@ M o h a m e d _ N a h l i



Métallogénie

STU S5



Cahiers de Biologie
+ Lexique
Accessoires de Biologie



Visiter Biologie Maroc pour étudier et passer des QUIZ et QCM enligne et Télécharger TD, TP et Examens résolus.



• CV • Lettres de motivation • Demandes...

- Offres d'emploi
- Offres de stage & PFE

ET 88-04

Métallogénie des indices de Cu-Ni et de Zn-Cu-Pb dans la région du lac Frederickson, Fosse du Labrador



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



Métallogénie des indices de Cu-Ni et de Zn-Cu-Pb dans la région du lac Frederickson (Fosse du Labrador)

James Gebert

ET 88-04





Métallogénie des indices de Cu-Ni et de Zn-Cu-Pb dans la région du lac Frederickson (Fosse du Labrador)

James Gebert

ET 88-04

DIRECTION GÉNÉRALE DE L'EXPLORATION GÉOLOGIQUE ET MINÉRALE Sous-ministre adjoint: R.Y. Lamarche

DIRECTION DE LA RECHERCHE GÉOLOGIQUE Directeur: J.-L. Caty

SERVICE GÉOLOGIQUE DE QUÉBEC Chef: J. Cimon

Manuscrit soumis le: 87-09-01 Accepté pour publication le: 90-03-16

Lecteur critique M. Bélanger

Édition M. Van de Walle

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

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

RÉSUMÉ

La région du lac Frederickson est située à 50 km au nord-est de Schefferville au sein de la partie centrale de la Fosse du Labrador, dans la province de Churchill. À l'intérieur de la région étudiée, les argilites noires de la Formation de Menihek ont été recoupées par de volumineux dykes de gabbro et de filons-couches de gabbro gloméroporphyrique du Groupe de Montagnais. Des gabbros gloméroporphyriques se trouvent aux niveaux supérieurs de la Formation de Menihek et à la base du Groupe de Doublet/Hellancourt. Ils constituent un horizon stratigraphique marquant le début d'un volcanisme basaltique intense dans la Fosse du Labrador. Des sulfures de Cu-Ni se trouvent dans les gabbros gloméroporphyriques, alors que des lentilles de sulfures de Zn-Cu-Pb stratiformes et des lits de formation de fer au faciès sulfuré latéralement étendus sont présents dans les roches sédimentaires adjacentes de la Formation de Menihek. Ces trois types de minéralisations se retrouvent en étroite association, un fait attribué auparavant à leur formation à partir de magmas gabbroïques gloméroporphyriques.

Les roches intrusives du Groupe de Montagnais et leurs roches extrusives équivalentes sont géochimiquement similaires à des basaltes de fonds océaniques modernes, même si des profils de terres rares plats indiquent qu'ils n'ont pas d'équivalents précis. Les bordures de trempe des gabbros ordinaire et gloméroporphyrique sont chimiquement similaires, même si le magma de ces zones de trempe ne peut produire les phénocristaux de plagioclase calcique observés dans les gabbros gloméroporphyriques. Cette observation, jumelée aux textures des glomérophénocristaux de plagioclase, suggère que les phénocristaux de plagioclase calcique ont été produits dans des chambres magmatiques en profondeur et subséquemment concentrés dans des filons-couches hypabyssaux. La rétention de magmas gabbroïques en profondeur avant le début d'une extension crustale rapide pourrait avoir produit les gabbros gloméroporphyriques sans requérir une assimilation crustale d'envergure.

Un fractionnement important du plagioclase en profondeur empêcherait l'immiscibilité d'un liquide sulfureux dans un magma gloméroporphyrique et favoriserait des concentrations accrues de Cu et S dans le liquide. L'incorporation de xénolites de la formation de fer au faciès sulfuré et la conversion métamorphique subséquente de la pyrite en pyrrhotine auraient libéré le soufre dans le magma. Ces excès de soufre pourraient avoir provoqué l'immiscibilité d'un liquide sulfureux, ce qui expliquerait la localisation de ces indices dans des régions où des roches sédimentaires riches en sulfures sont communes. De faibles rapports magma/soufre, des teneurs et tonnages en métaux peu élevés, de basses concentrations en éléments du groupe du platine (EGP) et des valeurs isotopiques du soufre positives suggèrent tous que l'immiscibilité du liquide sulfureux s'est produite dans les filons-couches hypabyssaux en réponse à l'incorporation de soufre sédimentaire de la Formation de Menihek. Cependant la minéralisation dans les gabbros gloméroporphyriques montre des basses valeurs pour les rapports S/Se, ce qui suggère que seule une faible quantité de soufre a été incorporée. À ce point de vue, les indices de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques de la Fosse du Labrador sont similaires aux gisements de Duluth et de Noril'sk que d'autres études ont démontré avoir été formés par l'assimilation de soufre crustal.

Les indices de Zn-Cu-Pb dans les roches sédimentaires sont interprétés comme représentant des minéralisations syngénétiques exhalatives formées par la circulation de solutions hydrothermales dans la Formation de Menihek avant l'intrusion des gabbros. De telles minéralisations pourraient être reliées à des failles intraformationnelles syngénétiques et avoir été formées en réponse à des flux thermiques accrus dans la Fosse du Labrador, avant l'intrusion hypabyssale du Groupe de Montagnais.

La reconnaissance de l'origine sédimentaire des indices de Zn-Cu-Pb plutôt que magmatique et reliée aux gabbros est encourageante, puisque de telles minéralisations sont reconnus être plus importantes et de teneurs plus élevées. Les tailles modestes et les basses teneurs des indices de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques les rendent moins intéressants comme cibles d'exploration. Si ceux-ci résultent de l'assimilation tardive de sédiments sulfurés, leur potentiel comme hôtes de minéralisations en éléments du groupe du platine est par conséquent réduit.

Table des matières

Page

i v

Généralités et objectifs 1 Localisation et voies d'accès 3 Géographie physique 4 Travaux antérieurs 4 Géolgie générale de la Fosse du Labrador 4 Études métallogéniques de la région du lac Frederickson 4 Méthode de recherche 5 Remerciements 5 Généralités 7 Structure 7 Structure 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Wilbob 15 Formation de Wilbob 15 Forupa	INTRODUCTION	1
Localisation et voies d'accès 3 Géographie physique 4 Travaux antérieurs 4 Géologie générale de la Fosse du Labrador 4 Études métallogéniques de la région du lac Frederickson 4 Méthode de recherche 5 Remerciements 5 GÉOLOGIE GÉNÉRALE 7 Généralités 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Wilbob 15 Foro	Généralités et objectifs	1
Géographie physique 4 Travaux antérieurs 4 Géologie générale de la Fosse du Labrador 4 Études métallogéniques de la région du lac Frederickson 4 Méthode de recherche 5 Remerciements 5 Généralités 7 Structure 7 Structure 7 Structure 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Requertaites 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Quartzites 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Formation de Murdoch 15 Formation de Wullbob 15 Rocutes INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Distribution à l'échelle régionale 17<	Localisation et voies d'accès	2
Travaux antérieurs 4 Géologie générale de la Fosse du Labrador 4 Études métallogéniques de la région du lac Frederickson 4 Méthode de recherche 5 Remerciements 5 GéOLOGIE GÉNÉRALE 7 Généralités 7 Structure 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Wilbob 15 Formation de Wilbob 15 Formation de Wilbob 15 Formation de Wilbob 15 Forupe de Montagnais: gabbro de Wakuach	Géographie physique	4
Géologie générale de la Fosse du Labrador 4 Études métallogéniques de la région du lac Frederickson 4 Méthode de recherche 5 Remerciements 5 GÉOLOGIE GÉNÉRALE 7 Généralités 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Wilbob 15 Forupe de Montagnais: gabbro de Wakuach	Travaux antérieurs	4
Études métallogéniques de la région du lac Frederickson 4 Méthode de recherche 5 Remerciements 5 GÉOLOGIE GÉNÉRALE 7 Généralités 7 Structure 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Observations sur le terrain 17	Géologie générale de la Fosse du Labrador	4
Interining intering process of an eigenetic frequencies of a region of	Études métallogéniques de la région du las Frederickson	т 4
Remerciements 5 GÉOLOGIE GÉNÉRALE 7 Généralités 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Paciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 RochHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations wue terrain	Méthode de recherche	т 5
GÉOLOGIE GÉNÉRALE 7 Généralités 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Coujées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Observations sur le terrain 17	Remerciements	5
Généralités 7 Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Coujées de grès et de siltstone 13 Quartzites 14 Coujées de basalte 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	GÉOLOGIE GÉNÉRALE	7
Structure 7 Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Observations sur le terrain 17		7
Stratigraphie générale 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Observations au le terrain 17	Structure	7
Stratigraphic generate 9 LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Observations au le terrain 17		/
LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE 11 Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Quartzites 13 Quartzites 14 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17		9
Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek 11 Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	LITHOLOGIE STRATIGRAPHIQUE RÉGIONALE	11
Distribution à l'échelle régionale 11 Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek	11
Distribution à l'échelle locale et lithologies 11 Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Distribution à l'échelle régionale	11
Argilites noires 11 Faciès de formation de fer 13 Shale noir 13 Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Distribution à l'échelle locale et lithologies	11
Faciès de formation de fer13Shale noir13Rythmites de grès et de siltstone13Quartzites13Quartzites13Conglomérats et brèches14Coulées de basalte14Coulées de basalte14Tuf de composition intermédiaire14Interprétation14Groupe de Doublet15Formation de Murdoch15Formation de Thompson Lake15Formation de Willbob15ROCHES INTRUSIVES17Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach17Distribution à l'échelle régionale17Observations sur le terrain17	Argilites noires	11
Shale noir13Rythmites de grès et de siltstone13Quartzites13Conglomérats et brèches14Coulées de basalte14Tuf de composition intermédiaire14Tuf de composition intermédiaire14Interprétation14Groupe de Doublet15Formation de Murdoch15Formation de Thompson Lake15Formation de Willbob15ROCHES INTRUSIVES17Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach17Distribution à l'échelle régionale17Observations sur le terrain17	Faciès de formation de fer	13
Rythmites de grès et de siltstone 13 Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Shale noir	13
Quartzites 13 Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Rythmites de grès et de siltstone	13
Conglomérats et brèches 14 Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Quartzites	13
Coulées de basalte 14 Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Conglomérats et brèches	14
Tuf de composition intermédiaire 14 Interprétation 14 Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Coulées de basalte	14
Interprétation14Groupe de Doublet15Formation de Murdoch15Formation de Thompson Lake15Formation de Willbob15ROCHES INTRUSIVES17Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach17Distribution à l'échelle régionale17Observations sur le terrain17	Tuf de composition intermédiaire	14
Groupe de Doublet 15 Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Interprétation	14
Formation de Murdoch 15 Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Groupe de Doublet	15
Formation de Thompson Lake 15 Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Formation de Murdoch	15
Formation de Willbob 15 ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Formation de Thompson Lake	15
ROCHES INTRUSIVES 17 Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach 17 Distribution à l'échelle régionale 17 Observations sur le terrain 17	Formation de Willbob	15
Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach	ROCHES INTRUSIVES	17
Distribution à l'échelle régionale	Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach	17
Observations sur le terrain	Distribution à l'échelle régionale	17
	Observations sur le terrain	17

Filons-couches de gabbro ordinaire	17
Filons-couches de gabbro gloméroporphyrique	18
Gabbro gloméroporphyrique rubané	18
Gabbro anorthositique	19
Relations d'âge	19
Pétrographie	20
Méthode d'échantillonnage	20
Filons-couches de gabbro ordinaire	20
Zone porphyrique à la base du filon-couche	20
Gabbro ordinaire subophitique au centre du filon-couche	20
Zone pegmatitique au sommet du filon-couche	20
Filons-couches de gabbro gloméroporphyrique	20
Textures des glomérophénocristaux	20
Contenu en An des zones centrales des plagioclases	21
Géochimie	21
Filons-couches de gabbro ordinaire	23
Formation de Murdoch	23
Filons-couches de gabbro gloméroporphyrique	24
Analyses des terres rares	25
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	29
Sommaire des travaux d'exploration	29
Description des indices minéralisés	29
Lac Frederickson Sud (Cu-Ni)	29
Lac Frederickson Nord (Zn-Cu-Pb)	29
Lac Faute	31
Lac Jimmick	31
Lac Connolly	31
Gossan #1	31
Lac Gossan	31
Lac Walsh	31
Métaux précieux	31
Pétrographie et minéralogie des horizons minéralisés	32
Minéralisations de Cu-Ni	32
Minéralisations de Zn-Cu-Pb	32
Roches sédimentaires riches en PO-PY	32
Géochimie des horizons minéralisés	33
Rapports Zn-Cu-Pb dans la minéralisation d'origine sédimentaire	33
Rapports Ni/Cu dans la minéralisation au sein du gabbro	33
Rapports magma/sulfures	33
Rapports soufre/sélénium	34
Isotopes du soufre	34
Généralités	34
Résultats	35
Interprétation	35
-	

Isotopes du plomb	36
Généralités	36
Résultats et discussion	37
Géothermométrie de la sphalérite (d'après Fournier, 1983)	37
Généralités	37
Discussion	38
Interprétation	38
Interprétation métallogénique	38
Minéralisations de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques	38
Minéralisations de Zn-Cu-Pb dans les roches sédimentaires	38
Mineralibutions de En Cu i s' duns les roches seamlendires,	50
DISCUSSION	41
Genèse des gabbros gloméronorphyriques	41
Minéralisations de Cu-Ni dans les gabbros gloméronornbyriques	 ∕10
Minéralisations de 7n-Cu-Ph dans les roches sédimentaires	42
Comparaison des times de minéralisation	44 45
	45
SOMMAIRE ET RECOMMANDATIONS	47
Commaine	47
	4/
Recommandations	47
RÉFÉRENCES	49
ANNEXE A: Analyses chimiques	57
ANNEXE B: Analyses des métaux précieux	63
ANNEXE C: Coordonnées UTM pour certains échantillons	<i></i>
analyses a l'annexe A	65

HORS-TEXTE

Carte n° 2096 – Métallogénie des indices de Cu-Ni et de Zn-Cu-Pb dans la région du lac Frederickson

- Carte géologique (1:20 000)
- Plans et coupes des principaux indices
- Localisation des échantillons pris en dehors de la région étudiée

Introduction

Généralités et objectifs

La Fosse du Labrador (figure 1), bien que d'abord exploitée pour sa richesse en minerais de fer, présente aussi des gîtes à teneur significative en sulfures de Cu-Ni-Zn-Pb. Depuis le début des années 1940, de nombreux indices minéralisés ont fait l'objet de travaux d'exploration. Il existe donc beaucoup de données sur chacun des indices (figure 2, tableau 1). Récemment, le ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec (MER) a décidé d'étudier à nouveau ces indices minéralisés pour en venir, à long terme, au développement d'un modèle métallogénique expliquant comment se sont formés les sulfures de la Fosse du Labrador. Un premier projet d'envergure régionale dirigé par Fournier (1983) a permis de diviser les indices minéralisés en six types (tableau 2). La présente étude a pour but de compléter le travail de Fournier en approfondissant les connaissances sur deux des six types d'indices qui affleurent dans la région du lac Frederickson, à savoir les sédiments minéralisés en Zn-Cu-Pb et les gabbros minéralisés en Cu-Ni. Bien que cette étude soit complète en elle-même et ne vise pas une explication de la métallogénie régionale, les résultats obtenus pourraient quand même être intégrés à l'histoire métallogénique de la Fosse.



FIGURE 1 - Localisation de la Fosse du Labrador et ses subdivísions géographiques (d'après Dimroth, 1978).



FIGURE 2 – Gisements (indices minéralisés) de sulfures de la Fosse du Labrador, au Québec. Les numéros se rapportent aux indices minéralisés présentés au tableau 1. La région étudiée du lac Frederickson porte le numéro 14. (Adapté de la carte 2001 du MER).

Les roches de la région du lac Frederickson sont un assemblage de roches sédimentaires clastiques à grains fins (principalement des shales noirs, des argilites et des siltstones) recoupées par de nombreux filonscouches de gabbro. Les faciès sédimentaires sont minéralisés en Zn-Cu-Pb et les gîtes y sont de type stratiforme. Quant aux filons-couches de gabbro gloméroporphyrique, ils sont minéralisés en Cu-Ni. Certains faciès sédimentaires contiennent également de grandes étendues minéralisées en sulfures de fer (pyrrhotine et pyrite). Ces minéralisations sont considérées comme non économiques. Aux échelles régionale et locale, il semble y avoir une relation spatiale entre les gabbros gloméroporphyriques et les roches sédimentaires minéralisées en Zn-Cu-Pb. Cette supposée relation spatiale a permis d'émettre l'hypothèse que tous les sulfures de la région sont génétiquement reliés aux filons-couches de gabbro gloméroporphyrique. Le but principal de cette étude est donc de déterminer le rôle joué par les gabbros gloméroporphyriques dans la métallogénie de cette région en essayant de préciser tout particulièrement l'origine des deux types d'indices

N°	Gisement	Туре	Cu(%)	Ni(%)	Zn(%)	Tonnage
1	Hopes Advance-1	Cu-Ni gab	0,59	0,22		2 000 999
2	Soucy C	Cu-Ni gab	0,72	0,22		129 700
2	Soucy A	Zn-Cu sed	1,49		1,80	5 444 000
3	St Pierre	Zn-Cu sed	1,34		1,87	
4	Prudhomme-1	Zn-Cu sed	2,04		2,66	4 303 700
5	Partington	Po-Py sed				
6	Erickson-1	Cu-Ni gab	1,12	0,32		519 700
7	Connolly	Cu-Ni gab				
8	Koke	Zn-Cu sed	0.70		6,86	1 060 400
9	Lac Aulneau	Cu-Ni per	2,02	0,45		1 088 000
10	Lac Chance	Cu-Ni per	0,66	0,89		649 400
11	Lac Bleu	Cu-Ni per	0,85	0,50		506 400
12	Lac Retty	Cu-Ni per	1,50	0,67		1 360 500
13	Lac Walsh	Cu-Ni gab				
14	Frederickson sud	Cu-Ni gab				
	Frederickson nord	Zn-Cu sed	0,77		4,38	279 400
15	Lac Jimmick	Zn-Cu sed	0,26		5,20	108 800

TABLEAU 1 – Gisements de sulfures choisis de la Fosse du Labrador. (Données disponibles; les numéros se rapportent à la figure 2)

per: dans les péridotites

gab: dans des gabbros gloméroporphyriques

sed: dans des roches sédimentaires

Sources: Avramtchev et LeBel-Drolet (1979): Lavergne (1985)

TABLEAU 2 – Types	des	gisements	sulfurés	de	la	Fosse du	Labrador	(d'après	Fournier,	1983)
-------------------	-----	-----------	----------	----	----	----------	----------	----------	-----------	-------

Туре								
1	Minéralisations de Cu-Ni dans les péridotites							
2	Minéralisations de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques							
3	Amas minéralisés de Cu-Zn dans les roches sédimentaires							
4	Minéralisations de py et po dans les ardoises noires							
5	Minéralisations de Cu dans des veines de quartz-carbonates tardi- à post-tectonique.							
6	Sulfures dans les basaltes coussinés							

de la région, à savoir les sédiments minéralisés en Zn-Cu-Pb et les gabbros minéralisés en Cu-Ni. Comme il a été précédemment spécifié, les filons-couches de gabbro sont nombreux dans la région du lac Frederickson et empêchent de bien établir la stratigraphie. En outre, les roches sédimentaires et les gîtes stratiformes qui leur sont associés affleurent peu. Ainsi, des caractéristiques telles que la géométrie originale du gîte, la zonation des métaux, la dispersion primaire et les patrons d'altération sont difficiles à déterminer pour les roches sédimentaires minéralisées. Ces problèmes étant connus, l'accent a été mis sur l'étude du plutonisme mafique à l'échelle régionale. Cette étude du plutonisme vise à déterminer si ce phénomène a pu jouer un rôle dans la minéralisation que l'on observe dans les roches sédimentaires. Bien que l'étude du plutonisme soit une méthode considérée moins efficace que la géochimie des sédiments et celle des zones minéralisées, elle représente le meilleur moyen de reconstituer la métallogénie de la région.

Localisation et voies d'accès

La région du lac Frederickson se situe à 50 km au nord-est de la ville de Schefferville et est couverte par le feuillet SNRC 23 O/1 (Lac Willbob) et la carte aéromagnétique G199G. Elle couvre une superficie de 80 km² entre les latitudes 54°48' et 55°07' et les longitudes 66°07' et 66°17'. La région étudiée est traversée par un sentier de portage autrefois fréquenté par les Indiens. Ce sentier relie Schefferville et la baie d'Ungava par la rivière George. Cependant, il est difficile d'atteindre la région du lac Frederickson en canot parce que le principal réseau de drainage est orienté NW-SE. Comme tous les indices intéressants sont en deçà de 1,5 km des lacs majeurs, il est plus facile d'y accéder par hydravion. Également, la meilleure façon de visiter tous les indices est de faire plusieurs camps volants, puisque les ruisseaux qui relient les lacs majeurs de la région sont rocailleux et peu profonds. Au moment où ce rapport a été écrit, la ville de Schefferville offrait les services utiles à un projet sur le terrain (location d'hydravions, approvisionnement en nourriture et en équipement). Cependant, la fermeture possible de la ville rendrait l'exploration minière plus difficile.

Géographie physique

La géographie physique de la région du lac Frederickson est directement reliée aux roches du socle. Dans la région cartographiée, on observe une série de crêtes et de vallées parallèles entre elles et orientées vers le nord-ouest suivant l'orientation générale de la Fosse. Les filons-couches de gabbro plus résistants à l'érosion forment les crêtes alors que les roches sédimentaires occupent le fond des vallées (figure 3). Les affleurements de gabbro sont nombreux au sommet des crêtes tandis que des dépôts glaciaires recouvrent les flancs et tapissent le fond des vallées. Le fait que la géographie physique corresponde aux roches du socle aide à l'interprétation des zones peu pourvues d'affleurements.



FIGURE 3 – Photo aérienne oblique vers le nord-ouest le long de la faille du lac Walsh (le tracé de la faille est marqué par le lac à droite). La crête proéminente se compose de gabbro ordinaire alors que la vallée à gauche se compose de roches sédimentaires de la Formation de Menihek. À noter le tracé rectiligne de la crête de gabbro; les bonnes conditions d'affleurement sont limitées au sommet de telles crêtes.

Travaux antérieurs

GÉOLOGIE GÉNÉRALE DE LA FOSSE DU LABRADOR

La première expédition géologique dans la Fosse du Labrador a été menée par A. P. Low, de la Commission géologique du Canada, dans les années 1890. Une formation de fer avait été observée à cette époque. Cependant les premières découvertes d'intérêt économique n'ont été faites qu'en 1929. La cartographie de la Fosse à l'échelle régionale a débuté avec l'exploration minière qui s'est amorcée au début des années 1940. En général, les données recueillies sur la région de la Fosse proviennent de cinq sources: rapports d'évaluation rédigés par des géologues de compagnies privées; thèses de doctorat ou de maîtrise; rapports géologiques produits par trois organismes gouvernementaux (Commission géologique du Canada, ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec [autrefois ministère des Mines] et ministère des Mines et de l'Énergie de Terre-Neuve). Comme les références sur cette région sont trop nombreuses pour en faire une liste dans le présent rapport, seuls les auteurs des études régionales les plus importantes seront cités. Ce sont: Donaldson (1966), Baragar (1960 et 1967), Frarey (1967), Dimroth et Dressler (1978), Harrison et al., (1972), Wardle et Bailey (1981) et LeGallais et Lavoie (1982).

ÉTUDES MÉTALLOGÉNIQUES DE LA RÉGION DU LAC FREDERICKSON

Depuis la découverte des gabbros minéralisés en Cu-Ni, on explique la formation de ceux-ci par la ségrégation syngénétique d'un liquide sulfuré immiscible provenant d'un magma gabbroïque (Baragar, 1967; Fournier, 1983). Par ailleurs, les indices de Zn-Cu-Pb observés dans les faciès sédimentaires ou le long du contact gabbro-roches sédimentaires ont été expliqués par divers mécanismes métallogéniques. Dans les premiers rapports rédigés par des géologues de la compagnie Hollinger North Shore Exploration, les sulfures sont principalement localisés au contact gabbro-roches sédimentaires. Ainsi, les premiers à interpréter ces sulfures ont cru qu'ils étaient le résultat du remplacement des faciès sédimentaires par des fluides expulsés lors de l'intrusion des filons-couches de gabbro (Griffis, 1943, 1945). Par la suite, les études auraient établi un lien direct entre les gabbros gloméroporphyriques et la minéralisation en Zn-Cu-Pb, ce qui implique que ces sulfures seraient le produit d'un remplacement contrôlé structuralement (Kirkland, 1950; Auger, 1950). Kavanagh (1953) a proposé que les sulfures de fer des faciès sédimentaires soient considérés comme d'origine syngénétique parce qu'ils sont abondants et que l'étendue de tous les lits minéralisés est considérable. Cependant, il a attribué les indices minéralisés en Zn-Cu-Pb d'intérêt économique à des solutions hydrothermales provenant d'un magma gabbroïque. Hogg (1957) a approuvé les idées de Kavanagh, mais il a ajouté la condition suivante: les sulfures provenant d'un magma gabbroïque en voie de refroidissement peuvent être remobilisés le long du contact gabbroroches sédimentaires selon un contrôle structural. Frarey (1967) a noté que les sulfures de fer des faciès sédimentaires s'observaient plus fréquemment dans les secteurs où les filons-couches de gabbro étaient plus nombreux. En s'appuyant sur cette observation, Frarey a associé tous les sulfures de la région à l'intrusion des roches ignées basiques. Baragar (1967) a spécifié que la relation proposée entre les filons-couches mafiques et les sulfures de fer dans les roches sédimentaires n'impliquait pas nécessairement un lien génétique. Il a proposé que les sulfures de fer aient pu être produits par un volcanisme sous-marin avant l'intrusion des filons-couches de gabbro.

L'étude la plus systématique des gîtes de cette région a été dirigée par Fournier (1983). Il a conclu qu'il y avait un lien entre les gabbros gloméroporphyriques pauvres en phénocristaux et la minéralisation en Zn-Cu-Pb au contact gabbro-roches sédimentaires. Fournier émet l'avis que la cristallisation fractionnée dans les chambres de magma gabbroïque de la croûte pourrait former des liquides immiscibles minéralisés autant en Ni-Cu qu'en Zn-Cu-Pb. L'extraction de ces liquides vers des chambres magmatiques situées plus haut dans la croûte permettrait à deux types de liquide de s'échapper vers le haut, pour finalement y former des gîtes de Cu-Ni et de Zn-Cu-Pb. Fournier a également émis l'hypothèse que les magmas de gabbro gloméroporphyrique pauvres en phénocristaux pourraient transporter plus de liquides riches en sulfures parce que leur charge en phénocristaux est moindre. Il a ajouté que ces liquides tendraient à être piégés structuralement à des endroits tels que les contacts gabbroroches sédimentaires.

Méthode de recherche

La région du lac Frederickson a été cartographiée au cours des 60 jours de l'été 1985 par l'auteur assisté d'un étudiant en géologie. Au début de l'été suivant, l'auteur est retourné sur le terrain pour une durée de dix jours afin de recueillir quelques données supplémentaires. La cartographie sur le terrain a d'abord été faite à l'échelle de 1:5 000 pour ensuite être réduite à 1:20 000 pour les besoins de la publication. Cinq indices minéralisés ont été cartographiés en détail et à diverses échelles. Un échantillonnage serré a été fait perpendiculairement à l'orientation des strates. Un échantillonnage moins serré des différentes unités de roches ignées et volcaniques a également été effectué pour reconstituer l'évolution magmatique de cette partie de la Fosse du Labrador. Les analyses ont été effectuées par le CRM (éléments majeurs par AA(1); éléments mineurs et en traces par SEAP(2) et SRX(3)).

