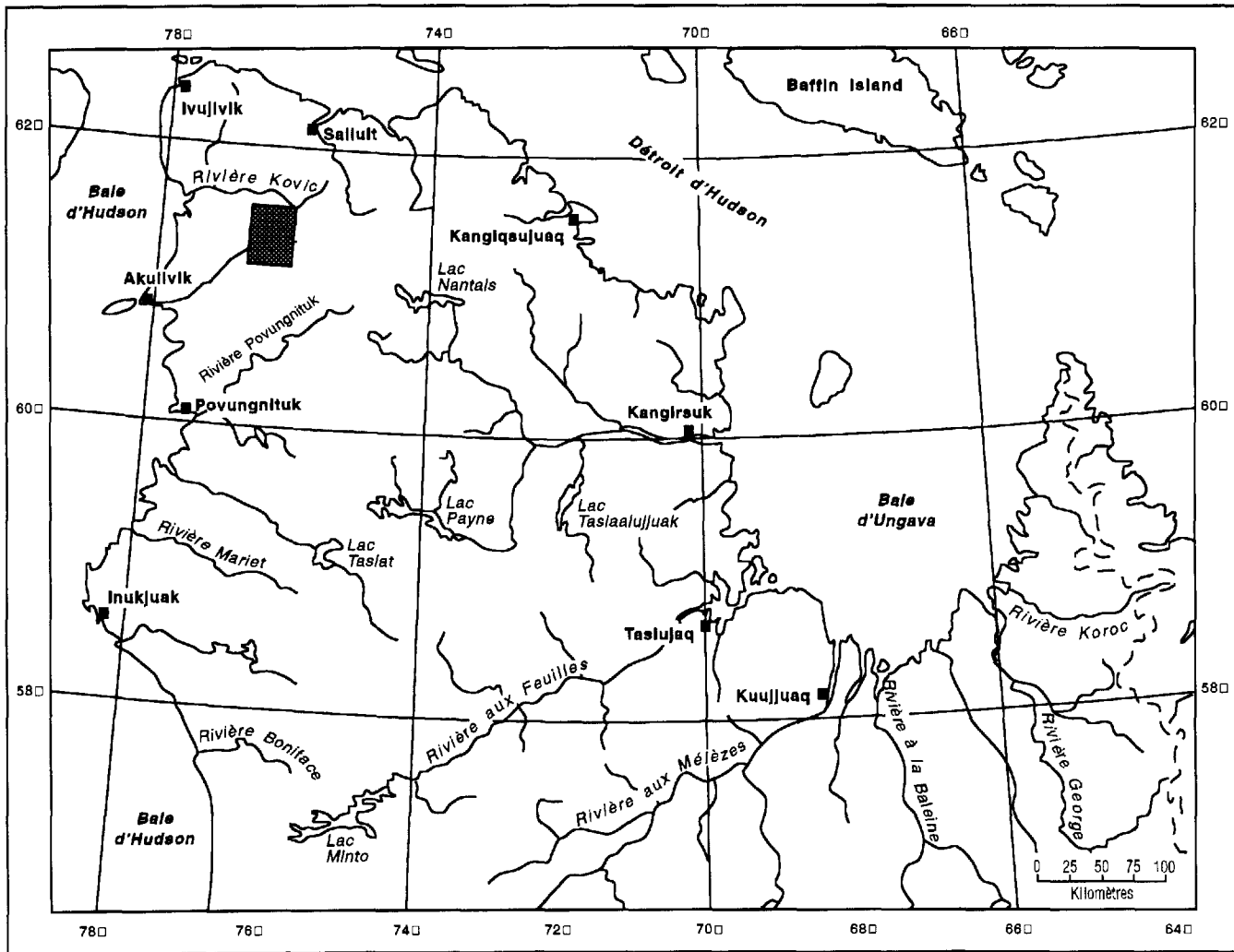


FIGURE 1 - Localisation de la région étudiée.

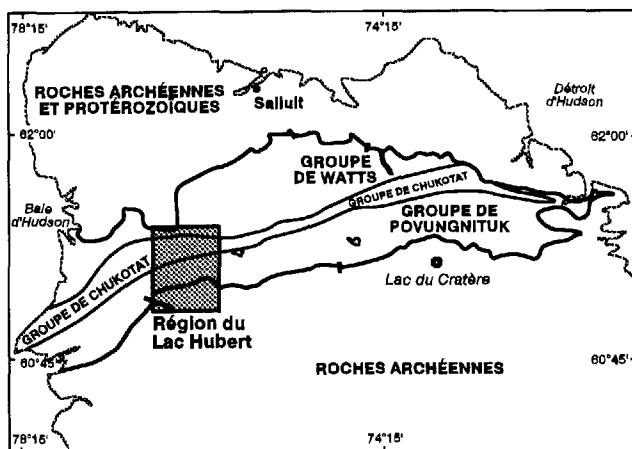


FIGURE 2 - Divisions lithotectoniques de la partie septentrionale de la péninsule de l'Ungava ; la région étudiée est encadrée.

été effectuée en 1985 dans la partie centrale de la Fosse (Feininger, non publié)

Des travaux de stratigraphie, structure, géochimie et métamorphisme furent effectués le long d'une coupe dans la partie centre-est de la Fosse par Francis et Hynes (1979). Francis *et al.* (1981, 1983), Hynes et Francis (1981, 1982), Amdt *et al.* (1979), Nadeau (1984) et Bédard *et al.* (1984) (figure 4). Leurs travaux, en particulier ceux de Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1983), intègrent des éléments structuraux, stratigraphiques et géochimiques dans le cadre d'un modèle d'évolution stratigraphique et tectonique pour la Fosse de l'Ungava. Plusieurs de leurs interprétations et conclusions ont été validées et soutenues par des travaux subséquents. Ce modèle comprend le développement initial d'un rift continental accompagné d'une sédimentation et d'un volcanisme typique de ce milieu (le Groupe de Povungnituk),

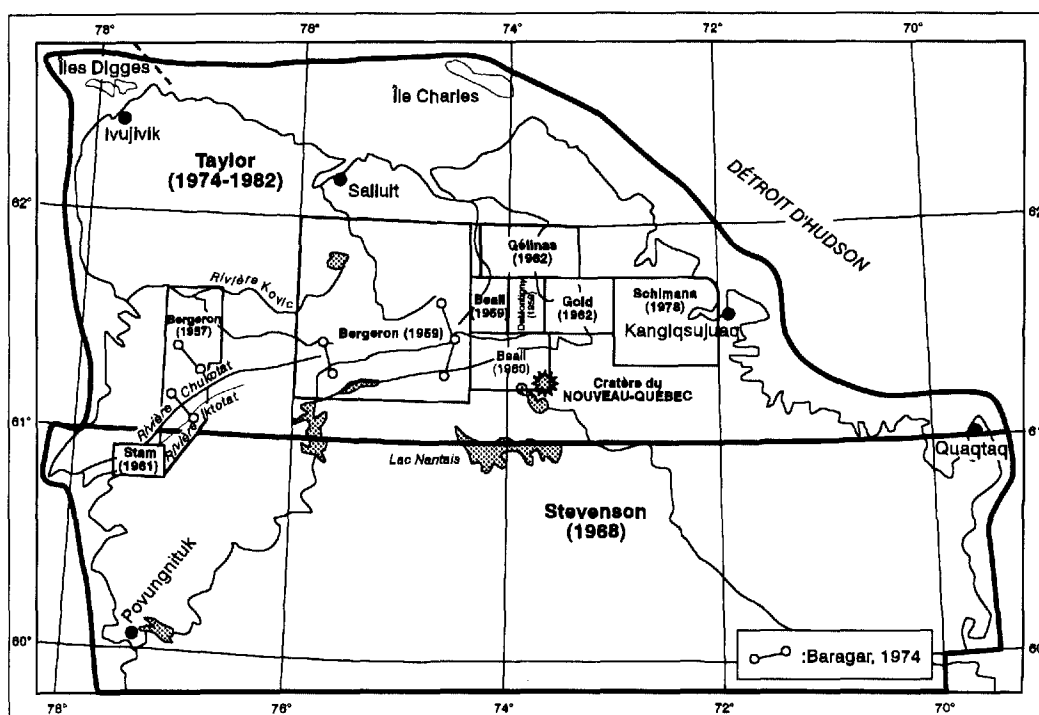


FIGURE 3 - Travaux de cartographie effectués par le Gouvernement du Québec et la Commission géologique du Canada au cours des années cinquante, soixante et soixante-dix.

suivi par l'extrusion d'un empilement volcanique typique des fonds abyssaux océaniques (le Groupe de Chukotat), marquant ainsi la transition vers le développement d'une croûte océanique. Cet assemblage fut, par la suite, plissé et chevauché vers le S sur le socle archéen lors de l'orogénie hudsonienne. Le métamorphisme hudsonien dans la partie centrale de la Fosse a fait l'objet de deux études (Olson, 1983; Ozaray, 1983).

Hoffman (1985) avait proposé que l'ensemble des roches de la Fosse représente une klippe, sous forme d'un synclinorium à double plongée, chevauché sur le socle archéen de la Province du Supérieur (figure 5). Les roches de la Fosse seraient originellement venues d'une zone de suture localisée au N de la Fosse dans le socle gneissique de la Province de Churchill dans l'axe du fjord de Salluit.

Des études structurales et de pétrologie ignée et métamorphique furent entreprises par la Commission géologique du Canada, lors d'un important projet de cartographie, dans la partie orientale de la Fosse (St-Onge *et al.*, 1986, 1987, 1988, 1989; St-Onge et Lucas, 1990a, c, 1993). Ces travaux ont, entre autres choses, démontré que la Fosse est séparée du socle archéen par un décollement de base duquel s'embranchent les failles de chevauchement qui découpent et répètent sa stratigraphie, démontrant ainsi qu'une grande portion des unités stratigraphiques sont en position allochtone par rapport à leur lieu de formation (St-Onge et Lucas, 1989a, 1990b; Lucas et St-Onge, 1989, 1991, 1992; Lucas, 1989, 1990; Lucas et Byrne, 1992). Trois phases de plissement et deux phases

de chevauchement ont été reconnues. La plongée vers l'E de l'extrémité orientale de la Fosse a d'ailleurs permis la construction d'une coupe structurale de l'ensemble de la Fosse (Lucas, 1989, 1990). Des travaux de pétrologie métamorphique quantitatifs ont permis de vérifier l'exactitude du niveau d'enfouissement calculé sur les coupes structurales (St-Onge et Lucas, 1989, 1991; Bégin, 1989, 1992; Bégin et Carmichael, 1987).

Une des plus importantes découvertes de leur travaux a été la reconnaissance que l'assemblage de basalte et d'intrusions mafiques à ultramafiques de la partie E du Groupe de Watts représente les vestiges de ophiolites (St-Onge *et al.*, 1988; Scott *et al.*, 1989, 1991, 1992; Scott et Bickle, 1991).

Un assemblage métaplutonique, désigné comme l'arc de Narsajuaq (Lucas et St-Onge, 1991), de composition mafique à intermédiaire situé dans la partie centre-nord du Groupe de Watts a été interprété comme les vestiges d'un arc insulaire soumis à l'accrétion d'autres unités du Groupe de Watts (Lucas *et al.*, 1992; St-Onge *et al.*, 1992).

Des travaux de géochimie isotopique (Hegner et Bevier, 1989) et de géochronologie (Parrish, 1989) ont également été faits au cours du projet de la Commission géologique du Canada.

Tel qu'il a été mentionné dans l'introduction, des travaux de cartographie à l'échelle de 1:50,000 ont été accomplis dans le cadre du projet de cartographie systématique des portions centrale et occidentale de la Fosse par Lamothe *et al.* (1984), Hervet (1985), Roy (1985, 1989),

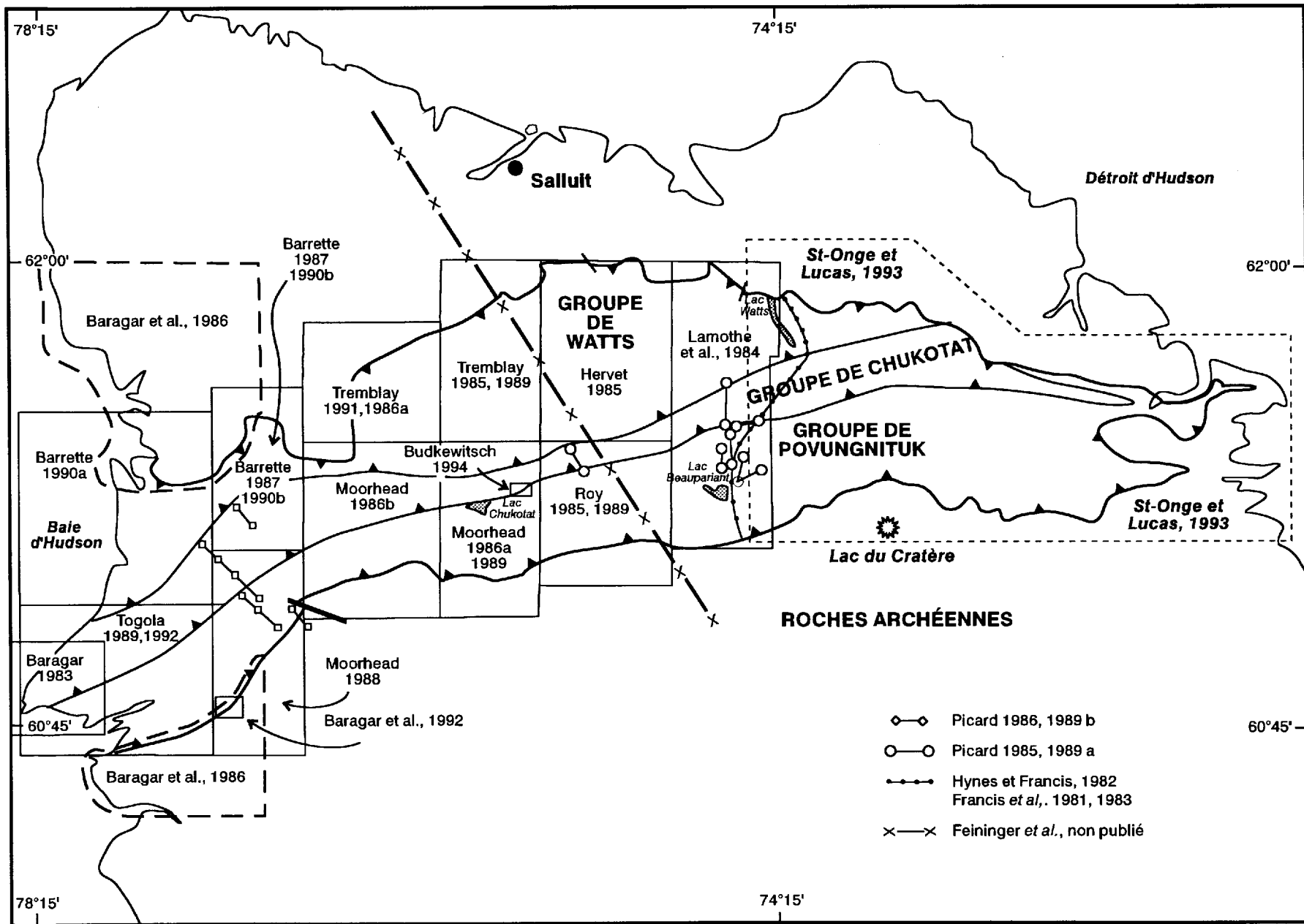


FIGURE 4 - Travaux récents effectués par le MRN, l'Université McGill et la CGC dans la Fosse de l'Ungava (modifiée d'après Lamothe, 1986).

Tremblay (1985, 1986a, 1989, 1991), Barrette (1987, 1990a, 1990b, 1994), Moorhead (1986a, b, 1989), Togola (1989, 1992) (figure 4). Ces travaux ont permis un raffinement de la stratigraphie et des styles de déformation tels qu'ils ont été décrits par Bergeron (1959) et Hynes et Francis (1982) ; ils ont également mis en évidence plusieurs nouveaux indices minéralisés.

Dans le cadre du même projet, Picard (1985, 1986a, 1989a, b) et Gaonac'h *et al.* (1989) ont fait des études sur la géochimie des unités volcaniques et intrusives des Groupes de Povungnituk et Chukotat, où ils complètent et raffinent les modèles magmatiques présentés par Hynes et Francis (1982) et Francis *et al.* (1983). Les travaux Picard *et al.* (1989, 1990) ont démontré que la partie S du Groupe de Watts à proximité de la faille de Bergeron représente probablement les vestiges d'un arc insulaire chevauché sur les basaltes océaniques du Groupe de Chukotat.

Au cours du projet du MRN, des études géologiques portant sur les différents types de gisements de la Fosse ont été réalisées par Giovenazzo (1985, 1986a, b, 1989, 1991), Giovenazzo et Lefevbre (1986), Giovenazzo *et al.* (1989, 1991), Tremblay (1990), Tremblay et Barnes (1989), Thibert *et al.* (1989), Barnes et Giovenazzo (1990), Barnes *et al.* (1992), Barnes et Picard (1993), Picard et Giovenazzo (sous-presse), Picard *et al.* (sous-presse). Ces travaux ont de surcroît précisé la nature du potentiel économique des EGP à l'intérieur de la Fosse de l'Ungava. Certains des résultats de ces travaux ont été publiés par Clark *et al.* (1986, 1988), Lamothe *et al.* (1987) et Lamothe (1987).

Une thèse de maîtrise en structure (Budkewitsch 1989), portant sur la nature de la déformation des unités sommitales du Groupe de Povungnituk et les relations tectoniques de ce groupe vis-à-vis le Chukotat, a également été faite dans le cadre du projet du MRN (Budkewitsch, 1986).

Les filons-couches différenciés, de composition mafique à ultramafique, dans les parties centrales et orientales de la Fosse, sont l'hôte d'importants dépôts de Ni-Cu-EGP. En plus des travaux faits dans le cadre du projet du MRN, ces dépôts et filons-couches ont été étudiés par (Shepherd, 1960 ; Wilson *et al.*, 1969; Miller, 1977 ; Philspotts, 1961 et Barnes *et al.*, 1982). Plus récemment les travaux de Barnes et Barnes (1990), Dufresne et Leshner (1991), Leshner *et al.* (1991), Gillies et Leshner (1992), Leshner et Ripley (1992) démontrent que les filons-couches représentent plutôt des coulées ultramafiques différenciées, simples ou multiples de très grand volume.

Climat

La partie N de la péninsule de l'Ungava a un climat typique de l'arctique, où les températures annuelles se placent parmi les plus faibles du Québec et les précipita-

tions, quoique fréquentes durant la saison estivale, ne s'avèrent pas très volumineuses; c'est d'ailleurs une des régions du Québec qui reçoit le moins de précipitations.

La couverture de neige n'est pas très épaisse, mais la neige peut s'entasser dans certaines zones dû à l'action du vent, formant ainsi des accumulations de plusieurs mètres d'épaisseur, qui peuvent persister plusieurs années. La couverture générale de neige disparaît vers la fin du mois de juin, mais les accumulations de neige entassées près des escarpements peuvent persister durant toute la saison estivale. Les tombées de neige, quoique peu fréquentes, persistent jusqu'à la fin de juin et peuvent recommencer dès la mi-août. Les lacs se dégagent de leurs glaces entre la fin de juin et la fin de juillet.

La température connaît beaucoup de fluctuations au cours de la période où les travaux de terrain ont lieu. La température maximale journalière pour la fin de juin et la fin d'août varie entre -5° et 10 °C; pour juillet et le début d'août, les températures peuvent atteindre 26 °C mais se chiffrent généralement entre 5° et 18 °C. L'été 1986 a été caractérisé par un mois de juillet particulièrement chaud et ensoleillé. Ces conditions ont abruptement pris fin le 10 août. Après cette date le brouillard et les tempêtes de pluie, de pluie verglaçante et de neige ont rendu la poursuite des travaux très difficile.

Flore

Cette région se situe à plus de 400 km au nord de la limite des arbres et est comprise dans la zone où le pergélisol est réparti de manière ininterrompue dans le sous-sol. Un horizon d'épaisseur variable, dégelant durant les mois d'été, recouvre le pergélisol.

À plusieurs endroits, un réseau de polygones est visible à la surface du sol. Ces polygones ont entre 0,5 et 1,5 m de diamètre ; ils se caractérisent par une zone centrale sans végétation constituée d'argile très humide et une bordure plus restreinte, surélevée de quelques centimètres, comportant des mousses et des herbes. Les polygones sont formés par les mouvements du sol causés par l'action du gel et du dégel.

La forme des polygones dépend généralement de la pente de la surface sur laquelle ils se trouvent. Une surface horizontale ou peu pentée recèle généralement des polygones, ayant des cotés de longueur égale, formant ainsi des structures semi-circulaires. Avec une pente plus abrupte, les polygones s'étirent dans le sens du pendage de la pente créant des structures lobées ou ellipsoïdales plutôt que circulaires. Les mouvements de sols, influencés surtout par le degré d'inclinaison du terrain, sont responsables de la forme des polygones.

Le sol est recouvert d'une végétation généralement pauvre et éparse, constituée surtout de mousses et lichens tels que la mousse de caribou. Une végétation plus luxuriante, comprenant des herbes et des fleurs, croît dans les zones à l'abri des éléments, notamment les flancs de

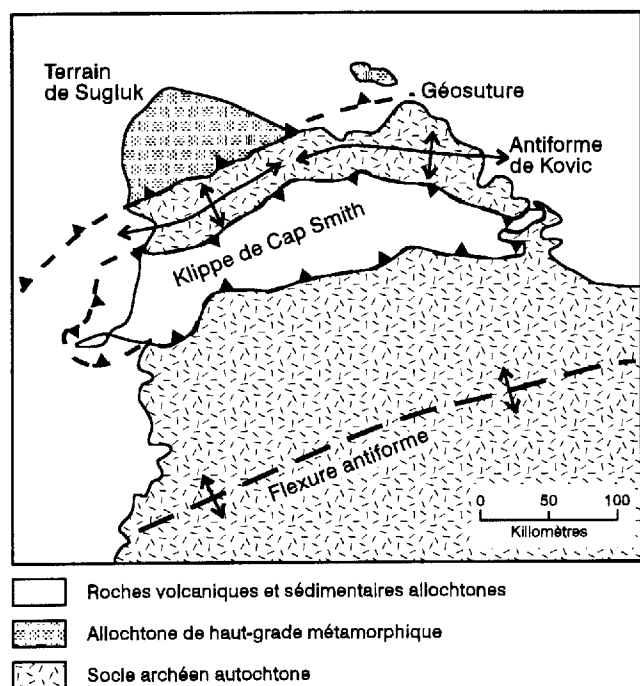


FIGURE 5 - Interprétation tectonique d'après Hoffman (1985) de la partie septentrionale de la péninsule de l'Ungava.

certaines falaises et les endroits où le sol est plus riche, comme les fonds de certaines vallées. Les seuls arbres de cette région sont des aulnes nains qui poussent dans les zones de basse altitude telles que la vallée de la rivière Kovic et le pied des flancs de certaines pentes abruptes telles que l'escarpement de faille (la faille de Bergeron) dans le N de la région.

Faune

Les oiseaux les plus communément visibles sont les buses pattues d'Amérique, les harfangs des neiges, les lagopèdes, les outardes et les labbes à longue queue.

Les lemmings et les caribous sont les animaux les plus communs. Selon les rapports des travaux antécédents, les caribous étaient très rares dans cette partie de la péninsule de l'Ungava. Des renards et des belettes, ainsi que plus rarement des loups et des lièvres ont également été aperçus.

Physiographie

La région se subdivise en quatre grands secteurs physiographiques (figure 6) qui sont, du S vers le N :

1) La partie SE se caractérise par des collines de forme irrégulière et un relief local relativement atténué. L'élévation varie entre 170 et 300 m. Les roches sous-jacentes de ce secteur sont les unités du socle archéen de la Pro-

vince de Supérieur, constituées principalement de granodiorite.

Les deux secteurs de la partie centrale de la région ne contiennent que les roches volcanosédimentaires et intrusives de la Fosse de l'Ungava.

2) Le secteur le plus au sud de la Fosse se caractérise par une série de collines et de vallées allongées, orientées E-W à NE-SW, ayant une élévation de 170 à 330 m. Le relief local peut atteindre 90 m. Immédiatement à l'E de cette région, ces collines sont développées de façon saillante, où elles ont été nommées les monts Povungnituk (Bergeron, 1959). Les roches sous-jacentes de ce secteur sont les unités du Groupe de Povungnituk.

3) Le secteur suivant forme un plateau, dont l'élévation atteint 450 m, légèrement incliné vers le SW, constitué des unités volcaniques et intrusives du Groupe de Chukotat. La surface de ce plateau se caractérise par de petites collines de formes irrégulières à arrondies. Le relief local est atténué, les affleurements sont par contre très nombreux. La limite N de ce secteur est marquée par l'escarpement de la faille de Bergeron, fortement incliné vers le nord. Les fortes accumulations de neige, poussées par l'action du vent, s'empilent le long de l'escarpement. En un endroit au pied de la pente, la végétation était complètement détruite et le sol labouré et entaillé, probablement le résultat d'une avalanche de neige et de glace au printemps.

4) Le secteur le plus au N englobe les unités volcanosédimentaires du Groupe de Watts de la Fosse ainsi que le socle de la province de Churchill dans la partie NW du secteur dont l'élévation varie entre 150 et 320 m. Des collines allongées caractérisent les unités du Groupe de Watts. Le socle se distingue de ce dernier par la présence de collines de forme irrégulière similaire à celles présentes dans le secteur 1.

Hydrographie

Les lacs et les étangs abondent dans la région; ils montrent des formes très variées dépendant du secteur physiographique où ils se trouvent. Les secteurs (1) et (3) (figure 6), respectivement formés des roches archéennes et des roches volcaniques du Groupe de Chukotat, renferment des lacs aux contours irréguliers et de faible profondeur, reflétant fidèlement la nature non rectiligne et le faible contraste topographique des collines et des vallées adjacentes. Les lacs du secteur 2, qui englobent les unités volcanosédimentaires et intrusives du Groupe de Povungnituk, sont généralement profonds et allongés, reflétant dans ce cas-ci la nature rectiligne et le relief local souvent appréciable des collines et des vallées avoisinantes.

La majorité des cours d'eau coulent d'E en W vers la baie d'Hudson. Les trois plus importants sont: la rivière Iktotat dans la partie S de la région, la rivière Chukotat

dans la partie centrale et la rivière Kovic-sud à l'extrémité septentrionale de cette région. Aucun de ces cours d'eau n'est navigable et le niveau de leurs eaux s'abaisse considérablement vers la fin de l'été.

Géologie récente

Au Pléistocène, les glaciers traversèrent cette région du SE vers le NW. Les vestiges de cette glaciation comprennent des eskers, des moraines, des terrasses et des blocs erratiques, parfois de taille considérable, juchés précairement sur des affleurements. Le mouvement glaciaire vers le N est appuyé par la présence de blocs erratiques de la formation de Perron dans le Groupe de Povungnituk. Plus au N dans le Groupe de Watts, près de la rivière Kovic-sud, une traînée de blocs de serpentinite recoupée de veines de chrysotile, retracée jusqu'à sa source, semble indiquer un mouvement glaciaire vers le SW (GM 14941).

But et méthodologie de l'étude

Le but principal de cette étude est la confection d'une carte géologique au 1: 50 000. Pour accomplir ce travail, des cheminements de 7 à 13 km de longueur, espacés de 1 à 3 km, furent faits perpendiculairement à la direction des strates et des structures. Des photos aériennes à l'échelle 1: 40 000 du gouvernement fédéral furent utilisées et les contacts lithologiques ainsi que les linéaments structuraux ont été tracés sur celles-ci d'abord et reportés ensuite sur les cartes de base. Les contacts géologiques et le tracé des failles ont été extrapolés et interpolés en utilisant les photos aériennes et les cartes aéromagnétiques au 1: 50 000 du gouvernement fédéral.

Quatre cartes à l'échelle 1: 50 000 sont incluses dans ce rapport. La première série de deux cartes comprend l'information et l'interprétation géologique découlant de nos travaux de terrain de l'été 1986. On trouvera au tableau 1 les codes de minéraux utilisés dans le texte et sur les cartes. Les résultats analytiques, avec leurs numéros d'analyse, jugés comme anomaux (tableau 2) sont également indiqués sur les cartes. Quelques éléments des travaux d'exploration et de l'étude gîtologique de Giovenazzo *et al.* (1991), ont été intégrés à nos cartes géologiques.

La deuxième série de deux cartes comprend une compilation exhaustive de l'information contenue dans les travaux statutaires et autres études faites dans la région du lac Hubert. Les éléments présentés sur ces cartes comprennent les affleurements, les contacts géologiques, les noms lithologiques tels qu'ils sont indiqués dans les rapports, les indices minéralisés, les valeurs analytiques anormales avec leurs numéros d'analyse, les anomalies électromagnétiques et aéromagnétiques et le tracé des crêtes aéromagnétiques.

Cette étude avait pour but de cerner l'extension et la nature des éléments lithologiques, stratigraphiques, gîtologiques et structuraux de la région, adjacente à celles

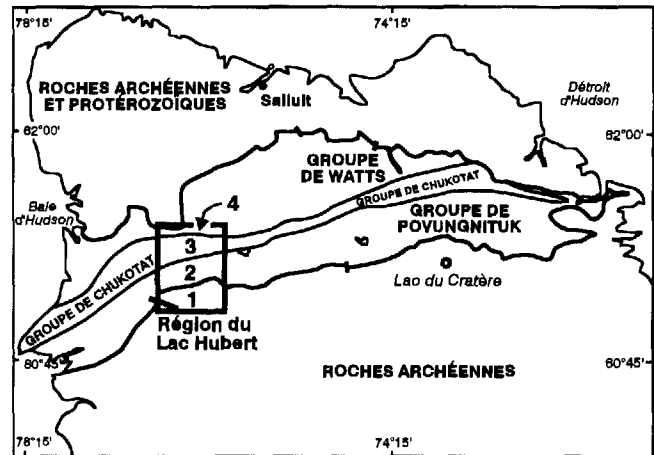


FIGURE 6 - Les divisions physiographiques de la région réparties sur la carte géologique de la partie N de la péninsule de l'Ungava.

récemment cartographiées par le MRN dans le cadre du même projet. Ces travaux furent entrepris contemporanément à un regain d'intérêt de la part des compagnies minières dans la Fosse de l'Ungava pour son potentiel en métaux usuels et métaux précieux, particulièrement en EGP.

Remerciements

Au cours de nos travaux de terrain, nous avons bénéficié de l'aide des géologues suivants : André Daveluy, Cathy Hamel, Richard Olivier et N'Golo Togola ainsi que des assistants géologues Pierre Harnois, Annie Roy, Hélène Tremblay et Martin Tétreault. Nous remercions les cuisiniers Raymond Pelletier et Ghislain Gendron ainsi que Isakie Padlayat qui a fait l'entretien du camp.

Nous remercions également Stéphane Julien et Bernard Maugis, qui ont piloté l'hélicoptère de la compagnie Trans-Canada.

Nous sommes reconnaissants à Daniel Lamothe, Don Francis, Andrew Hynes, Tom Clark, Danièle Giovenazzo, Christian Picard, Michel Hervet, Guy Tremblay, Christian Tremblay, Paul Budkewitsch et Pierre Robin pour les discussions et les critiques de certaines des idées présentées dans ce rapport.

Le travaux de cartographie et de métallogénie détaillée de Christian Tremblay au cours de l'été 1987 (Giovenazzo *et al.*, 1991) ont été d'un grand apport pour compléter notre cartographie du Groupe de Watts et le chapitre portant sur la minéralisation.

Robert Gagnon, Marlène MacKinnon et particulièrement Jocelyne Rioux nous ont grandement assisté dans la mise en plan numérique.

Nous tenons également à remercier la Direction du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec pour avoir institué le projet de cartographie de la Fosse de l'Ungava et plus particulièrement le directeur de ce pro-

jet, Daniel Lamothe, du MRN, pour son encouragement et son grand apport d'idées et de réflexions critiques.

Ce texte a profité des révisions et des corrections de Christine Payette et Daniel Lamothe.

TABLEAU 1 - Codes de minéraux utilisés dans le texte et sur les cartes

Code	Minéral
AK	ankérite
AS	arsénopyrite
BO	biotite
CB	carbonates
CC	calcite
CL	chlorite
CP	chalcopyrite
CS	chrysotile
CX	clinopyroxène
EP	épidote
FC	fuschite
GA	galène
GR	grenat
HM	hématite
HO	hornblende
LX	leucoxène
MC	malachite
MG	magnétite
OF	oxyde de fer
OL	olivine
PL	plagioclase
PO	pyrrhotite
PN	prehnite
PY	pyrite
QZ	quartz
SF	sulfure
SP	sphalérite
ST	serpentine
TC	talc

TABLEAU 2 - Seuils géochimiques considérés comme anomaux

Substance	Seuil (ppm)
Ag	20
As	50
Au	15 (ppb)
Ba	2 000
Ce	500
Co	300
Cr	10 000
Cu	300
La	500
Li	500
Mo	100
Nd	500
Ni	1 000
Pb	200
Sr	2 000
Ta	500
V	2 000
Zn	300

Géologie générale

Les roches cartographiées appartiennent à deux grands ensembles tectonostratigraphiques : le socle archéen et la Fosse de l'Ungava, d'âge aphébien.

Le socle archéen

Le socle archéen forme l'unité la plus répandue de la péninsule de l'Ungava ; il encaisse la Fosse de l'Ungava sur les flancs S, E et N. Ce socle peut se diviser en deux sous-ensembles ; le premier, situé au sud de la Fosse, fait partie de la province structurale de Supérieur, et fut fortement déformé et métamorphisé au cours de l'orogénie kénoréenne (Stevenson, 1968; Taylor, 1982), mais n'a guère été affecté par la déformation découlant de l'orogénie hudsonienne sauf pour une très mince zone en bordure de la Fosse (Moorhead, 1986a, 1989). Le deuxième sous-ensemble, situé à l'E et au N de la Fosse, fait partie de la province structurale de Churchill (Taylor, 1982). Il montre les effets marqués d'une forte suremprise structurale et métamorphique, témoignant ainsi des conséquences de l'imposition de l'orogénie hudsonienne sur le socle du Supérieur (Westra, 1978; Taylor, 1982; Doig, 1983).

LE SOCLE DU SUPÉRIEUR

Ce socle occupe une vaste région au sud de la Fosse de l'Ungava et renferme des roches d'âge archéen (Beall *et al.*, 1963 ; Taylor et Loveridge, 1981) appartenant à la province structurale de Supérieur (Stevenson, 1968; Taylor, 1982). Ce socle se compose de gneiss granitiques, renfermant localement des lentilles de paragneiss et de migmatites, recoupées par des intrusions de granodiorite de dimensions batholitiques syn- à tarditectoniques (la Formation de Perron). De minces injections de gabbro envahissent ces intrusions de granodiorite.

Dans la partie centrale de la région cartographiée, le socle comprend un sillon de roches volcanosédimentaires orienté N-S (Formation de Juet) (figure 7). Ce sillon se compose surtout de siltstones et de tufs mafiques. Il semble, du moins sur son flanc W, reposer en contact de discordance sur la granodiorite encaissante.

Les unités de la province du Supérieur ont été déformées et métamorphisées au faciès des amphibolites au cours de l'orogénie kénoréenne.

LE SOCLE DU «CHURCHILL»

Le domaine au nord de la Fosse se compose de gneiss de provenances variées (Taylor, 1982; Doig, 1987). Ces gneiss peuvent se diviser sommairement en trois groupes, d'après les travaux de Taylor (1982) et Westra (1978) :

i) le premier contient des gneiss granitiques, granodioritiques et des migmatites

ii) le deuxième est constitué d'unités de paragneiss d'origine sédimentaire et volcanique/intrusive

iii) le troisième groupe comprend des unités, d'origines variées, métamorphisées au faciès des granulites.

Les travaux plus récents de la Commission géologique du Canada (St-Onge et Lucas, 1991, 1992 ; Lucas et St-Onge, 1991) ont permis de subdiviser ce domaine en trois principaux assemblages tectonostratigraphiques (figure 8) :

1) Un socle archéen composé surtout de gneiss tonalitiques

2) Quelques minces horizons de roches volcanosédimentaires probablement corrélatives avec ceux de la Fosse

3) L'arc magmatique de Narsajuaq composé principalement d'une suite intrusive de composition variée

L'assemblage de gneiss tonalitiques, renfermant de minces horizons sédimentaires et volcaniques, recoupé de plutons granodioritiques forme l'unité adjacente sur le flanc N de la Fosse. Les gneiss tonalitiques présentent des similitudes lithologiques et structurales avec le socle archéen au S de la Fosse appartenant à la Province de Supérieur. Des échantillons prélevés dans les gneiss tonalitiques au N de la partie E de la Fosse ont donné des âges Rb-Sr (roche totale) de 2569, 2749 et 2934 Ma (Doig, 1983) et de âges U/Pb (zircons) de 2780 et 2882 Ma (Parrish, 1989). Ces âges archéens confirment la corrélation des gneiss tonalitiques avec ceux au sud de la Fosse appartenant à la Province de Supérieur. Les gneiss forment le cœur d'un antiforme à double plongée ce qui donne une configuration en selle au socle archéen au N de la Fosse (St-Onge et Lucas, 1992; figure 8).

De minces unités de schistes métasédimentaires et métavolcaniques forment un placage sur le socle gneissique et s'intercalent aussi dans les gneiss tonalitiques. Ces schistes sont corrélés avec les unités du Groupe de Povungnituk de la Fosse (Moorhead, 1986b ; St-Onge et Lucas, 1992).

L'arc magmatique de Narsajuaq chevauche les schistes et les gneiss ainsi que les unités du Groupe de Watts de la Fosse de l'Ungava (St-Onge et Lucas, 1992 ; figure 8). Cet arc se compose d'un assemblage sédimentaire, le Groupe de Sugluk, et de suites intrusives précoces et tardives. Les métapélites forment l'unité dominante au sein du Groupe de Sugluk. La suite intrusive précoce de l'arc de Narsajuaq renferme des séquences bien litées de tonalite et de diorite quartzifère recoupées par des plutons de diorite quartzifère, tonalite et granite appartenant à la suite intrusive tardive de l'arc de Narsajuaq (St-Onge et Lucas, 1992). Les âges U/Pb, sur des zircons, obtenus sur de deux unités de la suite intrusive précoce sont de 1863 et 1861 Ma. Sept datations sur les unités de la suite intrusive tardive ont donné des âges variant entre 1826 à 1844 Ma (St-Onge et al., 1992).

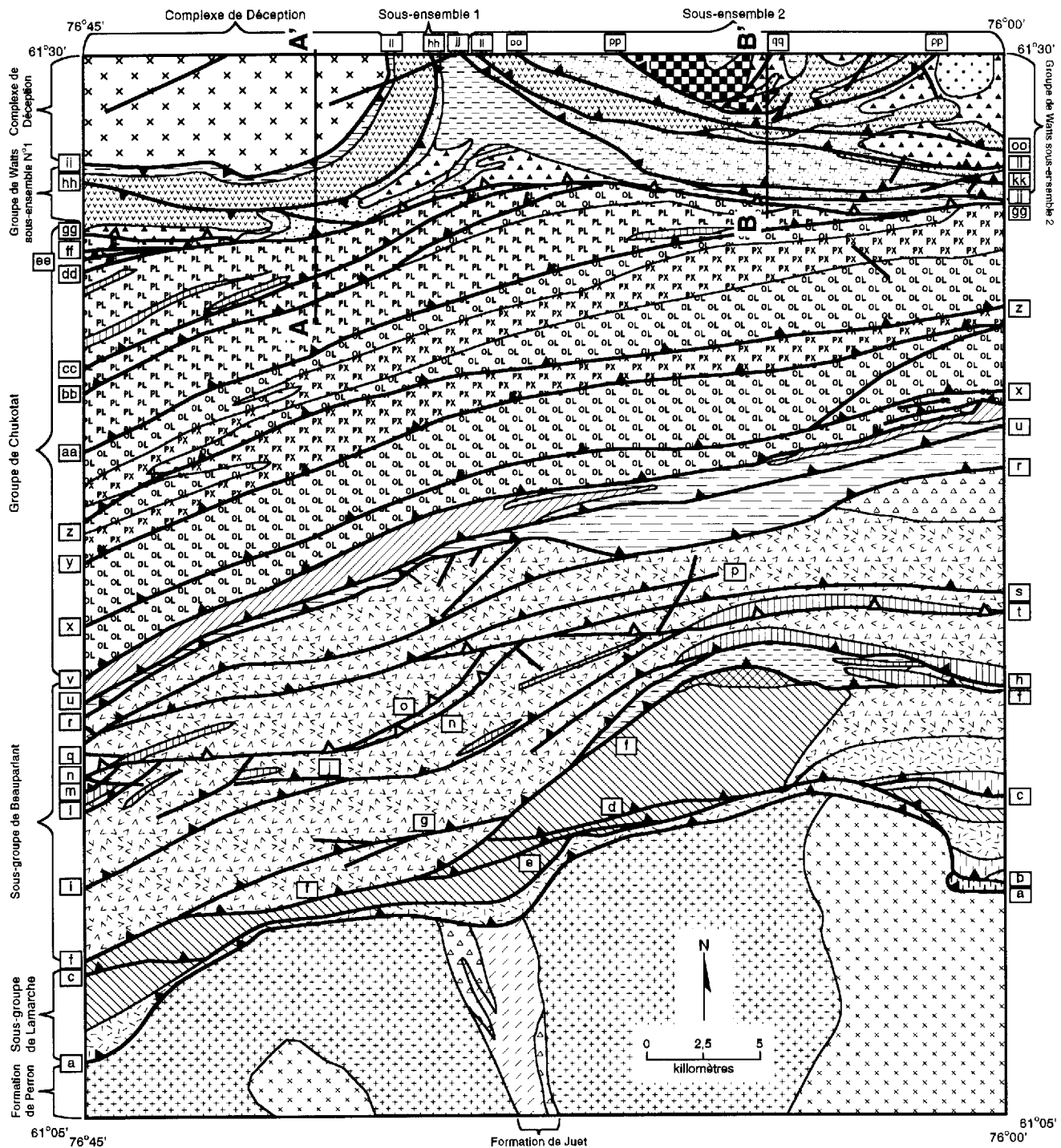


FIGURE 7 - Géologie simplifiée de la région du Lac Hubert.

Aphébien : la Fosse de l'Ungava









La Fosse de l'Ungava renferme des roches d'âge aphébien (Beall *et al.*, 1963 ; Zindler, 1981) de 2038 à 1845 Ma (Machado *et al.*, 1993 ; Parrish, 1989). Elle forme la partie S de la province de Churchill dans la péninsule de l'Ungava, désignée plus récemment comme

l'orogène de l'Ungava par St-Onge et Lucas (1992). La Fosse de l'Ungava s'étend de l'île Smith dans la baie d'Hudson jusqu'à la baie de Maricourt en bordure du détroit d'Hudson, et représente la limite septentrionale du géosynclinal Circum-Ungava de Dimroth *et al.* (1970) et de la bande Circum-Supérieur de Baragar et Scoates (1981). Elle renferme des unités volcanosédimentaires





LAC HUBERT

APHÉBIEN

GROUPE DE WATTS








-  Granodiorite
-  Diorite
-  Microgabbro avec lentilles de péridotite et filons-couches de gabbro
-  Schiste à séricite-chlorite-ankérite
-  Tuf, tufs à lapillils, à blocs et à cristaux
-  Schiste, phyllade, siltstone et volcanoclastites à grain fin
-  Basalte, filons-couches de gabbro et Interlits de phyllade et siltstone
-  Schistes semi-pélimitiques

GROUPE DE CHUKOTAT





-  Filon-couche de gabbro
-  Basalte à plagioclase (prépondérant)
-  Basalte à pyroxène (prépondérant)
-  Basalte à olivine (prépondérant)

GROUPE DE POVUNGNITUK

SOUS-GROUPE DE BEAUPARLANT



-  Diorite leucocrate
-  Filon-couche de gabbro
-  Filons-couches de gabbro et de péridotite, localement différenciés
-  Siltstone, phyllade, ardoise et volcanoclastite à grain fin
-  Tufs à lapillils, et à blocs
-  Basalte avec interlits de phyllade
-  Siltstones avec interlits de tuf et phyllade

SOUS-GROUPE DE LAMARCHE



-  Filons-couches de gabbro déformés et démembrés Intercalés de phyllade
-  Phyllade
-  Siltstone, grès et conglomérats
-  Sédiments ferrugineux

ARCHÉEN


Formation de Juet

-  Siltstone, phyllade et grès
-  Tuf, tufs à lapillils et à cristaux




Formation de Perron

-  Granodiorite foliée, localement gneissique, avec un haut relief magnétique
-  Granodiorite massive, localement foliée, avec un faible relief magnétique

COMPLEXE DE DÉCEPTION

-  Gneiss granodioritique

SYMBOLES

-  Faille de chevauchement
-  Faille de chevauchement tardive
-  Faille à mouvement inconnu

envahies d'intrusions de composition ultramafique à felsique. Ces unités reposent au S et au N en contact de discordance sur le socle archéen. Localement, la nature érosionnelle du contact est clairement visible (Bergeron, 1959 ; Taylor, 1982; Moorhead, 1986a; St-Onge *et al.*, 1986), mais généralement, la nature de la discordance est obscurcie par les effets d'une forte suremprise tectonique.

La Fosse prend la configuration approximative d'un synclinorium fortement asymétrique où le flanc sud a été épaissi dû à des répétitions structurales (Hynes et Francis, 1982). La fermeture du synclinorium se trouve à l'extrémité orientale de la Fosse, en bordure du détroit d'Hudson, où les portions de la Fosse enfouies le plus profondément sont exposées à la surface (Schimann, 1978; Taylor, 1982; St-Onge *et al.*, 1986) (figure 8). L'asymétrie structurale de la Fosse se reflète aussi dans la stratigraphie, car il n'y a pas d'équivalence ou de corrélations directes possibles entre l'ensemble des unités du flanc nord (Groupe de Watts) et du flanc sud (Groupe de Povungnituk) de ce synclinorium.

Les roches de la Fosse appartiennent à trois groupes stratigraphiques, tous les trois présents dans la région cartographiée (figures 2 et 7). Les unités stratigraphiques décrites ci-dessous découlent des travaux de Bergeron (1957, 1959, et de Lamothe *et al.* (1984). Les attributs des différents groupes, pertinents pour l'ensemble de la Fosse, seront décrits ci-dessous. Leurs traits propres à la région cartographiée seront examinés plus loin, à l'intérieur de passages portant sur la géologie locale de chaque groupe. Du S vers le N, ces divisions stratigraphiques sont :

- 1) Le Groupe de Povungnituk
- 2) Le Groupe de Chukotat
- 3) Le Groupe de Watts.

LE GROUPE DE POVUNGNITUK (BERGERON, 1959)

Ce groupe repose en contact de discordance sur le socle archéen de la province de Supérieur ; cette discordance n'est que localement visible (Bergeron, 1959 ; Taylor, 1982 ; Moorhead, 1986a, 1989 ; St-Onge *et al.*, 1986), puisque généralement, le contact entre le socle et les unités aphébiennes montre les effets d'une forte suremprise tectonique. La partie inférieure de Povungnituk renferme un assemblage de roches sédimentaires: le Sous-Groupe de Lamarche (antérieurement appelé le Nituk) (Lamothe *et al.*, 1984), qui comprend des conglomérats, des grès, des siltstones, des phyllades, des ardoises graphitiques, des sédiments ferrugineux, des calcaires et des dolomies. Cet assemblage comprend quelques interlits de coulées de basalte généralement fortement déformées. La partie supérieure du Lamarche, riche en phyllades, est communément envahie par de nombreux filons-couches de gabbro. Un filon-couche de gabbro à quartz a donné un âge de 2038 Ma (Machado *et al.*, 1993)

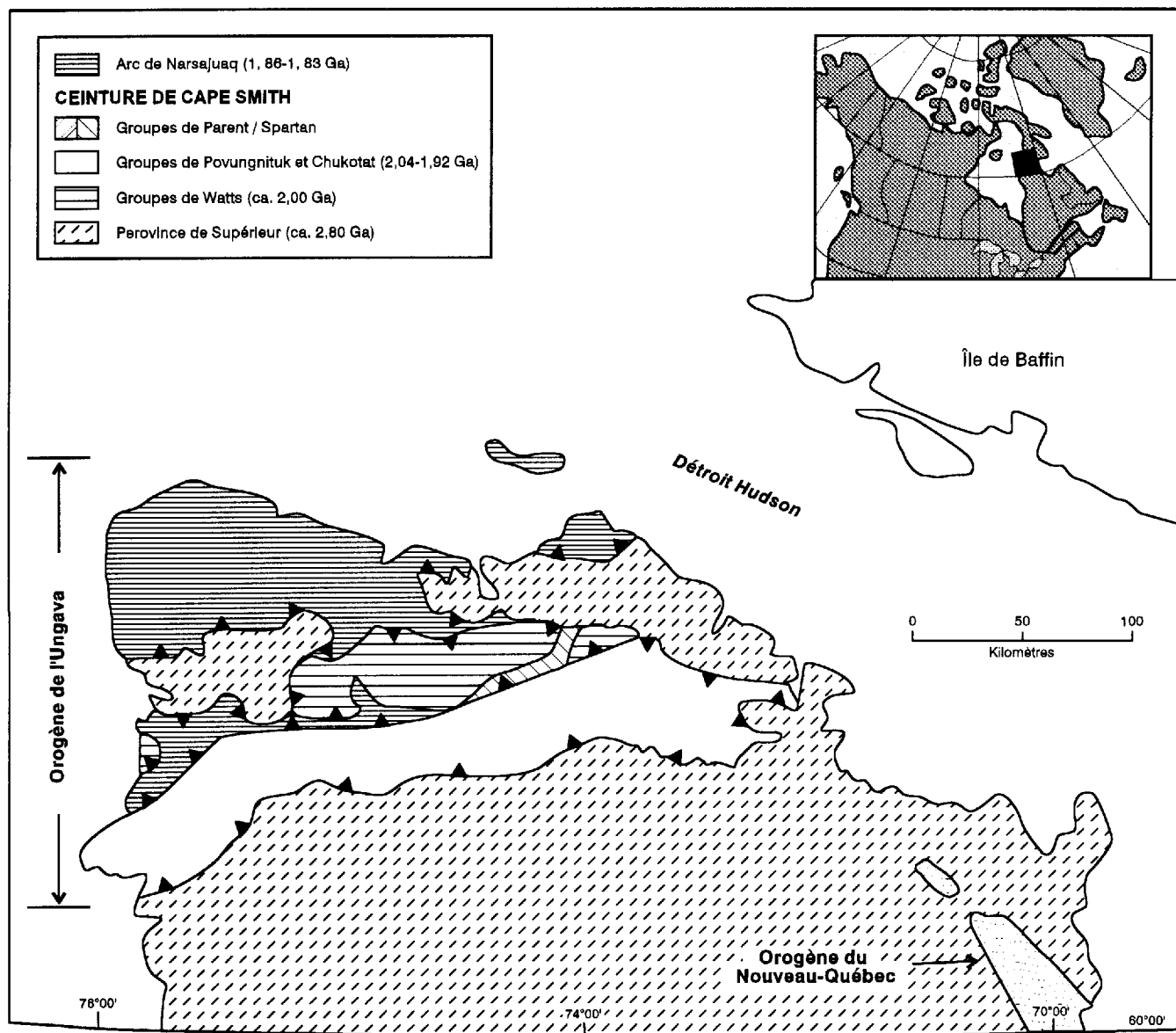


FIGURE 8 - Divisions tectoniques de la partie nord de la péninsule de l'Ungava d'après St-Onge et Lucas (1992)

Vers le sommet du Povungnituk, il y a une baisse dans la granulométrie et l'abondance des unités sédimentaires, accompagnée par une augmentation de l'abondance des unités volcaniques. La partie supérieure de Povungnituk est constituée d'un empilement volcanique de composition bimodale, le Sous-Groupe de Beauparlant, comprenant principalement des coulées massives à coussinées de basalte interlitées d'horizons de rhyolite. Un horizon de rhyolite dans la partie supérieure du Groupe a été daté à 1959 Ma (Parrish, 1989). Ces laves sont interstratifiées de minces horizons de volcanoclastites et de sédiments. La partie supérieure de l'empilement volcanique comprend un assemblage d'unités de volcanoclastiques, composé de brèches, de tufs lités à lapillis, à cristaux et à blocs

interlités d'horizons sédimentaires tels dolomies, grès, conglomérats, siltstones, phyllades et cherts.

Les horizons sédimentaires du Groupe de Povungnituk sont souvent hôtes d'intrusions de composition mafique à ultramafique renfermant localement des indices minéralisés en Ni-Cu-EGP (Barnes *et al.*, 1982; Dillon-Leitch *et al.*, 1986; Giovenazzo, 1985, 1986a, b, 1989, 1991; Roy, 1985; Lamothe *et al.*, 1984; Picard *et al.*, sous presse; Picard et Giovenazzo, sous presse). Ces intrusions ont été interprétées comme étant associées au magmatisme de l'empilement volcanique susjacent du Groupe de Chukotat (Hynes et Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1986a). Un de ces filons-couches a donné un âge de 1918 Ma (Parrish, 1989).

Le magmatisme du Groupe de Povungnituk se caractérise par des basaltes et des gabbros tholéiitiques riches en fer et en titane présentant des affinités avec les basaltes intracontinentaux plus récents (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983).

Un magmatisme alcalin à l'intérieur du Groupe de Povungnituk s'exprime par des épanchements latéralement discontinus d'ankaramite (Francis *et al.*, 1983 ; Picard, 1986b, 1989a) dans la partie centrale de la Fosse, et par des intrusions très restreintes de «lamprophyre» dans la partie centre-ouest (Moorhead, 1989). La géochimie des basaltes tholéiitiques atteste que leur magma nourricier a traversé une certaine épaisseur de croûte continentale (Hynes et Francis, 1982; Francis *et al.*, 1983). Les membres du Groupe de Povungnituk sont considérés comme un assemblage supracrustal déposé sur une croûte continentale atténuée lors d'un événement d'extension et d'affaissement compatible avec un processus de «rifting» continental (figure 9 ; Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1989a, b). L'étroite association spatiale entre les sédiments de provenance cratonique et les basaltes tholéiitiques d'affinité intracontinentale a également été utilisée pour démontrer que le Groupe de Povungnituk représente la phase précoce de l'ouverture du bassin lors d'un événement de «rifting» continental (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983).

LE GROUPE DE CHUKOTAT (BERGERON, 1959)

Ce groupe se compose presque uniquement de coulées, majoritairement coussinées, de basaltes très peu déformés. Celles-ci varient en composition entre celle des basaltes komatiitiques à celle des basaltes tholéiitiques pauvres en titane, ces derniers présentant des analogies morphologiques et géochimiques marquées avec les basaltes des fonds océaniques modernes (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Picard, 1989a, b). Les basaltes komatiitiques ont possiblement aussi des analogues plus récents, entre autres les picrites océaniques, malgré plusieurs différences géochimiques qui existent entre ces dernières et les basaltes komatiitiques aphébiens (Francis, 1985).

L'âge du Groupe de Chukotat est indiqué par une datation d'un filon-couche, injecté dans le Groupe de Povungnituk, comagmatique au Groupe de Chukotat (1918 Ma ; Parrish, 1989). Un filon-couche post-tectonique de 1870 Ma (St-Onge *et al.*, 1992) donne l'âge limite supérieur.

Des filons-couches de composition mafique à ultramafique recoupent l'empilement volcanique, particulièrement à la base du groupe, où ils forment d'épais horizons à l'intérieur des unités sédimentaires et volcanoclastiques de la partie sommitale du Beuparlant. Dans la partie centrale de la Fosse, les sédiments forment

de minces lits entre les cycles volcaniques (Hynes et Francis, 1982). Localement, le Chukotat est coiffé de minces horizons de sédiments et volcanoclastites (Roy, 1985 ; Moorhead, 1986a, 1989).

Le magmatisme du Chukotat est interprété comme représentatif de la rupture terminale de la croûte continentale; celle-ci serait marquée par l'extrusion initiale du magma nourricier primitif (le basalte komatiitique), suivie d'épanchements de basaltes plus évolués (les basaltes transitionnels et tholéiitiques). L'empilement volcanique du Chukotat marque la transition entre une croûte océanique «primitive» et une croûte océanique plus évoluée montrant une ressemblance marquée avec celles des fonds marins des bassins océaniques modernes (figure 9 ; Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983; Picard, 1986b, 1989a, b).

Le contact entre le Chukotat et le Povungnituk fut interprété comme une discordance (Bergeron 1957, 1959 ; DeMontigny, 1959 ; Beall, 1959), un contact stratigraphique (Hynes et Francis, 1982 ; Taylor, 1974, 1982) et une faille de chevauchement (Lamothe *et al.*, 1984 ; Roy, 1985, 1989 ; Moorhead, 1986a, 1989 ; St-Onge *et al.*, 1986, 1987 ; St-Onge et Lucas, 1990a, 1993). Le contact entre les deux groupes, lorsque visible, témoigne d'un fort degré de cisaillement et indique que les unités du Chukotat chevauchent celles du Povungnituk. La nature stratigraphique originelle du contact entre les unités des deux groupes est généralement obscurcie par l'injection de nombreux filons-couches dans l'assemblage sédimentaire coiffant le Groupe de Povungnituk et d'une forte déformation locale (Lamothe *et al.*, 1984 ; Roy 1985 ; Moorhead, 1986a, 1989).

Toutefois, la présence d'un mince horizon bréchiq, comportant des fragments sédimentaires typiques des unités de la partie supérieure du Povungnituk, interlité dans une séquence de basalte à olivine dans le secteur centre-ouest de la Fosse (Moorhead, 1989) témoigne que le Chukotat est effectivement plus jeune que le Povungnituk. Vu l'angularité des fragments de cet horizon, il pourrait être interprété comme une coulée de masse (debris flow) qui s'est déposée dans le bassin naissant du Groupe de Chukotat. La source des fragments de l'horizon bréchiq pourrait être un promontoire volcanique au sommet du Sous-groupe du Beuparlant. Cet horizon atteste aussi qu'il existait un relief lors du développement initial du bassin du Chukotat. Ce relief initial entre les deux groupes auraient pu être causé par un effondrement le long d'une faille normale synrift (figure 9).

Dans la partie centrale de la Fosse, à l'intérieur du Groupe de Povungnituk, la présence de filons-couches ultramafiques, nourriciers des laves susjacentes du Chukotat, attestent de la même relation d'âge (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Roy 1985 ; Picard, 1986a).

LE GROUPE DE WATTS (LAMOthe *ET AL.*, 1984)

Le Groupe de Watts forme le flanc N de la Fosse de l'Ungava, où il chevauche au S l'empilement volcanique du Chukotat le long d'une faille majeure, la faille de Bergeron (Lamothe, 1986), qui s'étend sur plus de 300 km dans la Fosse (figures 2 et 8). Sur sa bordure N, le Groupe de Watts chevauche, à l'W et à l'E, le socle archéen sous-jacent le long d'une zone de fort cisaillement impliquant le socle et les unités de la ceinture (Lamothe *et al.*, 1984 ; St-Onge *et al.*, 1992). Dans sa partie centre-nord il est lui-même chevauché par l'arc magmatique de Narsajuaq (St-Onge *et al.*, 1992 ; figure 8).

Sur le contact N avec le socle archéen, le Groupe de Watts comprend à sa base une mince bande de métasédiments surmontée de coulées massives de basalte généralement déformées. Ces deux unités présentent certaines similitudes avec les roches affleurant à la base du Povungnituk et ont été partiellement corrélées à ce groupe (Bergeron, 1959 ; Hynes et Francis, 1982 ; Olson, 1983 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Hervet, 1985, 1986 ; Moorhead, 1986b ; St-Onge et Lucas, 1992).

Un assemblage complexe de métavolcanites surmonte les unités de la partie inférieure du Watts ; celui-ci est recoupé par des intrusions pré-tectoniques de gabbro très volumineuses, ainsi que par des intrusions de dunité, de périclote, de pyroxénite, de diorite quartzifère, de granodiorite, de monzogabbro, de monzonite et de granite de dimensions plus restreintes. Des intrusions tardi- à post-tectoniques de gabbro, de diorite, de tonalite, de granodiorite et de granite envahissent également le Watts (Lamothe, 1984 ; Hervet, 1985 ; Tremblay, 1985, 1986a ; Moorhead, 1986b ; St-Onge, 1987, 1989 ; St-Onge et Lucas, 1990a, 1993).

La partie E de la Fosse contient un assemblage d'intrusions litées de gabbro et de périclote intercalé avec des niveaux de basalte, de filon-couches et de dykes stratifiés de gabbro, et d'intrusions de plagiogranite. Cet assemblage a été interprété comme les vestiges d'ophiolites démembrées tectoniquement (St-Onge *et al.*, 1988 ; St-Onge et Lucas, 1990a, 1993 ; Scott *et al.*, 1989, 1991, 1992). Un horizon de gabbro dans les intrusions litées a donné un âge de 1998 Ma (U/Pb sur des zircons, Parrish, 1989).

Des unités métavolcaniques sont mieux préservées dans la partie centre-sud du Watts à proximité de la faille de Bergeron. À cet endroit, les unités volcaniques et volcanoclastiques ont été désignées sous le nom de la Formation de Parent (Tremblay, 1985, 1989). La Formation de Parent se compose d'un empilement de volcanoclastites, renfermant surtout des tufs à lapillis et à cristaux, interlité de quelques coulées de laves de composition mafique à felsique et de minces lits de phyllades, de siltstones et de grès. L'affinité calcoalcaline des laves

mafiques et intermédiaires suggère que la Formation de Parent représente les vestiges d'un arc insulaire (Picard *et al.*, 1990). Des zircons prélevés à partir d'un horizon métasédimentaire ont donné des âges U/Pb de 1917 et 1968 Ma (Machado *et al.*, 1993). Une autre fraction de zircons a donné un âge minimum de 2423 Ma, indiquant que la Formation de Parent est plus jeune que 1917 Ma. Deux plutons de diorite tardifs, faiblement à non déformés, recoupant la Formation de Parent, ont donné 1874 et de 1860 Ma (Machado *et al.*, 1993). Avec l'âge de ces intrusions, l'âge extrusif de la Formation de Parent est circonscrit entre 1917 et 1874 Ma. Picard *et al.* (1990) préconisent l'existence d'une croûte archéenne sous le Parent tandis que St-Onge *et al.* (1992) suggèrent plutôt que la racine de l'arc volcanique serait la série intrusive précoce de l'arc magmatique de Narsajuaq.

Plus à l'E, au même niveau que la Formation de Parent, une bande de métasédiments, le Groupe de Spartan (Lamothe *et al.*, 1984), affleure immédiatement au N de la faille de Bergeron. Le Groupe de Spartan s'amenuise vers l'W et ne se poursuit pas dans la partie occidentale de la Fosse. Ce Groupe a été interprété comme le produit de l'érosion de l'arc volcanique de la Formation de Parent (Picard *et al.*, 1990) dans un contexte de bassin d'avant-arc (St-Onge *et al.*, 1992).

L'ensemble des unités du Groupe de Watts sont recoupés par des plutons d'échelle et de composition variables. Les plutons de diorite, tonalite et monzogranite forment les phases dominantes. St-Onge *et al.* (1992) ont divisé les plutons en deux suites intrusives distinctes ; une précoce et foliée avec des âges U/Pb à partir de zircons variant de 1870 à 1898 Ma (Parrish, 1989 ; Machado *et al.*, 1993) et une tardive et massive variant entre 1839 et 1848 Ma.

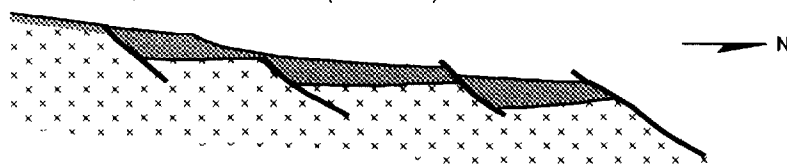
Hadrymien

Des dykes tardifs non foliés, non métamorphisés, de diabase orientés WNW recoupent le socle archéen ainsi que les unités de la partie inférieure de la Fosse de l'Ungava (Taylor, 1982 ; Lamothe *et al.*, 1984). Des datations effectuées sur deux d'entre eux révélèrent des âges de 507 ± 88 et 534 ± 74 Ma avec la méthode K/Ar (Wanless *et al.*, 1967 et 1968 respectivement). Fahrig *et al.* (1971) les interprétèrent comme faisant partie de la série de dykes de Franklin, d'aspect et d'orientation similaires à ces derniers, d'âge Hadrymien, de l'île de Baffin.

