

MB 95-20

GEOLOGIE DE LA REGION DU LAC DEBORAH, TERRITOIRE-DU-NOUVEAU-QUEBEC

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

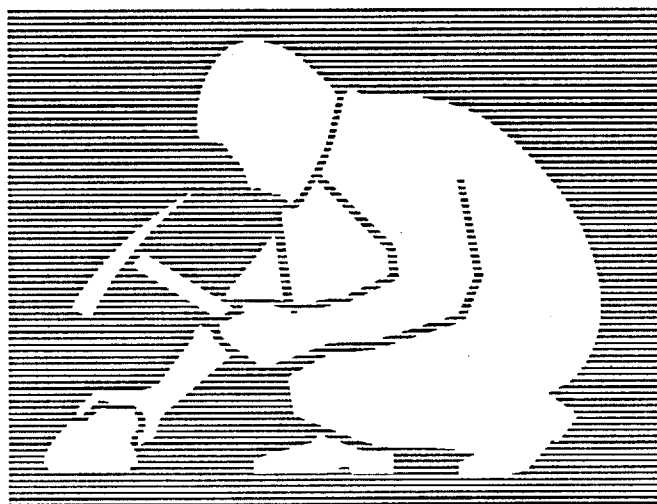
Cette première page a été ajoutée
au document et ne fait pas partie du
rapport tel que soumis par les auteurs.

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

Géologie de la région du lac Déborah —Territoire-du-Nouveau-Québec—

Réjean Girard



Ce document est une reproduction fidèle du manuscrit soumis par l'auteur sauf pour une mise en page sommaire destinée à assurer une qualité convenable de reproduction. Le manuscrit a cependant fait l'objet d'une lecture critique et de commentaires à l'auteur de la part de Thomas Clark avant la remise de la version finale au ministère.

MB 95-20

1995



RÉSUMÉ

La région du lac Deborah, Territoire du Nouveau-Québec, se situe dans la partie orientale de la Fosse du Labrador, Province de Churchill. Elle comprend les tholéites et komatiites basaltiques de la Formation de Willbob, Groupe de Doublet. L'équivalent métamorphique au faciès des amphibolites de cette formation est présent dans la Fenêtre de Kozela, adjacente en contact de faille normale au Nord-est. Celle-ci est stratigraphiquement surmontée des métagrauwackes et des amphibolites interlitées de la Formation de Deborah, Groupe de Laporte. Le Complexe de Manereuille, composé d'amphibolite, de métagabbro à olivine et de métasédiments de plate-forme, est tectoniquement intercalé avec, et chevauché sur, la Formation de Deborah. Les méta-arkoses de la Formation du Grand-Rosoy sont chevauchées sur le Complexe de Manereuille et la Formation de Deborah. Le Gabbro de De Jeu s'est injecté en filons-couches dans les roches de la Formation du Grand-Rosoy et du Complexe de Manereuille.

La géologie structurale est dominée par une foliation S_1 subhorizontale, une foliation S_2 subverticale orientée nord-ouest et associée au développement des failles chevauchantes, et une foliation tardive S_3 orientée nord-est. Le métamorphisme croît du sud-ouest au nord-est, passant du faciès des schistes-verts supérieur à celui des amphibolites moyen.

La région contient de nombreux indices de minéralisations de cuivre, de nickel, d'or et de vanadium, principalement associés aux formations de fer sulfurées et aux phyllades graphiteux.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES TABLEAUX	p.vi
LISTE DES FIGURES	p.vii
CHAPITRE 1	p.1
INTRODUCTION	p.1
LOCALISATION ET ACCES	p.1
PHYSIOGRAPHIE	p.1
CLIMAT, VÉGÉTATION ET PEUPLEMENT	p.3
TRAVAUX ANTÉRIEURS	p.3
MÉTHODOLOGIE	p.4
BUTS ET OBJECTIFS	p.6
REMERCIEMENTS	p.6
CHAPITRE 2	p.7
GÉOLOGIE GÉNÉRALE	p.7
A: GROUPE DE DOUBLET	p.8
FORMATION DE WILLBOB (W)	p.8
MEMBRE DE LAVE DIFFÉRENCIÉE (Wa) V3B	p.13
THOLÉÏTE MAGNÉSIIENNE V3F	p.13
KOMATIÏTE BASALTIQUE V3G	p.16
LAVES SUS-JACENTES À LA KOMATIÏTE BASALTIQUE V3B	p.19
LAVE GLOMÉROPORPHYRIQUE V3B,PG	p.20
MEMBRE DE LAVE HOMOGENE (Wb) V3B	p.21
MEMBRE GABBROÏQUE (Wc) I3A	p.22
INTERLITS DE SÉDIMENT ET FORMATION DE FER SULFURÉE S6 ET S9E	p.23
PÉTROGENÈSE	p.24
FENÊTRE DE KOZELA (K)	p.31
ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES	p.31
GABBRO À OLIVINE I3K	p.31
TRÉMOLITITE I4,TR	p.33
GABBRO I3A	p.33
DIORITE QUARTZIFÈRE I2I	p.34
MÉTABASALTE V3B(M8) et M16	p.35
FORMATION DE FER S9D, S9E et SCHISTE A GRENAT M8,GR	p.36
CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PÉTROGENÈSE	p.38
B: GROUPE DE LAPORTE	p.39
FORMATION DE DEBORAH (D)	p.39
MÉTAGRAUWACKE (SHALE, PHYLLADE ET SCHISTE À BIOTITE) S3T(M10)	p.42
MÉTAGRAUWACKE À GRANULES S3A1(M10)	p.43
MÉTAGRAUWACKE MYLONITIQUE S3T(M25)	p.44
BRÈCHE TECTONIQUE M26	p.44
AMPHIBOLITE M16	p.44
GABBRO I3A	p.45
MÉTATUF MAFIQUE V3▼(M16)	p.45