3. Spectre au rayon X

Dix échantillons, dont quatre de concentrés de minéraux, ont été analysés pour les terres rares par activation neutronique. En plus des analyses chimiques, la pétrographie de lames minces pour chaque type de roches prédominantes a été effectuée. Les compositions minérales ont été déterminées optiquement et ont été vérifiées par microsonde électronique dans le cas du plagioclase.

Les indices minéralisés ont été examinés en surface et échantillonnés pour analyse géochimique. Des carottes de forage pour ces indices n'étaient pas disponibles, bien que des journaux et résumés de forage aient été utilisés pour leur interprétation. Finalement, une analyse des isotopes du plomb et du soufre a été faite sur des pyrrhotines provenant d'échantillons sélectionnés de gabbros et de roches sédimentaires minéralisés afin de préciser: si les filons-couches ont assimilé des roches sédimentaires encaissantes lors de leur intrusion et si la minéralisation dans les roches sédimentaires est d'origine magmatique.

Une bonne partie de la présente étude nécessite la comparaison d'indices de la région du lac Frederickson avec d'autres indices de la Fosse du Labrador en raison du manque d'affleurements sur le terrain étudié. À cette fin, l'auteur a passé l'été 1986 à étudier des indices minéralisés de la partie nord de la Fosse.

Remerciements

Les frais de cette étude ont été couverts par un contrat du ministère de l'Énergie et de Ressources. Je tiens à mentionner l'aide et les conseils fournis par Marc Bélanger et Tom Clark, du ministère de l'Énergie et des Ressources. La préparation et la revue de ce rapport ont été grandement aidés par Tim Barrett et Joe Fox. Des fonds additionnels pour les analyses de terres rares ont été fournis par Joe Fox. Je voudrais aussi remercier Tom Avison de m'avoir fourni les journaux de forage de l'indice minéralisé du lac Frederickson. Ce manuscrit a profité de commentaires et critiques de la part de Don Francis, Clément Gariépy, Wallace MacLean et Bob Wares. Les assistants de terrain étaient Yvan Langlois et Claude Couture. Des remerciements spéciaux sont dus à Christine Payette pour la traduction de ce rapport en français.

^{1.} Absorption atomique

^{2.} Spectrométrie d'émission atomique au plasma

Géologie générale

Généralités

La Fosse du Labrador représente ce qu'il reste de l'érosion d'une ceinture volcano-sédimentaire d'âge aphébien autrefois considérée comme un bassin géosynclinal. Elle est orientée NNW-SSE et s'étend du nord de la baie d'Ungava jusqu'au front du Grenville (à la hauteur du lac Sawbill) sur 960 km. La largeur maximale de la Fosse est de 130 km entre le complexe métamorphique d'Ashuanipi faisant partie du craton du Supérieur, à l'ouest, et le complexe métamorphique de l'arrière-pays, à l'est, situé dans la province de Churchill. La Fosse fait partie de la province de Churchill et sa limite ouest est caractérisée par un linéament très bien marqué. Ce linéament a été produit par le chevauchement vers l'ouest de la couverture sédimentaire de la Fosse sur le craton du Supérieur. Les caractéristiques de la limite est de la Fosse ne sont pas encore bien connues, la déformation et le métamorphisme augmentant d'ouest en est. Géographiquement, la Fosse se divise en trois parties (figure 1): la partie nord, comprenant tout ce qui est au nord du 57e parallèle, la partie centrale, entre le 57e parallèle et le front du Grenville, et la partie sud, englobant tout ce qui se situe au sud du front du Grenville (Dimroth et al., 1970). Finalement, l'âge de la Fosse se situe entre 2 150 Ma (selon une datation au K-Ar du craton du Supérieur) et 1 750 Ma, l'âge de l'orogenèse hudsonienne (Fryer, 1972).

Structure

La Fosse du Labrador fut déformée d'est en ouest lors de l'orogenèse hudsonienne. Trois périodes distinctes de plissement ont eu lieu dans la partie septentrionale de la Fosse (Goulet et al., 1987), alors que les patrons d'affleurement régionaux n'en montrent que deux dans la partie centrale. La Fosse peut être divisée en plusieurs régions tectoniques où les divers styles structuraux ont été principalement contrôlés par la compétence des lithologies du socle (Frarey, 1967). Dans la partie ouest de la Fosse, les intrusions ignées compétentes sont absentes et les roches sont fortement plissées, déversées vers le sud-ouest et recoupées de nappes de charriage imbriquées. Vers l'est, la compétence lithologique est accrue d'épais filons gabbroïques. Les roches sont par conséquent plissées en de larges structures droites ouvertes (ou légèrement inclinées vers le NE) à plongement vers le SW (Frarey, 1967). Les failles intraformationnelles syngénétiques qui contrôlaient activement la sédimentation lors de l'ouverture du bassin ont dû être réactivées en failles de chevauchement lors de la déformation (Dimroth, 1972).

L'augmentation de la déformation vers l'est se double d'une augmentation du degré de métamorphisme. Les roches de la partie ouest de la Fosse se situent au faciès des schistes verts alors que celles du Groupe de Laporte, dans la partie est de la Fosse, atteignent l'isograde à almandin du faciès amphibolite.

La faille du lac Walsh délimite à l'est la région présentement étudiée du lac Frederickson et met en contact de chevauchement les strates du Groupe de Doublet sur celles du Groupe de Knob Lake (figure 3). La faille est marquée par un fort linéament NW-SE et affleure à 15 km au nord de la région étudiée (Griffis, 1945). Dimroth (1972) a interprété cette faille comme une des failles intraformationnelles syngénétiques, réactivée plus tard dans son histoire et transformée en une faille de chevauchement lors de la déformation. Des linéaments incurvés de chaque côté de la faille suggèrent un mouvement de décrochement dextre tardif.

La région cartographiée se compose d'un assemblage de gabbros-roches sédimentaires de direction NW et incliné de 45° à 90° vers le NW. Cet assemblage est tronqué par la faille de Lac Walsh. Au sud du lac Jimmick, la séquence de gabbros-roches sédimentaires est fortement plissée en un anticlinal synforme, le flanc, ouest étant déversé (figure 4). Les sommets ont été déterminés à partir de critères de différentiation des filons-couches de gabbro. L'utilisation de cette technique dans le secteur du lac Jimmick démontre que le pli du lac Jimmick peut être classé comme un anticlinal synforme plutôt que comme un simple synclinal. Une structure synclinale similaire est visible sur les photographies aériennes du secteur immédiatement à l'ouest du synclinal antiforme du lac Jimmick. L'absence d'une structure antiforme entre ces deux synformes suggère l'existence d'une faille de direction NW les séparant. De même, nous interprétons la présence d'une faille de direction NW entre l'anticlinal synforme du lac Jimmick et les strates à l'est des deux séquences de gabbrosroches sédimentaires; ces strates ont des directions similaires. Baragar (1967) a décrit la région du lac Frederickson comme un monoclinal dirigé vers le NW. Cependant, la reconnaissance de synformes faillées suggère que la région cartographiée se trouve sur les flancs de larges plis isoclinaux détachés par des failles. Sur la base de la cartographie régionale, la position des gabbros gloméroporphyriques est interprétée comme étant aux niveaux supérieurs de la Formation de Menihek. La présence de plusieurs horizons de gabbros



FIGURE 4 – Coupe schématique dans la partie sud de la région. A – Les strates de la région étudiée sont interprétées comme étant plissées en structures synclinales séparées par des failles de direction NE. B – Les interprétations antérieures montraient ces strates comme faisant partie d'un monoclinal dirigé vers le NE (Baragar, 1967; Fournier, 1983).

gloméroporphyriques dans la Formation de Menihek entre le lac Attikamagen et la faille du lac Walsh suggère une répétition des strates par des plis isoclinaux et des failles de direction NW. Une interprétation plus détaillée de la structure dans cette région est gênée par le manque d'affleurements de roches sédimentaires. Celles-ci, lorsqu'elles sont exposées, sont généralement à grains trop fins pour permettre une détermination précise des sommets. Une schistosité faible généralement parallèle au litage est parfois développée dans ces roches sédimentaires. Les zones de différentiation des filons-couches de gabbro ont été le critère majeur utilisé pour déterminer les sommets. L'absence de traits tectoniques dans les filons-couches de gabbro massif a aussi gêné l'interprétation structurale de cette région.

Contrastant avec les larges plis caractéristiques de la séquence gabbros-roches sédimentaires, les affleurements locaux de roches sédimentaires montrent des plis isoclinaux serrés à charnières de direction NW (figure 5). L'axe des plis des roches sédimentaires correspond à l'orientation à grande échelle des plis de la séquence gabbroïque-sédimentaire. La différence de longueur d'onde entre les divers styles de pli est probalement causée par des contrastes de compétence entre les filons-couches de gabbro épais et les minces unités sédimentaires (cf. Hobbs *et al.*, 1976)



FIGURE 5 – Photographie de plis dans des roches sédimentaires à l'indice de Lac Gossan. De tels plissements sont rarements observés dans la région étudiée.

Stratigraphie générale

Les roches de la partie centrale de la Fosse du Labrador font partie du Supergroupe de Kaniapiskau (Frarey et Duffell, 1964), lequel se divise en trois groupes (Knob Lake, Doublet et Laporte).

Le Groupe de Knob Lake (figure 6), auparavant considéré comme un miogéosynclinal (Harrison et al., 1972), n'est présent que dans la partie ouest de la Fosse et se subdivise en cinq sous-groupes. Le Sous-groupe de Seward, à l'intérieur de la Fosse, montre un faillage précoce et se compose principalement de roches sédimentaires clastiques fluviatiles et terrigènes déposées en eau peu profonde. On y observe également des roches volcaniques alcalines en quantités mineures. La sédimentation dans les sous-bassins locaux de la partie centrale-nord de la Fosse est représentée par les sousgroupes de Pistolet et Swampy Bay. Dans les roches du Sous-groupe d'Attikamagen s'observe une importante transgression. La première sédimentation (cycle I) s'est faite en milieu de marge continentale (roches carbonatées et shales déposés en eau peu profonde), suivie de séquences de turbidites typiques d'un environnement d'eau plus profonde. On observe une deuxième transgression dans le Sous-groupe de Ferriman (cycle II), reposant sur le Sous-groupe d'Attikamagen. Le processus de sédimentation passe encore d'un milieu de marge continentale à des turbidites d'eau plus profonde (Dimroth, 1972).

Le Groupe de Doublet (ou Doublet/Hellancourt), qui se limite à la moité est de la Fosse, se compose principalement de roches volcaniques mafiques et était auparavant considéré comme un eugéosynclinal. Les roches de ce groupe ont été déposées dans un milieu marin plus ouvert que celles du Groupe de Knob Lake déposées en milieu de marge continentale.

Le Groupe de Laporte (Harrison, 1952) affleure en bordure de la limite est de la Fosse du Labrador. Ce groupe, composé principalement de gneiss à amphiboles et de gneiss semi-pélitiques, est séparé du Groupe de Doublet par une faille de chevauchement.

Le Groupe de Montagnais, recoupant le Supergroupe de Kaniapiskau, est composé de roches intrusives gabbroïques (gabbro de Wakuach) et péridotitiques (métapéridotite de Retty). On retrouve les intrusions du Groupe de Montagnais dans les Groupes de Knob Lake et de Doublet et probablement aussi dans le Groupe de Laporte. Les filons-couches mafiques ne sont présents que dans la moitié est du Groupe de Knob Lake, alors que des filons-couches ultramafiques se retrouvent fréquemment dans le Groupe de Doublet. Les intrusions du Groupe de Montagnais sont normalement considérées comme comagmatiques des roches volcaniques extrusives du Groupe de Doublet et sont probablement des intrusions subvolcaniques du même âge (Baragar, 1967).



FIGURE 6 - Stratigraphie et principales lithologies (Dimroth, 1978).

10

Lithologie stratigraphique régionale

La stratigraphie utilisée dans ce rapport a été établie par Frarey et Duffell (1964). Sa terminologie s'applique aussi à la région du lac Frederickson (tableau 3).

Les indices de Zn-Cu-Pb et de Cu-Ni de la région du lac Frederickson affleurent à l'ouest de la faille du lac Walsh dans les roches sédimentaires de la Formation de Menihek et dans les gabbros du Groupe de Montagnais. Afin de bien compléter la cartographie de la région, des couches du Groupe de Doublet à l'est de l'aire cartographiée ont été sommairement visitées et échantillonnées (figure 7).

Groupe de Knob Lake: Formation de Menihek (1)*

DISTRIBUTION À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

La Formation de Menihek est l'unité supérieure du Groupe de Knob Lake. Dans la partie ouest de la Fosse, cette formation est discordante sur la formation de fer de Sokoman et se compose de séquences rythmiques de siltstones et de shales (Harrison et al., 1972). Vers l'est, la Formation de Menihek est concordante sur la Formation de Sokoman et présente un assemblage de shales noirs, de siltstones et de grauwackes. Les affleurements de l'extrémité est de cette formation sont caractérisés par des coulées de basalte et des pyroclastites mafiques intercalées dans les roches sédimentaires (Baragar, 1967). Dans la partie centrale de la Fosse, la Formation de Menihek est en contact de faille avec les roches sus-jacentes du Groupe de Doublet. La cartographie à l'échelle régionale montre que cette formation a une épaisseur passant de 1 000 m, à l'ouest, à 1 500 m (Wardle et Bailey, 1981), à l'est. La Formation de Menihek est généralement considérée comme l'équivalent d'un ensemble de schistes et de gneiss dans la partie sud. La terminologie n'a pas encore été établie pour ce dernier ensemble.

DISTRIBUTION À L'ÉCHELLE LOCALE ET LITHOLOGIES

Dans la région du lac Frederickson, la Formation de Menihek est mal conservée (figure 8) et si elle est présente, elle l'est sous forme de minces couches de roches sédimentaires piégées entre d'épais filonscouches de gabbro. Les couches sédimentaires sont considérées comme latéralement continues, bien que de rares lentilles de roches sédimentaires complètement entourées de gabbro aient été observées. Dans la région, la plupart des filons-couches de gabbro ont un pendage vers l'est. Ainsi, les couches sédimentaires sont mieux conservées sur le flanc est des vallées, parce qu'elles sont protégées de l'érosion par le gabbro susjacent. Les roches sédimentaires cherteuses ou silicifiées, plus résistantes à l'érosion, affleurent sous forme de petites buttes rondes dans le fond des vallées.

Argilites noires (1b)

Les argilites noires sont compactes et parfois légèrement graphitiques ou siliceuses. Elles représentent le type de roches le plus fréquemment observé dans la région cartographiée. Ces roches sont massives et ont généralement une couleur orange-rouge en surface altérée, due à la présence de pyrrhotine et de pyrite à grains fins. En lames minces, ces roches montrent une masse semi-opaque de minéraux isotropes de la granulométrie de l'argile. Comme ces roches sédimentaires se sont généralement conservées en bordure des filonscouches de gabbro, leur densité peut être en partie due au métamorphisme de contact de basse température.

* Les symboles utilisés correspo	ndent à ceux de	la légende de la carte.
----------------------------------	-----------------	-------------------------

TABLEAU 3 -	Sommaire des	formations pour	la région d	lu lac	Frederickson
-------------	--------------	-----------------	-------------	--------	--------------

Groupe	Formation	Lithologie
DOUBLET	Willbob	basalte, gabbros non différenciés, un peu de roches sédimentaires
	Thompson Lake	argilite, grauwacke, quartzite
	Murdoch	agglomérat, brèche pyroclastique, tuf, basalte, un peu de roches sédimentaires
	Fai	ile du lac Walsh
KNOB LAKE	Menihek	argilite noire, siltstone, quartzite, formation de fer au faciès sulfuré, tuf et basalte
	Sokoman	
	Wishart	> présents à l'ouest de la région étudiée
	Denault	

À noter que les filons-couches du Groupe de Montagnais sont présents dans chaque formation.



FIGURE 7 – Région du lac Frederickson. A – Région d'étude principale. B – Régions échantillonnées (sommairement cartographiées). Numéro d'indices minéralisés: 1. Connolly; 2. Gossan #1; 3. Lac Gossan; 4. Lac Frederickson Nord; 5. Lac Frederickson Sud; 6. Lac Faute; 7. Lac Jimmick.



FIGURE 8 – Photographie prise aux environs de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Nord. Le marécage marque une bande sédimentaire. À noter l'absence d'affleurements.

Faciès de formation de fer (1f)

À mesure que le pourcentage en sulfures de fer augmente, les argilites noires passent au faciès sulfuré des formations de fer. Cette lithologie comprend des couches de mudstones et de siltstones de même que d'autres couches riches en sulfures (pyrrhotine et pyrite) très finement interlitées (figure 9). Les sulfures de fer sont à grains fins (0.01 mm) et sont partiellement recristallisés, comme le démontre leur intercroissance avec les minéraux silicatés. L'épaisseur du rubanement varie d'un centimètre à quelques dixièmes de millimètre (figure 10). Le litage est parfois décalé de plusieurs millimètres par des fractures intraformationnelles. S'il existe un granoclassement dans les couches de mudstones et de siltstones, les sulfures se trouvent généralement dans la fraction la plus fine. Finalement, le rubanement très fin des couches minéralisées et des couches de mudstones permet de supposer que les sulfures sont syngénétiques dans ces roches sédimentaires.



FIGURE 9 – Échantillon de la formation de fer au faciés sulfuré. À noter les fines laminations des niveaux de sulfures et de silicates.



FIGURE 10 – Photomicrographie de la formation de fer au faciès sulfuré. La zonation est causée par la stratification de la minéralisation (sulfures et silicates). À noter l'intercroissance métamorphique des sulfures (principalement pyrrhotine) et des silicates. (Champ visuel de la photo: 2.5 mm).

Shale noir (1a)

Dans la région du lac Frederickson, un shale noir fissile a été observé à un seul endroit. Ce shale, chamois en surface altérée, se détache en feuillets de plusieurs millimètres d'épaisseur. Comme cette lithologie s'érode très facilement, il est probable qu'elle soit plus importante en volume que la quantité d'affleurements sur le terrain ne le laisse croire.

Rythmites de grès et de siltstone (1c)

Des rythmites de grès et de siltstone (figure 11) affleurent à plusieurs endroits dans la région cartographiée. Les couches gréseuses contiennent du quartz et une quantité accessoire de feldspath potassique (figure 12). La bordure des grains est généralement soudée. Dans la matrice, les cristaux de quartz et de feldspath sont de granulométrie plus fine. La composition de la matrice se complète par de la séricite et une quantité accessoire de chlorite. Les couches de siltstone sont également à grain plus fin et contiennent plus de feldspath potassique, de même que des micas à granulométrie plus grossière. Une partie du matériel incluant les siltstones pourrait être d'origine tufacée. Les lits de grès et de silststone interlités sont lithologiquement similaires aux turbidites distales, même si aucune structure indiquant une origine turbiditique n'a été observée.

Quartzites

Les quartzites, dont la composition reflète la maturité, varient en couleur du blanc au gris pâle en surface altérée. L'épaisseur des lits peut atteindre 25 cm. Les quartzites sont généralement associés aux rythmites de grès et de siltstone. Les grains de quartz de forme arrondie à subarrondie représentent 95% de la roche. La matrice contient de la séricite et des fragments de quartz à granulométrie plus fine. Quelques





FIGURE 12 – Photomicrographie d'un grès à grain fin. (Champ visuel de la photo: 1.5 mm).

quartzites échantillonnés à proximité des contacts avec les filons-couches de gabbro montrent une légère recristallisation en bordure des grains.

Conglomérats et brèches

À l'indice au nord du lac Frederickson, on a noté la présence de blocs de brèche composés de fragments d'argilite cherteuse et d'une matrice minéralisée en pyrrhotine. D'autres brèches minéralisées en pyrrhotine ont été cartographiées par Fournier (1983) à cet endroit et dans d'autres indices encaissés dans les roches sédimentaires. En outre, dans les carottes de forage de cet indice, on a observé un conglomérat probablement composé de fragments de roche volcanique. En bordure du lac Blais, à 4 km au nord de la région cartographiée, Griffis (1945) a noté la présence de plusieurs mètres d'épaisseur de conglomérat.

Coulées de basalte (1d)

Une roche mafique massive et à grain fin classifiée comme roche volcanique affleure par intervalles dans la Formation de Menihek. On différencie ces laves des gabbros à grain fin par leur bordure d'altération caractéristique. Les gabbros à grain fin ont normalement une bordure d'altération mince (2 mm) et de couleur orange-rouge, tandis que les roches volcaniques possèdent une bordure d'altération large (2 cm) dont la partie intérieure est grise et la partie extérieure rouillée. Sur le terrain, ces laves n'ont pas les textures typiques des roches volcaniques bien que sur des affleurements semblables de la région du lac Walsh on observe des croûtes variolitiques mal conservées autour des coussins (Baragar, 1967). Même si aucun coussin n'a été observé dans la région du lac Frederickson, l'identification des basaltes de Menihek est importante parce que ceux-ci marquent les plus hauts niveaux stratigraphiques conservés de la Formation de Menihek.

Tuf de composition intermédiaire (1e)

À un endroit, des couches de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur composées de tuf vert foncé en surface fraîche et chamois en surface altérée sont interlitées avec des grès et des siltstones à grain fin. Les tufs montrent une apparence schisteuse reflétant l'aplatissement de fragments d'une longueur de 3 mm similaires à des flammes. Une analyse chimique montre que ces tufs ont une composition intermédiaire (tableau 4).

INTERPRÉTATION

Dans la région, la Formation de Menihek repose sur des roches sédimentaires continentales d'eau peu profonde et cette séquence est interprétée comme l'inondation d'un milieu continental au cours de la deuxième transgression marine de la Fosse du Labrador. Wardle et Bailey (1981) ont émis l'hypothèse que la majeure partie de cette formation était à l'origine une turbidite. Baragar (1967) a insisté sur le fait que plus d'une source était nécessaire (des roches volcaniques et peut-être des gneiss du socle) pour fournir les matériaux détritiques de cette formation.

Le peu de roches sédimentaires conservées dans la région du lac Frederickson ne permet pas de reconstituer la stratigraphie, bien qu'on ait pu émettre quelques hypothèses sur le milieu de dépôt (probablement en eau calme). L'association grès et siltstones présuppose une turbidite distale, bien qu'aucune structure caractéristique des turbidites (par exemple des laminations parallèles ou un granoclassement) n'ait été observée afin de prouver cette origine. Les lits de quartzite associés aux grès et aux siltstones présentent une maturité qui semble contredire l'origine turbiditique, bien que des lits de quartzite puissent être déposés par des mécanismes de coulée de masse en eau profonde (Sarnthein et Diester-Hass, 1977). La présence d'horizons de tuf dans les couches de grès et de siltstones, le caractère tufacé de certains siltstones, de même que la présence de minces coulées de basalte dans les unités

TABLEAU 4 - Composition moyenne des roches sédimentaires

	1 Argilite ferrugineuse	2 Grés Siltstone	3 Tuf
SiO	41,63	67,30	59,90
AI,O,	6,72	14,70	12.00
Fe,O,	37,57	8,27	15,60
MgO	3,06	2,00	3,32
CaO	0,63	0,15	0,07
Na,O	1,26	1,16	0,30
ĸ,Ŏ	0,83	3,69	2,68
TiO,	0,59	0,38	0,38
MnÔ	0,12	0,05	0,32
P,O,	0,11	0.05	0,03
PAF	7,57	2,87	4,45

1. Moyenne de 3 échantillons (po-py disséminées)

2. Moyenne de 2 échantillons (niveaux de grès/siltstone mélangés)

3. Un échantillon

supérieures de la Formation de Menihek sont les indications d'un volcanisme contemporain de ces roches sédimentaires. La présence de basaltes dans la région suggère que ces derniers appartiennent aux niveaux stratigraphiques supérieurs de la Formation de Menihek. Ainsi, la séquence de dépôt de cette formation se résume comme suit: sédimentation en eau calme dans un bassin de shales noirs accompagnée d'influx périodiques de turbidites distales et d'épisodes de volcanisme mafique.

Groupe de Doublet

FORMATION DE MURDOCH

La Formation de Murdoch, qui se trouve dans la partie nord et centrale de la Fosse, a une épaisseur approximative de 2 000 m (Baragar, 1967). Dans la région du lac Frederickson, la Formation de Murdoch repose de façon discordante sur la Formation de Menihek le long de la faille du lac Walsh. Comme la Formation de Murdoch n'affleure pas beaucoup, la plupart des échantillons proviennent de blocs fissurés par le gel. Bien que peu d'horizons sédimentaires et peu de coulées de basalte aient été observés, l'on estime que la majeure partie de cette formation se compose de schistes riches en chlorite, albite, actinote, épidote et magnétite. Les coulées volcaniques sont de composition semblable, mais ont un pourcentage moins élevé d'albite. La plupart des roches ont été métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts et ont subi une recristallisation complète. Ce degré de métamorphisme est plus élevé et contraste avec celui de la Formation de Menihek que l'on retrouve du côté ouest de la faille du lac Walsh.

FORMATION DE THOMPSON LAKE

La Formation de Thompson Lake consiste en 700 m de roches sédimentaires au-dessus de la Formation de Murdoch (Wardle et Bailey, 1981). Le contact entre les deux formations n'est pas visible et la relation entre ces deux unités demeure inconnue. À l'est du lac Frederickson, toutes les lithologies de la formation affleurent et on observe un cycle où la granulométrie est de plus en plus fine à mesure que l'on approche du sommet. On passe de grès et de grauwackes à la base à des rythmites de siltstone et de grès au centre et à des shales noirs au sommet (Fournier, 1983). Bien que l'on croie que cette formation contient des indices de Zn-Cu-Pb, elle n'a pas été échantillonnée pour fins d'analyse chimique.

FORMATION DE WILLBOB

À l'est du lac Frederickson, on peut voir près de 3 000 m de métabasalte de la Formation de Willbob recouvrant la Formation de Thompson Lake (Baragar, 1967). La majeure partie de la Formation de Willbob se compose de roches volcaniques massives ou coussinées. Entre les coulées, on observe des roches sédimentaires à grains fins mais en quantités mineures.

Groupe de Montagnais: gabbro de Wakuach (2)

DISTRIBUTION À L'ÉCHELLE RÉGIONALE

Frarey et Duffell (1964) ont classé les roches ignées intrusives de la Fosse du Labrador dans le Groupe de Montagnais. Les filons-couches composés du gabbro de Wakuach recoupent les Groupes de Knob Lake et de Doublet alors que les filons-couches ultramafiques composés de la péridotite de Retty se retrouvent seulement dans le Groupe de Doublet. Les masses d'amphibolite et de serpentinite du Groupe de Laporte pourraient être l'équivalent métamorphique du Groupe de Montagnais. Fournier (1983) a signalé que les filonscouches ultramafiques sont beaucoup moins fréquents dans la partie nord de la Fosse.