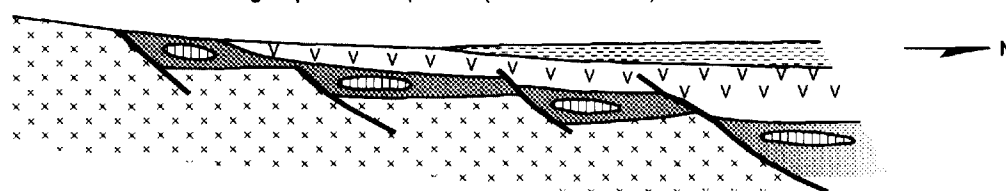
Métamorphisme

Le métamorphisme des unités de la Fosse de l'Ungava augmente du S vers le N (Bergeron, 1959 ; Westra 1978 ; Hynes et Francis, 1982 ; Ozoray, 1983 ; Olson, 1983 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Hervet, 1985 ; Tremblay, 1985 ; St-Onge et Lucas, 1991 ; Bégin 1989, 1992) et d'W en E (Schimann, 1978 ; Westra, 1978 ; St-Onge et Lucas, 1991 ;

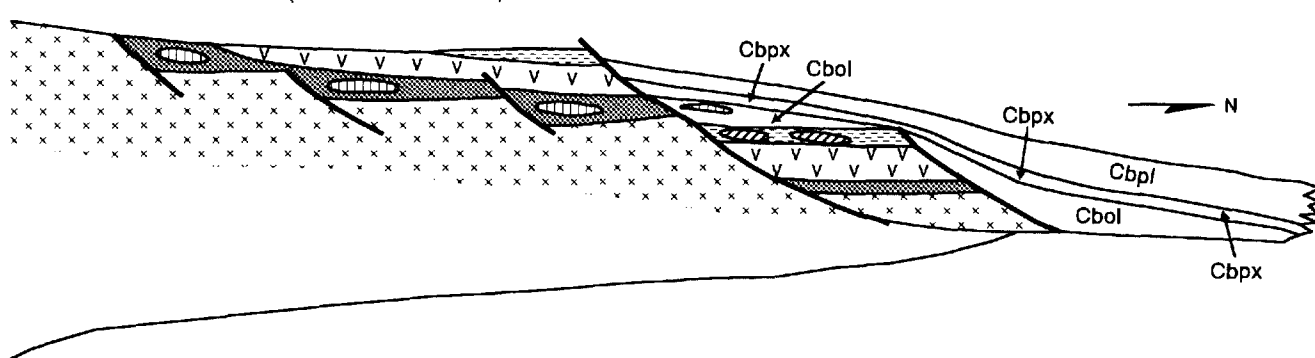
1 - Sédimentation du Lamarche (>2038 Ma)



2 - Volcanisme du Sous-groupe de Beuparlant (2038 - 1959 Ma)

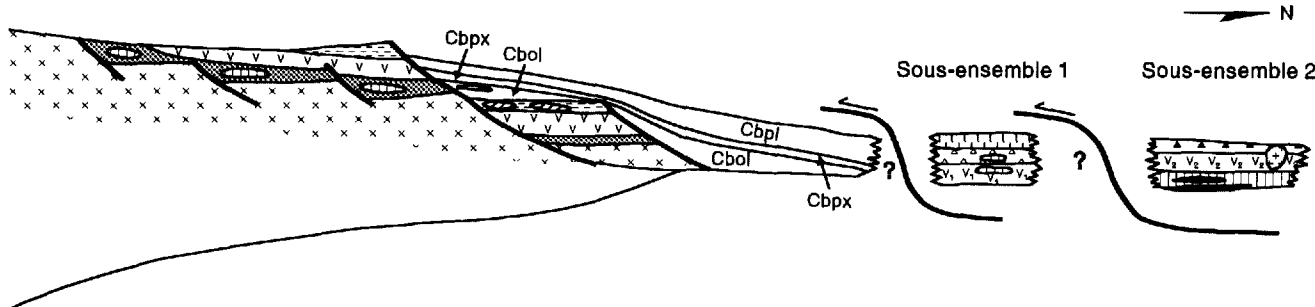


3 - Volcanisme du Chukotat (1918 Ma - <1870 Ma)



4 - a) Volcanisme du Groupe de Watts (sous-ensemble 1) (≤1860)

- b) Volcanisme du Groupe de Watts (sous-ensemble 2) (formation de Parent) (1917 Ma ≥ N°2 ≥ 1874 Ma)



APHÉBIEN

GRUPE DE WATTS

Sous-ensemble 1

- Sédiments à grain fin
- Tuf
- Basalte

Sous-ensemble 2

- Diorite et granodiorite
- Tuf
- Basalte
- Gabbro avec lentilles de périclote

GRUPE DE CHUKOTAT

- Cbpl Basalte à plagioclase
- Cbpx Basalte à pyroxène
- Cbol Basalte à olivine
- Filon-couche différencié

GRUPE DE POVUNGITUK

- Sous-groupe de Beuparlant**
- Sédiments et volcanoclastites
 - Basalte
 - Filon-couche de gabbro

Sous-groupe de Lamarche

- Sédiments

ARCHÉEN

- Socle de granodiorite gneissique

FIGURE 9 - Évolution stratigraphique de la région du lac Hubert. Les dates proviennent de Parrish (1989) et de Machado *et al.* (1993). Les diagrammes 1, 2 et 3 sont modifiés de Picard *et al.* (1990) et St-Onge *et al.* (1992)

Bégin 1989, 1992) du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites.

Le faciès des schistes verts englobe les Groupes de Povungnituk et de Chukotat et la partie S du Watts. Dans la région cartographiée, le faciès des amphibolites ne comprend qu'une très petite partie des unités du Groupe de Watts ; par contre, plus à l'est, une portion importante du groupe a été métamorphisée au faciès des amphibolites (Hervet, 1985 ; Tremblay, 1985). Le socle archéen situé au N de la Fosse a subi les effets d'une suremprise métamorphique hudsonienne au faciès des amphibolites supérieur (Westra, 1978 ; Doig, 1983 ; Hervet, 1985). Dans la partie E de la Fosse, des déterminations quantitatives sur le degré du métamorphisme maximum encouru pour les unités de métapélites du Groupe de Povungnituk varient entre 430 °C-590 °C et 6,5-9,0 kb (St-Onge et Lucas, 1989b) et 460 °C-625 °C et 4,8-8,2 kb pour les metabasites des Groupes de Povungnituk et Watts (Bégin, 1989). Olson (1983) a évalué les conditions de métamorphisme maximal des unités métavolcanites du Groupe de Watts dans la partie centrale de la Fosse à 550 °C.

Structure

Trois phases de déformation, semblables à celles originellement décrites par Hynes et Francis (1982), ont été reconnues dans la région du lac Hubert. La première, d'orientation E-W, a produit une schistosité subparallèle au litage, des linéations d'étirement généralement orientées N-S, des failles de chevauchement ainsi que des plis isoclinaux déversés vers le S. La deuxième, également orientée E-W, a produit un clivage de crénulation, un redressement des failles de chevauchement ainsi que des plis serrés. La troisième phase de déformation, d'orientation N-S, a produit des plis ouverts d'échelle variable et une réorientation des structures associées aux phases précédentes. Les effets de cette dernière phase de déformation se reconnaissent surtout dans la portion N de cette région, où elle forme des plis d'échelle kilométrique impliquant les unités aphébiennes et le socle archéen sous-jacent.

Lithostratigraphie

Archéen

Le secteur cartographié comprend deux ensembles de roches d'âge archéen qui limitent au S comme au N la Fosse de l'Ungava. Au S de la Fosse, les roches archéennes (Beall *et al.*, 1963 ; Taylor et Loveridge, 1981) forment un socle qui représente l'extrémité N de la province structurale de Supérieur dans la péninsule de l'Ungava.

Au N de la Fosse, le socle montre une forte empreinte tectonique associée à l'orogénie hudsonienne, et il a donc été englobé à l'intérieur de la province de Churchill (Taylor, 1982). Les roches sont par contre d'âge archéen (Doig, 1983; Parrish, 1989) et représentent en toute probabilité l'extension vers le nord de la province de Supérieur (St-Onge *et al.*, 1992).

LE SOCLE ARCHÉEN SUD

Le socle archéen au S de la Fosse comprend deux grands ensembles lithologiques ; la granodiorite massive à foliée et localement gneissique de la Formation de Perron qui occupe la plus grande superficie et la Formation de Juet, un sillon orienté N-S, qui se compose de roches volcanosédimentaires. La relation d'âge entre les unités des Formations de Perron et de Juet est quelque peu problématique. Le contact est visible dans la partie SW du sillon, où des horizons conglomératiques de la Formation de Juet reposent en discordance sur la granodiorite foliée. Le contact lui-même est sinueux sur une échelle décimétrique, et les fragments à l'intérieur du conglomérat se composent majoritairement de granodiorite identique à celle de Perron sous-jacente. Ces relations indiquent que la Formation de Juet est plus jeune que la granodiorite encaissante, du moins en ce qui concerne le flanc W. Le contact le long du flanc E de la Formation de Juet n'affleure pas.

Par contre, plus à l'E, il existe d'autres sillons de roches volcanosédimentaires à l'intérieur du socle archéen à proximité de la Fosse, notamment les Formations du lac Allemand (Taylor, 1982; Moorhead, 1986a, 1989) et du lac Nantais-Rouxel (Taylor, 1982), qui semblent être plus âgées que la granodiorite encaissante. Dans le cas de la Formation du lac Nantais-Rouxel (Taylor, 1982), ses séquences volcanosédimentaires sont recoupées par des filons-couches et dykes de granodiorite identique à la granodiorite encaissante.

En résumé, malgré le fait que la Formation de Juet renferme plusieurs unités semblables à celles des autres sillons, les relations d'âge de ces unités vis-à-vis la granodiorite encaissante sont inversées.

Une autre possibilité serait que les sillons soient contemporains, mais que leurs roches encaissantes aient des âges différents, la granodiorite encaissante de la Forma-

tion de Juet étant plus âgée que celle de la Formation du lac Allemand ou du lac Nantais-Rouxel. Malgré la similitude dans la composition du socle cernant les deux formations supracrustales de Juet et du lac Allemand, quelques différences existent. Le socle autour de la Formation de Juet semble être plus folié et il a un patron magnétique beaucoup plus faible et atténué que celui autour de la Formation du lac Allemand. Il se pourrait donc que le socle dans la région de la Formation de Juet représente un craton plus ancien et le socle autour de la Formation du lac Allemand une intrusion plus tardive.

La Formation de Perron (Pgdi)

La Formation de Perron (Lamothe *et al.*, 1984) occupe la plus vaste superficie du socle archéen de la région du lac Hubert; elle se compose de granodiorite massive à foliée, montrant localement une texture gneissique plus ou moins bien développée.

La granodiorite est de couleur gris clair sur la patine d'altération et de couleur blanchâtre sur la surface fraîche.

Elle montre une paragenèse qui inclut le plagioclase (An_{51}), le quartz et localement le microcline comme phases felsiques ainsi que la biotite, la hornblende et l'épidote comme phases mafiques. Les minéraux accessoires sont la calcite, la muscovite, le sphène, l'ilménite et le zircon. Localement, le coeur des plagioclases montre une saussuritisation prononcée accompagnée de quantités subordonnées de muscovite ; malgré cette altération, les macles sont presque toujours visibles. La hornblende et la biotite s'altèrent partiellement en chlorite. Le sphène forme des grains xénomorphes qui cernent parfois des reliques d'ilménite.

La granodiorite montre généralement une foliation mal développée définie par un alignement des grains de plagioclase, biotite et/ou hornblende. Le rubanement gneissique, visible localement, se caractérise par une alternance de bandes felsiques (quartz - plagioclase) et mafiques (biotite - hornblende) de 1 à 15 cm d'épaisseur (figure 10). Les affleurements de granodiorite massive se concentrent dans la partie E de la région où le relief magnétique est nettement plus accentué.

Des veinules tardives composées de plagioclase - épidote - quartz de 1 à 10 mm d'épaisseur recoupent la granodiorite. Elles sont clairement post-tectoniques, recoupant, mais parfois parallèles, à la foliation. Des veines et amas tardi-tectoniques de quartz limpide, d'échelle centimétrique, ont également été observés.

La granodiorite comprend localement des enclaves mafiques d'ordre centimétrique à décimétrique, caractérisées par un relief négatif sur la surface d'altération, (figure 11). Elles sont constituées de hornblende, épidote et plagioclase.

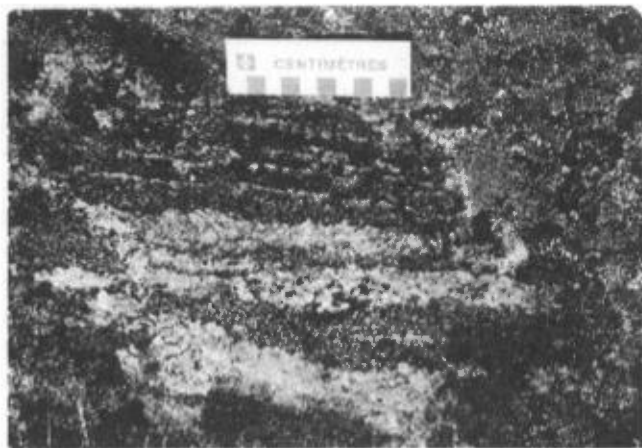


FIGURE 10 - Rubanement gneissique à l'intérieur de la granodiorite de la Formation de Perron.



FIGURE 11 - Enclave mafique à l'intérieur de la granodiorite de la Formation de Perron.

Caractéristiques aéromagnétiques

La Formation de Perron renferme deux types de signature aéromagnétique très distincte. La partie E du socle granodioritique montre un relief magnétique plus accentué que la partie W, avec des anomalies de forme ovoïde ayant des diamètres de 500 m à 5 km et des amplitudes de 60 à 300 gammas. En contraste, la partie centrale et occidentale de la Formation de Perron montre un relief très atténué avec une absence d'anomalies structurées. Le contraste magnétique semble être relié à la présence de deux types de granodiorites structurellement distinctes. Une granodiorite massive couvre la partie E du socle, en contraste avec une granodiorite plus foliée à l'W.

La monotonie magnétique de la partie centrale et E de la Formation de Perron est ponctuée de trois anomalies en plus de celle associée à la Formation de Juet. La première a une forme ellipsoïdale, allongée NW-SE, de 8 km sur 5 km, et une amplitude de 300 gammas. Aucun contraste

lithologique permettant d'expliquer l'anomalie n'a été noté lors de nos cheminements. Deux anomalies circulaires de 1 km de diamètre, de 300 à 700 gammas, chevauchent la limite W de la région du lac Hubert. Elles se retrouvent à 1 km au sud du décollement de base dans la granodiorite, dans une zone pauvre en affleurements. Elles peuvent représenter soit :

a) des lambeaux de sédiments ferrugineux isolés au S du décollement ; d'ailleurs une klippe de ces sédiments a été notée au sud du décollement à 3 km au SW (Moorhead, 1988) de ces anomalies ; ou

b) Des horizons de tufs et de brèches de composition mafique-ultramafique, à caractère alcalin, riches en carbonates, serpentine et magnétite. Ces horizons se localisent sporadiquement le long de la limite sud de la Fosse (Baragar *et al.*, 1992 ; Moorhead, 1989).

Les caractéristiques structurales et magnétiques des granodiorites peuvent être corrélées avec les divisions lithotectoniques décrites dans les travaux de Percival *et al.* (1992) et Percival et Card (1992a) situés 350 km plus au sud dans le socle archéen (Daniel Lamothe, communication personnelle, 1994). En prolongeant leurs divisions vers le nord par l'étude des cartes aéromagnétiques, la partie centrale et W de la région serait corrélative avec le domaine de Goudalie composé de tonalite gneissique et de bandes volcanosédimentaires recoupées par des plutons de granodiorite et de granite. La partie E de la région serait corrélative soit avec un pluton de granodiorite tardif dans le domaine de Goudalie ou avec le domaine d'Utsalik composé de plutons de granodiorite et de granite.

Gabbros

Les intrusions de gabbro se présentent sous forme de lentilles de quelques centaines de mètres de longueur avec une épaisseur d'ordre métrique à décimétrique ; leur continuité latérale n'a jamais été observée sur plus de quelques kilomètres.

Ces gabbros présentent des bordures figées de quelques centimètres d'épaisseur ; la granulométrie des minéraux augmente vers le centre des intrusions et la taille de ceux-ci ne dépasse guère 3 à 5 mm. Les principaux minéraux sont la hornblende (25 %), le plagioclase (An_{32} ; 35 %) et l'épidote (10 %). Une texture subophitique est localement préservée, mais par contre, la minéralogie primaire fut oblitérée par le métamorphisme ; ainsi, le plagioclase montre un grand degré de limpidité et est interprété comme étant métamorphique et non magmatique.

La hornblende forme des cristaux subidiomorphes de 0,5 à 5 mm de longueur, souvent cernés et remplacés par de la chlorite et plus rarement par de l'actinote et de la biotite. L'épidote se retrouve surtout en agrégats polycristallins, les plus gros cristaux ne dépassant guère 0,5 mm et présentant parfois une zonation compositionnelle. Le plagioclase forme soit des grains maclés équants, locale-

ment parsemés d'épidote et de muscovite, ou des amas microblastiques. Les minéraux subordonnés sont l'ilménite, le sphène et la calcite.

Les dykes de gabbros ont été injectés de façon tardive par rapport à l'histoire déformationnelle du socle, car l'unité qu'ils recoupent (la granodiorite de la Formation de Perron) est elle-même une intrusion kénoréenne tarditectonique. Les gabbros sont indubitablement d'âge archéen, car la même schistosité N-S (associée à l'orogénie kénoréenne) les recoupe ainsi que la granodiorite encaissante (figure 12).

Il est important de souligner qu'il existe plusieurs générations de dykes mafiques recoupant le socle archéen au S de la Fosse de l'Ungava.

Les dykes les plus âgés sont ceux fortement déformés et boudinés observés dans la région adjacente à l'est (Moorhead, 1986a, 1989) ; ceux-ci furent suivis par les dykes légèrement déformés décrits ci-dessus. Ces derniers pourraient être contemporains des gabbros qui envahissent la Formation de Juet et représenter, en partie, les filons nourriciers de l'empilement volcanique que renferme cette Formation.

La Formation de Juet (J) (Moorhead, 1986b)

Description générale

La Formation de Juet forme une bande de roches volcanosédimentaires où la composante sédimentaire prédomine, cernée à l'E comme à l'W par la granodiorite foliée de la Formation de Perron et chevauchée au N par les unités inférieures de la Fosse de l'Ungava. Cet assemblage volcanosédimentaire fut déformé et métamorphisé au faciès des amphibolites inférieur lors de l'orogénie kénoréenne.



FIGURE 12 - Contact entre un dyke de gabbro et la granodiorite de la Formation de Perron. La même schistosité orientée NW-SE, probablement tardikénoréenne, recoupe ces deux unités ; elle est caractéristique de l'ensemble du craton archéen dans ce secteur, confirmant ainsi un âge archéen pour ces intrusions de gabbro.

La Formation de Juet a une largeur de 4 km dans sa partie N et 1,5 km dans sa partie S. Elle présente des asymétries lithologiques entre ses parties N et S ainsi qu'entre les parties E et W.

La partie N

- Le flanc W se compose principalement de volcanoclastites alors que le flanc E renferme surtout des sédiments.

La partie centrale

- Cette portion de la bande ne montre pas d'asymétrie entre les flancs E et W ; elle est constituée majoritairement de siltstone et de grès.

La partie S

- Le flanc W renferme essentiellement des horizons sédimentaires, alors que le flanc E comprend des proportions approximativement égales de roches sédimentaires, volcanoclastiques et intrusives.

Ces variations lithologiques latérales, d'échelle kilométrique, ainsi que celles observées entre les flancs E et W reflètent probablement, à plus petite échelle, les transitions latérales et les contacts graduels entre les unités observées à l'échelle des affleurements.

Les sédiments détritiques forment la plus grande portion de la stratigraphie ; ils se constituent surtout d'horizons de grès et siltstones avec quelques niveaux de phylades et de conglomérats. Des horizons volcanoclastiques composés surtout de tufs mafiques laminés et à cristaux sont interlités à différentes échelles, centimétrique à décimétrique, à l'intérieur de la séquence de grès et siltstones. De rares horizons de laves mafiques sont également interlités avec la séquence de roches sédimentaires.

Cet assemblage volcanosédimentaire est recoupé par des intrusions de gabbro ayant jusqu'à 150 m d'épaisseur et de minces dykes de pegmatites quartzofeldspathiques (<5 m d'épaisseur).

Le contexte tectonique de la Formation de Juet est quelque peu problématique ; les observations suivantes permettent néanmoins d'établir certaines contraintes. Le contact W de la Formation a été observé à quelques mètres près. Les affleurements de conglomérats près du contact suggèrent fortement une discordance avec peut-être une suremprise tectonique. Le contact E n'affleure pas. Aucune détermination de polarité certaine n'a pu être faite. La présence de conglomérat à la base du côté W de la Formation suggère une polarité vers l'E, du moins pour cette partie. Aucune zone de cisaillement longitudinale, d'envergure kilométrique n'a été observée dans la Formation. Aucune augmentation de la déformation n'a été notée près des contacts avec la granodiorite encaissante. Le litage et la schistosité régionale subparallèle pente abruptement vers l'E.

D'après ces observations trois hypothèses peuvent être envisagées :

1) La Formation de Juet représente une séquence homoclinale, à polarité normale vers l'E, qui repose en discordance sur un socle granodioritique à l'W et qui a été

chevauchée par le même socle sur le côté E. Comme point faible à cette hypothèse, on note que le contact E de la Formation n'affleure pas et les unités près de ce côté ne semblent pas être plus déformées.

2) La Formation de Juet représente une séquence homoclinale, à polarité normale vers l'E, qui repose en discordance sur un socle granodioritique à l'W et qui a été recoupé par un pluton granodioritique plus jeune à l'E. Comme point faible à cette hypothèse, on note qu'aucune différence dans la granodiorite de part et d'autre de la Formation n'a été observée ; la carte aéromagnétique n'indique aucune différence non plus.

3) La Formation de Juet représente un synclinal plissé isoclinalement, déversé vers l'W. Ainsi, le même socle granodioritique se retrouve des deux côtés du sillon. La schistosité principale, généralement subparallèle au litage, est pentée vers l'E et forme un éventail avec une direction de 340° sur le flanc W à 5° sur le flanc E. Cette configuration indiquerait peut-être une fermeture synforme avec une plongée vers le NE. Comme point faible à cette hypothèse, on note qu'aucune fermeture de pli n'est visible sur les photos aériennes ou sur les affleurements dans la partie centrale de la Formation ; de plus il y a un manque de symétrie lithologique entre les flancs W et E. Le manque de détermination de polarité stratigraphique est critique dans cette hypothèse.

Nous préférons l'hypothèse n° 1 car c'est elle qui concorde le plus avec nos observations. Il faut souligner que nos travaux n'ont pas porté une attention détaillée sur les affleurements de granodiorite. Nos observations de terrain et le patron aéromagnétique ne concordent pas avec l'hypothèse n° 2. Plusieurs informations critiques manquent à l'appui de l'hypothèse n° 3.

Une coupe stratigraphique a été effectuée dans la partie S de la bande par Cathy Hamel (assistante senior sur ce projet), où une série d'affleurements en échelon présentent une coupe de 1 600 m presque en continu de la bande (figure 13). Le contact W contient un horizon lenticulaire, d'une épaisseur maximale de 125 m, de conglomérat monomictique renfermant environ 70 % de fragments anguleux à subarrondis de granodiorite. Le diamètre des fragments varie entre 1 et 40 cm avec la moyenne se chiffrant autour de 5 à 10 cm. La matrice, riche en biotite est légèrement schisteuse. Le contact avec le socle gneissique sous-jacent est sinueux. La nature du contact avec la forme lenticulaire de l'horizon indique que le conglomérat s'est déposé dans un chenal ou à l'aplomb d'un escarpement du socle gneissique. La réapparition d'un lambeau de socle au-dessus du conglomérat indique peut-être la présence de mouvements associés à des failles normales ou inverses. Les schistes semi-pélitiques à biotite-muscovite-hornblende forment l'unité dominante du reste de la section stratigraphique. Ces schistes sont formés d'une alternance d'horizons de siltstones riches et pauvres en minéraux mafiques, de siltstones à cailloux de quartz, de siltstones à cailloux quartzofeldspathiques, et

de quelques interlits de grès. Quelques dykes de pegmatite à tourmaline, d'échelle métrique ont été injectés dans la séquence métasédimentaire. Le sommet de la section stratigraphique comprend une unité métavolcanique de composition mafique avec des porphyroblastes de biotite (5 %), envahie par des filons-couches de gabbro et de quelques petits dykes de granodiorite. Le contact avec le socle gneissique à l'E de la Formation de Juet n'a pas été observé. La diminution de la taille des fragments dans les unités de conglomérats vers l'W semble indiquer que la séquence est granoclassée vers le sommet (finning upward sequence).

Caractéristiques aéromagnétiques

Six anomalies, de 40 à 120 gammas, de forme arrondie avec des diamètres de 500 m à un 1 km forment un chapelet aligné N350° dans la partie NW de la Formation de Juet. Ce chapelet trace une diagonale, à partir du

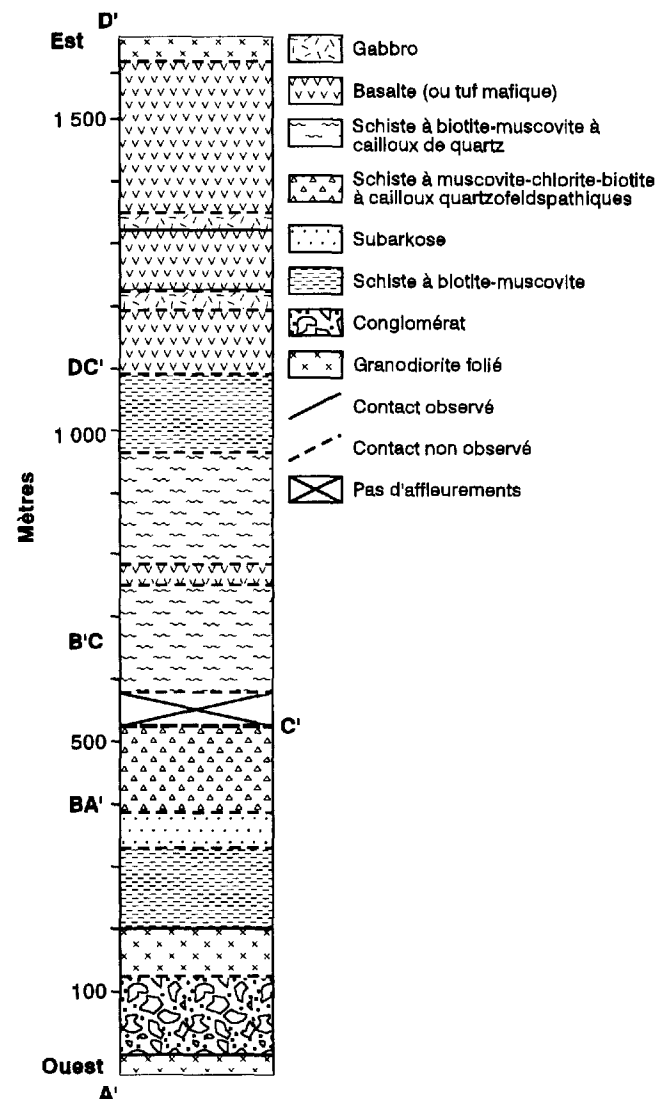


FIGURE 13 - Coupe stratigraphique de la partie S de la Formation de Juet (Hamel, non publié).

contact W de la partie centrale de la Formation jusqu'au Sous-groupe de Lamarche, recoupant le grain tectonique et les enveloppes lithologiques de la Formation qui s'alignent à N340°. La majorité des anomalies, dont les plus fortes, se retrouvent au sein de l'unité de volcanoclastites mafiques (Jtac).

Description des unités

Siltstone et conglomérats (Jsgc)

Cette unité, particulièrement les siltstones et grès, occupe la plus vaste portion de la Formation de Juet.

Plusieurs affleurements montrent des laminations de 0,5 à 20 cm d'épaisseur caractérisées par des variations granulométriques ou compositionnelles et par l'abondance relative des minéraux felsiques (quartz et plagioclase) et mafiques (surtout la biotite). Leur couleur varie de gris clair à foncé sur les surfaces fraîches ou altérées. Localement, une couleur rouille est visible sur la patine d'altération, couleur due à la présence de goethite disséminée.

Les grains détritiques sont subangulaires à subarrondis, généralement plus petits que 1 mm mais atteignant localement 3 mm. Ils se composent de quartz et plagioclase (An₂₄₋₃₆) et les grains de quartz sont fréquemment polycristallins. La matrice est formée de muscovite, biotite, chlorite, sphène et goethite.

Les niveaux conglomératiques sont peu nombreux ; le plus important se situe dans la partie SW du sillon où le contact entre la Formation de Juet et la granodiorite sous-jacente de la Formation de Perron est visible (figure 14). A cet endroit, le contact est sinueux, les horizons conglomératiques semblent se concentrer à l'intérieur de paléodépressions, leur épaisseur atteignant 125 m. Ces conglomérats pourraient ainsi représenter les vestiges de chenaux d'érosion, actifs lors du début de la sédimentation de cette formation, qui aurait servi de source d'approvisionnement pour la séquence sédimentaire avoisinante.

Les autres lits de conglomérats se situent plus haut stratigraphiquement, interlités dans la séquence de grès et siltstones. Les fragments sont plus petits (<5 cm) et plus arrondis que ceux du conglomérat de base. Ils se composent surtout de fragments des autres unités sédimentaires et en moindres quantités de granodiorite.

Phyllades (Jph)

Cette unité forme des interlits de puissance variable à l'intérieur des unités de siltstones et grès. Plusieurs des affleurements présentent des laminations d'échelle millimétrique, caractérisées par une alternance de minces bandes de muscovite-biotite-chlorite et de quartz-plagioclase. Ces minéraux représentent les phases principales, accompagnées de minéraux opaques, goethite, tourmaline et grenat.

Des veines lenticulaires de quartz d'échelle centimétrique recoupent les phyllades. Elles sont localement plissées parallèlement à la schistosité principale S₁.

Volcanoclastites : Tufs aphanitiques (basaltes massifs?), à lapillis et à cristaux (Jtalc)

Cette unité se retrouve sous forme d'interlits d'ordre centimétrique à métrique dans les niveaux de siltstone et grès, mais forme également des séquences de plusieurs centaines de mètres incluant des interlits de siltstone et grès.

L'assemblage volcanoclastique comporte principalement des tufs aphanitiques massifs (basaltes massifs?) ou laminés, interstratifiés de quelques horizons de tufs à lapillis et à cristaux.

Les affleurements sont de couleur vert moyen à foncé sur la surface d'altération et vert très foncé sur la surface fraîche. Les tufs laminés présentent une alternance de bandes d'épaisseurs variant de 2 mm à 15 cm, caractérisées par l'abondance locale de minéraux mafiques (hornblende-actinote, épidote, biotite ± chlorite) et felsiques (quartz-plagioclase) (figure 15). Les minéraux accessoires sont l'ilménite, la goethite et le sphène.

Les tufs à cristaux comprennent des pseudomorphes de pyroxène qui montrent leurs contours octaédriques originaux ; ils se composent de hornblende-actinote ± épidote (figure 16), localement remplacées par la biotite et la chlorite. Ces cristaux peuvent former jusqu'à 15 % du volume de la roche.

Les horizons de tufs à lapillis sont peu nombreux ; ils comportent des fragments felsiques composés de quartz accompagné de plagioclase et reposant dans une matrice riche en minéraux mafiques. Ces fragments peuvent atteindre jusqu'à 3 cm de diamètre et sont généralement étirés parallèlement à la schistosité S₁.



FIGURE 14 - Conglomérat de la Formation de Juet renfermant des fragments subarrondis de granodiorite identique à la granodiorite de la Formation de Perron sous-jacente.

Plusieurs horizons de tufs aphanitiques massifs ou à cristaux de l'assemblage volcanoclastique ne renfermant pas d'interlits de sédiments et ne montrant pas de structures sédimentaires pourraient être des exemples de coulées massives déformées. Ainsi le protolithe de cette unité pourrait être effusif (basalte?) au lieu d'être volcanoclastique.

Des veines lenticulaires de quartz-plagioclase ± épido- te d'échelle millimétrique découpent les unités volcanoclastiques.

En résumé, l'unité de tufs représente probablement un apport de matériel volcanique de composition basique par le biais de retombées de cendres et de courants turbiditiques. Vue la présence de lits sédimentaires et de contacts transitionnels avec ces derniers, il se pourrait que cette unité soit, du moins en partie, épicastique.

Basalte (Jba)

Les affleurements montrant des évidences de coulées de basalte sont particulièrement peu nombreux à l'intérieur de la Formation de Juet. Dans la partie N du sillon, un affleurement de basalte coussiné fortement déformé fut observé. Les coussins sont très aplatis et recoupés par des veinules de quartz-plagioclase d'échelle millimétrique. Cet affleurement ressemble aux laves du Sous-groupe de Beauparlant mais se démarque par sa schistosité orientée à N330°.

La minéralogie de ces laves est analogue à celle des volcanoclastites de la Formation de Juet.

Gabbro (3)

Les filons-couches de gabbros à l'intérieur de la Formation de Juet ont entre 5 et 150 m de puissance.

A l'intérieur de la séquence volcanosédimentaire les gabbros se présentent sous forme de filons-couches de 5 à



FIGURE 15 - Tuf laminé de la Formation de Juet. L'échelle mesure 5 cm de longueur.

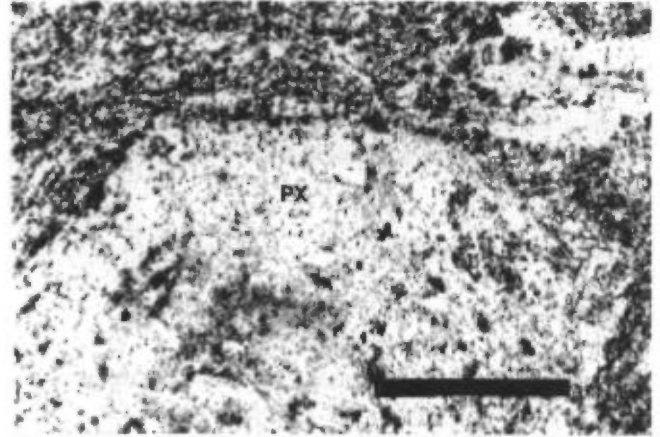


FIGURE 16 - Microphotographie en lumière naturelle d'un pyroxène pseudomorphisé en actinote (tuf à cristaux de la Formation de Juet), où les contours octaédriques originels du pyroxène sont encore clairement visibles. La matrice se caractérise par l'assemblage actinote-épidote-sphène-albite ± quartz. L'échelle est égale à 1 mm.

150 m d'épaisseur, discontinus à une échelle qui varie de décimétrique à kilométrique.

Ces gabbros sont mésocrates et homogènes. La granulométrie de ses minéraux varie entre 0,1 et 3 mm de diamètre. Les principaux constituants sont la hornblende, l'épidote, le plagioclase et le sphène, localement accompagnés de leucoxène et de quartz.

Pegmatite (peg)

De minces dykes (<5m) de pegmatite quartzofeldspathique, discontinus à une échelle métrique à décimétrique, envahissent les horizons sédimentaires de la Formation de Juet. Leurs épaisseurs sont considérablement exagérées sur la carte qui accompagne ce rapport, car ils n'apparaîtraient pas à l'échelle de cette dernière. La surface d'altération ainsi que la surface fraîche sont de couleur gris à beige.

Ces pegmatites contiennent des cristaux de quartz xénomorphes et de microcline tabulaire de 1 à 3 mm de diamètre, localement accompagnés de muscovite et de tourmaline prismatique ayant jusqu'à 4 cm de longueur. Elles sont essentiellement identiques aux pegmatites observées dans la Formation de lac Allemand, plus à l'N (Moorhead, 1989).

LE COMPLEXE DE DÉCEPTION (D)

Ce groupe englobe les roches gneissiques d'âge archéen (Doig, 1983 ; Parrish, 1989) qui affleurent entre la limite N de la Fosse et le linéament de Salluit. Seule une mince bande de ce complexe affleure à l'extrémité NW de la région cartographiée (figure 7).

Une description succincte des grandes unités lithologiques et de leur contexte tectonique se trouve à l'intérieur de la section précédente portant sur la géologie générale.

Dans la région du lac Hubert, le Complexe de Déception comprend deux unités lithologiques principales, soit: 1) les gneiss granodioritiques (Dgdi) et 2) les gneiss granodioritiques à phénocristaux de feldspath (plagioclase; Dgdif). Ces deux unités sont très semblables, sauf pour la présence de phénocristaux de plagioclase. Ils présentent une surface d'altération de couleur grisâtre à rosée et une surface fraîche gris-blanchâtre.

Les gneiss granodioritiques sont semblables à ceux de la Formation de Perron, présents au sud de la Fosse, mais montrent une foliation plus intensément développée.

Les deux unités du Complexe de Déception contiennent essentiellement les mêmes phases minéralogiques, les principaux minéraux étant le quartz, le plagioclase (An₂₂₋₃₀) et la microcline comme phases felsiques et la biotite, l'épidote et localement la hornblende comme phases mafiques. Ceux-ci sont accompagnés, en proportions moindres, de muscovite, sphène, ilménite et goëthite.

L'unité Dgdif se caractérise par la présence de cristaux tabulaires de feldspath de 1 à 10 cm de longueur formant entre 2 et 40 % de la roche. Ces cristaux se reconnaissent facilement à leur relief positif sur la patine d'altération. Ces cristaux montrent localement un aplatissement parallèle à la foliation pénétrante principale S₁, particulièrement près du contact avec les unités aphébiennes susjacentes (figure 17).

Des veines et amas de formes irrégulières de quartz et localement d'aplite d'échelle centimétrique recoupent les gneiss granodioritiques. Plusieurs enclaves mafiques de dimensions décimétrique à métrique ont été observées à l'intérieur des deux unités gneissiques du Complexe de Déception. Ces enclaves sont très discontinues et fortement imprégnées par une foliation pénétrante parallèle à celle présente dans les gneiss encaissants. Ces enclaves pourraient être des dykes de gabbro d'âge archéen, semblables à ceux présents dans la Formation de Perron, fortement déformés lors de la suremprise tectonique hudsonienne.

La troisième unité observée dans le Complexe de Déception est la hornblendite à grenat (Dhog). Cette unité est représentée par un affleurement d'une épaisseur de 200m ; le contact avec les gneiss granodioritiques encaissants n'est pas visible.

La hornblendite est de couleur noire en surface d'altération et vert foncé en surface fraîche ; elle se caractérise par son aspect massif, sans aucune schistosité, et sa nature friable. La hornblende forme jusqu'à 90 % de la roche, accompagnée en proportions décroissantes de quartz, grenat, chlorite, sphène et ilménite. La hornblende est très fraîche et ne montre localement qu'une altération partielle en chlorite et biotite lorsqu'elle est en contact avec le grenat.

La nature et l'âge du protolithe de cette unité ainsi que sa relation vis-à-vis les gneiss granodioritiques encaissants demeurent inconnus.



FIGURE 17 - Phénocristaux de feldspaths tabulaires déformés dans une matrice granodioritique fortement cisailée de l'unité Dgdif, près du contact avec les métasédiments aphébiens du Groupe de Watts susjacent. Lorsque observé, le sens de rotation des feldspaths indique un déversement du N vers le S (vers la droite sur cette photo).

Aphébien

Comme il a été indiqué dans le chapitre précédent portant sur la géologie générale, la Fosse de l'Ungava, d'âge aphébien, se caractérise par un empilement volcanosédimentaire (2038 à 1860 Ma, Parrish, 1989 ; Machado *et al.*, 1993) recoupé par des intrusions de composition ultramafique à felsique (2038 à 1845 Ma, Parrish, 1989 ; Machado *et al.*, 1993) reposant en contact de discordance faillé sur un socle gneissique d'âge archéen (2882 à 2780 Ma, Parrish, 1989).

Le secteur cartographié comprend au S le socle archéen de la province de Supérieur et au NW le socle gneissique, toujours d'âge archéen, mais fortement imprégné par la tectonique hudsonienne. Limités par ces deux socles se trouvent les trois principaux groupes stratigraphiques de la Fosse, du S vers le N et en âge décroissant: le Povungnituk, le Chukotat et le Watts.

LE GROUPE DE POVUNGNITUK (BERGERON, 1959)

Le Groupe de Povungnituk se subdivise en deux sous-groupes, le Sous-groupe de Lamarche (originellement appelé le Nituk) et le Sous-groupe de Beuparlant (Lamothe *et al.*, 1984).

Le Lamarche comprend un assemblage de roches sédimentaires recoupé par de nombreux filons-couches de gabbro. Surmontant celui-ci, le Beuparlant renferme un empilement volcanique composé de basalte tholéiitique (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Picard, 1989a, b), interlité et coiffé d'horizons sédimentaires et volcanoclastiques, et envahis par des filons-couches de composition mafique à ultramafique.

Le Sous-groupe de Lamarche (L) (Lamothe *et al.*, 1984)

Description générale :

Dans la région du lac Hubert, le Lamarche renferme principalement un assemblage de sédiments détritiques comprenant des phyllades, siltstones, grès et conglomérats localement interlités dans sa portion orientale d'horizons de dolomies et de sédiments ferrugineux tels le schiste à grunérite et une formation de fer rubanée.

Le Lamarche est contenu essentiellement à l'intérieur du premier bloc structural limité au S par le décollement de base (a) qui chevauche les sédiments sur le socle archéen de la province du Supérieur et la faille de chevauchement (c). La partie E du Lamarche est découpée par la faille de chevauchement (b) (figure 7).

Dans la région du lac Hubert ainsi que dans l'ensemble de la portion occidentale de la Fosse, les affleurements du Lamarche sont épars et peu nombreux. Le contact entre le socle archéen et les unités aphébiennes n'a pas été observé ; conséquemment, les unités qui caractérisent la partie basale de ce sous-groupe, telles un conglomérat ou grès conglomératique arkosique, n'ont également pas été observées.

La partie supérieure du Sous-groupe de Lamarche est envahie par de nombreux filons-couches de gabbro, particulièrement dans sa partie orientale, où il est surmonté stratigraphiquement par l'empilement volcanique du Sous-groupe de Beuparant. Les affleurements sont très épars dans les parties centrale et occidentale ; le contact entre les deux sous-groupes n'est pas visible et est caractérisé par l'injection de plusieurs filons-couches de gabbro. Ceux-ci forment un bloc structural distinct chevauchant au S le Lamarche le long de la faille (c), et chevauché au nord par le Beuparant le long de la faille (f) (figure 7) ; ainsi, le contact entre les deux sous-groupes dans la portion W de la région est tectonique plutôt que stratigraphique.

Dans cette région, le Lamarche occupe une superficie restreinte comparativement au secteur immédiatement à l'E (Moorhead, 1986a, 1989), où l'épaisseur apparente du Lamarche est augmentée grâce à des plis d'échelle kilométrique et des failles de chevauchement. Vers l'W, ces structures deviennent moins abondantes.

Même si les répétitions structurales de la stratigraphie du Lamarche peuvent expliquer la grande superficie occupée par ce sous-groupe dans certains secteurs, comme celui au nord du lac Allemand (Moorhead, 1986a, c), des procédés primaires de concentration de sédiments ne peuvent être exclus. Dans cette optique, certaines régions où l'assemblage sédimentaire du Lamarche occupe une grande superficie le long de la partie inférieure de Povungnituk (telles la région au N du lac Allemand (Moorhead, 1986a, c, 1989) et la région au S du lac Beuparant (Lamothe *et al.*, 1984) pourraient représenter des sources d'apport locaux mais importants pour

l'afflux de sédiments dans le bassin créé lors de la phase initiale de rifting du craton archéen. Les deux secteurs où le Lamarche est plus volumineux contiennent également le plus d'interlits à granulométrie grossière. Les zones où le Lamarche semble avoir une stratigraphie plus épaisse pourraient représenter des séquences deltaïques interlitées dans leur partie supérieure avec les gabbros et les basaltes tholéïtiques du Sous-groupe de Beuparant. Aucun faciès fluviatile ou de structures typiques de delta n'a par contre été noté.

Dans la région du lac Hubert, il semble que le Sous-groupe de Lamarche soit légèrement plus volumineux au N de la Formation de Juet qu'ailleurs le long du socle archéen.

Caractéristiques aéromagnétiques

Les sédiments du Sous-groupe de Lamarche et les filons-couches de gabbro qui s'y injectent se caractérisent généralement par un relief magnétique très atténué avec de faibles anomalies diffuses (Commission géologique du Canada, cartes n° 8772, 8779, 1981). Dans la partie E du Lamarche, deux anomalies de 100 gammas, de 1,5 km de longueur sur 750 m de largeur, semblent correspondre aux affleurements de grès et conglomérats qui contiennent localement de la magnétite. Dans le même secteur, une anomalie de 80 gammas correspond aux unités de sédiments ferrugineux.

L'intrusion de gabbro de dimension plurikilométrique qui surmonte la partie centre-est du Lamarche présente une très forte signature magnétique. Une anomalie de 2 300 gammas, centrée sur les coordonnées UTM 433350E ; 6789550N, correspond à la partie massive, à grain grossier, riche en magnétite de l'intrusion.

Description des unités :

Siltstones, grès et conglomérats (Lsgc)

Cette unité présente des horizons cartographiables à l'échelle de 1 : 50 000 et forme une partie importante de la stratigraphie de la portion orientale du Sous-groupe de Lamarche. Dans les secteurs central et occidental de cette région, cette unité se retrouve sous forme d'interlits d'échelle variable, généralement d'ordre centimétrique, à l'intérieur des affleurements de phyllades.

Les horizons de siltstone forment de loin la composante la plus volumineuse de cette unité, suivie par les grès et conglomérats. En se dirigeant vers le sommet stratigraphique du Sous-groupe de Lamarche, la proportion relative de phyllade s'accroît aux dépens de cette unité.

Les deux séquences les plus importantes de l'unité Lsgc se trouvent dans la partie E du Lamarche, dans les murs supérieurs des failles de chevauchement, soit :

1) Une séquence de siltstone qui chevauche au sud les unités de sédiments ferrugineux le long de la faille (b).

2) Une séquence de grès et conglomérats arkosiques qui chevauche au sud des unités de phyllade fortement injectées de filons-couches de gabbro le long de la faille (c).

Les affleurements de cette unité présentent généralement peu de structures primaires internes. Le litage, lorsque visible, est souvent défini par des interlits des différentes unités sédimentaires du Sous-groupe de Lamarche.

Siltstones et grès :

Les siltstones et grès sont de couleur gris moyen à foncé en surface fraîche ou altérée. Le litage localement observé est caractérisé par des variations dans la dimension des grains à l'intérieur des différents horizons, qui ont entre 2 cm et 1 m. La dimension des grains détritiques observés varie entre 0,02 et 0,2 mm ; ils se composent surtout de quartz, localement de couleur bleue, et de plagioclase. La matrice a subi une recristallisation complète. Elle se constitue de quartz, muscovite, chlorite, biotite, épidote, sphène et ilménite. La matrice de certains horizons est riche en calcite.

À quelques endroits, les horizons de siltstone et grès contiennent des «concrétions» riches en carbonates, de 1 à 8 cm de diamètre, montrant un relief négatif sur les affleurements. Les «concrétions» se présentent de façon isolée ou en groupes alignés ; ces derniers pourraient représenter de minces horizons de calcaire qui ont été démembrés en boudins lors de la déformation (figure 18).

Typiquement, les affleurements contiennent au moins une schistosité pénétrante et sont recoupés en quelques endroits par des veines de quartz localement accompagnées de calcite.

Conglomérats :

Dans cette région, les niveaux conglomératiques sont peu abondants ; seuls deux affleurements dans la partie orientale du Lamarche ont été reconnus.

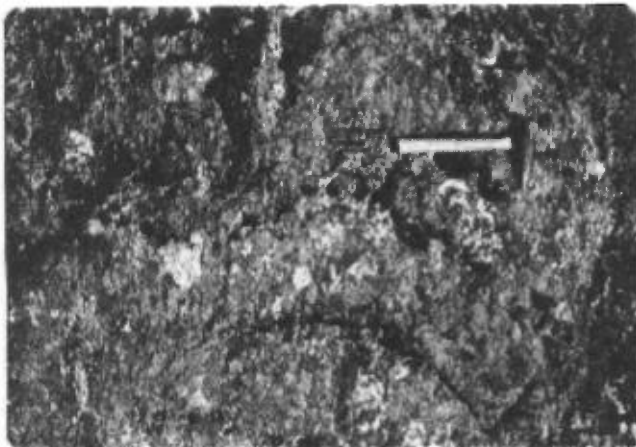


FIGURE 18 - Boudins de calcaire, en relief négatif, alignés au sein d'une séquence de siltstone, représentant probablement la trace d'un mince lit de calcaire démembré lors de la déformation. Les lits sont repris par un pli ouvert. Sous-Groupe de Lamarche.

1) Le premier comprend au moins 9 m de conglomérat polygénique interlité (UTM 445250E, 6782600N) à l'intérieur de la séquence de siltstone qui chevauche au S l'assemblage de sédiments ferrugineux le long de la faille (b). Ce conglomérat renferme également des interlits de 5 à 30 cm d'épaisseur de siltstone et de grès ; les contacts avec ce dernier sont invariablement francs (figure 19).

Les fragments ont entre 1 et 20 cm de diamètre, la majorité d'entre eux se situant entre 1 et 5 cm. Le degré d'arrondissement varie entre subanguleux et arrondi, la plupart étant subarrondis (figures 20 et 21). Ils se composent de:

- siltstone :	35 %
- grès :	20 %
- calcaire :	10 %
- dolomie et dolomie silteuse :	15 %
- quartz limpide :	19 %
- siltstone minéralisé en pyrite :	01 %



FIGURE 19 - Contact entre un conglomérat riche en fragments de siltstone, entourés d'une matrice riche en quartz-calcite-muscovite, avec un lit de siltstone sous-jacent. Sous-groupe de Lamarche.



FIGURE 20 - Fragments de siltstone dans une matrice riche en quartz-calcite-muscovite, Sous-groupe de Lamarche (Lsgc).

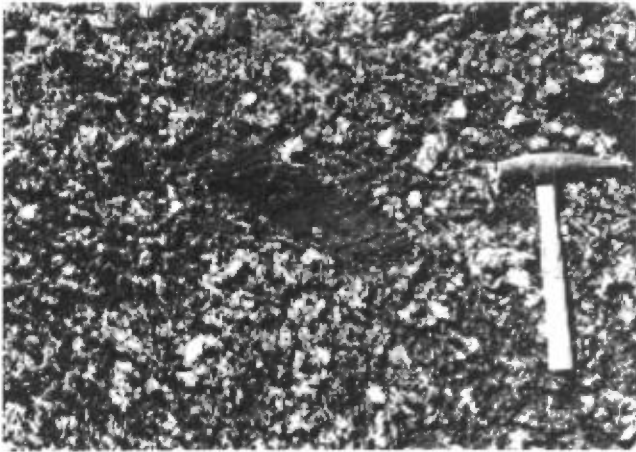


FIGURE 21 - Fragment subangulaire de siltstone dolomitique, montrant un litage bien préservé, entouré de fragments subarrondis de siltstone. Sous-groupe de Lamarche (Lsgc).

Les fragments polycristallins de quartz limpide proviennent probablement de l'érosion de veines ou amas de quartz qui recoupent le socle archéen. Ils ne peuvent pas provenir des veines de quartz qui recoupent les unités sédimentaires avoisinantes car celles-ci furent probablement formées lors de l'orogénie hudsonienne et n'étaient donc pas présentes lors de la déposition de ce conglomérat. Des fragments similaires ont été observés à l'intérieur d'un horizon de grès arkosique conglomératique renfermant des fragments de granodiorite qui surmonte, en contact stratigraphique, le socle archéen dans la région adjacente à l'E (Moorhead, 1989). La présence de fragments de granodiorite à l'intérieur d'horizons conglomératiques, au même niveau stratigraphique plus à l'E, confirme qu'une partie des fragments grossiers de ce conglomérat provenait du socle archéen, même si la grande majorité de ceux-ci provenait des unités sédimentaires du Lamarche.

Le rapport de fragments à matrice varie de 1:3 à 1:4. La matrice recristallisée est riche en calcite secondaire, ce qui lui confère son relief négatif sur les affleurements (figures 20 et 21). Elle se compose, en ordre décroissant, de quartz, plagioclase, biotite, calcite, chlorite, sphène, épidote et muscovite. Plusieurs des grains de quartz et plagioclase (oligoclase) visibles entre les fragments sont clairement des cristaux détritiques primaires. Cet affleurement de conglomérat est fortement déformé et recoupé par deux schistosités pénétrantes (S_1 et S_2), et certains de ces fragments montrent un étirement en forme de cigare, orienté perpendiculairement à la direction de la schistosité S_1 , dont les rapports dimensionnels sont 1:1:4.

2) Le deuxième affleurement de conglomérat (UTM 444500E, 6786500N) se trouve dans le toit de la faille de chevauchement (c) à trois kilomètres au N du premier affleurement. Cette faille place des unités de sédiments grossiers, qui d'après leur composition auraient été déposés à proximité du socle archéen, par-dessus une séquence

de phyllades envahie de filons de gabbro différencié typiques de la portion sommitale du Sous-groupe de Lamarche.

Ce conglomérat se distingue par une forte composante arkosique dans les fragments et un aplatissement prononcé des fragments de quartz (figure 22).

Les fragments, de 1 à 30 mm de diamètre, se composent de :

- quartz, parfois bleuté, mono ou polycristallin 55%
- plagioclase (oligoclase) 15 %
- microcline 25 %
- siltstone 05 %

Les cristaux de feldspath montrent souvent les effets d'une déformation cassante à ductile, du moins à l'échelle de ces grains (figure 23). Le quartz montre des évidences de «strain induced recrystallisation and grain size reduction» où les fragments de quartz sont recristallisés en agrégats de petits cristaux granoblastiques (figure 24). De rares fragments polyminéralogiques composés de quartz-plagioclase-muscovite ont été observés, ceux-ci provenant sans doute du socle archéen (figures 25 et 26).

Le rapport de fragments à matrice varie entre 1 : 3 et 1 : 5 ; cette dernière est riche en muscovite et quartz, accompagnés d'épidote et de magnétite localement altérée en goethite.

D'après la composition singulière de ce conglomérat, une composition riche en cristaux détritiques de feldspath et pauvre en fragments des autres unités sédimentaires du Lamarche, il aurait probablement été déposé soit par-dessus un mince placage de sédiments qui recouvrait le socle archéen ou plus vraisemblablement directement par-dessus ce dernier. Ce conglomérat aurait été par la suite détaché de sa racine par le mouvement qui eût lieu sur le décollement de base [c.-à.-d. la faille de chevauchement (a) ductile et majeure qui sépare les unités aphébiennes du socle archéen sous-jacent] et remonté par-dessus la partie

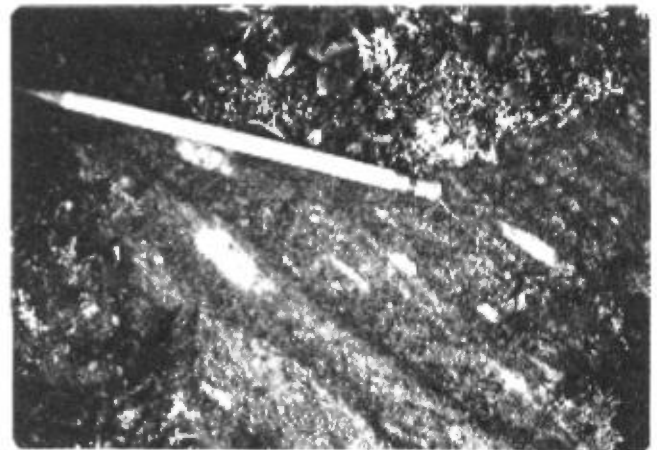


FIGURE 22 - Fragments de quartz aplatis parallèles à la schistosité majeure (S_1). Plusieurs grains monocristallins de quartz bleuté, identiques à ceux observés à l'intérieur des unités du craton archéen plus au S, sont visibles dans cette unité., Sous-Groupe de Lamarche (Lsgc).

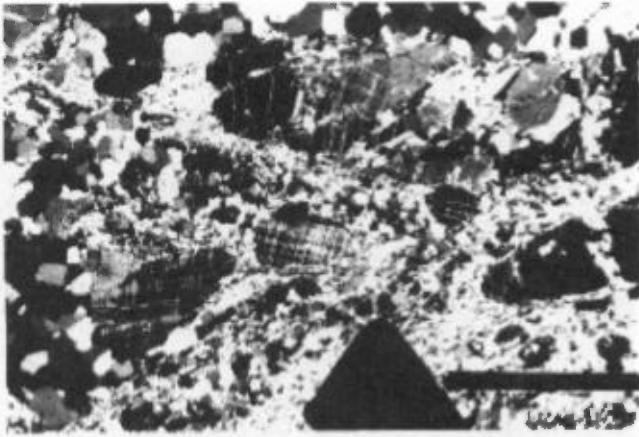


FIGURE 23 - Microphotographie en lumière polarisée où un (?) cristal de microcline a été fracturé (déformation cassante) en plusieurs grains, ces derniers étant localement cernés de petits grains de feldspath recristallisé (déformation ductile). Un cristal subidiomorphe de magnétite coupe la partie inférieure de la photo. L'échelle est égale à 1 mm. Sous-groupe de Lamarche (Lsgc).

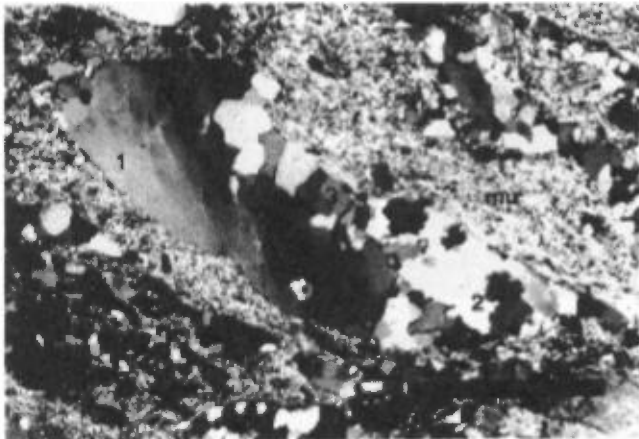


FIGURE 24 - Microphotographie en lumière polarisée d'un grain de quartz originalement monocristallin, probablement dérivé de la granodiorite du socle archéen plus au S. Il a subi l'effet d'une recristallisation progressive partielle durant la déformation. La partie gauche du grain montre une extinction ondulante (1) passant graduellement vers la droite à une zone où des cristaux en mosaïque à facettes très dentelées et irrégulières semblent s'être formés (2). Le stade final de recristallisation (3) est atteint dans la partie supérieure centrale du grain de quartz où des grains polygonaux à contours nets et réguliers sont clairement visibles ; ceux-ci sont identiques aux quartz granoblastiques à facettes polygonales bien tranchées présents dans la matrice visible dans la figure 23. Autour du grain de quartz, la matrice est particulièrement riche en muscovite. L'échelle est égale à 1 mm. Conglomérat (Lsgc), Sous-groupe de Lamarche.

supérieure de la stratigraphie du Lamarche le long de la faille de chevauchement (c) qui prend probablement racine dans ce même décollement. Cette faille de chevauchement représente l'extension latérale de la faille qui découpe le Sous-groupe de Lamarche dans le secteur adjacent à l'E (Moorhead, 1986a, 1989).

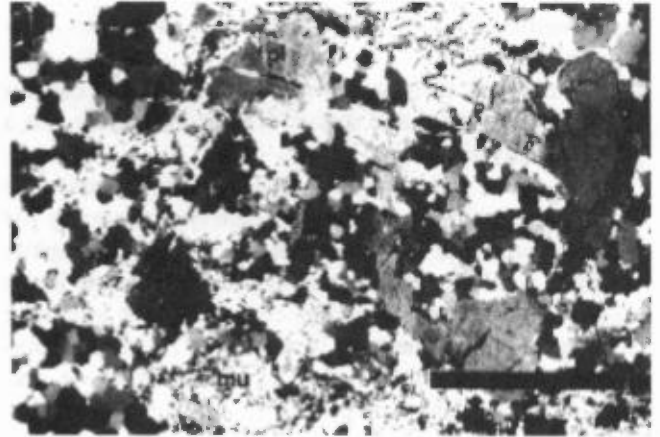


FIGURE 25 - Microphotographie en lumière polarisée d'un fragment, occupant presque tout le champ de la photo, composé de plagioclase (pl) entouré de quartz granoblastique et de muscovite (mu). L'échelle est égale à 1 mm. Conglomérat (Lsgc), Sous-Groupe de Lamarche.

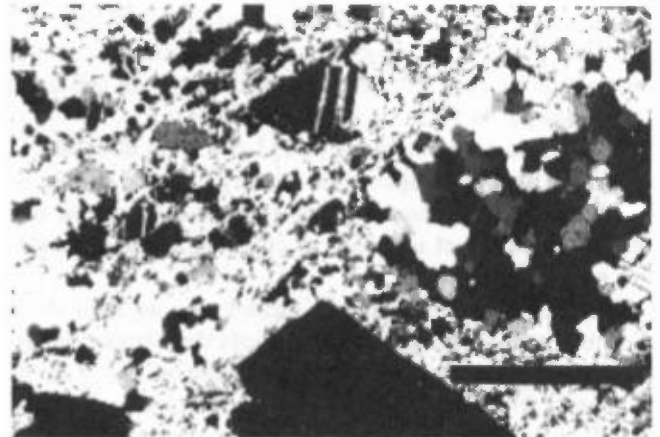


FIGURE 26 - Microphotographie en lumière polarisée d'un fragment polyminéralique riche en quartz granoblastique renfermant du plagioclase à l'extrême droite du fragment. Les grains de quartz originels de ce fragment étaient sans doute plus grands que ceux présents dans la granodiorite archéenne. Le quartz à l'intérieur de ce fragment représente le stade final du processus de recristallisation décrit à la figure 24. Un grand cristal de magnétite occupe la partie inférieure de cette photo. L'échelle est égale à 1 mm. Conglomérat (Lsgc), Sous-groupe de Lamarche.

Phyllades (Lph)

Cette unité occupe la plus grande superficie du Sous-groupe de Lamarche, particulièrement ses portions centrale et occidentale.

Les affleurements de phyllade sont généralement petits, ne dépassant à peine quelques dizaines de mètres. Ils montrent souvent plus d'une schistosité pénétrante, ainsi que des plis d'entraînement d'échelle centimétrique ; par contre, les structures primaires, telles le litage, ne furent observées que sous forme d'interlits d'épaisseur variable dans d'autres unités sédimentaires, particulièrement les siltstones et grès. Les contacts entre les phyllades et les

autres sédiments sont localement diffus mais plus communément abrupts.

En surface d'altération, les phyllades ont une couleur noire à gris foncé et une surface fraîche de couleur gris à gris-vert moyen.

Beaucoup d'affleurements présentent des laminations d'origine tectonique d'ordre millimétrique marquées par une alternance de bandes riches en muscovite-graphite \pm biotite \pm chlorite et quartz. En lame mince, les phyllades montrent une recristallisation complète. Les minéraux principaux sont le quartz et la muscovite ; ceux de moindre importance sont la biotite, la stipnomélane, le graphite, le plagioclase et la pyrite.

Dolomies (Ldo)

Dans la région cartographiée, cette unité n'est présente qu'en deux endroits à l'intérieur du Sous-groupe de Lamarche :

1) Deux affleurements de dolomie (UTM 423700E, 6783700N et 423700E, 6884000N) se localisent dans la partie centrale du Sous-groupe de Lamarche, au N de la Formation de Juet, entourés d'affleurements de gabbro et découpés par la faille de chevauchement (e).

2) Dans la partie orientale (UTM 444500E, 6786400N), interlitée avec le conglomérat arkosique décrit ci-dessus.

Les dolomies présentent une couleur chamois en surface d'altération et une couleur chamois, beige ou jaunâtre en surface fraîche.

Un des deux affleurements de dolomie au nord de la Formation de Juet a plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les contacts avec les sédiments ou les gabbros adjacents n'ont pas été observés. Cette dolomie est massive, sans aucun litage interne reconnaissable. Une schistosité espacée ainsi que des veines de quartz de 0,1 à 2 cm d'épaisseur, localement subparallèles à la schistosité mais plus communément en réseau de treillis, recoupent cette unité (figure 27).

Dans la partie orientale du Lamarche, la dolomie forme un interlit de 75 cm d'épaisseur à l'intérieur d'une unité de conglomérat arkosique (figure 28), renfermant essentiellement les mêmes structures que l'autre affleurement de dolomie décrit ci-dessus.

Sédiments ferrugineux

Deux unités de sédiments ferrugineux ont été reconnues dans la partie orientale du Sous-groupe de Lamarche entre les failles de chevauchement (a) et (b) : un schiste massif à grunérite et une formation de fer laminée. Ils forment l'extension d'une séquence de sédiments ferrugineux plus complexe et volumineuse située plus à l'E au N du lac Allemand (Moorhead, 1986a; 1989). Deux membres de cette séquence, la quartzite magnétique et le schiste à actinote-biotite n'affleurent pas dans la région du lac Hubert.



FIGURE 27 - Veines de quartz en treillis recoupant une dolomie massive, Sous-groupe de Lamarche (Ldo)

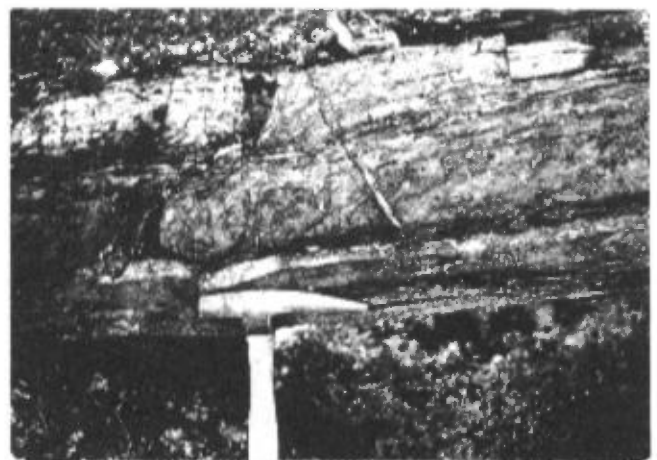


FIGURE 28 - Interlit de dolomie massive (Ldo) au sein d'un conglomérat arkosique à la base de la partie orientale du Sous-groupe de Lamarche.