CHERT, ROCHE CALCOSILICATÉE ET FORMATION DE FER	p.45
CHERT GRAPHITEUX S10E	p.46
CHERT PYRITEUX S10D	p.46
ROCHE CALCOSILICATÉE M14	p.46
FORMATION DE FER SULFURÉE S9E	p.46
FORMATION DU GRAND ROSOY (R)	p.47
MÉTA-ARKOSE S1B	p.48
SCHISTE À MUSCOVITE M10,MV	p.49
INTERPRÉTATION DU MILIEU DE SÉDIMENTATION	p.49
COMPLEXE DE MANEREUILLE (M)	p.50
ROCHES MAFIQUES (Ma)	p.51
AMPHIBOLITE M16	p.51
AMPHIBOLITE À GRENAT M16,GR	p.53
AMPHIBOLITE À MAGNÉTITE M16,MG	p.54
AMPHIBOLITE À PYRRHOTITE M16,PO	p.54
MÉTAGABBRO I3A	p.54
MÉTAGABBRO PORPHYRIQUE EN PLAGIOCLASE I3A, □ PG	p.55
PÉTROGENÈSE	p.55
AMPHIBOLITE M16(4)	p.56
ROCHE ULTRAMAFIQUE (Mb)	p.57
GABBRO À OLIVINE I3K	p.57
TRÉMOLITITE I4,TR	p.58
SCHISTE ULTRAMAFIQUE M8(4)	p.59
PÉTROGENÈSE	p.59
ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES (Mc)	p.60
A: MARBRE ET ROCHE CALCOSILICATÉE (Mca)	p.60
MARBRE M13	p.60
MÉTAGRÈS CARBONATÉ S1,CB	p.61
ROCHE CALCOSILICATÉE M14	p.61
B: ROCHE MÉTASÉDIMENTAIRE DÉTRITIQUE (Mcb)	p.64
SCHISTE A GRENAT M10,GR	p.64
SCHISTE À GRENAT ET MUSCOVITE M10,GR,MV	p.64
QUARTZITE M12	p.64
C: ROCHE MÉTASÉDIMENTAIRE FERRIFÈRE (Mcc)	p.65
FORMATION DE FER SILICATÉE S9D	p.65
FORMATION DE FER SULFURÉE S9E	p.66
D: LITHOFACIES D'ORIGINE INCERTAINE (Md)	p.66
FELSITE I1	p.66
SCHISTE FELDSPATHIQUE À HORNBLLENDE ET BIOTITE	p.68
SCHISTE QUARTZOFELDSPATHIQUE MYLONITIQUE M25	p.68
GABBRO DE DE JEU (J)	p.69
GABBRO I3A	p.69
DIORITE QUARTZIFÈRE I2I	p.70
PÉTROGENÈSE	p.70
C: ROCHES INTRUSIVES	p.72
GRANITOÏDES ASSOCIÉS À LA FORMATION DE DEBORAH	p.72
PORPHYRE TONALITIQUE I1D	p.72
STOCK DE LA FOUILLE I1B	p.74

STOCK DE DEBORAH I1C	p.75
STOCK DE HIBOU I2G,EP	p.76
PÉTROGENÈSE	p.77
INTRUSIONS ALCALINES TARDIVES	p.77
FILON DE LAMPROPHYRE I3O	p.79
BLOCS ERRATIQUES DE CARBONATITE I4Q	p.79
D: ROCHES RÉCENTES	
RÉGOLITE	p.80
DÉPÔTS GLACIAIRES	p.81
DÉPÔTS FERRUGINEUX	p.82
CHAPITRE 3	
GÉOLOGIE STRUCTURALE	
ASPECT GÉNÉRAL	p.84
FABRIQUES TECTONIQUES	p.84
GROUPE DE DOUBLET	p.89
FENÊTRE DE KOZELA	p.89
FORMATION DE DEBORAH	p.89
COMPLEXE DE MANEREUILLE ET LE SECTEUR ATTENANT	p.90
FORMATION DU GRAND ROSOY DANS LE SECTEUR NORD-EST	p.91
ACCIDENTS TECTONIQUES	p.92
FAILLE DU LAC POULIN	p.95
FAILLE DU LAC MIGRARDET	p.95
FAILLE DU LAC ELSIE	p.95
FAILLE DU LAC DU CHIEN	p.95
FAILLE DU RUISSEAU DE LA FREYDIÈRE	p.96
CISAILLEMENT DU LAC DEBORAH	p.97
FAILLE BORDANT LE COMPLEXE DE MANEREUILLE À L'OUEST	p.97
FAILLE DE LA RIVIÈRE MANEREUILLE	p.98
CREVASSES POSTGLACIAIRES	p.98
CHAPITRE 4	
MÉTAMORPHISME	
ASPECT GÉNÉRAL	p.101
DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES	p.101
RELATIONS ENTRE LE MÉTAMORPHISME ET LA TECTONIQUE	p.101
CHAPITRE 5	
GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE	
FORMATION DE WILLBOB	p.106
INDICE DE LA FAILLE DU LAC ELSIE	p.107
INDICE DE LA MASSE OUBLIÉE	p.107
INDICE DE LA FAILLE DU LAC POULIN	p.108
AUTRES ROCHES MAFIQUES ALTÉRÉES	p.109
GABBRO À OLIVINE	p.109
FENÊTRE DE KOZELA	p.110
INDICE DU LAC ROND (ROUND LAKE)	p.110
FORMATION DE FER SULFURÉE	p.111

ZONES D'ALTÉRATION CARBONATÉE	p.112
INDICE DU LAC KOZELA (KOZELA LAKE)	p.112
FORMATION DE FER SULFURÉE	p.113
ADINOLE	p.114
MICROPEGMATITE À CARBONATE	p.114
ZONE D'ALTÉRATION À CARBONATE ET TALC	p.116
MÉTABASALTE CISAILLÉ	p.116
FORMATION DE DEBORAH	p.117
INDICE DE LA RIVIERE FREYDIÈRE	p.117
INDICE CLARK	p.119
INDICE BALEINE-1	p.122
INDICE BALEINE-2	p.124
INDICE DEBORAH	p.124
COMPLEXE DE MANEREUILLE	p.125
FORMATION DE FER SULFURÉE	p.125
SULFURES DISSÉMINÉS	p.126
AMPHIBOLITE, GABBRO ET AMPHIBOLOLITE	p.126
SCHISTE MYLONITIQUE QUARTZOFELDSPATHIQUE	p.126
ADINOLE	p.127
ROCHES ET VEINES D'ALTÉRATION CARBONATÉE	p.127
ROCHE ULTRAMAFIQUE ALTÉRÉE	p.128
VEINES HYDROTHERMALES	p.128
FILON CARBONATÉ À LA LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE	p.129
ZONE HÉMATITISÉE	p.129
AMPHIBOLOLITE	p.130
CHAPEAUX LIMONITQUES	p.130
VALEUR DES FORMATIONS DE FER SULFURÉES COMME CIBLES POUR L'EXPLORATION MINÉRALE	p.131
POTENTIEL POUR DES DÉPOTS DE CUIVRE ET NICKEL	p.133
POTENTIEL POUR DES MINÉRALISATIONS EN ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE	p.134
RÉFÉRENCES	p.135
ANNEXE 1: LISTE DES ÉCHANTILLONS ANALYSÉS	p.142
ANNEXE 2: ANALYSES CHIMIQUES TOTALES	p.149
ANNEXE 3: ANALYSES CHIMIQUES À INTÉRÊT ÉCONOMIQUE	p. 168