OBSERVATIONS SUR LE TERRAIN

Les filons-couches mafiques de la région du lac Frederickson sont de deux types: filons-couches de gabbro ordinaire épais et différenciés et des filonscouches de gabbro gloméroporphyrique riche en plagioclase. Les deux types de filon-couche ont été injectés de façon concordante, parallèlement au litage des couches sédimentaires; il y a quelques recoupements, ce qui permet d'affirmer que les filons-couches de gabbro gloméroporphyrique sont plus jeunes. Au sud du lac Jimmick, des plissements observés dans l'ensemble gabbro-roches sédimentaires montrent que les filonscouches ont été injectés avant la déformation.

Filons-couches de gabbro ordinaire (2a,2b,2c,2d,2e)

Il est possible de suivre un même filon-couche sur une distance pouvant atteindre 6 km dans la région cartographiée et jusqu'à 30 km dans d'autres régions de la Fosse (Baragar, 1967). Dans la région cartographiée, les filons-couches ont une épaisseur constante; dans un seul cas on a observé un filon-couche se terminant en chapelet de lentilles. Les filons-couches de gabbro ordinaire ont une épaisseur de 100 à 700 m et sont plus nombreux à avoir une épaisseur autour de la limite supérieure de cet intervalle. Les filons-couches épais sont différenciés et ont une zone porphyrique à la base (unité 2b), une zone subophitique au centre (unité 2c) et une zone pegmatitique (unité 2d) au sommet (figure 13). Dans la zone centrale subophitique, on a



FIGURE 13 – Coupe schématique d'un filon-couche de gabbro ordinaire (à l'ouest du lac Connolly). Les numéros se rapportent aux analyses chimiques présentées à l'annexe A. Des coupes chimiques sont illustrées à la figure 27.

Filons-couches de gabbro gloméroporphyrique (2g et 2f)

Les filons-couches de gabbro gloméroporphyrique contiennent des fragments de phénocristaux de plagioclase pouvant mesurer de 5 à 10 cm de diamètre (figure 14). Ceux-ci confèrent à la roche la texture la plus caractéristique observée sur le terrain. Ce type de gabbro a de nombreux termes équivalents, dont: roche léopard, gabbro tacheté, gabbro anorthositique, gabbro feldspathique et diorite mouchetée. Dans la région du lac Frederickson, deux faciès de gabbro gloméroporphyrique ont été identifiés: le gabbro gloméroporphyrique rubané et le gabbro anorthositique.



FIGURE 14 – Gabbro gloméroporphyrique (échelle représentée par le crayon).

Gabbro gloméroporphyrique rubané (2g)

Ces filons-couches rubanés ont une épaisseur apparente de 50 m au maximum (figure 15). C'est au centre des intrusions que les phénocristaux de plagioclase sont les plus abondants. Les bordures des filons-couches n'en contiennent que peu et il est facile de confondre ce gabbro avec des gabbros non porphyriques. On observe couramment des rubanements de l'ordre du centimètre et du mètre (figure 16). Ceux-ci seraient le résultat de fluage dans le filon-couche (Baragar, 1967). L'entassement de phénocristaux formant des glomérophénocristaux est illustré à la (figure 17), alors que l'allongement de ces amas de glomérophénocristaux parallèlement au litage des bandes de plagioclase est illustré à la (figure 18). Ces textures suggèrent que l'écoulement à l'intérieur du filon-couche gloméroporphyrique a été responsable de la formation de la texture gloméroporphyrique.

Ces types de filons-couches sont minéralisés en Cu-Ni et contiennent un peu de sulfures disséminés.



FIGURE 15 – Section stratigraphique du filon-couche de gabbro gloméroporphyrique de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Sud (Cu-Ni). Les numéros d'échantillons à gauche se rapportent aux analyses de l'annexe A. Les teneurs de Cu-Ni sont en ppm. À noter la concentration de plagioclase dans certains lits et la présence des plus hautes concentrations au centre du filon-couche.



FIGURE 16 – Gabbro gloméroporphyrique; à noter la concentration de plagioclase en bandes (marteau pour échelle).



FIGURE 17 – Échantillon de gabbro gloméroporphyrique. À noter les amas, petits et grands, de phénocristaux de plagioclase formant des amas gloméroporphyriques. (Champ visuel de la photo: 4 cm).



FIGURE 18 – Calque d'un échantillon de gabbro gloméroporphyrique. À noter l'allongement des phénocristaux le long de l'axe du lítage de flux (tel qu'indiqué par la ligne noire).

Gabbro anorthositique (2f)

Les filons-couches de gabbro anorthositique sont semblables à ceux cités précédemment, mais ont plusieurs caractéristiques permettant de les différencier: i) ils sont généralement plus épais, pouvant atteindre 200 m; ii) ils ont un pourcentage beaucoup plus élevé en phénocristaux de plagioclase (jusqu'à 70%); et iii) apparemment, ils ne sont pas minéralisés. Les deux faciès de gabbro gloméroporphyrique n'ont jamais été observés dans un même filon-couche.

Relations d'âge

Au nord du lac Frederickson, un filon-couche de gabbro gloméroporphyrique recoupe un filon-couche de gabbro ordinaire et à certains endroits s'y introduit (figure 19). Le contact entre les deux filons-couches est très franc. On trouve des xénolites de gabbro ordinaire dans le gabbro gloméroporphyrique (figure 13), ce qui signifie que dans la région les intrusions de gabbro gloméroporphyrique sont plus jeunes. Par contre, des travaux de Baragar (1967) dans la région du lac Ahr, il ressort que les filons-couches de gabbro ordinaire ont envahi le centre des filons-couches de gabbro gloméroporphyrique déjà en place et forment des intrusions composées. La relation d'âge entre ces filons-couches est inverse de celle de la région du lac Frederickson. Cependant, la plupart des géologues qui travaillent dans la Fosse du Labrador s'accordent pour dire que les filons-couches gabbroïques sont tous de même âge (Baragar, 1967; Fournier, 1983).



FIGURE 19 – Gabbro gloméroporphyrique recoupant le gabbro ordinaire (indice de Lac Frederickson Sud). (Échelle représentée par le crayon).

PÉTROGRAPHIE Méthode d'échantillonnage

Un filon-couche de gabbro ordinaire de 500 m d'épaisseur affleurant à l'ouest du Lac Connolly a été sélectionné pour une cartographie détaillée parce qu'il était bien dégagé perpendiculairement à son orientation. Le filon-couche a également pu être cartographié dans le sens de son orientation afin d'assurer une bonne représentativité. D'autre part un filon-couche de gabbro gloméroporphyrique se trouvant à l'indice au sud du lac Frederickson a également été choisi pour une cartographie détaillée. Celui-ci a été décapé perpendiculairement à son orientation et échantillonné (figure 15) pour fins d'analyse des éléments majeurs.

Filons-couches de gabbro ordinaire

Baragar (1960) a remarqué que les filons-couches de gabbro plus épais montrent une zonation verticale régulière. Il a attribué cette zonation à la différenciation magmatique sur place. On observe cette zonation dans la région du lac Frederickson.

Zone porphyrique à la base du filon-couche (2b)

La base des filons-couches de gabbro différencié présente deux types de roche: une zone de trempe à grains fins près du contact basal et une zone porphyrique par-dessus. L'observation au microscope de la zone de trempe montre des pyroxènes pseudomorphes dans une matrice de microlites de plagioclase hydraté. En s'éloignant de la zone de trempe, la granulométrie augmente et les cristaux ont une bordure irrégulière. Par contre, on observe des cristaux d'augite inaltérée xénomorphes dans une matrice de plagioclases allongés, ce qui laisse supposer que la croissance du pyroxène a été bloquée lors de la trempe du liquide. Lorsqu'ils sont présents, les cristaux d'orthopyroxène sont complètement transformés en bastite. Dans cette zone, on observe une distribution irrégulière des phénocristaux de plagioclase saussuritisé pouvant atteindre 2 cm.

Gabbro ordinaire subophitique au centre du filon-couche (2c)

Le gabbro ordinaire présente une granulométrie fine à moyenne et une texture subophitique à ophitique. Dans cette zone, la granulométrie augmente graduellement depuis la partie inférieure jusqu'à la zone de transition avec la zone pegmatitique. Au début de cette zone, les cristaux d'augite ont une forme irrégulière et sont dans une matrice à grain fin de cristaux allongés de plagioclase. En allant vers le sommet, les cristaux d'augite deviennent plus automorphes et ont parfois des lamelles d'exsolution d'orthopyroxène. Des pseudomorphes d'orthopyroxène composés de serpentine et de chlorite s'observent à la base de la zone centrale. À mesure que l'on approche de la zone pegmatitique, le degré d'altération des minéraux de la matrice augmente et l'épidote, la chlorite et l'actinote apparaissent.

Zone pegmatitique au sommet du filon-couche (2d)

Le passage entre le centre et le sommet du filon-couche se fait graduellement. Les premières apparitions de lentilles et de veines de pegmatite délimitent la zone pegmatitique. La transition jusqu'à un gabbro pegmatitique massif se fait sur 60 m.

Les caractéristiques de la zone pegmatitique sont les suivantes: présence de gros cristaux d'augite de forme tabulaire pouvant atteindre 3 cm de longueur, quartz plus abondant et apparition du granophyre. La plupart des grains de plagioclase de cette zone sont très saussuritisés, bien que l'on puisse observer quelques grains non altérés. Les cristaux d'augite sont uniformément décolorés en brun et sont remplacés en bordure par une amphibole brun-vert. L'actinote et la chlorite remplacent souvent l'augite.

Filons-couches de gabbro gloméroporphyrique

La composition minéralogique et les textures des filons-couches lités gloméroporphyriques et anorthositiques sont similaires; seule la quantité de plagioclase les différencie. Les gabbros gloméroporphyriques se composent de phénocristaux de plagioclase saussuritisé dans une matrice de clinopyroxène et orthopyroxène (altérés en amphibole) et de microlites de plagioclase non saussuritisé.

Textures des glomérophénocristaux

Sur les échantillons, le coeur des glomérophénocristaux apparaît foncé par saussuritisation, alors que les bordures apparaissent gris pâle. En lame mince (figure 20), on note que le coeur est presque complètement transformé en minéraux secondaires (clinozoïsite et albite). Les bordures des glomérophénocristaux (figure 21) se composent de phénocristaux contigus de plagioclase, chacun ayant une zone centrale saussuritisée



FIGURE 20 – Photomicrographie d'une zone limite d'un glomérophénocristal de plagioclase. À noter les phénocristaux de plagioclase à "coeur" saussuritisé (Champ visuel de la photo: 12 mm).



FIGURE 21 – Figure schématique d'un phénocristal de plagioclase. À noter la saussuritisation de la zone centrale. La bordure se compose de phénocristaux individuels, chacun ayant un "coeur" saussuritisé.

(ou "coeur") et une bordure montrant plusieurs zones de croissance (figure 22). Les limites entre chaque zone de croissance sont nettes. Ces textures indiquent plusieurs stades de refroidissement dans l'histoire de ces glomérophénocristaux de plagioclase.



FIGURE 22 – Photomicrographie de bordures de croissance multiples développées à la límite d'un phénocristal de plagioclase. À noter l'augmentation de l'intensité de la saussuritisation vers le centre. (Champ visuel de la photo: 1.5 mm).

Contenu en An des zones centrales des plagioclases

Afin de déterminer le contenu en An des "coeurs" de plagioclase, nous avons fait un calcul de norme basé sur les analyses chimiques du gabbro gloméroporphyrique le plus riche en feldspath. Le résultat donne une valeur de An75, ce qui représente une moyenne du plagioclase de la matrice (An55, mesure optique) et de celui des glomérophénocristaux. La composition du plagioclase des glomérophénocristaux est donc supérieure à An75. De petits restes de plagioclase non saussuritisé jusqu'à 50 microns sont présents dans le "coeur" de certains glomérophénocristaux de plagioclase. Des analyses à la microsonde montrent que ces taches ont une composition moyenne de Ans2. Les bordures de trempe du gabbro gloméroporphyrique ayant un contenu déduit de An75 devraient cristalliser avec un plagioclase avant un contenu en An maximal de 67 à 70 (calcul de Nielsen et Dungan, 1983) et non pas de 75 à 82. Ceci suggère donc que les glomérophénocristaux de plagioclase sont trop riches en anorthite pour avoir été produits à partir d'un liquide ayant la composition des felspaths de bordure de trempe.

GÉOCHIMIE

Les données obtenues pour cette étude, de même que les résultats analytiques des roches ultramafiques du Groupe de Montagnais (Fournier, 1983) sont illustrées aux figures 23 et 24. Tel que noté par Baragar (1967) et Fournier (1983), toutes les roches mafiques du Groupe de Montagnais sont tholéiitiques et semblent provenir du même magma. Leur affinité tholéiitique peut être observée sur les figures 23 et 24. La similitude des zones de trempe du gabbro et des basaltes du Groupe de Doublet et de la Formation de Menihek est illustrée aux figures 23, 24 et 25 et au tableau 5. Tel qu'illustré à la figure 26 (A, B et C), les roches du Groupe de Montagnais sont très similaires aux basaltes des fonds océaniques modernes.



FIGURE 23 – Diagramme AFM (Irvine et Baragar, 1971) montrant toutes les données. À noter la nature tholéiitique de la suite d'échantillons. 1 – Zone de trempe du gabbro ordinaire. 2 – Basalte (Formation de Menihek). 3 – Gabbro ordinaire. 4 – Zone de trempe du gabbro gloméroporphyrique. 5 – Gabbro gloméroporphyrique. 6 – Roches volcaniques (Formation de Murdoch). 7 – Roches ultramafiques (Groupe de Montagnais).



- BK: Komatiites basaltiques
- B: Komatiites ultramafiques
- FIGURE 24 Diagramme Al-Mg-Fe+Ti (Jensen, 1976). Voir figure 23 pour l'identification des symboles. Seules les roches re présentant probablement les liquides originaux ont été incluses.



FIGURE 25 – Diagrammes de variation des éléments majeurs (cations). À noter la concentration des zones de trempe du gabbro ordinaire et des basaltes de la Formation de Menihek. Voir la figure 23 pour l'identification des symboles. Seuls les échantillons représentant probablement les liquides originaux ont été inclus (roches volcaniques, zones de trempe).

		Gabbro Ordin,	σ	Basalt Menihek	σ	Volcan. Murdoch	σ	Gabbro Gloméro.	σ	Gabbro Trempe	σ	Basalte Doublet	σ
							(%)						
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO	48.3	1 21	48 7	1 21	43 4	2.38	45.9	1.12	49,2	1.24	48.0	1,31
		14.0	2 00	13.8	0.26	9.21	2.34	15.7	2.00	13.7	0.41	13,9	0,57
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	Fe	14.0	3.02	13.9	1.17	14.9	1.75	13.5	2.06	13.9	1.02	13,3	0,71
Nago 1.70 1.71 7.80 0.88 9.85 1.07 8.67 1.41 10.8 0.49 Na ₂ O 2.33 0.49 2.22 0.66 1.66 1.73 1.69 0.36 0.23 0.78 0.50 1.90 0.65 K ₂ O 0.44 0.32 0.31 0.19 0.08 0.06 0.36 0.23 0.78 0.50 0.08 0.03 TrO 1.37 0.47 1.28 0.09 2.44 0.84 0.97 0.13 1.23 0.07 1.30 0.17 0.02 0.08 0.01 0.02 0.88 0.01 0.02 0.84 0.81 0.32 0.43 0.30 0.07 0.17 0.02 Pao 0.01 0.03 0.09 0.01 0.21 0.11 0.03 0.02 0.42 3.79 1.23 Pao 2.54 0.43 3.33 132 127 9.14 1.51 7.76 5.65	MaO	6.40	1 12	6.93	0.55	15.5	5.07	8.01	1,31	7.34	0,29	6,12	0.32
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	CaO	9.57	1 45	9.20	1.51	7.80	0.88	9.85	1.07	8.67	1,41	10.8	0.49
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na O	2.33	n 49	2 22	0.66	1.66	1.73	1.69	0.36	2.52	0.50	1.90	0.65
No. Old Old <thold< th=""> <thold< th=""> <thold< th=""></thold<></thold<></thold<>	KO	0.44	0,-0	0.31	0,00	0.08	0.06	0.36	0.23	0.78	0.50	0.08	0.03
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TiO	1.37	0.47	1.28	0.09	2,44	0.84	0.97	0.13	1.23	0.07	1.30	0,15
Nice 0,00	MnO	0.19	0.04	0.21	0.02	0.14	0.03	0.17	0.03	0.30	0.07	0.17	0.02
Pari 2,54 0,43 3,30 1,14 3,89 1,24 3,15 0,41 2,29 0,42 3,79 1,23 Ba 88,4 56,1 101 58,4 58,3 33,1 196 131 Be 2,00 0,77 1,00 0,82 1,00 0,00 0,43 0,73 Cd Ce 16,8 5,13 22.5 4,61 12,1 0.99 15,7 7,78 Co 48,6 8,64 42,5 7,50 69,1 22,9 41,0 9,02 Cu 187 91,0 173 66,4 615 454 115 61,4 Dy 5,80 2,18 1,50 2,14 2,71 0,70 3,86 3,76 Eu 4,80 1,08 2,63 1,11 4,00 0,53 2,86 1,36 Li 10,2 3,06 12,4 8,09 10,9 2,59 10,0 3,21 <tr< td=""><td>PO</td><td>0,10</td><td>0.03</td><td>0,09</td><td>0.01</td><td>0.21</td><td>0.11</td><td>0.08</td><td>0.02</td><td>0.08</td><td>0.01</td><td>0.10</td><td>0.02</td></tr<>	PO	0,10	0.03	0,09	0.01	0.21	0.11	0.08	0.02	0.08	0.01	0.10	0.02
Participant Participant	Paf	2.54	0.43	3,30	1 16	3,89	1.24	3.15	0.41	2,29	0.42	3.79	1.23
Ba 88,4 56,1 101 58,4 58,3 33,1 196 131 Be 2,00 0,77 1,00 0,82 1,00 0,00 0,43 0,73 Cd		2,01	0,10	\$,**	,,	-,	ppm	-,	- 1			·	
Be 2,00 0,77 1,00 0,82 1,00 0,00 0,43 0,73 Cd	Ва	88.4	56.1	101	58,4		••	58,3	33,1	196	131		
CdCe16.85.1322.54.6112.10.9915.77.78Co48,68.6442.57.5069,122.941,09.02Cr69.981.893.313212792.9127113Cu18791,017366.461545411561.4Dy5.802.181,502.142.710.703.863.76Eu4.801,082.631.114.000.632.861.36Li10.23.0612.48.0910.92.5911.03.21MoNd89.024.154.420.767.16.4769.319.0Ni82.450.01046.1031515911631.0PbSc45.93.9442.632.3932.15.8446.13.80Sm0.300.90909092.992.916.5Ga19.50.5016.36.8518.02.4510.49.26Nb2.502.500.380.999912.710.117.024.1Sr13515.014753.51072.3371.771.4Sr13515.014753.51072.3371.771.4Ta4.504.500.711.751.672.661.432.26Nb <t< td=""><td>Be</td><td>2.00</td><td>0.77</td><td>1.00</td><td>0.82</td><td></td><td></td><td>1,00</td><td>0.00</td><td>0,43</td><td>0,73</td><td></td><td></td></t<>	Be	2.00	0.77	1.00	0.82			1,00	0.00	0,43	0,73		
Ce16,85,1322.54,6112,10.9915,77,78Co48,68,6442,57,5069,122.941,09,02Cr69.981,893.313212792.9127113Cu18791,017366,461545411561,4Dy5,802,181,502,142,710,703,863,76Eu4,801,082,631,114,000,6532,861,36La8,6310,54,715,155,502,992,432,13Li10.23,0612,48,0910,92,5911,03,21MoNi82,450.01046,1031515911631.0Pb6,5716,1767,16,4769,319,0177.78Sc45,93,9442,632,3932,15,8446,13,80Sm0,300,900,9011283,292,916,5V45519937813,726944,537612,7Zn72,62,500,380,9911283,292,916,5Ga19,50,5016,36,8518.02,4510,49,26Nb2,502,500,380,9911283,292,916,5Ga19,55,5017,71,672,36<	Cd	-1••			.,.								
Co 48,6 42,5 7.50 69,1 22,9 41,0 9.02 Cr 69,9 81,8 93,3 132 127 92,9 127 113 Cu 187 91,0 173 66,4 615 454 115 61,4 Dy 5,80 2,18 1,50 2,14 2,71 0,70 3.86 3.76 Eu 4,80 1,08 2,63 1,11 4,00 0,53 2,86 1,36 La 8,63 10,5 4,71 5,15 5,50 2,99 2,43 2,13 Li 10,2 3,06 12,4 8,09 10,9 2,59 11,0 3,21 Mo Ni 82,4 50.0 104 6,10 315 159 116 31.0 Pb - - Sc 45,9 3,94 42,63 2,39 32,1 5.84 46,1 3,80 Sm 0,30 0,90 - - - - - -	Ce	16.8	5.13	22.5	4.61			12,1	0.99	15,7	7,78		
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Co	48.6	8.64	42.5	7.50			69.1	22.9	41,0	9.02		
Cu18791,017366,461545411561,4Dy $5,80$ $2,18$ $1,50$ $2,14$ $2,71$ $0,70$ $3,86$ $3,76$ Eu $4,80$ $1,08$ $2,63$ $1,11$ $4,00$ $0,53$ $2,86$ $1,36$ La $8,63$ $10,5$ $4,71$ $5,15$ $5,50$ $2,99$ $2,43$ $2,13$ Li $10,2$ $3,06$ $12,4$ $8,09$ $10,9$ $2,59$ $11,0$ $3,21$ Mo Ni $82,4$ 50.0 104 $6,10$ 315 159 116 $31,0$ Pb $6,57$ $16,1$ $6,77$ $16,1$ $6,77$ $16,1$ Pr Sc $45,9$ $3,94$ $42,63$ $2,39$ $32,1$ $5,84$ $46,1$ $3,80$ Sm $0,30$ $0,90$ $0,90$ $-72,6$ $20,7$ $96,5$ $30,9$ 112 $83,2$ $92,9$ $16,5$ Ga $19,5$ $0,50$ $16,3$ $6,85$ 18.0 $2,45$ $10,4$ $9,26$ Nb $2,50$ $2,50$ $0,38$ $0,99$ $-72,33$ $71,7$ $71,4$ Sr 135 $15,0$ 147 $53,5$ 107 $23,3$ $71,7$ $71,4$ Ta $4,50$ $4,50$ $0,711$ $1,75$ $1,67$ $2,36$ $1,43$ $2,26$ Th $1,50$ $1,50$ $6,86$ $1,46$ $6,00$ $1,41$ $4,00$ $3,63$ U $2,00$ $2,00$ $2,00$ $1,77$ <	Cr	69.9	81.8	93.3	132			127	92.9	127	113		
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Cu	187	91.0	173	66.4			615	454	115	61,4		
Lu4,801,001,631,114,000,532,861,36La8,6310,54,715,155,502,992,432,13Li10,23,0612,48,0910,92,5911,03,21MoNi89,024,154,420,767,16,4769,319,0Ni82,450.01046,1031515911631,0Pb6,5716,1PrSc45,93,9442,632,3932,15,8446,13,80Sm0,300,90V45519937813,726944,537612,7Zn72,620,796,530,911283,292,916,5Ga19,50,5016,36,8618.02,4510,49,26Nb2,502,500,380,99Rb8,002,0010,06,6012,710,117,024,1Sr13515,014753,510723,371,771,4Ta4,504,500,711,751,672,361,432,26Th1,501,506,861,466,001,414,003,63U2,002,002,001,771,00	Dv	5.80	2.18	1.50	2.14			2,71	0,70	3,86	3,76		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Eu	4.80	1.08	2.63	1.11			4.00	0.53	2,86	1,36		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	La	8.63	10.5	4.71	5,15			5,50	2,99	2,43	2,13		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	li	10.2	3.06	12.4	8.09			10.9	2.59	11.0	3.21		
$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Mo		-1		.,								
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Nd	89.0	24.1	54.4	20.7			67.1	6.47	69.3	19.0		
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ni	82.4	50.0	104	6.10			315	159	116	31.0		
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Pb									6,57	16,1		
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Pr												
Sm 0,30 0,90 V 455 199 378 13,7 269 44,5 376 12,7 Zn 72,6 20,7 96,5 30,9 112 83,2 92,9 16,5 Ga 19,5 0,50 16,3 6,85 18.0 2,45 10.4 9,26 Nb 2,50 2,50 0.38 0,99 7 7 10,1 17,0 24,1 Sr 135 15,0 147 53,5 107 23,3 71,7 71,4 Ta 4,50 4,50 0.71 1,75 1,67 2,36 1,43 2,26 Th 1,50 1,50 6,86 1,46 6,00 1,41 4,00 3,63 U 2,00 2,00 1,77 1,00 1,41 0,57 1,40	Sc	45.9	3.94	42.63	2.39			32.1	5.84	46,1	3,80		
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Sm	0.30	0.90					·					
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	V	455	199	378	13,7			269	44,5	376	12,7		
Ga 19,5 0,50 16,3 6,85 18.0 2,45 10.4 9,26 Nb 2,50 2,50 0,38 0,99 12,7 10,1 17,0 24,1 Sr 135 15,0 147 53,5 107 23,3 71,7 71,4 Ta 4,50 4,50 0,71 1,75 1,67 2,36 1,43 2,26 Th 1,50 1,50 6,86 1,46 6,00 1,41 4,00 3,63 U 2,00 2,00 1,77 1,00 1,41 0,57 1,40	Zn	72.6	20.7	96.5	30.9			112	83,2	92,9	16,5		
Ga19,50,5016,36,8518.02,4510,49,26Nb2,502,500.380,99				• •									
Nb 2,50 2,50 0.38 0,99 Rb 8,00 2,00 10,0 6,60 12,7 10,1 17,0 24,1 Sr 135 15,0 147 53,5 107 23,3 71,7 71,4 Ta 4,50 4,50 0.71 1,75 1,67 2,36 1,43 2,26 Th 1,50 1,50 6,86 1,46 6,00 1,41 4,00 3,63 U 2,00 2,00 1,77 1,00 1,41 0,57 1,40	Ga	19,5	0,50	16,3	6,85			18.0	2,45	10,4	9,26		
Rb8,002,0010,06,6012,710,117,024,1Sr13515,014753,510723,371,771,4Ta4,504,500.711,751,672,361,432,26Th1,501,506,861,466,001,414,003,63U2,002,002,001,771,001,410,571,40	Nb	2,50	2,50	0,38	0,99								
Sr13515,014753,510723,371,771,4Ta4,504,500,711,751,672,361,432,26Th1,501,506,861,466,001,414,003,63U2,002,002,001,771,001,410,571,40	Rb	8,00	2,00	10,0	6,60			12,7	10,1	17,0	24,1		
Ta4,504,500,711,751,672,361,432,26Th1,501,506,861,466,001,414,003,63U2,002,002,001,771,001,410,571,40	Sr	135	15,0	147	53,5			107	23,3	71,7	71,4		
Th1,501,506,861,466,001,414,003,63U2,002,002,001,771,001,410,571,40	Та	4,50	4,50	0,71	1,75			1,67	2,36	1,43	2,26		
U 2,00 2,00 2,00 1,77 1,00 1,41 0,57 1,40	Th	1,50	1,50	6,86	1,46			6,00	1,41	4,00	3,63		
	υ	2,00	2,00	2,00	1,77			1,00	1,41	0,57	1,40		
Y 30,5 8,50 22,9 6,10 19,0 0,00 14,1 12,3	Y	30,5	8,50	22,9	6,10			19,0	0,00	14,1	12,3		
Zr 97,5 32,5 83,6 4,40 67,3 4,78 43,4 37.8	Zr	97,5	32,5	83,6	4,40			67,3	4,78	43,4	37.8		

TABLEAU 5 - Composition moyenne des roches ignées et volcaniques

 $\sigma_{\!2}$ écart type; Ordin: ordinaire; Gloméro.: gloméroporphyrique; Trempe: bordure de trempe

Filons-couches de gabbro ordinaire

Des variations chimiques "cryptiques" ont été détectées selon le niveau stratigraphique observé de ces filons-couches (figure 27). De bas en haut, ceux-ci montrent une augmentation générale en SiO₂, TiO₂, FeO (t) et Na₂O et une diminution en Al₂O₃, MgO et CaO. Ces variations générales peuvent être mieux visualisées en utilisant une régression linéaire aplanissant les renversements mineurs de la géochimie de ces filons-couches. Un renversement majeur dans les régions inférieures du filon-couche suggère la présence d'un niveau de cumulats. Les profils généraux sont compatibles avec le fractionnement *in situ* d'une seule injection de magma gabbroïque par la cristallisation du pyroxène et du plagioclase.