Dans la région cartographiée, l'assemblage de sédiments ferrugineux forme un mince bloc tectonique de 0,5 km d'épaisseur et de 4 km de longueur limité au S par la faille (a) et au N par la faille (b). Les sédiments ferrugineux chevauchent au S le socle granodioritique archéen et sont chevauchés au N par la séquence de sédiments détritiques du Sous-groupe de Lamarche. Ces contacts structuraux n'affleurent pas, mais le schiste à grunérite, directement au N du socle archéen, montre localement une schistosité S_1 intensément développée. La formation de fer renferme des failles de chevauchement, où le déplacement est de l'ordre de quelques centimètres, et dont le sens de mouvement directionnel est compatible avec un chevauchement du N vers le S.

Des structures semblables à celles-ci ont été observées à l'intérieur de la séquence de sédiments ferrugineux située plus à l'E, au N du lac Allemand, où des contacts tectoniques ont été observés entre les sédiments ferrugineux et le socle archéen sous-jacent ainsi qu'avec l'as-

semblage de sédiments détritiques (Lsgc) susjacent du Sous-groupe de Lamarche (Moorhead, 1989).

Schiste à grunérite (Lsg)

Seul un affleurement de cette unité fut observé dans la partie SE du Lamarche (UTM 443600E, 6782550N) où il est séparé par environ 100 m de mort-terrain du socle archéen.

Le schiste à grunérite montre une couleur variant de beige à brun en surface d'altération et gris jaunâtre à rouille en surface fraîche.

Les constituants sont la grunérite, le quartz, la sidérite, la stilpnomélane et la goéthite.

La grunérite se retrouve sous forme d'agrégats de fins cristaux aciculaires de 0,1 à 20 mm de longueur (figure 29).

La stilpnomélane forme des cristaux allongés, de 0,1 à 5 mm de longueur, souvent orientés aléatoirement (figure 30).

La sidérite et la goéthite sont toujours intimement liées, la goéthite remplaçant la sidérite le long de fractures et des plans de macles et dans plusieurs cas cernant complètement la sidérite (figures 29 et 30).

Le quartz granoblastique forme une matrice pour les autres minéraux (figure 31).

L'affleurement est caractérisé par une alternance de bandes de 2 à 10 cm d'épaisseur de ton pâle (riches en quartz et grunérite) et foncé (riches en stilpnomélane, sidérite et goéthite). Ces minéraux ne sont pas distribués de façon homogène dans ces bandes ; ils se concentrent à l'intérieur d'amas lenticulaires d'échelle millimétrique.

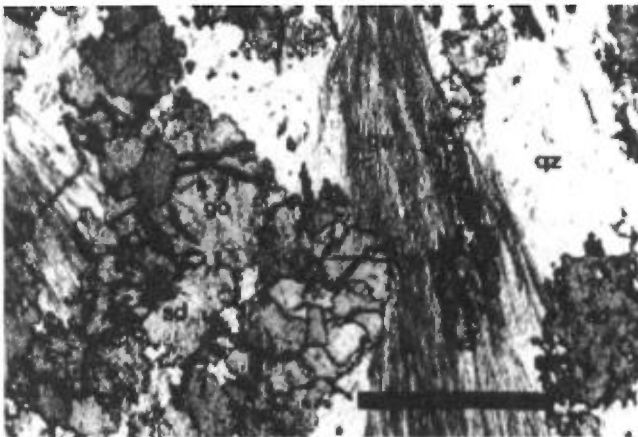


FIGURE 29 - Microphotographie en lumière naturelle du schiste à grunérite (Lsg), montrant des cristaux aciculaires de grunérite (gu) orientés parallèlement et entourés de quartz (qz) et de grains xénomorphes de sidérite (sd) partiellement remplacée par de la goéthite (go) le long de leur bordure et des plans de macles. L'échelle est égale à 1 mm. Sous-Groupe de Lamarche.



FIGURE 30 - Microphotographie en lumière polarisée de schiste à grunérite de la figure 29 où des cristaux allongés de stilpnomélane (so), présents dans la moitié droite de la photo, s'orientent aléatoirement dans une matrice de quartz. Les grains de sidérite, de couleur noire sur cette photo, ont été complètement remplacés par de la goéthite. L'échelle est égale à 1 mm.

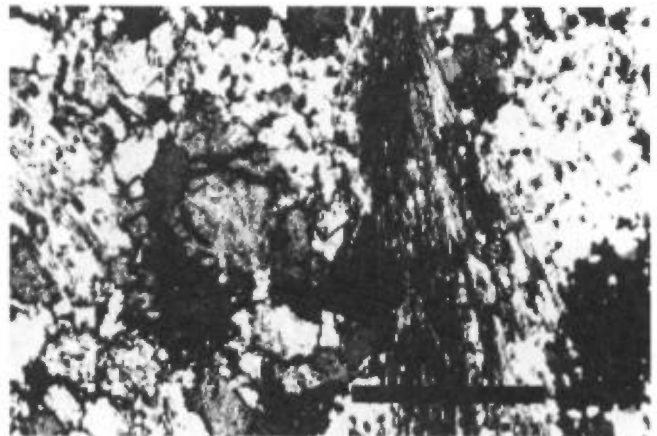


FIGURE 31 - Microphotographie identique à la figure 29 en lumière polarisée d'un schiste à grunérite (Lsg), riche en stilpnomélane, où la nature granoblastique du quartz est clairement visible. L'échelle est égale à 1 mm. Sous-groupe de Lamarche

Formation de fer (Lffe)

Le seul affleurement de cette unité (UTM 444850E, 6782350N) se trouve stratigraphiquement plus élevé et à un kilomètre à l'E du schiste à grunérite. Les contacts avec les autres unités du Sous-groupe de Lamarche n'ont pas été observés. La formation de fer est laminée montrant une alternance de trois types de bandes distinctes, de 0,5 à 10 cm d'épaisseur (figures 32 et 33).

1) Des bandes blanchâtres composées presque uniquement de quartz accompagné de quantités mineures de grunérite, stilpnomélane et sidérite ; elles forment 25 % du volume de cette unité. Ces bandes sont typiquement en relief positif et souvent démembrées en boudins.

2) Des bandes de couleur brun-rouge foncé, composées surtout de stilpnomélane et grunérite accompagnées de

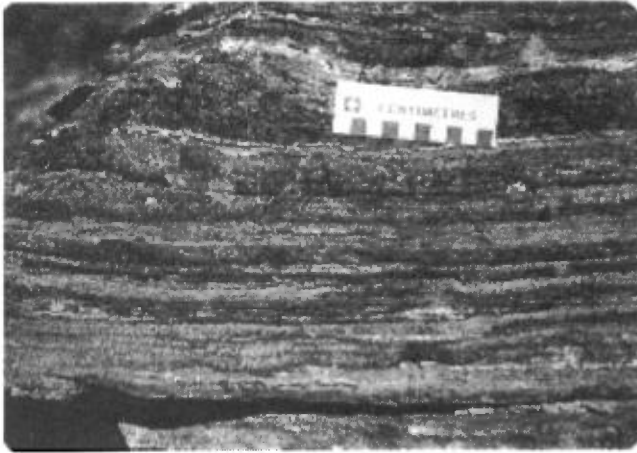


FIGURE 32 - Formation de fer (Lffe) montrant une alternance de bandes de couleur orangée, en relief négatif, riches en carbonates de fer avec des bandes de couleur brun-rouge, en relief positif, de silicates de fer. Les bandes de couleur blanchâtre, en relief positif, formées de chert recristallisé, ne constituent qu'une faible portion de la formation de fer à cet endroit.

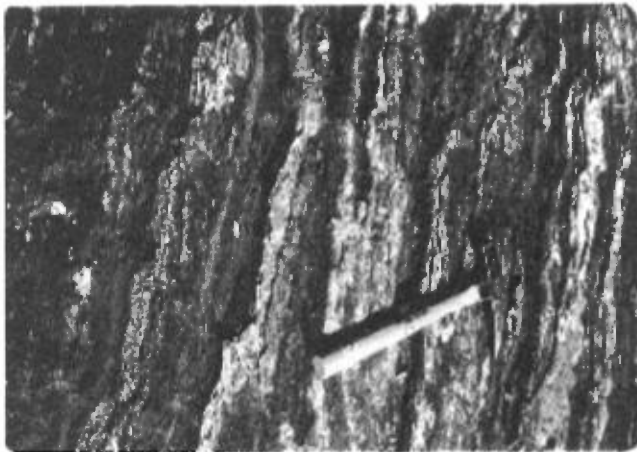


FIGURE 33 - Formation de fer (Lffe) riche en interlits blanchâtres de chert recristallisé, Sous-groupe de Lamarche. L'ordre d'abondance des unités qui la constituent est à l'inverse de celui de la figure précédente. Les horizons blanchâtres de chert sont plus abondants que ceux formés de silicates de fer. Les horizons de carbonates de fer forment nettement l'unité la moins abondante.

sidérite forment 20 % de la roche. Ces lits sont en relief positif, quoique moindre que celui des bandes riches en quartz.

3) Des bandes de couleur rouille se composent de sidérite et goéthite avec des quantités mineures de quartz, grunérite et stilpnomélane ; elles forment 55 % de la roche. Ces lits se présentent spécifiquement en relief négatif.

Les contacts entre les trois types de bandes sont parfois transitionnels, particulièrement les types 1 et 2, mais généralement, ils sont nets.

L'abondance de lits de carbonates de fer vis-à-vis les autres types de sédiments ferrugineux est caractéristique

de la région du lac Hubert, car la séquence de sédiments ferrugineux stratigraphiquement équivalente, située à 10 km à l'E (Moorhead, 1986a, 1989), comprend surtout des lits riches en quartz et silicates de fer. Les horizons riches en carbonates de fer ne forment qu'une partie minime de la stratigraphie de l'assemblage ferrugineux situé plus à l'E.

Les affleurements de cette unité ne renferment pas de schistosité pénétrante bien développée.

Les intrusions prétectoniques du Sous-groupe de Lamarche :

A l'échelle de la Fosse de l'Ungava, les intrusions du Sous-groupe de Lamarche se caractérisent par une multitude de filons-couches de gabbro, formant des crêtes allongées, d'épaisseurs généralement inférieures à 300 m et continues latéralement sur plusieurs kilomètres.

Gabbros (3)

Dans les parties centrale et occidentale du Lamarche de la région du lac Hubert, les affleurements de gabbro ont des formes arrondies ou lenticulaires ne dépassant pas généralement 500 m et de faible extension latérale (1 km maximum). La disposition particulière de ces gabbros, restreinte à ce secteur, est probablement due à un démembrement tectonique des filons-couches originalement de forme tabulaire. C'est d'ailleurs dans cette portion de la Fosse que la puissance du Sous-Groupe de Lamarche est la plus restreinte. Le manque d'affleurements entre les collines de gabbro se permet pas de définir avec précision la forme des filons-couches, ils ont donc été regroupés au sein d'une bande. Si l'interprétation de démembrement structural est exacte il doit y avoir plusieurs horizons de phyllades ou de siltstones entre les affleurements de gabbro. La granulométrie de taille moyenne, typique des filons-couches de gabbro d'épaisseurs généralement inférieures à 300 m du Lamarche, indique également qu'il est fort peu probable que cette bande de gabbro d'épaisseurs apparentes de 1 à 3 km ne renferme qu'un seul filon-couche.

Dans la portion orientale de la région, les filons-couches de gabbro du Sous-groupe présentent une morphologie plus rectiligne, caractéristique du Lamarche dans les autres secteurs de la Fosse.

Leur patine est généralement de couleur vert foncé, la surface fraîche ayant une couleur vert-grisâtre de ton variable.

Les filons-couches de gabbro comprennent de minces bordures figées (2 à 40 cm). La granulométrie des minéraux varie de 0,1 mm près de ces zones à plus de 3-4 cm dans la partie interne de certains filons.

Dans la grande majorité des filons-couches, les minéraux primaires, le plagioclase et le pyroxène, ont été complètement recristallisés en actinote et clinozoisite respectivement. Dans les filons-couches de plus grande épaisseur, les contours originels des pyroxènes et des plagi-

clases peuvent encore être discernés. Localement les macles du plagioclase calcique originel sont facilement visibles. Une texture subophitique est évidente sur plusieurs affleurements de ces filons-couches.

L'assemblage minéralogique complet des gabbros du Lamarche comprend l'actinote, l'albite, la clinozoïsite et le sphène, qu'accompagnent localement du quartz, leucoxène, apatite, biotite, calcite, et pyrrhotite.

Les intrusions post-tectonique (Hadrymien ?) du Sous-groupe de Lamarche

Diabase (dia)

Dans la partie occidentale du Lamarche, un dyke de diabase massive de quelques mètres de largeur recoupe un des filons-couches de gabbro (UTM 413239E, 6781690N). La patine a une couleur brunâtre et la surface fraîche présente une couleur verte très foncée. Ce dyke renferme un assemblage de plagioclase et clinopyroxène (partiellement pseudomorphisé en actinote-biotite) affichant une texture subophitique. La paragenèse se complète par les phases suivantes: sphène-chlorite-calcite-épidote-minéraux opaques.

Ce dyke est clairement tardif par rapport aux filons-couches de gabbro du Lamarche, autant par sa nature discordante que par la meilleure préservation de sa minéralogie primaire. Sa mise en place est peut-être contemporaine aux dykes hadryniens présents à l'W de la région du lac Hubert (Moorhead, 1988).

Sous-groupe de Beauparlant (B) (Lamothe *et al.*, 1984)

Description générale :

Ce Sous-groupe forme la portion supérieure de la stratigraphie du Groupe de Povungnituk. Il se caractérise par un empilement de coulées massives à coussinées de basalte tholéïtique d'affinité continentale (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Picard 1989a, b) interstratifié de minces horizons de phyllade, siltstone, grès et brèche volcanique, recoupé par de nombreux filons-couches de gabbro. Les coulées massives prédominent à la base de l'empilement, alors que les coulées coussinées ont la préséance dans sa partie supérieure. Dans la partie orientale de la région, les basaltes de ce sous-groupe semblent reposer en contact stratigraphique sur la séquence sédimentaire du Lamarche, les affleurements sont épars et peu nombreux dans les portions centrale et occidentale ; néanmoins, il semble qu'à ces endroits le Beauparlant chevauche le Lamarche le long de la faille (f).

L'empilement basaltique de Beauparlant est recoupé par plusieurs failles de chevauchement qui répètent la stratigraphie interne du sous-groupe.

Les basaltes de Beauparlant sont surmontés, dans la partie occidentale du secteur, par un assemblage de siltstone, phyllade et ardoise interstratifié de tufs lités et à

lapillis. La portion orientale de l'empilement de basalte est surmontée par un édifice de tufs à lapillis et à blocs lui-même coiffé par des siltstones et des phyllades. L'assemblage surmontant les basaltes est découpé par une faille de chevauchement. Le toit de cette faille comprend les unités de cet assemblage qui sont fortement injectées de filons-couches, localement différenciés, de composition mafique à ultramafique, surmonté par l'empilement volcanique de Chukotat. Les filons-couches sont aussi présents dans les unités du mur de la faille.

La portion strictement volcanoclastique, composée de tufs à lapillis et à blocs, de l'assemblage coiffant les basaltes du Beauparlant s'amenuise d'E en W de façon marquée dans la région du lac Hubert. Dans la partie occidentale du secteur cartographié, les volcanoclastites sont de nature épicastique et ne représentent plus qu'une fraction de l'épaisseur qu'elles occupent au même niveau stratigraphique dans la région adjacente à l'E (Moorhead, 1986a, c, 1989).

Le Sous-groupe de Beauparlant de cette région, ainsi que dans toute la partie occidentale de la Fosse (Taylor, 1982 ; Picard, 1989b), se caractérise par l'absence d'interlits de volcanites felsiques telles les rhyolites et, localement, par la présence des andésites potassiques et des basaltes ankaramitiques observés sporadiquement dans les secteurs plus à l'E (Hynes et Francis, 1982 ; Taylor, 1982 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Roy, 1985 ; Picard 1985, 1989a ; Moorhead 1986a, 1989).

Caractéristiques aéromagnétiques

Le Sous-groupe de Beauparlant comprend plusieurs ensembles affichant des caractéristiques magnétiques singulières. L'assemblage sédimentaire/volcanoclastique-épicastique au sommet du Sous-groupe renferme des crêtes magnétiques de forme lenticulaire, de 500 à 800 m de largeur sur environ 2 km de longueur, qui s'enchaînent sur des distances entre 4 et 15 km (Commission géologique du Canada (cartes n° 8772G et 8773G, 1981). Les anomalies, de 300 à 1500 gammas, correspondent généralement à la présence de filon-couches de péridotite. Une anomalie de forme irrégulière de 100 à 240 gammas couvre la majeure partie de l'unité volcanoclastite de lapillis et blocs carbonatisés dans la partie NE du Sous-groupe (Commission géologique du Canada, carte 8773G, 1981).

La partie supérieure-est de l'assemblage basaltique du Sous-groupe renferme quatre crêtes magnétiques de 500 à 1000 m de largeur et de 3 à 28 km de longueur (Commission géologique du Canada, carte n° 8773G). Les anomalies varient de 300 à 1500 gammas. L'anomalie la plus au S semble correspondre à un horizon volcanoclastique. Les trois plus au N se retrouvent au sein d'une séquence de coulée de basalte. Aucune particularité n'a été décelée lors de nos cheminements. Vu la densité d'affleurements relativement modeste du secteur, la présence de filons-couches ne peut être exclue. Le reste de l'empilement de

basalte se caractérise par un relief magnétique atténué, avec quelques crêtes de faible amplitude allongées parallèlement à la stratification.

Basaltes (Bba)

L'empilement volcanique du Sous-groupe de Beauparlant est asymétrique dans l'abondance relative des différents types de coulées et l'intensité de la déformation pénétrante entre ses parties inférieure et supérieure.

La partie inférieure du Sous-groupe de Beauparlant

Cette portion se distingue par la prépondérance de coulées massives sur les coulées coussinées et le développement intense de la déformation pénétrante. Les affleurements de coulées massives sont généralement fortement cisailés et ne présentent que très peu de structures primaires, telles les brèches sommitales, les contacts entre les coulées individuelles et leurs bordures de trempe respectives. Les flancs S et/ou N de plusieurs affleurements montrent une granulométrie plus fine que leur partie centrale, indiquant que certains de ces derniers pourraient être des exemples de coulées individuelles. Plusieurs de ces affleurements sont par contre trop étendus pour ne représenter qu'une seule coulée. Là où les contacts entre les coulées individuelles ont été définis par la présence de brèches sommitales ou de bordures de trempe, leur puissance varie de 2 à 40 m, ceci n'excluant pas la présence d'horizons plus épais.

La granulométrie des portions centrales des coulées massives est telle que ces dernières se discernent mal des filons-couches hypovolcaniques de microgabbro qui recoupent la base de l'empilement volcanique du Beauparlant. Les caractéristiques suivantes ont été utilisées pour les différencier :

Coulées de basalte massives

- 1) Bordures de trempe d'épaisseur asymétrique (la bordure supérieure étant la plus grande)
- 2) Surfaces sommitales montrant :
 - surfaces ondulantes et surfaces en croûte de pain
 - présence d'hyaloclastites
 - présence d'amygdales sous la bordure de trempe
 - présence de brèches sommitales
 - un passage transitionnel vers des tubes d'écoulement et/ou coussins
- 3) Présence de joints polygonaux plus ou moins bien développés

Gabbros hypovolcaniques

- Bordures de trempe plus minces et symétriques
- Surfaces sommitales généralement planes ou très légèrement ondulante

- Joints polygonaux généralement absents

4) Distribution hétérogène, Distribution plus homogène verticale et latérale, dans la de la granulométrie des granulométrie des minéraux minéraux

Dans la portion inférieure du Sous-groupe, les coulées coussinées sont communément difficiles à reconnaître, les coussins étant dans plusieurs cas complètement transposés dans le plan de la schistosité majeure (S₁). Souvent, à ces endroits, les coulées coussinées ne sont identifiables que par la présence de cavités intra et intercoussins remplies de minéraux secondaires tels la calcite et le quartz. Les coulées massives, même quand elles ont subi un fort taux d'aplatissement, ne présentent guère de cavités d'échelle centimétrique, remplies de minéraux secondaires. Aux endroits où ils peuvent être reconnus, les coussins apparaissent le plus souvent sous forme de galettes ayant communément un rapport d'aplatissement de 1:5 et localement jusqu'à 1:10. Localement, un étirement des coussins fut noté ; celui-ci est grossièrement parallèle à l'étirement minéralogique, généralement défini par l'actinote, présent dans ces mêmes coulées.

Sur la patine d'altération, les basaltes présentent généralement une couleur vert clair à moyen et parfois rougeâtre due à la présence locale de pyrrhotite disséminée. En surface fraîche, une couleur vert foncé est communément observée.

Les basaltes de la partie supérieure du Beauparlant

Cette portion du Sous-groupe de Beauparlant se caractérise par l'abondance des coulées coussinées sur les coulées massives et par une déformation moins intense des unités que celle observée à la base du Sous-groupe. Les contacts entre les différents types de coulée sont aisément reconnus.

Les coulées massives sont marquées par des sommets à grain très fin et, localement, par de minces horizons bréchiqes généralement de l'ordre de un mètre d'épaisseur ainsi que par la présence sporadique d'amygdales, de 0,5 à 6 mm de diamètre, remplies par l'assemblage minéralogique chlorite-carbonates ± pyrrhotite. Le coeur de ces coulées est typiquement grenu, la dimension des minéraux étant grossièrement proportionnelle à la puissance des coulées.

Les coulées coussinées ont des dimensions comparables à celles observées pour les coulées massives ; celles ayant une puissance d'environ 10 m ou plus présentent une extension latérale de quelques centaines de mètres. Les contacts entre les coulées coussinées se reconnaissent aisément. Ils sont communément nets mais des contacts transitionnels marqués par la présence de tubes d'écoulement et de lobes se rattachant aux coulées massives ont également été notés. En coupe, les tubes ressemblent à de grands coussins légèrement aplatis.

À quelques endroits, les coussins renferment des cavités intracoussins de forme tabulaire, généralement simples mais localement multiples, remplies de calcite et

quartz (figure 34). Cette texture est généralement plus abondante et mieux préservée dans les basaltes coussinés du Groupe de Chukotat (figure 35). L'hypothèse la plus vraisemblable pour l'origine de ces cavités tabulaires serait qu'elles proviennent de l'évacuation partielle des tubes d'écoulement et/ou coussins, ce qui résulterait en une baisse du niveau de magma contenu dans ces derniers, accompagné de l'entrée de l'eau de mer par le biais de fractures. Le magma, à l'intérieur des tubes et/ou coussins, entrant en contact avec l'eau de mer, fige sous la

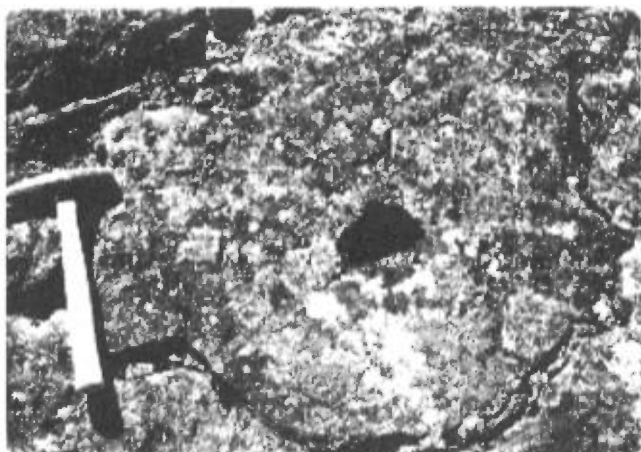


FIGURE 34 - Coussin de basalte déformé, présentant une cavité interne de forme arrondie et une bordure externe dentelée, où la schistosité S_1 s'est développée à angle avec le litage originel. Partie supérieure du Sous-Groupe de Beuparant. La forme arrondie de la cavité intracoussin, en relief négatif dans le centre de coussin, ainsi que la bordure externe dentelée de coussin sont des traits typiques de déformation où la schistosité pénétrative est à angle avec le litage tel qu'il a été défini par les cavités internes de coussin. Ces cavités tabulaires ont été aplaties perpendiculairement à leur plus grand axe, formant ainsi des cavités de forme grossièrement équidimensionnelle, généralement arrondies.

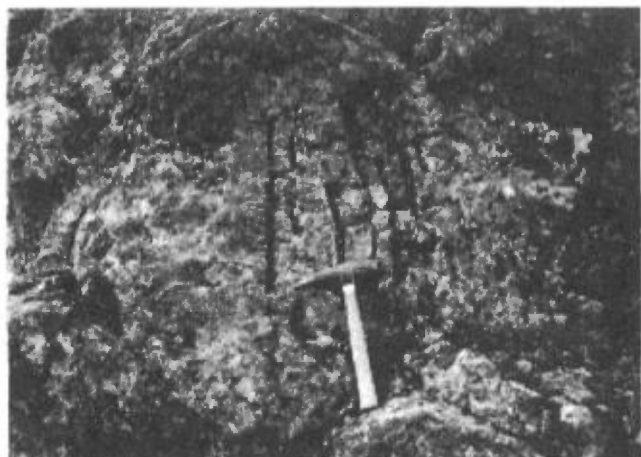


FIGURE 35 - Section à travers un coussin montrant plusieurs cavités intracoussins de forme tabulaire remplies de calcite et de quartz. Elles se concentrent dans la tranche supérieure du coussin, les cavités les plus près du sommet stratigraphique (vers la droite de la photo) sont de forme convexe, étant donné que la forme de leur plafond était contrôlée par la forme arrondie du coussin lui-même. Groupe de Chukotat.

forme du plancher rectiligne qui caractérise ces cavités. Ce processus peut se répéter plusieurs fois et former ainsi les cavités tabulaires intracoussins multiples localement observées. Vu leur mode de formation, ces cavités constituent un excellent critère de polarité, car elles se forment toujours dans la partie supérieure des coussins, avec un toit généralement convexe vers le sommet stratigraphique (figure 35). Le plancher de ces cavités représente un excellent paléohorizon, ce qui devient très utile aux endroits où les contacts entre les coulées individuelles sont soit difficiles à percevoir, ou ont été transposés dans le plan de la schistosité majeure.

La dimension et la morphologie des coussins sont très variables, se chiffrant entre 15X15X15 cm à 5X2,5X4 m, la profondeur de ces derniers n'étant que rarement observée le long de coupes perpendiculaires à la stratification. De manière générale, la sphéricité des coussins diminue avec l'augmentation de la taille de ces derniers, le nombre ainsi que le degré de développement des pédoncules dans la partie inférieure des coussins augmentent aussi avec la dimension des coussins. Lors de leur mise en place, tous les coussins sont de nature semi-rigide. Par contre, les coussins de plus faible dimension refroidissent plus rapidement que ceux de plus forte taille ; ainsi, ils disposent de moins de temps pour épouser la forme des coussins sous-jacents. Des cavités intercoussins, de forme grossièrement triangulaire, se rencontrent communément entre les coussins, particulièrement ceux de plus faibles dimensions. Elles sont remplies par l'assemblage de minéraux secondaires : quartz - carbonates \pm chlorite \pm pyrrhotite.

En coupe, les coussins présentent une bordure aphanitique de 2 cm d'épaisseur, une zone susjacent d'environ 10 cm d'épaisseur à grain très fin et une partie centrale, de dimension variable, plus grenue. La portion centrale plus grenue est absente dans les coussins de plus faible dimension. La zone sous-jacente à la bordure de trempé renferme dans de nombreux cas des amygdales, de 0,5 à 6 mm de diamètre, remplies de chlorite \pm carbonates \pm pyrrhotite. Ces amygdales se concentrent, de façon très grossière, dans la partie sommitale des coussins. Par contre, plusieurs coussins contiennent des amygdales le long de l'ensemble de leurs bordures. Les amygdales peuvent ainsi servir de critère de polarité approximatif, mais beaucoup moins fiable que les cavités tabulaires intracoussins.

Minéralogie :

Des cristaux prismatiques à microlitiques de plagioclase ont été reconnus localement dans les coussins. En lame mince ils sont partiellement remplacés par un agrégat d'albite, clinzoïsite et calcite. La mésostase est formée d'actinote fibreuse, d'épidote et de sphène xénomorphe ou en agrégats polycristallins et d'albite \pm quartz microblastique localement accompagnés de calcite, séricite et pyrrhotite.

Les basaltes riches en calcite sont généralement pauvres en minéraux mafiques.

Les unités sédimentaires et volcanoclastiques

Les sédiments du Sous-groupe de Beauparant ne représentent qu'une faible portion de la stratigraphie (< 5%). Ils se présentent sous deux ensembles :

1) Interlités avec les coulées de basalte et les filons-couches de gabbro

2) Surmontant l'empilement volcanique et interlités avec des roches volcanoclastiques de nature épyclastique.

Les sédiments interlités dans l'empilement volcanique seront décrits en premier lieu.

Phyllades (Bph)

L'empilement volcanique du Beauparant comprend quelques rares interlits de phyllade et d'ardoise. Les affleurements de cette unité ne dépassent guère l'échelle de quelques mètres et se présentent souvent de façon isolée dans des zones de mort-terrain.

En contraste avec la région du lac Hubert, la région adjacente à l'W (Moorhead, 1988) comprend des zones où l'empilement volcanique est exposé de façon presque continue. À ces endroits, plusieurs minces interlits (≤ 10 m) de phyllade et d'ardoise pyriteuse ont été notés. En somme, les horizons de phyllade et d'ardoise sont probablement plus nombreux dans la région du lac Hubert que ceux indiqués sur nos cartes, vu le manque de zones d'affleurements continus ainsi que la faible résistance à l'érosion de ces unités sédimentaires. Une autre hypothèse serait que l'épanchement des basaltes dans cette région s'est fait de façon plus continue que dans le secteur à l'ouest, ne laissant pas l'opportunité à la sédimentation pélagique ambiante de s'accumuler. Le manque d'affleurements continus exclut la possibilité de vérifier la véracité de cette hypothèse.

La patine d'altération de cette unité est fréquemment de couleur brun-rougeâtre due à l'oxydation de la pyrrhotite-pyrite disséminée à l'intérieur de celle-ci. La surface fraîche montre typiquement une couleur noir à gris foncé.

Des interlits de 3 cm d'épaisseur de chert grisâtre furent notés sur un affleurement (UTM 409750E, 6790800N). Des veines de quartz d'échelles centimétrique à décimétrique recoupent généralement cette unité.

Un affleurement (UTM 442800E, 6792300N), situé près de la limite E de la région, présente les caractéristiques suivantes : des micros filons-couches de gabbro, de 1 à 10 m d'épaisseur se sont injectés de façon régulière à une échelle métrique dans une séquence de phyllade-ardoise très oxydée. Des basaltes massifs surmontent cet assemblage typique de la partie inférieure du Beauparant ou de la partie sommitale de Lamarche.

Siltstone et grès (Bsg)

Les grès forment la portion dominante de cette unité. Les horizons de siltstones et grès affleurent à deux endroits dans le Sous-groupe de Beauparant :

1) Interlités avec des coulées de basalte à la base de la partie occidentale de l'empilement volcanique le long du toit de la faille. À cet endroit (UTM 418700E, 6784950N), deux horizons de 7 à 15 m d'épaisseur de grès quartzifère renfermant des grains de quartz bleuté sont recoupés par une multitude de veines de quartz stérile de 0,5 à 50 cm, les plus épaisses étant continues sur des distances de quelques mètres. Un autre affleurement situé à 8 km à l'ouest (409650E, 6782000N), dans l'extension latérale du premier, présente généralement les mêmes aspects, sauf pour une matrice plus argileuse caractérisée par la présence de biotite.

2) Surmontant le sommet de l'intrusion de gabbro de grande dimension, situé dans la portion centrale du Beauparant. Des affleurements (433300, 6792500N) de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur se caractérisent par l'alternance d'horizons, de 1 à 15 m d'épaisseur, de grès et de siltstone quartzifère massif renfermant des grains détritiques de quartz bleu, avec des tufs mafiques fins et à lapillis (Bbv). Des fragments de 0,5 à 3 cm de diamètre, étirés dans le plan de la schistosité, ont été notés dans les tufs à lapillis. Cet assemblage est surmonté par des coulées de basalte.

Volcanoclastites

Brèche volcanique (Bbv)

Les roches volcanoclastiques interlitées au sein de la séquence de coulées de basalte ne représentent qu'une très faible portion ($\leq 1\%$) de l'empilement volcanique du Beauparant, ce qui est typique des séquences de basalte présentes dans les plaines abyssales sous-marines modernes. Elles se constituent de brèches volcaniques sous forme de 1) sommet bréchiq sur les coulées de basalte massives, ayant généralement moins de 2 m d'épaisseur (figure 36), ou sous forme de 2) coulées bréchiq atteignant quelques dizaines de mètres d'épaisseur, ces dernières se rencontrant dans la partie sommitale du Beauparant.

Les deux types de brèche volcanique présentent les mêmes caractéristiques : elles sont constituées d'un matériel fragmentaire de composition basaltique, angulaire à subangulaire, de 0,2 à 40 cm de diamètre. Le rapport de fragments à matrice est très élevé; cette dernière est formée surtout de chlorite et de carbonates lui conférant son relief négatif sur les surfaces d'affleurements (figure 37).

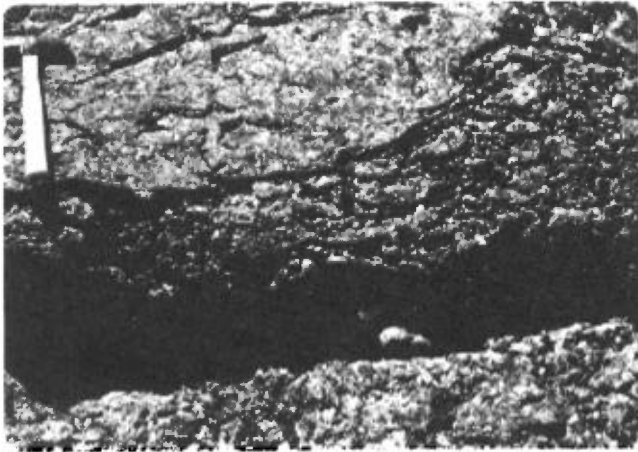


FIGURE 36 - Coulée bréchique d'épaisseur restreinte surmontant une coulée coussinée (partie supérieure de la photo) dans la partie supérieure du Sous-groupe de Beuparlant. La matrice est très riche en chlorite et carbonates secondaires lui conférant son relief négatif.

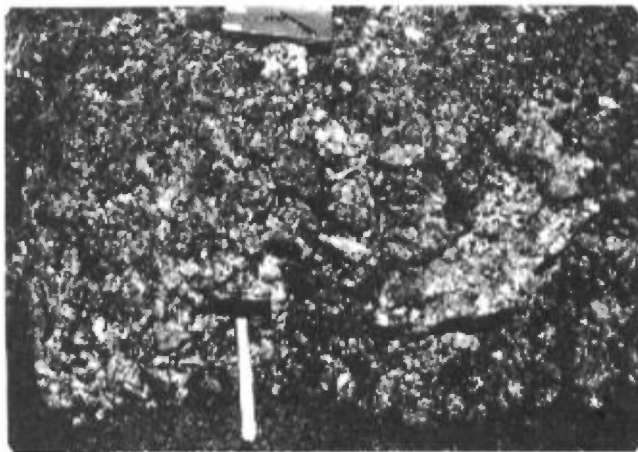


FIGURE 37 - Brèche volcanique renfermant des fragments très angulaires de basalte massif et coussiné reposant dans une matrice riche en chlorite et calcite. Sous-groupe de Beuparlant.

Tufs à lapillis et à blocs (Btlb)

Une écaille de 12 sur 2,5 km, composée de tufs à blocs et à lapillis, coiffe la portion orientale de l'empilement de coulées de basalte ; au sein de celle-ci, les affleurements sont épars et souvent sous forme de blocs déplacés par le gel. Cette écaille représente l'extension latérale d'un important édifice de roches volcanoclastiques, de nature proximale, qui surmonte les basaltes du Beuparlant dans le secteur adjacent à l'E (Moorhead, 1986a, c, 1989).

Les affleurements de tufs à lapillis et à blocs sont typiquement massifs, les contacts entre les différents lits de ces tufs n'ayant que rarement été observés. Un litage très grossier est localement marqué par la transition entre les tufs à lapillis et les tufs à blocs et par des interlits de basalte.

Les fragments sont anguleux à subarrondis, de 0,2 à 12 cm de diamètre, et fréquemment aplatis dans le plan de la schistosité majeure (figures 38 et 39). Ils se composent, en ordre d'importance décroissante, de basalte aphanitique, de basalte vésiculaire, de basalte grenu, de lave felsique, de cristaux de plagioclase, de gabbro et de chert. La matrice est typiquement riche en chlorite et carbonates de fer qui lui confèrent sa couleur brunâtre ainsi que son relief négatif sur la patine d'altération. Plusieurs tufs ont une matrice ainsi que des fragments fortement carbonatisés.

Des coulées massives et coussinées de basalte vésiculaire ont été notées en un endroit au sein d'un champ d'affleurements épars de tufs à blocs et à lapillis. Des intrusions de gabbro recoupent également cette unité volcanoclastique.



FIGURE 38 - Niveau de tuf à blocs (Btlb) de l'unité volcanoclastique située dans la partie sommitale et orientale du Beuparlant où des fragments, généralement subarrondis, sont aplatis parallèlement au plan de schistosité majeur (S_1). Plusieurs fragments de basalte sont fortement vésiculaires, notamment celui directement sous l'échelle sur cette photo ; ils reposent dans une matrice très riche en carbonates secondaires.



FIGURE 39 - Niveau de tuf à lapillis (Btlb), comprenant des fragments de basalte aplatis dans le plan de schistosité (S_1).

Siltstone, phyllade, ardoise et volcanoclastites (Bspav)

Dans la région, cette unité coiffe l'empilement de couches de basalte du Beuparlant sur presque toute sa longueur sauf dans sa partie orientale où un assemblage de tufs à lapillis et à blocs couvre les basaltes. L'unité de tufs est elle-même recouverte par des siltstones et des phyllades appartenant à l'unité Bspav. Cette dernière est l'hôte de plusieurs filons-couches de composition mafique à ultramafique, localement différenciés, qui confèrent à l'unité une plus grande épaisseur apparente.

Les roches sédimentaires forment plus de 75 % de l'ensemble de cette unité, le reste consistant en volcanoclastites épiciastiques. Les parties orientale et occidentale de Bspav renferment surtout des horizons sédimentaires, alors que la portion centrale comprend des séquences de siltstone et phyllade ardoisière interlitées de nombreux horizons de tufs à cendres et d'épiclastites (siltstones volcanogènes) litées et à lapillis.

Siltstones (Bspav)

Les siltstones forment la composante la plus importante des roches sédimentaires. Les affleurements se caractérisent par des lits individuels de 0,2 à 7 cm d'épaisseur où des structures telles que des lits granoclassés (figure 40), souvent marqués par des plans de clivage réfractés et des structures de charge ont été notées localement (figure 41). Les sommets stratigraphiques sont presque sans exception vers le N.

Sur la patine d'altération, les siltstones présentent généralement une couleur gris à gris-vert de tons variables ; en surface fraîche, ils sont de couleur semblable, mais de ton plus foncé.

Il faut souligner qu'il y a une gradation complète entre la couleur des patines d'altération des siltstone (grisâtre) et des tufs (verdâtre) à l'intérieur de l'assemblage **Bspav** au sommet du Beuparlant. Il devient très difficile de les distinguer à plusieurs endroits le long de la rivière Chukotat. La patine grisâtre des siltstones serait due à une abondance de matériel sialique et la couleur plus verdâtre des tufs épiciastiques à une abondance de matériel volcanogène de composition mafique. Il faut noter que les siltstones et les tufs épiciastiques renferment en plusieurs endroits les mêmes textures de dépôts turbiditiques indiquant qu'ils ont été déposés par les mêmes processus sédimentaires. Les tufs épiciastiques peuvent être désignés dans de nombreux cas comme des siltstones volcanogènes.

Les séquences de siltstones et la majorité des dépôts de tufs épiciastiques représentent probablement les dépôts laissés derrière, dans un bassin proto-océanique relativement profond, par les portions distales des courants turbiditiques provenant d'un talus le long de la marge continentale.

Phyllades, ardoises (Bspav)

Des niveaux de phyllade et d'ardoise, de quelques centimètres à quelques mètres d'épaisseur, s'intercalent dans

les séquences de siltstone litées. Les affleurements comportent un clivage serré et très bien développé et typiquement peu de structures primaires sauf quelques laminations, le litage étant généralement reconnu par des interlits de siltstone ou de tuf (figure 42).

La patine d'altération tout comme la surface fraîche sont typiquement noires ou grises très foncées, avec plusieurs zones oxydées dues à la présence de pyrite disséminée (<3 %).

En lame mince, le quartz et l'albite limpide grossièrement granoblastique dominant. Ils sont accompagnés de muscovite, de graphite, d'épidote ± sphène-tourmaline-pyrrhotite-pyrite-oxyde de fer. Une schistosité de crénulation définie par le graphite, la muscovite et les oxydes de fer ± sphène est localement visible.

Les horizons de phyllade et ardoise reflètent probablement des périodes où la sédimentation pélagique eut l'oc-

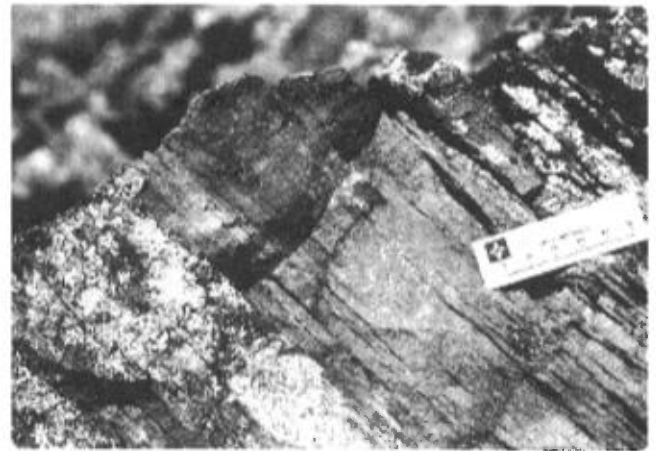


FIGURE 40 - Siltstone de l'unité Bspav de la partie sommitale du Beuparlant montrant un granoclassment inverse, où la proportion de micas et de graphite augmente vers le sommet du lit, lui donnant une couleur plus foncée que la base du lit, plus riche en quartz.



FIGURE 41 - Structures de charge dans une séquence de siltstone lité (Bspav) surmontant les basaltes du Beuparlant, le long de la rivière Chukotat

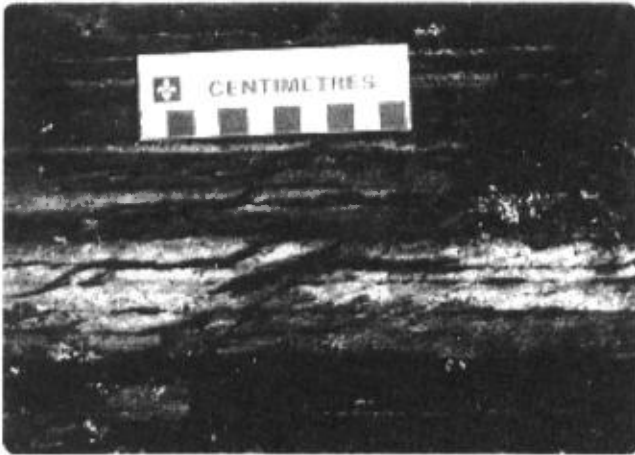


FIGURE 42 - Interlits de tuf fin, de couleur beige, au sein d'un niveau d'ardoise noire situé dans l'assemblage volcanoclastique-sédimentaire (Bspav) au sommet du Beuparlant. La schistosité S, est à angle avec le litage dans cet affleurement.

casion de s'accumuler lors de périodes d'accalmie des courants turbiditiques.

Siltstones, mudstones et phyllades pyriteux

Le sommet de l'assemblage Bspav renferme localement des concentrations de pyrrhotite et de pyrite. Des sédiments riches en sulfures ont été reconnus dans la partie E et W de l'assemblage, typiquement à l'interface avec un filon-couche. Les affleurements sulfurés de la partie E de l'assemblage (UTM 445850E, 6803050N) ont fait l'objet de travaux détaillés par Christian Tremblay au cours de l'été 1987 (Giovenazzo *et al.*, 1991). Des horizons de sulfures massifs (70 % de PO), localement bréchiques, ont été reconnus et contiennent des valeurs anormales en zinc, cuivre, nickel et terres rares légères (Giovenazzo *et al.*, 1991). Ces minéralisations semblent être synchrones à la sédimentation. Les concentrations de terres rares légères dans les sédiments reflètent probablement un apport détritique de l'édifice volcanoclastique au sommet du Beuparlant qui renferme de fortes valeurs en terres rares légères (Giovenazzo *et al.*, 1991). De fortes valeurs en terres rares légères ont été notées dans un échantillon prélevé dans la partie supérieure de la grande intrusion de gabbro dans la partie centrale du Beuparlant. Les liquides de cristallisation tardive auraient pu être expulsés de la chambre magmatique sous forme de tufs et se déposer au sein de l'unité Bspav au sommet du Beuparlant.

Il faut noter que des sédiments sulfurés de même nature au même niveau stratigraphique ont été reconnus plus à l'W (Airth, 1933 ; Gunning, 1934 ; Moorhead, 1988 ; Togola, 1989, 1992 ; Barrette, 1991) et à l'E (Moorhead, 1986a, 1989 ; Giovenazzo *et al.*, 1991). La minéralisation en PO avec des teneurs anormales en Zn, Cu, Ni et terres rares légères semble former un horizon plus ou moins continu sur plus 130 km. Vu le faible taux d'affleurements

des unités sédimentaires de l'assemblage Bspav dans la région du lac Hubert, il est fort probable qu'il existe d'autres horizons riches en sulfures. La forte concentration d'anomalies électromagnétiques dans l'unité Bspav témoignent peut-être de la présence de sulfures dans les sédiments (voir cartes de compilation hors texte).

Volcanoclastites (Bspav)

Les horizons de volcanoclastites, formés de tufs fins, lités et à lapillis, prédominent sur les roches sédimentaires dans la portion centrale de cette unité. Ils forment des lits de 0,1 à 20 cm d'épaisseur, généralement massifs ; localement quelques lits faiblement granoclassés furent notés (figure 43). Le litage se caractérise communément par une alternance de laminations mafiques de couleur verdâtre et de laminations plus felsiques, de couleur vert pâle à grisâtre (figure 44). Les lits de quelques centimètres d'épaisseur contiennent localement des frag-

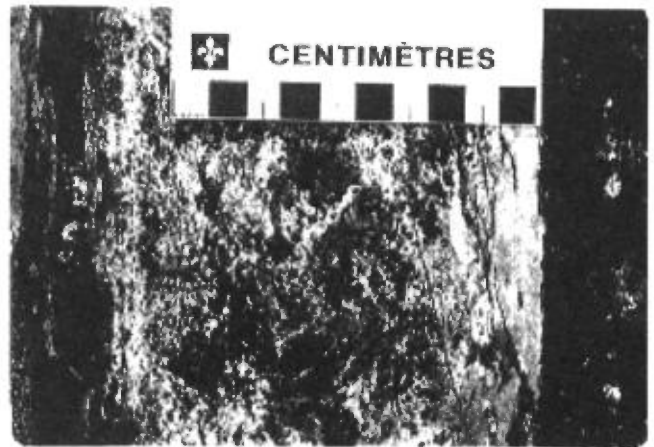


FIGURE 43 - Lit individuel de tuf granoclassé (Bspav) où la partie inférieure (du côté gauche de la photo) renferme des fragments ≤ 3 mm de diamètre, la partie supérieure ne contient pas de fragments discernables à l'oeil nu.



FIGURE 44 - Séquence de tuf fin montrant un litage d'ordre millimétrique à centimétrique, caractérisé par une alternance de lits mafiques et felsiques (Bspav).

ments arrondis à subarrondis de 0,5 à 30 mm de diamètre, la moyenne se chiffrant entre 0,5 et 5 mm (figures 43 et 45). Leur composition est généralement semblable à celle de la matrice ou légèrement plus felsique; ils occupent entre 1 et 20 % du volume de la roche.

En surface altérée les tufs montrent une couleur gris à gris-vert pâle, communément avec une légère teinte brun-rougeâtre ; en surface fraîche, la couleur gris-vert de tons variables prédomine. Dans quelques cas les affleurements de tufs ressemblent aux basaltes fortement cisailés de la partie inférieure du Beauparlant.

En lame mince, les tufs fins se caractérisent par la présence d'albite et de quartz granoblastique accompa-



FIGURE 45 - Tuf à lapillis renfermant des fragments très arrondis de basalte vésiculaire (Bspav).

gnés de chlorite sous forme de grains xénomorphes non orientés, de sphène et d'épidote en agrégats polycristallins. Le litage d'ordre millimétrique est caractérisé par la proportion variable des minéraux mafiques vis-à-vis les minéraux felsiques (figures 46 et 47).

Vu le fort degré d'arrondissement des fragments ainsi que le faible rapport des derniers par rapport à la matrice dans les tufs à lapillis, ces tufs représentent probablement des dépôts volcanoclastiques remaniés et transportés sur une certaine distance de leurs points initiaux de déposition par des courants turbiditiques. La source initiale pourrait être l'important édifice volcanoclastique surmontant les basaltes du Beauparlant plus à l'E (Moorhead, 1986a, c, 1989). Sur plusieurs affleurements la différence entre les siltstones et les tufs est difficile à établir, confirmant la nature épicastique de ces volcanoclastites.

Plusieurs des horizons de tufs fins massifs et lités ne renferment pas de structures typiques des séquences turbiditiques ; ils pourraient représenter des dépôts formés par le biais de tombées de cendres sous-marines. Des minces interlits de tuf fin massifs à l'intérieur des horizons de phyllade et ardoise (partie supérieure de la figure

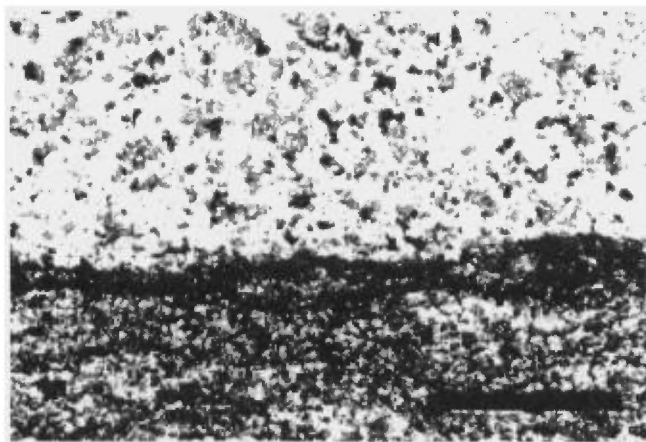


FIGURE 46 - Microphotographie en lumière naturelle d'un tuf lité (Bspav), de la partie sommitale du Beauparlant (similaire au tuf de la figure 42). Le litage est défini par les variations d'abondance des minéraux mafiques et felsiques à l'intérieur des bandes de 1 à 10 mm d'épaisseur. Dans cette photo, un lit plus mafique à la base se caractérise par la prépondérance de minéraux mafiques (chlorite-sphène-épidote) sur les minéraux felsiques (albite-quartz). La partie supérieure de la photo est occupée par un lit felsique où la proportion des minéraux typomorphes est l'inverse de celle du lit mafique sous-jacent. Aucun fragment n'est visible, ils ont tous été recristallisés. L'échelle est égale à 1 mm.

42) indiquent qu'ils se sont probablement déposés sous forme de cendres volcaniques, synchrones à la sédimentation pélagique ambiante caractérisée par les lits de phyllade-ardoise. Les cendres volcaniques viennent probablement des centres explosifs localisés dans la partie supérieure du Sous-groupe de Beauparlant située plus à l'est (Moorhead, 1986c, 1989).

Les intrusions du Sous-groupe de Beauparlant :

L'empilement basaltique

Gabbros (3)

Des filons-couches de gabbro d'épaisseurs variant de 50 à 300 m avec des continuités latérales de quelques kilomètres recoupent l'empilement basaltique du Beauparlant. Les gabbros sont généralement massifs et homogènes, imprégnés à plusieurs endroits d'une schistosité bien développée, particulièrement ceux de faible puissance ; d'ailleurs ces derniers se distinguent mal des coulées de basalte massif. Ils atteignent une plus grande puissance et extension latérale là où ils envahissent les interlits sédimentaires du Beauparlant. Leur assemblage minéralogique ne diffère guère de celui des gabbros du Lamarche. Il n'est pas exclu que plusieurs de ces filons-couches peuvent représenter des exemples de coulées massives d'épaisseur pluri-hectométrique simple ou composite. Ces filons-couches se concentrent dans la partie inférieure de l'empilement basaltique.

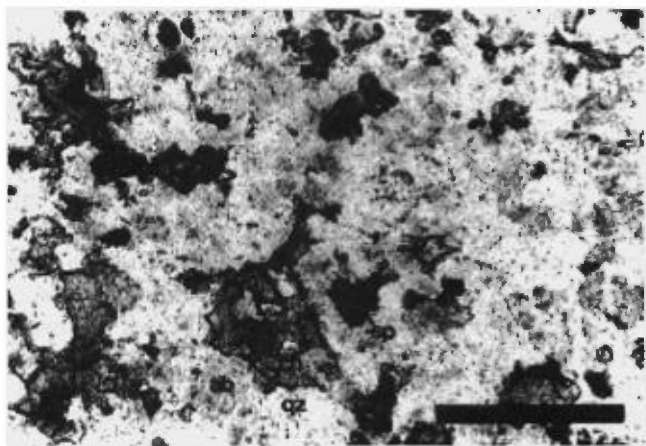


FIGURE 47 - Microphotographie en lumière naturelle de la partie felsique du tuf lité de la figure 46 (Bspav). Les minéraux felsiques (quartz(qz) et albite(ab)) prédominent largement sur les minéraux mafiques (chlorite-sphène(sp)-épidote). L'albite se caractérise par son aspect moins translucide que le quartz et semble prédominer quantitativement sur ce dernier. L'échelle est égale à 0,25 mm.

Dans la région du lac Hubert, le Groupe de Povungnituk renferme une intrusion volumineuse de gabbro mésocrate, unique à l'échelle de la Fosse, du moins pour sa partie méridionale, par sa forte taille. La partie inférieure du gabbro ressemble sensiblement aux autres gabbros du Sous-groupe de Povungnituk, ses parties centrale et supérieure se caractérisant par une granulométrie grossière et la présence de cristaux subidiomorphes de magnétite (1 à 4 %). Ces derniers causent une forte signature sur la carte aéromagnétique régionale (voir carte de compilation hors texte).

Le pourcentage de minéraux mafiques reste sensiblement uniforme pour l'ensemble de l'intrusion, exception faite de l'horizon de diorite leucocrate en forme de croissant surmontant le gabbro. Le contact entre les deux unités est marqué par une zone où des minces dykes felsiques recourent le gabbro, ces derniers devenant progressivement plus nombreux vers la diorite leucocrate massive. Des dykes mafiques recourent également la partie inférieure de la diorite. La diorite leucocrate représente probablement un horizon granophyrique au sommet de l'intrusion de gabbro. Elle a été datée à 1991 ± 2 Ma par Machado *et al.* (1993).

L'assemblage sédimentaire/épicrostique/volcanoclastique au sommet du Beuparlant

L'assemblage sédimentaire-volcanoclastique, coiffant l'empilement volcanique du Beuparlant, est l'hôte de plusieurs filons-couches importants de composition ultramafique à mafique, avec ou sans différenciation. Dans les parties centrale et orientale de la Fosse des intrusions ultramafiques différenciées, situées au même niveau stratigraphique, recèlent d'importants dépôts de Ni-Cu-

EGP (Barnes *et al.*, 1982 ; Giovenazzo, 1985, 1986a, b, 1989 ; Dillon-Leitch *et al.*, 1986).

Les gabbros forment la majeure portion de ces intrusions, atteignant localement des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres.

Péridotite (1) et pyroxénite (2)

Les ultramafitites se présentent sous forme de filons-couches singuliers ou, plus rarement, occupent la partie inférieure des filons-couches différenciés ; elles ont généralement des puissances plus restreintes que celles des gabbros. La patine et la surface fraîche sont de couleur brun-rouille et gris-noir foncé respectivement. L'assemblage minéralogique primaire des péridotites, composé d'olivine et de clinopyroxène, est complètement recristallisé en serpentine-chlorite-calcite-magnétite et trémolite-chlorite respectivement. Les proportions relatives d'olivine et clinopyroxène varient sensiblement d'affleurement en affleurement. Plusieurs d'entre eux montrent une texture poecilitique où des clinopyroxènes, de 3 à 30 mm de diamètre, englobent des petits cristaux arrondis d'olivine, < 1,5 mm de diamètre. De rares reliques d'orthopyroxène pseudomorphisé en bastite s'insèrent dans les cristaux poecilitiques de clinopyroxène. Des cristaux isolés de biotite complètent l'assemblage. La magnétite se retrouve sous-forme de cristaux octaédriques disséminés et de placage le long de joints tardifs orientés à angle droit avec les contacts du filon-couche. La chrysotile forme des veinules dans les zones serpentinisées des péridotites localisées le long de la rivière Chukotat.

À l'intérieur des filons-couches différenciés, la transition entre la péridotite et le gabbro susjacent s'effectue sur une courte distance, entre 0,5 et 2,5 m. L'unité transitionnelle (la pyroxénite) occupe un volume très restreint. Localement, certains filons-couches ultramafiques renferment de minces horizons de cumulats d'olivine (dunite) dans leur partie inférieure. De la pyrrhotite disséminée est visible sur plusieurs affleurements de péridotite et plus rarement dans les gabbros, particulièrement dans la partie inférieure des filons-couches.

Un des affleurements de péridotite dans la partie orientale de l'assemblage sédimentaire/volcanoclastique (UTM 444750E ; 6802800N) présente des caractéristiques intéressantes. L'affleurement a une largeur de 400 m et présente une zone à grain plus fin de quelques mètres d'épaisseur près de la base du filon-couche. Une brèche volcanique riche en oxydes de fer a été notée au sommet, sur le côté nord, de la péridotite et semble être en contact stratigraphique avec cette dernière. Ces deux observations nous laissent croire que le filon-couche pourrait être plutôt un exemple de coulée ultramafique massive volumineuse. Les zones à grain fin seraient des contacts entre coulées individuelles et la zone de brèche représenterait une brèche de coulée formée sur la partie supérieure de l'épanchement de lave ultramafique. Des études détaillées récentes sur les filons-couches ultramafiques différenciés, minéralisés en Ni-Cu-EGP, dans la partie orientale de la

Fosse indiquent qu'ils représentent plutôt des coulées massives simples ou composites (Barnes et Barnes, 1990 ; Dufresne, *et al.*, 1991 ; Gillies et Leshner, 1992 ; Leshner *et al.*, 1991). Il faut noter que ces «filons-couches» sont plus épais encore que ceux de la région du lac Hubert.

Gabbro (3)

Les filons-couches de gabbro forment de loin l'unité intrusive la plus volumineuse qui s'injecte dans l'assemblage sédimentaire-volcanoclastique Bspav. Ils forment des grandes crêtes allongées parallèlement à la rivière Chukotat sur des distances de 3 à 15 km et ont des épaisseurs atteignant 500 m. La déformation est minime. Ces gabbros se distinguent de ceux qui recourent l'empilement volcanique du Beuparlant et l'assemblage sédimentaire du Lamarche par une couleur vert clair à vert-bleu des plagioclases en surface fraîche et par l'abondance de leucoxène. L'assemblage minéralogique comprend: l'actinote, le plagioclase saussuritisé, l'épidote, la chlorite, le sphène \pm leucoxène \pm pyrrhotite \pm quartz \pm calcite.

LE GROUPE CHUKOTAT (C) (BERGERON, 1959)

Description générale :

Ce Groupe représente un des sites exceptionnellement bien préservé de volcanisme mafique de type fissural au Québec. Le taux d'affleurement est également exceptionnel, de 50 % à 90 % dans certains secteurs.

Le Chukotat se compose d'un empilement volcanique constitué à plus de 95 % de coulées de basaltes massives à coussinées très peu déformées. Dans la partie occidentale de la Fosse, les roches sédimentaires sont totalement absentes de ce groupe. Par contre dans la partie centrale de la Fosse des interlits de siltstone ont été notés dans les parties basale et sommitale du Chukotat (Moorhead, 1986a, 1989 ; Hynes et Francis, 1982).

Dans cette région, ce groupe présente une séquence homoclinale d'une épaisseur apparente maximale d'environ 16,5 km, limitée au S par les sédiments et les tufs de la partie sommitale du Beuparlant et au N par l'assemblage de volcanites très déformées du Groupe de Watts (figure 7).

Les basaltes du Groupe du Chukotat sont interprétés comme étant plus jeunes que ceux de l'empilement volcanique de Beuparlant, vu la présence de filons-couches mafiques à ultramafiques, comagmatiques avec les basaltes du Chukotat, au sein du Beuparlant dans les parties centrale et orientale de la Fosse (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Bédard *et al.*, 1984 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Roy, 1985 ; Picard, 1985, 1989a). Dans la région avoisinante à l'E (Moorhead, 1989), un mince horizon de coulée bréchique comprenant des fragments des lithologies typiques de la partie sommitale du Beuparlant affleure entre deux coulées de basalte à la base de la séquence

volcanique du Chukotat, confirmant ainsi la relation d'âge entre ces deux groupes.

Si la relation d'âge entre le Beuparlant et le Chukotat est relativement bien établie, la nature du contact entre ces deux unités l'est moins. Bergeron (1957, 1959) et les travaux contemporains de Beall (1959), De Montigny (1959) et Gold (1962) ont postulé que le Chukotat repose en discordance angulaire sur le Povungnituk ; cette interprétation fut contestée dans les études subséquentes de Taylor (1974, 1982), Baragar (1974) et Hynes et Francis (1982), qui ont interprété le contact comme étant concordant. Les travaux récents du MRN (Lamothe *et al.*, 1984 ; Roy, 1985, 1989 ; Moorhead, 1986a, b, 1988, 1989) ainsi que ceux de St-Onge et Lucas (1990a, 1993, 1994) ont démontré l'existence d'une faille de chevauchement séparant le Groupe de Chukotat des unités sous-jacentes.

Dans la région du lac Hubert, les affleurements à la base de l'empilement volcanique du Chukotat n'offrent pas d'information sans équivoque permettant de certifier que le contact entre ces deux groupes est concordant ou représente une faille de chevauchement. Par contre, dans le secteur adjacent à l'W (Moorhead, 1988) et à l'E (Moorhead, 1986a, 1989 ; Budkewitsch, 1986, 1989, 1994), il est clair que les basaltes du Chukotat chevauchent les unités sédimentaires sous-jacentes du Beuparlant. En somme, dans cette région, malgré le manque d'évidences tangibles, le Chukotat est interprété comme étant chevauché sur le Povungnituk.

La limite N du Groupe de Chukotat est marquée par une importante zone, d'épaisseur variable, de déformation pénétrante intense (la faille de Bergeron). Les indicateurs cinématiques dans des failles subsidiaires subparallèles sont compatibles avec un mouvement inverse vers le S, le long du plan de faille, chevauchant les volcanites du Groupe de Watts sur l'empilement des basaltes du Chukotat.

Des failles de chevauchement, marquées par de minces zones de cisaillement, découpent l'ensemble de l'empilement volcanique. Les blocs structuraux, limités par ces failles, n'affichent que très peu de déformation interne et sont caractérisés par l'absence de plis et d'une schistosité bien développée. Malgré le manque de complications structurales, une reconstruction stratigraphique exacte (palinspastique) est entravée par le manque d'horizons marqueurs adéquats. Dans la partie centrale de la Fosse, une approche qualitative pour déterminer l'épaisseur stratigraphique initiale du Chukotat, fut employée par Hynes et Francis (1982). Ils ont interprété chacun des blocs structuraux majeurs comme étant des équivalents latéraux représentant des tranches complètes de la stratigraphie volcanique initiale, pré-tectonique, et que l'empilement volcanique avait une épaisseur minimale entre 3,7 et 4,1 km pour la portion centrale de la Fosse (Hynes et Francis, 1982). Cette épaisseur est quelque peu supérieure à celle observée pour les empilements volcaniques situés à l'aplomb des dorsales médio-océaniques modernes (1 à

2,5 km, Hyndman, 1985, pages 9-10) qui pourraient représenter un exemple moderne, analogue au paléosite d'épanchement des basaltes du Chukotat (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983)

Si la même approche est utilisée pour le Groupe du Chukotat présent dans ce secteur, l'épaisseur stratigraphique initiale serait entre 2 et 5 km (figure 7), si, bien sûr, toutes les failles de chevauchement aient été reconnues. Cette épaisseur est également supérieure à celle décrite par Hyndman (1985) pour les crêtes médio-océaniques modernes, mais comparable à celle reconnue par Hynes et Francis (1982).

Le caractère ultramafique des basaltes de la partie inférieure du Groupe de Chukotat, rare pour le volcanisme postarchéen, ainsi que leur aspect bien préservé en ont fait l'objet de plusieurs travaux volcanologiques, pétrologiques et géochimiques (Baragar, 1974, 1983, 1984 ; Baragar et Piché, 1982 ; Baragar et Scoates, 1987 ; Schwarz et Fujiwara, 1977 ; Moore, 1977 ; Arndt *et al.*, 1979 ; Francis et Hynes, 1979 ; Hynes et Francis, 1981 ; Francis *et al.*, 1981 ; Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Bédard *et al.*, 1984 ; Picard, 1985, 1986a, b, 1989a, b ; Picard *et al.*, 1990 ; Thibert *et al.*, 1989 ; Dufresne *et al.*, 1991 ; Leshner *et al.*, 1991 ; Gillies et Leshner, 1992) ; l'auteur réfère le lecteur à ces études pour une description plus détaillée de la morphologie et de la pétrogénèse de ces basaltes.