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Assemblages métamorphiques	p.102
Tableau 2: Teneur en métaux, indice de la faille du lac Elsie	p.108
Tableau 3: " Indice de la masse oubliée	p.108
Tableau 4: " Indice de la faille du lac Poulin	p.109
Tableau 5: " Roches mafiques altérées, <u>For. Willbob</u>	p.110
Tableau 6: " Formations de fer, lac Rond	p.111
Tableau 7: " Roches carbonatées, lac Rond	p.112
Tableau 8: " Formations de fer, lac Kozela	p.113
Tableau 9: " Adinoles, lac Opale	p.114
Tableau 10: " Micropegmatite à carbonate, lac Kozela	p.116
Tableau 11: " Métabasaites cisailés, <u>F. Kozela</u>	p.117
Tableau 12: " Indice Freydière	p.121
Tableau 13: " Indice Clark	p.121
Tableau 14: " Indice Baleine-1	p.124
Tableau 15: " Indice Baleine-2	p.124
Tableau 16: " Indice Deborah et indice du lac hibou	p.125
Tableau 17: " Formations de fer, <u>C. Manereuille</u>	p.126
Tableau 18: " Dissémination de sulfure, <u>C. Manereuille</u>	p.127
Tableau 19: " Adinoles et felsite, <u>C. Manereuille</u>	p.127
Tableau 20: " Veines hydrothermales <u>C. Manereuille</u>	p.128
Tableau 21: Analyses chimiques partielles, amphibololite	p.130
Tableau 22: Teneur en fer et manganèse de quelques chapeaux limonitiques	p.122
Tableau 23: Teneur en éléments du groupe du platine de quelques échantillons	p.134

LISTE DES CARTES EN POCHE

Carte 1: Géologie de la région du lac Deborah, Territoire du Nouveau-Québec, 1:50 000

Carte 2: Géologie du Complexe de Manereuille, secteurs du lac Goudon et du lac Frontière, 1:10 000

Carte 3: Coupes stratigraphiques dans la Formation de Willbob (Groupe de Doublet), membre des laves différenciées

LISTE DES FIGURES

Fig. 1: Localisation de la région	p.2
Fig. 2: Géologie régionale	p.5
Fig. 3: Stratigraphie	p.9
Fig. 4: Photographies	p.10
Fig. 5: Proportion de PG-OX-CX normatif, roches mafiques	p.14
Fig. 6: Proportion de CX-OV-QZ normatif, roches mafiques	p.15
Fig. 7: Projection cationique de Jensen, roches mafiques	p.17
Fig. 8: Pigeonnier magmatotectonique, roches mafiques	p.25
Fig. 9: Patrons multi-éléments et des terres rares pour les roches mafiques	p.26
Fig. 10: Patrons des terres rares pour les métasédiments du <u>Complexe de Manereuille</u>	p.63
Fig. 11: Diagramme Ca-Mg-Fe, métasédiments du <u>Complexe de Manereuille</u>	p.67
Fig. 12: Diagramme de classification des granitoïdes	p.71
Fig. 13: Patrons multi-éléments et des terres rares, granitoïdes	p.73
Fig. 14: Classification magmatotectonique des granitoïdes	p.78
Fig. 15: Projections stéréographiques, S_1 et S_0	p.85
Fig. 16: Projections stéréographiques, S_2	p.86
Fig. 17: Projections stéréographiques, L_1^1 et L_2	p.87
Fig. 18: Projections stéréographiques, S_3 , L_3^1 et L_3^2	p.88
Fig. 19: Croquis de la relation entre les failles de chevauchement et le plissement, <u>Complexe de Manereuille</u>	p.93
Fig. 20: Structures de rampes, <u>Complexe de Manereuille</u>	p.94
Fig. 21: Croquis de la faille de chevauchement de la rivière Manereuille	p.100
Fig. 22: Carte de l'indice de la faille du lac Elsie	p.107
Fig. 23: Carte de l'indice Freydière	p.118
Fig. 24: Diagramme V-C et Mo-C, indice Freydière	p.120
Fig. 25: Carte de l'indice Baleine-1	p.123
Fig. 26: Diagramme V-Ni-Zn+Pb, formations de fer sulfurées et schistes graphiteux	p.132

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

LOCALISATION ET ACCES

La région du lac Deborah a été l'objet, à l'été 1988, d'une cartographie géologique à l'échelle de 1:50,000 couvrant une superficie de 880 kilomètres carrés. Située à 100 kilomètres au nord-est de la municipalité de Schefferville, territoire du Nouveau-Québec (fig. 1), elle est limitée par les latitudes 55°00' et 55°30' nord et les longitudes 65°30' et 66°00' ouest, et correspond au feuillet 23P/05 du découpage SNRC.

La région est attenante à la rivière De Pas, laquelle est la principale voie canotable du secteur. Elle est accessible par hydravion à partir de la base du lac de la Squaw (Schefferville). Cependant seul les lacs Migrardet, Sixte, Deborah, Hibou, Manereuille, Goudon, Grand Rosoy et De Jeu sont suffisamment profonds pour permettre l'amerrissage. Leur accès est possible de la fonte des glaces à la mi-juin, une semaine après le dégel du lac de la Squaw à Schefferville, jusqu'à la mi-septembre. Les lacs Berthé, Kozela, Rond, Balthazar et La Freydière peuvent exceptionnellement être utilisés en période de hautes-eaux. L'accès aux quarts nord-ouest et sud-est nécessite un support hélicoptère. Un chemin d'hiver a été construit en 1987 de Schefferville jusqu'au lac Retty, lequel est situé une dizaine de kilomètres au sud-ouest de la région.

PHYSIOGRAPHIE

La région se situe sur la ligne de partage des bassins des rivières à la Baleine (rivières à la Baleine, Manereuille et Savalette) et George (rivières Feuillère, Frontière (toponyme non-officiel) et De Pas), toutes deux se déversant dans la Baie d'Ungava.