Formation de Murdoch

Cet assemblage hétéroclite de tufs et de roches volcaniques massives se distingue par un fort contenu en



FIGURE 26 – En A, B, C: diagrammes discriminants tectoniques de Pearce et Cann (1973). Seuls les échantillons représentant probablement les liquides originaux ont été inclus (roches volcanique, zones de trempe). À noter la restriction des données au champ des basaltes de fonds océaniques. En D: diagrammes Zr/Y-Zr (Pearce et Norry, 1979). Voir la figure 23 pour l'identification des symboles.

Sr/2

MgO (jusqu'à 21%). Alors que de telles concentrations de MgO situeraient ces roches dans le champ des basaltes-komatiites (figure 24), la présence de hautes teneurs en titane (jusqu'à 4%) les exclut de la famille komatiitique (*sensu stricto*). La rareté relative de roches pyroclastiques ultramafiques suggère que ces tufs sont en fait des roches épiclastiques remaniées dérivées de l'érosion de volcanites riches en MgO-TiO₂.

2 22

Ċ

Filons-couches de gabbro gloméroporphyrique

10

En raison du classement mécanique et de la concentration des phénocristaux par la différenciation d'écoulement, il est difficile d'obtenir des échantillons de gabbro gloméroporphyrique représentatifs de la composition magmatique originale. Les gabbros anorthositiques par exemple contiennent trop de plagioclases

100

Zr(ppm)

1 000

Zr



FIGURE 27 – Coupes chimiques d'un filon-couche de gabbro ordinaire. Les lignes droites sont des lignes de régression linéaire à travers les données (voir figure 13 pour la position de chaque échantillon).

pour avoir été produits par le liquide gabbroïque du filon-couche dans lequel ils résident. Par conséquent, la composition du liquide producteur de ces filons-couches ne peut être facilement évaluée. La discussion suivante est donc basée sur les données obtenues à partir des bordures de trempe des différents types de gabbro.

Les bordures de trempe des gabbros ordinaires et celles des gabbros gloméroporphyriques contiennent des concentrations de Mg similaires, mais ces dernières sont plus riches en fer. Sur un diagramme Al-Si (figure 25,A), les bordures de trempe des deux types de gabbro se superposent. Cependant, les échantillons provenant du centre du filon-couche gloméroporphyrique contiennent plus de Al et moins de Si que les échantillons correspondants du filon-couche de gabbro ordinaire. Ceci est dû à la plus grande proportion modale de plagioclase calcique dans les filons-couches de gabbro gloméroporphyrique. La proportion de K dans toutes les bordures de trempe, même si elle est variable, est plus élevée qu'à l'intérieur des filons-couches. Ces deux observations s'expliquent par l'effet de différents niveaux de contamination locale dérivée de la séquence sédimentaire environnante dans les bordures de trempe (Watson, 1982).

Des concentrations similaires de Zr, Y, Ga, Sc, Ni et Nd ont été mesurées dans les deux types de bordure de trempe, mais des différences ont été notées pour Co, Cu, Cr, V et Zn (tableau 5). Les centres du filon-couche de gabbro gloméroporphyrique montrent des concentrations plus basses de Sc, Cr et V ainsi que des niveaux plus élevés de Co que les deux types de bordures de trempe.

En général, les bordures de trempe des gabbros gloméroporphyrique et ordinaire sont similaires, à de petites différences en Fe, Cu et Zn près. Le centre des sills gloméroporphyriques contient moins de Sc, Cr, V et Si et plus de Co et Al que leurs bordures de trempe.

Analyses des terres rares

Dix échantillons ont été analysés (tableau 6) pour les terres rares par activation neutronique. Ces analyses plus sensibles ont été entreprises dans le but de compléter les données de l'Annexe A. Les basaltes de la Formation de Menihek (figure 28,B), les bordures de trempe du gabbro ordinaire (figure 28,C) et une zone de trempe d'un gabbro gloméroporphyrique (figure 28,A: J8) sont tous caractérisés par des profils plats et des concentrations approximativement 10 x chondrite. Le dernier échantillon (J8) montre aussi une anomalie en Eu négative, alors qu'un second échantillon d'une zone de trempe gloméroporphyrique montre un fort enrichisement en terres rares (J19). Tel que démontré plus tôt, les diagrammes d'éléments en traces discriminants associent principalement les roches du Groupe de Montagnais avec le champ de basaltes de fonds océaniques. Cependant, les profils de terres rares plats de ces roches contrastent avec l'appauvrissement en terres rares légères de la plupart des basaltes océaniques (MORB), suggérant ainsi que les magmas du Groupe de Montagnais seraient dérivés d'une région source n'ayant pas été au préalable appauvrie par des fusions antérieures.
	J-7 Gabbro Trempe	J-8 Glom. Trempe	J-11 Menihek Basalte	J-12 Menihek Basalte	J-17 Gabbro Trempe	J-19 Glom. Trempe	J-30 Glom. Plag.	J-31 Glom. Matrice	J-32 Gab. anor. Plag.	J-33 Gab. anor. Matrice
La	3,45	2.81	3,54	3,59	3,89	19,3	1,39	3,22	1,65	4,20
Ce	7,80	6,80	8,90	8,90	8,80	35,6	2,20	7,50	4.00	10,0
Nd	5,70	5,00	5,80	6,90	6,80	16,0	1,00	5,10	2.60	9,20
Sm	2,53	2,45	2,69	2,71	2,49	3,65	0,34	1,97	0,98	3,37
Eυ	0,82	0,63	1,†1	1,13	0,98	1,†7	0,37	0,61	0,72	0,79
ТЬ	0,52	0,56	0,53	0,55	0,58	0,63	0,04	0,38	0,19	0,74
Ho	0,98	0,94	1,08	0,94	0,91	1,08	0,18	0,70	0,24	1,46
Tm	0,31	0,27	0,35	0,49	0,34	0,43	0,07	0,27	0,10	0,46
Yb	2,35	2,29	2,55	2,66	2,58	2,76	0,15	1,92	0,65	3,74
Lu	0,42	0,38	0,39	0,46	0,36	0.34	0,04	0.27	0,10	0,42
Sc	42,5	43,9	42,3	47,0	42,9	31.2	0,19	30,2	2,37	62,4
Cr	161	186	182	187	168	97,2	4,10	116	1,56	76,5
Co	48,1	51,1	44,6	44,3	38,6	18,8	11,1	71,6	5,61	54,2
As	1,62	0,53	0,30	nd	3,77	0,53	nd	nd	nd	nd
Sb	0,10	0,40	0,10	0,10	0,50	0,45	лd	nd	nd	nd
Cs	0,92	1,39	0,76	0,48	1,24	1.23	2,03	1,76	0,87	0,24
Ва	207	33,0	119	188	337	241	244	nd	nd	nd
Hf	1,66	1,28	1,90	2,04	2,13	3,41	0,20	1,45	0,67	2,72
Та	0,24	0,26	0,14	0,16	0,13	0,53	0,04	0,12	nd	0,64
W	5,18	6,07	7,25	7,72	6,43	6,15	1,34	nd	nd	nd
Th	0,30	0,40	0,40	0,30	0,30	5,40	0,10	0,50	0,20	0,40
U	0,30	0,20	0,10	0,10	0,10	0,90	0,10	0,20	0,10	0,10
Na (%)	1,72	1,61	1,60	1,66	1,73	2,30	1,15	nd	nd	nd

TABLEAU 6 - Analyse des terres rares (en ppm) et autres éléments par activation neutronique

Glom.; gloméroporphyrique; Trempe: bordure de trempe; Plag: plagioclase; Gab. anor.; gabbro anorthositique.

Afin de mieux connaître les gabbros gloméroporphyriques, nous avons fait des analyses de terres rares des phénocristaux de plagioclase et de leurs matrices respectives provenant des deux types de gabbro (figures 28,D et E). Les fortes anomalies en Eu et les spectres complémentaires de la matrice et des phénocristaux provenant du gabbro anorthositique (figure 28,D) suggèrent que le liquide de la matrice pourrait avoir fait précipiter l'assemblage de phénocristaux. Il est plus difficile d'interpréter les spectres des gabbros gloméroporphyriques à cause de leur anomalie en Eu moins prononcée (figure 28,E). L'absence d'une anomalie en Eu dans la matrice de ces gabbros suggère cependant que les phénocristaux n'ont pas été précipités par la matrice dans laquelle ils se trouvent actuellement.



FIGURE 28 - Spectres des terres rares normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation de Taylor et Gorton, 1977).

- A Zones de trempe du gabbro gloméroporphyrique. À noter l'enrichissement en terre rares légères de l'échantillon J19 par rapport au reste de l'échantillonnage.
- B Basaltes de la Formation de Menihek. À noter les spectres plats similaires.
- C Zones de trempe du gabbro ordinaire. À noter les spectres plats similaires à ceux des basaltes de la Formation de Menihek et assez similaires à celui de la zone de trempe gloméroporphyrique J8.
- D Gabbro anorthositique. À noter les spectres complémentaires entre la matrice (J33) et les concentrés de plagioclase (J32).
- E Gabbro gloméroporphyrique. À noter l'absence d'une anomalie en Eu significative dans la matrice (J31).

Géologie économique

Sommaire des travaux d'exploration

Lors de campagnes d'exploration régionale par la compagnie Hollinger North Shore dans les années 1940, la partie centrale de la Fosse du Labrador fut divisée en deux zones de métaux de base séparées par la faille du lac Walsh. La région du lac Frederickson fait partie de la zone ouest. Elle contient des minéralisations de Cu-Ni (type 2 de Fournier) dans des gabbros gloméroporphyriques ainsi que des minéralisations de Zn-Cu-Pb et Po-Py (types 3 et 4) dans des roches sédimentaires. À l'est de la faille, dans la zone orientale des métaux de base, les sulfures de Cu-Ni sont associés à des filons-couches ultramafiques (type 1).

Des indices minéralisés dignes d'intérêt furent découverts en 1942-43 dans la zone ouest (lac Frederickson, lac Jimmick, lac Walsh) et forés l'année suivante (figure 7). Les forages initiaux révélèrent plusieurs minéralisations de haute teneur mais de faible tonnage. Ces indices furent réexaminés en 1949, mais des forages additionnels ne purent augmenter les réserves. Des levés géophysiques et d'autres forages en 1956, lors de la réévaluation finale de la propriété, échouèrent pareillement. Aucun forage additionnel dans cette région n'a été rapporté depuis 1956, même si les indices minéralisés ont été réexaminés en surface plusieurs fois depuis. Un regain d'intérêt dans la zone est de métaux de base s'est produit depuis la découverte d'enrichissement en éléments du groupe du platine (EGP) dans les minéralisations de Cu-Ni associées aux roches ultramafiques du lac Retty (Clark, 1987).

Description des indices minéralisés

LAC FREDERICKSON SUD (Cu-Ni)

Les relations intrusives de cet indice ont été déterminées à partir d'affleurements limités et de carottes de forage au diamant récupérées par la compagnie Hollinger North Shore (HNS). Aux environs de cet indice minéralisé, une mince bande d'argilite noire contenant des formations de fer au faciès sulfuré est pénétrée le long de son contact ouest par un filon-couche de gabbro gloméroporphyrique de 50 m d'épaisseur et par un filon-couche de gabbro ordinaire plus épais du côté est (figure 29). Latéralement, la bande de roches sédimentaires s'amincit progressivement et le gabbro gloméroporphyrique finit par venir en contact direct avec le filon-couche de gabbro ordinaire. Des xénolites sédimentaires dans le gabbro gloméroporphyrique ainsi que des veines de gabbro gloméroporphyrique recoupant le gabbro ordinaire (figure 19,A et B) suggèrent que la disparition de la bande sédimentaire serait due à son assimilation par le gabbro gloméroporphyrique.

Un lit de sulfures massifs de Cu-Ni d'une longueur d'environ 200 m et d'une épaisseur d'environ 1.5 m se trouve au centre du filon-couche gloméroporphyrique et est parallèle aux épontes tout comme au litage de flux des agglomérats de plagioclase. Le contact inférieur du lit de sulfures est net, alors que le contact supérieur est diffus, le pourcentage de sulfures diminuant graduellement vers le haut. Tel que noté par Fournier (1983), la portion supérieure des lentilles de sulfures contient plus de Ni-Cu (0.81% Ni, 4.19% Cu) que la portion inférieure (0.23% Ni, 0.61% Cu). Des sulfures disséminés à 4 m au-dessus de la zone massive titrent 0.66% Cu et 0.14% Ni. La teneur générale est cependant faible: 1.5% Cu et 0.5% Ni. La forme tabulaire de la masse de sulfures a conduit les premiers auteurs à la décrire comme une veine (Griffis, 1945). Cependant, l'asymétrie des lentilles de sulfures, de même que la texture en filet des sulfures disséminés se trouvant au-dessus suggèrent une origine syngénétique plutôt qu'épigénétique.

LAC FREDERICKSON NORD (Zn-Cu-Pb)

Les affleurements aux environs de cet indice minéralisé, situé 4 km au nord de l'indice décrit ci-haut, sont très rares (figure 8). On présume que l'orientation des formations est la même que celle du gabbro gloméroporphyrique de l'indice minéralisé sud. L'indice minéralisé nord est localisé le long du contact du filoncouche de gabbro ordinaire (voir plus haut) plutôt qu'au contact d'un gabbro gloméroporphyrique pauvre en phénocristaux, tel qu'interprété par Fournier en 1983 (figure 29). Dans les environs, la zone inférieure du filon-couche de gabbro ordinaire est marquée par une altération incomplète du pyroxène en amphibole. Tel que mentionné plus haut, cette roche à taches irrégulières pâles et foncées peut être confondue avec le gabbro gloméroporphyrique. L'identification de cette texture permet de situer la zone minéralisée dans son contexte véritable.

Des forages ont indiqué la présence de deux lentilles de sulfures massifs (Zn-Cu-Pb-Fe) de 2 m d'épaisseur dans les roches sédimentaires, s'étendant sur 200 m parallèlement au contact du gabbro (Griffis, 1945). Les meilleures analyses obtenues à partir du forage HNS DDH-7 sont: 1.3 m à 14.07% Zn, 2.25% Cu, 1.76% Pb et 10.06 oz/t. Ag (345 g/t). Des sulfures disséminés et des veines de quartz-carbonates contenant de la pyrite

Frederickson Nord

Frederickson Sud



FIGURE 29 – Coupe schématique des indices du lac Frederickson. À noter la localisation d'une lentille de Zn-Cu-Pb au contact avec un gabbro ordinaire et la terminaison abrupte de la bande sédimentaire à l'indice (Cu-Ni) de Lac Frederickson Sud. Les deux indices sont séparés par 2 000 m. et une quantité moindre de chalcopyrite sont présents sous la lentille. Des formations de fer au faciès sulfuré sont présentes au-delà de la lentille et suivant le contact. La roche-hôte est une argilite noire devenant siliceuse près des lentilles. Deux zones de brèche sont mentionnées dans les rapports de forage. La première se retrouve à plusieurs niveaux dans les sulfures. Les rapports de forage décrivent les fragments de brèche comme étant d'origine volcanique, mais aucune confirmation n'a pu être obtenue à partir des rares blocs de brèche riches en sulfures observés à la surface.

LAC FAUTE

Une bande d'argilites noires et de siltstones gris est interprétée comme étant stratigraphiquement située au-dessus d'un mince filon-couche de gabbro gloméroporphyrique et sous un filon-couche de gabbro ordinaire. Le contexte stratigraphique est similaire à celui de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Nord. Les roches sédimentaires qui contiennent localement des sulfures de fer laminés et des traces de chalcopyrite devraient être classifiées comme formation de fer au faciès sulfuré. Aucune minéralisation massive ne fut observée à cet endroit; une analyse chimique indique 563 ppm Cu et 76 ppm Zn. Le contact gabbro-roches sédimentaires est ondulé et des plis mineurs sont observés dans les argilites noires laminées.

LAC JIMMICK

Cet indice minéralisé n'est connu que d'après les carottes de forage (à noter que seul un sommaire des rapports de forages était disponible) et une tranchée. Des sulfures disséminés de zinc et de cuivre sont présents dans les argilites noires. Une analyse d'un bloc erratique montre 0.46% Cu et 0.16% Zn. Le gabbro gloméroporphyrique le plus proche se trouve à un demi-kilomètre au nord-ouest, n'ayant apparemment aucun contact avec l'indice de Lac Jimmick. Cet indice minéralisé se trouve près du nez d'une large synforme régionale et est ainsi le seul de la région montrant une relation probable avec la structure.

LAC CONNOLLY

À cette localité, un mince filon-couche de gabbro gloméroporphyrique lité recoupe une bande d'argilites noires. Celles-ci contiennent des sulfures de fer laminés à certains endroits, mais sont dépourvues de minéralisations économiques. Des xénolites de roches sédimentaires peuvent être observés dans le gabbro le long du contact. L'indice minéralisé proprement dit, logé dans le gabbro gloméroporphyrique, est constitué de plusieurs lentilles irrégulières de sulfures de Cu-Ni de dimensions variables (jusqu'à 1 m de longueur). Une analyse chimique de cette minéralisation indique 235 ppm Cu et 186 ppm Ni.

GOSSAN #1

Ce chapeau de fer se trouve à 3 km au sud de l'indice minéralisé de Lac Connolly dans la même unité de gabbro gloméroporphyrique. De petites taches de sulfures de Cu-Ni d'un diamètre allant jusqu'à 10 cm sont présentes dans la matrice du gabbro gloméroporphyrique. Une analyse de cette minéralisation indique 0.30% Cu et 0.12% Ni. Ici aussi, des formations de fer au faciès sulfuré sont présentes dans les argilites environnantes.

LAC GOSSAN

Des sulfures disséminés de Zn-Cu en quantité mineure se trouvent dans une bande de siltstones et d'argilites noires riches en sulfures de fer. Une analyse de ces roches sédimentaires riches en pyrrhotine indique seulement 208 ppm Cu et 81 ppm Zn. Un gabbro gloméroporphyrique a été observé à l'est de l'indice minéralisé, mais ses relations avec les roches sédimentaires sont dissimulées par la couverture glaciaire.

LAC WALSH

Même si cet indice minéralisé se trouve à 20 km au nord de la région cartographiée (figure 30), il est inclus ici à cause de sa ressemblance saisissante avec les indices du lac Frederickson. Au lac Walsh, une bande de gabbro gloméroporphyrique envahit des shales et des argilites noires riches en sulfures de Zn-Cu-Pb et en formations de fer au faciès sulfuré. Cet exemple accrédite une fois de plus la thèse de l'association spatiale étroite des minéralisations de Cu-Ni dans les gabbros et de celles de Zn-Cu-Pb dans les roches sédimentaires.



FIGURE 30 – Sol de limonite développé autour des indices minéralisés de sulfures au lac Walsh. Des sols riches en Fe similaires se trouvent autour de la plupart des indices de sulfures de la région cartographiée. Ces sols ont été décrits dans les rapports antérieurs comme gossans (chapeau de fer).

Métaux précieux

L'évaluation de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Nord par la compagnie d'exploration HNS a indiqué des teneurs de 0.69 g/t Au et 42.16 g/t Ag (279 400 t). Sur la base de cette indication, les roches sédimentaires riches en sulfures de la Formation de Menihek ont été échantillonnées en vue de les analyser pour les métaux précieux. Comme il était prévisible, l'indice de Zn-Cu-Pb (Lac Frederickson Nord) montre les plus hautes teneurs en métaux précieux: 640 ppb Au et 100 g/t Ag (Annexe B). La plupart des roches sédimentaires riches en pyrrhotine et pyrite de la Formation de Menihek (formations de fer au faciès sulfuré) montrent moins de 15 ppb Au, même si des valeurs anomales ont été observées à l'indice de Lac Faute (450 ppb) et sur un chapeau de fer au sud du lac Secalar (510 ppb).

Des analyses ont été effectuées pour les EGP (Pt, Pd, Rh) sur cinq échantillons provenant en partie d'indices minéralisés en Cu-Ni et en partie de volcanites riches en MgO de la Formation de Murdoch. Les meilleures valeurs proviennent de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Sud (Cu-Ni), avec 0.73 g/t Pd dans la zone massive et 0.13 g/t Pd dans la zone disséminée. Aucun EGP n'a été détecté dans l'échantillon de roche volcanique riche en MgO de la Formation de Murdoch.

Pétrographie et minéralogie des horizons minéralisés

MINÉRALISATIONS DE Cu-Ni

Le sulfure le plus abondant est la pyrrhotine qui forme la matrice des autres sulfures (figure 31). Une recristallisation partielle est mise en évidence par le développement de plusieurs bordures de grains montrant une foliation mineure. Celle-ci est parallèle aux contacts des lentilles minéralisées et pourrait impliquer la possibilité d'un certain étirement des sills de gabbro. De la pentlandite est présente sous forme d'exsolutions et de grains automorphes le long de bordures de pyrrhotine. De la chalcopyrite xénomorphe se trouve sous forme de lamelles d'exsolution dans la pyrrhotine massive. De la magnétite se trouve sous forme de



FIGURE 31 – Photomicrographie d'une section polie de la minéralisation massive de Cu-Ni de l'indice de Lac Frederickson Sud. (Champ visuel de la photo: 0.5 mm.) (po: pyrrhotine, py: pyrite, mag: magnétite, cpy: chalcopyrite, gan: gangue.)

grains arrondis ne montrant que rarement des lamelles d'exsolution d'ilménite. La pyrite est rare et ne se trouve que sous forme de petits cubes automorphes dans la matrice de pyrrhotine et de grains recristallisés de dimension accrue. Les minéraux silicatés deviennent plus abondants vers le sommet des lentilles où une texture en filet s'est développée. Ils sont principalement représentés par de la chlorite et de l'épidote.

MINÉRALISATIONS DE Zn-Cu-Pb

Mégascopiquement, la minéralisation massive a une apparence laminée avec des bandes riches en sphalérite-galène alternant avec des bandes de chalcopyrite (figure 32). Des niveaux de pyrrhotine contiennent d'abondantes masses xénomorphes de chalcopyrite et de rares cubes de pyrite (figure 33). Des masses xénomorphes de sphalérite entourent les grains xénomorphes de galène. Des traces d'arsénopyrite se trouvent sous forme de sections en losanges automorphes. La minéralisation associée aux brèches montre une composition similaire, mais forme une matrice entourant des fragments d'argilites cherteuses (jusqu'à 5 cm de diamètre).



FIGURE 32 – Schéma d'un échantillon de la minéralisation de Zn-Cu-Pb de l'indice de Lac Frederickson Nord. À noter que le litage de la minéralisation a été perturbé par des plis mineurs. À noter aussi les gros porphyroblastes de pyrite. (Py: pyrite, Po: pyrrhotine, Sph: sphalérite, Gal: galène, Gan: gangue.)

ROCHES SÉDIMENTAIRES RICHES EN PO-PY

Sur le terrain, ces roches sédimentaires sont classées comme formations de fer au faciès sulfuré. Des lames minces polies montrent que la pyrrhotine est le sulfure de fer dominant et que la pyrite forme moins de 10% des sulfures. La pyrrhotine est recristallisée et enchevêtrée avec les grains silicatés (figure 10). Là où des plis existent, de la pyrrhotine s'est développée le long des plans de clivage.

Fournier (1983) a rapporté plusieurs générations de sulfures de fer dans les minéralisations d'origine sédimentaire de la Fosse du Labrador. Il est important de reconnaître que ces minéralisations ont subi plusieurs périodes de métamorphisme si on inclut le métamorphisme de contact dû à l'intrusion de filons-couches



FIGURE 33 – Photomicrographie d'une section polie de la minéralisation massive de Pb-Zn-Cu de l'indice de Lac Frederickson Nord. À noter les inclusions de chalcopyrite dans la sphalérite. (Champ visuel de la photo: 1,2 mm.).

gabbroïques et le métamorphisme régional relié à l'orogenèse hudsonienne. Ces événements métamorphiques superposés pourraient être responsables des diverses générations de pyrite observées dans les roches sédimentaires, ce qui rend difficile l'identification de la paragenèse originale. Les formes xénomorphes de la chalcopyrite et de la galène ne reflètent pas nécessairement leur origine tardive, mais peut-être leur tendance à se déformer sous des conditions métamorphiques changeantes (Vokes, 1969).

Géochimie des horizons minéralisés

RAPPORTS Zn-Cu-Pb DANS LA MINÉRALISATION D'ORIGINE SÉDIMENTAIRE

Sur un diagramme ternaire Pb-Cu-Zn, les données provenant de l'indice minéralisé Zn-Cu-Pb de Lac Frederickson Nord couvrent aussi bien le champ des sulfures massifs d'origine sédimentaire que ceux d'origine volcanogénique (figure 34). Les minéralisations de sulfures stratiformes dans des roches sédimentaires peuvent être elles-mêmes divisées en deux groupes: celles riches en Cu et celles riches en Pb-Zn. L'indice "sédimentaire" de Lac Frederickson Nord semble plus apparenté au groupe Zn-Pb à cause de la prédominance de (Zn+Pb) sur Cu, mais contient en général trop de cuivre pour être considéré de ce groupe.

RAPPORTS Ni/Cu DANS LA MINÉRALISATION AU SEIN DU GABBRO

Les rapports Ni/Cu peuvent être appliqués dans le cas de minéralisations de Cu/Ni magmatiques. Le fractionnement de l'olivine appauvrit rapidement un magma en Ni, mais augmente de ce fait la proportion en Cu du liquide résiduel. Le rapport Ni/Cu permet d'obtenir le moment où la séparation du liquide sulfuré a eu lieu par rapport au fractionnement de l'olivine,



FIGURE 34 – Diagramme Cu-Pb-Zn de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Nord.

- A Champ des sulfures volcanogéniques massifs de Pélissonnier (1972).
- B Champ des sulfures massifs (dans les roches sédimentaires) de Pb-Zn, tiré de Gustafson et Williams (1981). À noter que les points reportés se retrouvent dans les deux champs.

puisque ce fractionnement aura abaissé ce rapport. Un rapport Ni/Cu de 0.35 pour l'indice de Lac Frederickson Sud et des rapports similaires pour d'autres indices de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques de la Fosse du Labrador (Fournier, 1983) indiquent que l'immiscibilité du liquide sulfuré s'est produite tard par rapport au fractionnement de l'olivine. Les gisements de Ni-Cu dans les komatiites ont des rapports Ni/Cu allant jusqu'à 15, ce qui reflète probablement une immiscibilité précoce du liquide sulfuré par rapport au fractionnement de l'olivine (Naldrett, 1981).