La classification des basaltes du Chukotat de Francis et Hynes (1979), basée sur le type de phénocristaux présents à l'intérieur de la bordure de trempe a été utilisée ; les trois types de basalte reconnus étant le basalte à olivine, d'affinité komatiitique (MgO 12-18 %), le basalte à pyroxène (MgO 7-12 %), et le basalte à plagioclase, d'affinité tholéiitique (MgO 4-7 %), le basalte à pyroxène représentant l'unité intermédiaire entre les deux autres types de basalte. Dans la partie centrale de la Fosse, Picard (1986b, 1989a) utilisa également le titane pour différencier les basaltes du Chukotat : basalte à olivine (TiO₂ 0,54-0,74 %), basalte à pyroxène (TiO₂ 0,79-0,91 %), basalte à plagioclase (TiO₂ 1,06-2,15 %). Pour la partie occidentale de la Fosse, des valeurs similaires furent rapportées (Picard 1989b) ; basalte à olivine (TiO₂ <0,9 %), basalte à pyroxène (TiO₂ 0,8-1,1 %), basalte à plagioclase (TiO₂ 1,3-2,8 %).

Les caractéristiques détaillées, singulières à chaque type de basalte, seront discutées dans des sections séparées, le tableau 3 donnant un résumé de ces caractéristiques. Notons que Schwarz et Fujiwara (1977), Moore (1977), Baragar, 1983 ; Baragar et Piché, 1982 ; Baragar et Scoates, 1987) avaient aussi établi le caractère komatiitique à tholéiitique des basaltes du Chukotat.

Les laves du Chukotat comprennent plusieurs cycles volcaniques, originalement identifiés par Francis *et al.* (1981). Un cycle complet débute par l'extrusion d'un basalte dont la bordure de trempe est riche en phénocristaux d'olivine (15-25 %). Dans les coulées subséquentes, on

dénote une baisse progressive de ce pourcentage jusqu'à une valeur approximative de 5 %, quand les phénocristaux de pyroxène apparaissent pour la première fois. La transition entre le basalte à pyroxène et le basalte à plagioclase, représentant l'apogée du cycle magmatique, est marquée par une baisse du nombre de phénocristaux mafiques et l'apparition de microlites de plagioclase.

Dans la région du lac Hubert, l'épaisseur des cycles volcaniques complets varie entre 200 et 1 500 m. Le Chukotat renferme plusieurs cycles incomplets ne comprenant que deux des trois types de basalte, ainsi la base du groupe montre plusieurs transitions de basalte à olivine au basalte à pyroxène surmonté de basalte à olivine, marquant le début d'un autre cycle. La partie basale du groupe comprend également plusieurs microcycles à l'intérieur des séquences de basalte à olivine. Ces microcycles se caractérisent par des variations dans le pourcentage de phénocristaux d'olivine, typiquement entre 7-10 % et 25 % présents dans la bordure de trempe des coussins. Ainsi le pourcentage de phénocristaux d'olivine, présents dans les bordures de trempe, baisse progressivement en remontant la stratigraphie, mais n'atteint jamais le seuil de 5 %, où le pyroxène apparaîtrait, avant l'épanchement d'une coulée riche en olivine (jusqu'à 25 %) marquant ainsi le début d'un autre microcycle volcanique. Le pourcentage de phénocristaux d'olivine présents dans les bordures de trempe des coulées, ainsi que leurs teneurs en MgO, peuvent être donc très variables pour les séquences de basalte à olivine (5-25 %). Ces microcycles semblent avoir des puissances de quelques centaines de mètres à 2 km. Le manque de critères morphologiques facilement discernables à l'oeil nu, autre que le pourcentage de phénocristaux d'olivine dans la bordure de trempe des coussins, ainsi que l'échelle de nos travaux (1 : 50 000) ne permettent pas d'identifier ces microcycles sur la carte géologique hors texte.

Les parties médiane et supérieure du groupe comprennent plusieurs transitions de basalte à pyroxène au basalte à plagioclase, coiffées d'un nouveau cycle débutant par l'épanchement d'un basalte à pyroxène. La partie supérieure du Chukotat ne renferme que quelques rares coulées de basalte à olivine.

Le caractère cyclique de l'origine des roches volcaniques s'exprime aussi à l'échelle de l'ensemble du groupe, où les basaltes à olivine prédominent dans la partie inférieure, le basalte à pyroxène dans la partie médiane et les basaltes à plagioclase dans la partie supérieure (figures 7 et 9).

Caractéristiques aéromagnétiques

Le magnétisme présente aussi une distribution asymétrique. Un faible contraste magnétique caractérise les parties médiane et inférieure du Groupe où les basaltes à olivine et pyroxène se concentrent (Commission géologique du Canada, cartes 8773G et 8780G). Le relief magné-

TABLEAU 3 - Caractéristiques des différents types de basaltes du Groupe de Chukotat. Celles qui sont soulignées représentent des traits diagnostiques.

BASALTE À OLIVINE (Cbol)

- Surface d'altération : très unie, vert pâle à chamois
- Surface fraîche : vert-gris très pâle
- Présence de 5 % à 25 % de phénocristaux (noirs) d'olivine, texture microspinifex parfois visible à l'oeil nu
- Coussins peu fracturés, donnent des coupes lisses dans les coussins
- Présence de fentes polygonales de faible profondeur sur la surface externe des coussins

BASALTE À PYROXÈNE (Cbpx)

- Surface d'altération : rugueuse, brun-rougeâtre
- Surface fraîche : gris très pâle à gris-vert très pâle
- Présence de moins de 5 % de phénocristaux mafiques (pyroxène + olivine)
- Présence de macrovarioles de 0,2 à 0,8 cm de diamètre près de la bordure du coussin (2 à 8 cm)
- Surface de coussin généralement plus fracturée, moins lisse et plus difficile à échantillonner que le basalte à olivine

BASALTE À PLAGIOCLASE (Cbpl)

- Surface d'altération : très unie, orange à rougeâtre
- Surface fraîche : vert moyen à foncé
- Présence de moins de 5 % de phénocristaux mafiques (généralement entre 0 et 2 %). Localement le plagioclase équivalent à microlitique est visible. Fuite au dessous de l'écorce chloritique des coussins de 2 à 1 mm sur une épaisseur de 5 à 10 mm
- Présence de microvarioles et absence de macrovarioles
- Présence d'amygdales de 0,2 à 8 mm de diamètre remplies de : chlorite ± calcite ± épidote ± quartz ± pyrrhotite ± hématite
- Mésostase : couleur vert moyen à foncé, et/ou mésostase bicolorée (taches de 0,2 à 1,5 mm de couleur gris-mauve et vert moyen à foncé)
- Les surfaces de coupe à travers les coussins sont typiquement lisses

tique devient nettement plus accidenté dans la partie supérieure où les basaltes à plagioclase abondent. La partie supérieure est caractérisée par des crêtes de formes lenticulaires, orientées parallèlement au litage, avec un contraste de 50 à 200 gammas. Une plus grande abondance de Fe₂O₃ dans les basaltes à plagioclase (14,82 %) comparativement à celle des basaltes à olivine (11,84 %) et pyroxène (11,81 %) (Picard *et al.*, 1990) pourrait expliquer le contraste magnétique entre la partie supérieure et les parties médiane et inférieure du Groupe de Chukotat. Un crête magnétique de 80 à 210 gammas correspond à l'intrusion de péridotite dans la partie centre-ouest du Groupe (UTM 412000E, 6804000N).

Finalement, l'altération hématitique sporadique des basaltes, des siltstones et des volcanoclastites notée le long du plancher de la faille de Bergeron dans le secteur adja-

cent à l'E (Moorhead 1986a et 1989) n'a pas été observée dans cette région.

Basalte à olivine (Cbol)

Le basalte à olivine représente le membre le plus primitif dans l'évolution pétrochimique du volcanisme du Groupe de Chukotat. Les coulées coussinées prédominent largement sur les coulées massives. Ces dernières ont entre 2 et 15 m d'épaisseur et des surfaces sommitales lisses, en croûte de pain ou cordées, affichant une patine de couleur beige-rougeâtre. Un débit prismatique plus ou moins bien développé a été noté sur plusieurs affleurements (figures 48 et 49). Dans leur partie interne, ces coulées ont une texture microgrenue. Des coulées «litées», en partie semblables à celles décrites par Francis et Hynes (1979), Baragar (1984), Picard (1989a, b) ont été observées. Elles se caractérisent par une partie inférieure ultramafique et une partie sommitale de composition pyroxénitique-gabbroïque. La stratigraphie interne détaillée de ces coulées, telle qu'elle a été décrite par ces auteurs, n'a pas été notée.

Plusieurs des intrusions de péridotite et pyroxénite au sein des séquences de basalte à olivine et de basalte à pyroxène pourraient représenter des exemples des coulées décrites ci-dessus. L'échelle de nos travaux ne permettent pas d'«investiguer» chaque horizon de péridotite massive grenue pour des évidences de coulées.

La patine des coussins du basalte à olivine est de couleur beige-verdâtre pâle. Ils ont généralement une apparence légèrement aplatie, devenant plus accentuée proportionnellement à la taille des coussins. Leur taille varie entre 40X30X40 cm à 5X1X4 m ; certains de ces coussins, particulièrement ceux de fortes dimensions, comportent plusieurs lobes et/ou pédoncules.

La surface externe des coussins montre communément des fentes polygonales (figure 50), plus ou moins régulières, de faible profondeur. Des textures identiques ont été décrites par Amdt *et al.* (1979) pour des coussins de coulées komatiitiques (figure 51).

Sur certains affleurements, la nature tridimensionnelle des coussins peut être observée. Un bon nombre d'entre eux sont reliés ensemble et ont une forme allongée ; ils ne représentent probablement qu'une section à travers des tubes d'écoulement (figure 52) tels qu'ils ont été décrit par Baragar (1984). Des cavités intracoussins simples, mais plus fréquemment multiples (maximum observé = 12, figure 35), sont communes dans ce type de basalte. Localement, elles semblent se concentrer dans certains niveaux à l'intérieur des coulées coussinées, indiquant que les tubes d'écoulement forment localement une forte composante des coulées coussinées.

Typiquement, les coussins s'emboîtent les uns sur les autres avec très peu de cavités intercoussins (figure 53), témoignant de la faible viscosité de ce type de lave lors de son épanchement.

En coupe, les coussins présentent une enveloppe vert foncé, d'épaisseur variable (<1 cm), riche en chlorite. La bordure de trempe sous-jacente à cette enveloppe est de couleur vert à gris-vert très pâle et contient entre 5 et 25 % de phénocristaux d'olivine. La partie interne des coussins est de couleur grisâtre plus foncé et à grain plus grossier ; les phénocristaux, facilement discernables dans la bordure de trempe, se distinguent difficilement.

En lame mince, la bordure de trempe renferme des cristaux équants à squelettiques d'olivine pseudomorphisés en chlorite-serpentine \pm épidote \pm calcite (figures 54 et 55), communément accompagnés de cristaux aciculaires d'olivine pseudomorphisés en chlorite-serpentine, ces aiguilles d'olivine formant une texture de microspinifex (figure 56) similaire à celle décrite par Francis *et al.* (1981) et Picard (1989a, b). Ces cristaux reposent dans une mésostase semi-opaque composée de trémolite-actinote fibreuse et d'épidote en grains très fins. De la pyrrhotite disséminée ($\leq 1\%$) fut observée localement.

Basalte à pyroxène (Cbpx)

Le basalte à pyroxène représente l'unité intermédiaire dans l'évolution pétrochimique des basaltes du Chukotat (Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1981, 1983 ; Picard, 1989a et b). Il forme la majorité des coulées dans la partie médiane de groupe. Ce type de basalte est le moins abondant du Groupe de Chukotat.

Les coulées de basalte à pyroxène présentent plusieurs des traits morphologiques des basaltes à olivine.

Les coulées massives sont de dimensions comparables à celles des basaltes à olivine. Elles présentent une texture massive à jointive, localement à débit prismatique. Les coulées comportant des sommets bréchiques sont plus communes dans ce type de basalte que dans le basalte à olivine.



FIGURE 48 - Débit prismatique d'une mince «intrusion» et/ou coulée massive d'un basalte à olivine (Cbol), indiquant que le litage est subvertical. L'échelle à droite de la photo mesure 10 cm. Groupe de Chukotat.

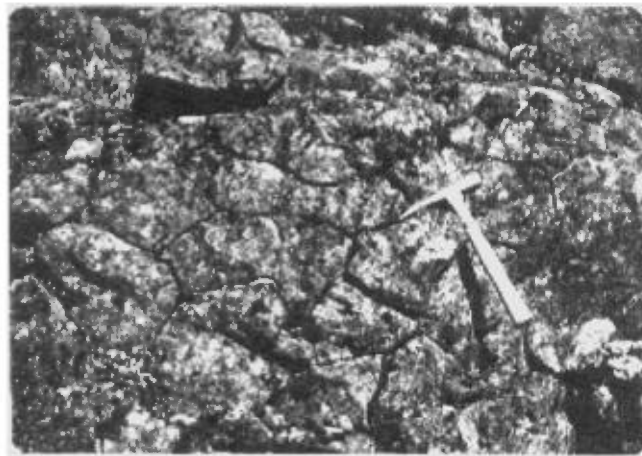


FIGURE 49 - Coupe perpendiculaire à travers les colonnes de débit prismatique d'un basalte à olivine (Cbol). Groupe de Chukotat.

Les coulées coussinées ont des coussins ovoïdes avec localement plus d'un pédoncule et/ou lobe, la forme des coussins étant légèrement plus arrondie que celle des coussins des basaltes à olivine. Les coussins se distinguent de ceux des basaltes à olivine par une patine brun-rougeâtre et un aspect microfracturé, donnant ainsi une apparence de blocaille à plusieurs des affleurements de coulées coussinées. La caractéristique singulière aux basaltes à pyroxène est la présence de varioles blanchâtres de 1 à 7 mm de diamètre dans la bordure des coussins. Les varioles deviennent plus nombreuses vers le centre des coussins, «coalesçant» à une distance variant de 1 à 8 cm de la limite externe des coussins (figure 56). L'apparition de varioles dans les coussins est typiquement synchrone avec l'apparition de phénocristaux de pyroxène et constitue un des meilleurs marqueurs macroscopiques pour la transition entre le basalte à olivine et le basalte à pyroxène. L'abondance de varioles et de phénocristaux di-



FIGURE 50 - Fentes polygonales de faible profondeur, de forme irrégulière, sur la surface externe d'un coussin de basalte à olivine (Cbol). Groupe de Chukotat.

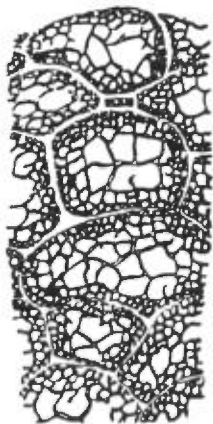


FIGURE 51 - Croquis de coussins de coulées komatiitiques comprenant des joints colonnaires, tiré de Arndt *et al.* (1979).

minue généralement vers le sommet des séquences de basalte à pyroxène. Les cavités tabulaires intracoussins, typiquement multiples, abondent également dans les coulées de ce type de basalte.

La bordure de trempe de ces basaltes renferme 5 % ou moins de phénocristaux de pyroxène et d'olivine. Les cristaux de pyroxène sont de forme équidimensionnelle à squelettique (figure 57), généralement frais à partiellement altérés en actinote. Les cristaux squelettiques se présentent communément sous forme de chaînes de nature variée et de longueur inférieure ou égale à 0,4 mm (figures 58 et 59). Les phénocristaux d'olivine présentent les mêmes caractéristiques que celles des phénocristaux décrits pour le basalte à olivine (figure 55). La mésostase est relativement moins opaque que celle du basalte à olivine, se composant d'actinote-trémolite fibreuse et d'épidote sous forme de petits grains xénomorphes accompagnés de chlorite \pm calcite \pm albite.



FIGURE 52 - Coupe perpendiculaire à travers un tube d'écoulement presque sphérique d'un basalte à olivine (Cbol). Le grand axe du tube est parallèle au manche de la masse, mesurant 1 m de longueur. Groupe de Chukotat.



FIGURE 53 - Coupe perpendiculaire à travers une coulée coussinée de basalte à olivine (Cbol). Les coussins s'insèrent les uns contre les autres de façon presque parfaite, ils prennent la forme du coussin sous-jacent tellement bien qu'il n'y reste que très peu de cavités intercoussins. Groupe de Chukotat

Basalte à plagioclase (Cbpl)

Le basalte à plagioclase, d'affinité tholéiitique, constitue le terme final de l'évolution pétrochimique de l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat (Francis et Hynes, 1979 ; Francis *et al.*, 1981 ; Hynes et Francis, 1982 ; Francis *et al.*, 1983 ; Picard, 1989a, b). Ce type de basalte occupe typiquement la partie supérieure du Chukotat, quoiqu'il se trouve interlité au sein des séquences de basalte à olivine et plus particulièrement de basalte à pyroxène dans la partie centrale de l'empilement volcanique. En comparant avec le basalte à pyroxène, ce type de basalte comprend un peu plus de coulées massives

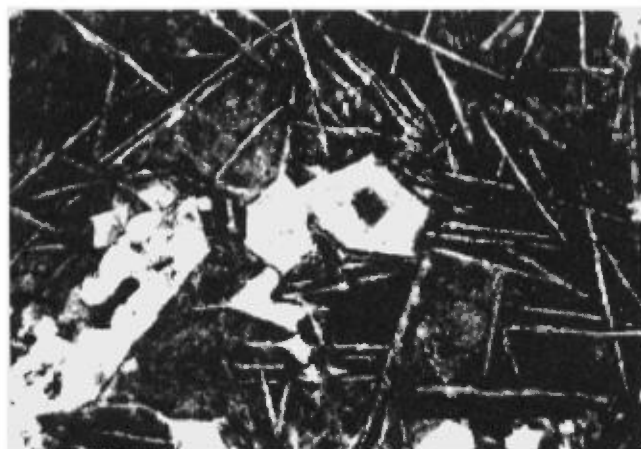


FIGURE 54 - Microphotographie en lumière naturelle d'une bordure de trempe d'un coussin de basalte à olivine (Cbol). Des cristaux équants, souvent de forme squelettique, d'olivine, pseudomorphisés en chlorite-serpentine \pm épidote \pm calcite sont entourés de fines aiguilles d'olivine chlorite-épidote, formant ainsi une texture de microspinfex. La mésostase, composée d'actinote fibreuse et d'épidote, a un aspect semi-opaque. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

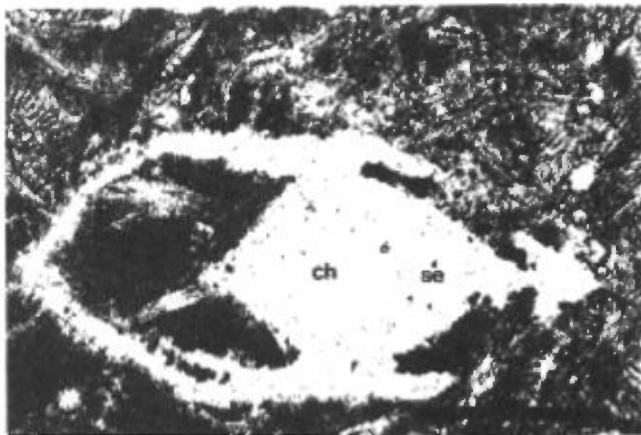


FIGURE 55 - Microphotographie en lumière naturelle d'un cristal squelettique d'olivine, en forme de lanterne, pseudomorphisé en chlorite(ch)-serpentine(s). La mésostase adjacente est constituée surtout d'actinote fibreuse et d'épidote. L'échelle est égale à 0,25 mm. Bordure de trempe d'un basalte à olivine (Cbol), Groupe de Chukotat.



FIGURE 56 - Section à travers la bordure supérieure d'un coussin de basalte à pyroxène (Chpx). Des varioles (points blanchâtres en relief positif à l'intérieur du coussin) apparaissent à environ 2 cm de la surface externe du coussin et coalescent à environ 6 cm plus bas. Ce coussin est surmonté d'une mince zone de matériel volcanique fragmentaire dont un fragment est visible directement à droite de l'extrémité supérieure du crayon. Groupe de Chukotat

ayant dans de nombreux cas des sommets bréchiques et des coulées bréchiques de plusieurs mètres d'épaisseur.

En contraste avec les autres types de basaltes, les coussins du basalte à plagioclase sont un peu plus arrondis, renfermant ainsi entre eux plus de cavités intercoussins (figure 60), dénotant une moins grande fluidité du magma au moment de leur épanchement par rapport aux deux autres types de laves du Chukotat. Les cavités tabulaires intracoussins sont par contre nettement moins nombreuses. Des coussins aplatis, de grande dimension, similaires à ceux des autres types de basalte ont également été observés. Les coupes transverses des coussins présentent des surfaces très lisses contrastant avec l'aspect légère-

ment fracturé à très fracturé des basaltes à olivine et pyroxène respectivement. La patine d'altération des coulées coussinées et massives est distinctement de couleur orangé-rougeâtre.

En surface fraîche, les coussins du basalte à plagioclase ont une couleur verdâtre beaucoup plus foncée que les autres basaltes du Chukotat, comparable à celle des basaltes du Povungnituk. Dans plusieurs cas, la mésostase est bicolore, caractérisée par des «taches» diffuses de formes irrégulières, de 0,5 à 4 mm de diamètre et de couleur gris-mauve, entourées de mésostase de couleur normale (vert moyen). En lame mince, ces «taches» ont une couleur brunâtre en lumière transmise, plus foncée que le reste de la mésostase qui les entourent (figure 61). Les taches renferment parfois des cristaux prismatiques et/ou microlitiques de plagioclase ayant une texture en «Swan tail» où des élongations aciculaires prolongent ces cristaux prismatiques de plagioclase à chaque extrémité (figures 62 et 63); ce type de plagioclase est typiquement absent du verre volcanique recristallisé qui entoure ces taches. Cette texture est par contre visible à l'extérieur de ces taches, mais à une plus grande distance de la bordure des coussins, plus près du centre, où le temps de cristallisation fut sans doute légèrement plus long. Les textures observées pour les cristaux de plagioclase à l'intérieur de ces «taches» de couleur gris-mauve ainsi que la présence et la localisation de ces mêmes types de plagioclase dans la mésostase indiquent que ces «taches» représentent probablement des zones de cristallisation rapide préférentielle du verre volcanique originel. En somme, les «taches» peuvent être des exemples de varioles diffuses partiellement semblables à celles présentes dans le basalte à pyroxène, où les cristaux aciculaires d'actinote s'étendent de façon radiale autour du pyroxène prismatique (Picard, 1989b). Des textures grossièrement similaires ont été notées dans les picrites de l'île de Baffin (Francis, communication personnelle).

Dans le Groupe de Chukotat, la présence d'amygdales de forme irrégulière, de 1 à 5 mm de diamètre, remplies de chlorite+carbonates+épidote+quartz+pyrrhotite (figure 64) est singulière à ce type de basalte. Les amygdales prennent parfois une forme allongée irrégulière, dont le grand axe est orienté de façon radiale par rapport au centre de coussins (figure 64).

Dans ces basaltes, le plagioclase se présente sous deux états cristallins : 1) Sous forme de microlites de $\leq 0,9$ mm de longueur, généralement altérés en clinozoïsite-albite \pm séricite \pm calcite, formant jusqu'à 40 % du volume de la roche vers les parties internes du coussin. Localement, ces cristaux s'orientent de façon parallèle directement sous la bordure figée (figure 65), formant ainsi un microlitage magmatique. Aucune orientation préférentielle des microlites n'est visible vers le centre des coussins (figure 66).

2) Sous forme de cristaux prismatiques à tabulaires de $\leq 0,7$ mm de longueur formant moins de 4 % de la roche



FIGURE 57 - Microphotographie en lumière naturelle d'un basalte à pyroxène (Cbpx), où des phénocristaux de pyroxène de forme irrégulière sont entourés de cristaux aciculaires de pyroxène, pseudomorphisés en actinote. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.



FIGURE 58 - Microphotographie en lumière naturelle d'un basalte à pyroxène massif (Cbpx) où les phénocristaux de pyroxène se retrouvent sous forme de chaînes bien définies. Les deux cristaux équants visibles à chaque extrémité supérieure de la photo sont des olivines. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

sont visibles dans les coussins ; localement, ils se concentrent à l'intérieur des «varioles diffuses» décrite ci-dessus (figure 62).

La mésostase interstitielle se caractérise par l'assemblage suivant: actinote-épidote-albite-sphène-chlorite ± calcite ± leucoxène ± pyrrhotite.

Finalement, des microvarioles de moins d'un millimètre de diamètre sont visibles directement sous l'enveloppe chloritisée des coussins. Elles «coalescent» vers le centre des coussins sur une distance de 7 mm ou moins.

Brèches volcaniques (Cbv)

Cette unité ne constitue qu'une partie infime de la stratigraphie du Chukotat. Elle se retrouve principale-

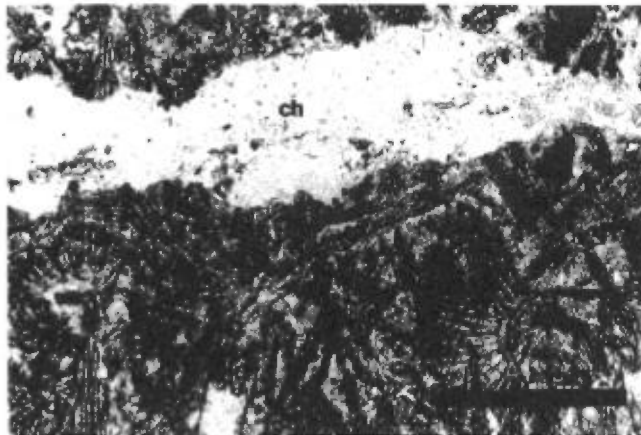


FIGURE 59 - Microphotographie en lumière naturelle d'une veine de chlorite (ch) recoupant un basalte à pyroxène (Cbpx). Des fines aiguilles de pyroxène, visibles de part et d'autre de la veine, forment la plus importante composante du basalte. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

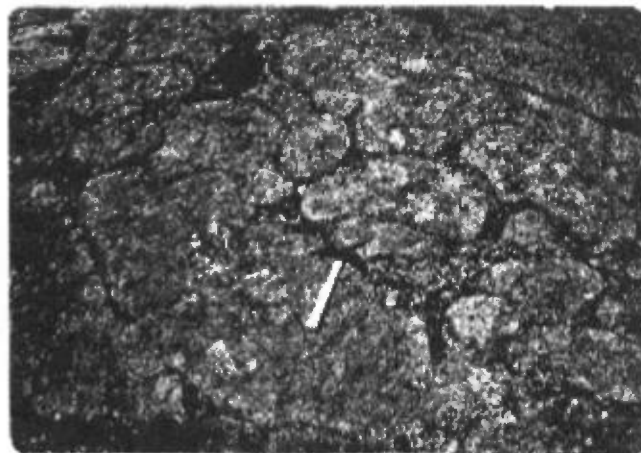


FIGURE 60 - Coulée coussinée de basalte à plagioclase (Cbpl), où l'entassement des coussins est beaucoup moins complet que dans les coulées coussinées de basalte à pyroxène et particulièrement de basalte à olivine, témoignant ainsi de la plus grande viscosité du magma de basalte à plagioclase. Des cavités intercoussins sont visibles à droite et à gauche de la tête du marteau. Groupe de Chukotat.

ment au sein des séquences de basalte à pyroxène et plagioclase. Elles forment des horizons de deux mètres ou moins d'épaisseur, coiffant les coulées massives, et les coulées bréchiques de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, particulièrement dans la partie sommitale du groupe. Les fragments sont très angulaires, de 1 à 40 cm de diamètre (figure 67), provenant tous de coulées massives et/ou coussinées de basalte à pyroxène et à plagioclase. La matrice est quasi absente dans quelques coulées, constituée de petits fragments des mêmes basaltes, elle est localement très riche en carbonates ± quartz.

L'unité bréchique dans la partie centre-ouest du Groupe (UTM 410500E, 6802500N) a au moins 200 m d'épais-

seur. Une telle épaisseur exclut une origine comme brèche sommitale d'une coulée massive. Cet horizon représente probablement une coulée de débris localisée peut-être sur le talus d'une faille normale synvolcanique. Cet horizon serait ainsi un dépôt de talus de pente. Par contre, la présence de failles normales synvolcaniques n'a pas été documentée dans le Groupe de Chukotat.

Intrusions du Groupe de Chukotat [Gabbro (3), Pyroxénite (2) et Péridotite (1)]

L'empilement volcanique du Chukotat est envahi par des filons-couches de composition ultramafique à mafique. À l'échelle de l'ensemble du Groupe, la distribution spatiale des types de filons-couches se présente de façon asymétrique. Les péridotites se concentrent dans la partie inférieure du groupe et les gabbros occupent préférentiellement la partie supérieure de celui-ci. La décroissance dans la teneur en minéraux mafiques des filons-couches vers le sommet du Chukotat reflète fidèlement le changement de composition des basaltes passant de komatiitique, à la base de celui-ci, à tholéiitique dans sa partie supérieure. L'étroite relation entre la composition des filons-couches et les basaltes encaissants confirme leur

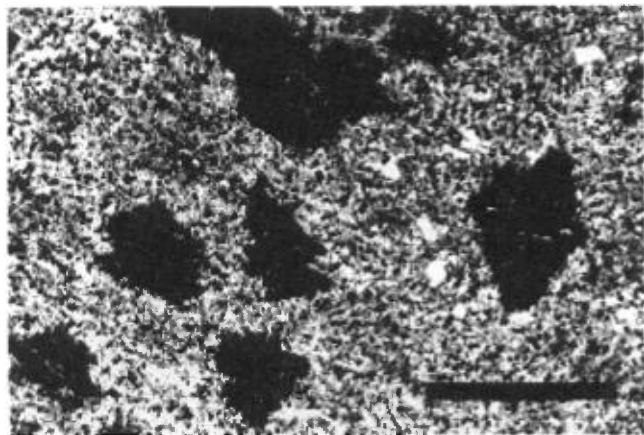


FIGURE 61 - Microphotographie en lumière naturelle de la bordure d'un coussin de basalte à plagioclase (Cbpl), où des «taches» (probablement des varioles, voir texte) plus foncées reposent dans une mésostase de ton plus pâle, composée d'actinote-épidote-albite et sphène, représentées par les points noirs au sein de la mésostase. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

nature hypovolcanique, source des laves directement susjacentes ou encore qu'ils représentent des exemples de coulées massives volumineuses.

Les péridotites sont semblables à celles recoupant l'assemblage sédimentaire-volcanoclastique de la partie supérieure du Sous-groupe de Beauparlant ; elles en diffèrent légèrement par leur taux de déformation moins intense et une minéralogie plus fraîche, particulièrement pour les clinopyroxènes.

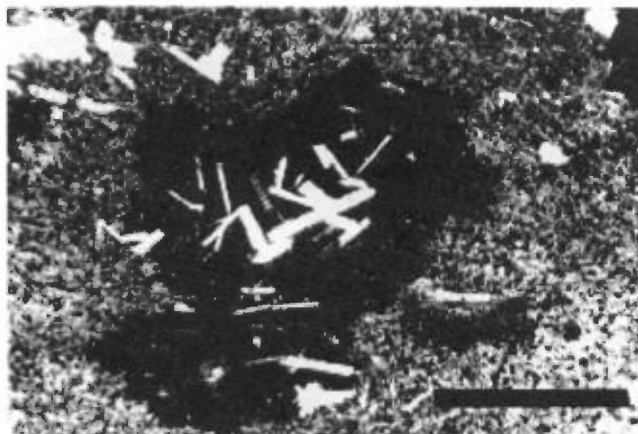


FIGURE 62 - Microphotographie en lumière naturelle d'une des taches (varioles) des coussins de basalte à plagioclase (Cbpl). Elles renferment une concentration de phénocristaux prismatiques de plagioclase. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.



FIGURE 63 - Microphotographie, en lumière naturelle, plus détaillée de la partie inférieure de la tache (variole) de la photo précédente montrant nettement les prolongations aciculaires émanant de chaque extrémité des cristaux prismatiques de plagioclase (texture swan tail). L'échelle est égale à 0,25 mm. Groupe de Chukotat

Les gabbros ont des caractéristiques singulières restreintes au Groupe de Chukotat et localement à la partie sommitale du Sous-groupe de Beauparlant. Ils se distinguent des gabbros recoupant les unités des autres groupes par une quasi-absence de déformation et des cristaux de plagioclase typiquement de couleur vert turquoise en surface fraîche. En lames minces, les plagioclases ont été saussuritisés à différents degrés, oblitérant complètement à quelques endroits les macles du plagioclase calcique primaire. Les gabbros de la partie supérieure du Chukotat contiennent localement beaucoup de leucoxène et/ou sphène, témoignant de leur haute teneur en titane.

Le Chukotat renferme également plusieurs «filons-couches» d'épaisseurs plus restreintes (< 150 m), communément caractérisés par la présence de joints colonnaires,



FIGURE 64 - Microphotographie en lumière naturelle d'une amygdale près de la bordure d'un coussin de basalte à plagioclase (Cbpl). L'allongement des amygdales est disposé de façon grossièrement radiale par rapport au centre du coussin ; la surface externe du coussin se trouve à la droite et perpendiculaire au grand axe de l'amygdale. Les minéraux de cette amygdale sont l'épidote sous forme de grains arrondis (1) dans la partie gauche de celle-ci, la calcite (2) et la chlorite (3) formant des agrégats de grains xénomorphes très petits, respectivement brouillés et translucides. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

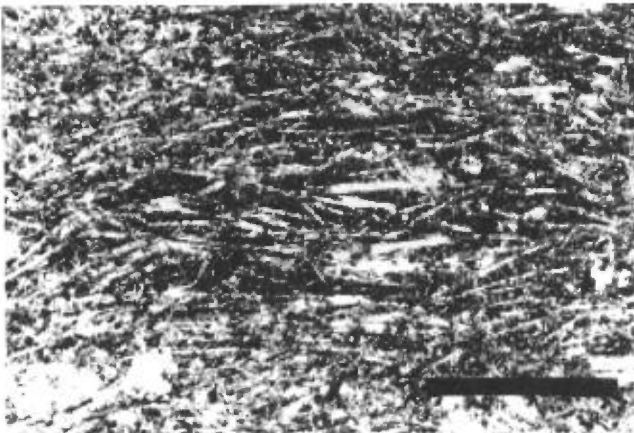


FIGURE 65 - Microphotographie en lumière naturelle de microlites de plagioclase, provenant d'un coussin de basalte à plagioclase (Cbpl), orientés subparallèlement à la surface externe du coussin, formant ainsi une texture trachytique. Cette texture n'est visible que dans une zone très restreinte, directement sous la bordure figée du coussin. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

indiquant qu'ils ont subi un refroidissement relativement rapide. À l'W et à l'E de la région du lac Hubert, ces filons-couches de faible puissance ont fait l'objet de plusieurs études détaillées (Francis et Hynes, 1979 ; Baragar, 1984 ; Picard, 1989a, b). Ces auteurs ont conclu que la majorité de ces filons représentent des exemples de coulées massives ultramafiques à mafiques, avec ou sans différenciation.

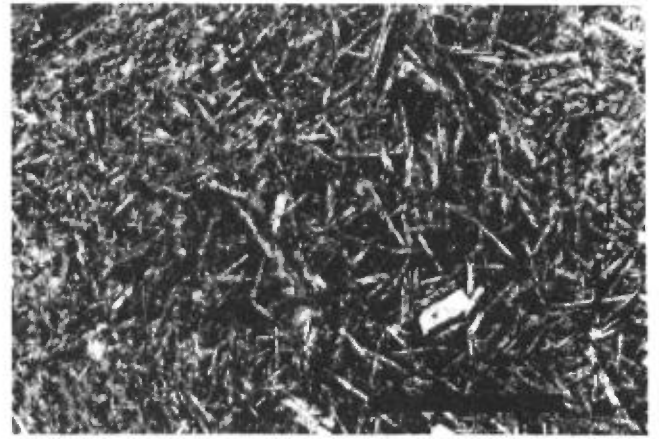


FIGURE 66 - Microphotographie en lumière naturelle de la partie interne d'un coussin de basalte à plagioclase (Cbpl), plus près du centre du coussin que la figure précédente, où les cristaux microlitiques de plagioclase ne présentent pas d'orientation préférentielle. L'échelle est égale à 1 mm. Groupe de Chukotat.

LE GROUPE DE WATTS (LAMOthe *ET AL.*, 1984)

Description générale

Ce groupe forme la partie supérieure de la Fosse de l'Ungava. Il occupe une épaisseur structurale variant de 65 km, dans la partie centrale de la Fosse, (Tremblay, 1985, 1989) à 3 km pour la partie NW de la région du lac Hubert.

Le Watts est limité de part et d'autre par des contacts tectoniques. Au sud, il chevauche l'empilement volcanique, de type proto-rift océanique (Hynes et Francis, 1982

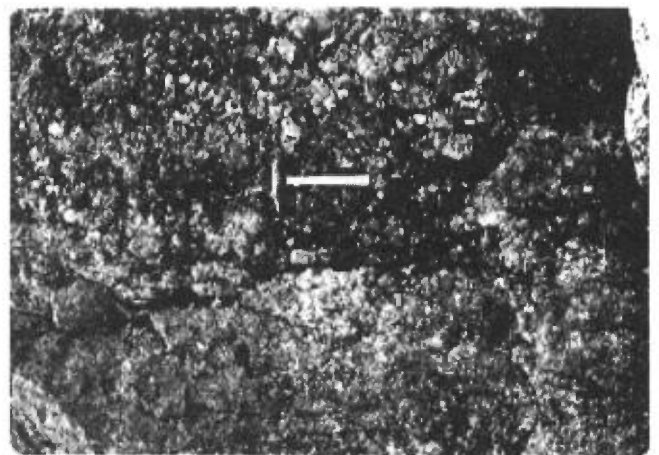


FIGURE 67 - Horizon de brèche volcanique (Cbv), de quelques mètres d'épaisseur, renfermant des fragments de basalte à plagioclase massif et coussiné, situé dans la partie supérieure orientale de l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat. La matrice est quasi inexistante dans cet horizon, tout comme pour les autres horizons similaires au sein du Chukotat.

; Francis *et al.*, 1983 ; Picard, 1989a, b ; St-Onge et Lucas, 1993), du Groupe de Chukotat le long de la faille de Bergeron, qui se poursuit sur plus de 300 km. Au N, le Watts est séparé du socle archéen (le Complexe de Déception) par une zone de décollement où les indicateurs cinématiques sont compatibles avec un glissement vers le S des unités de la Fosse sur le socle archéen. Dans la partie E de la Fosse, la faille de Bergeron converge vers le décollement de base (St-Onge *et al.*, 1987; St-Onge et Lucas, 1990a, 1993) et s'y rattache ; ainsi, à l'échelle de l'ensemble de la Fosse, le Groupe de Watts prend la configuration d'une synforme épaissie structuralement grâce aux failles de chevauchement et plis mégascopiques (Lucas, 1989). Cette synforme se caractérise d'ailleurs par un plancher faillé.

Le Groupe de Watts renferme dans sa partie inférieure un mince placage de sédiments directement susjacent au socle archéen. Le reste du groupe se caractérise par un empilement volcanique fortement déformé, constitué majoritairement de metabasalte et de metabasite, recoupé par un complexe intrusif (Lamothe *et al.*, 1984). Ce dernier englobe surtout des intrusions pré-tectoniques de gabbro (1995-2000 Ma, Parrish, 1989) accompagnées en moindre quantité de dunité, péridotite, pyroxénite, diorite, granodiorite, monzogabbro et monzonite. Des plutons tardi- à post-tectoniques de gabbro, diorite, tonalite, granodiorite et granite recoupent également le Groupe de Watts (Tremblay, 1986a, 1985; Moorhead, 1986b; Hervet, 1985; Lamothe *et al.*, 1984; Taylor, 1982). Ces plutons semblent former deux suites distinctes variant entre 1898-1870 Ma et 1848-1839 Ma (St-Onge *et al.*, 1992).

Un assemblage métavolcanique bien préservé se situe dans la partie centre-sud du Groupe de Watts, à proximité de la faille de Bergeron, où il fut désigné comme la Formation de Parent, (Tremblay, 1985).

La région du lac Hubert comprend une mince tranche du socle archéen au nord de la Fosse. Ce socle est surmonté structuralement par un assemblage métasédimentaire, lui-même surmonté par un empilement métavolcanique mafique, chevauché sur le Groupe de Chukotat le long de la faille de Bergeron. Cette séquence volcanosédimentaire est désignée comme le Sous-ensemble 1 (figure 6).

Dans la partie E de la région du lac Hubert, un assemblage de gabbro et de péridotite, fortement déformé et disséqué par des failles, chevauche les unités du Sous-ensemble 1 le long de la faille de chevauchement majeure jj. L'assemblage intrusif est interlité et surmonté par un assemblage de laves et de tufs de composition mafique-intermédiaire. Des intrusions syn à tarditectonique de diorite, de diorite quartzifère et de granodiorite recoupent l'assemblage volcanique. Ce complexe intrusif-volcanique se situe dans le prolongement E de la Formation de Parent. Il est désigné comme le Sous-ensemble 2 (figure 7).

Le Groupe de Watts présente les structures les plus complexes de la région du lac Hubert, tant au niveau de

l'intensité du développement des diverses structures qu'à celui de la présence de patrons d'orientation complexes des macrostructures, tels les traces des plis et des failles.

Le trait structural le plus marquant de la région du lac Hubert est le tracé courbe du contact entre les roches de couverture et le socle sous-jacent. Cette partie du Groupe de Watts se trouvant dans le nez et le début du flanc E d'une grande antiforme P₃, orientée N-S et correspondant à la limite W de la région du lac Hubert (figure 4 et carte géologique hors texte), le flanc W se trouve à 10 km à l'W (Taylor, 1982 ; Barrette, 1987, 1990b). Ce pli expose les niveaux les plus profonds du Groupe de Watts. La nature tardive du pli est mise en évidence par la trace courbe de l'isograde de grenat, parallèle au contact socle-couverture. Le métamorphisme dans le Groupe de Watts décroît du faciès des amphibolites inférieur à celui des schistes verts, perpendiculairement à partir du contact couverture-socle.

Sous-ensemble 1

Le Sous-ensemble 1 est limité au NW par le complexe de Déception, d'âge archéen, et au S par l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat. Surmontant directement le socle, ce sous-ensemble renferme dans sa partie inférieure un placage d'unités sédimentaires variées coiffé par un assemblage de coulées de basalte massives à coussinées recoupées par des gabbros à grain fin de caractère hypovolcanique. Des horizons volcanoclastiques de nature variée et de phyllades graphiteuses surmontent et s'interlissent dans cet empilement volcanique. Un horizon de rhyolite fortement déformé dans la partie sommitale de cet empilement volcanique a été daté à 1860 ± 2 Ma (Machado *et al.*, 1993).

Un assemblage de schistes de couleur gris-verdâtre forme l'unité la plus volumineuse de la tranche supérieure de ce premier sous-ensemble. Le protolithe de ces schistes est incertain : il pourrait être des volcanoclastites à grain fin de composition mafique à intermédiaire fortement tectonisées ou une séquence de siltstones (turbiditiques) avec une composante volcanogène variable. Le manque de lapillis et de blocs d'origine volcanique ou d'interlits de coulées nous laisse croire qu'il pourrait s'agir d'un assemblage de siltstone volcanogène en partie épicyclastique.

Caractéristiques aéromagnétiques

Une crête aéromagnétique d'une amplitude de 100 gammas, d'une largeur de 1,5 km, s'étendant sur 18 km, parallèle au grain tectonique, se superpose à l'assemblage de mévolcanites mafiques à la base du sous-ensemble (Commission géologique du Canada, carte n° 8780G, 1981; carte de compilation hors texte). L'assemblage de schistes, d'origine sédimentaire/épicyclastique, dans la partie sommitale-est du sous-ensemble se caractérise par un magnétisme très faible.

Sous-ensemble 2

Le Sous-ensemble 2 se situe au NE du premier. Il chevauche ce dernier le long de la faille jj. Ce sous-ensemble englobe un assemblage complexe volcanique et volcanoclastique de composition mafique à felsique envahi par des intrusions pré-tectoniques de gabbro, localement volumineuses, accompagnées de pyroxénite et de péridotite ainsi que par des intrusions syn- à post-tectoniques de diorite et de granodiorite. Les unités contenues dans le Sous-ensemble 2 sont similaires à celles qui caractérisent une grande partie du secteur méridional du Watts. La seule unité de cette portion du Watts à n'être pas représentée dans le Sous-ensemble 2 est l'unité intrusive de métagabbro qui occupe une énorme superficie dans les parties centrale et nord de la Fosse (Tremblay, 1986a, 1985 ; Hervet, 1985 ; Lamothe *et al.*, 1984).

Tel qu'il est indiqué ci-dessus, ce sous-ensemble chevauche le Sous-ensemble 1, plaçant un complexe intrusif de gabbros et d'ultramafites renfermant quelques lentilles de basaltes et de volcanoclastites au-dessus de l'assemblage de schistes qui caractérise la partie sommitale du premier sous-ensemble. Les intrusions de gabbro et de péridotite surmontent directement le plancher de la faille de chevauchement et témoignent d'un fort degré de cisaillement.

Les unités extrusives du Sous-ensemble 2 représentent l'extension latérale de l'empilement volcanique-volcanoclastique de la Formation de Parent, qui affleure directement au N de la faille de Bergeron dans le secteur central de la Fosse (Roy, 1985 ; Tremblay, 1985, 1989 ; Moorhead, 1986a, 1989 ; Picard *et al.*, 1990). Un niveau rhyodacitique, localisé à environ 20 km à l'E de la région du lac Hubert dans la Formation de Parent, a été daté par Machado *et al.* (1993). La présence de grains de feldspath arrondis indique que l'horizon représente plutôt un sédiment ou un tuf remanié. Les âges des zircons sont de 1917, 1968 et 2423 Ma, indiquant que l'horizon s'est déposé après 1917 Ma (Machado *et al.*, 1993). Une intrusion de diorite très peu déformée, probablement syn- à tardi tectonique, située dans la partie centre-nord du Sous-ensemble 2 (UTM 433550E ; 6817000N) a donné un âge de 1874 Ma (Machado *et al.*, 1993). À 9 km au NE de la limite NE de notre région, une intrusion de forme ovoïde de gabbro non déformé recoupe les unités de la Formation de Parent (Tremblay, 1989). Cet intrusion a été datée à 1860 Ma (Machado *et al.*, 1993).

L'âge des zircons détritiques indique que la Formation de Parent est plus jeune que 1917 Ma. L'âge des intrusions indiquent que le Parent est plus vieux que 1874 Ma. Ceci contraste avec le Sous-ensemble 1 qui donne un âge de 1860 Ma pour une rhyolite déformée et un âge de 1845 Ma pour une intrusion de granodiorite foliée. Les datations de Machado *et al.* (1993) indiquent que les unités extrusives du Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, corrélatives à la Formation de Parent, sont probablement

au moins 14 Ma plus vieilles que celles Sous-ensemble 2. De plus, l'âge des intrusifs indiquent que la déformation est nettement plus ancienne dans le Sous-ensemble 1 (≥ 1874 Ma) que dans le Sous-ensemble 2 (≤ 1845 Ma).

Nous avons donc choisi de subdiviser le Groupe de Watts en deux blocs tectonostratigraphiques distincts (figure 9). Des failles importantes marquent les contacts entre les deux sous-ensembles et leurs unités encaissantes (Le Complexe de Déception et le Groupe de Chukotat). Nous n'avons pas identifié d'éléments nous permettant d'établir de liens stratigraphiques entre les unités aphébiennes (figure 9).

Caractéristiques aéromagnétiques

Une anomalie aéromagnétique d'environ 100 gammas couvre l'ensemble de l'assemblage d'intrusions de gabbros (Commission géologique du Canada, carte 8773, 1981; carte de compilation hors texte). Des anomalies ponctuelles, atteignant 600 gammas, se retrouvent le long des horizons d'ultramafites. Les intrusions tardives de granodiorite et de diorite se démarquent mal sur la carte aéromagnétique (Commission géologique du Canada, carte n° 8773G, 1981)

Description des lithofaciés

Sous-ensemble 1

L'assemblage métasédimentaire basal du Watts

Tel qu'il a été mentionné précédemment, l'assemblage sédimentaire de la partie inférieure du Groupe de Watts est séparé du socle sous-jacent par une zone de décollement. Le pendage des unités sédimentaires au-dessus de cette dernière varie de moyen à faible, la puissance totale de l'assemblage étant de l'ordre de 100 m. Ceci représente un estimé de l'épaisseur maximale due à la présence de plis intrafoliaux.

L'assemblage sédimentaire basal renferme trois grands types d'unité, qui sont en ordre d'importance volumétrique décroissant :

- 1) Schiste à quartz-feldspath-biotite \pm grenat \pm hornblende (Wsqfb)
- 2) Schiste à hornblende-quartz-grenat \pm carbonates \pm plagioclase \pm biotite \pm chlorite (Wshqg)
- 3) Dolomie (Wdo)

De minces horizons sédimentaires s'intercalent localement au sein de l'empilement volcanique susjacent ; ils sont formés de siltstone, de grès (Wsg) et de phyllade (Wph).

Schiste à quartz-feldspath-biotite \pm grenat \pm hornblende (Wsqfb)

Cette unité forme de loin la composante la plus volumineuse de l'assemblage sédimentaire basal. Le litage ori-

ginel se discerne facilement par l'alternance d'horizons, de 1 à 50 cm, psammitiques et semi-pélitiques. Les horizons psammitiques (grès et siltstone) sont plus communs dans la partie inférieure de l'assemblage basal, près du socle archéen, que dans la portion supérieure de l'assemblage. Des niveaux conglomératiques ont été observés à proximité du socle dans la région adjacente au nord de ce secteur (Tremblay, 1986a).

Il y a un accroissement progressif de l'abondance des horizons semi-pélitiques vers le sommet de cette séquence sédimentaire, reflet d'une baisse progressive dans la granulométrie des sédiments vers le sommet de cette séquence, similaire à celle notée pour l'assemblage sédimentaire du Sous-groupe de Lamarche.

Cette unité renferme, en proportions variables, les minéraux suivants : quartz-plagioclase-biotite-muscovite \pm chlorite \pm grenat \pm hornblende \pm épidote \pm calcite. Les traits suivants caractérisent cette unité :

- Un alignement préférentiel de biotite-muscovite-chlorite-hornblende définit la schistosité majeure (S_1).

- Localement, les porphyroblastes de grenat renferment des traînées d'inclusions de quartz et de minéraux opaques (ilménite?). La trace des traînées d'inclusions est localement recourbée et/ou à angle avec la schistosité S_1 , indiquant que les grenats ont subi un certain degré de rotation lors de leur croissance. Sur un affleurement, la rotation des grenats est associée à des plis mésoscopiques P_2 (figure 68).

- Le quartz et le plagioclase forment la matrice granoblastique.

- La calcite et l'épidote sont présentes sous forme de grains xénomorphes isolés.

- La chlorite forme des couronnes d'altération autour du grenat et remplace aussi la biotite (figure 68).

Schiste à hornblende-quartz-grenat \pm carbonates \pm plagioclase \pm biotite \pm chlorite (Wshqg)

Cette unité forme des horizons d'épaisseurs d'ordre centimétrique à décimétrique à l'intérieur de l'assemblage de schistes psammitiques et semi-pélitiques (Wsqfb). Le litage, visible localement, se caractérise par l'abondance relative des minéraux typomorphes mafiques et felsiques.

L'assemblage minéralogique complet se caractérise par : hornblende-quartz-grenat-plagioclase \pm calcite \pm biotite \pm chlorite \pm calcite.

Des textures de métamorphisme rétrograde abondent localement dans cette unité, où la chlorite croît aux dépens de la biotite, de la hornblende et du grenat.

Le protolithe de cette unité est quelque peu problématique ; certains des horizons sont caractérisés par l'abondance locale de calcite, l'omniprésence de l'assemblage quartz-hornblende-grenat combinée avec la faible proportion de plagioclase vis-à-vis le quartz ainsi que par des contacts diffus avec les schistes semi-pélitiques. Ces traits indiquent que ces horizons sont probablement des amphibolites d'origine sédimentaire et pourraient repré-

senter des horizons de siltstone et/ou des ardoises calcaires (marnes) métamorphisés. D'autres horizons de cette unité sont par contre caractérisés par une abondance de hornblende et un rapport élevé de plagioclase/quartz ; ils représentent probablement des amphibolites métavolcaniques d'origine intrusive et/ou effusive de composition grossièrement gabbroïque.

Dolomie (Wdo)

L'assemblage sédimentaire basal du Watts renferme seulement un affleurement restreint de cette unité (417850E, 6815250N), de quelques mètres d'épaisseur, interlitée au sein de niveaux de schistes semi-pélitiques de l'unité (Wsqfb). La dolomie est massive, recoupée par des veines de quartz en treillis ; elle renferme quelques cristaux de phlogopite (5 %) attestant des conditions métamorphiques au faciès des amphibolites inférieur.

Siltstone (Wpst)

Seulement quelques horizons de cette unité ont été notés (422000E, 6817250N), surmontant l'empilement de basaltes massifs qui coiffent l'assemblage sédimentaire basal. Ces horizons sont constitués surtout de siltstone massif et lité.

Phyllade (Wph)

Cette unité forme des horizons interlités avec les niveaux de tufs qui coiffent l'empilement de basaltes massifs. Elle a typiquement une couleur noire en surface fraîche due à l'abondance de graphite. Les phyllades renferment un assemblage composé de quartz-graphite-muscovite-chlorite-albite \pm sphène \pm tourmaline. Localement, le litage se discerne par des variations modales entre les constituants mafiques et felsiques à l'intérieur de bandes de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur (figure 69). Les laminations différentielles d'échelle millimétrique sont probablement d'origine tectonique.

L'empilement de volcanites-volcanoclastites

Cet empilement semble être en contact stratigraphique avec l'assemblage sédimentaire sous-jacent. Quoique les unités volcaniques à la base de l'empilement soient des schistes metabasiques, fortement imprégnés d'une schistosité bien développée (S_1), aucune intensification du cisaillement à proximité de l'assemblage sédimentaire sous-jacent n'a été notée. Vue le manque d'évidence structurale probante pour une faille, le contact est interprété comme stratigraphique. Tremblay (1991) note la même relation stratigraphique dans le secteur adjacent au N. Par contre, St-Onge et Lucas (*et al.* 1987, 1990b, 1993) ont observé la présence d'une faille de chevauchement entre les deux assemblages dans la partie orientale du Groupe de Watts.

La première unité à surmonter l'assemblage sédimentaire est une séquence de schiste à hornblende-actinote, interprétée comme un ensemble de coulées massives. Les coulées massives sont intercalées avec de minces interlits

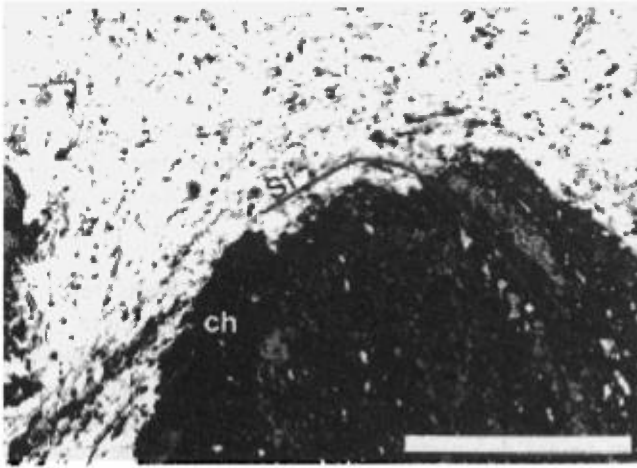


FIGURE 68 - Microphotographie, en lumière naturelle, de l'unité Wsqfb montrant un grenat partiellement cerné par de la chlorite rétrograde. Les traînées d'inclusions à l'intérieur du grenat s'orientent à angle avec la schistosité S, présente dans la matrice (la ligne sur la photo). La déflexion de la surface S, indique que ce grenat a subi une rotation dans le sens horaire. L'échelle mesure 1 mm.

de volcanoclastites et de filons-couches de gabbro de nature hypovolcanique. Au sommet de l'empilement de coulées massives se trouvent quelques horizons de phyllades graphiteuses. Surmontant au sud les basaltes fortement foliés, se trouve un assemblage de schistes de couleur gris-vertâtre à vertâtre qui semble contenir des horizons de tufs, de siltstones et d'épiclastites.

Basalte (Wba)

Cette unité occupe la plus grande superficie de la partie inférieure de l'empilement volcanique du Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts. Tel qu'il a été indiqué ci-dessus, les unités basales sont des schistes métabasiques à hornblende-actinote caractérisés par l'absence quasi totale de structures primaires. Ils sont intercalés de minces horizons de brèches volcaniques, de phyllades et de filons-couches de gabbro. Ces schistes sont interprétés comme une séquence de coulées massives de basalte fortement déformé, et métamorphisé, mais grossièrement similaire au basalte massif typique de la partie inférieure de l'empilement volcanique du Sous-groupe de Beauparlant. D'ailleurs, certaines coulées massives, situées à des niveaux stratigraphiquement plus élevés que ceux décrits ci-dessus, renferment une faible quantité de paillettes de biotite, similaires à celles observées à la base du Sous-groupe de Beauparlant dans les régions plus à l'E (Picard, 1985 ; Moorhead, 1986a).

Des coulées de basaltes coussinées, beaucoup moins abondantes que les coulées massives, ont été observées dans les portions centrale et supérieure de l'empilement volcanique. Les coussins sont généralement fortement déformés et difficiles à reconnaître (figure 70). La déficience de coulées coussinées est peut-être due en partie à la forte déformation qui aurait aplati et transposé les coussins, les rendant difficilement discernables.

L'assemblage minéralogique typique des basaltes est : actinote/hornblende-plagioclase-quartz-épidote-sphène-chlorite \pm calcite \pm biotite. Vers la partie inférieure de la séquence volcanique, près du contact avec le socle archéen sous-jacent, l'actinote disparaît au profit de la hornblende. Quelques reliques de phénocristaux de plagioclase complètement saussuritisés ont été notées.

Rhyolite (Wrhy)

Seul un horizon de cette unité (UTM 424300E, 6813500N) a été reconnu dans cet empilement volcanique ; il se situe à proximité de la faille de Bergeron dans la partie centrale du Groupe de Watts. Cet horizon a été daté à 1860 Ma (Machado *et al.*, 1993).

La patine et la surface fraîche sont typiquement de couleur jaune-vertâtre à blanchâtre. Cette rhyolite est massive mais devient très schisteuse dans sa portion occidentale. Elle est recoupée par de nombreuses veines de quartz \pm plagioclase de ton plus pâle.

En lames minces, la rhyolite présente un amoncellement grossièrement granoblastique de quartz et d'albite. Les zones schisteuses se caractérisent par des bandes de 0,5 à 3 mm d'épaisseur riches en séricite et ankérite qui recoupent la matrice granoblastique (figure 71). La séricite croît sous forme de petites paillettes orientées parallèlement et l'ankérite sous forme de cristaux losangiques ou en agrégats polycristallins. Des oxydes de fer (goethite/hématite) remplacent localement l'ankérite.

Tufs (Wtuf)

L'assemblage de tufs forme une unité importante de la partie supérieure de l'empilement volcanique du Sous-ensemble 1. Les différentes composantes de l'assemblage sont, en ordre d'importance : les tufs fins massifs à laminés (peuvent inclure des laves cisailées), à lapillis, à cristaux et à blocs. De rares horizons de brèche volcanique s'intercalent au sein de l'assemblage de basaltes massifs à la base de l'empilement. La grande majorité sont

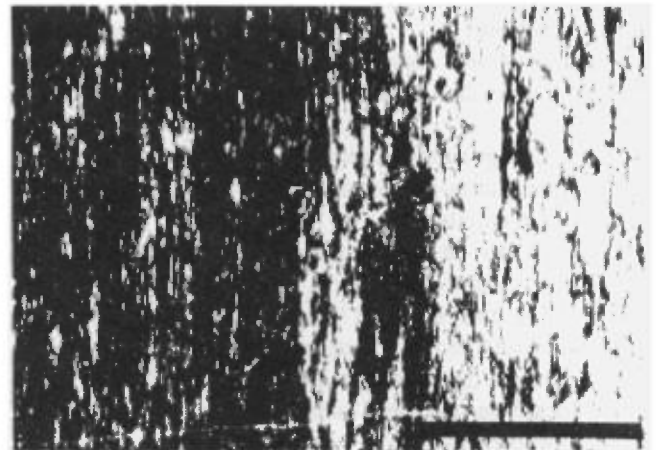


FIGURE 69 - Microphotographie, en lumière naturelle, de l'unité Wph où le litage S_0 , parallèle au S_1 , est mis en évidence par le contraste entre les bandes sombres (riches en graphite-muscovite-chlorite) et les bandes claires (riches en quartz-albite). L'échelle mesure 1 mm.

des tufs mafiques, avec localement une composante plus felsique sous forme de fragments (tufs à lapillis) ou d'interlits (tufs fins laminés). Les contacts entre les différentes composantes se perçoivent difficilement en raison des contacts transitionnels et/ou une déformation pénétrante très bien développée.

Les tufs à cristaux contiennent des grains et des fragments de plagioclase et pyroxène (figure 72). Des horizons de tufs à lapillis ont été notés près de la faille de Bergeron ; les fragments mafiques et felsiques présentent un aplatissement extrême, formant ainsi de véritables galettes avec un rapport d'aplatissement variant de 1 : 5 à 1 : 10.

Les tufs fins massifs à laminés forment la composante la plus volumineuse de l'assemblage volcanoclastique, particulièrement dans la partie sommitale, près de la faille de chevauchement qui sépare les Sous-ensembles 1 et 2. Les affleurements sont généralement massifs avec une patine de couleur vert-grisâtre, de ton plus foncé en surface fraîche. Quelques affleurements présentent des laminations compositionnelles parallèles à la schistosité S_1 , généralement d'ordre millimétrique, caractérisées par des variations modales entre les minéraux felsiques et mafiques. En lames minces, les unités volcanoclastiques se caractérisent par l'assemblage actinote/hornblende-plagioclase - quartz - épidote - sphène - chlorite \pm calcite \pm biotite \pm muscovite. Des reliques de textures primaires ont été reconnues localement, tels des fantômes de cristaux de plagioclase complètement saussuritisés (figure 73).

Il n'est pas exclu que vu le développement intense de la schistosité l'unité de tufs fins à laminés renferment plusieurs horizons de laves massives. Ces schistes verts ont une patine moins foncée que la séquence de basalte massif à la base du Sous-ensemble 1 rappelant davantage les interlits de siltstones volcanogènes d'origine épicyclastique au sommet du Sous-groupe de Beuparant.

En résumé, l'unité de Wtuf sur la carte géologique représente un assemblage dominé par des schistes à actinote-hornblende à protolithe volcanique qui renferme quelques textures et cristaux primaires permettant de reconnaître localement des horizons de tufs.

Schistes, phyllades et siltstones (d'origines sédimentaire et volcanogène) et volcanoclastites (Wspsv)

Cette unité constitue l'assemblage dominant dans la partie E du Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts. Elle forme le cœur et la flanc E du pli N-S P_3 . Elle se caractérise par des schistes et phyllades de couleur verdâtre à gris-verdâtre généralement très fissiles et crénelés. Des horizons de phyllades graphiteuses et de filons-couches de gabbro s'intercalent dans la séquence. Il faut souligner que plusieurs des affleurements, particulièrement ceux en bordure de la faille de chevauchement qui sépare les Sous-ensembles 1 et 2, ressemblent beaucoup aux hori-



FIGURE 70 - Coussins fortement déformés et ankéritisés, situés près de la faille de Bergeron. L'ankérite confère la couleur brunâtre aux basaltes (Wba), particulièrement dans les zones intercoussins. La surface S_1 est approximativement parallèle au manche du marteau.

zons de phyllades décrits dans la section précédente. À ces endroits les roches deviennent plus fissiles ; elles prennent également un ton plus grisâtre sur leur patine d'altération. Il semble donc y avoir une gradation entre l'unité de schistes et phyllades verdâtres et les phyllades grisâtres à noirs. Ceci nous laisse donc croire que cette unité a peut-être un protolithe similaire à la séquences de siltstones d'origine épicyclastique au sommet du Sous-groupe de Beuparant. La déformation plus intense du Groupe de Watts ne permet pas d'identifier les structures sédimentaires typiques des séquences turbiditiques. Il faut également souligner que dans le Sous-groupe de Beuparant la distinction entre les siltstones et phyllades et les siltstone volcaniques étaient souvent indéterminées.

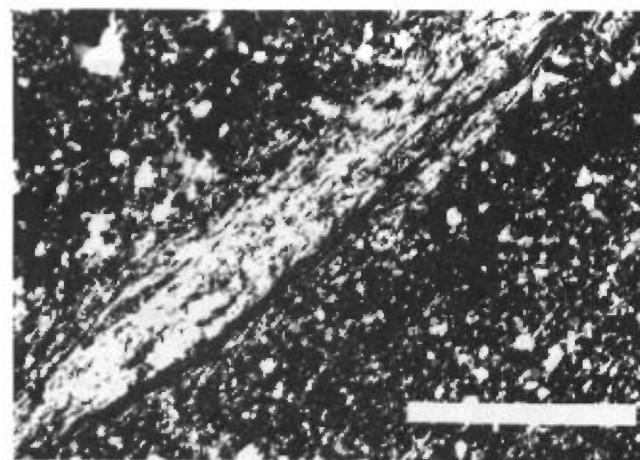


FIGURE 71 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'une zone schisteuse à l'intérieur de l'unité de rhyolite massive (Wrhy). Cette zone se caractérise par l'abondance de muscovite et d'ankérite. Une matrice formée de quartz et d'albite microgranoblastique l'entoure. L'échelle mesure 1 mm.