La région possède deux types de relief. La partie sud-ouest est caractérisée par des crêtes rocheuses alignées nord-ouest possédant des dénivellations de l'ordre de 180 mètres. Le reste de la région présente un relief ondulant et adouci dont l'altitude moyenne avoisine 550 mètres. La topographie de ces deux secteurs résulte de l'attitude et de la résistance des strates rocheuses sous-jacentes: la partie sud-ouest est modelée par l'alignement de coulées volcaniques redressées

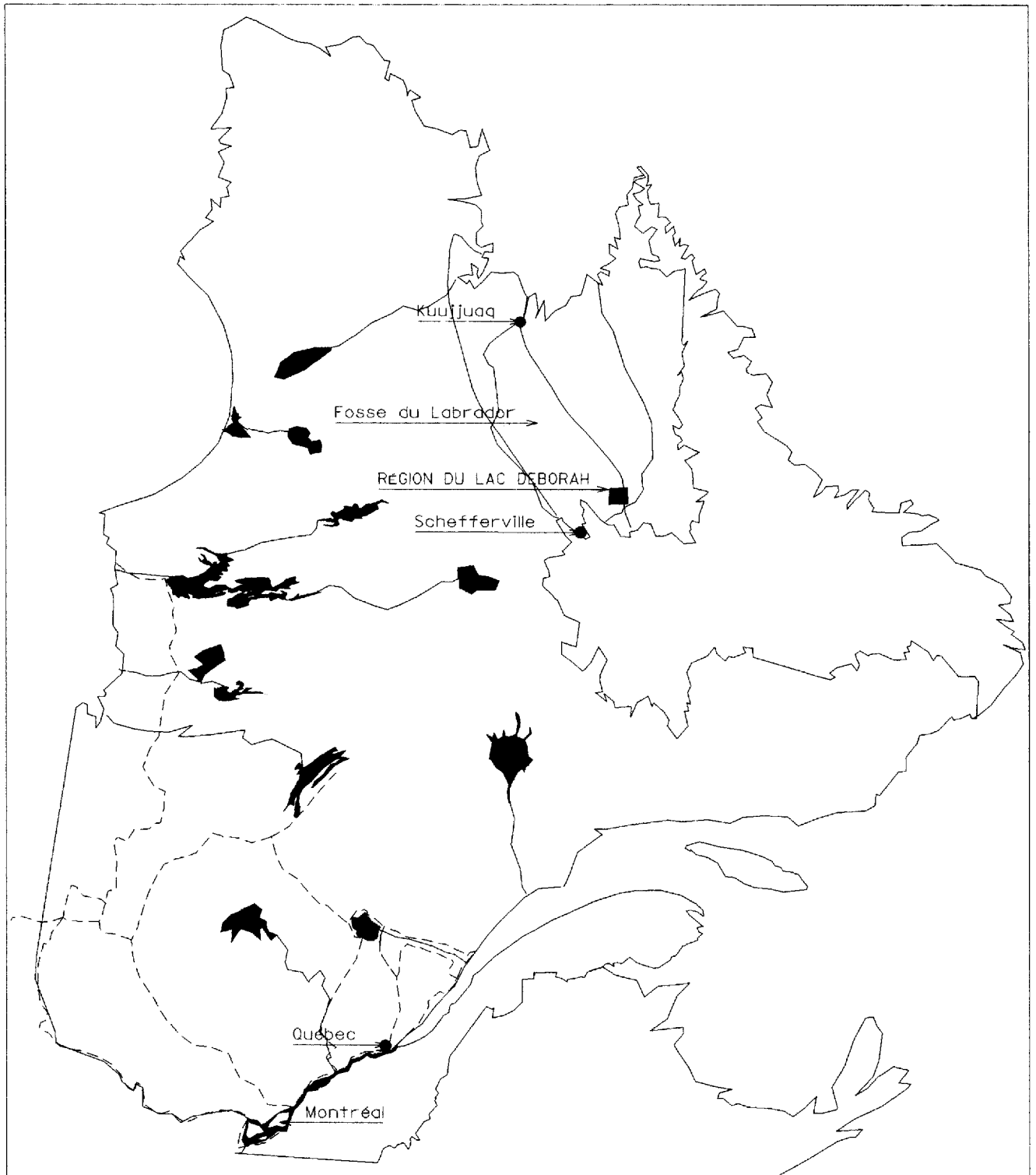


Figure 1: Localisation de la région.

alors que le reste de la région est sus-jacent à des schistes dont le litage est peu penté.

CLIMAT, VÉGÉTATION ET PEUPEMENT

La région est caractérisée par un climat subarctique et une végétation de taïga discontinue. Elle est affectée par le gel de la fin septembre au début juin. La température estivale moyenne oscille entre 10° et 15°C, avec une période de canicule vers la fin du mois de juin. Une vingtaine de jours de pluies sont habituels au cours de l'été. La saison de travail estival dure une centaine de jours, devant être abrégée vers le début de septembre en raison de la saison de chasse au caribou.

Le *Picea mariana* (épinette noire), le *Larix laricina* (mélèze) forment un couvert forestier clairsemé. De vastes superficies sont couvertes de broussailles de *Salix pedicellaris* (saule), *Beluta pumila* (bouleau nain) et *Ledum groenlandicum* (thé du Labrador). Les tourbières sphagnacées sont peu abondantes.

La région est actuellement dépourvue de toute infrastructure habitable. Un camp minier a récemment été construit au lac Retty, à une dizaine de kilomètres au sud-ouest de la région. Une pourvoirie est installée au lac Jamin, à une dizaine de kilomètres au sud de la région. Finalement, une base de radar a été construite puis abandonnée sur la rivière De Pas à une dizaine de kilomètres à l'est de la région, sur la rivière De Pas.

TRAVAUX ANTÉRIEURS

Les travaux géologiques antérieurs dans la région sont peu abondants, comparativement aux régions attenantes dans la Fosse du Labrador. La limite sud-est de la région a été étudiée de façon sommaire par Griffis (1943) et Harrison (1952) lors de leurs travaux de reconnaissance dans les secteurs du lac Laporte et de la rivière De Pas. Divers travaux de cartographie ont été effectués par la "Hollinger North Shore Exploration Company Limited" entre les années 1959 et 1962 dans le secteur sud-ouest de la région ainsi que des lacs Kozela, Du Chien et Rond. La partie sud-ouest de la région a été cartographiée à l'échelle de 1:50,000 par la "St-Lawrence Columbian and Metals Corporation" (Blais 1964).

Taylor (1979) a cartographié la région à l'échelle de 1:250,000. Il est à noter que la majeure partie de la région y

est rapportée comme non-affleurante.

Une étude de l'indice du lac Kozela a été effectuée par Fournier (1985). Cet indice ainsi que celui du lac Rond ont par la suite été retravaillés en 1987 et 1988 par Ayrex Resources Limited et Bressea Resources Limited.