RAPPORTS MAGMA/SULFURES

Les gisements de sulfures magmatiques syngénétiques sont formés par le partage des éléments entre les liquides silicatés et les liquides sulfurés. Les éléments économiquement importants (Cu, Ni, EGP) seront séparés dans le liquide sulfuré, conformément à leurs coefficients de partage (Di: voir tableau 7) (MacLean et Shimazaki, 1976; Shimazaki et MacLean, 1976; Naldrett, 1981). De cette manière, le liquide sulfuré peut s'approprier des éléments du liquide silicaté coexistant. Si les concentrations initiales et finales ainsi que le coefficient de partage de chaque élément sont connus, la proportion de liquide silicaté équilibrée avec le liquide sulfuré (valeur R) peut être calculée par la formule ci-dessous:

$$Y_i = \frac{D_i \times X_i \times (R+1)}{(R+D_i)}$$

- R = rapport silicates/sulfures Y_i = concentration finale dans le liquide sulfuré
- X_i = concentration initiale dans le liquide silicaté
- $D_i = coefficient de partage$

			•			
	Ni	Cu	Pt	Pd	Zn	Pb
Liquide komatiitique						
27 % MgO	100	250	1 000	1 500		
19 % MgO	175	250	1 000	1 500		
Liquide basaltique	275	250	1 000	1 500	0.1 - 0.5	10

TABLEAU 7 - Coefficients de partage (DI) par élément entre les liquides silicaté et sulfuré

Sources: Zn et Pb: MacLean et Shimazaki (1976); Shimazaki et MacLean (1976)

Ni, Cu, Pt et Pd: Naldrett (1981)

Des valeurs de R élevées (jusqu'à 10 000) impliquent que le liquide sulfureux s'est équilibré avec de larges volumes de liquide silicaté, alors que des valeurs basses (inférieures à 500) indiquent le contraire (Campbell et Naldrett, 1979).

Les valeurs de R ont été calculées pour l'indice de Cu-Ni de Lac Frederickson Sud en utilisant des teneurs initiales de 110 ppm Ni et 300 ppm Cu (obtenues des zones de trempe gloméroporphyriques). Les valeurs de R se situent entre 53, pour Ni, et 57, pour Cu, ce qui implique que le liquide sulfureux ayant formé cette minéralisation ne s'est pas équilibré avec de larges volumes de liquide silicaté.

RAPPORTS SOUFRE/SÉLÉNIUM

L'utilisation du rapport S/Se (tableau 8) a été suggérée par Goldschmidt et Strock (1935) comme pouvant discriminer les gisements magmatiques des gisements sédimentaires. L'utilisation de ce rapport est basée sur l'enrichissement en Se des roches magmatiques par rapport aux roches sédimentaires. Un rapport S/Se inférieur à 10 000 est interprété comme d'origine magmatique alors que des rapports plus élevés devraient indiquer une origine sédimentaire. Même si cette méthode a été utilisée par Thompson et Naldrett (1984) et Eckstrand et Hulbert (1987), elle a récemment été critiquée par Auclair *et al.* (1987).

Le rapport moyen S/Se de 5000 pour la minéralisation dans des gabbros (tableau 8) est compatible avec une origine magmatique. La faible valeur du rapport S/Se implique aussi que les gabbros gloméroporphyriques n'ont pas assimilé de larges volumes de soufre sédimentaire, puisque cela aurait eu tendance à augmenter ce rapport. Le rapport moyen de 30 000 obtenu pour les sulfures de Zn-Cu-Pb suggère une origine sédimentaire.

ISOTOPES DU SOUFRE Généralités

Pour les minéraux sulfurés, l'étude des isotopes du soufre donne de l'information sur les points suivants: i) la valeur isotopique moyenne du soufre pour la source de cet élément; ii) la température de formation de la minéralisation; et iii) les changements au niveau physico-chimique, lesquels peuvent avoir eu pour conséquence le dépôt de la minéralisation. Pour les points ii) et iii), l'étude des isotopes du soufre représente un bon outil pour l'interprétation de la genèse des gisements, en supposant que la séparation isotopique ait eu lieu dans des conditions d'équilibre.

En 1977, Mainwaring et Naldrett ont comparé les valeurs isotopiques du soufre provenant de l'intrusion de Waterhen (faisant partie du Complexe de Duluth) avec celles des roches sédimentaires environnantes. En se basant sur plusieurs hypothèses isotopiques, ils ont conclu qu'à peu près 75% du soufre de l'intrusion mafique proviendrait des roches sédimentaires. Dans la région du lac Frederickson, il est possible de procéder à une étude du même genre, puisque les intrusions de gabbro gloméroporphyrique sont logées dans des roches sédimentaires sulfurées. Dans le but de déterminer s'il y a eu un mélange de soufre d'origine magmatique et d'origine sédimentaire, de la pyrrhotine

0- (0)

S/Se 16 350

15 900 42 500

17 600

5 028

5 000

Echantillon	Туре	S(%)	Se(%)	
1	Roches sédimentaires riches en Po-Py Lac Faute	32,7	0,002	
2	Roches sédimentaires riches en Po-Py Lac Frederickson Nord	15,9	0,001	
3	Sulfures de Zn-Cu-Pb Lac Frederickson Nord	42,5	0,001	
4	Sulfures de Zn-Cu-Pb Lac Frederickson Nord	38,5	0,002	
5	Sulfures de Cu-Ni Lac Frederickson Sud	35,2	0,007	
6	Sulfures de Cu-Ni	25,0	0,005	

TABLEAU 8 - Analyse du soufre et du sélénium

Analyste: D. Toye - Acme Analytical Laboratories LTD

Lac Frederickson Sud

provenant des trois types de minéralisation a été analysée pour les isotopes. Il s'agit:

- de gabbro gloméroporphyrique minéralisé en Cu-Ni;
- de roches sédimentaires minéralisées en Zn-Cu-Pb;
- 3) du faciès sulfuré de la formation de fer.

De plus, un des objectifs de cette étude était de déterminer si les minéralisations de Cu-Ni et de Zn-Cu-Pb ont plus d'une source de soufre et, par le fait même, si elles sont le produit de plusieurs processus. La pyrrhotine a été choisie pour les analyses parce que c'est le sulfure de fer le plus fréquent dans tous les types de minéralisation, et également parce que les textures de la pyrite indiquent la présence de plusieurs générations de celle-ci.

Résultats

Dans les minéralisations de Cu-Ni, trois échantillons (tableau 9) contenant de la pyrrhotine ont une valeur δ^{34} S moyenne de +3.5 $\%_0$ (voir figure 35). Deux échantillons ont été choisis dans différentes zones de l'indice de Lac Frederickson Sud, alors que le troisième vient d'un petit indice situé à 1,5 km à l'est de cet indice. Malgré le petit nombre d'échantillons, les données n'ont pas plus de ±0,1 ‰ de différence. Des échantillons minéralisés en pyrrhotine provenant de différents affleurements du faciès sulfuré d'une formation de fer avaient également une valeur moyenne de +3.5 ‰ mais montraient un éventail plus étendu de valeurs. À l'indice de Lac Frederickson Nord, trois échantillons contenant de la pyrrhotine et prélevés à des endroits différents ont des valeurs très semblables entre elles, avec une moyenne de +9.2 $\pm 0.1 \%$.

Interprétation

Généralement, la valeur isotopique du soufre (δ^{34} S) dans les sulfures magmatiques est de 0 $\%_{00} \pm 0.1 \%_{00}$ (Ohmoto et Rye, 1979). Cependant, dans les systèmes naturels, les valeurs de sulfures primaires sont légèrement plus variables. Par exemple, les sulfures magmatique s primaires du Complexe de Bushveld varient de -0.6 à +3.5 $\%_{00}$ (Buchanan et Rouse, 1984). Bien que

TABLEAU	9 -	Analyse	isotopique	des	sulfures
---------	-----	---------	------------	-----	----------

la quantité de données soit limitée, deux faits assez importants ressortent:

1) La valeur de +3.5 % de la minéralisation dans les gabbros est compatible avec une composante de soufre non magmatique, si la valeur magmatique présumée est zéro. Cependant, vu l'éventail de valeurs probables des sulfures magmatiques primaires encore plus étendu (i.e. -.06 à +3.5 %), une composante de soufre non magmatique ne peut être définitivement démontrée. Dans l'étude de l'intrusion de Waterhen de Mainwaring et Naldrett (1977), les sulfures dans le gabbro ont une valeur de +15 % tandis que les sulfures dans les roches sédimentaires en ont une de +18 ‰ . En raison de la grande différence entre la valeur dans les roches sédimentaires et le zéro typique des sulfures magmatiques, il était facile de démontrer que le mélange de soufre provenait de ces deux sources (figure 35). Malheureusement, dans la région du lac Frederickson, la valeur du faciès sulfuré de la formation de fer (+3.5 %) est près de 0, et la possibilité du mélange de ces deux sources n'est pas aussi probable. En conclusion, les données isotopiques du soufre pour la minéralisation de Cu-Ni dans des gabbros gloméroporphyriques suggèrent une composante de soufre non magmatique, même si cela ne peut être définitivement démontré.

Les évidences texturales de la formation de fer au faciès sulfuré suggèrent que les sulfures auraient été des minéraux primaires. Ainsi, s'il y a eu un transfert de soufre entre les roches sédimentaires et les gabbros, il s'est fait des roches sédimentaires aux gabbros et non dans le sens contraire. D'après des études isotopiques du soufre, Eckstrand (1983) a conclu que des indices semblables dans la partie nord de la Fosse du Labrador contenaient du soufre non magmatique dont l'origine était probablement les roches sédimentaires environnantes.

2) La pyrrhotine des gisements de Zn-Cu-Pb a une valeur isotopique de $+9,2\%_{00}$.

La différence entre cette valeur et le +3,5 % des gabbros minéralisés en Cu-Ni est significative. Si,

N° d'échantillon	Туре	Localisation	∂ ³⁴ S (+/• 0.2%)
S1	Sulfures de Cu-Ni	Frederickson Sud	3,4
S2	Sulfures de Cu-Ni	Frederickson Sud	3,6
S3	Sulfures de Cu-Ni	Frederickson Sud	3,6
S4	Sulfures de Zn-Cu-Pb	Frederickson Nord	9,2
S5	Sulfures de Zn-Cu-Pb	Frederickson Nord	9,3
S6	Sulfures de Zn-Cu-Pb	Frederickson Nord	9,3
S7	Sulfures de po-py	Frederickson Nord	3,9
S8	Sulfures de po-py	Lac Secalar	2,4
S9	Sultures de po-py	Gossan-1	4,1

Analyste: C. Gariépy - Université du Québec à Montréal



FIGURE 35 - Données isotopiques de Lac Frederickson Sud et de gisements choisis de Zn-Pb.

comme Fournier (1983) l'a suggéré, ces deux types de minéralisation se sont formés par un mécanisme de liquide sulfuré immiscible à partir des magmas de gabbro gloméroporphyrique, ils devraient avoir des valeurs isotopiques semblables. Cependant, la différence significative des valeurs de ces deux types de minéralisation démontre qu'ils n'ont pas la même origine.

ISOTOPES DU PLOMB Généralités

Lors d'études métallogéniques, les isotopes du plomb ont déjà été utilisés pour déterminer l'âge de la minéralisation et la source du plomb. Les gisements de Zn-Pb dans les roches sédimentaires, tels que Broken Hill, Mount Isa, McArther River et Sullivan se concentrent près de la courbe d'évolution simple du plomb (*single stage growth curve*) sur les diagrammes conventionnels d'isotopes du plomb. Cependant, les datations de ces gisements par d'autres techniques ont revélé que ces dates sont inexactes (Gustafson et Williams, 1981). Il est maintenant reconnu que les modèles simples d'évolution du plomb sont une simplification exagérée de l'évolution isotopique du plomb.

Le plomb provenant de gisements concordants ne montre pas une signature mantellique intacte; du fait

de leur participation antérieure à des processus sédimentaires ou volcaniques, une telle signature pourrait en fait représenter des valeurs moyennes pour de larges segments crustaux. Des modèles d'évolution à plusieurs étapes (multistage models), tels que ceux de Doe et Zartman (1979), ont été développés en vue de tenir compte de telles divergences d'âge, mais de tels modèles impliquent des conditions ne pouvant être vérifiées. Néanmoins, les isotopes du plomb ont été déterminés pour une suite d'échantillons de la région du lac Frederickson dans le but de: (i) déterminer si une contamination crustale a eu lieu; et (ii) déterminer s'il existe une relation génétique entre le plomb associé aux minéralisatinos sédimentaires et le plomb associé aux gabbros. Les échantillons consistent en sulfures de fer séparés de la minéralisation de deux indices de Cu-Ni dans des gabbros (Lacs Frederickson Sud et Connolly), de la minéralisation d'un indice de Zn-Cu-Pb dans des roches sédimentaires (Lac Frederickson Nord) et de deux formations de fer au faciès sulfuré. Le nombre limité d'échantillons semble justifié puisque, selon Doe et Stacey (1974), les rapports isotopiques du plomb dans des gisements individuels concordants sont fortement "contraints".

Résultats et discussion

Les données présentées au tableau 10 montrent une large variation des rapports isotopiques du plomb, tous les points se trouvant sous la courbe d'évolution simple (single stage growth curve) de Doe et Stacey (1974) (figure 36). Les données provenant des indices de Zn-Cu-Pb se trouvent plus près de la courbe d'évolution que celles des indices dans les gabbros et dans des argilites sulfurées de l'indice de Lac Faute. La séparation de ces deux groupes de données est juste à la limite de l'erreur analytique fixée, et pour cette raison toutes les données ont été attribuées à un seul isochrone apparent. En gardant cette hypothèse comme base, les données ont été traitées par une analyse de régression linéaire (York, 1969) pour déterminer l'âge modèle (model age). Le résultat est un âge de 2.06 ± 0.3 Ga. Des

TABLEAU IV - Allalyse isolopique ou pivili	TABLEAU	10 -	Analyse	isotopique	du	plomb
--	---------	------	---------	------------	----	-------

données similaires d'isotopes du plomb de Clark et Thorpe (1987) suggèrent un âge probable plus jeune de 1.800 - 1.841 Ga pour ces indices. Cependant, l'âge obtenu par Clarke et Thorpe (1987) s'inscrit dans l'éventail d'âges obtenus dans cette étude (2.360 à 1.760 Ga.).

L'hétérogénéité isotopique de cette suite de sulfures pourrait découler du mélange de plomb crustal et du plomb mantellique ou de la désintégration in situ de l'uranium, augmentant ainsi le rapport Pb 206/204. Le processus dominant est difficile à déterminer, puisqu'il produit des résultats similaires. Comme les données isotopiques de plomb ont été obtenues à partir de sulfures de fer, la désintégration de l'uranium pourrait compliquer la situation, parce que le rapport uranium/ plomb peut être beaucoup plus élevé dans les sulfures de fer que ce qui est normalement mesuré dans les galènes. La Formation de Menihek est un shale noir contenant localement plusieurs ppm d'uranium. La désintégration de cet uranium peut avoir produit la grande variation observée dans les compositions isotopiques. Le plomb radiogénique des gabbros pourrait indiquer une contribution similaire de l'uranium provenant de la croûte continentale.

GÉOTHERMOMÉTRIE DE LA SPHALÉRITE (D'APRÈS FOURNIER, 1983) Généralités

En 1953, Kullerud a suggéré que lorsque la sphalérite se forme en équilibre avec des quantités variées de pyrrhotine, le contenu en fer de la sphalérite dépend de la température. Par la suite, les scientifiques ont découvert que la composition de la sphalérite dépend aussi de la pression de vapeur du soufre, c'est-à-dire du rapport Fe/S de la pyrrhotine, ce qui a invalidé la géothermométrie. En 1966, on a recommencé à pratiquer les méthodes de géothermométrie sur la sphalérite quand Barton et Toulmin ont remarqué que la concentration du fer dans la sphalérite est fonction de la température lorsque la sphalérite est en équilibre avec la pyrite et la pyrrhotine. Pour que l'on

Échantillon	206/204	207/204	208/204
(+/-)	(0,01)	(0,01)	(0,06)
Pb-1 indice de Cu-Ni	15,56	15,26	35,39
Pb-2 indice de Zn-Cu-Pb	15,32	15,25	35,27
Pb-3 argilite riche en Po-Py	17,62	15,54	35,54
Pb-4 argilite riche en Po-Py	15,74	15,34	35,23
Pb-5 indice de Cu-Ni	16,16	15,35	35,49

1. Lac Frederickson Sud (dans gabbro gloméroporphyrique)

2. Lac Frederickson Nord (dans des sédiments)

3. Lac Faute (argilite riche en sulfures de fer)

4. Lac Jimmick (argilite riche en sulfures de fer)

5. Lac Connolly (dans gabbro gloméroporphyrique)

Analyste - R.M. Farquhar, Dept. of Physics, University of Toronto.



FIGURE 36 – Données des isotopes du plomb, illustrées sur les courbes d'évolution (growth curves) de Doe et Stacey (1974) (A) et Stacey et Krammers (1976) (B). Les lignes droites représentent des régressions linéaires des données du lac Frederickson.

puisse utiliser la sphalérite comme géothermomètre, la pyrite, la pyrrhotine et la sphalérite doivent donc s'être formées en équilibre et la température élevée de cette phase en équilibre doit être retenue dans la sphalérite lors du refroidissement. Malheureusement, à basse température, la sphalérite peut facilement s'équilibrer de nouveau. Le principal obstacle dans l'utilisation de la sphalérite comme géothermomètre est l'impossibilité qu'elle a de conserver sa composition de haute température. En fait, Scott (1976) a émis l'hypothèse que la majeure partie de la composition de la sphalérite est indépendante de la température pour la plupart des températures significatives au point de vue géologique. Cependant, dans la présente étude on considère que la sphalérite ne se rééquilibre pas à basse température et que son utilisation comme géobaromètre demeure une technique acceptable.

Discussion

Au nord du lac Frederickson, Fournier (1983) a analysé de la sphalérite provenant de roches sédimentaires minéralisée en Zn-Cu-Pb afin d'en déterminer la quantité de fer. À l'aide de la courbe expérimentale de Scott et Barnes (1971), il en est venu à la conclusion que la température de formation de la sphalérite est approximativement de 655° C. Il a interprété cette température élevée comme l'indication d'une source magmatique pour la sphalérite.

Interprétation

En raison des difficultés citées plus haut, la géothermométrie de la sphalérite n'apparaît pas être une technique bien fiable. Même la géobarométrie de la sphalérite, généralement considérée comme une bonne technique, ne semble pas donner ici de résultats concluants. En effet, l'application de la méthode géobarométrique de Hutchison et Scott (1981) aux données de Fournier pour la sphalérite suggère une pression de 18 \pm 0,03 kbar. Géologiquement, cette pression est impossible vu le grade de métamorphisme des roches environnantes situé au faciès des schistes verts. Ainsi, il est fort probable que la sphalérite se soit rééquilibrée au cours d'événements géologiques subséquents.

En conclusion, dans la région du lac Frederickson, on ne peut utiliser une géothermométrie qui attribuerait une origine magmatique à un minéral (la sphalérite) que l'on retrouve dans des roches sédimentaires minéralisées en Zn-Cu-Pb.

Interprétation métallogénique

MINÉRALISATIONS DE Cu-Ni DANS LES GABBROS GLOMÉROPORPHYRIQUES

Ces minéralisations sont, le plus probablement, le résultat de la ségrégation d'un liquide sulfuré à partir d'un magma gabbroïque en voie de refroidissement. Cela est indiqué par l'intercroissance de minéraux silicatés et sulfurés et par la restriction de ces ségrégations à des niveaux stratigraphiques spécifiques. Les rapports Ni/Cu sont similaires à ceux d'autres minéralisations Cu-Ni de dérivation magmatique dans des gabbros (Naldrett, 1981). La restriction de ces minéralisations de Cu-Ni au faciès gloméroporphyrique et la superposition spatiale des minéralisations de Cu-Ni et Zn-Cu-Pb seront examinées plus en détail dans la discussion à la fin de ce travail.

MINÉRALISATIONS DE Zn-Cu-Pb DANS LES ROCHES SÉDIMENTAIRES

L'association étroite de certaines minéralisations sédimentaires de Zn-Cu-Pb avec des gabbros gloméroporphyriques a mené à la supposition que de telles minéralisations sont génétiquement reliées à ceux-ci. Fournier (1983) a suggéré deux relations génétiques possibles entre les minéralisations de Zn-Cu-Pb et les gabbros gloméroporphyriques:

- les magmas gabbroïques gloméroporphyriques auraient produit des liquides sulfurés immiscibles riches en Zn-Cu-Pb; ces liquides furent par la suite injectés dans des sites structuraux favorables tels que les contacts gabbro-roches sédimentaires.
- 2) les liquides résiduels enrichis en Zn, Cu et Pb auraient été injectés dans des roches sédimentaires riches en sulfures par les magmas gloméroporphyriques en voie de refroidissement; la réaction de ces liquides et du soufre sédimentaire donnerait alors naissance aux minéralisations de Zn-Cu-Pb.

Il existe cependant plusieurs observations réfutant l'origine magmatique de ces minéralisations. Ce sont:

- La localisation des minéralisations de Zn-Cu-Pb. Les indices de Zn-Cu-Pb, même s'ils se trouvent près des contacts des filons-couches de gabbro, sont toujours localisés dans des roches sédimentaires. Cependant, la plupart des bandes sédimentaires de la région du lac Frederickson étant minces, les sulfures interstratifiés dans ces roches ne peuvent pas être très éloignés des contacts de gabbro. Dans certains cas, les indices de Zn-Cu-Pb du lac Frederickson s'avèrent se trouver au contact d'un filon-couche de gabbro ordinaire plutôt qu'au contact du filon-couche de gabbro gloméroporphyrique. L'indice minéralisé de Lac Jimmick est lui aussi indépendant d'un gabbro gloméroporphyrique. Il devient alors difficile d'envisager une relation génétique avec les gabbros gloméroporphyriques quand il peut être démontré que de telles minéralisations peuvent exister en l'absence d'un gabbro de ce type.
- La géothermométrie de la sphalérite. La discussion exposée plus haut démontre que les hautes températures obtenues par Fournier (1983) pour la sphalérite du lac Frederickson ne peuvent être considérées comme évidence pour son origine magmatique.
- Les concentrations magmatiques de Zn. Fournier (1983) a émis l'hypothèse que des magmas gabbroïques pourraient donner naissance à des liquides sulfurés immiscibles enrichis en Zn et Pb, ou que des liquides magmatiques résiduels pourraient être enrichis en Zn et Pb. Les coefficients de partage de Zn et Pb déterminés expérimentalement entre des liquides sulfurés et silicatés coexistants (tableau 7) indiquent que ces éléments ne peuvent être concentrés dans aucun de ces liquides (les coefficients de partage sont près de 1). Ces résultats expérimentaux empiriques sont compatibles avec la "théorie du champ des ligands" ("ligand field theory"). Les éléments à "hautes énergies de stabilisation" (high ligand field stabilization energies: LFSE), tels que Cu et Ni, seront séparés dans les liquides

sulfurés à cause de leur aptitude à diviser leurs orbitales d et à former ainsi des liens plus stables avec le soufre. Le zinc a une "LFSE" de zéro et sera séparé à peu près également entre les liquides sulfurés et silicatés, ayant une légère préférence pour ce dernier. Puisqu'aucun autre minéral n'est présent pour s'approprier le zinc, il est improbable que le zinc soit concentré dans un environnement magmatique, que ce soit par un sulfure ou par un minéral résiduel silicaté. Cela aide à expliquer pourquoi les gisements de sulfures dans des gabbros formés par immiscibilité d'un liquide sulfuré sont enrichis en Cu et Ni mais contiennent rarement Zn et Pb. Des gisements de Zn connus dans des gabbros, tels que ceux de la mine de Zenith (Kite, 1981) ou la mine d'Obrazek (Watkinson et Mainwaring, 1978), sont probablement des sulfures massifs volcanogéniques mécaniquement incorporés dans une chambre magmatique sous forme de larges xénolites.

– L'altération de la partie inférieure. Selon Fournier (1983), l'absence d'altération dans la partie inférieure de l'indice de Zn-Cu-Pb de Lac Frederickson Nord démontre l'origine non exhalative de cet indice. Cependant, il existe des gisements de sulfures massifs volcanogéniques distaux et des gisements de Zn-Pb-Cu "sédimentaires" ne montrant aucune altération dans la partie inférieure (Gustafson et Williams, 1981).

Par ailleurs, des veines de quartz et de quartz-carbonates sous l'indice de Zn-Cu-Pb de Lac Frederickson Nord pourraient représenter une zone inférieure de veinules (*stringers*). Une altération de la partie inférieure sous forme de veines de quartzcarbonates à enveloppes de stilpnomélane a été observée au gîte Soucy (Zn-Cu), dans la partie nord de la Fosse du Labrador (R. Wares, comm. pers., 1987).

- Les formations de fer au faciès sulfuré. La présence de formations de fer au faciès sulfuré, abondantes mais stériles en métaux de base, suggère que des dégagements de fluides hydrothermaux ont eu lieu lors du dépôt de la Formation de Menihek. Il est possible que périodiquement les solutions hydrothermales aient aussi transporté Zn, Cu et Pb pour former des concentrations de Zn-Cu-Pb syngénétiques. Des formations de fer au faciès sulfuré accompagnant des gisements de sulfures de Zn-Pb stratiformes hydrothermaux au sein de roches sédimentaires d'origine exhalative ont été notées par Gustafson et Williams (1981).
- Le rapport S/Se. Les rapports soufre/sélénium suggèrent que les minéralisations de Zn-Cu-Pb ne sont pas d'origine magmatique.
- Les isotopes du soufre. Les valeurs des isotopes du soufre de l'indice de Zn-Cu-Pb suggèrent une origi-

ne non magmatique de celui-ci. De plus, les teneurs en isotope ³⁴S se situent à l'intérieur de l'éventail de valeurs typiques des gisements de sulfures massifs de Zn-Pb stratiformes au sein de roches sédimentaires (Gustafson et Williams, 1981).

La superposition spatiale des deux types de minéralisation (Cu-Ni, Zn-Cu-Pb). Selon Fournier (1983), les gabbros gloméroporphyriques pourraient avoir donné naissance à des liquides sulfurés immiscibles de Cu-Ni et Zn-Cu-Pb. Il a souligné que de tels liquides seraient produits indépendamment, les liquides de Cu-Ni étant associés à des cumulats magmatiques précoces et les liquides à concentration de Zn-Cu-Pb étant associés aux phases magmatiques résiduelles plus tardives. Dans un tel modèle, il n'existe aucune raison apparente pour que ces deux liquides, développés indépendamment, se retrouvent en étroite association spatiale. L'autre modèle n'explique pas non plus pourquoi les liquides de Cu-Ni se retrouvent toujours piégés à l'intérieur d'un filon-couche, alors que les liquides de Zn-Cu sont toujours expulsés des filons-couches pour former des minéralisations de remplacement dans les roches sédimentaires.

Toutes ces considérations portent à penser que les minéralisations de Zn-Cu-Pb ne sont pas d'origine magmatique. De telles minéralisations pourraient avoir été produites par la circulation de fluides hydrothermaux à l'intérieur des shales noirs de la Formation de Menihek avant l'intrusion des filons-couches de gabbro du Groupe de Montagnais.