En résumé, l'assemblage de siltstones et phyllades de couleur verdâtre dans la partie sommitale E du Sous-ensemble 1 du Watts représente vraisemblablement une déposition de turbidites d'origine volcanique contemporaine à une sédimentation pélagique ambiante. Le taux d'apport de matériel volcanique est ainsi devenu plus faible et de caractère plus distal et remanié vers le sommet de l'empilement volcanique du Sous-ensemble 1. Ce scénario est semblable à celui envisagé pour l'assemblage sédimentaire-volcanoclastique/épicyclastique qui surmonte l'empilement de basaltes du Sous-groupe de Beuparant plus au S.

Schistes d'altération (Wssa et Wsc)

Plusieurs des unités effusives et intrusives de l'empilement volcanique du Groupe de Watts sont fortement déformées et altérées. Particulièrement celles de la partie supérieure du Sous-ensemble 1 située au coeur de la zone triangulaire où un pli P_1 de grande amplitude, orienté N-S, vient buter contre la faille de Bergeron. À cet endroit, les horizons de schistes d'altération atteignent des dimensions cartographiables à l'échelle de nos travaux (1 : 50 000). Les unités altérées se rencontrent également dans les murs inférieur et supérieur de la faille de chevauchement qui sépare le Sous-ensemble 1 du Sous-ensemble 2 et dans le complexe de gabbro-péridotite à la base du Sous-ensemble 2. Par contre, à ces endroits ils atteignent des dimensions nettement inférieures aux horizons présents près du pli P_1 du Sous-ensemble 1.

Le protolithe originel de ces schistes demeure dans plusieurs cas obscur, en raison de la recristallisation complète de l'assemblage minéralogique typomorphe. Les gabbros et les coulées de basaltes massives semblent constituer la plus grande portion des unités originelles.



FIGURE 72 - Tufs mafiques massifs (Wtuf), du sous-ensemble 1 de Watts, renfermant quelques cristaux isolés de pyroxène pseudomorphisé en actinote

Deux unités de schistes «altérés» ont été reconnues, soit: 1) schiste à quartz-albite-ankérite-séricite-chlorite (Wssa) et 2) schiste à plagioclase-quartz-chlorite-calcite (Wsc). Le premier étant le plus commun, il est souvent associé spatialement à une abondance de veines de quartz atteignant jusqu'à 1 m d'épaisseur.

Schiste à quartz-albite-ankérite-séricite-chlorite (Wssa)

Cette unité se présente sous forme d'horizons lenticulaires, d'épaisseurs d'ordre centimétrique à décimétrique, localement continus sur plus de un kilomètre.

La patine des affleurements présente toujours une couleur brun-orangé frappante, restreinte à cette lithologie; la surface fraîche a une couleur similaire mais plus jaunâtre et de ton plus pâle. En de nombreux endroits des veines de quartz atteignant localement des épaisseurs de

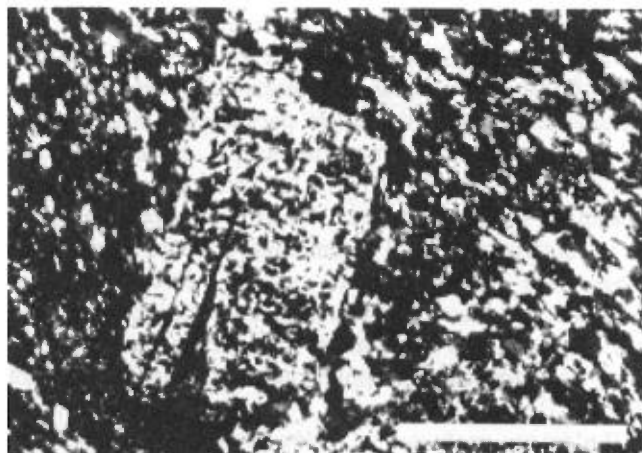


FIGURE 73 - Microphotographie, en lumière polarisée, d'un cristal de plagioclase fortement saussurité provenant d'un horizon de tuf à lapillis et cristaux de l'unité (Wtuf) du sous-ensemble 1 de Watts. La matrice se compose de quartz-albite-épidote-biotite-chlorite-sphène. L'échelle mesure 1 mm.

2m ont été notées. L'ankérite et la fuschite se concentrent dans les épontes des veines.

En lames minces, cette unité se caractérise par l'assemblage quartz-albite-ankérite-séricite-chlorite-oxyde de fer \pm prehnite, la proportion des différents minéraux variant sensiblement sur les affleurements. De façon générale, la proportion de séricite et d'ankérite augmente avec le taux d'altération et la quantité de veines de quartz. L'ankérite est généralement partiellement remplacée par des oxydes de fer (goethite) (figure 74), donnant ainsi la couleur brun-orangé caractéristique de cette unité. La croissance de l'assemblage séricite-prehnite-ankérite est clairement tardive, recoupant des structures antérieures telles la schistosité principale S_1 définie par l'alignement de paillettes de chlorite (figure 75). La présence de prehnite dans un assemblage métavolcanique métamorphisé au faciès des schistes verts supérieur indique que l'altération est également tardive à postmétamorphique.

A plusieurs endroits les protolithes peuvent encore être identifiés, ces derniers étant constitués de metabasites de nature variée. Ces affleurements renferment une plus grande proportion de chlorite que ceux plus fortement altérés. Il faut souligner qu'à de nombreux endroits, il y a un contact transitionnel entre les metabasites peu ou non altérées et l'unité Wssa.

La distribution spatiale de ce schiste est relativement restreinte, se concentrant surtout dans le coeur de la synforme P₃, où celle-ci vient buter sur la faille de Bergeron. La nature altérée, mais pas nécessairement fortement cisailée, de plusieurs des horizons de l'unité Wssa ainsi que l'association locale avec des veines de quartz pourraient être expliquées par un apport de fluides tardifs. La mise en place de ces fluides a probablement été synchrone au développement de la synforme P₃ de ce secteur. La croissance de ce pli s'est faite tardivement par rapport à la déformation plus ductile associée avec les phases de déformation antécédentes. Le plissement associé avec P₃ est beaucoup moins prononcé plus au S dans l'empilement volcanique du Groupe de Chukotat que dans le Groupe de Watts. Cette discontinuité de style structural serait marquée par une zone de failles interplissements longeant la faille de Bergeron, créant ainsi la synforme P₃ caractérisée au S par un plancher faillé. Ce style de plissement aurait donné naissance à une zone de dilatation dans le coeur de ce pli, en bordure de la faille de Bergeron, où les fluides riches en carbonates et silice auraient par la suite pénétré.

Schiste à plagioclase-quartz-chlorite-calcite (Wsc)

Cette unité forme des horizons discontinus variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au sein de l'empilement volcanique. Localement, elle forme de minces enveloppes autour des filons-couches de gabbro et des coulées de basalte massives. En surface fraîche et altérée, cette unité est de couleur verdâtre de ton variable.

Ce schiste se caractérise par l'assemblage plagioclase-quartz-chlorite-calcite ± sphène ± épidote ± oxydes de fer ± muscovite ± stipnomélane. Cette unité renferme généralement une schistosité bien développée, définie par l'alignement des chlorites. Malgré le fait que l'assemblage métamorphique typique des metabasites soit complètement recristallisé, la présence des mêmes minéraux mafiques indique que les unités de ce schiste ont subi un moins fort degré de métasomatisme que les horizons de l'unité Wssa, caractérisés localement par une quasi-absence de minéraux mafiques.

Tout comme l'unité précédente, des metabasites de nature diverse forment le protolithe de ce schiste, des contacts transitionnels avec ces dernières ayant été notés sur plusieurs affleurements.

Sous-ensemble 2

Ce sous-ensemble se caractérise par un complexe de gabbro-péridotite surmonté par un empilement volcanique composé de basalte et un assemblage volcanoclastique de composition mafique-intermédiaire. Les volcanites sont recoupées par des intrusions pré-tectoniques de composition ultramafique à gabbroïque et par des intrusions syn à tarditectonique de diorite, de diorite quartzifère et de granodiorite.

Basalte (Wba)

Les basaltes forment environ la moitié du volume de l'empilement volcanique du Sous-ensemble 2. En contraste avec le Sous-ensemble 1, les coulées coussinées sont nettement plus abondantes que les coulées massives. La couleur des coussins, en surface fraîche et altérée, varie de vert pâle à foncé. Très peu de phénocristaux ont été notés à l'intérieur de ces derniers. Localement, ils renferment en faible concentration de petits phénocristaux de plagioclase et, en moindre quantité, de pyroxène. Plusieurs de ces coulées coussinées sont très cisailées et recoupées par de nombreuses minces veinules de quartz-calcite-chlorite.

Ces basaltes ressemblent beaucoup aux basaltes aphyriques de la région adjacente à l'W (Moorhead, 1986a, 1989) ; ils présentent grossièrement les mêmes traits morphologiques que ceux de la partie supérieure du Beuparant. Les basaltes renfermant de nombreux phénocristaux équants de pla-

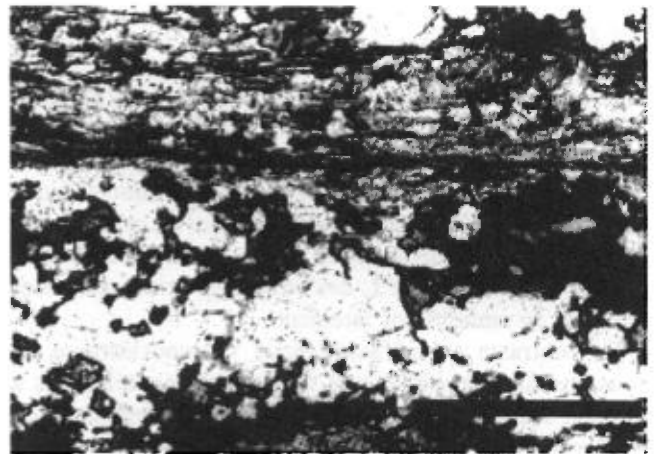


FIGURE 74 - Microphotographie, en lumière naturelle, de l'unité de schiste à quartz-ankérite-séricite-chlorite (Wssa) du sous-ensemble 1 du Groupe de Watts. Dans la partie supérieure de la photo, un zone schisteuse riche en muscovite-chlorite recoupe l'assemblage omniprésent de quartz-ankérite-talbite. L'ankérite est partiellement transformée en oxydes de fer (goéthite). L'échelle mesure 1 mm.



FIGURE 75 - Microphotographie, en lumière polarisée, de la même unité que la figure précédente (Wssa). Les cristaux d'ankérite et/ou de calcite (2) et de prehnite (3) ont crû tardivement par rapport au reste de l'assemblage qui se compose de chlorite (1) et de quartz \pm albite (non visible sur cette photo). L'échelle mesure 1 mm

gioclase et de pyroxène qui caractérisent la Formation de Parent, en bordure de la faille de Bergeron dans les régions plus à l'W (Roy, 1985; 1989; Moorhead, 1986a, 1989), n'ont pas été notés dans ce secteur.

En lames minces, l'assemblage minéralogique omniprésent se caractérise par : actinote-albite-épidote-sphène-quartz-chlorite \pm calcite \pm hornblende. Localement, les textures primaires sont encore perceptibles, comme des amygdales et des microlites de plagioclase dans les cous-sins (figures 76 et 77).

Tuf (Wtuf)

L'assemblage volcanoclastique renferme des horizons de tufs fins (massifs à laminés), à lapillis, à cristaux et à blocs ainsi que quelques lits de brèche volcanique. La quasi-totalité sont des tufs mafiques, la fraction felsique se limitant à quelques fragments lithiques au sein des tufs à lapillis et d'interlits dans les tufs fins lités. Tout comme dans le Sous-ensemble 1, des structures primaires, telles le litage, se manifestent rarement.

En contraste avec l'assemblage volcanoclastique du Sous-ensemble 1, où les tufs fins prédominent, les tufs à lapillis forment la composante la plus volumineuse du Sous-ensemble 2. Les niveaux de tufs à lapillis et cristaux renfermant de nombreux phénocristaux de plagioclase et de pyroxène qui caractérisent la portion centre-sud de la Formation de Parent (Tremblay, 1985 ; Moorhead, 1986a) ne forment que quelques interlits dans la séquence volcanoclastique de ce secteur.

Les unités volcanoclastiques du Sous-ensemble 2 renferment essentiellement le même assemblage minéralogique que celles du Sous-ensemble 1. Des textures primaires, telles le litage, se discernent localement (figure 78).

Intrusions du Groupe de Watts

Intrusions précinématiques

La partie du Watts comprise dans la région du lac Hubert renferme plusieurs types d'intrusions précinématiques, distribuées inégalement entre les deux sous-ensembles lithologiques du groupe.

Le Sous-ensemble 1 occupant la partie W et centre-sud du Groupe de Watts, repose en contact tectonique sur le socle archéen au N et le Groupe de Chukotat au S. Les filons-couches représentent le seul type d'intrusion reconnu au sein du Sous-ensemble 1, leur composition variant d'ultramafique à quartzodioritique. La vaste majorité de ceux-ci se composent de gabbro (figure 79). Localement, ils se distinguent mal des coulées de basalte massif qui constituent le type de lave le plus important du Sous-ensemble 1. Le gabbro renferme communément la même paragenèse minéralogique que le basalte. Plusieurs des filons-couches de gabbros contiennent une faible quantité de quartz bleuté (1 à 5 %) ; plus rarement certaines parties dans les filons-couches comprennent des zones où des cristaux de quartz forment jusqu'à 35 % de la roche, s'apparentant ainsi à des diorites quartzifères ou des tonalites.

La paragenèse minérale du gabbro est constituée de : plagioclase-actinote-épidote-sphène \pm quartz \pm chlorite \pm séricite \pm leucoxène \pm ilmenite \pm calcite \pm stipnomélane \pm oxydes de fer. À proximité du socle archéen, la hornblende remplace l'actinote comme phase mafique prédominante. Dans plusieurs filons-couches, le plagioclase calcique original est complètement recristallisé en albite microgranoblastique.

Seulement deux exemples de filons-couches ultramafiques affleurent dans ce sous-ensemble, le premier en bordure du socle archéen et le deuxième dans la partie centrale de l'empilement volcanique. Le deuxième forme la partie inférieure d'un filon-couche différencié. Les deux filons-couches sont fortement recristallisés et cisailés.

Le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts occupe les portions centre-nord et E de la région du lac Hubert. Il chevauche le premier le long d'une mince zone de failles de chevauchement, caractérisée par la présence d'étroits horizons ultramafiques très cisailés.

Les intrusions pré-tectoniques se retrouvent sous forme de filons-couches d'épaisseurs très variables au sein de l'empilement effusif/volcanoclastique du Sous-ensemble 2. Ils varient en composition d'ultramafique à mafique et comme pour le Sous-ensemble 1 le gabbro prédomine nettement sur les autres types.

Dans la partie supérieure du sous-ensemble le gabbro forme des filons-couches d'épaisseurs faible à moyenne (15 à 300 m) présentant les mêmes traits morphologiques, ainsi que le même assemblage minéralogique, que ceux qui recoupent la partie supérieure du Sous-ensemble 1. Certains filons-couches ont été fortement altérés. Ils se

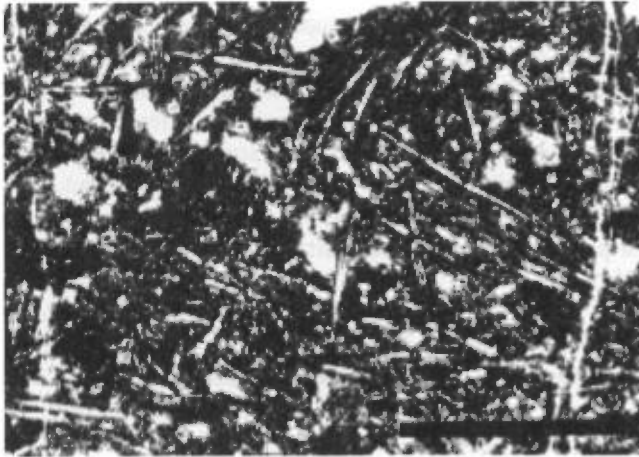


FIGURE 76 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un basalte coussiné, du sous-ensemble 2 de Watts qui montre des microlites de plagioclase avec des terminaisons en queue d'hirondelle. La matrice se compose d'un agrégat microcristallin d'actinote-épidote-albite-quartz-calcite. L'échelle mesure 1 mm

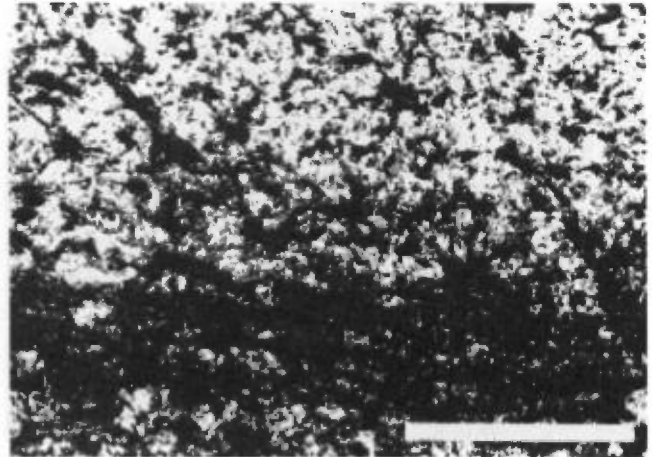


FIGURE 78 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'un tuf fin lité de l'assemblage volcanoclastique du sous-ensemble 2 de Watts. Le litage se dessine par la transition entre un horizon mafique à la base de la photo (riche en actinote-épidote-sphène) et un horizon plus felsique dans la partie supérieure (plus riche en quartz-albite). L'échelle mesure 1 mm.

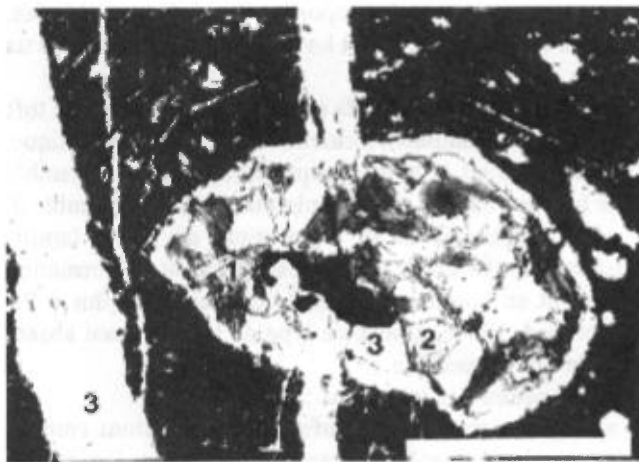


FIGURE 77 - Microphotographie, en lumière naturelle, d'une amygdale du même coussin que la figure précédente recoupée par une veinule de quartz. L'assemblage minéralogique compris à l'intérieur de l'amygdale se caractérise par l'actinote ferrugineuse (1), la chlorite (2), le quartz (3) et un minéral opaque. Plusieurs amygdales de ce basalte ne renferment que du quartz. L'échelle mesure 1 mm.

caractérisent par leur couleur plus pâle, la pauvreté de minéraux mafiques et l'abondance de séricite, de calcite et localement de quartz. Certains filons-couches renferment des niveaux dioritiques plus riche en quartz (~ 5 %).

L'intrusion de gabbro sus-jacente à la faille jj séparant les Sous-ensembles 1 et 2, représente une unité restreinte au sous-ensemble 2. Elle se compose de gabbro mésocrate, à grain fin à moyen, habituellement très cisailé. Plusieurs affleurements se caractérisent par la présence de microgabbro.

Vu la faible granulométrie des minéraux par rapport à son volume et la présence sporadique d'interlits de laves, de tufs et de phyllades, cette intrusion est interprétée

comme un filon-couche composite ou «sill swarm». Cette unité de gabbro a pu être formée par une injection multiple de filons-couches où les contacts entre les intrusions individuelles se distinguent mal.

Les ultramafites forment des filons-couches d'épaisseurs inférieures à 200 m au sein et/ou à la base de filons-couches de gabbro. Ils sont dans plusieurs cas le site de cisaillement intense, plusieurs d'entre eux ayant été complètement transformés en serpentinite (figure 80) ou plus rarement en schiste à talc très friable. Ils marquent communément la trace de failles de chevauchement importantes au sein de cette partie du Groupe de Watts. Aux endroits où les contacts entre les ultramafites et les gabbros affleurent, ils sont toujours francs. Certains de ces filons-couches sont également très déformés et marquent la trace de failles de chevauchement.

La partie inférieure du grand filon-couche composite de gabbro renferme localement de minces lentilles de serpentinite très magnétiques et fortement empreintes d'une schistosité pénétrante. De minces plans de cisaillement anastomosés découpent les serpentinites, leur conférant localement un débit grossièrement prismatique. L'assemblage minéralogique comprend : serpentine - talc - magnétite - sphène - calcite.

Les protolithes des serpentinites, les péridotites et pyroxénites, se reconnaissent localement. Sur ces affleurements, les textures primaires sont encore visibles ; un litage magmatique caractérisé par l'alternance de cumulats d'olivine (dunite) et pyroxène (pyroxénite) a été reconnu localement sur un affleurement.

Plutons tardi à postcinématiques

Le Sous-ensemble 2 du Watts, qui s'étend au N et à l'E de la région cartographiée, renferme plusieurs types d'in-

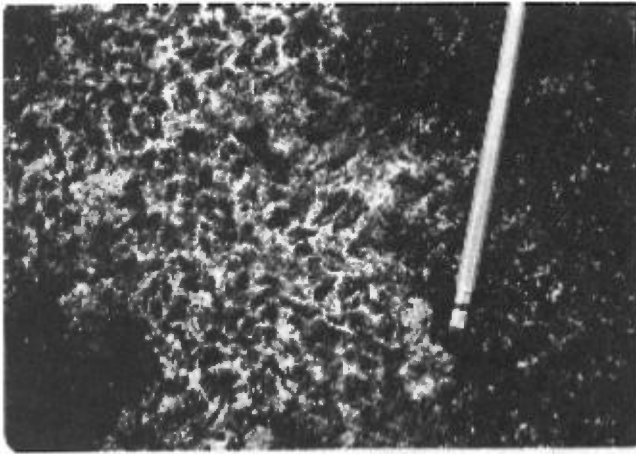


FIGURE 79 - Gabbro de la partie inférieure du sous-ensemble 1 de Watts. Les textures primaires sont presque totalement obliérées. La hornblende constitue la phase mafique de ce filon-couche fixant le métamorphisme au faciès amphibolite inférieur.

trusions tardi- à post-tectoniques, variant en composition de dioritique à granodioritique (Giovenazzo *et al.*, 1991). Ces plutons se distinguent par la présence de quartz et la quasi-absence de déformation pénétrante, et localement par une foliation magmatique, des contacts avec les roches encaissantes marqués par des zones de brèches et un métamorphisme de contact (Giovenazzo *et al.*, 1991).

La tranche du Groupe de Watts contenue dans le secteur du lac Hubert renferme deux plutons tardi- à post-tectoniques ; le premier est un pluton de granodiorite de forme circulaire, d'environ 3 km de diamètre, dans l'extrême NE du secteur. Son enveloppe externe est empreinte d'une schistosité modérément bien développée, le coeur du pluton étant par contre massif.

Le deuxième pluton, en forme de demi-croissant, se compose d'une diorite recoupant la partie centrale du Sous-ensemble 2. La faille de chevauchement pp, se poursuivant dans le secteur adjacent au nord (Tremblay, 1986a), épouse la limite méridionale de l'intrusion qui est légèrement fracturée et foliée. Le cisaillement est beaucoup plus développé dans les volcanites et ultramafites (schistes à talc et serpentinite) sous-jacentes. Des dykes mafiques recoupent cette partie de l'intrusion. L'intrusion se compose de diorite - diorite quartzifère dont la « maficité » s'avère très variable, les principales phases minérales étant le plagioclase (60-40 %), la hornblende (25-60 %) et le quartz (0-15 %). Cette intrusion de diorite a été datée à 1874 Ma par Machado *et al.* (1993). De nombreux dykes et filons-couches de diorite et de porphyre à plagioclase, non déformés, recoupant les basaltes et gabbros ont été notés dans les travaux de Giovenazzo *et al.* (1991).

Résumé

Dans le secteur du lac Hubert, le Groupe de Watts peut se diviser en deux grands sous-ensembles :

Le Sous-ensemble 1 occupe la partie occidentale du Groupe de Watts, il chevauche au S l'empilement volcanique du Chukotat et est séparé du socle archéen au nord par une zone de décollement. Les lithologies de ce sous-ensemble ainsi que l'agencement stratigraphique présentent des similitudes avec le Groupe de Povungnituk. Les datations (Machado *et al.*, 1993) indiquent par contre que la portion volcanique sommitale du Sous-ensemble 1 de Watts (1860 Ma) est de 131 Ma plus jeune qu'une intrusion de diorite quartzifère, précinématique (1991 Ma), injectée dans l'empilement basaltique du Beauparlant. Donc elles ne peuvent être corrélatives. Le Sous-ensemble 2, situé dans la portion E du Groupe de Watts, chevauche le Sous-ensemble 1; son étendue se poursuit à l'E et au N bien au-delà des limites de la région cartographiée.

L'empilement volcanique-volcanoclastique du sous-ensemble 2 se distingue du Sous-ensemble 1 par :

1) L'absence d'une séquence inférieure de basalte massif.

2) Une plus grande proportion de coulées coussinées.

3) Le fait que les laves et les tufs ne se limitant pas à un niveau particulier.

4) Une abondance de tufs à lapillis, les horizons de tufs fins (massifs à laminés), localement de nature épicyclastique, qui caractérisent la portion supérieure du Sous-ensemble 1 ne forment qu'une portion minimale du Sous-ensemble 2.

5) La présence locale de niveaux de tufs à lapillis cristaux, similaires à ceux qui caractérisent la Formation de Parent en bordure de la faille de Bergeron plus à l'E (Moorhead, 1986a, 1989); ce type de tuf est quasi absent dans le Sous-ensemble 1.

6) La nature des intrusions :

a) Le Sous-ensemble 2 renferme des intrusions composites, localement volumineuses, de gabbro, microgabbro



FIGURE 80 - Intrusion de serpentinite très cisailée recoupant l'intrusion de gabbro composite qui caractérise la partie méridionale du sous-ensemble 2 du Groupe de Watts. Cet affleurement se situe à proximité de la faille de chevauchement (jj) qui sépare les sous-ensembles 1 et 2, expliquant ainsi la nature très cisailée de l'ultramafite

et en moindre quantités de péridotite. En contraste, le Sous-ensemble 1 ne recèle que des filons-couches d'épaisseur modeste de gabbro et plus rarement de péridotite;

b) La présence dans le Sous-ensemble 2 (et l'absence dans le Sous-ensemble 1) d'intrusions syn- à post-tectoniques de diorite, de diorite quartzifère et de granodiorite .

La portion effusive et pyroclastique du Sous-ensemble 2 présente des analogies marquées avec l'empilement volcanique-volcanoclastique de la Formation de Parent, telle qu'elle a été décrite plus à l'E (Tremblay, 1985, 1989; Moorhead, 1986, 1989), et peut être ainsi corrélée avec cette formation. Par contre, le Sous-ensemble 2 se distingue du Parent par une dominance de coulées de basalte par rapport aux tufs. Les laves et les tufs de ce sous-ensemble se différencient aussi de ceux plus à l'E par une faible concentration de phénocristaux prismatiques de plagioclase et de pyroxène.

Le Sous-ensemble 2 est tout de même interprété comme étant corrélatif à l'empilement volcanoclastique-volcanique de la Formation de Parent situé plus à l'E. Les différences dans la nature ainsi que la proportion relative des différentes composantes volcaniques et volcanoclas-

tiques entre les deux secteurs peuvent être attribuées soit à :

1) Des changements de faciès latéraux et/ou

2) Des changements stratigraphiques dus au relief structural exposé par le développement de la grande antiforme P_3 , orientée N-S, qui expose le socle archéen dans la partie NW de la région cartographiée. Dans ce contexte, le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts représenterait la racine de l'édifice volcanoclastique-volcanique de la Formation de Parent, tel qu'il a été identifié dans les régions avoisinantes à l'E

Dans le Sous-ensemble 2, le complexe intrusif composé de gabbro et péridotite pourrait représenter des lambeaux tectoniques d'une portion de la croûte océanique sur laquelle s'est édiflée la Formation de Parent.

Les datations des plutons et horizons felsiques (Machado *et al.*, 1993) indiquent que les deux sous-ensembles ont des âges de déposition de plutonisme et de déformation différents (voir la description générale du Groupe de Watts ci-avant). La faille de chevauchement (jj) qui les séparent marque probablement une zone de suture entre deux terranes ayant des histoires tectoniques différentes.

STRUCTURE

Les éléments structuraux peuvent être regroupés en deux grands ensembles; ceux présents dans le socle archéen au S de la Fosse, formés lors de l'orogénie kénoréenne, et ceux des unités de la Fosse elle-même, formés au cours de l'orogénie hudsonienne.

Archéen

Au S de la Fosse de l'Ungava, le socle archéen de la Province structurale du Supérieur peut être divisé en deux ensembles structuraux.

FORMATION DE JUET

Le premier occupe la superficie définie par la Formation de Juet. Cette formation a été déformée et métamorphisée aux faciès des amphibolites inférieure lors de l'orogénie kénoréenne.

La première phase de déformation se compose, à l'échelle de l'affleurement, de la schistosité la plus pénétrante (S_1) caractérisée par l'alignement des minéraux typomorphes tels la hornblende, l'actinote, la chlorite, la biotite et la muscovite. La S_1 est subparallèle au litage là où ce dernier a été observé. Cette schistosité s'oriente NNW, parallèle au grain tectonique de la formation, et a un pendage fort vers l'E ou, moins communément, vers l'W. Aucun pli mésoscopique associé avec cette phase de déformation ne fut observé.

La deuxième phase de déformation se caractérise, à l'échelle de l'affleurement, par une schistosité S_2 , crénulant les plans de S_1 . Dans les schistes métasédimentaires, S_2 se définit par la recristallisation de la muscovite. La direction de cette schistosité varie entre NNW et NNE et elle a un pendage généralement abrupt vers l'E. Localement des plis parasites de faible amplitude sont associés à cette phase de déformation.

La troisième phase de déformation (D_3) se caractérise par des plans de schistosité faiblement espacés et orientés E-W, perpendiculairement au grain tectonique régional. De rares plis (P_3), de faible amplitude, orientés de façon similaire au plan S_3 ont été notés localement.

Une schistosité prononcée, orientée, E-W, recoupe un affleurement situé dans la partie N de la Formation de Juet, près du contact avec les unités aphébiennes susjacentes. Cette déformation est peut-être reliée au tectonisme hudsonien de la Fosse de l'Ungava. Des cisaillements similaires, affectant les unités archéennes à proximité du contact avec la Fosse, ont été décrits à l'W (Baragar *et al.*, 1986 ; Moorhead, 1988) et à l'E (Moorhead, 1989) de ce secteur.

LA FORMATION DE PERRON

Elle renferme essentiellement une schistosité principale (S_1) définie par l'alignement préférentiel de hornblende et/ou biotite. L'orientation de S_1 passe de NNE dans la portion E de la région à NW dans la partie W de celle-ci. Le pendage est le plus souvent abrupt de part et d'autre de la direction. En bordure de la Formation de Juet, la schistosité S_1 dans la granodiorite de la Formation de Perron est parallèle à la S_1 de la Formation de Juet. On suppose que la même phase de déformation est responsable de leurs développements.

La granodiorite se caractérise par des zones de déformation variable où le plan S_1 passe de très bien développé à complètement absent sur des distances décamétriques à kilométriques. Les zones massives ou faiblement déformées semblent se concentrer dans la partie E de la région du lac Hubert, là où le relief magnétique est plus accentué (unité Pgdi, MG+)

Un réseau de fractures conjuguées orientées vers le NE et le NW (figure 81) est bien visible sur les photos aériennes. Ces fractures ont été reportées sur la carte géologique. Ces structures n'ont pas été étudiées lors de nos travaux.

LE COMPLEXE DE DÉCEPTION

Cette unité renferme une gneissosité, subparallèle au contact avec les unités aphébiennes, qui passe d'une orientation E-W à N-S vers l'E. Un réseau de fractures tardives a été noté sur les photos aériennes (figure 81 et cartes géologiques hors texte). Aucun élément structural relié à leur présence n'a été noté.

APHÉBIEN

Les unités de la Fosse de l'Ungava affichent plusieurs types d'éléments structuraux distribués de façon aléatoire ou homogène à l'échelle de la Fosse. Les facteurs qui influencent le développement relatif des types de structures peuvent se diviser en deux groupes :

- 1) Ceux de premier ordre, reliés au type de lithologie
 - a) son degré d'anisotropie primaire (précinématique);
 - b) la position spatiale de des éléments lithologiques vis-à-vis une discontinuité structurale (faille ou axe de pli)
- 2) Ceux de deuxième ordre, reliés au niveaux structuraux et métamorphiques. La configuration grossièrement synforme de la Fosse montre :

- a) divers niveaux structuraux, les plus élevés correspondant approximativement au site occupé par la partie supérieure du Groupe de Chukotat. Les niveaux structuraux deviennent plus profonds de part et autre de cette zone (Hynes et Francis, 1982 ; St-Onge et Lucas, 1993).



- Linéaments longitudinaux interprétés comme stratigraphiques
- Linéaments longitudinaux interprétés comme failles de chevauchement
- Linéaments longitudinaux interprétés comme failles tardives

FIGURE 81 - Linéaments de photo-interprétation et de télédétection de la région du lac Hubert

b) différents niveaux métamorphiques, le grade passe du faciès des schistes verts inférieur dans la partie S de la Fosse au faciès des amphibolites moyen dans la partie N et E de celle-ci (Schimann, 1978 ; Hynes et Francis, 1982 ; Taylor, 1982). Le degré d'enfouissement des strates augmente vers le N et vers l'E, les isogrades métamorphiques venant buter contre le décollement de base dans la partie orientale de la Fosse (Schimann, 1978 ; St-Onge et Lucas, 1993).

Les roches de la région du lac Hubert ont enregistré trois phases de déformation, identiques à celles observées plus à l'E par Hynes et Francis (1982), Lamothe *et al.* (1984), Roy (1985), Hervet (1985), Tremblay (1985), Moorhead (1986a) et St-Onge et Lucas, 1993). Taylor (1982) y décrit également trois phases de déformation, dont l'orientation diffère cependant des trois phases de Hynes et Francis (1982). Ainsi, la relation entre les phases de déformation de Taylor (1982) et celles reconnues sub-séquentiellement demeure obscure.

PREMIÈRE PHASE DE DÉFORMATION (D₁)

À l'échelle de l'affleurement, la déformation D₁ se caractérise par le développement d'une schistosité S₁ subparallèle au litage. La S₁ est formée par l'alignement des minéraux typomorphes tels la muscovite, le graphite et la biotite dans les unités métasédimentaires et par l'actinote, la hornblende et la chlorite dans les metabasites. Généralement le litage et la schistosité S₁ sont parallèles ; ensemble ces deux structures forment le grain tectonique régional marqué par l'allongement de la topographie (figure 81 et les cartes géologiques hors texte). Dans le Groupe de Chukotat la schistosité S₁ est absente à très faiblement développée, les contacts stratigraphiques des coulées de laves se distinguent très bien sur les photos aériennes (figure 81 et cartes géologiques hors texte).

Le plan S₁ renferme à quelques endroits une linéation d'étirement, caractérisée par l'alignement de minéraux, orientée plus ou moins parallèlement à la direction du pendage du plan S₁. Les linéations sont toujours parallèles sur un même affleurement. Ces linéations sont bien développées à proximité des failles de chevauchement et dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk et de Watts à proximité du décollement de base.

Aucun pli P₁ mégascopique n'a été détecté dans le secteur du lac Hubert, sauf des plis parasites isoclinaux visibles à l'échelle de l'affleurement. Le manque de plis P₁ de grande envergure fait contraste avec la région adjacente à l'E (Moorhead, 1986a, 1989) où plusieurs plis de ce genre affectent les strates du Sous-groupe de Lamarche et de la partie supérieure du Beuparlant (Moorhead, 1989 ; Budkewitsch, 1994). Dans la région adjacente à l'W (Moorhead, 1988), les plis P₁ sont encore plus abondants ; ils forment la presque totalité des plis à grande échelle dans le Sous-groupe de Beuparlant.

Quoique aucun pli mégascopique P₁ n'ait été noté dans

le secteur du lac Hubert, plusieurs structures associées à ces plis, telles des coussins en forme de molaires, ont été observées dans la partie supérieure du Beuparlant. Cette forme de coussin s'observe surtout dans les zones de charnières associées aux plis P₁ dans le secteur adjacent à l'W (Moorhead, en préparation). Localement, le plan S₁ forme un angle avec le litage des roches sédimentaires de la partie sommitale du Beuparlant, confirmant ainsi la présence de plissements P₁. Plusieurs plis P₁ serrés, avec des longueurs d'ondes de quelques dizaines de mètres, ont été observés dans les roches sédimentaires situées plus à l'W (Moorhead, en préparation).

En résumé, malgré des évidences locales, le manque de mesures de polarité S dans l'empilement volcanique du Beuparlant nous empêche de tracer des plans axiaux de plis P₁. Les flancs à polarité S de ces éventuels plis P₁ ont peut-être été le site d'un cisaillement plus intense, qui a obscurci les fabriques primaires et rendu les observations de polarités difficiles.

Les failles de chevauchement représentent sans doute le morphotype des structures D₁ le plus répandu dans la Fosse de l'Ungava. Elles découpent la Fosse en plusieurs blocs structuraux distincts, et délimitent la plupart des divisions stratigraphiques. Plusieurs de ces failles se poursuivent latéralement sur de grandes distances. Des linéaments longitudinaux, continus sur plusieurs kilomètres, marquant le tracé de ces failles, sont visibles sur les photos aériennes et les cartes de télédétection (figure 81 et les cartes géologiques hors texte).

Le déversement des plis notés à proximité ou dans les zones de cisaillement à proximité des zones de failles indiquent un mouvement vers le S, parallèle à la direction des linéations d'étirement. Le mouvement sur les failles semble s'être propagé du N vers le S, les failles les plus au S étant les plus jeunes. Le déplacement de failles de chevauchement vers l'avant front d'une ceinture orogénique est décrite comme «piggy-back thrusting» par Boyer et Elliot (1982). Ce scénario est corroboré par un chevauchement de grès grossiers typiques de la partie basale du Lamarche sur des phyllades caractéristiques de la partie sommitale du Lamarche le long de la faille (c). Les autres failles de chevauchement placent des unités distales sur des unités proximales. Nous n'avons pas observé d'évidences plus déterminantes pour la chronologie des chevauchements, du N vers le S, que celles notées par St-Onge et Lucas (1993) dans la partie E de la Fosse.

Dans la partie E de la Fosse, les failles de chevauchement convergent vers et se rattachent au décollement de base situé à l'interface entre le socle et la couverture (St-Onge et Lucas, 1993). Dans la partie S de la région du lac Hubert, le contact entre le socle archéen et les unités du Sous-groupe de Lamarche n'affleure pas. L'information disponible dans les régions adjacentes à l'E (Moorhead, 1986a) et à l'W (Moorhead, 1988), nous permet d'interpréter ce contact comme le site d'un décollement.

Le contact entre le socle et le Groupe de Watts est exposé à quelques endroits dans les secteurs plus à l'E sur le flanc N de la Fosse (Lamothe *et al.*, 1984 ; Hervet, 1985 ; Tremblay, 1985 ; St-Onge *et al.*, 1987). Dans la région du lac Hubert, ce contact n'affleure pas mais un cisaillement du socle archéen a été observé à proximité du contact. La forme des ombres de pression tectonique autour des phénocristaux de feldspath, permet de déduire localement un mouvement du N vers le S en bordure du contact (figure 17).

Certaines failles de chevauchement semblent recouper la trace d'autres chevauchements et pourraient s'être développées tardivement par rapport aux autres failles de chevauchement. Ces chevauchements se retrouvent dans le Sous-groupe de Beauparlant et le Groupe de Chukotat. Ils ont généralement une direction E-W qui recoupe les enveloppes lithologiques et le grain tectonique régional. Ces chevauchements comprennent le chevauchement (n) qui recoupe les chevauchements (k), (l) et (m), le chevauchement (t) qui recoupe (o) et (n) et la faille de Bergeron [chevauchement (gg)] qui recoupe les chevauchements (aa), (bb), (cc), (dd), (ee) et (ff) (figure 7). Ces trois chevauchements possèdent des similitudes avec des chevauchements «out of sequence» présents dans les régions adjacentes à l'W (Moorhead, 1988) et à l'E (Moorhead (1989). Ce type de faille est particulièrement bien décrit par St-Onge et Lucas (1993) dans la partie E de la Fosse. Ces auteurs ont assigné la déformation reliée à ces chevauchements à D_2 ; ainsi les deux phases de plissement subséquentes ont été désignées comme D_3 et D_4 dans leurs travaux plutôt que D_2 et D_3 .

DEUXIÈME PHASE DE DÉFORMATION (D_2)

À l'échelle de l'affleurement, cette déformation se caractérise localement par une schistosité de crénulation, définie par une réorientation et/ou recristallisation du graphite et de la muscovite dans les unités métasédimentaires.

Le plissement P_2 s'exprime à plusieurs échelles, de plis parasites de petites amplitudes jusqu'à des plis serrés macroscopiques de grande continuité latérale, principalement observés dans le Groupe de Watts. Le déversement de plis P_2 est généralement vers le S, sauf dans partie inférieure du sous-ensemble 1 Groupe de Watts située en bordure du socle archéen où il est vers le N.

La plongée des charnières des plis P_2 est très variable passant de forte à moyenne dans la partie inférieure du Groupe de Povungnituk à faible dans sa partie supérieure.

Dans le Groupe de Watts, une synforme P_2 parcourt d'W en E le sous-ensemble 1 du Groupe et vient buter contre la faille de chevauchement (jj) qui place le deuxième sous-ensemble sur le sous-ensemble 1. Une intrusion composite de gabbro forme la partie basale du sous-ensemble 2. Le gabbro, structuralement isotrope, agit comme un bouclier structural, plus difficile à plisser que les schistes

et phyllades de l'unité Wpsv sous-jacents du sous-ensemble 1. Ainsi la synforme P_2 , passe progressivement d'un pli très serré dans la partie centrale de l'empilement volcanoclastique du sous-ensemble 1 à un pli très ouvert près de la faille de chevauchement (jj). Ce style de plissement est aussi visible là où une synforme P_3 vient buter contre la faille de Bergeron. La plongée des plis P_2 , le long du flanc E de la grande antiforme P_3 N-S noyauté par le Complexe de Déception, permet de construire une section géologique «down plunge constrained» du Groupe de Watts (figure 82).

Dans la Fosse, l'intersection de la première et de la deuxième phase de déformation engendre des patrons d'interférence du type coaxial (type 3, Ramsay, 1967) (Hynes et Francis, 1982 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; Moorhead, 1989 ; Budkewitch, 1989 ; St-Onge et Lucas, 1993). La nature tardive de P_2 est mise en évidence par la déformation des structures associées à D_1 , particulièrement le décollement de base (Tremblay, 1985 ; St-Onge *et al.*, 1986). Dans la portion E de la Fosse, P_2 affecte le socle et la Fosse de façon cohésive (St-Onge *et al.*, 1986 ; St-Onge et Lucas, 1993).

TROISIÈME PHASE DE DÉFORMATION (D_3)

Les effets de cette déformation ne se perçoivent que localement dans ce secteur de la Fosse de l'Ungava. Sur les affleurements, D_3 s'exprime par une schistosité espacée (S_3), orientée N-S, faiblement développée. Les plis associés à D_3 sont droits, ouverts à serrés, orientés également N-S. L'azimut et la plongée des charnières P_3 se caractérisent par une grande variabilité. Ils dépendent de l'orientation que les phases de déformation antécédentes ont conféré au plan déformé par le pli P_3 . La surface S_1 , parallèle au litage, forme le plan le plus commun. Dans le Sous-groupe de Lamarche, les axes P_3 plongent vers le NW ou NE de façon moyenne à forte. Dans le Groupe de Watts, les charnières des plis P_3 plongent généralement fortement vers le N sauf près du socle archéen où ils plongent vers le S.

La nature tardive des plis P_3 est clairement mise en évidence par la réorientation de la trace des failles et des charnières de plis, formées lors des phases de déformation antérieure (D_1 et D_2). Dans la partie E du Sous-groupe de Lamarche, P_3 renverse localement la plongée des axes P_2 , créant ainsi des plis à double fermeture (patron d'interférence du type 2, Ramsay 1967).

C'est dans le Groupe de Watts que le développement de D_3 devient le plus accentué, autant à l'échelle de l'affleurement qu'à l'ensemble du groupe. Dans le secteur du lac Hubert, deux grands plis P_3 , orientés N-S, reprennent les unités du groupe. Le plus marqué est l'antiforme ouverte qui remonte le socle archéen à la surface et expose les niveaux les plus profonds du Watts. La trace axiale du pli est approximativement parallèle à la limite W du secteur cartographié tandis que le flanc W du pli se situe à plus de

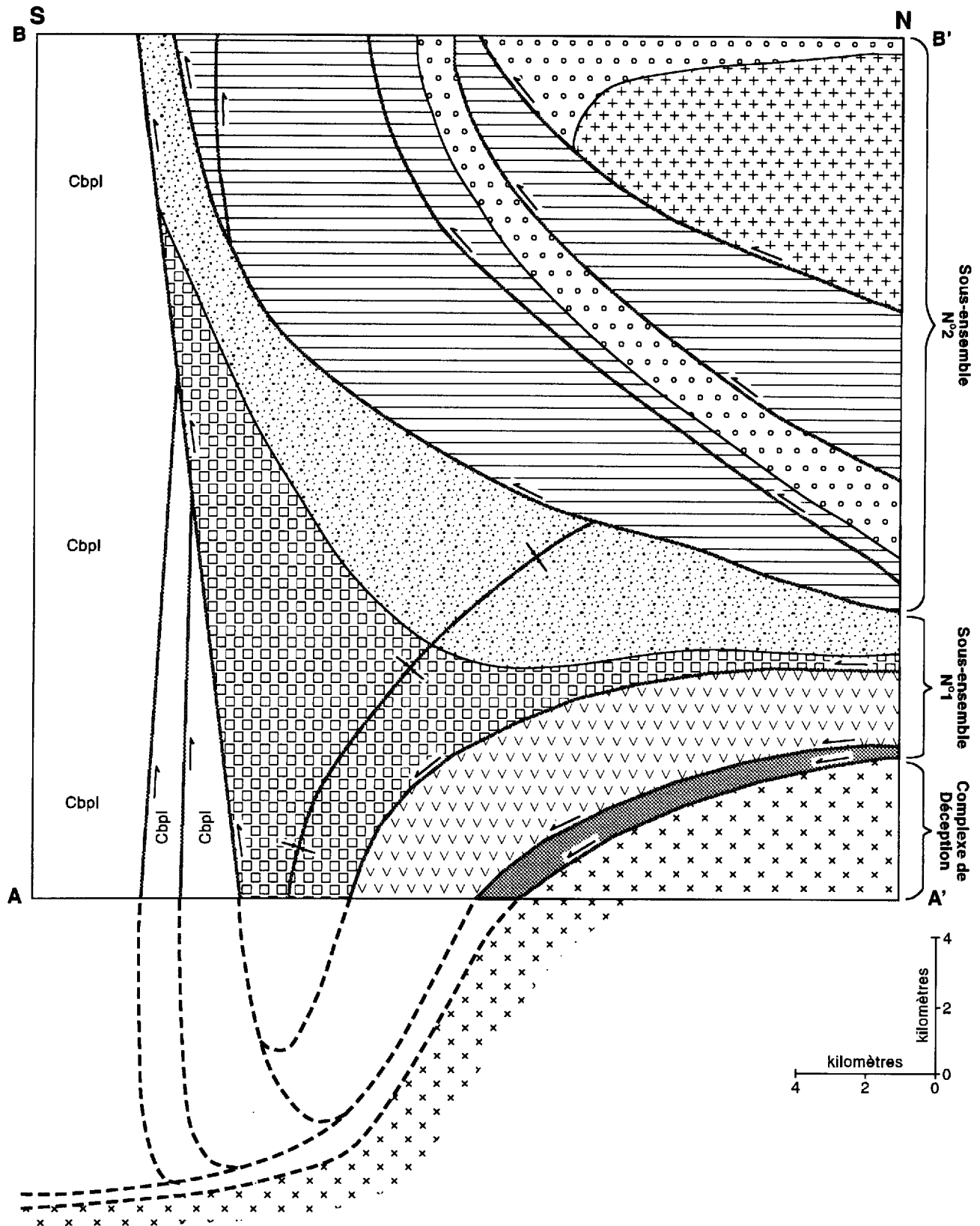


FIGURE 82 - Projection «down plunge» de l'axe du pli P_2 dans le sous-ensemble 1 du Groupe de Watts. Ce pli a une plongée moyenne de 30° E dans le sous-ensemble 1. Vu le faible nombre de plis P_2 dans le sous-ensemble 2, nous avons projeté la géologie de la partie W dans ce sous-ensemble selon le même axe. Vu son éloignement de la structure projetée, la partie E de sous-ensemble 2 n'est pas dans la section. L'effet de la synforme N-S P_1 a été enlevé de la projection. La partie inférieure en pointillé est une projection systématique des éléments à la base de la section et n'est pas contrainte par la géologie observée en surface. La légende de la figure 83 a été utilisée. La localisation des lignes A-A' et B-B' se retrouve sur la figure 7.

10 km à l'W (Barrette, 1987, 1990b). Durant ce plissement, le socle archéen et la couverture aphanitique ont réagi ensemble de façon cohésive. Des plis semblables à celui-ci, reprenant les unités de la Fosse avec le socle, ont été notés plus à l'est (Olson, 1983 ; Lamothe *et al.*, 1984 ; St-Onge et Lucas, 1993).

Sur le flanc E de l'antiforme, une synforme, presque un pli neutre (charnière verticale) P_3 , contigüe avec l'antiforme et d'orientation similaire, plisse les unités du Sous-ensemble 1 du Watts susjacent au socle. Une faille de chevauchement (jj) tronque son flanc E, et limite ainsi la répétition stratigraphique due à ce pli. La morphologie du pli change progressivement du S au N, passant d'un pli très ouvert à proximité de la faille de Bergeron à un pli isoclinal, dont la charnière est très cisailée, à la limite N de la région. La configuration de ce pli rappelle les plis aux planchers faillés.

Il semble que la faille de Bergeron (gg), site du chevauchement du Groupe de Watts sur le Chukotat, a été réactivée au cours de D_3 , servant de plan de glissement entre deux domaines de la synforme P_3 marqués par une longueur d'onde différente du plissement. Les deux groupes comportent des caractéristiques rhéologiques très différentes. L'empilement volcanique du Chukotat est structuralement isotrope, puisqu'il est formé majoritairement de coulées de basalte coussiné et ne renferme aucun interlit sédimentaire et seulement quelques minces horizons de brèche volcanique très peu déformés. Le Chukotat, très résistant au plissement, a subi une déformation cassante le long de minces plans de cisaillement. D'ailleurs le Chukotat n'affiche aucun pli P_1 ou P_2 dans la région et seulement quelques rares exemples dans la Fosse. Le Groupe de Watts et particulièrement le Sous-ensemble 1 se distingue par un empilement d'unités volcaniques hétéroclites et est par conséquent fortement anisotrope au point de vue structural. La réponse assez ductile des unités du Watts au plissement P_3 n'a pu se transmettre plus au S dans le Chukotat, ainsi la faille Bergeron a servi de site de décollement interpli.

À proximité de la faille de Bergeron, les affleurements des unités volcanoclastiques du Watts comportent plusieurs exemples de pli coffré et de bandes chevronnées conjuguées, témoins du plissement tardif P_3 .

FAILLES TARDIVES

Un réseau de fractures tardives a été repéré sur les photos aériennes dans le Groupe de Chukotat et le Sous-ensemble 2 du Watts (figure 81 et cartes géologiques hors texte). Dans le Groupe de Chukotat, ces fractures forment un réseau conjugué orienté vers le NW et NE. Des failles, subparallèles à ces fractures, ayant de minces placages de chlorite ont été notées sur quelques affleurements. Le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts comporte un réseau de fractures similaire. Sur les affleurements près de ces fractures, des failles et localement une schistosité tardive

subparallèle se développent. Localement, ces fractures marquent le tracé de failles qui ont un mouvement apparent. Dans la partie E du Sous-ensemble, c'est le cas de la faille qui déplace de façon senestre le chevauchement (ll). La faille à l'W du pluton de granodiorite tardive a de part et d'autre des unités lithologiques différentes comportant également des schistosité d'orientation différente.

TECTONISME

La figure 83 présente une vue schématique 3D de la région du lac Hubert. Les Groupes de Povungnituk et Chukotat renferment des nappes imbriquées qui se rattachent au décollement de base. La géométrie des chevauchements sous ces groupes est inspirée largement des travaux de St-Onge et Lucas (1993). Le Groupe de Watts comporte plusieurs éléments structuraux de grande échelle qui résultent dans une géométrie relativement complexe pour le Groupe. L'élément structural le plus important du Groupe est la présence de l'antiforme P_3 , d'orientation N-S, qui est noyautée par le Groupe de Déception. Cette structure ramène à la surface la partie inférieure du Groupe de Watts, le Sous-ensemble 1 (figure 83). Sans cette antiforme ce Sous-ensemble serait probablement caché par les nappes du Sous-ensemble 2. Sur son flanc E, l'antiforme présente donc une section oblique du Groupe de Watts de plus de 20 km d'épaisseur réelle.

La faille de Bergeron (gg), qui chevauche le Groupe de Watts sur le Groupe de Chukotat, est clairement sécante par rapport aux failles de chevauchements qui imbriquent la partie supérieure du Chukotat. Elle tronque des nappes complètes de basalte à plagioclase vers l'E, ainsi les régions avoisinantes à l'E (Roy, 1985; Moorhead, 1989) ne renferment pratiquement pas de basalte à plagioclase. La partie supérieure du Groupe de Chukotat a été complètement enlevée de la partie centrale de la Fosse par le mouvement le long de cette faille.

Nous avons projeté les éléments géologiques situés entre les lignes A-A' et B-B' (figure 7) dans une section perpendiculaire à l'axe régional des plis P_2 , soit 30° vers l'E dans ce secteur, le long du flanc E de l'antiforme noyautée par le socle (figure 82). Vu le manque d'information adéquate sur le plissement P_2 à l'W de la ligne B-B', cette partie du Groupe de Watts n'a pas été projetée dans la section. L'effet de la synforme P_3 , qui plisse la partie E du Sous-ensemble 1 a été éliminé pour montrer la géométrie structurale avant le plissement P_3 . Le Sous-ensemble 1 forme une zone triangulaire bordée sur les trois cotés par des failles. Le décollement de base forme son plancher et la faille (jj) son toit. La faille de Bergeron marque sa limite sud. Les nappes de gabbro et de lentilles de péridotite, de la partie inférieure du Sous-ensemble 2, forme les nappes supérieures dans la section (figure 82). La partie sommitale de la section montre l'intrusion de diorite tardive chevauchée sur les nappes de gabbro. Cette intrusion est datée à 1874 Ma (Machado *et al.*, 1993).

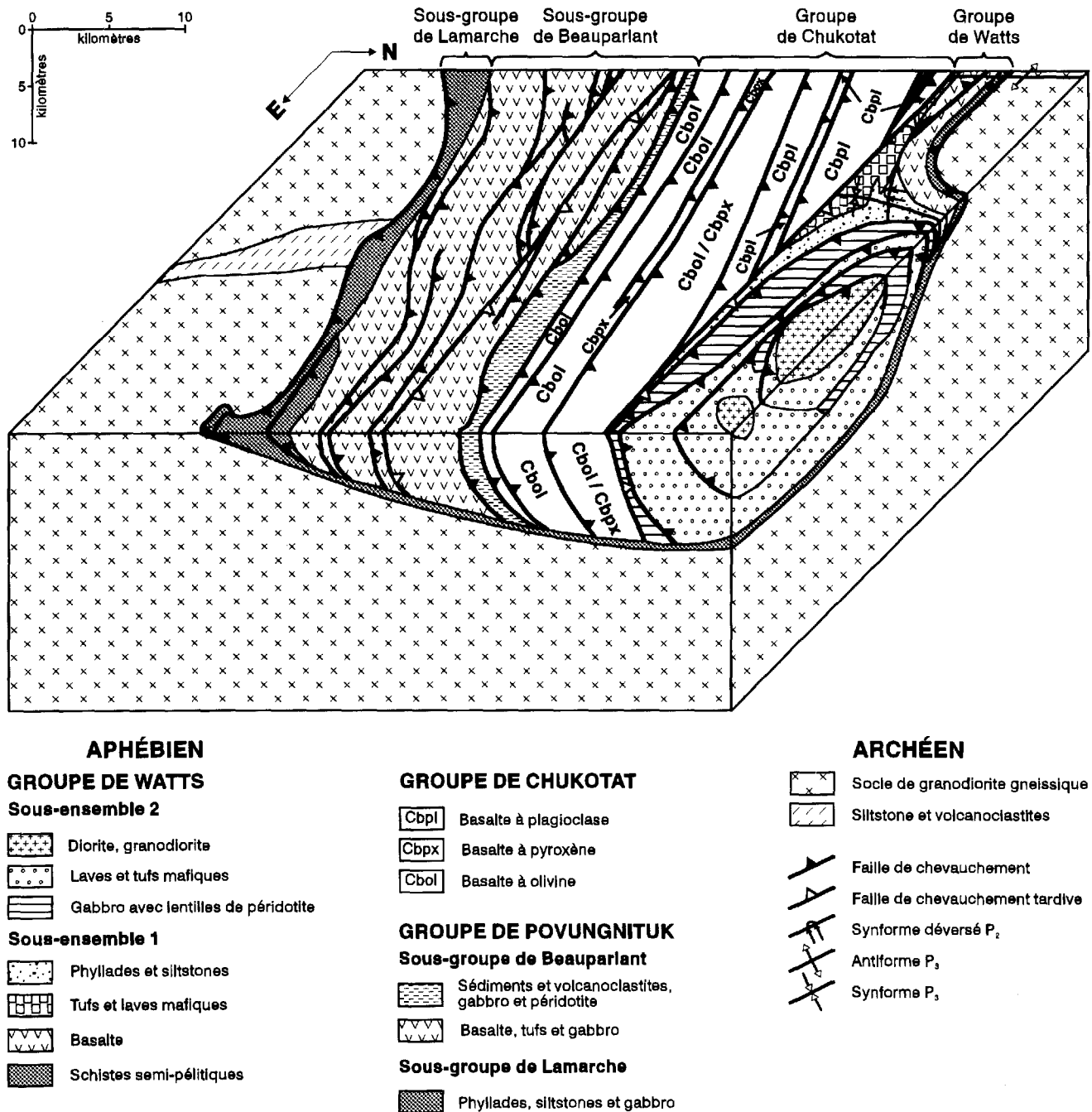


FIGURE 83 - Bloc diagramme schématique de la région du lac Hubert. La profondeur du socle n'est contrainte que par le pendage observé du contact socle/roches aphébiennes : l'échelle verticale est donc approximative.

L'âge des chevauchements, du moins pour ceux du Sous-ensemble 2 doit se situer entre 1874 Ma et 1860 Ma, l'âge d'un pluton de gabbro post-tectonique (Machado et al., 1993). L'assemblage de tufs et de laves mafiques, corrélié avec la Formation de Parent, forme la partie supérieure de la nappe située au niveau structural le plus élevé.

Un diagramme schématique a été construit pour montrer la configuration pré- D_2 et D_3 de la région du lac Hubert (figure 84). Nous envisageons que le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts a été imbriqué sur le Sous-

ensemble 1 le long d'une faille de chevauchement à faible pendage le recouvrant ainsi au complet. Seulement le relief structural généré par l'antiforme P_3 noyauté par le socle archéen permet de voir le Sous-ensemble 1 en section oblique. Ce qui expliquerait son absence dans la partie centrale de la Fosse. Le relief structural de cette antiforme rend peu probable l'extension vers l'W des nappes structurellement plus élevées qui renferment l'assemblage volcanoclastique, corrélié avec la Formation de Parent, comme l'a suggéré Barrette (1994).

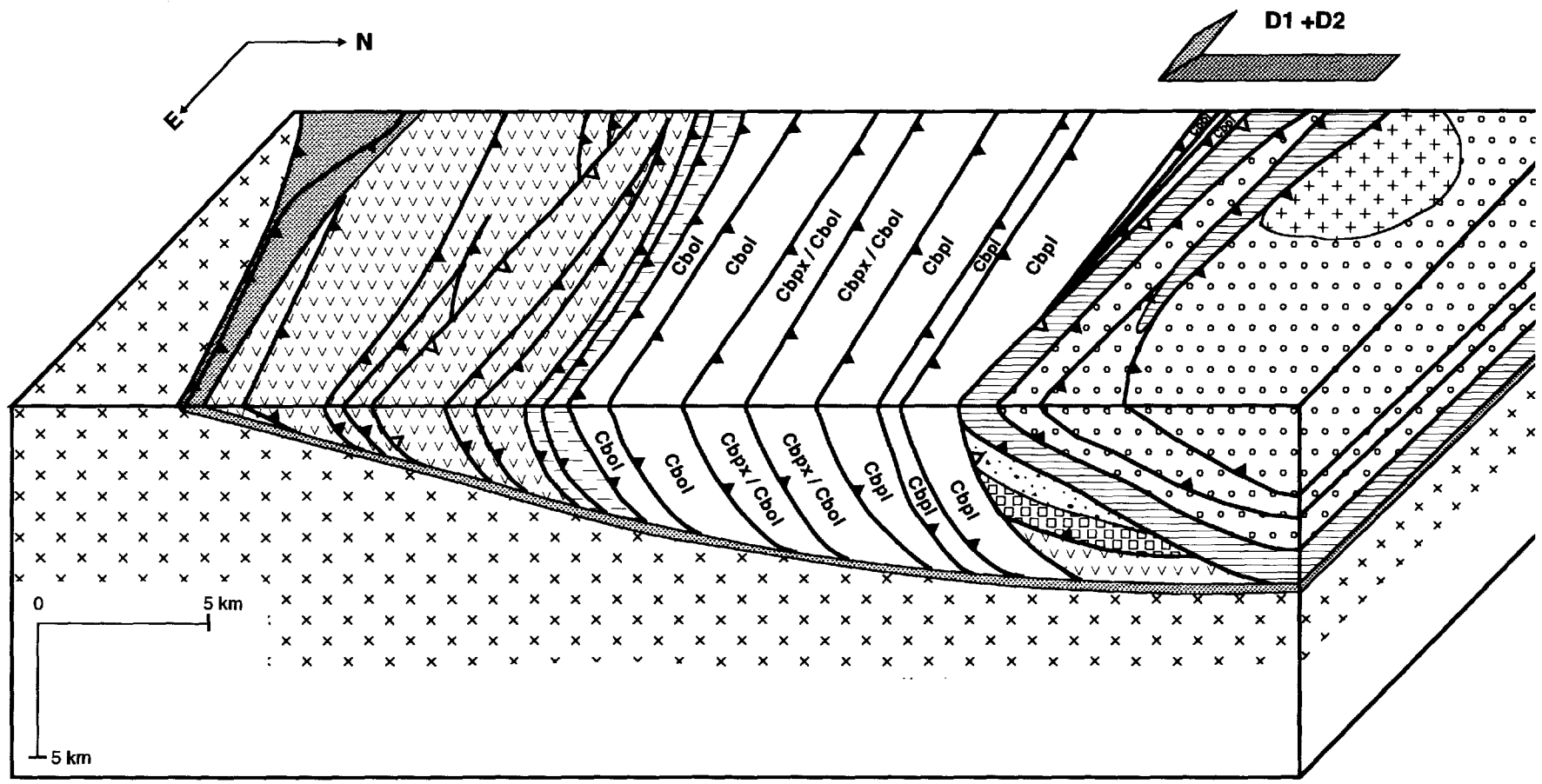


FIGURE 84 - Bloc diagramme schématique montrant la configuration structurale du Groupe de Watts avant le plissement associé aux phases de déformation D_2 et D_3 . La légende de la figure 83 a été utilisée.

MÉTAMORPHISME

Les aspects généraux du métamorphisme dans la péninsule de l'Ungava ainsi que les résultats des travaux antérieurs pertinents ont déjà été décrits respectivement dans les sections portant sur la géologie générale et les travaux antécédents.

Tout comme les éléments structuraux, les conditions métamorphiques dans la région du lac Hubert appartiennent à deux ensembles distincts. Le premier se situe dans les roches archéennes de la Province de Supérieur au S de la Fosse où le métamorphisme est un produit de l'orogénie kénoréenne. Le deuxième englobe les unités de la Fosse de l'Ungava métamorphisées lors de l'orogénie hudsonienne.

Métamorphisme kénoréen

Les assemblages minéralogiques présents dans les Formations de Juet et de Perron fixent le grade métamorphique au faciès des amphibolites inférieur.

LA FORMATION DE PERRON

La Formation de Perron se caractérise par les assemblages suivants :

- 1) la granodiorite : plagioclase ($\sim An_{31}$)- quartz-microcline-biotite et/ou hornblende-épidote ;
- 2) les dykes de gabbro : hornblende-plagioclase ($\sim An_{32}$)-épidote-sphène-quartz.