La carte aéromagnétique au 1:50,000 #6230G de la Commission géologique du Canada (1982) correspond au feuillet 23P/05 ici cartographié.

Le feuillet 23P/04 (lac Griffis) attenant au sud a été cartographié à 1 mille au pouce par Fahrig (1964); ceux au sud-est (lac Willbob, 23O/1) et à l'est (Lac Thompson, 23O/8) à la même échelle par Frarey (1967); celui au nord-ouest (lac Wakuach, 23O) à l'échelle de 4 milles au pouce par Baragar (1967). Les feuillets au nord (lac McCabe, 23P/12), au nord-est (Rivière De Pas, 23P/11), à l'est (Lac Grand Rosoy, 23P/6) et au sud-est (lac Vreisnic, 23P/3) ont été cartographiés à l'échelle de 1:50,000 par Danis (1988) (fig. 2).

La région à l'étude est incluse en tout ou en partie dans les cartes de compilation de Dimroth (1978; 1:100,000) et de Clark et al. (1990; 1:250,000).

MÉTHODOLOGIE

La densité d'affleurement et la complexité géologique étant variables sur l'ensemble de la région, l'espacement des cheminements et la densité des observations y varient conformément. L'espacement optimal des cheminements a été établi à 1 kilomètre. Cet espacement a été réduit dans la portion centrale des collines au sud-ouest, dans les secteurs des lacs Kozela et Rond, ainsi que dans la portion est de la région. Le quart nord-ouest de la carte et le secteur du lac La Fouille n'ont été que survolés à basse altitude en hélicoptère afin de localiser et d'atteindre les affleurements.

La majorité des indices minéralisés ont été cartographiés en détail (diverses échelles, fig. 22, 23, 25 et Girard 1989). Les cartes des indices des lacs Kozela et Rond (Girard 1989) ont été compilées de nos travaux, de ceux de Fournier (1985) et de ceux de diverses compagnies d'exploration minérale.

Les travaux de pétrographie, comprenant la description de 218 sections minces ou polies, ont été réalisés dans les laboratoires de l'Université du Québec à Chicoutimi. Quelques déterminations de minéraux par diffraction des rayons-X ont été

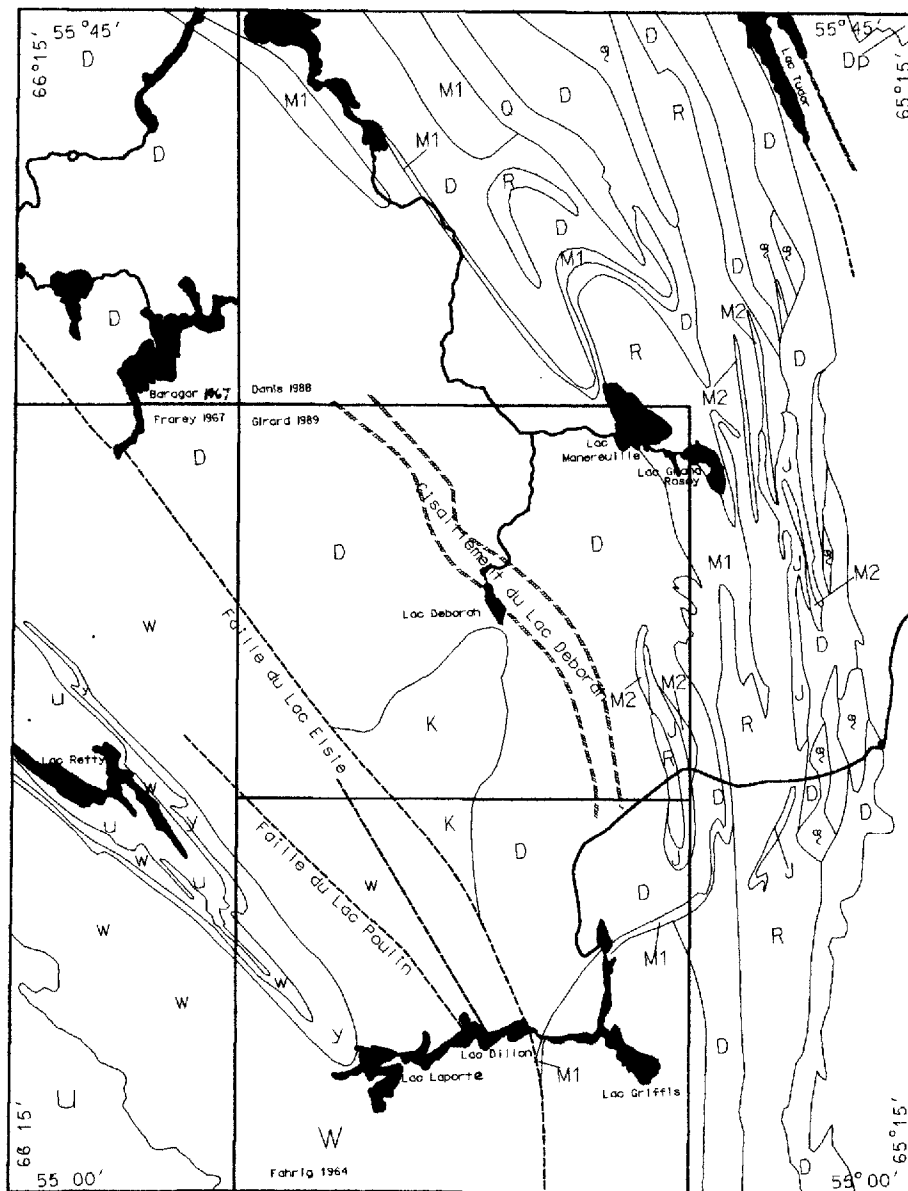


Figure 2: Géologie régionale compilée de Girard (1989), Baragar (1967), Danis (1988), Fahrig (1964) et Frarey (1967). Les unités stratigraphiques hors du secteur sous étude sont extrapolées par l'auteur.

effectuées par le Centre de recherche minérales du MERQ. Les analyses chimiques ont été réalisées par ce même laboratoire, suivant les méthodes XRF, SEAP, et INAA; divers dosages élémentaires ont été faits par voie humide.

BUTS ET OBJECTIFS

Le projet de cartographie à l'échelle du 1:50,000 de la région du lac Deborah avait pour but d'établir les relations stratigraphiques entre le Groupe de Laporte et le reste de la Fosse du Labrador, et de préciser la stratigraphie interne de ce groupe. Le travail visait aussi à évaluer le potentiel minéral de la région et à décrire les différents indices minéralisés répertoriés.