Discussion

Genèse des gabbros gloméroporphyriques

Nous avons observé la similitude entre les zones de trempe des gabbros gloméroporphyriques et celles des gabbros ordinaires. Cette observation, soulignée par l'absence de phénocristaux de plagioclase calcique dans les zones de trempe, suggère que les glomérophénocristaux ont été introduits dans un magma similaire en composition au gabbro ordinaire. Le litage de flux aurait été responsable de l'agglomération des phénocristaux à l'intérieur des filons-couches de gabbro gloméroporphyrique. La croissance ultérieure de ces plagioclases durant la différenciation magmatique et lors de l'écoulement, évidente par les textures de croissance des bordures, a été responsable de la cimentation définitive des agglomérats déjà unis. La composition des coeurs des phénocristaux (qui semblent avoir un contenu en An uniformément élevé) suggère leur précipitation à partir d'un large volume de magma par étapes de surrefroidissement (undercooling). De larges volumes de magma sont requis pour que la précipitation du plagioclase ne change pas la composition du liquide résiduel de façon sensible (qui pourrait, sinon, conduire à la précipitation de phénocristaux moins calciques).

Des anomalies négatives d'Eu détectées dans la zone de trempe d'un gabbro gloméroporphyrique (J8: figure 28) et dans la matrice d'un gabbro anorthositique (J33) suggèrent que ces roches ont subi un certain fractionnement à partir du plagioclase. L'absence d'une anomalie de Eu significative dans la matrice du gabbro gloméroporphyrique (J-31) laisse supposer que le plagioclase de cette roche n'a pas précipité à partir de la matrice dans laquelle il réside actuellement. Ce comportement divergent pourrait résulter de l'extraction mécanique des phénocristaux de plagioclase du liquide duquel ils ont été précipités et de leur concentration subséquente. Les spectres des terres rares des filonscouches gloméroporphyriques sont généralement conformes à ceux que l'on trouverait si la précipitation de la plus grande partie du plagioclase avait eu lieu avant l'emplacement des filons-couches à des niveaux hypabyssaux.

Les phénocristaux apparemment plus calciques que les plagioclases des zones de trempe pourraient avoir été produits par un magma mafique plus primitif ou par un magma gabbroïque contaminé. Les magmas moins évolués ont généralement des rapports Ca/Na élevés et la cristallisation lente d'un tel magma pourrait produire des phénocristaux calciques. Des mégacris-

taux calciques (An 91.5-85) associés à de l'olivine riche en Mg et à des phénocristaux de clinopyroxène riche en Ca (Wilkinson, 1982) ont été rapportés dans des basaltes de fonds océaniques (MORB). La présence de phénocristaux de plagioclase calcique dans des basaltes océaniques de régions éloignées de la croûte continentale (e.g. l'archipel des Galapagos) suggère que ces cristaux peuvent se former en l'absence de contamination par la croûte continentale (Cullen et al., 1985). Des modèles faisant intervenir un magma parental de composition primitive pour les gabbros gloméroporphyriques archéens ont été développés par Phinney et Morrison (1982, 1984, 1985). Dans de tels modèles, les magmas primitifs seraient piégés à la bordure croûte-manteau où de l'olivine riche en Mg et du plagioclase calcique seraient extraits. Les phénocristaux de plagioclase, à cause de leur densité inférieure, sont entraînés par les magmas ascendants qui sont mélangés à des magmas plus évolués. De tels modèles sont difficiles à vérifier sur le terrain parce qu'ils requièrent que les cumulats mafiques aient été retenus en profondeur dans la croûte.

Le contenu en An du plagioclase dépend aussi du rapport Al/Si du liquide dans lequel il cristallise. Celuici à son tour peut être accrû par l'assimilation de croûte continentale. Cependant, les modèles favorisant l'assimilation sont limités par la quantité de croûte continentale pouvant être assimilée par un magma mafique avant le début de sa cristallisation (Bowen, 1928).

Les gabbros gloméroporphyriques de la Fosse du Labrador se limitent à une mince bande dans un horizon stratigraphique spécifique (la limite entre les roches sédimentaires du cycle II et les volcanites sommitales de ce cycle). Ceci suggère que l'évolution et l'emplacement des gabbros gloméroporphyriques se seraient produits à une période spécifique de l'évolution tectonique de la Fosse du Labrador. Des modèles tentant de relier les paramètres tectoniques (tels que les taux d'expansion) à la génération des gabbros gloméroporphyriques ont été développés par Flower (1980) et Cullen et al. (1985). Flower a proposé que l'existence d'une croûte océanique épaisse sous les rides océaniques à expansion lente favoriserait la rétention des magmas dans des réservoirs de la croûte inférieure où une cristallisation lente mais ininterompue pourrait produire de larges phénocristaux calciques.Cependant, Cullen et al. (ibidem) croient qu'une croûte océanique épaisse retarderait la progression vers le haut des phénocristaux calciques. Même si ces auteurs favorisent des taux d'expansion lents, ils partent de l'hypothèse d'une croûte océanique mince. Les

deux modèles s'accordent toutefois en ce qui concerne la formation de mégacristaux calciques, laquelle serait favorisée par des taux d'expansion crustale lents.

Wardle et Bailey (1981) ont suggéré que l'extrusion du Groupe de Doublet aurait eu lieu en réponse à un *rifting* rapide accompagnant la réouverture du segment du Labrador. Il est possible qu'avant le début d'un *rifting* rapide, les liquides mafiques aient été stagnants en profondeur et y auraient subi un fractionnement intense du plagioclase. Plus tard, le *rifting* rapide aurait alors pu empêcher les liquides gabbroïques de demeurer longtemps dans les chambres magmatiques, ce qui produirait alors des gabbros non gloméroporphyriques (figure 37). De cette manière, un seul magma parent, suite à différents taux d'expansion crustale, pourrait à différentes périodes produire des gabbros gloméroporphyriques ou non gloméroporphyriques (le tout en l'absence de contamination crustale profonde).

La formation de glomérophénocristaux de plagioclase par l'assimilation de roches sédimentaires à grande échelle dans des filons-couches de gabbro hypabyssaux semble improbable. Même si une assimilation mineure est possible, de tels filons-couches n'auraient pas eu assez de surchauffe (superheat) ou de chaleur de cristallisation latente pour assimiler de larges volumes de roches sédimentaires. Il faut souligner de plus que plusieurs filons-couches envahissent les roches sédimentaires, mais que ceux-ci n'ont pas tous développé de textures gloméroporphyriques. Finalement, il est difficile d'envisager une assimilation qui prendrait toujours place à un horizon stratigraphique spécifique (le niveau de gabbro gloméroporphyrique) et non pas à d'autres. Les modèles invoquant l'assimilation seraient plus probables si celle-ci avait pris place dans de larges chambres magmatiques en profondeur. Ces chambres magmatiques auraient de plus grandes quantités de chaleur latente de cristallisation disponibles pour l'assimilation de matériel de la croûte inférieure; le soutirage (tapping) de telles chambres magmatiques pourrait alors fournir des glomérophénocristaux à un seul horizon stratigraphique.

Minéralisations de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques

L'association des sulfures de Cu-Ni avec les filonscouches de gabbro gloméroporphyrique est inhabituelle parce que la plupart des gisements gabbroïques de Cu-Ni se retrouvent plutôt dans les horizons inférieurs de cumulats mafiques des intrusions différenciées (i.e. Sudbury, Complexe de Duluth). Historiquement, de tels gisements ont été expliqués par la ségrégation d'un liquide sulfuré immiscible et dense à travers un liquide mafique, pour se concentrer en gisements à la base de l'intrusion. La présence de sulfures de Cu-Ni dans des cumulats felsiques (i.e. gabbros gloméroporphyriques) plutôt que mafiques requiert donc une explication. Fournier (1983) a proposé que l'immiscibilité du liquide sulfuré aurait eu lieu dans de larges chambres magmatiques crustales en profondeur durant la cristallisation des phénocristaux de plagioclase. Des gouttelettes de sulfures formées à ce moment auraient adhéré aux faces des phénocristaux de plagioclase, les forcant à s'enfoncer dans la chambre magmatique. Fournier a indiqué que ce mécanisme aurait servi à concentrer les plagioclases aussi bien que les sulfures de Cu-Ni. Son modèle requiert de plus que cette association minérale soit subséquemment extraite et concentrée dans les filons-couches gloméroporphyriques hypabyssaux. Toutefois, la localisation de minéralisations de Cu-Ni dans des régions où les roches sédimentaires riches en sulfures sont communes suggère que l'immiscibilité du liquide sulfuré a pu en fait avoir été favorisé par l'incorporation de soufre sédimentaire dans des filons-couches hypabyssaux.

En vue de mieux déterminer le moment où l'immiscibilité du liquide sulfuré a eu lieu, il est nécessaire de revoir les conditions d'immiscibilité des liquides sulfurés dans les magmas tholéiitiques. Des études expérimentales démontrent que la solubilité du soufre augmente avec la pression et la température et diminue avec la fugacité de l'oxygène, mais le plus important est l'augmentation de la solubilité du soufre avec le contenu en fer ferreux du liquide (Haughton *et al.*, 1974; Buchanan et Nolan, 1979). La relation entre la solubilité du soufre et le contenu en fer ferreux reflète probablement la formation de complexes entre le soufre et le fer réduit du liquide (Buchanan et Nolan, 1979).

La facilité avec laquelle un liquide mafique atteint la saturation en soufre dans un système fermé dépend de la cristallisation des minéraux silicatés et oxydés. Comme dans n'importe quel magma en voie de fractionnement, le soufre n'est pas compatible et sa concentration dans le liquide augmente jusqu'à ce qu'un minéral de soufre apparaisse. Dans les magmas tholéiitiques, le fractionnement initial est habituellement contrôlé par l'olivine qui utilise le fer ferreux, diminue la densité et pousse le système vers la saturation en soufre (Stolper et Walker, 1980). Lorsque le plagioclase rejoint l'olivine sur le liquidus, le fer ferreux dans le liquide augmente rapidement pour produire un enrichissement en fer caractéristique des magmas tholéiitiques. À ce stade, les concentrations de soufre augmentent dans le liquide à cause de l'accroissement du fer ferreux. Des calculs par Czamanske et Moore (1977) suggèrent que l'immiscibilité du liquide sulfuré à ce moment est improbable. En effet, même si une augmentation de l'activité de la silice lors du fractionnement du plagioclase favorise l'immiscibilité d'un liquide sulfuré (Irvine,



FIGURE 37 – Diagramme schématique illustrant la transformation dans la Fosse du Labrador d'un environnement sédimentaire à un environnement volcanique. Dans (1) les magmas mafiques sont concentrés en profondeur avant une extension (rifting) rapide; les phénocristaux de plagioclase sont produits pendant cette période. Le début d'une extension (rifting) rapide (2) libère les magmas riches en phénocristaux de plagioclase et les concentre dans un horizon stratigraphique spécifique. Une extension rapide postérieure (3) produit des magmas non porphyriques.

1975), celle-ci est contrebalancée par l'effet du fer ferreux qui s'accroît dans le liquide. Le fractionnement du plagioclase devrait donc empêcher plutôt que de favoriser l'immiscibilité d'un liquide sulfureux. Par la suite, la tendance à l'enrichissement en fer est inversée par la cristallisation d'oxydes de fer; à ce moment, un liquide sulfuré immiscible peut aussi être produit. Ceci explique l'association commune de sulfures et d'oxydes dans la matrice de basaltes.

Même si les magmas basaltiques devaient être près de la limite de saturation en soufre lors de leur mise en place à des niveaux plus élevés de la croûte, cela n'implique pas qu'ils soient capables de séparer de larges volumes de liquides sulfurés immiscibles. Au contraire, la formation d'une large masse sulfurée requiert probablement une sursaturation à grande échelle du soufre (McCarthy et al., 1984). Même avec le fractionnement, le faible contenu initial en soufre des tholéiites $(800 \pm 150 \text{ ppm})$ à la source dans le manteau: Moore et Fabbi, 1971) peut restreindre l'importance du liquide sulfuré ségrégé. Pour cette raison, des modèles invoquant l'assimilation de roches sédimentaires ont été mis de l'avant pour expliquer la production de larges volumes de liquides sulfurés immiscibles à partir de magmas mafiques. Une contamination en silice qui peut forcer l'immiscibilité d'un liquide sulfuré a été suggérée pour Sudbury (Irvine, 1975) et Insizwa (Tischler et al., 1981). De larges intrusions mafiques reliées à un volcanisme basaltique de plateaux (Noril'sk et Duluth) pourraient avoir formé des liquides sulfurés immiscibles par l'assimilation de soufre crustal. Cette contamination se reflète dans leurs composition isotopique de soufre non magmatique (Godlevski et Grinenko, 1963; Mainwaring et Naldrett, 1977; Thompson et Naldrett, 1984).

Si un liquide sulfuré immiscible était produit en profondeur, tel que proposé par Fournier (1983), l'on pourrait s'attendre à ce qu'il se sépare du plagioclase à cause de la grande différence de densité entre ces deux phases. De plus, la production précoce d'un liquide sulfuré permettrait une plus longue période d'équilibration avec un liquide silicaté coexistant. Tel que débattu plus haut, ceci produirait des gisements de sulfures avec de hautes valeurs de R (hautes teneurs de métaux probablement enrichis en EGP) et de hauts rapports Ni/Cu. Les basses valeurs de R et des rapports Ni/Cu ainsi que les basses teneurs de l'indice de Lac Frederickson Sud suggèrent que l'immiscibilité en milieu liquide a été un processus tardif ayant pris place dans le filoncouche hypabyssal plutôt qu'un long processus initié dès le stade du large réservoir magmatique en profondeur.

La proximité spatiale des minéralisations gabbroïques de Cu-Ni et des roches sédimentaires riches en soufre ainsi que la possible composante de soufre non magmatique dans ces indices suggèrent que l'incorporation de soufre sédimentaire a joué un rôle dans leur localisation. Tel que discuté plus haut, il est improbable que des filons-couches gloméroporphyriques hypabyssaux puissent avoir assimilé le soufre par la fusion directe de roches sédimentaires. Il est cependant possible que du soufre additionnel ait été transféré aux filons-couches par métamorphisme de contact des xénolites de formation de fer au faciès sulfuré. Durant ce processus, la pyrite des xénolites incorporés serait transformée en pyrrhotine. La décomposition de la pyrite relâcherait le soufre dans le magma (cf. Ripley, 1981). Des xénolites de formation de fer au faciès sulfuré ont été observés à l'indice de Lac Connolly. Par ailleurs la bande sédimentaire de l'indice de Lac Frederickson Sud apparaît complètement perturbée par le gabbro gloméroporphyrique intrusif.

Cependant, ce processus n'explique pas pourquoi les gabbros gloméroporphyriques sont minéralisés alors que les gabbros ordinaires sont stériles. Les minéralisations de sulfures de Cu-Ni résultent d'une suite d'événements favorisant la concentration du soufre dans le magma, suivie d'une sursaturation rapide permettant l'immiscibilité líquide. Même si l'ampleur exacte de chaque processus n'est présentement pas quantifiée, il est possible que le fractionnement du plagioclase ait produit une augmentation initiale du soufre dans le magma et qu'ensuite l'incorporation de xénolites de formation de fer au faciès sulfuré ait provoqué une hypersaturation. Les basses valeurs des rapports S/Se pour la minéralisation de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques suggèrent cependant que la quantité de soufre incoporé a été faible. L'absence de précipitation importante de plagioclase dans les magmas des gabbros ordinaires laisse supposer que ces magmas n'ont pas subi de concentration de soufre, ou qu'alternativement ils ont perdu le soufre par une immiscibilité liquide précoce en profondeur.

Minéralisations de Zn-Cu-Pb dans les roches sédimentaires

En plus d'attribuer une origine syngénétique à ces minéralisations, peu de choses peuvent être dites à propos de leur genèse à cause du manque d'affleurements de roches sédimentaires dans la région. Cependant, si l'on tient compte de la distribution régionale des types de roches, des modèles de formation des gisements dans les roches sédimentaires et de notre compréhension actuelle de l'évolution de la Fosse, quelques interprétations générales peuvent être faites.

Sur une base mondiale, la majorité des gisements syngénétiques de métaux de base dans les roches sédimentaires seules peut être classée en deux groupes: ceux riches en Cu et ceux riches en Zn-Pb (Gustafson et Williams, 1981; Russell, 1981). L'indice de Lac Frederickson Nord ne correspond manifestement à aucune de ces catégories. Le Zn et le Cu sont des constituants plus communs des dépôts mixtes volcano-sédimentaires (type Besshi ou Kieslager) ou des environnements à volcanisme dominant (type polymétallique Zn-Cu-Pb) (Hutchison, 1980). Compte tenu des conditions de dépôt et des types de roches associées, les indices de Zn-Cu-Pb du lac Frederickson paraissent plus apparentés au type Besshi ou Kieslager, lequel type se retrouve dans des environnements marins profonds en association avec un volcanisme tholéiitique. Le type polymétallique, au contraire, se retrouve en eau peu profonde associé à un volcanisme calco-alcalin à alcalin, marin ou continental.

La Formation de Menihek est la plus jeune unité conservée dans le deuxième cycle sédimentaire de la Fosse du Labrador. Elle marque une période de transgression marine importante ayant recouvert le craton archéen vers l'ouest et paraît avoir couvert une période durant laquelle la Fosse a subi la transition d'un régime essentiellement sédimentaire (Groupe de Knob Lake) à un régime principalement volcanique (Groupe de Doublet). Cette transformation est visible aux niveaux supérieurs de la Formation de Menihek où sont présentes des coulées de basaltes. Le début du volcanisme doit avoir accrû le flux thermique dans les roches sédimentaires du bassin. La circulation de fluides formationnels (prémétamorphiques) réchauffés à travers les roches sédimentaires de Menihek pourrait avoir lessivé les métaux de base et l'expulsion de ces fluides le long de failles aurait aidé la mise en place des minéralisations.

Dimroth (1972) a proposé que la faille du lac Walsh soit une faille intraformationnelle syngénétique. De telles structures pourraient avoir servi de conduit à l'expulsion et à la concentration des fluides issus des roches sédimentaires. Les relations stratigraphiques dans la région étudiée ont malheureusement été perturbées par l'intrusion d'épais filons-couches de gabbro. Néanmoins, il est possible que les unités de brèche communément observées dans les carottes de forage de l'indice minéralisé de Lac Frederickson Nord puissent représenter des brèches d'escarpement de faille, ce qui serait attesté par leur matrice sulfureuse. Les niveaux les plus élevés de la Formation de Menihek le long de la faille du lac Walsh pourraient en fait devoir leur minéralisation à la proximité de cette structure.

Comparaison des types de minéralisation

Les indices de Cu-Ni de la région sont inhabituels en ce qui concerne leur association avec des accumulations felsiques de plagioclase dans des gabbros. En termes de leur genèse probable, à savoir par l'incorporation de soufre crustal, ils sont similaires à d'autres larges intrusions gabbroïques hôtes de gisements de Cu-Ni (Complexe de Duluth, Noril'sk).

Les gisements de Zn-Cu-Pb dans des roches sédimentaires ne sont pas aussi bien décrits que ceux de Zn-Pb plus familiers. Cependant, un gisement probablement analogue à l'indice de Zn-Cu-Pb de Lac Frederickson Nord se trouve à Ankarvattnet dans le nord des Calédonides suédoises. Ce gisement se trouve dans des turbidites calcareuses ordoviciennes au sein desquelles se sont introduits d'épais filons-couches de gabbro tholéiitique (Sundblad, 1981). Stephens (1980) a interprété la géologie régionale de la région d'Ankarvattnet en termes de marge continentale de fossé tectonique (rift) similaire au modèle proposé pour la Fosse du Labrador par Wardle et Bailey (1981). La mine d'Ankarvattnet (750 000 tonnes; 5.5% Zn, 0.45% Cu, 0.37% Pb) est aussi similaire en tonnage et teneurs au gisement de Lac Frederickson Nord (279 400 tonnes; 4.38% Zn, 0.77% Cu, 0.50% Pb).

Le plus proche analogue géologique moderne de la région du lac Frederickson se trouve dans le bassin de Guaymas, dans le golfe de Californie (Einsel et al., 1982; Kiski et al., 1985). À cause du haut taux de sédimentation du bassin du Guaymas, un segment de l'axe d'extension du East Pacific Rise est couvert de roches sédimentaires. Il en résulte que les magmas mafiques se sont introduits sous forme de filons-couches subvolcaniques plutôt que sous forme de croûte océanique normalement superposée. Les lits de roches sédimentaires ont une épaisseur de 10 à 100 m (Einsele et al., 1982), une variation comparable à celle de la région du lac Frederickson. Les roches sédimentaires en contact avec les filons-couches ont été altérées par la circulation de fluides "intraformationnels" provoquée par la chaleur des filons-couches de gabbro. L'écoulement de ces fluides sur le plancher océanique a produit des gisements de sulfures polymétalliques (po-py-sph-cpy-gal) (Peters, 1986).

.

Sommaire et recommandations

Sommaire

Une association spatiale claire entre les indices Cu-Ni et les gabbros gloméropophyriques peut être déduite des observations de terrain. Sur la base des arguments développés dans les chapitres précédents, les phénocristaux de plagioclase ont dû être produits en profondeur, alors que l'immiscibilité du liquide sulfuré a dû n'avoir eu lieu que dans des filons-couches hypabyssaux. Lors de la cristallisation du plagioclase en profondeur, le contenu en fer ferreux du liquide résiduel silicaté aurait augmenté (Stolper et Walker, 1980). Des niveaux enrichis en fer ferreux permettraient la concentration du soufre dans le liquide, mais pas au point de l'immiscibilité liquide. Le fractionnement antérieur d'olivine réduirait la concentration de Ni du liquide et augmenterait celle de Cu. Un enrichissement plus poussé du fer augmenterait la densité du liquide et permettrait au plagioclase de flotter. L'extraction des cristaux de plagioclase, de même que celle d'une partie du liquide résiduel enrichi en S et Cu, pourrait être le lien génétique entre les gabbros gloméroporphyriques et les indices de Cu-Ni. La dilution du contenu en Cu et S du magma gloméroporphyrique résulterait du mélange de ce liquide enrichi en plagioclase-Cu-S avec des magmas gabbroïques ordinaires pour former des filons-couches gloméroporphyriques. Les magmas gabbroïques gloméroporphyriques contiendraient cependant toujours de plus hautes concentrations de S et Cu qu'un magma gabbroïque ordinaire.

L'immiscibilité liquide des sulfures dans les gabbros gloméroporphyriques pourrait avoir été provoquée par le métamorphisme de contact des xénolites de formation de fer au faciès sulfuré. Les gabbros ordinaires ne sont pas minéralisés, probablement parce qu'il n'ont pas subi une concentration initiale de soufre lors du fractionnement du plagioclase.

Les indices de Zn-Cu-Pb dans les roches sédimentaires sont interprétés sur la base de caractères texturaux, isotopiques, expérimentaux et de terrains, comme n'étant pas reliés aux gabbros gloméroporphyriques et sont ici classés comme minéralisations de Zn-Cu-Pb exhalatives sédimentaires. La superposition spatiale de ce type d'indice et des indices de Cu-Ni dans des gabbros gloméroporphyriques est probablement le résultat de la localisation de ces derniers aux endroits où l'incorporation de soufre sédimentaire a pu se réaliser.

Recommandations

Les niveaux supérieurs de la Formation de Menihek semblent représenter l'horizon le plus favorable au développement de gisements de Zn-Cu-Pb dans les roches sédimentaires et de Cu-Ni dans les gabbros gloméroporphyriques. Au cours des quarante dernières années, l'exploration de cet horizon a fait découvrir l'existence de plusieurs petits indices minéralisés de sulfures. Ceci pourrait indiquer que la concentration de métaux, bien que dans un environnement riche en sulfures, n'a pas été suffisamment grande pour produire de larges gisements. Par contre, il pourrait exister un potentiel pour trouver de plus gros gisements; les gisements de Zn-Pb dans des roches sédimentaires peuvent être plusieurs fois plus gros que ceux de sulfures massifs volcanogéniques (Large, 1983). Dans cette perspective, la partie supérieure de la Formation de Menihek semble l'horizon stratigraphique le plus favorable à la présence de gisements de Zn-Cu-Pb intrasédimentaires. Il est possible que des environnements moins profonds, maintenant exposés à l'ouest de la région étudiée, puissent être à l'origine de gisements riches en Cu.

Seuls les métaux précieux (Au, EGP) sont à présent économiquement viables et justifieraient de nouvelles campagnes d'exploration de cette région. À ce jour, les concentrations d'EPG les plus intéressantes ont été décelées dans des minéralisations de Cu-Ni au sein de roches ultramafiques (type 1 de Fournier).

Références

- ALBAREDE, F., JUTEAU, M., 1984 Unscrambling the lead model ages. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 48, pages 207-212.
- ASHWAL, L.D. MORRISON, D.A. PHINNEY, W.C. WOOD, J., 1983 – Origin of Archean anorthosites: evidence from the Bad Vermillion Lake Anorthosite Complex, Ontario. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 82, pages 259-273.
- AUCLAIR, G. FOUQUET, Y. BOHN, N., 1987 Distribution of selenium in high-temperature hydrothermal sulphide deposits at 13 north, East Pacific Rise. Canadian Mineralogist; sous presse.
- AUGER, P.E., 1950 Report on detailed geological mapping in the Frederickson-Faute-Martin Lake area, base metal zone: Labrador Mining and Exploration Co. LTD.: Ministère des Mines; GM-6844.
- AVRAMTCHEV, L. LeBEL-DROLET, S., 1979 Inventaire des gisements minéraux du Québec, au 30 septembre 1979. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DPV-707.
- AVRAMTCHEV, L., 1986 Carte minérale du Québec (Échelle 1:1 500 000). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-09.
- BARAGAR, W.R.A., 1960 Petrology of basaltic rocks in part of the Labrador Trough. Bulletin of Geological Society of America; volume 77, pages 1589-1644.
 - 1967 Wakuach map area, Québec-Labrador. Commission géologique du Canada; Memoir 344, 174 pages.
- BARRETT, T.J. WARES, R.P. FOX, J.S., 1987 Twostage hydrothermal formation of a lower Proterozoïc sediment-hosted massive sulphide deposit, Labrador Trough, Quebec; sous presse.
- BARTON, P.B. Jr TOULMIN, P., 1966 Phase relationships involving sphalerite in the Fe-Zn-S system. Economic Geology; volume 61, pages 815-849.
- BAVINTON, O.A., 1981 The nature of sulphidic metasediments at Kambalda and their broad relationships with associated ultramafic rocks and nickel ores. Economic Geology; volume 76, pages 1606-1628.
- BERNER, R.A., 1984 Sedimentary pyrite formation: an update. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 48, pages 605-615.
- BOWEN, N., 1928 The evolution of igneous rocks. Dover Press: New York, 332 pages.
- BUCHANAN, D.L. NOLAN J., 1979 Solubility of sulphur and sulphide immiscibility in synthetic tho-

leiitic melts and their relevance to Bushveld Complex rocks. Canadian Mineralogist; volume 17, pages 483-494.