LA FORMATION DE JUET

1) Les unités métasédimentaires englobent des horizons de conglomérats, de grès, de siltstones et de phyllades. Les siltstones et les grès forment de loin la composante la plus volumineuse de la Formation. La paragenèse minérale comprend, en proportions très variables ; quartz-plagioclase (An_{24-36})-muscovite-biotite-chlorite \pm sphène \pm goéthite \pm tourmaline \pm grenat \pm minéraux opaques.

2) Les unités metabasiques se composent presque uniquement de tufs de nature variée. Leur assemblage minéralogique se compose de : hornblende/actinote-oligoclase-épidote \pm biotite \pm chlorite \pm sphène \pm ilménite \pm goéthite.

Des intrusions de gabbros recoupent l'assemblage métasédimentaire-volcanoclastique de la Formation de Juet. L'assemblage minéralogique est identique à celui décrit pour les gabbros recoupant la granodiorite de la Formation de Perron.

Métamorphisme hudsonien

Les unités de la Fosse de l'Ungava ont subi un métamorphisme du type barrovien passant, du S au N et d'W en E, du faciès des schistes verts inférieur au faciès des

amphibolites moyen (Schimann, 1978 ; Westra, 1978 ; Hynes et Francis, 1982 ; Olson, 1983 ; Ozoray, 1983 ; St-Onge et Lucas, 1986, 1989b, 1991 ; Bégin 1989, 1992).

LE GROUPE DE POVUNGNITUK

Les roches du Groupe de Povungnituk renferment des assemblages typiques du faciès des schistes verts.

1) Métasédiments :

a) sédiments ferrugineux (schiste à grunérite et formation de fer litée) :

grunérite-quartz-sidérite-stipnomélane-goéthite

b) sédiments détritiques :

i) siltstones et grès :

quartz-albite-biotite-muscovite-chlorite \pm épidote \pm sphène \pm ilménite

ii) phyllades :

quartz-muscovite-graphite \pm biotite \pm chlorite \pm tourmaline \pm minéraux opaques.

2) Les metabasites

Les metabasites et les métagabbros se caractérisent par l'assemblage : actinote-albite-épidote-sphène \pm chlorite \pm leucoxène \pm quartz \pm calcite.

Quelques rares horizons de basalte renferment des reliques de plagioclase primaire. Les gabbros présentent localement des reliques de plagioclase et de pyroxène dont les contours sont bien préservés mais la minéralogie primaire est par contre presque entièrement remplacée par l'albite-clinozoïsite pour le plagioclase et l'actinote pour le pyroxène.

LE GROUPE DE CHUKOTAT

Les basaltes de ce groupe affichent un très faible taux de déformation pénétrante et un faible degré de recristallisation métamorphique comparativement aux laves du Povungnituk ou du Watts. Le contraste des basaltes du Chukotat vis-à-vis des autres basaltes de la Fosse est peut-être dû à une carence de fluides (H_2O) durant le métamorphisme régional (Hynes et Francis, 1982). Cette insuffisance d'eau serait le résultat du manque d'interlits sédimentaires ou volcanoclastiques dans le Groupe de Chukotat. Le contraste de recristallisation entre le Chukotat et le reste de la Fosse pourrait aussi être expliqué par un manque de circulation d'eau dans l'empilement à un stade précoce dans l'évolution cinématique. Un taux d'extrusion rapide couplé avec un enfouissement rapide pourrait générer les conditions propices au manque de circulation

de fluide (Hynes, communication personnelle, 1986). La circulation d'eau aurait pu aussi être entravée par le manque d'intrusions synvolcaniques volumineuses dans l'empilement volcanique qui aurait pu fournir une source de chaleur à la circulation des fluides.

Les assemblages notés dans les basaltes du Chukotat sont :

- 1) basalte à olivine :
 - trémolite/actinote-épidote-serpentine-chlorite-calcite
- 2) basalte à pyroxène :
 - actinote/trémolite-épidote-chlorite ± calcite ± albite
- 3) basalte à plagioclase :
 - actinote-épidote-albite-sphène-chlorite ± calcite ± leucoxène ± pyrrhotite.

LE GROUPE DE WATTS

Le métamorphisme des unités de ce groupe passe du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites inférieur, du S au N et d'E en W, vers le socle archéen qui affleure à l'extrémité NW de la région cartographiée.

Le faciès des schistes verts supérieur occupe la plus grande superficie du groupe, englobant tout le Sous-ensemble 2 et la partie sommitale (stratigraphique) du Sous-ensemble 1. Les unités comprises dans ce secteur renferment essentiellement les mêmes paragenèses que celles du Povungnituk. Localement les metabasites, particulièrement celles du sous-ensemble 1, comprennent de la hornblende avec de l'actinote, attestant du métamorphisme des schistes verts supérieur, plus élevé que celui du Povungnituk.

Le faciès des amphibolites inférieur n'occupe qu'une mince lisière de 3 km de largeur en bordure du socle archéen. Ce faciès se caractérise par les assemblages suivants :

1) Unités sédimentaires :

i) unités semi-pélitiques :

- quartz-plagioclase-biotite-muscovite ± chlorite ± grenat ± hornblende ± épidote ± calcite

ii) unités semi-pélitiques calcareuses :

- hornblende-quartz-grenat-plagioclase ± calcite ± biotite ± chlorite

iii) La dolomie renferme des cristaux de phlogopite (diagnostique du faciès des amphibolites inférieur)

2) Unités metabasiques, incluant des basaltes massifs et des gabbros à grain fin :

- hornblende-plagioclase-quartz-épidote-sphène-chlorite ± calcite ± biotite.

La partie inférieure du Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts, à proximité du socle archéen, présente des textures permettant de situer le métamorphisme par rapport aux événements structuraux.

i) Les minéraux typomorphes tels la hornblende, la biotite et même localement le grenat sont alignés dans le plan S_1 , indiquant que leur développement était probablement synchrone à la déformation D_1 .

ii) Les plis P_2 déforment les plans S_1 . Localement on peut observer, d'après la trace de leur schistosité interne, que les grenats ont subi des rotations. Le sens de rotation des grenats est compatible avec le déversement, vers le N des plis mésoscopiques P_2 . Aucun minéral typique du métamorphisme paroxysmal ne se superpose aux charnières de pli P . Ces relations indiquent que la déformation D_2 s'est probablement effectuée après le métamorphisme paroxysmal.

iii) Les isogrades du grenat et de l'hornblende dans les roches du Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts sont parallèles au contact socle-couverture. Les plis P_3 réorientent le contact et les isogrades indiquant que le plissement est postérieur au métamorphisme paroxysmal.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Introduction

Les premiers travaux de prospection dans la Fosse de l'Ungava, à l'intérieur des régions côtières, eurent lieu au début des années 1930 (Airth, 1933). Plusieurs zones minéralisées associées à des intrusions mafiques furent notées, indiquant un potentiel pour les éléments tels le cuivre et le nickel. Gunning (1934) visita et étudia plusieurs de ces sites minéralisés. Ces mêmes indices ont fait l'objet de travaux descriptifs et géochimiques détaillés (Barrette, 1991) lors de la dernière année, soit 1988, des travaux du MRN dans la Fosse de l'Ungava. Apparemment les membres de l'expédition de Airth (1933) ont effectué quelques traverses dans la région du lac Hubert en 1932 (GM 5259).

En 1955 et 1956, Murray Watts, qui avait fait partie de l'expédition de Airth, prospecta de façon plus intensive toute la Fosse de l'Ungava. Plusieurs des dépôts importants de nickel et de cuivre situés dans la portion orientale de la Fosse furent découverts lors de cette campagne. Le gisement d'amiante situé à Asbestos Hill fut aussi découvert durant la même période. À la suite de la découverte d'importants indices minéralisés en Ni-Cu dans les parties centrale et orientale de la Fosse (25 000 tonnes par pied vertical avec une teneur combinée de Ni et Cu de 3 % (GM 8592), par des équipes de prospecteurs au cours de l'été 1956, plusieurs compagnies d'exploration prirent des permis d'exploration dans la Fosse. Ces permis couvraient presque l'ensemble de la Fosse à partir de la Baie d'Hudson jusqu'au village de Wakeham Bay sur le détroit d'Hudson (Bergeron, 1958).

La région du lac Hubert n'a pas échappé à cette vague d'exploration. Plusieurs compagnies entreprirent des travaux d'exploration pour les minéralisations de Ni-Cu. Elles ont mis à jour un bon nombre d'indices renfermant généralement de la PO et de la PY avec des traces de CP ; deux indices de chrysotile ont aussi été découverts. Vu les faibles teneurs en Ni-Cu des indices sulfurés découverts aucun autre travail d'exploration ne fut entrepris. Les indices de chrysotile ont fait l'objet de travaux plus élaborés de tranchées et de forage, mais encore les résultats furent décevants.

Lors de nos travaux de cartographie à l'été 1986, nous avons recoupé plusieurs zones minéralisées, dont quelques unes d'entre elles, concentrées dans le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, renferment des teneurs fort intéressantes en or et en métaux usuels. L'été suivant Christian Tremblay (Giovenazzo *et al.*, 1991) entreprit des travaux de cartographie et d'échantillonnage plus détaillés des zones minéralisées mises à jour par nos travaux et les compagnies d'exploration vers la fin des années cinquante. Suite à la découverte de nouvelles cibles d'exploration dans les régions du lac Hubert

(Moorhead, 1986b ; Giovenazzo *et al.*, 1991) et du lac Lessard (Tremblay, 1986a, 1991 ; Giovenazzo *et al.*, 1991), et à la montée du prix des éléments du groupe de platine en 1987 ; d'autres travaux d'exploration furent entrepris dans la portion W du Groupe de Watts (Cinits et Johnson, 1988 ; Carrier, 1990 ; GM 49611).

Travaux antécédents

Nous avons étudié tous les documents disponibles dans les archives du MRN se rapportant à la région du lac Hubert. L'ensemble des travaux d'exploration dans la région du lac Hubert, disponibles dans les archives du MRN, a été reporté sur les deux cartes de compilation hors texte. Nous avons reporté sur ces cartes la localisation d'anomalies électromagnétiques et aéromagnétiques, des indices minéralisés, des sites d'analyses, des valeurs jugées anormales (tableau 2), des affleurements et la géologie telle qu'elle a été décrite dans les GM ainsi que la limite des travaux d'exploration.

COMPILATIONS DE L'ENSEMBLE DE LA FOSSE DE L'UNGAVA

Les travaux de Dugas (1971) comprennent une compilation géologique de l'ensemble de la Fosse avec la localisation des indices ainsi qu'une description de ces derniers accompagnée de leurs références. Ce travail donne un bon aperçu métallogénique de la Fosse. Les travaux de Dugas (1971) ont été intégrés dans une compilation géologique et gîtologique, à l'échelle 1:250 000, de la partie N de la péninsule de l'Ungava préparée par Avramtchev (1982).

TRAVAUX SPÉCIFIQUES À LA RÉGION DU LAC HUBERT

La section qui suit contient un sommaire de chacun des dossiers d'exploration minière présent dans les archives du MRN.

Consortium d'exploration formé par: Cyril Knight Prospecting Compagny Limited, Huronian Mining and Finance Compagny Limited et Newmont Mining Corporation (cité dans le GM 5259, 5261).

Murray Watts, membre de l'expédition de Airth (Airth, 1933), aurait fait quelques travaux de prospection de reconnaissance dans la partie NE du Groupe de Watts dans la région du lac Hubert au cours de l'été 1932 lors d'une traverse N-S entre les rivières Kovic et Chukotat. Il aurait reconnu que les metabasaltes et l'ensemble intrusif de gabbro et de serpentinite du Sous-ensemble 2 du Groupe

de Watts renferment plusieurs indices minéralisés en sulfures. Un de ces indices contenait de la PO, PY et des traces de CP.

Spartan Air Services Limited (GM 10449 et 12324)

Un levé électromagnétique (GM 10449) aéroporté a été effectué sur plusieurs permis d'exploration au cours de l'été 1957. Le levé aéroporté s'effectuait à une hauteur de 500 pieds du sol avec des lignes de vols orientées à N030° ou N360° et espacées de 1/4 de mille. Dans la région du lac Hubert, le levé aéroporté englobe la majorité du Groupe de Watts et du Chukotat sauf une lisière N-S de 9 km de largeur à l'W de la longitude 76°35', le long de la limite W de la région (voir carte de compilation hors texte). Seule la partie E du Complexe de Déception est couverte. La partie S et NW du Groupe de Povungnituk ainsi qu'une mince lisière le long de la Formation de Perron sont également couvertes par le levé.

Ce levé comporte deux lacunes importantes au niveau de la localisation et de l'instrumentation (GM 8592). Le manque de précision dans la localisation des anomalies provient du type de photographies aériennes employées. La base topographique sur laquelle les anomalies sont reportées a été faite à partir d'une photomosaïque non corrigée. Cette distorsion devient évidente quand la carte contenant les anomalies est superposée sur une carte topographique au 1 : 50 000. L'équipement du levé n'enregistre continuellement que les anomalies «out of phase» sur une fréquence seulement (GM 8592).

Il a été observé que le type de minéralisation magmatique de Ni-Cu dans les filons-couches ultramafiques de la partie E de la Fosse n'a pas répondu de façon significative à ce levé (GM 8592). Les argilites et les schistes de cette partie de la Fosse ont par contre produit de fortes anomalies EM.

Nous avons reporté, avec le plus de précision possible, la position des anomalies électromagnétiques sur les cartes de compilation hors texte. Nous croyons que malgré les lacunes du levé, les anomalies indiquent néanmoins des zones susceptibles de contenir des niveaux graphiteux ou sulfurés.

Les principales caractéristiques électromagnétiques de la région sont :

1) La forte résistivité uniforme, caractérisée par une absence d'anomalies électromagnétiques, dans le socle archéen, au N (Complexe de Déception) et au Sud de la Fosse (Formation de Perron), et dans les basaltes du Groupe de Chukotat. Le manque d'interlits de sédiments graphiteux ou sulfurés comparativement aux autres unités lithostratigraphiques explique probablement le manque d'anomalies dans le socle et le Groupe de Chukotat.

2) Les anomalies électromagnétiques se concentrent dans certains secteurs :

i) L'assemblage métavolcanique/métasédimentaire du Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts. Plusieurs interlits

de phyllades graphiteuses ont été notés dans cet assemblage (figure 69)

ii) L'assemblage de sédiments/tufs-épiciastites injecté de filons-couches au sommet du Sous-groupe de Beauparlant. Les sédiments renferment quelques horizons stratiformes riches en sulfures au contact des filon-couches.

iii) Le Sous-groupe de Lamarche renferment plusieurs horizons de phyllades graphiteuses ou sulfurées.

iv) L'ensemble du Sous-groupe de Beauparlant renferme plusieurs zones de cisaillement contenant des concentrations de PO et PY disséminées ainsi que le long des plans de foliation. Des interlits de phyllades graphiteuses et sulfurées ont également été notés.

Vu le grand nombre d'anomalies électromagnétiques et l'échelle de nos travaux de cartographie, ces anomalies n'ont pas été prospectées de manière systématique.

Spartan Air Services Ltd. (GM 12324)

Un levé aéromagnétique a été effectué en même temps que le levé électromagnétique. Vu l'imprécision dans la localisation des lignes de vols, nous avons préféré utiliser les cartes aéromagnétiques de la Commission géologique du Canada (n° 8872G, 8873G, 8779G, 8780G).

Baska Uranium Mines Ltd. (GM 10052)

Des travaux de prospection au sol et aéroporté ainsi qu'une reconnaissance géologique ont été faits au cours des mois de juillet et août 1957 par une équipe composée de trois prospecteurs et d'un géologue dans les blocs M-49 et 50. La région couverte par leurs travaux se trouve dans la partie SE de la région du lac Hubert dans les Sous-groupes de Beauparlant et de Lamarche. Le but de ces travaux était de vérifier la nature des anomalies électromagnétiques identifiées par le levé aéroporté (GM 10449). Quatre zones rouillées, d'une épaisseur de 1-60 m et d'une étendue de 0,4 à 6,4 km, ont été identifiées. La minéralisation est formée de sulfures disséminés dans les filons-couches de gabbro et les sédiments adjacents. Aucune analyse n'est rapportée, quoique la présence de nickel est mentionnée (détection par diméthyl glyoxime ?).

Des travaux supplémentaires de décapage et de forage avaient été proposés ; les résultats d'analyses étaient probablement décevants puisque aucun autre dossier de travaux d'exploration n'existe au MRN pour ce secteur. Les trois horizons minéralisés qui se trouvent dans les limites de la région cartographiée ont été reportés et numérotés sur la carte de compilation hors texte. La position de ces horizons est quelque peu incertaine en raison de la faible précision de la carte fournie avec ce dossier.

Aucune investigation détaillée de ces zones, en dehors des travaux géologiques normaux le long de nos chemements, n'a été faite. L'horizon n° 1, localisé le plus au S, semble correspondre à un horizon de siltstone ; aucune minéralisation n'a été notée. L'horizon n° 2 correspond à

un filon-couche de gabbro schisteux faiblement minéralisé en PO. L'horizon n° 3 semble se trouver au sein de coulée massive de basalte ; aucune minéralisation n'a été identifiée.

Red Gold (Quebec) Mining Co. Ltd (GM 10206)

Une cartographie détaillée, jointe à des travaux de prospection pour des minéralisations de Ni-Cu, ont été faits dans la partie NW du Sous-groupe de Beauparlant, dans le bloc M-42, au cours du mois d'août 1957 par une équipe de trois géologues. La région étudiée englobe trois unités stratigraphiques :

1) La partie supérieure de l'empilement volcanique du Sous-groupe de Beauparlant (Bba), formée surtout de coulées de basalte avec des filons-couches de gabbro et quelques interlits de volcanoclastites et de sédiments.

2) L'assemblage sédimentaire/volcanoclastique au sommet du Beauparlant, surtout formé de siltstone et de phyllade avec quelques interlits de volcanoclastites dans ce secteur, recoupé de filons-couches de gabbro et de péridotite.

3) La partie basale du Groupe de Chukotat constituée uniquement de basalte à olivine.

Plusieurs indices de PO avec des quantités moindres de PY et CP furent mis à jour. Leurs indices (tableau 4) sont reportés sur les cartes de compilation. Le tableau 5 comprend leurs résultats d'analyses pour le Ni et Cu. Quatre types d'indices ont été reconnus :

1) Les sédiments le long de la rivière Chukotat renferment localement jusqu'à 10 % de taches de PO et des cubes de PY.

2) Les zones de cisaillement dans les basaltes renferment communément de la PO le long des plans de foliation et en fines disséminations dans l'ensemble de la zone cisailée. Quelques cubes de PY se retrouvent également dans ces zones.

3) Les zones de cisaillement dans des gabbros renferment de la PO finement disséminée accompagnée localement de traces de CP et de cubes de PY.

4) La base d'un filon-couche de péridotite renferme de la PO disséminée.

Les indices RG-11, RG-04 et RG-07 ont fait l'objet d'une fiche de gîte et correspondent respectivement aux n° 35 F/7-1, 35 F/2-2 et 35 F/2-3.

Des anomalies électromagnétiques couvrent localement les indices (voir cartes de compilation hors texte).

Les autres faits saillants de leur étude sont :

1) La patine des sédiments le long de la rivière Chukotat est décrite comme étant grise, noire ou vert pomme avec une grande fissilité. Ceux de couleur gris et noir sont probablement d'origine sédimentaire (siltstone et phyllades/ardoises et ceux de couleur vert-pomme, des volcanoclastites.

2) L'intensité de la déformation dans l'empilement basaltique décroît du S vers le N. Cette observation est

valide pour le Sous-groupe de Beauparlant dans l'ensemble de la Fosse.

3) Une faille importante épouse la rivière Chukotat séparant les basaltes du Sous-groupe de Beauparlant au S de l'assemblage de sédiments/volcanoclastites au N. Une autre faille importante de direction E-W recoupe l'empilement basaltique à 3 km au S. Nos travaux ont confirmé la présence de ces deux failles qui sont respectivement les failles de chevauchement (r) et (n) sur nos cartes.

Kennco Exploration (Canada) Limited, Eastern Division (GM 8592)

Au cours des mois de juillet et d'août 1957 une équipe de deux géologues et de deux prospecteurs ont cartographié, prospecté et évalué un secteur compris dans le bloc M-46. Ce secteur englobe une partie du Groupe de Chukotat et la majorité du Groupe de Watts de la région du lac Hubert. Leur camp d'exploration était situé sur le rivage d'un lac sans nom, identifié comme Kennco dans ces travaux, localisé dans la partie centre-est du Groupe de Chukotat (UTM 421550E, 6806550N). Des reliques de planchers de tentes et de bouteilles de propane se trouvent encore sur les lieux. Leurs travaux d'exploration se poursuivirent au nord dans la région cartographiée par Tremblay (1986a, 1991). Leur carte géologique, relativement détaillée, a été compilée intégralement sur les cartes de compilation hors texte.

Les faits saillants géologiques de leurs travaux incluent :

1) La présence d'une faille d'importance régionale séparant les roches métamorphique du Groupe de Watts des basaltes peu déformés du Groupe de Chukotat. Le mouvement de cette faille, fortement penté vers le nord, est interprété comme inverse, chevauchant le Groupe de Watts sur le Chukotat. Cette faille (gg) sur nos carte a été désignée comme la faille de Bergeron.

2) Les roches du Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts ont été désignées par des noms descriptifs. La majorité des schistes sont interprétés comme métasédimentaires.

3) L'identification de niveaux de péridotite fortement foliée et serpentinisée et localement recoupée de veines de chrysotile. Ce sont ces serpentinites qui marquent le tracé de failles de chevauchement dans la partie inférieure du Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts. Sur nos cartes ces failles sont identifiées comme jj, kk, ll, oo et pp.

4) Dans le Groupe de Chukotat, des pendages de l'ordre de 30°-50° vers le S ou N avec des azimuts généralement E-W et la présence de plis ouverts d'orientation E-W n'ont pas été confirmés par nos travaux. Les pendages des coulées recueillis lors de nos travaux sont presque tous fortement vers le nord.

5) La reconnaissance d'intrusions de péridotite sous forme d'amas et de dykes recoupant les sédiments à grain fin le long de la Rivière Chukotat. À un endroit, un filon-couche de péridotite se rattache à un dyke. Des relations similaires dans des intrusions de péridotite ont été obser-

TABLEAU 4 - Indices minéralisés mis à jour par Red Gold (Quebec) Mining Ltd. dans le Sous-Group de Beauparlant (GM 10206)

Numéro d'indice	Numéro d'analyse	Localisation UTM		Unité litho-stratigraphique	Largeur m	Description
		Estant	Nordant			
RG-1*		402750	6787150	Bspav	90	Les lits de couleur gris clair, plus riches en quartz, de l'assemblage sédimentaire coiffant les basaltes du Beauparlant renferment jusqu'à 10% de PO avec un peu de PY.
RG-2		407150	6491750	Bspav	-	Des bandes de 30 à 60 cm de largeur contiennent jusqu'à 8% de PO.
RG-3*	9409 9707	404350	6789900	Bba	30-58	Des zones cisillées dans les basaltes du Beauparlant renferment de la PO et un peu de CP et PY le long des plans de schistosité et finement disséminés. Certains des horizons plus riches en sulfures renferment des grains de PY.
RG-4	9416	409100	6787400	Bba	-	Des basaltes cisillés renferment jusqu'à 8% de PO sous forme de grains et de pellicules le long des plans de schistosité.
RG-5	412000	6790200		Bba	-	Des basaltes cisillés renferment 5-8% de PO avec un peu de CP
RG-6	9421 9423	408850	6790350	3 (Bba)	-	Un gabbro massif à grain grossier renferme 3-5% de PO avec un peu de PY
RG-7	9479	416300	6790050	3 (Bba)	-	Un gabbro quelque peu schisteux à grain moyen renferme jusqu'à 15 % de sulfures(PO avec un peu de CP) sous forme de grains et flocons disséminés.
RG-8		414550	6788550	3 (Bba)	-	Un gabbro schisteux contient de 5-8% de grains et de flocons de PO disséminés.
RG-9		418150	6788700	3 (Bba)	-	Un gabbro à grain fin cisillé renferme de 3-5% de petits grains de PO disséminés.
RG-10		416400	6786600	3 (Bba)	-	Un gabbro cisillé, associé avec un gabbro massif, renferme jusqu'à 10% de PO avec un peu de CP.
RG-11	9389	407500	6792850	1 (Bspav)	-	Un mince horizon de péridotite contient des taches de PO.

* Hors des cartes de compilation.

TABLEAU 5 - Valeurs analytiques des échantillons de Red Gold (Québec) Mining Ltd. dans le Sous-Groupe de Beauparlant (GM 10206)

Numéro d'analyse	Coordonnées UTM		Ni	Cu
	Estant	Nordant	%	%
9389	407 500	6 792 850	0.19	-
9390	406 000	6 791 800	0.00	-
9395	?	?	0.00	-
9397	406 050	6 790 350	0.00	-
9398	?	?	0.00	-
9399	?	?	0.00	-
9404	?	?	0.00	-
9407	404 800*	6 790 150	0.00	-
9409	403 650*	6 789 700	0.00	-
9413	409 150	6 793 300	0.00	-
9414	407 050	6 792 700	0.00	-
9416	409 450	6 787 400	nil	-
9419	407 950	6 787 350	nil	-
9420	407 950	6 787 450	nil	-
9421	408 850	6 790 050	nil	-
9423	408 850	6 790 050	nil	-
9425	406 700	6 787 850	nil	-
9476	413 850	6 789 500	trace	trace
9477	412 650	6 789 250	0.00	nil
9478	?	?	0.00	trace
9479	416 300	6 790 050	0.00	trace

*Hors des cartes de compilation

vées à environ 20 km plus à l'W au même niveau stratigraphique (Moorhead, 1988).

Les faits saillants des travaux de géologie économique sont :

1) Les serpentinites forment localement des débris limonitiques de couleur orangée. La limonite provient de l'oxydation de la magnétite ; aucun sulfure n'est présent dans ces zones limonitiques.

2) Un horizon minéralisé de façon discontinue a été reconnu sur une distance de 6 km dans la partie NW du Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts. Des valeurs anormales en Ni et Cu ont été décelées (tableau 6). Cet horizon est contenu dans une zone de cisaillement [faille (II) sur nos cartes] et s'étend du lac Gossan situé à 200 m au nord de notre carte (UTM 423300E ; 6816500N) et se poursuit jusqu'à la rivière Kovic-sud (UTM 428 300E ; 6 816 500N). La minéralisation se situe dans des péridotites cisailées ou des serpentinites avec une patine d'altération limonitique et se caractérise par la présence de PO, PY et CP. Les zones sont disposées en échelons ; les dimensions maximales des zones minéralisées est de 7 m d'épaisseur et 91 m de longueur, la largeur moyenne étant de 2 m. Des teneurs anormales en Cu ont été détectées. Une carte de localisation des échantillons n'est pas incluse dans le rapport. Le seul échantillon prélevé dans la région

du lac Hubert contient 0,52% Cu et 0,02% Ni. Il est décrit comme étant localisé à 2,5 milles au SE du lac Gossan, dans le prolongement de la zone cisailée, ce qui donnerait une position UTM de 425850E et 6817750N). Cette localisation place l'indice à proximité du centre de l'indice Gossan-2 de Giovenazzo *et al.* (1991). Christian Tremblay (Giovenazzo *et al.*, 1991) a étudié quelques zones sulfurées le long de cette zone de cisaillement et a décelé localement de fortes teneurs en or et cuivre. Nous avons trouvé un autre indice le long de l'extension SE de cette zone de cisaillement (UTM 437460E ; 6814842N). L'échantillon 86-15527 a donné 540 ppb Au, 911 ppm Co, 317 ppm Cu et 523 ppm Zn.

3) Sur le tracé de l'horizon minéralisé décrit ci-dessus, se trouve une vallée entaillée de 45 m de largeur et de 9 m de profondeur (UTM 427500E ; 6816850N), bordée de chaque côté par un gabbro cisailé. Un horizon de serpentinite recoupée de veines de chrysotile occupe le plancher de la vallée et se poursuit sur environ 600 m. Les veinules de chrysotile ont entre 3 et 20 mm d'épaisseur, elles forment de petites tranchées sillonnant la serpentinite. La qualité des fibres varie entre soyeuse et cassante. Le pourcentage de fibre est évalué à 3 %. Cet indice de chrysotile a fait l'objet de travaux d'exploration par la compagnie Asbestos Corporation (GM 14940, 14941, 16525, 18051 et 20814)

4) Un filon-couche de péridotite le long de la rivière Chukotat (UTM 419200E ; 6796450N) renferme un horizon partiellement serpentinitisé sur une longueur de 550 m et sur une épaisseur de 60 m. Des bandes de serpentinite jusqu'à 30 cm d'épaisseur renferment jusqu'à 5 % de chrysotile. La longueur des fibres atteint 4 cm et semble être de bonne qualité.

5) Plusieurs affleurements oxydés se retrouvent le long de la rivière Chukotat. Quatre types de minéralisations ont été reconnus :

i) Les épontes cisailées des péridotites renferment des disséminations de PO et PY.

ii) Les phyllades en contacts avec ces péridotites cisailées renferment de la PO et PY disséminées.

iii) Les phyllades et siltstones renferment de la pyrite disséminée sous forme de gros cubes.

iv) Les basaltes cisailés du Sous-groupe de Beauparlant, localisés le long de l'escarpement de la faille sur la rive S de la rivière Chukotat [faille (r) sur les cartes géologiques hors texte], renferment de la pyrite disséminée.

L'auteur du GM 8592, G. F. Jolik, considère le potentiel économique pour les minéralisations en Ni-Cu dans ce secteur comme nul. Le permis d'exploration fut abandonné et aucun autre dossier d'exploration minière de cette compagnie, pour cette région, n'existe au MRN. Pourtant les indices découverts au cours de leurs travaux, analysés uniquement pour le Ni et Cu, recèlent des teneurs fortement anormales en or (Giovenazzo *et al.*, 1991; GM 49611) et moins en Cu et Zn (Giovenazzo *et al.*, 1991).

TABLEAU 6 - Indices minéralisés découverts par Kennco Explorations Ltd (GM 8592 dans le Groupe de Watts (à l'extérieur des cartes hors texte).

Localisation	SNRC	Coordonnées UTM		Cu %	Ni %	Description
		Estant	Nordant			
Rive SW du lac Gossan	35 F/9W	423900	6 819 650	0,6 0,25	0,04 0,06	Sulfures massifs dans une zone cisailée encaissée par un schiste à serpentine
Rive W du lac Lusko	35 F/9W	423300	6824650	0,06	0,05	Sulfures massifs dans une zone cisailée encaissée par un schiste à serpentine
2,5 miles SW de la pointe S du lac Gossan	35 F/8W	425 850	6 817 750	0,52	0,02	Sulfures massifs dans une zone cisailée encaissée par un schiste à serpentine

Hubert Lake Ungava Nickel Mines Limited (GM 5259)

Suite à l'identification d'indices minéralisés en PO, PY et CP, dans le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, lors des travaux de prospection effectués par Murray Watts en 1932, au cours de l'expédition de Airth (Airth, 1933), la compagnie Hubert Lake Mines Ltd pris un permis d'exploration (bloc M-55) en 1957 dans la partie NE de la région du lac Hubert.

Hubert Lake Ungava Nickel Mines Limited (GM 10003)

Au cours de l'été 1957 une équipe composée d'un géologue, de deux prospecteurs et d'un assistant ont prospecté systématiquement la propriété avec des traverses N-S espacées d'un quart de mille. Une prospection aérienne à l'aide d'un Cessna 180, faite par deux géologues, complétèrent les travaux. La géologie de la partie nord de la propriété, comprise dans le Groupe de Watts, est décrite comme étant formée de roches vertes interlitées d'horizons sédimentaires et recoupées de diabase à olivine. Une zone cisailée renfermant de la PO et des traces de CP, sur une distance de 4 km, a été découverte à la décharge d'un lac nommé Ikinattuk dans le rapport de Giovenazzo *et al.*, 1991 (UTM 435600E ; 6816000N). Une faible réaction au test de Ni ainsi que des faibles teneurs analytiques en Cu avec des traces de Ni sont mentionnées. Les teneurs n'ont pas été inscrites dans le rapport. Un indice dans le prolongement E de cette zone renferment des valeurs anormales en Cu, Au, Zn et un autre indice dans le prolongement W de cette zone renferme des valeurs anormales en Ni et As (Giovenazzo *et al.*, 1991).

Dans ce secteur, plusieurs autres petits indices renfermant de la pyrite sont mentionnés dans le texte mais ne sont pas localisés sur la carte de ce GM. Quelques anomalies électromagnétiques détectées lors du levé aéroporté dans la région ont été prospectées, apparemment sans succès.

Murray Mining Corporation Limited (GM 5261)

Suite à la mention d'indices de PO, PY avec des traces de CP par Murray Watts en 1932, trois permis d'exploration ont été acquis, soit les blocs M-56, 57 et 58. Le bloc M-57 couvre une tranche de 2 km de largeur (N-S) sur 17 km de longueur (E-W) le long de la limite NE de la région du lac Hubert, à l'intérieur de la limite du GM 10049 (carte de compilation hors texte). Cette tranche se situe au sein du Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts. Ce secteur est formé de roches vertes interlitées de sédiments et recoupées de gabbro et de serpentine. Les intrusions étaient considérées comme analogues à celles renfermant les minéralisations de Ni-Cu dans la partie E de la Fosse. Ce secteur renferme également plusieurs indices sulfurés dont un qui montre de la PO, PY et des faibles quantités de CP.

Murray Mining Corporation Limited (GM 10049)

Une équipe composé d'un géologue et de trois prospecteurs ont prospecté, au cours des mois de juillet et août 1957, une vaste région dont seulement la partie SE est incluse dans la région du lac Hubert. Une prospection aérienne, avec l'aide d'un Cessna 180, fut également effectuée.

La portion de leur levé incluse dans la région du lac Hubert comprend des laves chloritisées et cisailées intercalées de sédiments altérés. Cet assemblage est recoupé d'intrusions mafiques foliées et de granite plus massif. Près du contact avec le granite, plusieurs dykes de granite recoupent les sédiments. L'assemblage de sédiments et de laves cisailées cernant le granite à l'ouest du lac Ikinattuk contiennent un bon nombre d'horizons minéralisés, communément cisailés, en PY fine avec quantités mineures de CP. Ces horizons ne renferment pas, à notre connaissance, de concentrations économiques, quoique aucune valeur analytique n'est fournie dans le GM 10049.

Une zone minéralisée (UTM 437000E ; 6818200N), localisée à 500 m à l'E d'un pluton felsique, contient de la PY, PO et CP fines. Elle forme un horizon, orienté à N035° avec un pendage de 34° vers l'W, et une largeur de 60 m ; elle se poursuit sur une distance de 90 à 150 m. Cet horizon se suit, de manière discontinue, sur une distance de 6 km. Un échantillon choisi a rapporté des valeurs de 0,18% Cu et 0,12% Ni. La zone a fait l'objet d'une fiche de gîte (35 F/8-3, Avramtchev, 1982).

La majorité des anomalies électromagnétiques détectées au cours du levé aéroporté (GM 10449) se sont avérées être des ardoises graphiteuses ; quelques-unes, par contre correspondent à des zones sulfurées. Des travaux supplémentaires furent proposés sur les indices découverts mais aucun autre dossier d'exploration pour cette région par cette compagnie n'existe dans les archives du MRN. Il ne semble donc pas avoir eu un suivi de ces travaux.

Asbestos Corporation Ltd. (GM 14941)

Un groupe de huit claims fut jalonné à la fin de l'été 1962 sur un indice de chrysotile (UTM 427500E ; 6816850N), découvert lors des travaux de Kennco Exploration (GM 8592) et localisé à 1,6 km au NW d'un coude dans la rivière Kovic-sud dans le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts. Au cours de l'été 1962 des travaux de décapage et d'excavation de tranchées dans une serpentinite recoupée de veines de chrysotile ont été effectués. Les échantillons recueillis ont été évalués en ce qui concerne la qualité des fibres de chrysotile. Cet indice d'amiante a fait l'objet d'une fiche de gîte (35 F/8-1, Avramtchev, 1982)

Suite aux résultats d'évaluation, des travaux plus étendus furent entrepris au cours de l'été 1963. Ils comprenaient une carte géologique à l'échelle 1 : 1 200, un levé magnétique, la géologie et la prospection du secteur avoisinant et quelques forages. Les résultats de la cartographie géologique sont montrés sur les cartes de compilation hors texte accompagnant ce rapport.

Les travaux de cartographie ont identifié un horizon de serpentinite, recoupée de veines de chrysotile, formant une dépression d'une dizaine de mètres de profondeur, enchassé de part et d'autre par un gabbro cisailé. L'horizon de serpentinite a une largeur moyenne de 75 m et se poursuit sur plus de 600 m.

Des schistes chloriteux, constitués essentiellement de chlorite, de quartz et de feldspath, enclavent au N et au S les gabbros. Le protolithe des schistes est incertain mais est considéré comme étant probablement sédimentaire. Localement dans la partie W de la propriété, une mince bande de quartzite impur se retrouve au contact entre le gabbro supérieur et les schistes.

Les gabbros forment une série de filons-couches orientés vers le WNW et pentés à 70° vers le N parallèlement à la schistosité principale du secteur. Près de la serpentinite,

le gabbro devient massif, dense et prend une couleur vert foncé. Les ultramafites sont constituées de péridotite serpentinisée, recoupée localement par des veines de chrysotile. Les contacts avec les gabbros sont nets et généralement cisailés. Les veines de chrysotile atteignent 2,5 cm de largeur avec une moyenne de 1,3 cm. Le réseau dominant est orienté parallèlement au grain tectonique régional, soit vers l'WNW avec un pendage de 70° vers le N. Quelques veines plus ou moins horizontales forment l'autre direction dominante. De la magnésite a été localement reconnue dans la partie centrale de la serpentinite.

La valeur du minerai d'amiante, en 1962, varie entre 7,65\$/tonne et 34,65\$/tonne pour les échantillons recueillis dans les tranchées (longueur entre 1,5 et 6 m), et entre 3,00\$/tonne et 13,00\$/tonne pour les échantillons de forage (longueur entre 10,0 et 11,5 m). Les valeurs provenant des carottes de forage peuvent être trop faibles en raison de la destruction de fibres lors du forage. Un échantillon composite pris dans des affleurements avait une teneur de 12,70 % de fibres récupérables de bonne qualité.

De la PY et de la PO disséminées ont été notées dans le gabbro supérieur près du contact avec la serpentinite sous-jacente. Aucune analyse n'est mentionnée.

Asbestos Corporation Ltd. (GM 14940)

Suite aux travaux de cartographie et de géophysique mentionnés dans le GM 14941, sept trous de forage ont été implantés dans la serpentinite au cours du mois de septembre 1963. Ces forages, du type «Packsac Drill», avaient des longueurs variant entre 10 et 11,5 m. Le rapport contient les journaux de sondages et une évaluation de la longueur des fibres de chrysotile.

Asbestos Corporation Ltd. (GM 16525)

Un groupe de 24 claims a été jalonné en 1963 dans une zone adjacente à l'E des travaux faits en 1962. Ces claims forment un bloc de 2 claims de largeur par 12 claims de longueur, centré sur la rivière Kovic-sud (voir carte de compilation hors texte). Ils se situent dans le prolongement de l'horizon de péridotite serpentinisée et recoupée de veines de chrysotile. La carte géologique à l'échelle 1 : 2 400, accompagnant le rapport, a été simplifiée et intégrée à la carte de compilation hors texte.

La propriété renferme une bande discontinue, d'une épaisseur maximale de 200 m, formée de péridotite et de dunite serpentinisées et recoupées de veines de chrysotile. Une fiche de gîte a été faite sur cette propriété (35 F/8-2, Avramtchev, 1982). Les roches ultramafiques occupent le plancher d'une vallée, contenant quelques lacs allongés, et sont limitées par des gabbros. Le gabbro forme l'unité encaissante des ultramafites. Il est constitué d'une roche à grain moyen mafique pauvre en feldspath, localement en contact transitionnel avec une diorite. Près des ultramafites,

le gabbro devient plus verdâtre. Les gabbros renferment des horizons lenticulaires, de 20 à 60 m de largeur, de roches ultramafiques qui se caractérisent par une altération de surface en petites grenailles et un relief négatif. Les contacts sont invariablement francs. Les ultramafites sont constituées de péridotite riche en olivine en contact transitionnel avec des dunites. La serpentinisation est très intense et localement complète. Les veines de chrysotile, atteignant 1,2 cm de largeur, recoupent les zones serpentinisées. Les fibres semblent être de bonne qualité. Aucune estimation de la valeur ou de la densité des veines n'a été faite. Une forte anomalie magnétique correspond à l'horizon ultramafique ; une anomalie est aussi présente sur le levé aérien du gouvernement fédéral (Commission géologique du Canada, carte 8773G, 1981).

Au nord des filons-couches se trouve un horizon de 200 m de largeur formé de schistes, plus ou moins fissiles, à chlorite-feldspath-quartz. Ces schistes se situent dans le prolongement d'un horizon de basalte situé plus à l'W. Le protolithe de ces schistes pourrait être une volcanoclastite mafique et/ou une lave mafique cisailée. Surmontant les schistes au N, se trouve un horizon de 60 m de largeur d'argillites et de phyllades noires, avec un pendage de 70° vers le N, qui est lui-même surmonté par un horizon de lave mafique massive.

Asbestos Corporation Ltd. (GM 18501)

Le rapport contient le journal de sondage d'un forage de 110 m effectué dans une serpentinite sur la propriété au NW de la rivière Kovic-sud (GM 14941).

Asbestos Corporation Ltd. (GM 20814)

Ce rapport contient les journaux de sondage de 17 forages effectués dans la serpentinite sur la propriété au NW de la rivière Kovic-sud (GM 14941). Ces forages, de longueurs variant entre 105 et 180 m, ont été implantés à N190° avec une inclinaison variant entre 50° et 60°. Ces forages étaient répartis sur une distance latérale de 335 m.

L'évaluation technique de la propriété a dû être négative car aucun autre dossier d'exploration n'existe dans les archives du MRN. La compagnie Asbestos Corporation Ltd. a plutôt choisi de mettre en production le dépôt d'amiante localisé à Purtuniqu (Asbestos Hill) dans la partie E du Groupe de Watts. Cette mine a produit 1,55 Mt/année à une teneur de 18-20% fibre d'amiante entre 1972 et 1983 (GM 49611).

Amax Exploration Inc. (Nicolet, 1970)

Au cours de l'été 1968, des travaux de reconnaissance et d'orientation furent entrepris par Amax Exploration Inc.. Suite aux résultats encourageants, des travaux de photo-interprétation, de prospection aérienne et au sol, de lithogéochimie, de géochimie de sols, et de cartographie

furent entrepris dans plusieurs secteurs de la Fosse, au cours de l'été 1969, notamment le long de la rivière Chukotat dans la région du lac Hubert et au N du lac Chukotat dans la région adjacente à l'E. Un groupe de 130 claims fut jalonné au N et à l'W du lac Chukotat (feuillet SNRC 35G/05W) le long d'un niveau riche en filons-couches de péridotite et de gabbro.

Dans la région du lac Hubert, la vallée de la rivière Chukotat a été l'objet d'une prospection aérienne avec quelques travaux d'échantillonnage de zones riches en oxydes de fer et de géochimie de sols. Les affleurements et les sites d'échantillonnage sont reportés sur la carte de compilation hors texte. Les affleurements ont servi dans quelques cas à extrapoler les contacts entre les affleurements de nos traverses. Malgré de hautes teneurs en sulfures dans les échantillons, ils ne présentent que des concentrations très faiblement anormales en Ni et Cu, les deux seuls éléments analysés. Un site d'échantillonnage de géochimie de sols (n° d'analyse 6637 et 6638) présente des teneurs de 3 à 7 fois le bruit de fond. L'échantillon le plus anomal contenait 570 ppm de Cu et 85 ppm de Ni (tableau 7).

Un échantillon prélevé dans un horizon de serpentinite avec 13 % de sulfures, localisé à 3,5 km de la limite E de la région du lac Hubert (UTM 450180E ; 6804580N), a rapporté une teneur de 1,19% de Ni et 0,76% de Cu. Cet horizon se situe dans un filon-couche mafique-ultramafique qui s'injecte dans l'assemblage sédimentaire-épicyclastique, localement riche en sulfures, au sommet du Beuparlant. D'autres échantillons de sédiments riches en sulfures, prélevés dans le même secteur, contiennent des teneurs faiblement anormales en Cu. Ces mêmes sédiments se sont avérés être enrichis en terres rares légères et à un degré moindre en Zn (Moorhead, 1989 ; Giovenazzo *et al.*, 1991). Les indices minéralisés localisés dans l'unité Bspav, à l'extrême E de la région du lac Hubert (Giovenazzo *et al.*, 1991; carte de compilation hors texte) sont dans l'extension de cette zone.

Les anomalies électromagnétiques détectées lors des levés aéroportés semblent coïncider avec les contacts géologiques entre les unités géologiques telles les péridotites, les gabbros, les volcanites et les sédiments. Les anomalies ne semblent pas être reliées aux minéralisations de Ni du type magmatique dans les filons-couches. Aucun exemple de ce type de minéralisation n'a pas été détecté par le levé électromagnétique aéroporté.

Amax Exploration Inc. (GM 26479)

Au cours de l'été 1969, un levé magnétique et électromagnétique a été effectué dans la région du lac Chukotat (Moorhead, 1989). Ce secteur se retrouve dans la partie sommitale du Sous-groupe de Beuparlant, adjacent à la limite E de la région du lac Hubert. Plusieurs anomalies magnétiques et conductrices longitudinales ont été identifiées. Certaines sont interprétées comme des

TABLEAU 7 - Indices découverts par Amax Exploration Inc. dans la partie sommitale du Sous-Group de Beauport

Analyses de géochimie de sol							
N° de terrain	N° d'analyse	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Ni ppm	Cu ppm
			Estant	Nordant			
605	6629	35 F/8E	439 340	6 801 470	Bspav	5	60
607	6630	35 F/8E	439 310	6 801 590	Bspav	5	75
611	6631	35 F/8E	440 040	6 801 590	Bspav	5	25
615	6634	35 F/8E	436 150	6 800 790	Bspav	10	48
616	6635	35 F/8E	436 150	6 800 790	Bspav	15	70
618	6636	35 F/8E	438 770	6 801 430	Bspav	5	35
618	6637	35 F/8E	438 770	6 801 430	Bspav	25	230
618	6638	35 F/8E	438 770	6 801 430	Bspav	85	570

Analyses lithogéochimiques									
N° de terrain	N° d'analyse	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Lithologie	% de sulfures	Ni %	Cu %
			Estant	Nordant					
146	6900	35G/5W	446 650	6 802 570	3 (Bspav)	volcanite	20	,03	,07
608	6540	35 F/8E	440 050	6 801 760	Cbol	volcanite	25	,02	,01
609	6539	35 F/8E	440 050	6 801 760	Cbol	volcanite	60	,02	,05
610	6538	35 F/8E	440 050	6 801 760	Cbol	volcanite	80	,04	,04
610	6541	35 F/8E	440 050	6 801 760	Cbol	volcanite	50	,06	,06
617	6533	35 F/8E	437 730	6 801 130	1 (Bspav)	serpentinite	10	,04	,06
617	6534	35 F/8E	437 730	6 801 130	1 (Bspav)	serpentinite	10	trace	trace
624	6542	35 F/8E	445 860	6 803 120	Bspav	sédiment	80	,04	,02
624	6543	35 F/8E	445 860	6 803 120	Bspav	sédiment	80	,09	,10
625	6535	35 F/8E	445 860	6 803 120	Bspav	sédiment	90	,04	,06

filons-couches ultramafiques. Le secteur couvert par le levé contient effectivement des filons-couches mafiques et ultramafiques, injectés dans des sédiments localement riches en sulfures (Moorhead, 1986a, 1989; Giovenazzo, 1991).

Amax Exploration Inc. (Smith, 1970)

Ce rapport est un supplément au rapport de Nicolet (1970). Il comprend une description détaillée des travaux d'exploration faits sur la propriété Kenty dans la partie centrale de la Fosse. Des tableaux d'analyse des échantillons recueillis au cours des travaux de l'été 1969 sont également inclus. Ils comprennent les échantillons situés dans la région du lac Hubert (tableau 7). On mentionne aussi que des travaux d'échantillonnage ont été fait le long de la rivière Chukotat. Il semble que la carte de localisation des échantillons ait été égarée. La majorité des échantillons renfermant des sulfures ne contenait que de faibles valeurs en Ni et Cu. Par contre un échantillon, localisé approximativement à mi-chemin entre les sites d'échantillonnage 621 et 623 (\pm UTM 434200E ; 6799700N), dans un horizon de 300 m de long de serpentinite fracturée en grenailles renfermait 3 % de PO disséminée. Les teneurs de l'échantillon sont de 0,33 % Ni et 0,07 % Cu.

Amax Exploration Inc. (GM 26480)

Au cours de l'été 1970, un levé VLF et radiométrique aéroporté a été fait sur la même région que le GM 26479. Des zones conductrices se poursuivant sur plusieurs kilomètres ont été reconnues au S du contact avec les basaltes du Groupe de Chukotat. La longueur des conducteurs suggèrent la présence d'horizons sédimentaires ou de zones de cisaillement. Deux de ces conducteurs, localisés au NW du lac Chukotat, se situent dans le prolongement vers l'E des sédiments minéralisés reconnus par Giovenazzo *et al.* (1991). Des travaux de terrain ne sont pas mentionnés.

Indices minéralisés décelés lors de nos travaux

De nombreux indices minéralisés ont été notés au cours des travaux de terrain à l'été 1986. Ils sont localisés, avec leurs analyses, sur les cartes géologiques hors texte. Toutes les analyses ayant un préfixe de 86- proviennent de nos travaux. L'annexe 1 présente une brève description des affleurements altérés et/ou minéralisés. Sur tous les échantillons analysés, quelque-uns se démarquent particulièrement (annexe 2) ; ils sont situés pour la plupart dans le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, dans le secteur prospecté par la compagnie Murray Mining

Corporation (GM 5261, 10049) et Hubert Lake Ungava Nickel Mines Limited (GM 5259, 10003). La plupart des indices sont associés à des zones de cisaillement localisées sur ou près du tracé de failles de chevauchement régionales. Les autres indices sont associés à des zones de sulfures disséminées. Les valeurs analytiques jugées anormales, d'après les seuils présents dans le tableau 3, ont été reportées sur les cartes géologiques.

LE SOCLE GRANODIORITIQUE ARCHÉEN

Quelques rares affleurements de granodiorite présentent des oxydes de fer sur la patine d'altération. Certains renferment de faibles (< 1 %) concentrations de pyrite. Aucun des échantillons analysés n'a rapporté de valeurs anormales.

LA FORMATION DE JUET

Les sédiments renferment rarement des oxydes de fer et de faibles quantités de pyrite. Un échantillon présente une teneur légèrement anormale en arsenic (66 ppm, échantillon 86-14294).

LE SOUS-GROUPE DE LAMARCHE

Les siltstones et les phyllades ne montrent que rarement des traces d'oxydes de fer ou de pyrite. Un échantillon (86-14222) présente une teneur faiblement anormale en arsenic (67 ppm). Les unités de conglomérat dans la portion E du Lamarche renferment de la magnétite disséminée. Les filons couches de gabbro qui s'injectent dans la séquence sédimentaire renferment en plusieurs endroits de faibles quantités de PO et PY. Un échantillon (86-15341) a rapporté des teneurs anormales en cuivre (576 ppm).

LE SOUS-GROUPE DE BEAUPARLANT

L'empilement basaltique

Plusieurs affleurements de basalte comprennent des traces de PO disséminée. Les analyses se sont généralement avérées non anormales. Des teneurs faiblement anormales en cuivre, zinc et or ont été notées pour trois affleurements de basalte (86-15479, 558 ppm Cu, 464 ppm Zn; 86-14305, 328 ppm Zn et 86-14215, 67 ppb Au). Les affleurements situés au sommet de la séquence, en bordure de la faille (r), sont riches en carbonates secondaires.

Les interlits de sédiments, particulièrement les phyllades ont généralement une patine d'altération riche en oxydes de fer. Ils contiennent de la PY et de la PO disséminée et/ou remobilisée en placages le long des plans de schistosité. Les affleurements renferment aussi localement des veines

de quartz blanchâtre généralement stériles. Aucune valeur anormale n'a été détectée.

Une analyse dans la partie sommitale de l'intrusion gabbro volumineuse dans la partie centrale du Sous-groupe a donné des teneurs anormales en terres rares (86-15319, 1 200 ppm Ce, 692 ppm La, 670 ppm Nd) et en zirconium (1 600 ppm Zr). Ces éléments incompatibles ont probablement été concentrés dans la partie supérieure de l'intrusion par l'effet de la cristallisation fractionnée. Cette partie de l'intrusion représente peut-être la source des concentrations anormales de terres rares légères décelées dans des niveaux de phyllades au même niveau stratigraphique dans le secteur plus à l'W (Moorhead, 1988; Barrette, 1991).

L'assemblage sédimentaire-volcanoclastique au sommet du Beuparlant

Les affleurements de sédiments et de volcanoclastites présentent localement des patines d'altération de couleur rouille et renferment des disséminations de sulfures. Deux échantillons ont rapporté des valeurs anormales en zinc (86-15335, 731 ppm Zn) et en arsenic (86-15337, 170 ppm As).

Les filons-couches de péridotite se sont injectés dans cette séquence renferment à plusieurs endroits des teneurs entre 1 000 et 2 600 ppm Ni, qui ne représentent pas des teneurs fortement anormales pour ce type de roche. Localement des teneurs anormales en cuivre (86-15327, 415 ppm, 86-15334, 494 ppm et 86-14270, 830 ppm) accompagnent les valeurs de nickel.

LE GROUPE DE CHUKOTAT

Ce Groupe se démarque par le faible degré de déformation, d'altération et de minéralisation par rapport aux autres unités de la région. Les sulfures rencontrés lors de nos traverses étaient limités à la PO retrouvée dans les amygdales des basaltes à plagioclase coussinés. Les failles longitudinales qui découpent le groupe sont soulignées par une chloritisation et une épidotisation des basaltes cisailés et recoupés par des veines de quartz blanchâtre stérile. En bordure de la faille Bergeron (faille gg) des carbonates, des veinules de chlorite et d'épidote et des traces de sulfures ont été notés. Un échantillon comprend une teneur anormale en As (160 ppm). Des teneurs anormales en Ni (86-14268, 1100 ppm et 86-14288, 1300 ppm) et Cu (86-14322, 852 ppm) ont été notées à trois endroits dans les basaltes à olivine et pyroxène dans la partie inférieure du Groupe.

LE GROUPE DE WATTS

Ce groupe renferme la majorité des indices minéralisés rencontrés lors de nos travaux.

Le Sous-ensemble 1

Des traces de PY et PO ont été notées localement dans les sédiments à la base du sous-ensemble, l'unité Wsqfb susjacent au socle archéen et dans l'unité de schistes sédimentaires-volcanoclastiques (Wspsv) au sommet du sous-ensemble. Aucune teneur anormale n'a été détectée. La partie sommitale de l'édifice volcanique recèle de nombreux affleurements de basalte, de tuf et particulièrement de gabbro, ankéritisés à divers degrés. Les schistes à séricite-chlorite-ankérite forment des bandes d'épaisseurs variables au sein de ces unités. Vers le sommet du Sous-ensemble, près de la faille de Bergeron (faille gg), la nombre et la puissance des bandes de schistes augmentent au détriment des unités volcaniques primaires pour former des unités cartographiables à l'échelle de nos travaux (1 : 50 000). Elles sont particulièrement nombreuses à l'W du lac Gagné (419000E ; 6813000N). À cet endroit les schistes renferment des veines de quartz-ankérite-fuschite parallèles à la schistosité qui atteignent des puissances de 2 m. Aucune teneur anormale n'a été décelée dans les schistes ou les veines.

Le Sous-ensemble 2

L'écaïlle de microgabbro localisée entre les failles de chevauchement (jj) et (ll) renferme en quelques endroits des disséminations de PO et plus rarement de CP. Des teneurs faiblement anormales en arsenic (86-14232, 64 ppm As) ont été notées. Les péridotites fortement déformées et altérées en serpentinite forment typiquement le plancher des failles de chevauchement (ll) et (kk). Des valeurs faiblement anormales en arsenic (86-15351, 50 ppm As) ont également été notées.

La faille de chevauchement (ll) forme le principal métallotecte de la région. Les principaux indices minéralisés de la région se retrouvent sur son tracé (cartes hors texte, Giovenazzo et al., 1991 ; Carrier, 1990 ; Cinits et Johnson, 1988 ; GM 8592, 14941, 16525). Cette faille découverte lors des travaux de Kennco Exploration (GM 8592) se superpose à un horizon discontinu de serpentinite qui contient localement de bonnes concentrations de veines de chrysotile (GM 14940, 14941, 16525, 18051 et 20814). Nous avons noté localement des zones de PO et PY disséminées sur le tracé de la faille ou dans des zones de cisaillement subparallèles à proximité de celle-ci.

Un affleurement de gabbro cisailé renferme un horizon rouillé de 1,5 m de largeur sur 22 m de longueur, contenant un niveau riche en pyrite de 10 cm d'épaisseur. Les teneurs suivantes ont été obtenues : 540 ppb Au, 911 ppm Co, 317 ppm Cu et 523 ppm Zn (86-15527). Cet horizon a été étudié lors de travaux de Giovenazzo *et al.* (1991) où il est désigné comme l'indice Kapaa-1. Leurs analyses indiquent des teneurs atteignant 0,17% Cu mais plus faibles en or (0,17 ppm Au). Cet indice a également fait l'objet de travaux de prospection par Carrier (1990)

dont les analyses rapportent des teneurs atteignant 2,9 % Cu et 1,7 ppm Au.

Dans la portion NW de la faille (ll), les gabbros cisailés présentent, en deux endroits, des teneurs anormales en cuivre et en or (86-15331. 642 ppm Cu ; 86-14236, 866 ppm Cu et 23 ppb Au). Une étude détaillée de ce segment de la faille par Giovenazzo *et al.* (1991) a mis en évidence des minéralisations de Cu, Zn et Au associées à des gabbros cisailés et à des sédiments riches en sulfures et des minéralisations de Ni-Cu associées aux filon-couche ultramafiques.

Deux indices ont été notés dans la partie NE du Sous-ensemble 2. Le premier (UTM 442980E ; 6816033N) comporte un horizon rouillé, renfermant autour de 1 % de sulfures disséminés, de 60 cm d'épaisseur, dans un tuf à cristaux de pyroxène. Une analyse (86-15469) a donné des teneurs de 332 ppm Cu et 1100 ppm Zn. Cet indice a été étudié par Giovenazzo *et al.* (1990) qui l'ont désigné comme Kapaa-4. Leurs travaux mentionnent des teneurs faiblement anormales en Zn, Cu, As et Au réparties sur trois affleurements. Le deuxième indice se localise à 6 km plus à l'W où un basalte cisailé contient 2 % de PO disséminée. L'affleurement se situe sur le tracé de la faille de chevauchement (pp) qui limite la partie méridionale de l'intrusion semi-circulaire de diorite plus à l'E. Les teneurs suivantes ont été obtenues : 86-15472, 1 500 ppm Zn, 1 000 Cu, 400 ppm As et 180 ppb Au. Cet indice fut étudié par Giovenazzo *et al.* (1990) et désigné comme Kapaa-2. Leurs travaux ne mentionnent pas de valeurs anormales. Les analyses de Carrier (1990) rapportent des teneurs de 460 ppm Zn, 170 ppm As et 89 ppb Au (annexe 3).

Nous avons décelé quelques affleurements de basalte et de gabbro à l'E du pluton de granodiorite qui montrent une altération en épidote et des traces de PY et CP. Des zones de cisaillement sulfurées avaient été observées lors des travaux faits par la compagnie Murray Mining Corp. (cartes de compilation hors texte). Les échantillons recueillis dans ce secteur par Carrier (1990) (cartes de compilation et l'annexe 3) contiennent des valeurs anormales en Cu, Zn, As et Au.

Travaux subséquents à nos travaux

IMPERIAL PLATINUM CORPORATION (CINITS ET JOHNSON, 1988)

Durant l'été 1987, des travaux de prospection ont été faits par les consultants A.C.A. Howe International Ltd., pour le compte d'Imperial Platinum dans la Fosse de l'Ungava. Une partie de leurs travaux a été faite dans le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, le long d'une zone de cisaillement [faille (ll)] s'étendant de l'indice d'amianté (GM 14940, 14941, 18051 et 20814) (UTM 427 500E ; 6 816 850N) jusqu'à la limite N de la région du lac Hubert. Cette zone de cisaillement est constituée de gabbro et laves mafiques cisailés et séricitisés, silicifiés et

albitisés à divers degrés. Une zone de 1 à 3 m de largeur, renfermant de 5 à 80 % de pyrite et chalcopryrite, est visible sur une distance de 10 km à l'intérieur de la zone de cisaillement. Les trois échantillons prélevés dans cette zone ont rapporté des teneurs fortement anormales en or (5,15, 1,23 et 0,51 g/t Au) et en cuivre (1,3% et 4,3% Cu) (tableau 8). Vue l'absence d'une carte de localisation détaillée des échantillons, il est impossible de localiser avec précision ces échantillons mais ils proviennent de l'indice Gossan-1, probablement près de l'échantillon F-1 et F-10, de Giovenazzo *et al.* (1991) (UTM 424200E ; 6819000N).

PHELPS DODGE (GM 49611)

Phelps Dodge a pris une option en 1989 sur les propriétés de Imperial Platinum. En raison de retards logistiques et d'une météo peu clémente seule une partie du programme d'exploration a été complétée. Elle a concentré ses travaux de cartographie, d'échantillonnage, de levés géophysiques au sol et de forage sur une propriété platini-fère dans la partie centrale de la Fosse et sur un indice de sulfures massifs [l'indice du lac Chassé-est (Giovenazzo *et al.*, 1991)] situé au N de la région du Lac Hubert dans la région du lac Lessard (Tremblay, 1989).

Dans la région du lac Hubert, une visite de reconnaissance a été faite de la zone de cisaillement au SE du lac Gossan qui renfermait des valeurs fortement anormales en or (partie NW de la faille (II) sur notre carte). Une zone de lessivage et de sulfures affleurant sur 60 m de longueur et 1,5-3,0 m de largeur au sein de la zone de cisaillement est mentionnée. Aucune carte de localisation n'est fournie. Les travaux de l'année 1989 ne mentionnent pas d'autres valeurs analytiques.

JASCAN RESSOURCES (GM 44932)

Un levé géophysique aéroporté a été fait dans le même secteur que les travaux d'Amex Exploration Ltd (GM 26479). Le levé est centré sur le lac Chukotat situé à quelques kilomètres à l'E de la limite E de la région du

lac Hubert (feuillelet SNRC 35G/05W) au sommet du Sous-groupe de Beauparlant.

Le levé géophysique aéroporté a été exécuté au mois de mars 1987. Le but était d'identifier des cibles d'exploration dans une série de filons-couches ultramafiques qui recourent la partie supérieure du Sous-groupe de Beauparlant. Tout comme dans le levé précédent d'Amex Exploration Inc. (GM 26479), plusieurs zones conductrices, dont certaines avec des anomalies magnétiques correspondantes, ont été identifiées au N du lac Chukotat dans un secteur où plusieurs filons-couches de péridotite et de gabbro se sont injectés dans des siltstones et phyllades (Moorhead, 1989). Un suivi géologique sur le terrain a été proposé.

JASCAN RESSOURCES (GM 46930)

Au cours de l'été 1987, la compagnie A.C.A. Howe International Limited a effectué un levé géologique à l'échelle 1 : 10 000 dans le secteur du lac Chukotat à l'E de la région du lac Hubert pour le compte de Jascan Ressources Inc.. 198 échantillons furent recueillis et analysés pour les éléments suivants: Pt, Pd, Au, Cu, et Ni. Localement au NW du lac Chukotat, le contact entre une péridotite et les siltstones montrent une zone minéralisée de 9 m de largeur. Les siltstones renferment de 20 à 80 % de PO et PY. Des teneurs anormales en Cu, Zn, Zr et terres rares légères ont été notées dans le même horizon 200 m plus à l'E (Moorhead, 1989; Giovenazzo *et al.*, 1991). La péridotite contient de la PO disséminée ; des teneurs légèrement anormales en Pt (36 ppb et 163 ppb) ont été obtenues. Un échantillon de rainure, de 1,5 m de largeur, pris dans un gabbro renfermant 30 % de PO et PY, au contact des siltstones sulfurés, a rapporté une teneur de 0,55 g/t Au.

Des travaux de cartographie, d'échantillonnage et de géophysique au sol détaillée sur les indices découverts ont été proposés.

Tableau 8 - Résultats analytiques des travaux réalisés pour Imperial Platinum Corporation (Cinits et Johnson, 1988).

N° de terrain	SNRC Estant	Coordonnées UTM* Nordant	Unité Stratil.	Au g/t	Cu %	Zn ppm	Ni ppm	Pt ppb	Pd ppb	Description
73582	35 F/9W	423 900	6 819 650	1 (W)	0,12	1,3	79	361	19	Péridotite renfermant 15-20 % de sulfures, prélevée dans la zone Kennco GM 8592)
73583	35 F/8W	424 250	6 819 000	3 (W)	5,15	0,77	90	15	<15	21 Gabbro cisailé, chloritisé et silicifié renfermant de la PY
73584	35 F/8W	424 250	6 819 000	3 (W)	1,23	0,04	45	10	<15	<2 Gabbro cisailé, chloritisé et silicifié renfermant de la PY
73585	35 F/8W	424 250	6 819 000	3 (W)	0,51	4,3	802	2	<15	7 Gabbro cisailé, chloritisé et silicifié renfermant de la PY

* Localisation imprécise

JASCAN RESSOURCES (GM 46938)

Au cours de l'été 1987, en même temps que les travaux de cartographie, un levé de géophysique au sol (VLF-EM) a été effectué dans la région du lac Chukotat. Le but du levé était de détecter les faibles conducteurs associés aux intrusions ultramafiques qui pourraient contenir des minéralisations de Ni-Cu-EGP. Plusieurs zones conductrices ont été détectées sur la propriété.