REMERCIEMENTS

L'auteur est redevable à M. Marc Bélanger, instigateur du projet, ainsi qu'à M. Thomas Clark, superviseur du projet, tous deux du Service géologique de Québec du Ministère des Ressources naturelles du Québec. Il est tout aussi redevable à ses coéquipiers de terrain, soit J.F. Galarneau, assistant senior, P. Marengi, S. Perron, E. Lespérance, P. Marcoux et G. Hardy, assistants juniors. La compagnie d'hydravion Cargair et les Hélicoptères Abitibi ont collaboré à la bonne marche des travaux. L'équipe de l'INRS-Géoresources de M. S. Chevé, basée à Schefferville, ainsi que M. N. Talbot sont remerciés pour l'hébergement et les services rendus. A. Amadi, L. Langlais, P. Marengi, R. Ouelette, E. Bussière et S. Gao ont collaboré à la préparation ou à la rédaction du présent document. T. Clark en a effectué la lecture critique.

CHAPITRE 2

GÉOLOGIE GÉNÉRALE

La région est située dans le segment est de la Province structurale de Churchill. La quasi totalité des roches sont d'âge protérozoïque inférieur. Seuls un petit affleurement de régolite (?), divers chapeaux de fer, et les dépôts meubles glaciaires et fluvio-glaciaires ne sont pas d'âge précambrien. Les roches appartiennent à deux ensembles stratigraphiques jusqu'à ce jour considérés comme distincts et séparés par un accident tectonique: soit le Groupe de Laporte à l'est et le Groupe de Doublet à l'ouest, ce dernier appartenant au Supergroupe de Kaniapiskau (Dimroth 1978, fig. 2).

Le Groupe de Laporte (ou Séries de Laporte, ou Schistes de Laporte ou Complexe de Laporte ou Younger Complex (Baragar 1967)), nom introduit par les géologues de la Labrador Mining and Exploration Company, a été défini par Harrison (1952) comme l'ensemble des schistes quartzofeldspathiques à biotite situés à l'est de la Fosse du Labrador. La localité de référence du groupe se situe à l'est du lac Dillon (adjacent au lac Laporte, 23P/04, 55°06'N. 65°40'O.; Harrison 1952; Fahrig 1964). Une stratigraphie a été proposée pour ce groupe dans le secteur du Dôme de Wheeler (Baragar 1967, Dimroth 1978), laquelle a été correlée à diverses formations du Supergroupe de Kaniapiskau, sous-jacentes à la Formation de Murdoch. La définition stratigraphique du Groupe de Laporte a été subséquentement outrepassée jusqu'à englober l'ensemble des roches métamorphiques situées à l'est du Supergroupe de Kaniapiskau jusqu'à l'extrémité nord de la Fosse du Labrador, ce sans égards à leur position stratigraphique (ex: Fournier 1985, Dressler 1979, Machado 1990, Goulet et Ciesielski 1990).

Le Groupe de Doublet, introduit par Harrison (1952), défini par Frarey et Duffell (1964), regroupe un ensemble de roches volcaniques mafiques interlitées, en moindre proportion, par des sédiments clastiques. Ce groupe est considéré par Dimroth (1978) comme sommital dans le Supergroupe de Kaniapiskau. Wardle et al. (1990) ne lui attribuent qu'un statut de terrain d'affinité stratigraphique incertaine. Le Groupe de Doublet se compose de trois formations: la Formation de Murdoch à la base, la Formation de Thompson Lake et la Formation de Willbob au sommet. Cette dernière, seule présente dans la région, se compose d'épanchements de laves mafiques. Ces formations sont recoupées par des filons-couches gabbroïques à

ultramafiques rattachés au Groupe de Montagnais (Frarey et Duffell 1964, Baragar 1967), auxquels appartiennent les péridotites de Retty. Ces roches ont été datées approximativement à 1.89 milliards d'années (Rohon 1989).

Selon Frarey (1967) et Dimroth (1978), les groupes de Laporte et de Doublet ont été rapportés comme étant en contact tectonique le long de la faille du lac Elsie, également nommée la faille du lac Keato par Baragar (1967). Baragar (1967), Fahrig (1964) et Wardle et al. (1990) attribuent un mouvement de chevauchement à cette faille.

Les relations stratigraphiques entre les groupes de Doublet et de Laporte (fig. 3) ainsi que le mouvement affectant la faille les séparant seront réinterprétés dans le présent rapport. Le Groupe de Laporte y est redéfini et divisé dans le secteur en quatre nouvelles formations ou ensembles lithodémiques: la Formation de Deborah, la Formation du Grand Rosoy, le Gabbro de De Jeu et le Complexe de Manereuille. La Fenêtre de Kozela, traditionnellement incluse dans le Groupe de Laporte, a été ici rattachée à la Formation de Willbob, Groupe de Doublet. La faille du lac Elsie est réinterprétée comme étant affectée d'un mouvement normal de faible amplitude.

A: GROUPE DE DOUBLET

FORMATION DE WILLBOB (W)

La Formation de Willbob affleure au sud-ouest de la région sur une épaisseur apparente de huit kilomètres. La polarité stratigraphique, telle qu'indiquée par la morphologie des coussins de laves, l'arrangement des coulées ainsi que la position des cumulats, y est constante vers le nord-est; l'ensemble est donc homoclinal. Dans notre région, cette formation est subdivisée en trois membres informels d'épaisseur apparente moyenne de 2 kilomètres: membre de laves différenciées, membre de laves homogènes et membre gabbroïque. Ces membres sont formés de roches exemptes de déformation et séparés par des bandes plurihectométriques de roches basaltiques fortement cisillées. Les caractères pétrographiques et géochimiques des laves des trois membres indiquent qu'ils sont stratigraphiquement distincts et qu'ils ne s'agit donc pas de répétitions tectoniques. Plus à l'ouest hors de la région, les laves de la Formation de Willbob sont interlitées avec des phyllades et des formations de fer sulfurées. Seules des traînées de blocs de tels interlits ont été observées dans la région.