- BUCHANAN, D.L. NOLAN, J. SUDDABY, P. ROUSE, J.E. – VILJOEN, M.J. – DAVENPORT, J.W.J., 1981 – The genesis of sulphide mineralization in a portion of the Potgietersrus limb of the Bushveld Complex. Economic Geology; volume 76, pages 568-579.
- BUCHANAN, D.L. ROUSE, J.E., 1984 Role of contamination in the precipitation of sulphides in the Platreef of the Bushveld Complex. *IN* Sulphide Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks (D.L. Buchanan, M.J. Jones, editors); pages 141-146.
- CAMPBELL, I.H. ROEDDER, P.L. DIXON, J.M., 1978
 Plagioclase buoyancy in basaltic liquids as determined with a centrifuge furnace. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 67, pages 369-377.
- CAMPBELL, I.H. NALDRETT, A.J., 1979 The influence of silicate: sulphide ratios on the geochemistry of magmatic sulphides. Economic geology; volume 74, pages 1503-1505.
- CAMPBELL A.C. GIESKES, J.M., 1984 Water column anomalies associated with hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California. Earth and Planetary Science Letters; volume 68, pages 57-72.
- CAMERON, E.M., 1982 Sulphate and sulphate reduction in early Precambrian oceans. Nature; volume 290, pages 145-148.
- CARROL, M.R. RUTHERFORD, M.J., 1985 Sulphide and sulphate saturation in hydrous silicate melts. *IN* Proceedings of the fifteenth lunar and planetary science conference, part 2. Journal of Geophysical Research; volume 90, pages C610-C612.
- CLARK, D.B. O'HARA, M.J., 1979 Nickel, and the existence of high-MgO liquids in nature. Earth and Planetary Science Letters; volume 44, page 153-158.
- CLARK, T. 1987 Platinium group element occurrences of the Labrador Trough. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; Document de promotion no.18.
- CLARK, T. THORPE, R., 1987 Lead isotope galena ages from the Labrador Trough (abstract). *IN* Réunion annuelle conjointe AGC-AMC, Saskatoon, 1987, page 37.

- CULLEN, A. VICENZI, E. McBIRNEY, A.R., 1985 Abingdonites, plagioclase ultraphyric basalts of the Galapagos Archipelago; sous presse.
- CUMMING, G.L. RICHARDS, J.R., 1975 Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth. Earth and Planetary Science Letters; volume 28, pages 151-171.
- CUMMING, G.L. BARAGAR, W.R.A. BERGERON R.
 JACKSON, G.D., 1982 Geochronological interpretations of Pb isotope ratios in nickel sulphides of the Thompson Belt, Manitoba. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 19, pages 2306-2324.
- CZAMANSKE, G.K. MOORE, J.G., 1977 Composition and phase chemistry of sulphide globules in basalt from the mid-Atlantic ridge rift valley near 37 latitude. Geological Society of America Bulletin; volume 88, pages 587-599.
- DEER, W.A. HOWIE, R.A. ZUSSMAN, J., 1985 An Introduction to the Rock Forming Minerals. Longman, London, 15e édition, 528 pages.
- DIMROTH, E., 1970 Evolution of the Labrador Geosyncline. Geological Society of America Bulletin; volume 81, pages 2717-2742.
 - 1972 The Labrador Geosyncline revisited. American Journal of Science; volume 272, pages 487-506.
- 1978 Région de la Fosse du Labrador (54°30'-56° 30'): Ministère des Richesse naturelles, Québec; RG-193, 396 pages.
- 1981 Labrador Geosyncline: type example of early Proterozioc cratonic reactivation. *IN* Precambrian Plate Tectonics (A. Kroner, editor). Elsevier, Amsterdam, pages 332-352.
- DIMROTH, E BARAGAR, W.R.A. BERGERON, R. JACKSON, G.D., 1970 – The filling of the Circum-Ungava Geosyncline. *IN* Symposium on Basins and Geosynclines of the Canadian Shield. (A.J. Bear, editor). Commission géologique Canada; rapport 70-40, pages 45-142.
- DIMROTH, E. DRESSLER, B., 1978 Metamorphism of the Labrador Trough. *IN* Metamorphism of the Canadian Shield. Commission géologique du Canada; rapport 78-10, pages 215-236.
- DOE, B.R. STACEY, J.S., 1974 The application of lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. Economic Geology; volume 69, pages 757-776.
- DOE, B.R. ZARTMAN, R.E., 1979 Plumbotectonics I, the Phanerozoic, *IN* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2e edition (H.L. Barnes, editor) John Wiley and Sons: Interscience, New York, pages 22-70.

- DONALDSON, J.A., 1966 The Marion Lake map area, Québec-Newfoundland. Commission géologique du Canada; Memoir 102.
- DRAKE M.J. WEILL, D.F., 1975 Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu 2+, Eu 3+, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 39, pages 689-712.
- DRAKE, M.J., 1976 Plagioclase-melt equilibria. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 40, page 457-465.
- DRESSLER, B., 1979, Région de la Fosse du Labrador 56°30'-57°15'). Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-195.
- DUKE, J.M., 1979 Computer simulation of the fractionation of olivine and sulphide from mafic and ultramafic magmas. Canadian Mineralogist; volume 17, pages 507-514.
- ECKSTRAND, O.R., 1983 Sulphur isotope data for selected nickel deposits of the Labrador Trough and Thompson Belt. Notes accompanying a poster display. Commission géologique du Canada; Current Activities Forum.
- ECKSTRAND, O.R. HULBERT, L.J., 1987 Selenium and the source of sulphur in magmatic nickel and platinium deposits (abstract) *IN* Réunion annuelle conjointe AGC-AMC, Saskatoon, 1987, page 40.
- EINSELE, G. GIESKES, J.M. CURRAY, J. MOORE, D.M. – AGUAYO, E. – AUBURY, M. – FORNARI, D. – GUERRERO, J. – KASTNER, M. – KELTS, K. – LYLE, M. – MATOBA, Y. – MOLINA-CRUZ, A. – NIEMITZ, J. – RUEDA, J. – SAUNDERS, A. – SCHRADER, H. – SIMONEIT, B. – VACQUIER, V., 1980 – Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments, and resulting hydrothermal activity. Nature; volumes 283, pages 441-445.
- ELTHON, D., 1984 Plagioclase buoyancy in oceanic basalts: chemical effects. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 48, pages 753-768.
- FLOWER, M.F., 1980 Accumulation of calcic plagioclase in ocean ridge tholeiites: an indication of spreading rate? Nature; volume 285, pages 530-532.
- FOURNIER, D., 1983 Les indices de Cu-Ni et de Zn-Cu, Fosse du Labrador. Université Pierre et Marie Curie, Paris; thèse de doctorat non publiée, 209 pages.
- FOX, J.S., 1984 Besshi-type volcanogenic sulphide deposits: a review. Bulletin de l'Institut Canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 7, no. 864, pages 57-68.
- FRANCIS, D. LUDDEN, J. HYNES A.J., 1983 -Magma evolution in a Proterozoic rifting environ-

ment. Journal of Petrology; volume 24, pages 556-582.

- FRANKLIN, J.M. ROSCOE, S.M. LOVERIDGE, W.D. – SANGSTER, D.F., 1983 – Lead isotope studies of Superior and Southern Provinces. Commission géologique du Canada; Rapport 351, 60 pages.
- FRAREY, M.J., 1967 Willbob Lake and Thompson Lake map area, Quebec and Newfoundland. Commission géologique du Canada; Memoir 348.
- FRAREY, M.J. DUFFELL, S., 1964 Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough. Commission géologique du Canada; Rapport 64-25, pages 1-13.
- FRYER, B.J., 1972 Age determination in the Circum -Ungava geosyncline and the evolution of Precambrian banded iron-formations. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 9, pages 652-663.
- FUJII, T. KUSHIRO, I., 1977 Density, viscosity and compressibility of basaltic liquid at high pressures. Carnegie Institution Washington Yearbook; volume 76, pages 419-424.
- GAIN, S.B. MOSTERT, A.B., 1982 The geological setting of the platinoïd and base metal sulphide mineralization of the Bushveld Complex in Denthe, north of Potgietersrus. Economic Geology; volume 77, pages 1395-1404.
- GARIÉPY, C. ALLÈGRE, C.J., 1985 The lead isotope geochemistry and geochronology of late-kinematic intrusives from the Abitibi greenstone belt, and the implications for late Archean crustal evolution. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 49, pages 2371-2383.
- GEBERT, J.S. FOX, J.S. BARRETT, T.J., 1987 A reinterpretation of Zn-Cu and Cu-Ni deposits of the Frederickson Lake Area, Central Labrador Trough (abstract). *IN* Réunion annuelle conjointe AGC-AMC, Saskatoon, 1987, page 45.
- GODLEVSKI, M.N. GRENINKO, L.N., 1963 Some data on the isotopic composition of the sulphides from the Noril'sk deposit. Geochemistry; volume 1, pages 35-41.
- GOLDSCHMIT, V.M. STROCK, L.W., 1935 Zur geochemie des selens II. Ges. Wiss. Gottingen, Nachr., mat-phys. K1., Geol. U. Miner. N.F. Bd. 1, no. 11, pages 123-142.
- GOULET, N. GARIÉPY, C. MARESCHAL, J.C., 1987 – Structure, geochronology, gravity and tectonic evolutions of the Northern Labrador Trough (abstract). *IN* Réunion annuelle conjointe AGC-AMC, Saskatoon, 1987, page 48.
- GRANT, N.K. MOLLING, P.A., 1981 A strontium isotope and trace element profile through the Partridge River Troctolite, Duluth Complex, Minnesota. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 77, pages 296-305.

- GREEN, D.H. RINGWOOD, A.E., 1967 The genesis of basaltic magmas. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 15, pages 103-190.
- GREEN, N.L., 1975 Archean glomeroporphyritic basalts. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 12, pages 1770-1784.
- GRIFFIS, A.T., 1943 The geology of the Attikamagen-George River area, 1942. Labrador Mining and Explor. Co. LTD. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-1212.
- GRIFFIS, A.T., 1945 The Frederickson-Jimmick-Walsh Lake area, 1944. Hollinger North Shore Explor. Co. LTD; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-8394B.
- GROVE, T. L. GERLACH, D.C. SANDO, T.W., 1982 Origin of calc-alkaline series lava at Medicine Lake Volcano by fractionation, assimilation and mixing. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 80, pages 160-182.
- GULSON, B.L. PORRITT, P.M., 1987 Base metal exploration of the Mount Read volcanics, Western Tasmania: pt. II. Lead isotope signatures and genetic implications. Economic Geology; volume 82, pages 291-307.
- GULSON, B.L. LARGE, R.R. PORRITT, P.M., 1987 Base metal exploration of the Mount Read volcanics, Western Tasmania: pt. III. Application of lead isotopes at Elliott Bay. Economic Geology; volume 82, pages 308-327.
- GUSTAFSON, L.B. WILLIAMS, N., 1981 Sedimenthosted stratiform deposits of copper, lead and zinc. *IN* Economic Geology 75th Anniversary Volume (B.J. Skinner, editor), pages 139-178.
- HARRISON, J.M., 1952 The Québec-Labrador iron belt, Québec and Newfoundland (preliminary report). Commission géologique du Canada; Rapport 52-20.
- HARRISON, J.M. HOWELL, J.E. FAHRIG, W.F., 1972 – A geological cross section of the Labrador Trough miogeosyncline near Schefferville, Québec. Commission géologique du Canada; Rapport 70-37.
- HART, S.R. DAVIS, K.E., 1978 Nickel partitioning between olivine and silicate melt. Earth and Planetary Science Letters; volume 40 pages 203-219.
- HAUGHTON, D.R. ROEDDER, P.L. SKINNER, B.J., 1974 – Solubility of sulphur in mafic magmas. Economic Geology; volume 69, pages 451-461.
- HAMLYN, P.R. KEAYS, R.R. CAMERON, W.E. -CRAWFORD, A.J. - WALDRON, H.M., 1985 - Precious metals in magnesian low-Ti lavas: implications for metallogenesis and sulphur saturation in primary magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 49, pages 1797-1811.

- HAMLYN, P.R. KEAYS, R.R., 1986 Sulphur saturation and second stage melts: application to the Bushveld platinum metal deposits. Economic Geology; volume 81, page 1431-1445.
- HELZ, R.T., 1977 Determination of P-T dependance of the first appearance of Fe-S-rich liquids in natural basalts to 20 kb (abstract). EOS; volume 58, page 523.
- HOBBS, B.E. MEANS, W.P. WILLIAMS, P.F., 1976 An Outline of Structural Geology. John Wiley and Sons: Toronto, 571 pages.
- HOGG, G.M., 1957 Report on the Frederickson Prospect. Hollinger North Shore Explor. Co. LTD, Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-5200.
- 1966 The exploration of sulphide bearing belt, Labrador and New Québec. Bulletin de l'Institut canadien des Mines et de la Métallurgie; volume 119, pages 339-346.
- HUTCHISON, R.W., 1980 Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. *IN* The Continental Crust and its Mineral Deposits (D.W. Strangway, editor), special paper 20, pages 659-684.
- HUTCHISON, M.N. SCOTT, S.D., 1981 Sphalerite geobarometry in the Cu-Fe-Zn-S system. Economic Geology; volume 76, pages 143-153.
- IRVINE, T.N. BARAGAR, W.R.A., 1971 A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 8, pages 523-548.
- IRVINE, T.N., 1975 Crystallization sequences of the Muskox intrusion and other layered intrusions-II. Origin of chromite layers and other similar deposits of other magmatic ores. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 39, pages 991-1020.
- IRVINE, T.N. KEITH, D.W. TODD, S.G., 1983 The J-M platinum-palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: II. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex. Economic Geology; volume 78, pages 1278-1334.
- JENSEN, L.S., 1976 A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Departement of Mines; Miscellaneous Paper 66.
- KAVANAGH, P.M., 1953 Geology of the Hyland Lake area, New Quebec. Labrador Mining and Explor. Co. LTD., Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-2757.
- KIRKLAND, R.W., 1950 The Connolly-Walsh Lake area, New Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; GM-6847.
- KERRIDGE, J.F. HAYNON, R.M. KASTNER, M., 1983 – Sulfur systematics at the 21 N site East Pacific

Rise. Earth and Planetary Science Letters; volume 66, pages 91-100.

- KIRKPATRICK, R.J., 1975 Crystal growth from the melt: a review. American Mineralogist; volume 60, pages 798-814.
- KITE, B.T., 1981 The Geology of the Zenith zinc deposit near Schreiber, Ontario. Lakehead University, Thunder Bay; thèse de baccalauréat non publiée.
- KOSKI, R.A. LONSDALE, P.F. SHANKS, W.C. BERNDT, M.E. – HOWE S.S., 1985 – Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulphide deposit from the Southern Trough of the Guaymas Basin, Gulf of California. Journal of Geophysical Research; volume 90, no. B8, pages 6695-6707.
- KULLERUD, G., 1953 The FeS-ZnS system, a geological thermometer. Norsk Geologisk Tiddsskrift; volume 32, pages 61-147.
- LARGE, D.E., 1983 Sediment-hosted massive sulphide Pb-Zn deposits: an empirical model. *IN* Association minéralogique du Canada, short course handbook; volume 8, pages 1-29.
- LAVERGNE, C., 1985 Gîtes minéraux à tonnage évalué et production minérale du Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 85-08.
- LIGHTFOOT, P.C. NALDRETT, A.J. HAWKES– WORTH, C.J., 1984 – The geology and geochemistry of the Waterfall Gorge section ot the Insizwa Complex with particular reference to the origin of the nickel sulphide deposits. Economic Geology; volume 79, pages 1857-1879.
- LeGALLAIS, C.J. LAVOIE, S., 1982 Basin evolution of the lower Proterozoic Kaniapiskau Supergroup, central Labrador miogeocline (Trough), Quebec. Bulletin of Canadian Petroleum Geologist; volume 30, pages 150-166.
- LeHURAY, A.P., 1982 Lead isotopic patterns of galena in the Piedmont and Blue Ridge ore deposits, southern Appalachians. Economic Geology; volume 77, pages 335-351.
- LOFTGREN, G.E., 1983 Effect of heterogenous nucleation on basaltic textures: a dynamic crystallization study. Journal of Petrology; volume 24, pages 225-229.
- LOW, A.P., 1898 Report on a traverse of the northern part of the Labrador Peninsula from Richmond Gulf to Ungava Bay. Commission géologique du Canada; Rapport Annuel no 9, partie L.
- MacLEAN, W.H., 1969 Liquidus phase relationships in the FeS-FeO-Fe2O3-SiO2 system, and their application in geology. Economic geology; volume 64, pages 865-884.

1977 – Sulphides in leg 37 drill cores from the mid-Atlantic. Journal canadien des sciences de la Terre; volume 14, pages 677-683.

- MacLEAN, W.H. SHIMAZAKI, H., 1976 The partition of Co, Ni, Cu and Zn in silicate liquids. Economic Geology; volume 74, pages 1049-1057.
- MACGEE, M., 1968 Geology and ore deposits of the Ducktown District, Tennessee. *IN* Ore Deposits of the United States, 1933-1967 (J.D. Ridge, editor), AIME, pages 208-241.
- MAINWARING, P.R. NALDRETT, A.J., 1977 Country-rock assimilation and the genesis of Cu-Ni sulfides in the Water Hen intrusion, Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology; volume 72, pages 1269-1284.
- MARSTON, R.J. GROVES D.I. HUDSON, D.R. ROSS, J.R., 1984 – Review of Ni-sulphide deposits. Economic Geology; volume 76, pages 1334-1363.
- MATHEZ, E.A., 1976 Sulphur solubility and magmatic sulphides in submarine basaltic glass. Journal of Geophysical research; volume 81, pages 4269-4276.
- McCARTHY, T.S. LEE, C.A. FESQ, H.W. KABLE, E.J.D. – ERASMUS, C.S., 1984 – Sulphur saturation in the lower and critical zones of the Eastern Bushveld Complex. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 48, pages 1005-1019.
- McGOLDRICK, P.J. KEAYS, R.R. SCOTT, B.S., 1979 - Thallium: a sensitive indicator of rock/seawater interaction and of sulphur saturation in silicate melts. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 43, pages 1303-1311.
- MOORE, J.G. FABBI, B.P., 1971 An estimate of the juvenile sulphur content of basalt. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 33, pages 118-127.
- MYERS, J.D. SINHA, A.K. MARSH, B.D., 1984 Assimilation of crustal material by basaltic magma: strontium isotopic and trace element data from the Edgecumbe volcanic field, SE Alaska. Journal of Petrology; volume 25, pages 1-26.
- NALDRETT, A.J., 1979 Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu between sulphide liquid and basaltic melts and the composition of Ni-Cu sulphide deposits - a reply and further discussion. Economic Geology; volume 74, pages 1520-1529.

1981 – Nickel sulphide deposits: classification, composition and genesis. *IN* Economic Geology 75th Anniversary Volume (B.J. Skinner, editor), pages 628-685.

NALDRETT, A.J. – HOFFMAN, E.L. – GREEN, A.H. – CHOU, C.L. – NALDRETT, S.R., 1979 – The composition of Ni-sulphide ores, with particular reference to their content of PGE and Au. Canadian Mineralogist; volume 17, pages 403-415.

- NASLUND, H.R., 1983 The effect of oxygen fugacity on liquid immiscibility in iron-bearing silicate melts. American Journal of Science; volume 283, pages 1034-1059.
- NIELSEN, R.L. DUNGAN, M.A., 1983 Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 84, pages 310-326.
- OHMOTO, H. RYE, R.O., 1979 Isotopes of sulphur and carbon. *IN* Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2e edition (H.L. Barnes, editor), John Wiley and Sons: Interscience; pages 509-567.
- PASTERIS, J.D., 1984 Further interpretation of the Cu-Fe-Ni sulphide mineralization in the Duluth Complex, Northeastern Minnesota. Canadian Mineralogist; volume 22, pages 39-53.
- PEARCE, J.A. CANN, J.R., 1973 Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters; volume 19, pages 290-300.
- PEARCE, J.A. GALE, G.H., 1977 Identification of ore-depositional environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. Geological Society of London; special plublication no 7, pages 14-24.
- PEARCE, J.A. NORRY, M.J., 1979 Petrogenetic implications of Ti, Zr, and Nb variations in volcanic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 69, pages 33-47.
- PEARCE, T.H. GORMAN, B.E. BIRKETT, T.C., 1977 – The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 36, pages 121-132.
- PÉLISSONNIER, H., 1972 Les dimensions des gisements de cuivre du monde. Essai de métallogénie quantitative. Bureau de Recherche géologique et minière; Mémoire 57.
- PETERS, J.M., 1986–Genesis of hydrothermal vent deposits in the Southern Trough of the Guaymas Basin, Gulf of California: A mineralogical and geochemical study. University of Toronto; thèse de maitrise, non publiée.
- PHINNEY, W.C. MORRISON, D.A., 1982 Archean megacrystic plagioclase units and the tectonic setting of greenstones. Lunar and Planetary Science Institute; Report 82-01, Houston, pages 121-124.
- 1984 Calcic plagioclase megacrysts: implications for widespread formation of cummulates in Archean crust. Precambrian Geochemistry Field Conference, 1984, page 115.

1985 – Alteration in Archean anorthosites. Lunar and Planetary Science Conference XVII, Houston, pages 589-590. _____ 1986 – Multiple sources for basaltic Archean melts (abstract). EOS; volume 67, page 348.

- RAO, B.V. RIPLEY, E.M., 1983 Petrochemical studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology; volume 78, pages 1222-1238.
- RIPLEY, E.M., 1981 Sulphur isotopic studies of the Dunka Road Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology; volume 76, pages 610-620.
- 1986 Origin and concentration mechanisms of copper and nickel in the Duluth Complex sulphide zones - a dilemma. Economic Geology; volume 81, pages 974-978.
- RIPLEY, E.M. AL-JASSAIR, T.J., 1987 Sulphur and oxygen isotope studies of melt-country rock interaction, Babbit Cu-Ni deposit, Duluth Complex, Minnesota. Economic Geology; volume 82, pages 87-107.
- RHODES, J.M. DUNGANMA, M.A. BLANCHARD, D.P. – LONG, D.E., 1979 – Magma mixing at midocean ridges: evidence from basalts drilled near 22° N on the mid-Atlantic ridge. Tectonophysics; volume 55, pages 35-61.
- ROEDDER, P.L. EMSLIE, B.F., 1970 Olivine liquid equilibrium. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 29, pages 275-289.
- ROEDDER, P.L., 1981 CO2–sulphide melt and silicate melt inclusions in olivine nodules from the Loihi Seamount, Hawaii (abstract). EOS; volume 62, page 1083.
- RUSSEL, M.J. SOLOMON, M. WALSHE, J.L., 1981 The genesis of sediment-hosted, exhalative zinc + lead deposits. Mineralium Deposita; volume 16, pages 113-127.
- SANGSTER, D.F. SCOTT, S.D., 1976 Precambrian stratabound massive Cu-Zn-Pb sulphide ores of North America. *IN* Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits (K.H. Wolf, editor). Elsevier Scientific, Amsterdam, pages 129-222.
- SARNTHEIN, M. DIESTER–HAASS, L., 1977–Eoliansand turbidites. Journal of sedimentary petrology; volume 47, n°2, pages 868-890.
- SAUVÉ, P. BERGERON, R., 1965 Région des lacs Gerido et Thevenet. Ministère des Richesses naturelles, Québec; RG-104.
- SCOTT, S.D., 1976 The Fe-Zn-S system. *IN* Sulphide Mineralogy (P.H. Ribbe, editor). Mineralogical Association of America, Washington, pages 41-58.
- SCOTT, S.D. BARNES, H.L., 1971 Sphalerite geothermometry and geobarometry. Economic Geology; volume 65, pages 653-689.
- SHANKS, W.C. BISCHOFF, J.L., 1980 Geochemistry, sulphur isotope composition, and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits. Economic Geology; volume 75, pages 445-459.

- SHANKS, W.C. NIEMITZ, J., 1982 Sulphur isotope studies of hydrothermal anhydrite and pyrite, deep sea drilling projet leg, 64, Guaymas Basin, Gulf of California. Initial reports of the deep sea drilling project; volume 64, partie 2, pages 1137-1142.
- SHIMAZAKI, H. MacLEAN, W.H., 1976 An experimental study on the partition of lead and zinc between silicate and sulphide liquids. Mineralium Deposita; volume 11, pages 125-132.
- SECCOMBE, P.K. GROVES, D.I. MARSTON, R.J. -BARRETT, F.M., 1981 – Sulphide paragenesis and sulphur mobility in Fe-Ni-Cu sulphide ores at Lunnon and Juan main shoots, Kambalda: textural and sulphur isotopic evidence. Economic Geology; volume 76, pages 1675-1685.
- STACEY, J.S. KRAMERS, J.D., 1976 Approximation of terrestrial lead by a two stage model. Earth and Science Planetary Letters; volume 26, pages 207-221.
- STANTON, R.L., 1972 Ore Petrology. McGraw Hill: New York, 713 pages.
- STEPHENS, M.B., 1980– Occurrence, nature and tectonic significance of volcanic and high-level intrusive rocks within the Swedish Caledonides: *IN* The Caledonides in the USA (D.R. Wones, editor). Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, pages 289-298.
- STOCKWELL, C.H., 1963 Third report on the structural provinces, orogenies and time classification of the rocks of the Canadian Shield. Commission géologique du Canada, Rapport 63-17.
- STOLPER, E.M. WALKER, D., 1980 Melt density and the average composition of basalt. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 74, pages 7-12.
- STOLPER, E.M., 1980 A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. Contribution to Mineralogy and Petrology; volume 74, pages 13-27.
- SUNDBLAD, K., 1981 Chemical evidence for, and implications of, a primary FeS phase in the Ankarvattnet Zn-Cu-Pb massive sulphide deposit, Central Swedish Caledonides. Mineralium Deposita; volume 16, pages 129-146.
- TAYLOR, S.R. GORTON, M.P., 1977 Geochemical application of spark source spectrography - III element sensitivity, precision and accuracy. Geochimica et Cosmochimica Acta; volume 41, pages 1375-1380.
- TAYLOR, H.P., 1980 The effects of assimilation of country rocks by magmas on 16O/16O and 87Sr/87Sr systematics in igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 47, pages 243-254.

- THOMPSON, J.F.H. NALDRETT, A.J., 1984 Sulphides-silicate reactions as a guide to Ni-Cu-Co mineralization in central Maine USA. *IN* Sulphides Deposits in Mafic and Ultramafic Rocks (D.L. Buchanan and M.J. Jones, editors), pages 103-113.
- TISCHLER, S.E. CAWTHRON, R.G. KINGSTON, T.A. - MASKE, S., 1981 - Magmatic Cu-Ni-PGE mineralization at Waterfall Gorge, Insizwa, Pondoland Transkei. Canadian Mineralogist; volume 17, pages 607-613.
- TURNER, J.S. CAMPBELL, I.H., 1986 Convection and mixing in magma chambers. Earth Science Reviews; volume 23, pages 255-253.
- TYSON, M.R. CHANG, L.L.Y., 1984 The petrology and sulphide mineralization of the partridge river troctolite, Duluth Complex, Minnesota. Canadian Mineralogist; volume 22, pages 23-38.
- VANCE, J.A. GILREATH, J.P., 1967 The effect of synneusis on phenocryst distribution patterns in some porphyritic igneous rocks. American Mineralogist; volume 52, pages 526-536.
- VANCE, J.A., 1969 On Synneusis: Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 24, pages 7-29.
- VOKES, F.M., 1969 A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Science Reviews; volume 5, pages 99-143.
- WARDLE, R.J. BAILEY, D.G., 1981 Early Proterozoic sequences in Labrador. Commission géologique du Canada; rapport 81-10.
- WARES, R.W., 1987 Synthèse métallogénique des indices au nord du 57e parallèle, Fosse du Labrador. Rapport intérimaire, IREM-MERI; MB 87-19, 15 pages.
- WATKINSON, D.H. MAINWARING, P.R. PER-TOLD, Z., 1978 – The Cu-Zn Obrazak deposit, Czechoslovakia, a volcanogenic deposit invaded in the Ransko Intrusive Complex. Mineralium Deposita; volume 13, pages 151-163.
- WATSON, E.B., 1982 Basalt contamination by continental crust: some experimental models. Contributions to Mineralogy and Petrology; volume 80, pages 73-87.