GIOVENAZZO ET AL., 1991 (MB 91-23)

Le projet de cartographie de la Fosse de l'Ungava du MRN comprenait un volet métallogénique. Des études géologiques furent entreprises sur les indices minéralisés mis à jours par les travaux de cartographie de l'année précédente. C'est ainsi que suite à nos travaux de cartographie à l'été 1986, Christian Tremblay [(Giovenazzo *et al.* (1991))] entreprit, entre autres choses, une cartographie et une description détaillée du Sous-ensemble 2 de Watts et de la région adjacente au nord. Un secteur dans l'assemblage sédimentaire/volcanoclastique au sommet du Beuparlant à la limite E de la région fut également étudié. L'étude de Giovenazzo *et al.* (1991) décrit les résultats de ses travaux. Le lecteur désirant des descriptions plus détaillées des indices minéralisés ainsi qu'une synthèse métallogénique de la région devrait consulter Giovenazzo *et al.* (1991).

L'information géologique présente dans le rapport de Giovenazzo *et al.*, (1991) a été reportée sur les cartes géologiques. Les meilleures valeurs analytiques sont inscrites sur les cartes de compilation hors texte. Toutes les analyses ayant un préfixe de 87- proviennent de ces travaux. Les tableaux 9 et 10 donnent des descriptions des indices. La section qui suit présente un bref sommaire de leurs descriptions géologiques.

1) Un secteur dans l'assemblage sédimentaire/volcanoclastique au sommet du Sous-groupe de Beuparlant, sur la limite E de la région du lac Hubert, contient des horizons de sédiments riches en sulfures au contact de filons-couches de gabbro et de péridotite (UTM 445800E ; 6803200N). Cet endroit contient deux horizons de siltstone de 30 et 70 m d'épaisseur respectivement, séparés par des intrusions de péridotite, refermant localement des horizons, généralement inférieurs à 1 m d'épaisseur, de sulfures massifs (> 70 % sulfures) composés de PO et PY avec des traces de SP et CP. Au contact avec ces sédiments, les péridotites renferment des disséminations de PO. Les sédiments contiennent des teneurs anormales en Cu, Zn, Ni, et terres rares légères (Ce, La). Les horizons sédimentaires enrichis en terres rares légères pourraient représenter des dépôts de type paléoplacer. La source des terres rares légères pourrait être les basaltes alcalins présents sporadiquement au sommet du Sous-groupe de Beuparlant plus à l'W (Picard, 1986b, 1989a). Les horizons de sulfures massifs seraient le résultat d'exhalaisons

volcanogènes produites à partir de solutions provenant de systèmes de circulation hydrothermale. Les valeurs anormales en Ni-Cu proviennent de l'imprégnation dans les sédiments de sulfures provenant des intrusions ultramafiques.

2) Le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts renferme plusieurs horizons minéralisés répartis dans des contextes distincts (tableau 10) :

a) Des minéralisations filoniennes de Cu-Au-Zn associées aux zones de cisaillement recoupant principalement des gabbros. L'indice Kapaa-1 (UTM 437400E ; 6814800N) comprend un horizon riche en PY à l'intérieur d'un cisaillement qui recoupe un gabbro. Des concentrations atteignant 0,17 % Cu, 550 ppm Zn et 170 ppb Au ont été notées. L'indice Kapaa-2 (UTM 437500E ; 6816600N) comprend une zone de cisaillement renfermant de la PY disséminée, sans valeurs anormales. L'indice Gossan-1 localisé à l'extrémité NW de la faille (II) (UTM 424300E ; 6819000N) contient un affleurement de gabbro cisailé avec 10 % de sulfures qui a rapporté des teneurs de 2,93 % Cu, 0,83 % Zn et 100 ppb Au. L'indice Gossan-2, localisé à 2,5 km au SE, sur le tracé de la même faille (UTM 426100E ; 6817500N) contient un horizon de gabbro cisailé qui a rapporté des teneurs atteignant 0,44 % Cu, 0,32 % Zn et 920 ppb Au.

b) Des minéralisations de Cu et Cu-Zn d'origine syngénétique, avec contribution de fluides tardifs ?, en bordure des intrusions gabbroïques, péridotitiques et dioritiques. L'indice Kapaa-3 (UTM 432800E ; 6817300N) comprend une veine de quartz-carbonates recoupant une métavolcanite. Une teneur anormale en arsenic a été détectée (220 ppm As). L'indice Kapaa-4 (UTM 443800E ; 6817000N) comporte des sédiments riches en sulfures. Des teneurs élevées en Zn (1700 ppm), Cu (708 ppm), As (91 ppm) et Sb (7,5 ppm) ont été détectées. L'indice Gossan-2 contient un horizon de sédiments/tufs cisailés riches en sulfures qui a donné des teneurs atteignant 2,29 % Cu, 0,96 % Zn et 150 ppb Au.

c) Des minéralisations de Ni-Cu, disséminées, en filets ou massives, dans des intrusions ultramafiques d'origine magmatique. L'indice Gossan-1 comporte une pyroxénite avec de la PO, PN et CP disséminées. Des teneurs de 0,11 % Cu, 24 ppb Au et 19 ppb Pd ont été détectées. L'indice Gossan-2 se trouve à 2,5 km au SE sur le tracé de la même faille (II). À cet endroit un horizon de sulfures massifs dans une pyroxénite renferme des teneurs de 0,19 % Cu, 0,17 % Ni, 250 ppb Au, 88 ppb Pd et 67 ppb Pt.

PROGRAMME DE PROSPECTION KUUTSIUTITALIK (CARRIER, 1990)

Au cours des étés 1988 et 1989, un programme d'initiation à la prospection pour les jeunes habitants du village de Salluit avait débuté. Une courte campagne de cartographie, d'échantillonnage et levé magnétique au sol avait

TABLEAU 9 - Indices minéralisés de la partie sommitale du Sous-Groupé de Beauparlant, tiré de Giovenazzo et al. (1991)

Numéro d'indice	N°* d'ana.	Numéro BAROQ	Localisation UTM		Unité litho-stratigraphique	Largeur m	Description
			Estant	Nordant			
Chukotat-W	K1	87-15148	445 900	6 803 050	1 (Bspav)	50	Péridotite contenant 5 % de sulfures disséminés. Siltstone minéralisé (sulfures massifs avec 70 % de PO et PY à grain très fin recoupé par des veinules de PO secondaires et des minéraux de terres-rares ?) au contact nord de l'intrusion de péridotite minéralisée (K1).
Chukotat-W	K2	87-15149	445 900	6 803 050	Bspav	10	
Chukotat-W	K3	87-11437	445 475	6 802 925	Bspav		Sédiment minéralisé, sulfures massifs avec 80 % de sulfures, sur le contact sud (inférieur) d'un filon-couche de péridotite.
Chukotat-W	K4	87-15153	445 775	6 803 075	Bspav		Sédiment minéralisé, sulfures massifs avec 80 % de sulfures, sur le contact sud (inférieur) d'une intrusion de péridotite
Chukotat-W	K5	87-11436	446 025	6 803 425	Bspav	1	Sédiment minéralisé, renfermant jusqu'à 80 % de sulfures, (PO, SP et CP) contenant des fragments de sédiments déformés
Chukotat-W	K6	87-15151	445 950	6 803 350	Bspav	1	Sédiment minéralisé, renfermant jusqu'à 80% de sulfures, (PO, SP et CP) contenant des fragments de sédiments déformés
Chukotat-W	K7	87-15144	446 025	6 803 425	2 (Bspav)		Horizon de pyroxénite à la base du filon-couche péridotitique surmontant, au nord, les sédiments minéralisés K5 et K6, contenant <5 % de sulfures disséminés

* On trouvera les numéros d'analyse sur la carte de compilation hors texte

TABLEAU 10 - Indices minéralisés du Groupe de Watts, tirés de Giovenazzo et al. (1991) et de nos travaux.

Numéro d'indice	N° d'ana.	N° BAROQ	Localisation UTM		Unité litho-stratigraphique	Dimension (largeur)	Description
			Estant	Nordant			
Kapaa-1	J1	87-15173	437 275	6 814 825	3-dio (Watts)	10-15 cm	Sulfures semi-massifs (PY avec de faibles quantités de PO, CP et SP) dans un gabbro-diorite cisailé, hématitisé et carbonaté.
Kapaa-1	J2	87-15174	437 275	6 814 825	3-dio (Watts)	5 m	Gabbro/diorite cisailé, carbonaté et hématitisé contenant 10-15 % de sulfures (PY avec de faibles quantités de PO, CP et SP).
Kapaa-1	J3	87-15175	437 275	6 814 825	3-dio (Watts)	5 m	Gabbro/diorite cisailé, carbonaté et hématitisé contenant 2-5 % de sulfures. (PY avec de faibles quantités de PO, CP et SP).
Kapaa-1	J4	86-15527	437 460	6 814 842	3-dio (Watts)	-	Sulfures semi-massifs dans un horizon de gabbro cisailé.
Kapaa-2	J5	86-15472	439 323	6 816 639	Wba	-	Métabasalte cisailé avec 5 % de sulfures.
Kapaa-2	J8	87-11426	439 800	6 816 600	3 (Watts)	-	Gabbro cisailé renfermant de la PY disséminée.
Kapaa-3	J12	87-15160	432 750	6 817 350	Dio (Watts)	-	Diorite renfermant 10 % de sulfures disséminés au contact avec des sédiments volcanoclastiques à grain fin, contenant de 5-10 % de PO disséminée avec des traces de CP, en bordure de l'intrusion de diorite
Kapaa-3	J13	87-15162	431 625	6 817 800	Wba	1 m	Veine de quartz-feldspath recoupant un affleurement de métavolcanite près et au sud de l'intrusion de diorite.
Kappa-4	J6	87-11442	443 825	6 817 025	Wtuf	2-20 cm d'épaisseur sur 50 m de longueur	Horizon fortement altéré renfermant de 50-70 % de sulfures (PO, PY, HM, SP et GA) subparallèle à une faille tardive, orientée à N320°, recoupant les métasédiments au SW de l'intrusion de diorite.
Kapaa-4	J7	87-15167	443 125	6 817 575	Wtuf	1m	Un horizon sédimentaire renfermant de 5-15 % de sulfures disséminés au contact de l'intrusion de diorite quartzifère.
Kapaa-4	J9	87-15136	442 975	6 816 050	3 (Watts)	-	Gabbro cisailé avec 5 % de sulfures (PO, SP, CP) au contact d'un dyke felsique.
Kapaa-4	J11	86-15469	442 980 439 100	6 816 033 6 812 500	3 (Watts) Wtuf	- .2-1 m de largeur sur quelques centaines de m de longueur.	Gabbro cisailé avec 10 % de sulfures. Des sédiments volcanoclastiques renfermant de 3-10 % de PO disséminée avec des traces de CP et SP.
Gossan-1	F1	87-11427	424 225	6 818 975	2 (Watts)	1 m de largeur sur 50 m de longueur	Pyroxénite, mésocumulat à orthoclinopyroxènes, 20 % de sulfures (PO, PN et CP).
Gossan-1	F10	87-11434	424 300	6 819 000	3-dio (Watts)	2-10 m	Gabbro-diorite altéré et cisailé avec 20% de sulfures.
Gossan-2	F4	87-15156	426 375	6 817 450	2 (Watts)	-	Sulfures massifs (<80 % de PO, PN et CP) dans une pyroxénite à olivine.
Gossan-2	F5	87-15164	426 200	6 817 475	Wtuf	Quelques m	Tuf/sédiment très cisailé contenant de 10-15 % de sulfures (PY, PO, CP et SP).
Gossan-2	F6	87-15165	426 200	6 817 475	3 (Watts)	-	Micro-gabbro cisailé, avec 5-8 % de sulfures (CP, PY).
Gossan-2	F7	87-15166	425 875	6 817 575	Wtuf	Quelques m	Tuf/sédiment contenant 3-5 % de sulfures (CP, PY).
Gossan-2	F9	87-15176	426 175	6 817 450	3 (Watts)	-	Gabbro à grain fin cisailé avec 10 % de sulfures (PO, CP).
Gossan-2	F11	87-11433	426 050	6 817 550	Wst	50-70 cm	Sulfures massifs dans un sédiment (>80 % de PY, PO, CP et SP).

été effectuée autour de quelques indices mis à jours dans le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts, lors de nos travaux et de ceux de Giovenazzo *et al.* (1991). Ces travaux ont permis de confirmer les résultats analytiques précédents et ont mis à jours quelques nouveaux indices dans le même secteur. Vu que les résultats de programme de prospection n'ont pas été déposés comme travaux statutaires, nous présentons les résultats analytiques, d'échantillons prélevés dans la région du lac Hubert, dans l'annexe 3. Quelques-unes des valeurs ont été reportées sur les cartes de compilation hors texte. Toutes les analyses ayant un préfixe de 88- ou 89- proviennent de ces travaux. Plusieurs échantillons contiennent des valeurs anormales en As, Au, Cu et Zn. Ils se concentrent dans la partie nord du Sous-ensemble 2 entre les deux plutons de diorite et de granodiorite tardives.

Recommandations pour l'exploration minière

SECTEURS INTÉRESSANTS POUR L'EXPLORATION

La région du lac Hubert comprend quelques secteurs prometteurs pour l'exploration minière :

Le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts

Le secteur le plus intéressant au point de vue économique englobe tout le Sous-ensemble 2 du Groupe de Watts. Les zones de failles, particulièrement la faille (II), qui découpent le sous-ensemble forment le métalotecte le plus prometteur. C'est dans la faille (II), qui recèle des indices d'amiante, que les concentrations les plus fortes en or ont été interceptées [0,54 ppm et 0,18 ppm Au (cette étude); 5,15 ppm, 1,2 ppm et 0,51 ppm Au (communication personnelle de A.C.A. Howe cité dans Giovenazzo *et al.*, 1991) ; 2,3 ppm, 0,9 ppm et 0,25 ppm Au (Giovenazzo *et al.*, 1991)]. Cette faille ainsi que les autres zones de cisaillement devraient faire l'objet de travaux de prospection détaillée, particulièrement celles recoupant les intrusions mafiques et ultramafiques de la partie inférieure du Sous-ensemble 2. Dans le secteur des indices d'amiante, Joklik (GM 8592) mentionne qu'il existe plusieurs indices de pyrrhotite disséminée dans le gabbro susjacent aux ultramafites. Ce contexte est identique à celui des indices Gossan-1 et 2 de Giovenazzo *et al.* (1991).

Il est possible que les minéralisations de Cu, Zn, As et Au localisées dans les zones de failles ait eu un apport de fluide en provenance des plutons dioritiques et granodioritiques localisés à proximité (Giovenazzo *et al.*, 1991, p. 24). Si tel est le cas la région présente quelques similarités avec les minéralisations de Cu-Au de la région de Chibougamau localisées dans des zones de failles. Pilote *et al.* (1995) ont récemment interprété ce camp

minier comme un système de minéralisation de style porphyrique profondément érodé.

Les dépôts de cuivre porphyrique associés aux plutons de diorite, typiquement dans les séquences volcaniques, se démarquent par un contenu élevé en or et faible en molybdène (Hollister, 1991). La région pourrait receler ce type de dépôt à proximité des intrusions tardives de diorite. Plusieurs des affleurements de basalte et de tufs cisailés dans la partie N du Sous-ensemble 2 renferment des disséminations de PY et CP, avec localement des teneurs anormales en Cu, Zn, As et Au (carte de compilation hors texte; Giovenazzo *et al.*, 1991; Carrier, 1990). Le pluton de diorite se poursuit vers le NW dans la région plus au N (Tremblay, 1991). Sa terminaison se situe à 9 km vers le NW, au N de la limite de nos travaux. À cet endroit, la diorite renferme de la CP, PY et PO avec localement de faibles teneurs en Au (13 et 29 ppb) (Tremblay, 1991). Vu les minéralisations localisées en bordure de ses extrémités, soit dans le pluton (Tremblay, 1991) ou dans les roches encaissantes (Moorhead, 1986b ; Carrier, 1990 ; Giovenazzo *et al.*, 1991), ce pluton présente des similitudes avec des systèmes de minéralisation de type porphyrique dans les empilements de volcanites mafiques (modèle dioritique de Hollister, 1991). Dans le secteur de ce pluton, la possibilité de retrouver des minéralisations filoniennes plus riches, comme dans le camp minier de Chibougamau, devrait être considérée.

Malgré les résultats analytiques non économiques, les horizons de sulfures disséminés dans les sédiments et les tufs du Sous-ensemble 2 du Watts méritent d'être examinés de plus près pour leur potentiel en minéralisations syngénétiques (Cu-Zn).

Le Sous-ensemble 1 du Groupe de Watts

Malgré l'absence presque complète de teneurs anormales, ce sous-ensemble présente deux secteurs d'intérêt :

a) L'assemblage sédimentaire/épiciastique au sommet du sous-ensemble pourrait contenir des minéralisations syngénétiques du type exhalaison volcanogène similaires aux sulfures massifs localisés au sommet du Sous-groupe de Beuparlant.

b) Les bandes de schistes à sérécite-ankérite renferment en quelques endroits des veines tardives de quartz-carbonates-fuschite. Ceci semble être un contexte intéressant pour les minéralisations d'or ; par contre aucune teneur anormale en or n'a été détectée dans nos échantillons.

L'assemblage sédimentaire/volcanoclastique-épiciastique au sommet du Sous-groupe de Beuparlant

Cet assemblage peut contenir deux types de dépôts soit :

Des minéralisations magmatiques en Ni-Cu-EGP associées aux filons-couches ultramafiques-mafiques différenciés.

La partie E de la Fosse renferme plusieurs dépôts importants de Ni-Cu-EGP, tels ceux de Lac Cross, Katinic, Donaldson et Raglan (Barnes et al., 1982 ; Dillon-Leitch et al., 1986 ; Picard et al., sous presse). Ces dépôts se trouvent au même niveau stratigraphique et dans des filons-couches similaires, que ceux présents dans la partie sommitale du Beauparlant de la région du lac Hubert.

Dans la région du lac Hubert, le Groupe de Povungnituk renferme beaucoup moins d'intrusions ultramafiques que les secteurs plus à l'E (Bergeron, 1959 ; Beall, 1959, 1960 ; De Montigny, 1959 ; Gold, 1962 ; Lamothe et al., 1984 ; Roy, 1985). L'empilement de basalte du Beauparlant ne possède aucun filon-couche de péridotite, ce qui semble diminuer son potentiel en Ni-Cu-EGP. Par contre, l'assemblage sédimentaire-volcanoclastique surmontant les basaltes renferme plusieurs filons-couches mafiques à ultramafiques dont quelques-uns sont différenciés. Les péridotites et les gabbros renferment localement des disseminations de PO au contact avec les sédiments sulfurés. Des valeurs faiblement anormales en EGP ont été notées dans les péridotites (GM 46930). Un gabbro minéralisé en PO a donné des valeurs de 0,55 ppm Au (GM 46930) ; cette minéralisation aurifère n'a pas été reconnue ailleurs.

Il faut noter que la partie sommitale du Sous-groupe de Beauparlant dans la région du lac Hubert affleure très mal comparativement aux régions adjacentes à l'E (Moorhead, 1986a, 1989) et à l'W (Moorhead, 1988). Il se pourrait fort bien qu'il existe d'autres filons-couches ultramafiques différenciés intercalés dans des siltstones localement riches en sulfures. Les filons-couches de gabbro dans cette partie de l'assemblage sont indiqués sur la carte hors texte avec des largeurs qui atteignent 1 km. Vu que les épaisseurs notées pour ces filons couches dans les régions avoisinantes ne dépassent pas 400 m, il est fort probable qu'il existe plusieurs filons-couches à l'intérieur des contacts montrés. Il se pourrait que certains aient des bases ultramafiques et des interlits de sédiments localement riches en PO et PY. Vu la faible densité d'affleurements, une campagne d'échantillonnage de sols ou de tills serait appropriée. Soulignons finalement que les minéralisations en EGP peuvent occuper une superficie très restreinte dans les filons-couches et sont souvent difficiles à déceler vu leur faible contenu en sulfures. L'horizon de pyroxénite riche en EGP de la partie supérieure du filon-couche Delta, dans la partie centre-est de la Fosse, en est un exemple éloquent (Giovenazzo, 1985).

Des minéralisations syngénétiques du type exhalaisons volcanogènes dans les sédiments

Les travaux de Giovenazzo et al. (1991) à l'extrême E de la région ont mis à jour des horizons de sulfures

massifs, d'échelle métrique, dans des siltstones, au contact avec les filons-couches. Ces horizons renferment des valeurs anormales en Cu, Zn et terres rares légères. Des minéralisations de même nature ont été identifiées à 5 km plus à l'E, au NW du lac Chukotat (feuillelet SNRC 35G/05), au même niveau stratigraphique (Moorhead, 1989 ; Giovenazzo et al., 1991 ; GM 46930). L'abondance de forts conducteurs EM dans ce secteur est probablement le résultat, en partie, de sédiments sulfurés. De fortes anomalies aéromagnétiques ont été détectées dans la partie W de l'assemblage sédimentaire/volcanoclastique au sommet du Sous-groupe de Beauparlant dans la région du lac Hubert (cartes de compilation hors texte).

Dans la partie N de la Fosse du Labrador, il existe des dépôts de sulfures massifs (p.ex: Soucy n°1, 5,44 Mt à 1,49 % Cu, 1,8 % Zn, 13,7 g/t Ag, 1,6 g/t Au) situés dans des sédiments pyriteux à grain fin au contact de filons-couches de gabbro sous-jacent à un empilement de basalte (Barrett, 1988). Des dépôts similaires existent également dans la partie S de la Fosse du Labrador dans la province de Terre-Neuve (Swinden et Santaguida, 1994). Ces dépôts se forment par la précipitation de métaux issus de fluides hydrothermaux synvolcaniques (Barrett et al., 1988). La chaleur générée par les filons-couches de gabbros serait à l'origine de la formation de cellules de circulation. Ces dépôts d'origine volcanogène, mais formés dans des sédiments, s'apparentent en partie aux dépôts du type Besshi (Barrett et al., 1988 ; Swinden et Santaguida, 1994). Ils forment des lentilles de tailles modestes, de quelques centaines de mètres de longueur (p.ex : Soucy 40 m d'épaisseur sur 400 m de longueur), dans des horizons de sédiments à grain fin riches en sulfures de fer et d'étendue kilométrique.

On retrouve, au sommet du Sous-groupe de Beauparlant, un contexte stratigraphique presque identique à celui qui est l'hôte des dépôts de la Fosse du Labrador. Il se pourrait donc qu'on retrouve le même type de minéralisation dans les siltstones et phyllades riches en sulfures au sommet de l'unité Bspav. Vu le taux d'affleurements modeste le long de la rivière Chukotat et la taille restreinte de ces types de dépôts, une campagne d'échantillonnage de till et/ou de sols serait appropriée. Vu la présence latérale d'horizon de sulfures de fer stériles semi-massifs, les levés EM aéroportés ne seraient que partiellement utiles pour repérer ce type de dépôt.

L'assemblage de tufs à lapillis et blocs carbonatisés coiffant l'empilement basaltique dans la partie NE du Sous-groupe de Beauparlant

Aucune minéralisation n'a été observée dans ce secteur. Le prolongement vers l'E de cet assemblage contient par contre plusieurs éléments intéressants. Dans la région avoisinante à l'E (feuillelet SNRC 35G/5) des blocs de veines de quartz minéralisées en galène et sphalérite avait donné des teneurs de 1,2 % Pb, 645 ppm de Zn, et

20 g/t Ag (Moorhead, 1989). Dans ce secteur il existe des horizons de rhyolite et de brèches rhyolitiques renfermant de la PY disséminée et des tufs mafiques carbonatisés (Moorhead, 1989 ; Giovenazzo *et al.*, 1991 ; GM 46930). L'assemblage volcanoclastique renferme un potentiel pour des minéralisations volcanogènes de Zn, Pb, Ag associées à des centres volcaniques felsiques. D'ailleurs un gîte important de ce type se retrouve au même niveau stratigraphique dans la partie centrale de la Fosse (GM 30078; Giovenazzo, 1989)

La Formation de Juet

Nous n'avons pas noté de minéralisations dans l'assemblage volcanosédimentaire archéen. Par contre Percival et Card (1992a,b) ont reconnu une bande volcanosédimentaire lithologiquement et structuralement complexe renfermant des métavolcanites tholéiitiques et calco-alkalines (Skulski *et al.*, 1994) à 300 km plus au S, près de la rivière aux Feuilles dans le prolongement de la Formation de Juet. Les métavolcanites présentent localement des altérations à cordiérite-anthophyllite-cummingtonite-chlorite dans les mébasites et des altérations à grenat-cummingtonite-cordiérite dans des métafelsites (Percival et Card, 1992a). Ces types d'altération sont typiques des minéralisations de métaux usuels volcanogènes.

Suite à ces travaux, une campagne d'exploration pour les minéralisations de métaux usuels dans des bandes volcanosédimentaires, de même nature, est en cours à plus de 200 km au S de la Fosse de l'Ungava par SOQUEM et Cominco ltée. Quatre permis d'exploration couvrant une superficie totale de 1 033 km² ont été pris au cours de cette campagne (Gaudreau, 1994). L'extension vers le S de la Formation de Juet (Taylor, 1982) pourrait être un secteur intéressant pour l'exploration.

SECTEURS À PLUS FAIBLE POTENTIEL MINÉRAL

Le Groupe de Chukotat

Ce groupe renferme très peu de zones d'altération ou de sulfures. Des veines de quartz-calcite-épidote soulignent localement le tracé des failles de chevauchement. Les basaltes cisailés ou cataclasés le long de chevauchements ou de la faille de Bergeron ne renferment aucune minéralisation. Les amygdales présentes dans les basaltes à plagioclase renferment localement de la pyrrhotite. Le potentiel de ce groupe nous semble très faible ; d'ailleurs

aucune minéralisation n'est rapportée pour ce Groupe dans la Fosse, sauf les dépôts de Ni-Cu-EGP dans les filons-couches comagmatiques à la base du Groupe. Le potentiel de la région pour ces dépôts a été décrit ci-dessus.

Une des raisons pouvant expliquer le manque de minéralisations syngénitiques dans l'empilement basaltique du Chukotat serait que les laves se sont accumulées relativement vite avec très peu d'arrêts, ce qui est reflété par le manque d'interlits sédimentaires. Ce type d'épanchement rapide n'aurait pas laissé le temps aux cellules de convection hydrothermale le temps d'agir et de lessiver, transporter et de déposer des sulfures.

Le Sous-groupe de Beauparlant

Ce sous-groupe renferme des disséminations de PO et PY dans des gabbros, des basaltes, des interlits de siltstones et des phyllades et dans des zones de cisaillement recoupant les basaltes et les gabbros. Ces sulfures sont typiquement stériles. Aucun horizon de rhyolite n'a été observé dans le secteur, diminuant son attrait pour les dépôts de sulfures massifs volcanogènes. L'existence de minéralisations de sulfures massifs associées aux basaltes ne peut être exclue, mais nous n'avons noté aucune zone de lessivage ou de stockwerk de filonets de sulfures. Il faut souligner que le taux d'affleurements du Groupe de Povungnituk dans la région du lac Hubert est un des plus faible dans la Fosse de l'Ungava.

Le Sous-groupe de Lamarche

Aucune minéralisation significative n'a été observée dans ce sous-groupe. Les secteurs plus à l'E (Giovenazzo, 1989; Moorhead, 1989; Giovenazzo *et al.*, 1991) contiennent des horizons de grès, de siltstones ou de phyllades renfermant des disséminations de PO, PY, CP, avec des teneurs anormales en Cu, Zn et Co. Ce type de minéralisation pourrait se retrouver dans la région du Sous-groupe de Lamarche.

Les socles granodioritiques

Les socles gneissiques, d'âge archéen, de composition granodioritique au N (Complexe de Déception) et au sud (Formation de Perron) de la Fosse ne renferment aucune minéralisation. Leur potentiel à contenir des gîtes semble très faible. Les lambeaux de roches supracrustales présents à l'intérieur des tonalites, comme la Formation de Juet, peuvent toutefois être plus intéressants.

RÉFÉRENCES

- AIRTH, W.B., 1933 - Cape Smith sulphide deposits. *Canadian Mining Journal*, volume 54, pages 53-54.
- ARNDT, N.T.- FRANCIS, D. - HYNES, A.J., 1979 - The field characteristics and petrology of Archean and Proterozoic Komatiites. *Canadian Mineralogist*, volume 17, page 147-163.
- ARNDT, N.T. ET NISBET, E.G., (EDS.), 1982. Komatiites. George Allen & Unwin, London.
- AVRAMTCHEV, L., 1982 - Carte des gîtes minéraux du Québec, région de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DPV-897.
- BAER, A.J., 1977 - Gravity anomalies and deep structure of the Cape Smith Fold Belt, northern Ungava, Quebec, comment; *Geology*, volume 5, no. 11, page 651.
- BARAGAR, W.R.A., 1984. Pillow formation and layered flows in the Circum Superior belt of eastern Hudson Bay. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 21, pages 781-792.
- BARAGAR, W.R.A., 1983. The Circum-Ungava of eastern Hudson Bay: Geology of the Cape-Smith region. Dans: *Recherches en cours, partie A, Commission Géologique du Canada, papier 83-1A, pages 325-328.*
- BARAGAR, W.R.A., 1974 - Volcanic studies in the Cape Smith-Wakeham Bay Belt, New Quebec. Dans le rapport d'activités, partie A; Commission Géologique du Canada, article 74-1A, p. 155-157.
- BARAGAR, W.R.A. - SCOATES, R.F.J., 1987 - Volcanic geochemistry of the northern segments of the Circum-Superior Belt of the Canadian Shield. In : Pharaoh, T.C., Beckinsale, S.D. & Rickard, D. (editors), *Geochemistry and mineralization of Proterozoic Volcanic Suites, Geological Society Special Publication No. 33, pages 113-131.*
- BARAGAR, W.R.A. - PICHÉ, M., 1982 - The Circum-Ungava belt of eastern Hudson Bay: The geology of the Ottawa Islands and the Cape-Smith region. Dans : *Recherches en cours, partie A, Commission géologique du Canada, papier 82-1A, pages 11-15.*
- BARAGAR, W.R.A. - SCOATES, R.F.J., 1981 - The Circum-Superior belt: a Proterozoic plate margin ? In : A. Kröner (editor), *Precambrian plate tectonics. Elsevier, Amsterdam, pages 297-330.*
- BARAGAR, W.R.A., MADER, U., LECHEMINANT, G.M., 1992 - Lac Leclair carbonatitic ultramafic volcanic centre, Cape Smith Belt, Quebec. In : *Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 92-1C, pages 103-109.*
- BARAGAR, W.R.A. - HERVET, M. - CHARLAND, M., 1986 - Structural character and plutonic setting at the western end of the Ungava Trough. *Exploration en Ungava. Données récentes sur la géologie et la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 1-44.*
- BARNES, S.-J. - PICARD, C.P., 1993 - The behavior of platinum-group elements during melting, crystal fractionation, and sulphide segregation: An example from the Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, volume 57, pages 79-87.
- BARNES, S.J., - BARNES, S.-J., 1990 - A new interpretation of the Katiniq Nickel Deposit, Ungava, northern Quebec. *Economic Geology*, volume 85, pages 1269-1272.
- BARNES, S.-J. - GIOVENAZZO, D., 1990 - Platinum-group elements in the Bravo intrusion, Cape Smith Fold Belt, northern Quebec. *Canadian Mineralogist*, volume 28, pages 431-449.
- BARNES, S.-J. - PICARD, C. - GIOVENAZZO, D. - 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*, volume 39, pages 335-347.
- BARNES, J.J. - COATS, C.G.A. - NALDRETT, A.J., 1982 - Protogenesis of a Proterozoic nickel sulphide-komatiite association: the Katiniq sill, Ungava, Quebec. *Economic Geology*, volume 77, pages 413-429.
- BARRETT, T.J. - WARES, R.P. - FOX, J.S., 1988 - Two-stage hydrothermal formation of lower Proterozoic sediment-hosted massive sulphide deposits, northern Labrador Trough, Quebec. *Canadian Mineralogist*, volume 26, pages 871-888.
- BARRETTE, J.P., 1991 - Étude géologique de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 91-22.
- 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*, volume 31, pages 986-994.
- BARRETTE, P.D., 1990a - Géologie de la région du lac Bolduc, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 89-03.
- BARRETTE, P.D., 1990b - Géologie de la région du lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 88-15.
- BARRETTE, P.D., 1987 - Géologie de la région du lac Bilson, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 87-23.
- BEALL, G.H., 1977 - Cross lake and Laflamme lake areas. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DP-460.
- BEALL, G.H. 1960 - Rapport préliminaire sur la région du lac Laflamme, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, RP-435.
- BEALL, G.H., 1959 - Rapport préliminaire sur la région du lac Cross, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, RP-396.
- BEALL, G.H. - HURLWY, P.M. - FAIRBARN, H.W. - PINSON, W.H., 1963 - Comparison of K-Ar and whole rock Rb-Sr dating in New-Quebec and Labrador. *American Journal of Science*, volume 261, pages 571- 581.
- BÉDARD, J.H. - FRANCIS, D.M. - HYNES, A.J. - NADEAU, S., 1984. Fractionation in the feeder system at a Proterozoic rifted margin. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 21, pages 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 petrology, volume 10, pages 685-704.
- BÉGIN, N.J., 1989 - P-T conditions of metamorphism inferred from the metabasites of the Cape Smith Belt, northern Quebec. *Geoscience Canada*, volume 16, no. 3, pages 151-154.
- BÉGIN, N.J. - CARMICHAEL, D.M., 1987 - Metabasites in the eastern Cape Smith fold belt, Northern Quebec: Metamorphic facies, mineral reactions and P-T-XCO₂ estimates. *Association Géologique du Canada, programme et résumés*, volume 12.
- BELL, R., 1885 - Observations on the geology, mineralogy, zoology and botany of the Labrador Coast, Hudson Strait and Bay; *Commission géologique du Canada, Report of Progress*, pages 1882-84.
- BERGERON, R. 1959 - Rapport préliminaire sur la région des monts Povungnituk, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, RP-392.
- BERGERON, R., 1958 - Description sommaire des travaux d'exploration faits dans la zone de Cape-Smith-Wakeham Bay, durant l'été 1957. Ministère des Mines, Québec, mémoire au sous-ministre des mines du Québec non publié.
- BERGERON, R., 1957 - Rapport préliminaire sur la bande de Cap-Smith - Wakeham, Nouveau Québec. Ministère des Mines, Québec, RP-355.
- BOYER, S.E. - ELLIOT, D., 1982 - Thrust systems. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, volume 66, pages 1196-1230.
- BUDKEWITSCH, P., 1994 - Géologie de la région du lac Renard. Ministère des Ressources naturelles, Québec, MB 94-14.
- BUDKEWITSCH, P., 1989 - Deformation of pillowed and massive metabasalts in the Early Proterozoic Cape Smith Belt, New-Québec, Canada. Thèse de Maîtrise (non publiée), Université de Toronto, Toronto, Ontario.
- BUDKEWITSCH, P., 1986 - Some preliminary observations of the structural style in a part of the Ungava Trough, New Quebec. *Exploration en Ungava. Données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 45-50.
- BURKE, K. - DEWEY, J.F. - KIDD, W.S.F., 1977 - World distribution of sutures - the sites of former oceans. *Tectonophysics*, volume 40, pages 66-99.
- CARRIER, J.A., 1990 - Best gold values from Qarqalik's 1989 fieldwork. Rapport de fin de travaux non publié.
- CINITS, R. ET JOHNSON, M., 1988 - Geological report on permits 833 and 838, Cape Smith Belt, Ungava, Quebec, prepared for Imperial Platinum Corporation by A.C.A. Howe International. Rapport interne.
- CLARK, T. - BÉLANGER, M. - GIOVENAZZO, D., 1986. Métaux précieux au Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, PRO 86-06.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (carte n° 8773G), 1981 - Carte aéromagnétique à l'échelle 1:50 000 n° 8773G (lac Hubert 35F/8). Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (carte n° 8772G), 1981 - Carte aéromagnétique à l'échelle 1:50 000 n° 8772G (lac Juet 35F/1). Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (carte n° 8779G), 1981 - Carte aéromagnétique à l'échelle 1:50 000 n° 8779G (lac Vigneau 35F/2). Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.
- COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA (carte n° 8780G), 1981 - Carte aéromagnétique à l'échelle 1:50 000 n° 8780G (lac Bégin 35F/7). Ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources du Canada.
- DE MONTIGNY, P. A., 1959 - Rapport préliminaire sur la région de la rivière Déception, Nouveau-Québec. Ministère des Mines, Québec, RP-398.
- DILLON-LEITCH, H.C.H. - WATKINSON, D.H. - COATS, C.J.A., 1986 - Distribution of Platinum group elements in the Donaldson West deposit, Cape Smith belt, Quebec. *Economic Geology*, volume 81, pages 1147-1158.
- DIMROTH, E. - BARAGAR, W.R.A. - BERGERON, R. - JACKSON, G.D., 1970 - The filling of the Circum-Ungava Geosyncline. In: A.E. Baer (editor), *Precambrian Basins and Geosynclines of the Canadian Shield*. Commission géologique du Canada, Papier 70-40, pages 45-142.
- DOIG, R., 1987 - Rb-Sr geochronology and metamorphic history of Proterozoic to early Archean rocks north of the Cape Smith Foldbelt, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 24, pages 813-825.
- DOIG, R., 1983 - Rb-Sr isotopic studies of Archean gneisses north of the Cape Smith Foldbelt, Ungava, Quebec. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 20, pages 821-830.
- DUFRESNE, M.W. - LESHER, C.M. 1991 - Localization of komatiite-associated nickel sulfide mineralization at the Katinik deposit, Cape Smith Belt, New Quebec. *Geological Association of Canada, Program with Abstracts*, volume 16 : page A32.
- DUGAS, J., 1971 - Mineralization in the Cape Smith - Wakeham Bay area; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Special Paper 9.
- FAHRIG, W.F. - IRVING, E. - JACKSON, G.D., 1971 - Paleomagnetism of the Franklin Diabases. *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 8, pages 455-467.
- FEININGER, T., (non publié) - Coupe gravimétrique de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava.
- FISHER, R.V. - SCHMINCKE, H.U., 1984 - *Pyroclastic Rocks*. Springer- Verlag, Berlin.
- FRANCIS, D.M., 1985 - The Baffin Bay lavas and the value of picrites as analogues of primary magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, volume 89, pages 144-154.
- FRANCIS, D.M. - LUDDEN, J. - HYNES, A.J., 1983 - Magma evolution in a Proterozoic rifting environment. *Journal of Petrology*, volume 24, no. 4, pages 556-582.
- FRANCIS, D.M. - HYNES, A.J. - LUDDEN, J.N. - BÉDARD, J., 1981 - Crystal fractionation and partial melting in the petrogenesis of a Proterozoic high-MgO volcanic suite, Ungava, Quebec. *Contributions to mineralogy and petrology*, volume 78, pages 27-36.
- FRANCIS, D. - M. - HYNES, A.J., 1979 - Komatiite-derived

- tholeiites in the Proterozoic of New Quebec. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 44, pages 473-481.
- GAONAC'H, C. - PICARD, C. - LUDDEN, J.N. FRANCIS, D.M., 1989 - Alkaline rocks from a Proterozoic volcanic island in the Cape Smith Thrust Belt, New Quebec. *Geoscience Canada*, volume 16, no. 3, pages 137-140.
- GAUDREAU, R., 1994 - District minier de Côte-Nord - Nouveau-Québec. Dans: *Rapports des géologues résidents sur l'activité minière régionale*, éditeurs: Cockburn, G., Dompierre, F. et Germain, M., pages 164 et 171. Ministère des Ressources Naturelles, Québec, DV 94-01, 179 pages.
- GÉLINAS, L., 1962 - Rapport préliminaire sur la région du lac Watts, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec, RP-471.
- GIBB, R.A., 1983 - Model for suturing of Superior and Churchill plates : an example of double indentation tectonics. *Geology*, volume 11, pages 413-422.
- GIBB, R.A. - WALCOTT, R.I., 1971 - Precambrian suture in the Canadian Shield ; *Earth and Planetary Science Letters*, volume 10, pages 417-422.
- GILLIES, S.L., LESHER, C.M. 1992 - Lava channelization in the Katiniq peridotite complex, Cape Smith Belt, New Quebec. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, volume 24: page A267.
- GIOVENAZZO, D. 1991 - Géologie et caractéristiques géochimiques des minéralisations Ni-Cu-EPG de la région de Delta, ceinture de Cape Smith, Nouveau Québec. Thèse de Doctorat, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.
- GIOVENAZZO, D., 1989 - Etude des minéralisations du secteur centre de la Fosse de l'Ungava : régions des lacs Bélanger, Nuvilik et Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 87-09.
- GIOVENAZZO, D., 1986a - La Fosse de l'Ungava: une province métallogénique enrichie en éléments du groupe de platine. Dans : *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 75-81.
- GIOVENAZZO, D., 1986b - Indices minéralisés du secteur central de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-04.
- GIOVENAZZO, D., 1985 - Etude des minéralisations du secteur centre du sillon de Cap-Smith : région des lacs Nuvilik, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 85-13.
- GIOVENAZZO, D. - PICARD, C. - TREMBLAY, C. - LEFEBVRE, C., 1991 - Géologie de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava : Régions des lacs Chukotat, Vanasse, Hubert et Lessard. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 91-23.
- GIOVENAZZO, D. - PICARD, C. - GUHA, J. 1989 - Tectonic setting of Ni-Cu-PGE deposits in the central part of the Cape Smith Belt. *Geoscience Canada*, volume 16, pages 134-136.
- GIOVENAZZO, D. - LEFEBVRE, C., 1986 - Classification des indices minéralisés de la Fosse de l'Ungava. Dans : *Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie*. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 73-74.
- GOLD, D.P., 1962 - Rapport préliminaire sur la région du lac Brisebois, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RP-470.
- GUNNING, H.C., 1934 - Sulphide deposits of Cape Smith, east coast of Hudson Bay ; *Commission géologique du Canada, Summary Report 1933, Part D*, pages 139-154.
- HAMEL, C., non publié - Coupe stratigraphique de la région de Juet.
- HASHIMOTO, T. - BÉLAND, R., 1968 - Low- to medium-grade metamorphism in silicate iron-formations of the Cape Smith Belt, New Quebec ; *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 4, pages 881-893.
- HEGNER, E. BEVIER, M.L., 1989 - Geochemical constraints on the origin of mafic rocks from the Cape Smith Belt. *Geoscience Canada*, volume 16, no. 3, pages 148- 151.
- HERVET, M., (soumis) - Géologie de la région de la vallée Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, (rapport final).
- HERVET, M., 1986 - Géologie de la région de la vallée de Narsajuaq, Fosse de l'Ungava, Exploration en Ungava. Données récentes sur la géologie et la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 21-30.
- HERVET, M., 1985 - Géologie de la région de la vallée Narsajuaq, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-05 (carte annotée).
- HOFFMAN, P.F., 1985 - Is the Cape Smith Belt (Northern Quebec) a klippe ? *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 22, pages 1362-1369.
- HOLLISTER, V.F., 1991 - Discussion and conclusions regarding porphyry copper deposits of the western hemisphere. In : *Case Histories of mineral discoveries ; Porphyry copper, molybdenum and gold deposits, volcanogenic deposits (massive sulphides), and deposits in layered rock*, V.F. Hollister editor. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration, Inc., Littleton, Colorado 1991.
- HYNES, A.J. - FRANCIS, D.M., 1982 - A transect of the early Proterozoic Cape-Smith Foldbelt, New Quebec. *Tectonophysics*, volume 88, pages 23-59.
- HYNES, A.J. - FRANCIS, D.M., 1981 - Komatiitic basalts of the Cape-Smith foldbelt, New Quebec, Canada. Dans : *Komatiites*; Arndt, N.T. et Nisbet, E.C. (éditeurs), Allen and Unwin, London.
- HYNDMAN, D.W., 1985 - *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*, second edition. McGraw-Hill Book Company.
- INNES, M.J.S. - GOODACRE, A.K. - WESTON, A.A. - WEBER, J.R., 1968 - Dans : *Gravity and isostasy in the Hudson Bay region ; Science, History and Hudson Bay*, volume 2 ; éditeurs : Beals, C.S. - Shenstone, D.A.. *Energy, Mines and Ressources Canada*, pages 703-728.
- INNES, M.J.S. - GOODACRE, A.K. - WESTON, A.A. - WEBER, J.R. - MCCONNELL, R.K., 1967. Structural implications of the gravity field in Hudson Bay and vicinity ; *Journal canadien des sciences de la Terre*, volume 4, n° 5, pages 977-993.
- LAMOTHE, D., 1987 - Géologie et minéralisations de la région de la Fosse de l'Ungava. PRO 87-03.

- LAMOTHE, D., 1986 - Développements récents dans la Fosse de l'Ungava. *Dans* : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 86-16, pages 1-7.
- LAMOTHE, D. - GIOVENAZZO, D. - PICARD, C., 1987 - Platinum group element occurrences in the Ungava Trough, New Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, PRO 87-15.
- LAMOTHE, D. - PICARD, C. - MOORHEAD, J., 1984 - Bande de Cap Smith-Maricourt, région du lac Beauparlant. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 84-39 (carte annotée).
- LESHER, C.M. - RIPLEY, E.M., 1992 - Sulfur isotope geochemistry of Proterozoic komatiitic peridotite-hosted Fe-Ni-Cu sulfide deposits, Cape Smith Belt, New Quebec. Geological Society of America, abstracts with Programs, volume 24, page A62
- LESHER, C.M. - THACKER, J.L. - THIBERT, F., TREMBLAY, C. - AND DUFRESNE, M.W. 1991 - Physical volcanology of Proterozoic komatiitic peridotites in the Chukotat Group, Cape Smith Belt, New Quebec. Geological Association of Canada, Program with Abstracts, volume 16, page A74.
- LOW, A.P., 1902 - Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay from Cape Wolstenholme to the south end of James Bay; Commission géologique du Canada, Rapport Annuel, volume XIII, Partie D.
- LOW, A.P., 1899 - Report on exploration of part of the south shore of Hudson Strait and Ungava Bay; Commission géologique du Canada, Rapport Annuel, volume XI, Partie L.
- LUCAS, S.B., 1990 - Relations between thrust belt evolution, grain-scale deformation, and metamorphic processes : Cape Smith Belt, northern Canada. Tectonophysics, volume 178, pages 151-182.
- LUCAS, S.B., 1989 - Structural evolution of the Cape Smith Thrust Belt and the role of out-of-sequence faulting in the thickening of mountain belts. Tectonics, volume 8, pages 655-676.
- LUCAS, S.B. - BYRNE, T., 1992 - Footwall involvement during arc-continent collision in the Ungava orogen, Canada. Journal of the Geological Society of London, volume 149, pages 237-248.
- LUCAS, S.B. - ST-ONGE, M.R., 1992 - Terrane accretion in the internal zone of the Ungava Orogen, northern Quebec. Part 2 : Structural and metamorphic history. Canadian Journal of Earth Sciences, volume 29, pages 765-782.
- LUCAS, S.B. - ST-ONGE, M.R., 1991 - Evolution of Archean and Early Proterozoic magmatic arcs in the northeastern Ungava Peninsula, Quebec. *In* : Current research, part C. Geological Survey of Canada, Paper 91-C, pages 109-119.
- LUCAS, S.B. - ST-ONGE, M.R., 1989. Shear zone softening at the base of the Cape Smith Belt: implications for the rheological evolution of thrust belts. Geoscience Canada, volume 16, no. 3, pages 158-165.
- LUCAS, S.B. - ST-ONGE, M.R. - PARRISH, R.R. - DUMPHY, J.M., 1992 - Long-lived continent-oceanic interaction in the Early Proterozoic Ungava orogen, Northern Quebec, Canada. Geology, volume 20, pages 113-116.
- MACHADO, N., DAVID, J. - SCOTT, D.J. - LAMOTHE, D. - PHILIPPE, S. - GARIÉPY, C., 1993 - U-Pb geochronology of the western Cape Smith Belt, Canada : New insights on the age of initial rifting and arc magmatism. Precambrian Research, volume 63, pages 211-223.
- MILLER, A.R., 1977 - Petrogenesis of the 2-3 sill and related rocks, New Quebec. Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.
- MOORE, J. M., 1977 - Orogenic volcanism in the Proterozoic of Canada. Geological Association of Canada special volume number 16, Volcanic Regimes in Canada, pages 127-148.
- MOORHEAD, J., (en préparation) - Géologie de la région du lac Vigneau, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, (rapport final).
- MOORHEAD, J., 1989 - Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 87-10.
- MOORHEAD, J., 1988 - Géologie de la région du lac Vigneau, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 88-05 (carte annotée).
- MOORHEAD, J., 1986 a - Géologie de la région du lac Chukotat, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-01 (carte annotée).
- MOORHEAD, J., 1986 b - Géologie de la région du lac Hubert, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-31 (carte annotée).
- MOORHEAD, J., 1986 c - Géologie de la région des lacs Chukotat et Hubert, Fosse de l'Ungava. *Dans* : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 7-13.
- NADEAU, S., 1984 - La pétrologie, la géochimie et le rôle de la contamination dans l'évolution magmatique du Sill No-Name, Cap-Smith, Baie de Wakeham, Nouveau Québec. Thèse de Maîtrise, Université de Montréal, Montréal, Québec, 115 pages.
- NICOLET, B.A., 1970 - Summary report on the 1969 exploration program: Cape Smith - Wakeham River Area, Ungava Nickel Belt. Amax Exploration Inc., rapport interne.
- OLSON, K.E., 1983 - Greenschist - amphibolite metabasites at the northern margin of Cape Smith foldbelt, Ungava, Quebec. Thèse de maîtrise, Université McGill, Montréal, Québec.
- OZORAY, J., 1983 - Serpentinization and metamorphism in the Proterozoic Cape Smith foldbelt, New Quebec. Thèse de maîtrise, Université McGill, Montréal, Québec.
- PARRISH, R.R., 1989 - U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. Geoscience Canada, volume 16, pages 126-130.
- PERCIVAL, J.A. - MORTENSEN, J.K. - STERN, R.A. - CARD, K.D. - BÉGIN, N.J., 1992 - Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 29, pages 2287-2308.
- PERCIVAL, J.A. - CARD, K.D., 1992a - Vicien Greenstone belt and adjacent high grade domains of the Minto block, Ungava Peninsula, Quebec; *Dans* : Recherches en Cours, partie C, Commission géologique du Canada, papier 92-1C, pages 69-80.

- PERCIVAL, J.A. - CARD, K.D., 1992b - Geology of the Vizienz greenstone belt; Commission géologique du Canada, Open File 2495, échelle 1:50 000.
- PHILPOTTS, A.R., 1961 - Textures of Ungava nickel ores - Canadian Mineralogist, volume 22, pages 39-53.
- PICARD, C., 1989a - Pétrologie et volcanologie des roches volcaniques protérozoïques de la partie centrale la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 87-07.
- PICARD, C., 1989b - Lithogéochimie des roches volcaniques protérozoïques de la partie occidentale de la Fosse de l'Ungava (région au sud du lac Lanyan). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 87-14.
- PICARD, C., 1986a - Pétrologie des roches magmatiques de la Fosse de l'Ungava : coupes lithologiques au sud du lac Lanyan et à l'est du lac Cécilia. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-26.
- PICARD, C., 1986b - Lithogéochimie de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Exploration en Ungava. Données récentes sur la géologie et la gîtologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 57-72.
- PICARD, C., 1985 - Coupes géologiques préliminaires de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-12.
- PICARD, C. - GIOVENAZZO, D. - TREMBLAY, C. - THIBERT, F. - GAUDARD, F. ET LEFEBVRE, C., (sous presse) - Pétrographie des intrusions ultramafiques et gîtologie de la Fosse de l'Ungava, phase 1. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, (rapport final)
- PICARD, C. - GIOVENAZZO, D., (sous presse) - Pétrographie, géochimie et gîtologie des roches plutoniques ultramafiques protérozoïques de la partie centrale de la Fosse de l'Ungava : implications sur la distribution des éléments du groupe des platinoides. Ministère des Ressources naturelles du Québec, (rapport final).
- PICARD, C. - LAMOTHE, D. - PIBOULE, M. - OLIVIER, R. 1990 - Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system : the Cape Smith Thrust-Fold Belt (New Quebec). Precambrian Research, volume 47, pages 223-249.
- PICARD, C., GIOVENAZZO, D. - LAMOTHE, D., 1989 - Geotectonic evolution by asymmetric rifting of the Proterozoic Cape Smith Belt, New Quebec. Geoscience Canada, volume 16, no. 3, pages 130-134.
- PILOTE, P. - KIRKHAM, R.V. - ROBERT, F. - SINCLAIR, W.D. - DAIGNEAULT, R., 1995 - A 3-Dimensional view of Archean porphyry-style Cu-Au-Mo Mineralization : The Clark Lake - Merrill Island system, Chibougamau District, NE Abitibi belt, Quebec. Réunion annuelle de l'Association géologique du Canada, Programme et résumés, volume 20, pages 84.
- RAMSAY, J.G., 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, page 531, 555 pages.
- ROY, C., 1989 - Géologie de la région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-13.
- ROY, C., 1985 - Géologie de la région du lac Bélanger, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DP 85-15 (carte annotée).
- SCHIMANN, K., 1978 - On regional metamorphism in the Wakeham Bay area, New Quebec. *In* : Metamorphism in the Canadian shield, Fraser, J.A. - Heywood, W.W. (eds). Commission géologique du Canada, papier 78-10, pages 245-248.
- SCHWARZ, E.J. - FUJIWARA, Y., 1977 - Komatiitic basalts from the Proterozoic Cape Smith range in Northern Quebec, Canada. Geological Association of Canada special volume number 16, Volcanic Regimes in Canada, pages 193-201.
- SCOTT, D.J. - HELMSTAEDT, H. - BICKLE, M.J., 1992 - Purtuniqu ophiolite, Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada : A reconstructed section of Early Proterozoic oceanic crust. Geology, volume 20, pages 173-176.
- SCOTT, D.J. - ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - HELMSTAEDT, H., 1991 - Geology and chemistry of the Early Proterozoic Purtuniqu ophiolite. Cape Smith Belt, northern Quebec, Canada. *In* : Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Edited by T. Peters. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam, pages 825-857.
- SCOTT, D.J. - BICKLE, M.J. 1991, - Field relationships in the Early Proterozoic Purtuniqu ophiolite, Lac Watts and Purtuniqu map areas, Quebec. *In* Current research, part C. Geological survey of Canada, Paper 91-1C, pages 179-188.
- SCOTT, D.J. - ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - AND HELMSTAEDT, H. 1989 - The 1998 Ma Portuniqu ophiolite : imbricated and metamorphosed oceanic crust in the Cape Smith Thrust Belt, Northern Quebec. Geoscience Canada, volume 16, pages 144-147.
- SHEPHERD, N., 1960 - The petrography and mineralogy of the Cross-Lake area, Ungava, New Quebec. Ph.D. thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario.
- SKULSKI, T. - PERCIVAL, J.A. - STERN, R.A., 1994 - Oceanic allochthons in an Archean continental margin sequence, Vizienz greenstone belt, northern Quebec. *Dans* : Recherche en Cours, 1994-C, Commission géologique du Canada, pages 311-320.
- SMITH, P.H., 1970. Summary report, Amax Ungava, 1970 geology and ground geophysics program. Amax Exploration Inc, rapport interne.
- STAM, J.C., 1961 - On the geology and petrology of the Cape Smith - Wakeham Bay belt, Ungava, New Quebec ; Géologie en Mijnbouw, volume 40, pages 412-421.
- STEVENSON, I.M., 1968 - A geological reconnaissance of Leaf River map-area, New Quebec and Northwest Territories. Commission géologique du Canada, mémoire 356.
- ST-ONGE, M.R. LUCAS, S.B., 1994 - Controls on the regional distribution of iron-nickel-copper-platinum-group element sulphide mineralization in eastern Cape Smith Belt, Quebec. Journal canadien des sciences de la Terre, volume 31, n°. 1, pages 206-218.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1993 - Geology of the eastern Cape Smith Belt ; parts of the Kangiqsujuaq, Cratère du Nouveau-Québec and lacs Nuvilik map areas, Quebec. Geological Survey of Canada, Memoir 438.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1992 - New insight on the crustal structure and tectonic history of the Ungava Orogen, Kovic Bay and Cap Wolstenholme, Quebec. *In* : Current

- Research, Part C ; Geological Survey of Canada, Paper 92-1C, pages 31-41.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1991 - Evolution of regional metamorphism in the Cape Smith Thrust Belt (Northern Quebec, Canada) : interaction of tectonic and thermal processes. *Journal of Metamorphic Geology*, volume 9, pages 515-534.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. 1990a - Geology, eastern portion of the Cape Smith Thrust-Fold Belt, parts of the Wakeman Bay, Cratère du Nouveau-Québec and Nuvilik Lakes map areas, Northern Quebec. Geological Survey of Canada, Maps 1724A to 1735A, scale 1 : 50 000.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1990b - Evolution of the Cape Smith Belt : Early Proterozoic continental underthrusting, ophiolite obduction and thick-skinned folding. *In The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen or North America. Edited by J.F. Lewry and M.R. Stauffer. Geological Association of Canada, Special Paper 37, pages 313-351.*
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1990c - Early Proterozoic collisional tectonics in the internal zone of the Ungava (Trans-Hudson) Orogen : Lacs Nuvilik and Sugluk map areas, Québec. *In Current research, part C. Geological Survey of Canada, Paper90-1C, pages 119-132.*
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1989a - Structural evolution of the Cape Smith Belt from initial thrusting to basement-involved folding. *Geoscience Canada*, volume 16, no. 3, pages 122-126.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1989b. Tectonic controls on the thermal evolution of the Cape Smith Thrust Belt. *Geoscience Canada*, volume 16, no. 3, pages 154-158.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B., 1986 - Structural and metamorphic evolution of an early Proterozoic thrust-fold belt, eastern Cape Smith belt (Ungava Trough), Quebec. *Dans : Exploration en Ungava, données récentes sur la géologie et la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 31-40.*
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - PARRISH, R., 1992 - Terrane accretion in the internal zone of the Ungava Orogen, northern Quebec. Part 1 : Tectonostratigraphic assemblages and their tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, volume 29, pages 746-764.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - PICARD, C., 1989 - Evolution tectonique, magmatique et métallogénique au Protérozoïque inférieur de la Ceinture de Chevauchement du Cap Smith: Préface. *Geoscience Canada*, vol 16, no. 3, pages 117-119.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - SCOTT, D.J. - BÉGIN N.J. - HELMSTAEDT, H. - CARMICHAEL, D.M., 1988 - Thin-skinned imbrication and subsequent thick-skinned folding of rift-fill, transitional-crust, and ophiolite suites in the 1.9 Ga Cape Smith Belt, Northern Quebec ; *Recherches en cours, Partie C, Commission géologique du Canada, Papier 88-1C, pages 1-18.*
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - SCOTT, D.J. - BÉGIN N.J., 1989 - Evidence for the development of oceanic crust and for continental rifting in the tectonostratigraphy of the Early Proterozoic Cape Smith Belt. *Geoscience Canada*, volume 16, no. 3, pages 119-122.
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - SCOTT, D.J. - BÉGIN, N.J., 1987 - Tectono-stratigraphy and structure of the lac Watts-lac Cross-rivière Déception area, Central Cape Smith Belt, northern Quebec; *Dans : Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Papier 87-1A, pages 619-632.*
- ST-ONGE, M.R. - LUCAS, S.B. - SCOTT, D.J. - BÉGIN, N.J., 1986 - Eastern Cape Smith Belt : an early Proterozoic thrust-fold belt and basal shear zone exposed in oblique section, Wakeham Bay and Cratère du Nouveau Québec map areas, Northern Quebec. *Dans : Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Papier 86-1A, pages 1-14.*
- SWINDEN, H.S. - SANTAGUIDA, F., 1994 - Sediment-hosted sulphide occurrences in the Howse Zone, Labrador Trough - syngenetic sulphides in a continental margin rift. *Geological Survey of Canada, Minerals Colloquium, program with abstracts, page 37.*
- TANNER, J.G. - MCCONNELL, R.K., 1964 - The gravity anomaly field in the Ungava region of northern Quebec, with maps, no. 5 Cape Smith - Povungnituk, no. 6 Wakeham Bay ; Geological map of Cape Smith - Wakeham Bay region ; Canada, Dominion Observatory, Gravity Map Series, 21 pages.
- TAYLOR, F.C., 1982 - Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. *Commission géologique du Canada, Mémoire 399.*
- TAYLOR, F.C., 1974 - Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. *Commission géologique du Canada, Mémoire 399.*
- TAYLOR, F.C. - LOVERIDGE, W.D., 1981 - Rb-Sr study of a New-Quebec granodiorite. *In : Rb-Sr and U-Pb isotopic ages studies, report 4. Dans : Recherches en cours, Partie C, Commission géologique du Canada, Paper 81-1C, pages 105-106.*
- THIBERT, F. - PICARD, C. - TRZCIENCKI, W., 1989 - Pétrologie des filons-couches différenciés Roméo 1 et 2 dans la partie centrale de la bande du Cap Smith. *Geoscience Canada*, volume 16, pages 140-144
- THOMAS, M.D. - GIBB, R.A., 1977 - Gravity anomalies and deep structure of the Cape Smith Fold Belt, northern Ungava, Quebec. *Geology*, volume 5, no. 3, pages 169-172.
- TOGOLA, N., 1992 - Géologie de la région de la baie de Korac, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 91-07.*
- TOGOLA, N., 1989 - Géologie de la baie de Korac, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 89-06.*
- TREMBLAY, C., 1990 - Les éléments du groupe du platine dans le dyke de Méquillon, ceinture du Cap Smith, Nouveau-Québec. *Thèse de maîtrise, Université du Québec à Chicoutimi, Chicoutimi, Québec.*
- TREMBLAY, C. - BARNES, S.-J., 1989 - Platinum-group elements in Mequillon dyke, Ungava Trough, New Quebec, *Geological Association of Canada, Program with Abstracts, volume 14, page A79.*
- TREMBLAY, G., 1991 - Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava. *Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 88-09.*
- TREMBLAY, G., 1989 - Géologie de la région du lac Vanasse,

Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 87-08.

TREMBLAY, G., 1986a - Géologie de la région du lac Lessard, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 86-30 (carte annotée).

TREMBLAY, G., 1986b - Géologie de la région des lacs Vanasse et Lessard, Fosse de l'Ungava, Nouveau-Québec. Exploration en Ungava. Données récentes sur la géologie et la géologie. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, Séminaire d'information 1986, DV 86-16, pages 15-20.

TREMBLAY, G., 1985 - Géologie de la région du lac Vanasse, Fosse de l'Ungava. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 85-29 (carte annotée).

WANLESS, R.K. - STEVENS, R.D. - LACHANCE, G.R. - EDMONS, C.M., 1968 - Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 8; Commission géologique du Canada, article 67-2, partie A.

WANLESS, R.K. - STEVENS, R.D. - LACHANCE, G.R. - EDMONS, C.M., 1967 - Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 7; Commission géologique du Canada, article 66-17, pages 97.

WESTRA, L., 1978 - Metamorphism in the Cape Smith - Wakeham Bay area north of 61°N, New Quebec. *Dans* : Metamorphism in the Canadian Shield, Commission géologique du Canada, Papier 78-10, pages 237- 244.

WILSON, H.D.B. - KILBURN, L. - GRAHAM, A.R. - RAMLAL, K., 1969, Geochemistry of some Canadian nickeliferous ultrabasic intrusions. Economic Geology Monograph no. 4, pages 294-309.

ZINDLER, A., 1981 - Nb and Sr isotopic studies of komatiites and related rocks. *In* : Komatiites, Arndt, N.T. - Nisbet, E.G., (eds), Allen and Unwin, pages 399-420.

Dossiers d'exploration minière disponibles au ministère des Ressources naturelles du Québec et utilisés dans ce rapport

GM 05259 - Cameron, W.D., 1957 - Hubert Lake Ungava Nickel Mines Ltd. Report on the property, 7 pages.

GM 05261 - Cameron, W.D., 1957 - Murray Mining Corp. Ltd. Report on the property, 7 pages.

GM 08592 - Joklik, G.F., 1957 - Kennco Exploration [Canada] Ltd., Geological report, 32 pages.

GM 10003 - Cameron, W.D., 1957 - Hubert Lake Ungava Nickel Mines Ltd. Summary Report, 4 pages.

GM 10049 - Harris, J.J., 1957 - Murray Mining Corp Ltd., Report on the property, 9 pages.

GM 10052 - Cameron, W.D., 1957 - Baska Uranium Mines Ltd. / Kingwa Quebec Mines Ltd., Geological report, 6 pages.

GM 10206 - Nordeng, S.C., 1957 - Red Gold [Quebec] Mining Co. Ltd., Geological report, 9 pages.

GM 10449 - Aerophysics of Canada Ltd., 1957 - Report on airborne electromagnetic survey, Ungava concessions, Cape Smith-Wakeham Bay Area, 5 pages.

GM 12324 - Canadian Aero Service Ltd., 1958 - 7 Plans of airborne magnetometer survey, Povungnituk River Area.

GM 14940 - Robinson, E.G., 1963 - Asbestos Corpages [Expls] Ltd., 7 DDH logs, 12 pages.

GM 14941 - Robinson, E.G., 1964 - Asbestos Corpages [Expls] Ltd., Report on geological, topographical and magnetic surveys, 23 pages.