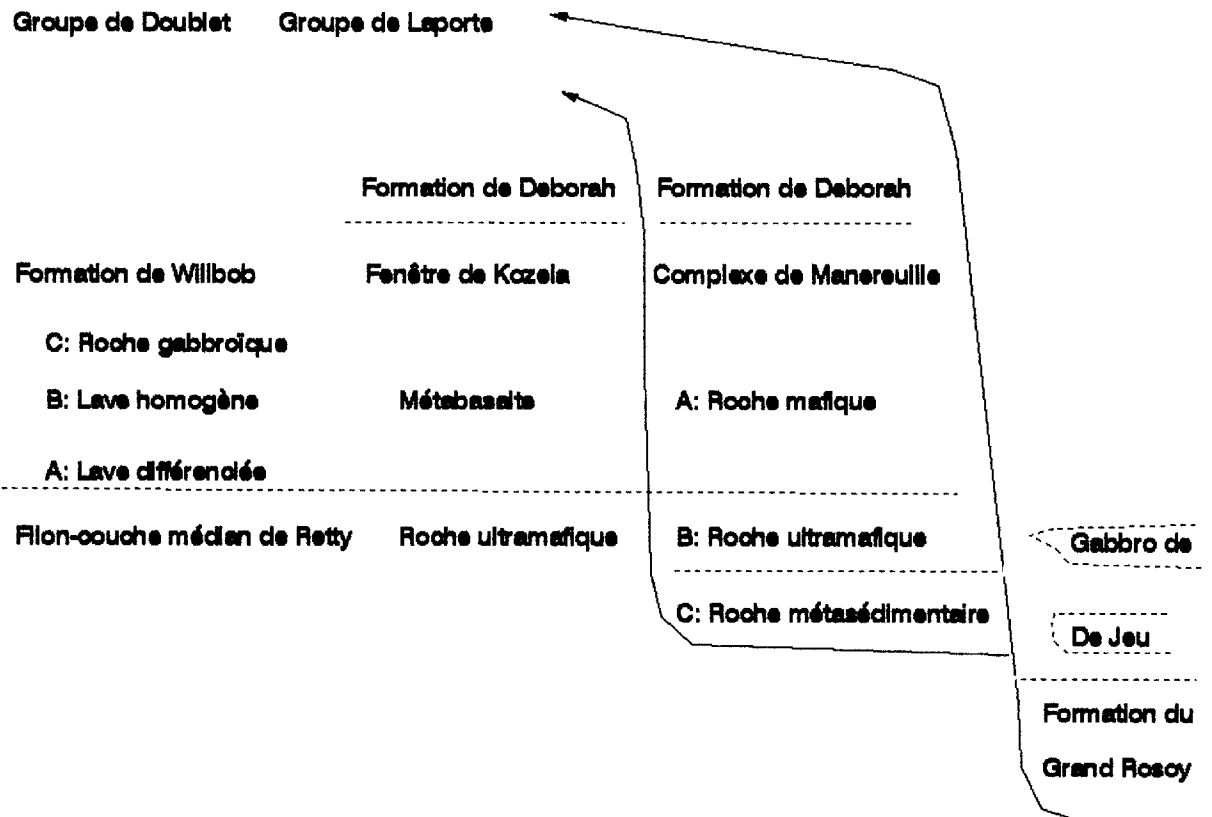


Figure 3: Stratigraphie et corrélations pour la région du lac Deborah. Toutes les unités sont incluses dans le Supergroupe de Kaniapiskau.

Figure 4:

A: Coulée de tholéïte massive formant une crête au sud-ouest du lac Sixte, Formation de Willbob.

B: Coulée de tholéïte montrant des coussins jointifs en relief, Formation de Willbob.

C: Hyaloclastite basaltique parsemée de fragments de coussinets, formant la portion sommitale d'une coulée tholéïtique dans la Formation de Willbob.

D: Gabbro à olivine avec de l'orthopyroxène poecilitique, Fenêtre de Kozela.

E: Amphibolite à foliation subhorizontale de la Fenêtre de Kozela.

F: Métagrauwaque turbiditique montrant une alternance de lits gréseux compétents et d'interlits pélitiques froissés par une crénulation P_2 , Formation de Deborah.

G: Métagrauwaque mylonitique de la Formation de Deborah, affecté par le Cisaillement du lac Deborah.

H: Méta-arkose montrant une lamination en chenaux soulignée par des lamines d'hématite, Formation du Grand-Rosoy.

I: Métagabbro à olivine altéré en listwänite à carbonate, talc et amphibole dans le Complexe de Manereuille.

J: Banc de marbre à trémolite prismatique décimétrique, Complexe de Manereuille.

K: Formation de fer de faciès silicaté du Complexe de Manereuille montrant des grenat M_1 auréolés d'une couronne réactionnelle de grenat M_2 .