- WENDLANDT, R.F., 1982 Sulphide saturation of basalt and andesite melts at high pressures and temperatures. American Mineralogist; volume 67, pages 877-885.
- WILKINSON, J.F.G., 1982 The genesis of mid-ocean ridge basalt. Earth Science Reviews; volume 18, pages 1-57.
- WINCHESTER, J.A. FLOYD, P.A., 1976 Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth and Planetary Science Letters; volume 28, pages 459-469.
- WINCHESTER J.A., 1977 Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology; volume 20, pages 325-343.
- WINN, R.D. Jr. BAILES, R.J., 1987 Stratiform leadzinc sulphides, mudflows, turbidites: Devonian sedimentation along a submarine fault scarp of extensional origin, Jason deposit, Yukon Territory, Canada. Geological Society of America Bulletin; volume 98, pages 528-539.
- YAMAMOTO, M., 1976 Relationship between Se/S and sulphur isotope ratios of hydrothermal sulphide minerals. Mineralium Deposita; volume 11, pages 197-209.
- YODER, H.S. TILLEY, C.E., 1962 Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology; volume 3, pages 342-532.
- YORK, D., 1969 Least squares fitting of a straight line with correlated errors. Earth and Planetary Science Letters; volume 5, pages 320-324.
- ZARTMAN, R.E. DOE, B.R., 1981 Plumbotectonics the model. Tectonophysics; volume 75, pages 135-163.
- ZINDLER, A. HART, S.R. BROOKS, C., 1981 The Shabogamo Intrusive suite, Labrador: Sr and Nd isotopic evidence for contaminated mafic magmas in the Proterozoic. Earth and Planetary Science Letters; volume 54, pages 217-235.

Annexe A

57

TABLEAU	I A-1											
	99391 ⁽¹⁾ Gabbro	99392 ⁽¹⁾ Gabbro	99393 ⁽¹⁾ Gabbro	99394 ⁽¹⁾ Gabbro	99395 ⁽¹⁾ Gabbro	99396 ⁽¹⁾ Gabbro	99397 ⁽¹⁾ Gabbro	99398 ⁽¹⁾ Gabbro	99399 ⁽¹⁾ Gabbro	99400 ⁽¹⁾ Gabbro	99401 ⁽¹⁾ Gabbro	99402 ⁽¹⁾ Gabbro
						(%)						
SiO.	48.6	48.6	42,9	50.3	49,3	49.4	47,1	45.7	49,6	48,6	48,7	48,7
ALÓ.	12.7	11.8	13,3	12,2	11,9	11,6	11,9	12,1	13,3	14,4	15,8	16,2
Fe	14.5	16,5	14,5	15.9	16,9	17,8	18,9	18,8	13,4	15,5	12,8	12,1
MgŎ	6,63	6,04	6,14	6,10	6,04	4,68	5,61	6,07	6,26	5,12	5,81	4,77
CaO	8,49	8,22	8,70	7,81	8,25	8,09	9,47	9,57	9,29	7,62	8,16	10,2
Na _s O	2,53	1,75	2,50	2,13	2,44	2,26	2,08	1,93	2,77	3,70	3,09	2,79
K,Ô	0,18	0,15	1,32	0,06	0,21	0,18	0,41	0,49	0,57	0,11	0,67	0,70
TiO,	1,39	1,86	1,51	1,74	1,82	2,41	1,99	2,06	1,32	1,49	1,21	1,16
MnÔ	0,22	0,20	0,19	0,21	0,21	0,22	0,23	0,23	0,20	0,17	0,16	0,16
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,12	0,15	0,13	0,16	0,10	0,08	0,09	0,13	0,09	0,10
PAF	3,16	3,04	2,73	3,12	2,85	2,62	1,99	2,16	2,46	2,74	2,63	2,37
						ppm						
Ва		38		22		61		142		30		112
Be		3		2		3		3		2		2
Cd		nd										
Ce		22		24		24		19		19		13
Co		51		50		53		62		49		40
Cr		19		30		12		10		25		18
Cu		224		78		237		407		78		199
Dy		9		8		9		6		6		5
Eu		6		6		6		6		5		4
La		5		6		36		nd		6		7
Li		17		14		10		10		8		8
Мо		nd										
Nd		105		115		130		105		100		75
Ni		49		54		37		86		51		51
Pb		nd		nd		nđ		nd		nd		nd
Pr		nd										
Sc		48		49		48		54		44		42
Sm		3		nd								
V		500		457		616		963		418		342
Zn		85		72		84		68		87		61
Ga						20						
Nb						5						
Rb						6						
Sr						120						
Та						nd						
Th						3						
U						4						
Y						39						
Zr						130						

Analyses chimiques

(1) Se réfère à la coupe représentée à la figure 13

Gabbro: Gabbro du Groupe de Montagnais nd: non détecté

т۵	BI.	E/	i H	۸.	0
	оц		ιu.	- M Y	~

	99403 ⁽¹⁾ Gabbro	99404 (1) Gabbro	99405 ⁽¹⁾ Gabbro	99406 ⁽¹⁾ Gabbro	99407 ⁽¹⁾ Gabbro	99408 ⁽¹⁾ Gabbro	99409 ⁽¹⁾ Gabbro	99410 ⁽¹⁾ Gabbro Trempe*	99411 ⁽²⁾ Gabbro Glom,	99412 ⁽²⁾ Gabbro Glom.	99413 ⁽²⁾ Gabbro Glom.	99414 ⁽²⁾ Gabbro Glom.
					_	(%)						
SiO ₂	48,7	49,1	48,1	48,0	47,2	45,3	47,8	47,7	46,6	47,1	46,2	44,1
Al ₂ O ₃	11,5	15,3	15,3	17,7	17,3	16,9	14,6	13,6	19,2	14,6	14,8	13,6
Fe _{tor}	14,9	11,8	11,0	8,0	8,2	11,1	12,8	14,4	9,8	13,2	14,1	16,3
MgO	8,88	5,85	6,79	5,85	7,45	8,50	7,96	7,50	5,61	8,32	9,49	9,77
CaO	10,0	10,9	11,8	12,1	12,8	9,59	10,7	9,54	11,4	9,64	9,78	8,28
Na ₂ O	1,44	2,34	1,89	2,52	1.92	2,28	2,04	2,11	2,16	2,16	1,35	1,29
K ₂ O	0,24	0,44	0,30	0,72	0,50	0,30	0,16	1,01	0,85	0,18	0,15	0,13
TiO ₂	1,00	1,15	0,90	0,73	0,68	0,82	1,07	1,18	0,90	1,13	0,97	0,98
MnO	0,22	0,18	0,16	0,13	0,13	0,17	0,19	0,28	0,14	0,19	0,18	0,16
P ₂ O ₅	0,07	0,08	0,07	0,06	0,04	0,12	0,09	0,08	0,08	0,10	0,08	0,08
PAF	2,59	2,13	2,54	2,49	2,40	3,31	1,65	1,89	3,35	2,93	2,65	3,92
						ppm						
Ва		88		159			44	188	136	54	34	34
Be		1		1			1	2	1	1	1	1
Cd		nd		nd			nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce		13		10			11	13	11	13	12	14
Co		40		31			55	55	42	53	69	120
Cr		39		250			96	200	49	240	67	47
Cu		187		127			134	203	133	286	247	1400
Dy		4		2			4	5	2	3	3	3
Eu		4		3			4	4	3	4	4	5
La		2		3			nd	4	nd	2	4	9
Li		6		11			8	10	9	14	7	13
Мо		nd		nd			nd	nd	nd	nd	nd	nď
Nd		70		50			70	70	75	70	65	65
Ni		66		77			199	154	155	190	321	593
Pb		nd		nd			nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pr		nd		nd			nd	nd	nd	nd	nđ	nd
Sc		47		40			42	45	29	36	28	28
Sm		nd		nd			nd	nd	nď	nd	nd	nd
v		327		217			332	374	269	320	248	256
Zn		53		39			60	117	70	71	97	74
Ga		19								18		15
Nb		nd								nd		nd
Rb		10								6		5
Sr		150								140		95
Та		9								nd		5
Ťh		nd								5		8
U		nd								nd		3
Y		22								19		19
Zr		65								74		63

(1) Se réfère à la coupe représentée à la figure 13(2) Se réfère à la section représentée à la figure 15

Trempe: bordure de trempe Glom.: gloméroporphyrique

TABLEA	U A-3											
	99415 ⁽²⁾ Gabbro Glom,*	99416 ⁽²⁾ Gabbro Glom.	99417 ⁽¹⁾ Gabbro Glom.	99418 ⁽²⁾ Gabbro Trempe	99419 ⁽³⁾ Basalte Menih.	99420 ⁽³⁾ Basalte Menih.	126 ⁽⁴⁾ Basalte Doub.	127 ⁽⁴⁾ Basalte Doub.	128 ⁽⁴⁾ Basalte Doub.	129 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.	130 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.	131 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.
						(%)						
SiO,	45,2	45.0	47,4	47,6	48,7	46,4	49,5	46,3	48,2	47,4	44,0	45,3
Al,O,	18,1	15,5	13,8	14,0	13,5	14,1	14,6	13,8	13,2	11,7	9,4	13,6
Fe	12,4	12,6	15.8	13,0	13,5	14,7	12,3	13,9	13,7	12,8	18,1	15,3
MgÔ	7,47	8,16	7,27	7,64	6,79	7,42	6,51	5,73	6,13	10,3	11,0	8,18
CaO	10,3	11,0	8,57	10,7	10,1	8,78	10,2	10,7	11,4	6,97	7,62	6,31
Na ₂ O	1,50	1,41	1,99	1,69	1,90	2,65	2,70	1,89	1,11	3,60	3,04	4,21
K₂O	0,35	0,38	0,46	0,40	0,31	0,16	0,06	0,12	0,07	0,20	0,11	0,10
TiO ₂	0,77	0.88	1,15	1,09	1,38	1,33	1,19	1,51	1,21	2,34	3,79	3,65
MnO	0,13	0,15	0,24	0,19	0,20	0,20	0,16	0,19	0,15	0,15	0,11	0,08
P ₂ O ₅	0,05	0,06	0,11	0,08	0,11	0.10	0,11	0,12	0,08	0.17	0,31	0,45
PAF	3,43	3,00	2,79	2,72	2,72	3,31	2,08	4,91	4,38	2,48	2,42	2,60
						ppm						
Ва	62	46	42	40	158	50	17					
Be	1	1	1	1	2	1	1					
Cd	nd	nd	1	nd	nd	nd	nd					
Се	11	12	12	15	15	15	15					
Co	73	61	66	49	40	47	40					
Cr	36	180	270	280	270	290	240					
Cu	1000	939	303	95	133	137	42					
Dy	2	2	4	4	5	4	4					
Eu	4	4	4	4	4	5	4					
La	3	5	10	5	4	6	3					
Li	14	9	10	13	19	6	6					
Мо	nd	nđ	nd	nd	nd	nd	nd					
Nd	55	65	75	75	90	85	70					
Ni	417	411	118	168	95	108	94					
Pb	nd	nd	nd	ndi	nd	nd	nd					
Pr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
Sc	29	30	45	44	46	46	46					
Sm	пd	nd	nd	nd	nd	nd	nd					
V	200	248	343	348	391	381	348					
Zn	69	86	314	91	76	83	84					
Ga			21		16	19	17					
Nb			nd		3	nd	nd					
Rb			27		11	5	nd					
Sr			87		210	97	130					
Та			nd		nd	nd	nd					
Th			5		5	8	5					
U			nd		4	nd	nd					
Y			19		25	25	24					
Zr			65		87	83	75					

(2) Se réfère à la section représentée à la figure 15
(3) Localisation donnée en coordonnées UTM à l'annexe C
(4) Localisation sur la carte hors texte

Glom.: Gloméroporphyrique Menih.: Formation de Menihek Doub.: Formation de Doublet Volcan. Murd.: Formation de Murdoch - roches volcaniques

TABLEAU A-4

	132 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.	133 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.	134 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.	135 ⁽⁴⁾ Volcan. Murd.	20464 ⁽⁵⁾ Cu-Ni Fred. S	20465 ⁽⁵⁾ Cu-Ni Fred. S	20466 ⁽⁵⁾ Cu-Ni Gos-1	20467 ⁽⁶⁾ Po-Py Faute	20468 ^(\$) Zn-Cu Fred. N	20469 ⁽⁵⁾ Zn-Cu Jimmick	20470 ⁽⁶⁾ Po-Py Gos. L.	20471 ⁽⁵⁾ Cu-Ni Conn.
						(%)						
SiO ₂	42,1	42,3	43,1	39,3								
Al ₂ O ₃	7,3	7,1	7,5	7,8								
Fe	14,3	13,3	13,8	16,5								
MgO	19,7	21,2	18,3	20,1								
CaO	8,58	7,93	9,13	8,05								
Na ₂ O	0,21	0,12	0,30	0,12								
K2O	0,05	0,02	0,03	0,02								
TiO,	2,06	1,57	1,87	1,77								
MnÖ	0,17	0,15	0,14	0,17								
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,13	0,15								
PAF	4,73	5,12	4,42	5,47								
						ppm						
Ва				7	26	4	62	56	17	18	10	36
Be				2	nd	nd	пd	1	nd	nđ	1	3
Cd				nd	nd	4	nd	4	175	8	nd	-
Ce				50	3	nd	6	19	27	nd	36	38
Со				92	279	934	120	38	35	91	24	50
Cr				2300	77	nd	330	31	44	nd	45	48
Cu				269	6000	41900	3000	563	2600	4600	208	235
Dy				3	5	3	5	4	9	1	7	4
Eu				5	7	16	4	14	7	10	5	8
La				95	2	nd	3	17	18	394	13	27
Li				13	10	nd	12	6	19	2	9	6
Мо				nd	nd	5	nd	22	59	4	nď	25
Nd				110	nd	nd	50	nd	nd	nd	60	35
Ni				1000	2300	8100	1200	256	38	33	36	186
РЬ				nd	nd	nd	nd	59	7700	36	nd	17
Pr				nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc				29	18	3	36	8	9	2	13	10
Sm				nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
٧				293	103	83	280	99	169		156	352
Zn				46	129	119	92	76	>3	1600	81	61
Ga								25	230	44	11	20
Nb								31	13	22	5	54
Rb								36	5	rc nd	bo	
Sr								3		nd	6	3
Та								nd	nd	0 0	nd	r ba
Th								17	nd	3 7	11	10
U								12	nu nel	, pd	nd	7
Ŷ								11	7	ba	20	19
Zr								56	76	0	20 £1	190
								50	70	Ó	01	100

(4) Localisation sur la carte hors texte
(5) Localisation approximative à l'annexe B

Volcan, Murd.: Formation de Murdoch - roches volcaniques Fred. S: Indice Frédérickson Sud Fred. N: Indice Frédérickson Nord Gos-1: Gossan 1 Ossan Leise Gossan 1 Gossan Lake Indice Faute Indice Jimmick Indice Connolly Gos-L;

Faute: Jimmick: Conn.:

	200 ⁽³⁾ Gabbro Glom.	201 ⁽³⁾ Gabbro Trempe	202 ⁽³⁾ Gabbro Trempe	203 ⁽³⁾ Gabbro Trempe	204 ⁽³⁾ Gabbro Trempe	205 ⁽³⁾ Tuf Menih.	711 ⁽³⁾ Argil. Menih.	712 ⁽³⁾ Gabbro Trempe	713 ⁽³⁾ Argil. Menih.	714 ³⁾ Gabbro Trempe	715 ⁽³⁾ Argil. Menih.	716 ⁽³⁾ Grès Menih.
						(%)						
SiO	42.6	49.6	42.0	51.5	50.2	60, 9	42,4	49,8	39,1	49,5	43,4	59,8
	13.3	12.8	5.0	13.4	14,9	12,0	6,8	14,0	7,4	13,8	6,0	15,4
Fo	19.2	13.4	38.1	12.2	14.7	15.6	36,6	15,2	38,6	14,0	37,5	12,7
ν σ _{ιοι} ΜαΩ	6.09	6.97	3.00	7.49	6.02	3,32	2,92	7,48	2,49	7,46	3,77	2,38
NgO CaO	9.90	9.32	0.89	8.68	5.50	0.07	0,20	5,83	0,19	8,62	1,50	0,31
	1 49	3 22	1 14	2.94	2.00	0.30	0.50	2.85	2,50	2,21	0,79	2,20
KÓ	0.00	0,22	0.04	0.63	0.73	2.68	2.14	0,79	0,30	1,84	0,06	3,75
	0,00	1 22	0.32	1.30	1.78	0.38	0.70	1,30	0,52	1,23	0,57	0,37
MnO	0,00	0.32	0,02	0.30	0.51	0.32	0.26	0,40	0,10	0,38	0,28	0,10
	0,10	0.07	0,00	0,00	0.16	0.03	0.15	0.07	0.07	0,08	0,12	0.05
	4.41	2 04	8.08	1.85	3.61	4.45	8.12	3.03	8.41	2.05	6.08	3,02
FAF	4,41	2,04	0,00	1,00	0,01	000	•1		.,			
D -	C 4	44	10	129	213	683	95	360	36	400	17	443
ва	64	41	10	130	213	1	30	nd	2	nd.	2	3
Be	na	ng nd	1	nd	nd	nd .	- 0d	nd	nd	nd	nd –	nd
Ca	na	na	ا ا	nu	11	26	77	22	74	22	57	48
Ce	2	5	na 57	0	10	20	10	34	51	40	37	16
0	136	41	57 50	20	49	71	51	04 04	nd	 nd	nd	nd.
Cr	270	210	53	200	90	252	266	67	221	70	140	50
Cu	6600	84	382	76	228	202	200	or nd	201 nd	od .	nd	nd
Dy _	6	9	5	9	13	3	10	1	10	2	2	1
Eu	6	4	10	4	c	4	4	n di	40	- nd	30	22
La	5	4	nd	4	10	16	40	10	40	0	7	1/
Li	11	9	21	10	28	26	11	01 nd	10	ed .	6	14 R
Мо	nd	nd	26	nd	nd	na	15	nu 50	22	110 55	20	20
Nd	65	95	nd	95	120	35	40	100	30	00	30 64	30
Ni	1400	110	129	1	112	20	88	103	156	, i i i	15	90 nd
Pb	nd	nd	32	nd	nd	nd	22	46	22	no	CI ba	nu
Pr	nd	nd	nd	nd	nd	na	па	na	10	10	10	10
Sc	46	51	12	52	52	9	11	47	12	4 (। ৩ লকা	12
Sm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	na		na	00	010	007
V	275	376	300	387	450	113	184	390	226	381	212	297
Zn	188	61	8	99	132	234	45	103	60	81	50	195
Ga	25	14	40			16	33	18	23	20	22	21
Nb	4	nd	14			3	35	nd	20	nd	13	4
Rb	nd	5	nd			67	77	28	15	71	6	100
Sr	180	62	nd			28	10	110	6	140	12	15
Та	16	nd	nd			nd	nd	nd	nd	5	nd	nd
Th	4	7	10			14	12	7	8	5	5	21
U	nd	nd	9			5	8	4	9	nd	nd	8
Y	15	24	16			8	21	24	14	24	17	13
Zr	66	68	68			61	140	79	91	76	77	87

(3) Localisation donnée en coordonnées UTM à l'annexe C

Glom.: gloméroporphyrique Trempe: bordure de trempe Menih.: Formation de Menihek Argil.: argilite
TABLEAU A-6

	717 ⁽³⁾ Grès Silt.	718 ⁽³⁾ Basalt Menih.	719 ⁽³⁾ Gabbro Tremoe	720 ⁽⁴⁾ Gabbro Trempe	721 ⁽⁴⁾ Basafte Menih,	722 ⁽⁴⁾ Basalte Menih.	723 ⁽⁴⁾ Basalte Menih.	724 ⁽⁴⁾ Basalte Menih,	725 ⁽⁴⁾ Gabbro Trempe
<u> </u>									
SiO	74.8	49 1	54.3	48.0	-, 51.0	48 9	49.2	48.3	49.0
ALO.	14.0	14.3	12.8	13.6	13.6	13.9	14.0	13.7	14,0
Fe State	3.9	13.4	11.7	13.9	13.5	13.6	12.2	16.5	15.1
MaO	1.62	6,72	6,24	8.08	6.12	6,83	6,65	6,85	6,82
CaO	.,	10,4	5,00	5,80	9,29	10,7	10,3	8,26	7,98
Na.O	0.13	1,98	2,78	2,84	3,41	2,00	1,85	1,13	2.60
ĸ.Ō	3,64	0,42	0,11	0,51	0,07	0,65	0,17	0,15	0,60
TiO,	0,40	1,43	0,39	1,26	1,13	1,29	1,20	1,20	1,29
MnŐ		0,19	0,21	0.22	0,19	0,21	0,21	0,25	0,23
P.O.	0,04	0,10	0,07	0,10	0,09	0,08	0.08	0,09	0,10
PAF	2,73	2,60	7,42	6,29	2,84	2,45	2,96	3,26	2,42
	-			PF	m				
Ba	703	118	27	123	26	208	77	46	206
Be	nd	nd	2	nd	nd	nđ	nd	nd	nď
Cd	nd	nd	nd	nd	nđ	nd	nd	nd	nd
Ce	37	27	29	22	23	26	26	26	27
Co	4	50	13	29	55	38	41	40	43
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	61	149	25	127	165	143	185	342	217
Dy	nd	nd	nd	nd	nđ	nd	nd	nd	nd
Eu	nd	2	1	2	2	2	2	2	1
La	26	15	17	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Li	10	11	31	31	8	7	6	11	8
Мо	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Nd	nd	45	25	40	45	30	40	60	45
N	14	93	37	105	112	102	107	106	98
РЬ	15	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Pr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sc	10	43	9	40	39	43	43	41	43
Sm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
v	70	380	174	398	359	383	374	355	375
Zn	21	93	62	106	69	68	169	108	9 8
Ga	20	21	20	18	nd	24	13	19	21
Nb	nď	nd	nd	nd	nđ	nd	nd	nd	nd
Rb	120	16	3	15		21	8	4	15
Sr	10	160	23	70		230	130	130	190
та	5	nd	nd	nd		nd	nd	5	5
Th	21	9	13	6		5	7	8	9
U	4	3	Э	nd		3	4	nd	nd
Y	13	27	13	8		25	25	25	27
Zr	240	88	63	83		77	78	89 _	81

(3) Localisation donnée en coordonnées UTM à l'annexe C
(4) Localisation sur la carte hors texte

Grès Silt: grès silteux Trempe: bordure de trempe Menih.: Formation de Menihek

Annexe B

63

TABLEAU 8-1	I						
Nº	Localisation	Type d'indice	Au (ppb)	Ag (g/t)	Pt (g/t)	Pd (g/t)	Rh (g/t)
20414	Lac Secalar Gossan	Formation de fer	<15				
20415	Lac Fred, N.	Formation de fer	<15				
20416	Lac Gossan	Formation de fer	<15				
20417	NW de Lac Jímmick*	Formation de fer	<15				
20418	NW de Connolly	Formation de fer	<15				
20419	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	23				
20420	Connolly	Formation de fer	27				
20421	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20422	Gossan Lake	Formation de fer	<15				
20423	Lac Fred. N	Formation de fer	<15				
20424	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20425	Lac Gossan	Formation de fer	<15				
20426	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	640				
20427	Lac Faute	Formation de fer	23				
20428	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20429	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20430	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20431	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20432	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	460				
20433	Lac Fred. N	Formation de fer	<15				
20434	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20435	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20436	Gossan 1*	Formation de fer	<15				
20437	Lac Fred. N	Formation de fer	<15				
20438	Lac Jimmick	Formation de fer	<15				
20439	Lac Fred, N	Zn-Cu-Pb	<15				
20440	NW de Lac Jimmick*	Formation de fer	<15				
20441	NW de Lac Jimmick	Formation de fer	23				
20442	Connolly	Formation de fer	27				
20443	Gossan 1	Çu-Ni	<15				
20444	Lac Faute	Formation de fer	27				
20445	Lac Fred. S	Cu-Ni	<15				
20446	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20447	Lac Faute	Formation de fer	450				
20448	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	<15				
20449	Gossan Lac Secalar	Formation de fer	510				
20450	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	<15				
20451	SE de Connolly	Formation de fer	<15				
20452	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20453	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20454	Lac Gossan	Formation de fer	<15				
20455	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	<15				
20456	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	23				
20457	Gossan*	Formation de fer	33				
20458	Connolly	Formation de fer	<15				
20459	Gossan 1	Formation de fer	<15				
20460	Lac Faute	Formation de fer	<15				
20461	Gossan 1	Cu-Ni	<15				

Analyses des métaux précieux

TABLEAU B-1 (fin)

N°	Localisation	Type d'indice	Au (ppb)	Ag (g/t)	Pt (g/t)	Pd (g/t)	Rh (g/t)
20462	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb	<15				
20463	Lac Faute*	Formation de fer	<15				
20464	Lac Fred. S	Cu-Ni	20		<0,07	<0,07	<0.03
20465	Lac Fred. S	Cu-Ni	66		<0,07	0,73	<0.03
20466	Gossan 1	Cu-Ni	30		<0,07	<0,07	<0.03
20467	Lac Faute	Formation de fer	30				
20468	Lac Fred, N	Zn-Cu-Pb	97				
20469	Lac Jimmick	Zn-Cu-Pb	180				
20470	Lac Gossan	Formation de fer	<15				
20471	Connolly	Cu-Ni	<15				
23806	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb		5			
23807	Lac Fred. N	Zn-Cu-Pb		100			
20405	Formation de Murdoch	Gabbro avec magnét	ite		<0,07	<0,07	<0.03
23800	Lac Fred. S	Cu-Ni			<0,07	0,03	<0.03

* Bloc erratique minéralisé (float)

65

CABLEAU C-1						
N ^o Analyse	UTM (E)	UTM (N)				
99419	673500	6108250				
99420	672850	6108900				
200	674995	6103750				
201	673350	6105300				
202	673350	6105300				
203	673300	6105400				
204	673750	6104900				
205	672400	6108100				
711	673000	6105800				
712	673050	6105700				
713	673450	6105350				
714	673650	6104950				
715	673650	6104950				
716	674900	6103950				
717	674180	6104500				
718	673450	6108250				
719	679500	6095450				

Coordonnées UTM pour certains échantillons analysés à l'annexe A



Gouvernement du Québec Ministère de l'Énergie et des Ressources (Mines) Direction générale de l'exploration géologique et minérale

Son coura

LIENS UTILES 🖷

Visiter :

- I. https://biologie-maroc.com
 - Télécharger des cours, TD, TP et examens résolus (PDF Gratuit)

2. https://biologie-maroc.com/shop/

- Acheter des cahiers personnalisés + Lexiques et notions.
- Trouver des cadeaux et accessoires pour biologistes et géologues.
- Trouver des bourses et des écoles privées

3. https://biologie-maroc.com/emploi/

- Télécharger des exemples des CV, lettres de motivation, demandes de ...
- Trouver des offres d'emploi et de stage