GM 16525 - Robinson, E.G., 1963 - Asbestos Corpages [Expls] Ltd., Geological report, 15 pages.

GM 18051 - Robinson, E.G., 1966 - Asbestos Corpages [Expls] Ltd., 1 DDH log, 1 page.

GM 20814 - Asbestos Corpages [Expls] Ltd., 1966 - 17 DDH logs, 17 pages.

GM 26479 - Fitzgerald, J.T.M., 1969 - Amax Exploration Inc., Combined airborne magnetic & electromagnetic surveys, 36 pages.

GM 26480 - Fitzgerald, J.T.M., 1970 - Amax Exploration Inc., Report on airborne VLF and radiometric surveys, 25 pages.

GM 30078 - McDonald, J.A., 1974 - Getty Mining Northeast Ltd., Report of geological, geochemical and geophysical surveys done on claims groups, known as areas 72-10, 72-10a and 72-5.

GM 44932 - Carle, R.J., 1987 - Jascan Ressources Inc., Report on helicopter borne electromagnetic (VLF and Aerodat-3 frequency) and magnetic (total field and vertical gradient) surveys on permit 730, Kenty lake property, 109 pages.

GM 46930 - Cinitis, R. - Johnson, M., 1988 - Ateba Mines Inc., Geological report on the Chukotat Lake platinum property, Cape Smith-Wakeham Bay Belt, 33 pages.

GM 46938 - Barnett, G., 1988 - Jascan Ressources Inc., Report on magnetic and electromagnetic (VLF) surveys, lac Chukotat property, 17 pages.

GM 49611 - Lee, J.S., Johnson, M., Barnett, G.A., 1989 - Imperial Platinum Corps, Report on geological, magnetic, electromagnetic (max min) surveys and a diamond drilling program with 7 logs of holes J-89-1 to 7, Ungava project, 215 pages.

ANNEXE 1

Description des indices minéralisés et des échantillons prélevés aléatoirement pour analyses (nos travaux). Les échantillons soulignés contiennent des valeurs anormales de métaux (voir tableau 2).

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-4029-B	86-15360	35F/7E	411 812	6 811 865	3(W)	Gabbro ankéritisé.
86-4032-A		35F/8W	422 738	6 797 235	Bba	Basalte ankéritisé.
86-4036-A		35F/8W	422 925	6 795 845	Bba	Basalte très schisteux ankéritisé.
86-4037-A	86-15526	35F/8W	421 527	6 795 704	Bba	Basalte folié avec PY.
86-4042-A		35F/8W	421 466	6 797 275	3(Bspav)	Gabbro très schisteux ankéritisé.
86-4044-A	86-15523	35F/2E	407 136	6 784 336	Bba	Basalte massif avec PY.
86-4061-A		35F/2E	407 585	6 782 719	Bba	Basalte massif avec des nodules noires (schistes ?) de 1 cm de diamètre cernées de PY.
86-4068-A		35F/8E	445 861	6 795 711	Bba	Basalte coussiné carbonatisé.
86-4079-A3		35F/2E	410 160	6 780 480	3(W)	Gabbro folié avec une zone altérée de 2 m d'épaisseur sur 15 m de longueur.
<u>86-4099-A1</u>	<u>86-15341</u>	35F/1W	427 875	6 784 987	3(L)	Gabbro renfermant de la PY.
	86-15518					
86-4150-A2	86-15524	35F/8W	426 899	6 817 207	Wba	Basalte très schisteux avec des zones rouillées d'épaisseur variable faiblement minéralisées en PY (<1 %).
86-4156-A		35F/8W	431 998	6 813 300	Wba	Basalte ankéritisé.
86-4164-A		35F/8W	432 126	6 814 918	3(W)	Gabbro massif avec altération d'oxydes de fer.
86-4167-B		35F/8W	431 660	6 815 931	1(W)	Péridotite serpentinisée.
86-4168-B		35F/8W	431 712	6 816 096	1(W)	Péridotite serpentinisée.
86-4172-B	86-14273	35F/8E	437 722	6 812 961	1(W)	Péridotite serpentinisée.
86-4174-A		35F/8E	437 580	6 813 348	3(W)	Gabbro faiblement minéralisé
86-4176-A	86-15536	35F/8E	437 445	6 813 971	3(W)	Gabbro faiblement minéralisé en pyrite (1%).
<u>86-4179-A3</u>	<u>86-15527</u>	35F/8E	437 421	6 814 837	3(W)	Gabbro folié avec une zone rouillée de 1,5 m de largeur sur 22 m de longueur, renfermant un mince niveau de 10 cm riche en PY.
86-4194-A		35F/8W	433 265	6 816 754	3(W)	Gabbro ankéritisé (schiste à AK - CL).
86-4205-A		35F/8W	425 874	6 819 011	3(W)	Gabbro avec une patine riche en OF.
86-4213-A2	86-15356	35F/2E	409 135	6 787 980	3(Bba)	Gabbro faiblement minéralisé en PY.
86-4214-A3	86-15525	35F/2E	409 221	6 787 780	3(Bba)	Gabbro avec une zone rouillée de 10 cm de largeur sur 2 m de longueur faiblement minéralisée en PY.
86-4301-A1		35F/1E	437 831	6 787 188	3(L)	Gabbro hématisé.
86-4301-B	86-15481	35F/1E	437 830	6 787 188	3(L)	Gabbro contenant de la PY et l'HM
86-4303-A2		35F/1E	437 686	6 789 591	3(Bba)	Gabbro faiblement minéralisé en PY (<1 %).
<u>86-4306-A2</u>	<u>86-15319</u>	35F/1E	439 282	6 790 607	3(Bba)	Gabbro à grain moyen près d'un dyke de diabase porphyrique à phénocristaux de plagioclase.
86-5003-A		35F/1W	426 275	6 789 400	Bba	Basalte massif à grain fin, légèrement magnétique avec 2-3 % de PO disséminée, CP ?
86-5012-A		35F/8W	426 000	6 793 480	Bba	Basalte aphanitique ankéritisé avec 2 % de PY.
86-5013-A		35F/7E	410 197	6 792 992	Bba	Basalte aphanitique massif avec 2-10 % de taches d'altération, vert foncé, diffuses, de 1 mm de diamètre. Les taches semblent être formées d'actinote, chlorite et épidote et PO(0-3 %). La minéralisation est remobilisée le long de fractures formant des petits gossans.
86-5020-B1	86-15488	35F/2E	409 730	6 790 846	Bph	Ardoise minéralisée le long d'un contact avec un basalte cisailé. La zone oxydée fait 2 m sur 15 m et renferme de la PY disséminée et le long des plans de schistosité S ₁ .
86-5020-C	86-15484	35F/2E	409 730	6 790 846	Bph	Veine de quartz blanchâtre de 1 m de largeur sur 30 m de longueur dans un horizon de phyllade.
86-5022-A		35F/2E	409 654	6 790 544	Bba	Quelques cristaux de PY dans une chambre de quartz-calcite à l'intérieur d'un coussin de basalte.
86-5024-A		35F/2E	408 988	6 790 737	Bba	Basalte massif folié avec 1 % de PY disséminée.

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-5027-A		35F/7E	408 875	6 792 325	Bba	Horizons de basalte massif renfermant des sulfures disséminés.
86-5028-A		35F/7E	408 850	6 792 550	1(Bspav)	Péridotite avec 1 % de sulfures disséminés près du contact avec un gabbro.
86-5034-A		35F/2E	413 298	6 789 823	Bba	Basalte avec traces de PO le long de fissures et des plans de schistosité S ₁ .
86-5037-A		35F/2E	412 624	6 790 801	Bba	Basalte aphanitique massif avec 1 % de PO disséminée, CP?
86-5039-A		35F/2E	412 757	6 791 381	3(Bba)	Gabbro à leucoxène folié avec des traces de sulfures disséminés.
86-5046-A		35F/2E	415 470	6 789 410	Bba	Basalte coussiné fortement cisailé.
86-5047-A	86-15487	35F/2E	415 284	6 789 756	Bba	Basalte massif et coussiné renfermant une zone rouillée de 2m sur 2m avec 1 % de PO et PY disséminées et 1 % de PO et PY le long de fractures.
86-5048-A	86-15482	35F/2E	415 664	6 789 803	Bba	Basalte massif à coussiné avec 1-2 % de PO disséminée.
<u>86-5049-A</u>	<u>86-15479</u>	35F/2E	415 312	6 789 956	Bba	Basalte coussiné cisailé avec de 1-2 % de PO le long des plans de schistosité S ₁ .
86-5051-A	86-15486	35F/2E	415 239	6 791 261	Bba	Horizon ankéritisé de 1m sur 3 m dans un affleurement de basalte coussiné fortement déformé renfermant quelques veines de quartz blanchâtre stériles.
86-5060-A		35F/1W	429 250	6 791 075	3(Bba)	Gabbro très folié ankéritisé.
86-5061-B		35F/8W	429 290	6 791 261	3(Bba)	Basalte avec 1 % de PO remobilisée le long des plans S ₁ .
86-5073-A		35F/8E	435 600	6 794 750	3(Bba)	Gabbro ou basalte massif avec des taches brunâtre d'ankérite.
86-5079-A		35F/1E	441 585	6 788 407	3(Bba)	Gabbro à grain fin avec 1 % de PO et PY disséminées.
86-5081-B		35F/1E	441 800	6 789 450	Bba	Basalte massif et coussiné avec 1-2% de PO et PY.
86-5086-A		35F/8E	441 775	6 791 318	3(Bba)	Gabbro à grain moyen, folié, renfermant environ 3 % de PY (PO?) disséminée et le long de fractures.
86-5087-A		35F/8E	441 273	6 791 910	3(Bba)	Gabbro mésocrate avec 1 % de PO et PY disséminées.
86-5091-A1		35F/1E	440 450	6 790 600	Bba	Basalte massif renfermant une zone de 1-2 m de largeur qui contient 1 % de PO et PY disséminées, avec localement quelques zones de 3-4 % de PO et PY.
86-5091-A2	35F/1E		440 450	6 790 600	Bba	Basalte massif renfermant une zone de 1-2 m de largeur qui contient 1 % de PO et PY disséminées, avec localement quelques zones de 3-4 % de PO et PY.
86-5091-A3	35F/1E		440 450	6 790 600	Bba	Basalte massif renfermant une zone de 1-2 m de largeur qui contient 1% de PO et PY disséminées, avec localement quelques zones de 3-4 % de PO et PY.
<u>86-5096-A1</u>	<u>86-15475</u>	35F/7E	419 324	6 796 128	Bspav	Tufs et épicastites mafiques renfermant de la PO disséminée (2-3 %) et une zone rouillée de 3-4 m de largeur sur 500 m de longueur qui contient 5 % de PO disséminée.
86-5096-B1	86-15473	35F/7E	419 400	6 796 250	1(Bspav)	Filon-couche de péridotite magnétique de 30 m de largeur renfermant des veinules de magnétite très continues de 1 à 2 mm de largeur. Des épontes d'altération, de 5 mm de largeur, le long des veinules, contiennent un minéral de couleur argent avec un éclat métallique.
<u>86-5097-A1</u>	<u>86-15485</u>	35F/7E	418 144	6 795 718	1(Bspav)	Péridotite altérée de couleur bleue. (serpentinisation); magnétique.
86-5098-A		35F/7E	417 035	6 795 450	Bspav	Tuf et épicastites mafiques rouillés.
86-5105-A		35F/7E	416 739	6 792 587	Bba	Basalte avec 1 % de PY ou PO.
86-5111-A1		35F/2E	411 950	6 780 750	Bba	Métabasalte avec 1 % de PO et PY cisailé et altéré.
86-5119-A		35F/1W	421 282	6 787 770	Bba	Basalte très folié.
86-5120-A	86-15467	35F/1W	421 250	6 787 500	Bba	Basalte coussiné, moyennement déformé oxydé.
86-5120-A1	86-15464	35F/1W	421 105	6 787 350	Bba	Basalte coussiné, moyennement déformé

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-5123-A		35F/1W	419 522	6 787 480	3(Bba)	oxydé. Gabbro mésocrate avec un minéral de couleur cuivre.
86-5125-A		35F/1W	419 474	6 787 017	Bba	Basalte très folié.
86-5129-A		35F/1E	418 817	6 785 096	Bba	Basalte très folié.
86-5134-A		35F/1E	443 020	6 782 550	Pgdi	Granodiorite gneissique.
86-5139-A	86-15364	35F/1E	444 329	6 783 457	Lph	Phyllade.
86-5140-A	86-15358	35F/1E	444 124	6 784 447	Lph	Phyllade.
86-5146-A	86-15474	35F/1E	442 775	6 787 330	3(B)	Gabbro mésocrate folié contenant de la PO, PY, CP?
86-5147-A3		35F/8W	442 900	6 802 300	3(Bspav)	Gabbro faiblement minéralisé (sulfures) et veines de quartz.
86-5150-A	86-15359	35F/8W	442 876	6 806 330	Cbol	Basalte à olivine coussiné.
86-5161-A		35F/8W	432 993	6 799 361	1(Bspav)	Chrysotile dans des fractures de 2 à 5 cm de largeur recoupant une péridotite.
86-5191-A1		35F/7E	419 659	6 807 850	Cbol	Altération rougeâtre dans les amygdales.
86-5193-A1	86-15462	35F/7E	418 550	6 810 625	1(C)	Péridotite magnétique avec 2-3 % PO.
86-5197-A		35F/7E	419 704	6 813 667	3(W)	Gabbro cisailé et ankéritisé avec des traces de PY.
86-5198-B1	86-15477	35F/7E	418 050	6 814 125	3(W)	Basalte ou gabbro fortement cisailé (schiste à chlorite) oxydé.
86-5203-B1		35F/7E	413 800	6 808 990	3(C)	Gabbro mésocrate avec 1 % de PO.
86-5208-A3		35F/7E	414 975	6 812 700	3(W)	Gabbro renfermant un horizon de 4 m d'épaisseur fortement ankéritisé avec de nombreuses veines de quartz.
86-5209-C1	86-15466	35F/7E	414 490	6 813 210	Wba	Basalte massif avec 1-2 % de sulfures disséminés.
86-5219-C4	86-15348	35F/8E	433 975	6 815 950	3(W)	Gabbro mésocrate avec traces de SF et CP ?
86-5224-A		35F/8W	433 068	6 816 479	3(W)	Gabbro avec traces de PO et CP ?
86-5233-A2	86-15478	35F/8E	445 304	6 815 673	Wtuf	Tuf laminé? avec de 1-2% de PO disséminée.
86-5234-A2	86-15468	35F/8E	445 195	6 815 740	Wtuf	Tuf à cristaux de plagioclase oxydé avec de la PO.
86-5238-A3	87-15136 86-15469	35F/8E	443 000	6 816 100	Wtuf	Tuf à cristaux de pyroxène renfermant un horizon de 60 cm d'épaisseur avec 1 % de sulfures disséminés.
86-5244-C1		35F/8E	442 650	6 812 925	3(W)	Gabbro très cisailé (schiste à chlorite) avec un horizon de 1 m d'épaisseur et de 10 m de longueur avec 1-5 % de cubes de pyrite.
86-5256-A1	86-14248	35F/8E	441 602	6 818 427	3(W)	Gabbro mésocrate.
86-5259-B		35F/8E	439 354	6 817 586	1(W)	Péridotite serpentinisée de 3m d'épaisseur.
86-5261-A2	86-15472	35F/8E	439 350	6 816 625	Wba	Basalte massif folié contenant une zone de 3m d'épaisseur avec 2 % de PO disséminée.
86-5261-A3	86-15470	35F/8E	439 350	6 816 625	Wba	Basalte cisailé avec une zone rouillée de 10 m d'épaisseur et de 300 m de longueur.
86-5266-A	86-15519	35F/8W	421 800	6 816 000	3 (W)	Gabbro ankéritisé et carbonatisé.
86-5267-A		35F/8W	422 100	6 815 700	Wtuf	Tuf à lapillis et à blocs avec fragments hématitisés.
86-5268-A		35F/8W	422 366	6 815 137	3(W)	Gabbro avec traces de PY.
86-5273-A3	86-14268 86-15534	35F/7E	413 476	6 798 624	Cbol	Basalte à olivine coussiné.
86-5275-A1		35F/7E	410 935	6 801 237	Cbpx	Basalte à pyroxène coussiné.
86-5275-B	86-14283 86-15547	35F/7E	410 935	6 801 237	Cbpx	Basalte à pyroxène coussiné.
86-5277-A		35F/7E	409 488	6 802 741	1(C)	Péridotite magnétique.
86-5281-B		35F/1E	442 031	6 786 433	3(Lsgc)	Gabbro carbonatisé.
86-5283-A2	86-15463	35F/1W	440 450	6 786 125	Lph	Phyllade noire très foliée avec une zone rouillée de 1 m d'épaisseur sur 3 m de longueur avec de la PO et PY.
86-5289-A1		35F/2E	411 600	6 788 925	Bba	Basalte avec traces de sulfures.
86-5294-A		35F/2E	411 091	6 790 887	bba	Basalte modérément folié avec localement 1 % de PY.
86-5297-A		35/F7E	411 617	6 792 257	Bba	Basalte coussiné folié et altéré (épidote, calcite et pyrite).
86-5299-A3	86-15465	35F/7E	411 315	6 793 575	Bba	Basalte massif avec amygdales avec une zone rouillée de 1 m sur 4 m avec 2-3 % de PO disséminée.
86-5311-A		35F/1W	425 908	6 775 595	Pgdi	Granodiorite à biotite et hornblende.
86-5313-B1		35F/1W	430 736	6 775 986	Pgdi	Granodiorite à biotite hornblende.
86-5317-A1	86-15545	35F/7E	411 601	6 817 612	Pgdi	Granodiorite à hornblende.

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-5319-A2	86-15471	35F/7E	414 800	6 816 400	Dgdif	Granodiorite à hornblende hématitisée et fracturée.
86-5326-A1	86-15558	35F/8E	439 410	6 795 489	Bba	Basalte massif avec une lentille de 0,5 cm sur 2 cm parallèle à S ₁ et contenant de la PO.
86-5329-A		35F/8E	438 702	6 797 380	Bbv	Tuf à lapillis très folié et carbonatisé.
86-5333-B1	86-15476	35F/8E	439 925	6 799 785	3(Bspav)	Veine de calcite-quartz de 1 m de largeur recoupant un gabbro à leucoxène.
86-6000-B2	86-14229	35F/8E	442 745	6 792 295	Bph	Phyllade et veine de quartz oxydé
86-6001-A	86-15361	35F/8E	443 288	6 792 411	Bph	Phyllade minéralisée en OF sur une distance de 1 m.
86-6009-A		35F/8E	443 528	6 798 661	Bba	Basalte vésiculaire riche en CC.
86-6010-A		35F/8E	443 485	6 799 005	Bvo	Tuf à blocs riche en CC et AK.
86-6017-A	86-15559	35F/8W	429 560	6 810 351	Cbpx	Basalte à pyroxène avec des traces de PO disséminée.
86-6021-A1		35F/8W	422 375	6 813 350	3(W)	Gabbro cisailé avec 5-20 % AK sur 10 m d'épaisseur.
86-6029-A2	86-14227	35F/7E	411 775	6 812 710	3(W)	Gabbro pegmatitique renfermant une zone rouillée de 1 m de diamètre.
86-6029-B2	86-14234	35F/7E	411 425	6 812 800	3(W)	Péridotite localement serpentinisée renfermant une zone riche en carbonates et chrysotile.
86-6034-A2	86-14224	35F/7E	411 886	6 814 079	Wba	Basalte ankéritisé.
86-6036-A4	86-14235	35F/7E	477 875	6 814 625	Wsqfb	Micaschiste altéré en OF.
86-6039-A3		35F/1E	445 032	6 781 599	Pgdi	Granodiorite massive avec zones altérées en OF.
86-6051-A3		35F/7E	418 278	6 813 653	Wba	Basalte avec amphibole en aiguilles, grenat et cristaux de magnétite en contact avec un schiste à séricite-ankérite.
86-6052-B2		35F/7E	418 125	6 813 981	Wba	Basalte avec zone de 3 m d'épaisseur composée de schiste à AK-PL-CL.
86-6061-B2	86-14228	35F/8E	440 488	6 800 613	Bspav	Sédiments oxydés sur quelques mètres d'épaisseur.
86-6062-B	86-15528	35F/8E	440 378	6 801 528	3(Bspav)	Siltstone avec traces de SF, recuit au contact d'un filon-couche de gabbro.
86-6063-B	86-15517	35F/8E	440 091	6 801 750	Cbpx	Basalte vert pâle aphanitique avec un horizon de 2 m d'épaisseur oxydé renfermant de la PO.
86-6075-A3	86-15521	35F/8E	435 605	6 812 895	3(W)	Gabbro avec patine brunâtre (OF) et contenant localement de la PO, PY et CP?
87-15130						
86-6082-C1	86-15520	35F/8W	424 100	6 813 525	Wrhy	Rhyolite avec 3 % de PO disséminée.
86-6085-B3	86-15519	35F/8W	421 450	6 815 825	Wtuf	Tuf à lapillis ankéritisé avec TC, FC.
86-6097-A3	86-15357	35F/7E	416 475	6 809 575	Cbpl	Basalte à plagioclase avec de l'HM et CL le long de fractures.
86-6103-B1	86-15542	35F/7E	411 977	6 805 790	Cbpl	Coulée massive de basalte à plagioclase avec des traces de SF.
86-6108-A5	86-15318	35F/7E	415 400	6 795 375	Bspav	Tuf laminé avec patine riche en oxydes de fer ; PY visible dans les plans S ₁ .
86-15555						
86-6109-A	86-23595	35F/7E	415 193	6 795 874	3 (Bspav)	Gabbro avec 2-5 % de leucoxène mauve avec patine d'altération riche en OF.
86-6110-A1	86-14231	35F/7E	414 842	6 796 159	3(Bspav)	Gabbro à LX avec 2-3 % de PO disséminée.
86-6114-A	86-14232	35F/8E	439 818	6 812 614	3(W)	Gabbro cisailé recoupé de dykes de serpentinite.
86-6114-C1		35F/8E	439 725	6 812 925	Wba	Basalte massif parcouru de veinules de feldspath.
86-6120-A1		35F/7E	417 050	6 814 525	1(W)	Péridotite altérée en TC et CC, avec des veinules de CS.
86-6129-A1		35F/7E	408 675	6 806 050	Cbpl	Basalte massif à plagioclase avec SF et HM disséminés.
86-6129-A4		35F/7E	408 450	6 807 075	Cbpl	Basalte à plagioclase avec 3% HM.
86-6129-B		35F/7E	408 625	6 806 550	3 (C)	Gabbro avc 3 % de PO.
86-6142-A		35F/1E	444 550	6 786 450	Lsgc	Conglomérat avec MG disséminée.
86-6145-A6		35F/7E	419 325	6 815 325	Wba	Basalte avec zone de 1 m d'épaisseur ankéritisée.
86-6154-C1		35F/1W	427 500	6 778 400	Pgdi	Veine de quartz stérile dans un gabbro.
86-6156-B4		35F/1W	425 150	6 777 460	Lsgc	Siltstone altéré en oxydes de fer.
86-6174-B1		35F/1W	423 703	6 783 975	Ldo	Dolomie minéralisée localement en SF.
86-7000-A		35F/1W	423 427	6 787 313	Bba	Basalte massif avec 1 % de PY disséminée.

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-7002-A		35F/1W	423 578	6 787 902	Bba	Basalte avec de la PY disséminée.
86-7004-A		35F/1W	423 475	6 788 750	Bba	Basalte avec de la PY disséminée.
86-7005-A1		35F/1W	423 594	6 789 242	3(Bba)	Gabbro massif avec traces de sulfures.
86-7006-A	86-15354	35F/1W	423 356	6 789 528	Bba	Basalte folié avec de la PY disséminée (<5 %).
86-7008-A		35F/1W	423 182	6 790 333	Bba	Basalte avec 1 % de PO.
86-7011-A		35F/1W	423 324	6 791 177	3(Bba)	Gabbro avec de la PO et PY.
86-7013-A	86-15552	35F/8W	422 844	6 792 749	Bba	Basalte ankéritisé.
86-7016-A1	86-14265	35F/2E	418 757	6 789 372	Bba	Basalte avec localement 5 % de pyrite disséminée.
86-7018-A		35F/2E	418 171	6 789 710	Bba	Basalte carbonatisé.
86-7023-A	86-14215	35F/7E	418 275	6 791 475	Bba	Basalte avec localement 5% de PY disséminée et remobilisée dans des fractures.
86-7024-A		35F/7E	418 525	6 791 550	Bba	Basalte avec 1 % de PY disséminée.
86-7025-A		35F/7E	419 007	6 791 587	Bba	Basalte avec 1 % de PY disséminée.
86-7026-A		35F/7E	418 760	6 791 873	Bba	Basalte avec de la PY disséminée.
86-7028-A	86-15562	35F/7E	419 475	6 793 300	Bba	Basalte avec 2 % de PY disséminée.
86-7029-A1	86-14219	35F/8E	440 914	6 794 726	3(Bba)	Gabbro fracturé.
	86-14220					
	86-14336					
86-7040-A		35F/8E	441 950	6 791 708	Bba	Basalte avec 3 % de PY disséminée.
86-7045-A1		35F/1E	443 079	6 788 970	3(Bba)	Gabbro massif avec des traces de PY disséminée.
86-7045-A2	86-15365	35F/1E	443 079	6 788 970	3(Bba)	Gabbro massif avec des traces de PY disséminée.
86-7046-B		35F/1E	444 355	6 789 251	Bbv	Tuf de 10 cm d'épaisseur avec de la PY disséminée.
86-7053-A2	86-14217	35F/8W	432 075	6 794 330	Bba	Basalte renfermant de la PY, AS?
	86-14221					
	86-15503					
86-7056-A2	86-14214	35F/8W	432 500	6 795 450	Bba	Basalte folié minéralisé en PY, CP, MC.
	86-15367					
86-7057-A2		35F/8W	433 025	6 795 925	Bba	Basalte cisailé avec des cubes de pyrite.
86-7061-A	86-15325	35F/8E	435 805	6 792 531	3(Bph)	Gabbro massif à leucoxène avec 5 % de sulfures disséminés, CP ?
86-7062-A3		35F/1E	436 204	6 789 574	3 (B ba)	Gabbro avec patine rougeâtre (OF+) 5 % SF.
86-7080-A		35F/1W	431 160	6 788 900	3(L)	Gabbro folié avec 1 % de PY disséminée.
86-7082-A	86-14329	35F/2E	406 856	6 775 380	Pgdi	Granite à hornblende avec <1 % de cubes de PY.
86-7084-A		35F/2E	407 500	6 776 005	Pgdi	Granodiorite fracturée et carbonatisée avec 2 % de PY.
86-7085-B	86-14213	335F/2E	407 226	6 776 444	peg (Lph)	Pegmatite blanchâtre de 2 m de largeur sur 20 m de longueur.
	86-14346					
86-7086-B	86-14216	35F/2E	407 325	6 776 700	Lph	Phyllade renfermant des sulfures dans les plans S ₁ .
86-7088-A1	86-14212	35F/2E	406 530	6 777 483	3(Lph)	Gabbro massif avec des sulfures disséminés.
86-7089-A3	86-14222	35F/2E	407 100	6 778 250	Lph	Phyllade avec des sulfures disséminés,
86-7090-A		35F/7E	413 485	6 814 027	Dgdif	Granodiorite avec 2 % de cubes de PY.
86-7097-A		35F/7E	412 946	6 813 082	W	Pegmatite à quartz.
86-7100-A1	86-15330	35F/7E	413 060	6 812 837	1(W)	Schiste à talc et ankérite (péridotite cisailée).
86-7101-A4		35F/7	413 286	6 812 527	Wba	Basalte folié ankéritisé (schiste à ankérite).
86-7106-A1		35F/1W	422 162	6 783 879	3(L)	Gabbro folié avec 1 % de SF disséminés.
86-7113-A1	86-15329	35F/8W	445 550	6 802 081	3(Bspav)	Gabbro massif à leucoxène et magnétite.
86-7115-A2	86-15327	35F/8W	444 750	6 802 825	1(Bspav)	Péridotite magnétique.
86-7115-D	86-15353	35F/8W	444 750	6 802 800	Cbv	Brèche oxydée à fragments de roches volcaniques et sédimentaires.
86-7128-B		35F/8W	435 475	6 799 875	1(Bspav)	Serpentinite recoupée de veines de chrysotile.
86-7130-A1	86-15336	35F/8E	435 700	6 800 560	1(Bspav)	Péridotite avec sulfures interstitiels entre les cristaux.
86-7132-B1	86-15335	35F/8E	435 494	6 800 793	Bspav	Ardoise noire.
86-7141-B		35F/8W	427 525	6 808 125	Cbpx	Basalte à pyroxène avec SF.
86-7144-B		35F/8W	427 375	6 811 850	3(C)	Gabbro magnétique avec SF.
86-7145-C1	86-15332	35F/8W	427 600	6 814 225	Wtuf	Veine de quartz dans un plan de faille avec de la goéthite, sidérite, pyrite et chalcopryrite.
86-7147-A1	86-15343	35F/8W	423 081	6 798 051	3(Bspav)	La base d'un filon-couche de gabbro à leucoxène.
86-7152-A2	86-14317	35F/8W	422 968	6 803 665	Cbpx	Basalte à pyroxène avec SF.
86-7153-A3	86-14312	35F/8W	423 150	6 804 700	Cbpx	Basalte à pyroxène avec SF.
86-7159-A1	86-15326	35F/7E	407 800	6 814 410	Wba	Schiste à amphibole avec traces de sulfures.

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
<u>86-7164-A1</u>	<u>86-15334</u>	35F/7E	419 535	6 796 472	1(Bspav)	Serpentinite avec des plans de faille remplis de chrysotile, pyrite et galène.
<u>86-7165-A</u>	<u>86-15350</u> 86-14270	35F/7E	419 506	6 796 742	1(Bspav)	Péridotite magnétique avec de la CS.
86-7166-A1	86-15323	35F/7E	419 385	6 797 275	3(Bspav)	Gabbro leucocrate.
86-7178-A1	86-15324	35F/8E	443 881	6 816 402	Wba	Basalte folié avec de la pyrite disséminée le long des plans S ₁ .
86-7179-A	87-11442	35F/8E	443 902	6 816 909	Wtuf	Tuf à cristaux avec lentilles de sulfures massifs de 1 m d'épaisseur sur 5-10 m de longueur.
	89-26505 89-26506					
86-7183-A		35F/8E	442 950	6 818 650	Wba	Brèche volcanique avec une matrice dolomitisée.
86-7185-A		35F/8E	439 071	6 812 508	3(W)	Gabbro massif avec < 1 % de PY.
<u>86-7192-A1</u>	<u>86-15328</u>	35F/8E	439 740	6 815 307	Wtuf	Tuf à lapillis minéralisé en PY (4 %).
86-7195-A		35F/8W	427 952	6 815 378	Wspsv	Schiste à CL-PL avec < 1 % de PY.
<u>86-7198-B1</u>	<u>86-15331</u>	35F/8W	427 725	6 816 780	3(W)	Gabbro renfermant des sulfures disséminés, contenant une zone plus riche en sulfures de 1 m de largeur sur 3 m de longueur.
<u>86-7201-A</u>	<u>86-14296</u>	35F/8W	428 480	6 817 750	1(W)	Serpentinite magnétique.
86-7210-A3	86-14259 86-15505	35F/7E	408 834	6 792 791	Bspav	Grès turbiditique avec 2 % de SF.
86-7213-A	86-14262 86-14300 86-14303	35F/7E	407 138	6 793 126	Cbol	Basalte à olivine avec < 1 % de PY.
86-7215-B		35F/8W	428 888	6 813 371	3 (w)	Gabbro ankérisé.
<u>86-7219-A1</u>	<u>86-15351</u>	35F/8W	429 600	6 815 050	1(W)	Serpentinite recoupée de veines chrysotile.
86-7220-A1		35F/8W	429 382	6 815 069	3(W)	Gabbro avec 5 % de sulfures disséminés au contact (longueur), renfermant 2 % de sulfures disséminés.
86-7227-A		35F/1W	422 648	6 790 954	3(Bba)	Gabbro massif avec 2% de PO.
86-7228-A		35F/1W	422 445	6 791 064	Bba	Basalte coussiné ankérisé.
<u>86-7231-A4</u>	<u>86-14305</u>	35F/8W	421 000	6 793 100	Bba	Basalte massif ou gabbro avec une patine d'altération de couleur rouille.
86-7233-B		35F/8W	421 050	6 796 000	Bba	Basalte massif avec < 2 % PY.
<u>86-7234-B2</u>	<u>86-15337</u>	35F/8W	420 400	6 796 800	3(Bspav)	Brèche de gabbro silicifiée et ankérisée avec de la pyrite, fuschite et malachite.
<u>86-7260-A1</u>	<u>86-14294</u>	35F/1W	424 177	6 773 382	Jsgc	Siltstone à CL et BO.
86-7271-A		35F/8W	425 220	6 815 189	Wph	Phyllade avec l' HM remplaçant la PY (10 %).
86-7275-A		35F/7E	407 644	6 812 745	Wtuf	Tuf à cristaux carbonatisé (10 % CC).
86-7276-A		35F/7E	408 600	6 813 093	3(W)	Gabbro folié avec des traces de HM.
86-8000-A4		35F/8W	421 850	6 813 295	3(W)	Gabbro à QZ, LX cisailé et ankérisé.
86-8028-B1		35F/8E	437 840	6 796 030	Bba	Basalte à grain fin avec 1% de PO.
86-8029-A1		35F/8E	437 900	6 796 350	Bba	Basalte à grain fin avec 1% de PO.
86-8032-A1		35F/8E	438 250	6 797 375	Bba	Basalte massif vésiculaire avec < 1 % de PO disséminée, vésiculaire.
86-8033-A		35F/8E	438 700	6 797 391	Bba	Basalte vésiculaire avec < 1 % de PO.
86-8036-B		35F/8W	427 080	6 793 725	3(Bba)	Gabbro massif avec < 1 % de cubes de PY de 1 à 5 mm.
86-8037-B		35F/8W	427 100	6 793 300	Bba	Basalte avec une zone de 2-3 m d'épaisseur aphanitique avec < 1 % de PO.
86-8040-A1		35F/8W	427 150	6 797 150	Bba	Basalte schisteux vésiculaire avec des traces de PO.
86-8041-A1		35F/8W	427 125	6 797 525	Bba	Basalte massif avec < 1 % de PO dans les fractures.
86-8044-A1		35F/8W	425 738	6 796 736	Bba	Basalte massif vésiculaire avec des traces de PO.
86-8056-A1		35F/2E	408 598	6 789 135	3(Bba)	Gabbro massif avec de la PO dans des fractures.
86-8058-A		35F/2E	408 625	6 788 625	3(Bba)	Gabbro folié avec PO dans des plans de fractures.
86-8078-A1		35F/2E	416 775	6 785 875	Bba	Basalte schisteux avec des traces de PO.
86-8089-A1		35F/2E	412 619	6 781 080	3(L)	Gabbro schisteux avec altération brunâtre, ankérisé.
86-8090-A2		35F/2E	412 775	6 781 475	3(L)	Gabbro à grain grossier avec des traces de PO.
86-8091-A1	86-14238	35F/2E	413 239	6 781 690	3(L)	Gabbro avec patine de couleur rouille par endroits, minéralisé en PY, PO.

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-8098-A1		35F/1W	424 663	6 782 806	3(L)	Gabbro massif avec traces de PO.
86-8100-A1		35F/1W	424 650	6 783 500	3(L)	Gabbro folié avec traces de PO.
86-8104-B1		35F/1W	425 250	6 784 850	3(L)	Gabbro bréchique avec localement 20 % AK.
86-8106-A		35F/1W	425 612	6 785 662	3(L)	Gabbro avec PO dans une fracture.
86-8108-A1		35F/1E	434 200	6 784 900	Pgdi	Granodiorite massive avec <1% PY.
86-8114-A1		35F/2E	438 612	6 787 172	3(L)	Gabbro avec minéral argent (1%) à reflet métallique.
86-8117-B		35F/8E	442 825	6 809 150	Cbol	Basalte à olivine coussiné avec localement des traces de PO.
86-8126-A5	86-14246	35F/8W	437 519	6 801 062	1(Bspav)	Péridotite massive avec 1-5 % de PO.
86-8127-A1		35F/8W	437 675	6 801 185	3(Bspav)	Gabbro avec 5 % ou moins de SF disséminés.
86-8153-A2	86-14241	35F/8W	429 941	6 799 341	3(Bspav)	Gabbro leucocrate avec de la PY.
86-8154-A1	86-14288	35F8W	430 334	6 800 309	Cbol	Basalte à olivine.
86-8162-A1	86-14322	35F/8W	422 168	6 806 968	Cbol	Basalte à olivine.
86-8167-A4	86-15509	35F/8W	421 936	6 809 366	Cbpl	Basalte à plagioclase avec des SF disséminés.
86-8169-A1		35F/8W	421 958	6 810 552	Cbpl	Basalte massif à plagioclase avec <1 % de SF disséminés.
86-8175-B1		35F/7E	411 302	6 811 354	Wsc	Phyllade avec patine brunâtre contenant de la PY et PO.
86-8176-A		35F/7E	411 107	6 811 628	Wtuf	Tuf avec horizons de 10 à 15 cm d'épaisseur de couleur rouille renfermant de la PY et PO.
86-8178-A		35F/7E	410 929	6 812 601	Wba	Basalte schisteux avec <1 % de PO disséminée.
86-8179-A1		35F/7E	411 350	6 812 800	1(W)	Péridotite ou gabbro renfermant localement des OFrecoupés de veines de CS.
86-8180-A		35F/7E	411 224	6 812 989	3(W)	Gabbro ankéritisé.
86-8183-B2	86-15347	35F/7E	418 630	6 796 542	1(Bspav)	Péridotite serpentinisée.
86-8184-A5	86-14245	35F/7E	417 900	6 796 800	3(Bspav)	Gabbro à QZ avec 2 % de PO disséminée.
86-8196-C	86-14236	35F/8W	423 946	6 819 070	3(W)	Gabbro cisailé avec 2 horizons de 1 m et 2 m d'épaisseur minéralisés en PY disséminée.
86-8199-A1	86-15500	35F/8W	423 037	6 818 564	Wspsv	Schiste à CL, PL, QZ, BO.
86-8206-A		35F/7E	419 975	6 818 750	Dgdif	Granodiorite ankéritisée.
86-8207-A1	86-14240	35F/7E	419 398	6 818 715	Dgdi	Granodiorite à 40 % de porphyre de feldspath.
86-8207-A3		35F/7E	418 675	6 818 825	Dgdif	Granodiorite porphyrique avec 1 % de PY.
86-8219-A1	86-14257	35F/7E	408 195	6 802 471	Cbol	Basalte à olivine avec PY disséminée.
86-8230-A		35F/7E	409 425	6 810 675	Cbpl	Basalte à plagioclase avec une zone d'altération grisâtre riche en EP et localement de la PO disséminée.
86-8232-A	86-15313	35F/7E	409 500	6 811 300	Cbpl	Basalte à plagioclase avec une couleur d'altération chamois, ankéritisé et carbonatisé.
86-8239-A		35F/8E	438 290	6 818 411	dio (W)	Diorite à quartz massif non foliée avec 1 % de CP.
86-8240-C1		35F/8E	437 800	6 818 475	3(W)	Microgabbro mésocrate épidotisé avec 2 % de CP.
86-8242-C		35F/8E	437 820	6 817 360	Wtuf	Tuf à cristaux et lapillis carbonatisé.
86-8243-A2	86-14244	35F/8E	437 800	6 817 160	Wba	Basalte massif minéralisé en PY et CP (3 %).
86-8245-B		35F/8E	437 150	6 816 750	Wtuf	Tuf à lapillis très carbonatisés.
86-8246-A		35F/8E	437 000	6 816 945	Wba	Basalte massif contenant 1 % de PY.
86-8247-A	87-15143	35F/8E	436 750	6 817 050	3(W)	Gabbro cisailé avec 1 % de PY.
86-8250-A		35F/8E	436 454	6 818 041	3(W)	Gabbro épidotisé minéralisé en CP le long de fractures remplies de QZ.
86-8253-A2	86-14239	35F/7E	415 100	6 811 595	3(W)	Gabbro ankéritisé et chloritisé avec 5% de PY et PO.
86-8256-B1	86-14243	415 733	6 812 606		3(W)	Veine de QZ,FC,AK entre 5 et 30 cm d'épaisseur recoupant un gabbro leucocrate ankéritisé.
86-8262-A4		35F/7E	417 700	6 813 050	3(W)	Gabbro ankéritisé et séricitisé.
86-8263-B		35F/7E	418 050	6 812 750	Wtuf	Tuf avec une zone ankéritisée et séricitisée recoupée de veines de QZ.
86-8265-A2		35F/7E	414 308	6 802 982	Cbpl	Basalte coussiné à plagioclase avec 5 % de PO et PY.
86-8267-A		35F/7E	414 015	6 803 532	Cbpx	Basalte à pyroxène avec localement 2 % de PY et / ou PO.
86-8274-A		35F/7E	415 201	6 806 664	Cbpl	Basalte à plagioclase avec 2 % de PO localement.
86-8275-A		35F/7E	415 416	6 806 493	Cbpl	Gabbro mésocrate avec 2 % de PO.
86-8277-A2		35F/7E	415 921	6 806 271	3(C)	Gabbro mésocrate avec 2% de PO.
86-8283-A		35F/8W	431 664	6 809 640	Cbol	Basalte à olivine avec < 1 % de SF.

N° de terrain	N° d'analyse BAROQ	SNRC	Coordonnées UTM		Unité stratigraphique	Description
			Estant	Nordant		
86-8286	86-15504	35F/8W	431 084	6 812 823	Cbpx	Basalte cisailé et altéré avec SF dans les fractures.
86-8292-B2	86-14252	35F/7E	408 597	6 814 583	Dgdif	Granodiorite foliée avec une altération prononcée en OF.
86-8297-A	86-15516	35F/1W	428 193	6 790 812	3(Bba)	Gabbro folié avec <1 % de SF.
86-8298-A	86-15502	35F/8W	427 604	6 791 328	3(Bba)	Gabbro avec <1 % de SF.
86-8303-A		35F/8W	428 346	6 794 436	Bba	Basalte coussiné avec <1% de SF.
86-8304-B2		35F/8E	440 000	6 809 450	Cbpx	Basalte à pyroxène coussiné avec 2-3 % de PO.
86-8306-C1	86-15512	35F/8E	444 175	6 811 675	Cbpl	Basalte à plagioclase parcouru de veinules de EP et CL avec de la PO disséminée.
86-8314-A2	86-14290	35F/2E	416 501	6 778 262	Pgdi	Granodiorite à biotite.
86-8320-A4	86-15508	35F/1E	435 975	6 774 725	Pgdi	Granodiorite avec < 1 % de PY.
86-8332-B	86-15495	35F/2E	411 950	6 773 825	Pgdi	Gabbro avec < 7 % de SF.
86-8333-A1	86-14263 86-14242	35F/2E	413 772	6 773 964	Pgdi	Granodiorite massive à biotite avec <1 % de PO.
86-8337-A1		35F/2E	415 383	6 773 570	Pgdi	Granodiorite avec de la PY disséminée.
86-8338-A3	86-15493 86-14292	35F/8E	416 325	6 773 750	Pgdi	Granodiorite avec des traces de PY (<1 %)
86-8352-A4		35F/8E	440 700	6 809 600	Cbpx	Basalte à pyroxène cisailé avec de la CC et de l'EP.

ANNEXE 2

Analyses lithogéochimiques de notre étude comportant des valeurs anormales*

Année	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86
N° Baroq	14215	14222	14232	14234	14236	14240	14244	14268	14270	14288	14290	14294	14296
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Estant	418305	406581	439818	411750	423906	419398	437819	413476	419506	429596	416501	424177	428805
Nordant	67914666778153	681261468128006819108	681261468128006819108	681261468128006819108	681261468128006819108	681871568172186798624	681871568172186798624	681871568172186798624	67967426800911	67967426800911	67782626773382	67782626773382	6817747
Ag ppm	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
As ppm	< 1	67	64	56	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	66	< 1
Au ppb	67	7	< 5	7	23	< 5	< 5	< 5	13	< 5	< 5	< 5	< 5
Ba ppm	132	191	323	15	11	2100	70	18	24	48	2000	573	11
Be ppm	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Cd ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ce ppm	37	77	< 3	5	< 3	37	< 3	< 3	5	< 3	74	65	< 3
Co ppm	50	57	48	77	186	< 2	40	101	138	117	7	15	201
Cu ppm	156	205	27	< 1	866	8	631	78	830	214	6	37	8
Dy ppm	6	4	3	3	< 1	< 1	4	3	2	4	5	7	2
Eu ppm	4	2	4	4	3	< 1	5	2	2	2	< 1	2	2
Ga ppm	14	< 3	7	< 3	< 3	< 3	7	< 3	< 3	7	20	21	< 3
La ppm	21	51	3	4	2	13	2	2	5	4	35	47	2
Li ppm	7	11	5	< 1	< 1	6	6	23	5	33	45	218	< 1
Mo ppm	< 4	5	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4
Nb ppm	10	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	3
Nd ppm	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	30	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25	< 25
Ni ppm	49	83	69	760	311	4	223	1100	1300	1300	12	125	1600
Pb ppm	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	16	13	< 12
Pd ppb	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70
Pr ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Pt ppb	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70
Rb ppm	15	6	5	< 3	< 3	16	4	4	4	< 3	68	130	< 3
Sb ppm	< 0,1	0,8	0,5	0,2	< 0,1	< 0,1	0,2	< 0,1	< 0,1	0,4	< 0,1	2	0,4
Sc ppm	44	14	69	10	60	4	34	32	41	33	9	30	9
Se ppm	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Sm ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2	6	12	15	< 2
Sn ppm	< 10	19	26	29	29	< 10	15	18	41	< 10	< 10	< 10	< 10
Sr ppm	110	52	14	75	3	170	65	3	3	32	940	160	3
Ta ppm	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
Te ppm	11	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Th ppm	9	13	5	< 3	< 3	4	< 3	6	7	4	6	11	< 3
U ppm	< 3	5	< 3	< 3	< 3	< 3	6	< 3	4	< 3	< 3	4	< 3
V ppm	283	271	691	71	163	36	235	186	135	189	70	182	22
W ppm	< 1	2	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	2	< 1	2	4	< 1
Y ppm	25	5	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	9	5	17	3
Zn ppm	122	61	78	89	37	2	72	74	117	105	64	108	62
Zr ppm	180	91	21	74	9	170	66	15	12	40	140	150	8

* Voir la carte géologique hors texte.

Analyses lithogéochimiques de notre étude comportant des valeurs anormales (suite).

Année	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86
N° Baroq	14305	14322	15325	15327	15328	15331	15334	15335	15336	15337	15341	15343	15347
zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Estant	421151	422168	435854	444789	439621	427791	419793	435579	435679	420658	427283	423081	418630
Nordant	6792424	6806968	6792896	6802682	6815392	6816865	6796596	6800754	6800507	6796679	6784920	6798051	6796542
Ag ppm	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
As ppm	< 1	< 1	< 1	< 1	31	< 1	11	25	3	170	28	< 1	< 1
Au ppb	< 5	< 5	< 5	< 5	20	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	8	< 5	< 5
Ba ppm	60	54	28	13	64	52	8	249	26	233	8	20	8
Be ppm	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	4	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Cd ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	7	< 2	4	< 2	< 2	< 2
Ce ppm	25	5	26	< 3	19	< 3	< 3	183	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Co ppm	39	57	67	133	36	45	235	25	174	27	72	116	107
Cu ppm	44	852	322	415	227	642	494	237	158	32	576	5	58
Dy ppm	4	3	6	< 1	2	2	< 1	12	< 1	< 1	2	< 1	< 1
Eu ppm	2	2	4	2	3	2	2	6	2	< 1	3	2	2
Ga ppm	20	10	23	< 3	21	13	< 3	27	< 3	< 3	21	< 3	4
La ppm	13	3	13	3	9	2	2	118	2	2	2	< 2	< 2
Li ppm	9	13	16	2	12	2	< 1	86	5	2	7	2	15
Mo ppm	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4
Nb ppm	5	3	16	5	8	4	4	150	5	4	5	6	6
Nd ppm	< 25	< 25	50	< 25	< 25	< 25	< 25	140	< 25	< 25	30	< 25	< 25
Ni ppm	83	297	68	2200	77	28	2600	72	2800	138	130	1900	1400
Pb ppm	< 12	59	< 12	< 12	26	< 12	< 12	34	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12
Pd ppm	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70
Pr ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Pt ppm	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70	< 70
Rb ppm	5	5	< 3	< 3	55	< 3	4	180	13	49	< 3	5	< 3
Sb ppm	< 0,1	2	0,5	< 0,1	4,2	0,7	0,4	0,6	< 0,1	2,1	1,1	< 0,1	1,1
Sc ppm	43	44	53	19	24	68	8	20	18	21	66	17	27
Se ppm	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3	6	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
Sm ppm	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	20	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Sn ppm	< 10	55	16	< 10	< 10	15	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	10	10
Sr ppm	210	67	130	8	60	180	3	130	7	530	99	9	22
Ta ppm	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	5
Te ppm	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
Th ppm	9	< 3	< 3	< 3	4	4	< 3	22	4	< 3	< 3	6	< 3
U ppm	4	4	< 3	< 3	7	< 3	< 3	9	< 3	< 3	< 3	< 3	< 3
V ppm	302	252	706	104	154	410	32	261	92	117	1400	74	153
W ppm	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	2	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Y ppm	22	11	34	3	20	9	3	65	4	5	11	3	8
Zn ppm	328	165	121	70	94	187	222	731	62	54	97	51	89
Zr ppm	120	46	140	18	110	13	5	430	16	34	24	16	27

Analyses lithogéochimiques de notre étude comportant des valeurs anormales (suite).

Année	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86	86
N° Baroq	15350	15351	15353	15468	15469	15472	15475	15479	15485	15500	15521	15527
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Estant	419506	429684	444789	445108	442980	439323	419680	415312	418143	423037	435709	437460
Nordant	67967426815228	680268268157906816033	681663967963386789956	67957186818564	68130226814842							
Ag ppm	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	13	15	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	13
As ppm	<1	50	<1	<1	<1	400	<1	<1	<1	20	72	6
Au ppb	<5	<5	<5	<5	13	180	<5	<5	<5	<5	7	540
Ba ppm	24	8	24	198	156	58	20	53	11	2400	8	18
Be ppm	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2	<1	<1
Cd ppm	<2	<2	<2	<2	5	16	<2	10	<2	<2	<2	5
Ce ppm	<3	<3	<3	18	20	15	<3	16	<3	27	<3	<3
Co ppm	111	131	127	32	26	139	127	63	79	6	115	911
Cu ppm	14	4	150	325	332	1000	23	558	64	35	<1	317
Dy ppm	<1	<1	<1	2	4	3	<1	2	<1	3	<1	<1
Eu ppm	2	1	2	4	5	7	2	2	3	<1	2	5
Ga ppm	<3	<3	<3	14	21	22	<3	10	6	39	3	26
La ppm	<2	<2	<2	20	13	32	3	11	<2	11	8	<2
Li ppm	<1	<1	<1	7	22	21	4	<1	4	78	<1	9
Mo ppm	<4	<4	<4	<4	<4	7	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Nb ppm	5	5	5	6	11	10	6	17	3	18	4	8
Nd ppm	<25	<25	<25	45	50	<25	<25	<25	<25	<25	<25	<25
Ni ppm	1900	1400	1500	21	180	497	1900	29	1300	13	926	14
Pb ppm	<12	<12	<12	<12	<12	54	<12	<12	<12	22	<12	<12
Pd ppb	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70
Pr ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Pt ppb	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70	<70
Rb ppm	4	<3	<3	7	8	13	5	<3	<3	160	<3	<3
Sb ppm	<0,1	1,3	<0,1	<0,1	0,8	35	0,2	0,3	0,3	0,3	47	4,1
Sc ppm	20	15	18	33	35	20	15	9	9	24	8	47
Se ppm	<3	<3	<3	<3	6	15	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Sm ppm	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
Sn ppm	10	10	10	10	10	20	10	10	10	<10	<10	<10
Sr ppm	5	3	4	370	220	10	13	40	3	150	66	8
Ta ppm	5	5	5	5	5	5	5	5	5	<5	<5	<5
Te ppm	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Th ppm	4	5	<3	<3	<3	6	4	12	<3	11	4	<3
U ppm	<3	<3	<3	<3	<3	4	<3	4	<3	5	<3	6
V ppm	92	35	91	253	206	237	67	71	36	178	11	221
W ppm	<1	<1	<1	<1	<1	3	<1	<1	<1	3	11	1
Y ppm	5	3	3	13	23	20	5	16	3	21	3	13
Zn ppm	52	26	68	236	1100	1500	65	464	105	158	9	523
Zr ppm	20	3	17	81	110	62	14	160	5	300	5	10

Analyses lithogéochimiques de notre étude comportant des valeurs anormales (suite).

Année	86	86
N° Baroq	15313	15319
Zone UTM	18	18
Estant	409500	439282
Nordant	6812650	6790607
SiO ₂	38,7	62,1
Al ₂ O ₃	13,79	14,4
Fe ₂ O ₃	8,38	10,09
MgO	4,31	0,81
CaO	12,1	6,48
Na ₂ O	20,5	4,06
K ₂ O	0,41	0,45
TiO ₂	1,72	0,35
MnO	0,12	0,14
P ₂ O ₅	0,16	0,02
PF	1,87	0,25
TOTAL	102,06	99,15
Ag ppm	< 0,5	< 0,5
As ppm	160	< 1
Au ppb	9	< 5
Ba ppm	111	111
Be ppm	< 1	6
Cd ppm	3	< 2
Ce ppm	17	1200
Co ppm	44	13
Cu ppm	116	8
Dy ppm	< 1	33
Eu ppm	3	6
Ga ppm	20	46
La ppm	7	692
Li ppm	15	6
Mo ppm	< 4	< 4
Nb ppm	10	110
Nd ppm	50	670
Ni ppm	116	2
Pb ppm	12	34
Pr ppm	< 10	125
Rb ppm	10	4
Sb ppm	8	0,6
Sc ppm	40	3
Sm ppm	< 2	93
Sn ppm	< 10	< 10
Sr ppm	290	380
Ta ppm	< 5	< 5
Te ppm	< 10	< 10
Th ppm	< 3	30
V ppm	324	14
W ppm	< 1	< 1
Y ppm	17	130
Zn ppm	79	92
Zr ppm	99	1600

ANNEXE 3

Analyses lithogéochimiques de Carrier (1990) de la région du lac Hubert*

Année	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	88	
N° Baroq	9714	9715	9716	9717	9718	9719	9720	9721	9722	9723	9724	9726	9727	
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Estant	438135	438185	436815	439665	439495	439375	439685	439495	439330	437400	437345	437250	436935	
Nordant	68187656818630	6818100	6816690	68166456816580	6816735	68166756816615	681483568148506814880	6814925						
Ag	ppm													
As	ppm	83	1	26	80	60	170	2	1	2	1	5	1	16
Au	ppb	< 5	< 5	51	30	49	89	< 5	< 5	< 5	72	1700	41	19
Ba	ppm	207		223	147	129	108				39	32	22	5
Be	ppm	1		1	1	1	1				1	1	1	1
Br	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cd	ppm	2		2	2	2	4				2	2	2	2
Ce	ppm	22		5	27	10	14				3	3	3	3
Co	ppm	34		101	11	9	28				4	54	45	82
Cs	ppm	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cu	ppm	28		1200	166	122	267				173	301	323	69
Dy	ppm	5		3	4	3	4				7	7	7	4
Eu	ppm	1		2	2	1	3				2	2	2	1
La	ppm	16		7	20	9	14				2	2	2	2
Li	ppm	7		9	26	17	21				10	14	14	1
Mo	ppm	4		4	4	4	4				4	4	4	4
Nd	ppm	25		25	25	25	25				25	25	25	25
Ni	ppm	249		195	72	63	132				39	19	23	611
Pb	ppm	12		80	12	22	13				12	12	12	12
Pd	ppb	7		15		17					11	6	12	35
Pr	ppm	2		2	2	2	2				2	2	2	2
Pt	ppb	6		9		11					6	6	7	24
Rh	ppb	6		6		6					6	6	7	6
S	ppm													
Sb	ppm	3,6	0,5	2,8	7,9	10	8,4	1,4	0,4	1,3	0,6	1,2	0,4	1,7
Sc	ppm	17		17	19	16	16				53	52	58	44
Se	ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Sm	ppm	3		2	5	4	3				2	2	2	2
Tm	ppm	3	2	4	6	3	4	2	2	2	3	3	3	2
U	ppm	6	2	15	22	18	26	2	2	2	2	2	2	2
V	ppm	107		197	186	198	219				326	396	399	128
W	ppm	4	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Zn	ppm	56		177	83	117	460				230	413	236	47

* Seules quelques-unes des valeurs ont été reportées sur la carte de compilation hors texte.

Analyses lithogéochimiques de Carrier (1990) de la région du lac Hubert (suite).

Année	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	
N° Baroq	22459	26501	26502	26503	26504	26505	26506	26507	26508	26509	26510	26511	26512	
zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Estant	457109	441731	441673	441577	441588	443909	443892	444371	436781	436711	436842	436850	439322	
Nordant	6817929	6818409	6818744	6818665	6818670	6816946	6816935	6815814	6818144	6818255	6818033	6818075	6815574	
Ag	ppm	5												
As	ppm	1	1	67	83	140	26	27	2	120	4	33	110	3
Au	ppb	< 5	5	200	33	86	< 5	30	< 5	55	38	51	49	< 5
Ba	ppm		887	144	77	489	283	366	296	149	104	318	117	
Be	ppm		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Br	ppm	1	1	1	1	7	1	1	1	1	1	1	1	1
Cd	ppm		2	5	2	2	3	32	2	4	5	4	5	
Ce	ppm		31	20	13	23	12	22	20	6	9	9	11	
Co	ppm		6	67	137	13	34	35	41	16	15	111	70	
Cs	ppm	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	3	1
Cu	ppm	69	54	499	320	155	360	483	375	710	459	805	917	
Dy	ppm		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
Eu	ppm		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	
La	ppm		17	8	4	12	7	13	9	5	4	3	7	
Li	ppm		13	7	4	12	17	23	12	4	1	12	9	
Mo	ppm		4	4	4	4	4	6	4	4	4	4	4	
Nd	ppm		25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	25	
Ni	ppm		6	338	67	58	137	330	51	247	69	82	296	
Pb	ppm	1	24	12	15	39	41	81	12	28	12	44	15	
Pd	ppb													
Pr	ppm		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Pt	ppb													
Rh	ppb													
S	ppm													
Sb	ppm	1	14	24	35	50	42	110	6	33	11	26	33	4
Sc	ppm		13	26	18	20	27	28	35	16	7	18	11	
Se	ppm	10	10	20	10	20	10	20	10	20	10	10	20	10
Sm	ppm		2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Tm	ppm	3	2	4	8	4	3	2	2	4	2	4	3	2
U	ppm	3	32	27	33	25	20	58	8	17	7	12	15	9
V	ppm		98	331	188	259	252	338	267	166	72	175	122	
W	ppm	1	2	1	2	3	1	1	1	1	1	1	1	1
Zn	ppm	97	78	1200	130	84	796	7900	82	642	903	656	971	

Analyses lithogéochimiques de Carrier (1990) de la région du lac Hubert (suite).

Année	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	
N° Baroq	26512	26513	26514	26515	26516	26551	26552	26553	26554	26555	26556	26557	26558	
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Estant	439322	439325	439323	439828	439828	439561	439522	439527	437353	437226	437242	437205	437192	
Nordant	68155746815600	6815548	6815795	68157686815167	6815163	68152056814841	68150256815114	6815117	6815107					
Ag	ppm													
As	ppm	3	4	1	12	5	7	2	28	1	1	4	4	2
Au	ppb	<5	<5	<5	<5	<5	7	<5	11	66	<5	<5	<5	<5
Ba	ppm		207	38	131		27	99	408	37				332
Be	ppm		1	1	1		1	1	1	1				1
Br	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cd	ppm		2	2	2		2	2	2	4				2
Ce	ppm		9	3	16		7	6	13	9				26
Co	ppm		37	2	34		65	10	12	64				14
Cs	ppm	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	2
Cu	ppm		96	2	161		37	41	96	710				65
Dy	ppm		1	1	1		1	1	1	1				1
Eu	ppm		1	1	1		1	1	1	1				1
La	ppm		3	2	6		2	2	4	2				12
Li	ppm		11	1	16		9	13	13	2				8
Mo	ppm		4	4	4		4	4	4	4				4
Nd	ppm		25	25	25		25	25	25	25				25
Ni	ppm		18	5	84		816	4	31	19				15
Pb	ppm		12	12	12		12	12	22	12				21
Pd	ppb				7					9				
Pr	ppm		2	2	2		2	2	2	2				2
Pt	ppb				6					6				
Rh	ppb				6					6				
S	ppm													
Sb	ppm	4	4	1	10	8	30	10	65	13	2	4	4	4
Sc	ppm		44	1	29		24	13	21	52				15
Se	ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Sm	ppm		2	2	2		2	2	2	2				2
Tm	ppm	2	2	2	2	2	2	2	4	2	3	2	2	3
U	ppm	9	2	2	30	19	2	2	43	4	2	4	17	8
V	ppm		249	8	183		108	28	129	416				74
W	ppm	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1
Zn	ppm		80	6	117		51	64	66	637				73

Analyses lithogéochimiques de Carrier (1990) de la région du lac Hubert (suite).

Année	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	
N° Baroq	26559	26560	26561	26562	26563	26564	26565	26566	26567	26568	26569	26570	26571	
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Estant	437165	437121	437115	437067	437070	437063	437058	437092	437078	437058	437051	447732	447751	
Nordant	68149696815063	6815040	6815041	6815061	6814994	6814977	6814973	6814958	6814959	6814930	6818101	6818091		
Ag	ppm													
As	ppm	5	11	2	11	5	2	9	1	1	2	3	9	28
Au	ppb	< 5	< 5	6	20	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	6	170
Ba	ppm				186							5	411	389
Be	ppm				1							1	1	1
Br	ppm	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1
Cd	ppm				2							2	2	2
Ce	ppm				15							3	23	15
Co	ppm				18							87	40	33
Cs	ppm	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	7	5
Cu	ppm				66							15	60	100
Dy	ppm				1							1	1	1
Eu	ppm				1							1	1	1
La	ppm				5							2	9	11
Li	ppm				8							1	1	1
Mo	ppm				4							4	4	4
Nd	ppm				25							25	25	33
Ni	ppm				54							1200	24	14
Pb	ppm				22							12	15	17
Pd	ppb											18		
Pr	ppm				2							2	10	10
Pt	ppb											8		
Rh	ppb											6		
S	ppm													46
Sb	ppm	2	5	4	3	3	2	4	8	7	4	120	6	9
Sc	ppm				24							30	37	39
Se	ppm	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10
Sm	ppm				2							2	2	2
Tm	ppm	2	2	3	2	3	3	2	2	3	3	2	2	2
U	ppm	4	4	2	4	2	2	2	2	2	2	2	3	5
V	ppm				146							74	380	363
W	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	7	3	3
Zn	ppm				141							43	165	177

Analyses lithogéochimiques de Carrier (1990) de la région du lac Hubert (suite).

Année	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	89	
N° Baroq	26572	26573	26574	26576	26577	26578	26579	26624	26626	26627	26629	26630	
Zone UTM	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	
Estant	443292	443301	443302	443310	443311	443167	443133	437105	437110	437181	437141	437138	
Nordant	68184376818457	6818480	6818502	68185256818250	6818234	68149246814835	681487268149426814944						
Ag	ppm		15			5					10	55	
As	ppm	3	6	25	6	8	2	160	8	1	1	7	2
Au	ppb	6	44	11	11	< 5	< 5	16	13	< 5	< 5	33	64
Ba	ppm	600	555	110	379	227	565	528		54		12	26
Be	ppm	1	1	1	1	1	1	1		1		1	1
Br	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Cd	ppm	20	30	70	60	60	20	20		20		50	40
Ce	ppm	26	40	25	30	10	60	46		10		5	3
Co	ppm	38	14	55	30	14	23	29		36		638	219
Cs	ppm	1	2	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1
Cu	ppm	232	3100	296	515	373	63	74		130		3500	29100
Dy	ppm	1	1	1	1	1	1	1		1		1	1
Eu	ppm	1	1	1	1	1	1	1		1		1	1
La	ppm	14	27	12	14	7	31	23		3		2	2
Li	ppm	4	10	23	29	1	27	32		3		1	1
Mo	ppm	4	4	4	4	4	4	4		4		4	4
Nd	ppm	25	50	25	25	25	25	25		25		25	25
Ni	ppm	147	67	477	193	95	6	9		51		409	107
Pb	ppm	40	22	18	90	22	12	19		12		5	5
Pd	ppb			7					32			15	45
Pr	ppm	10	10	2	2	10	2	2		2		10	10
Pt	ppb			6					15			6	9
Rh	ppb			6					7			6	6
S	ppm												
Sb	ppm	31	13	28	17	9	9	31	8	8	4	14	43
Sc	ppm	29	19	28	26	17	45	40		48		21	39
Se	ppm	10	10	20	10	10	10	10	10	10	10	180	30
Sm	ppm	2	2	2	2	2	2	2		2		2	2
Tm	ppm	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	4	3
U	ppm	24	26	28	29	12	26	21	2	2	2	2	2
V	ppm	266	117	255	228	137	342	369		320		64	239
W	ppm	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1
Zn	ppm	725	343	1600	1400	1500	101	123		58		123	588



Gouvernement du Québec
Ministère des Ressources naturelles
Secteur des mines