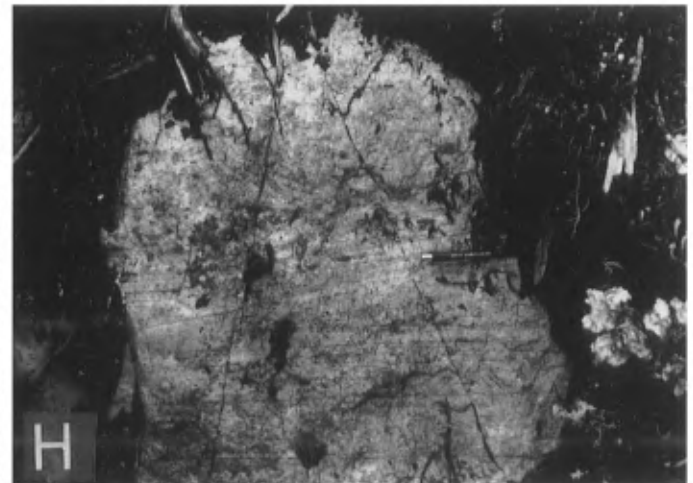
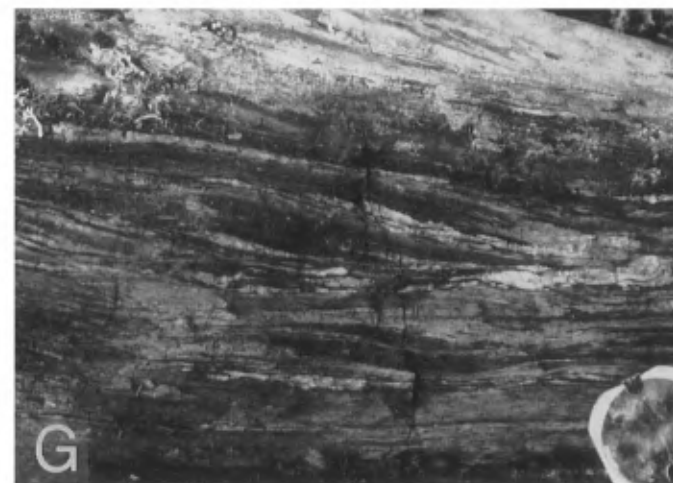
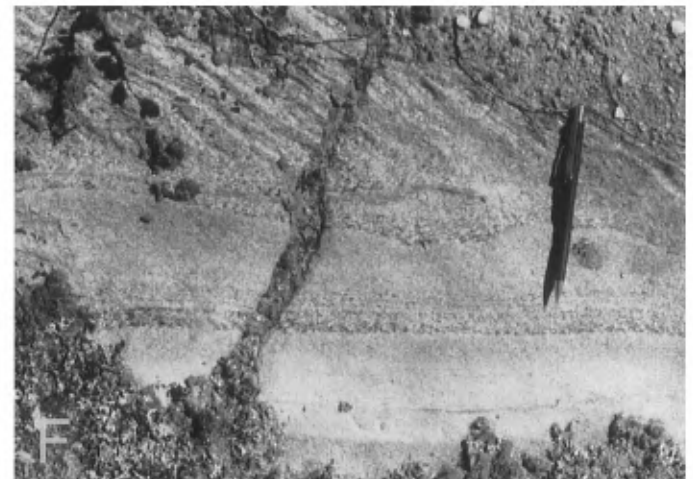
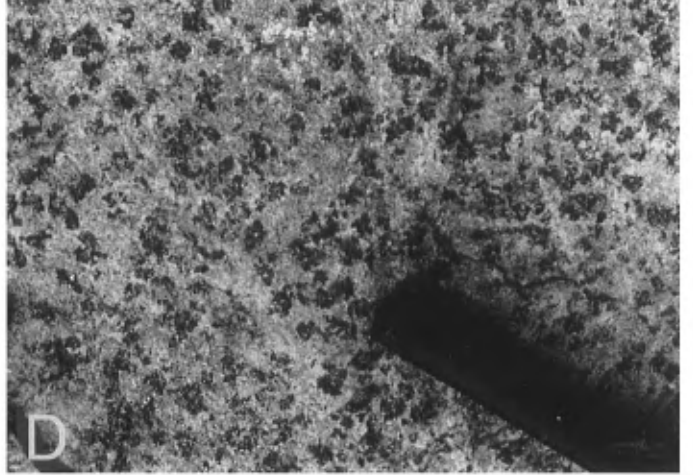
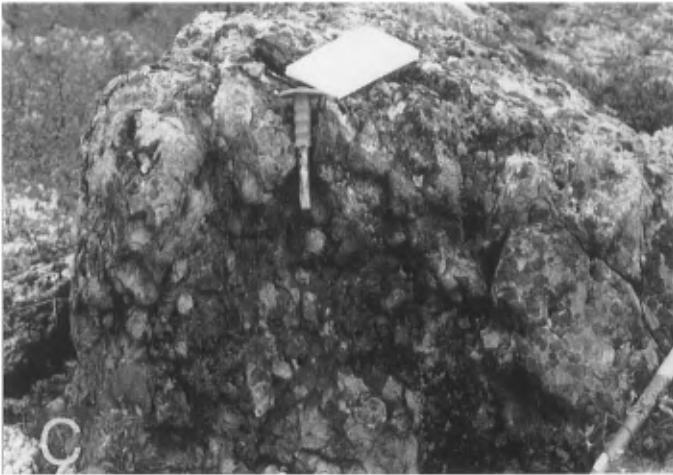
L: Carbonatite à texture orbiculaire, blocs retrouvés ici et là dans la région.

M: Chapeau limonitique près du lac Sixte, Formation de Willbob.

N: Dépôt limonitique en voie de formation, secteur du ruisseau Frontière, Complexe de Manereuille.

O: Pli couché P_2 à vergence vers l'ouest affectant le marbre du Complexe de Manereuille, lac Goudon.

P: Crevace postglaciaire dans le secteur de la rivière De Pas. Notez l'absence de dépôts glaciaires dans celle-ci.





MEMBRE DE LAVE DIFFÉRENCIÉE (Wa) V3B

Des schistes à chlorite et actinolite ainsi que quelques lambeaux sulfurés (indice de la faille du lac Poulin) constituent le premier kilomètre de la stratigraphie visible dans le coin sud-ouest de la carte. Blais (1964) rapporte un horizon de péridotite dans ce secteur, lequel n'a pas été observé par l'auteur. Ces schistes ont été interprétés comme le produit d'une faille de chevauchement par Fahrig (1964), ici nommée faille du lac Poulin. Les roches sous-jacentes à cette faille, lesquelles contiennent les péridotites de Retty et les gîtes de sulfures de cuivre-nickel-EGP du lac Bleu (Clark 1991), ont été décrites par Rohon (1986, 1989), ainsi que Beaudoin et Laurent (1988, 1989).

Le premier membre informel comprend les roches entre cette faille et la vallée du lac Sixte. Il possède une épaisseur apparente totale d'environ 2 kilomètres, soit une puissance réelle d'environ 1,000 mètres. Une coupe stratigraphique quasi continue y a été mesurée sur plus d'un kilomètre d'épaisseur apparente (figure en pochette).

THOLÉITE MAGNÉSIIENNE V3F

Les premières roches non-déformées à la base de ce membre sont des laves massives à coussinées interlitées avec des hyaloclastites sur une épaisseur indéterminée. Les coussins de formes matelassées à arrondies, sont jointifs avec peu d'hyaloclastites interstitielles et présentent une fracturation radiale et concentrique bien développée. Les chambres d'écoulement évidées et colmatées par le quartz sont abondantes. Les coussins montrent un pédoncule disposé de façon asymétrique suggérant une composante d'écoulement vers le nord-ouest. Les hyaloclastites forment des interlits d'une épaisseur variant entre 1 et 10 mètres. Des fragments de coussinets y sont dispersés. Ces laves sont généralement aphyriques, vert-clair à grisâtres, altérées en actinolite, ripidolite, zoïsite et albite, et parsemées de grains de pyrite. Elles sont localement microporphyriques en clinopyroxène et plagioclase. Leur norme indique qu'il s'agit de tholéïtes (basaltes à clinopyroxène (CX), orthopyroxène (OX) et plagioclase (PG) normatifs, avec moins de 5% moléculaire d'olivine (OV) ou de quartz (QZ) normatifs) ainsi que de tholéïtes à olivine (basaltes à CX-OX-PG-OV normatifs) (fig. 5a, fig. 6a). Un trait chimique caractéristique de ces laves est la teneur élevée en magnésium malgré la nature aphyrique (10-15% MgO, annexe 2, analyses #7, #9, #103 à #105) de certaines coulées, indiquant une composition de tholéïte magnésienne ou à olivine (fig. 6a), localement de

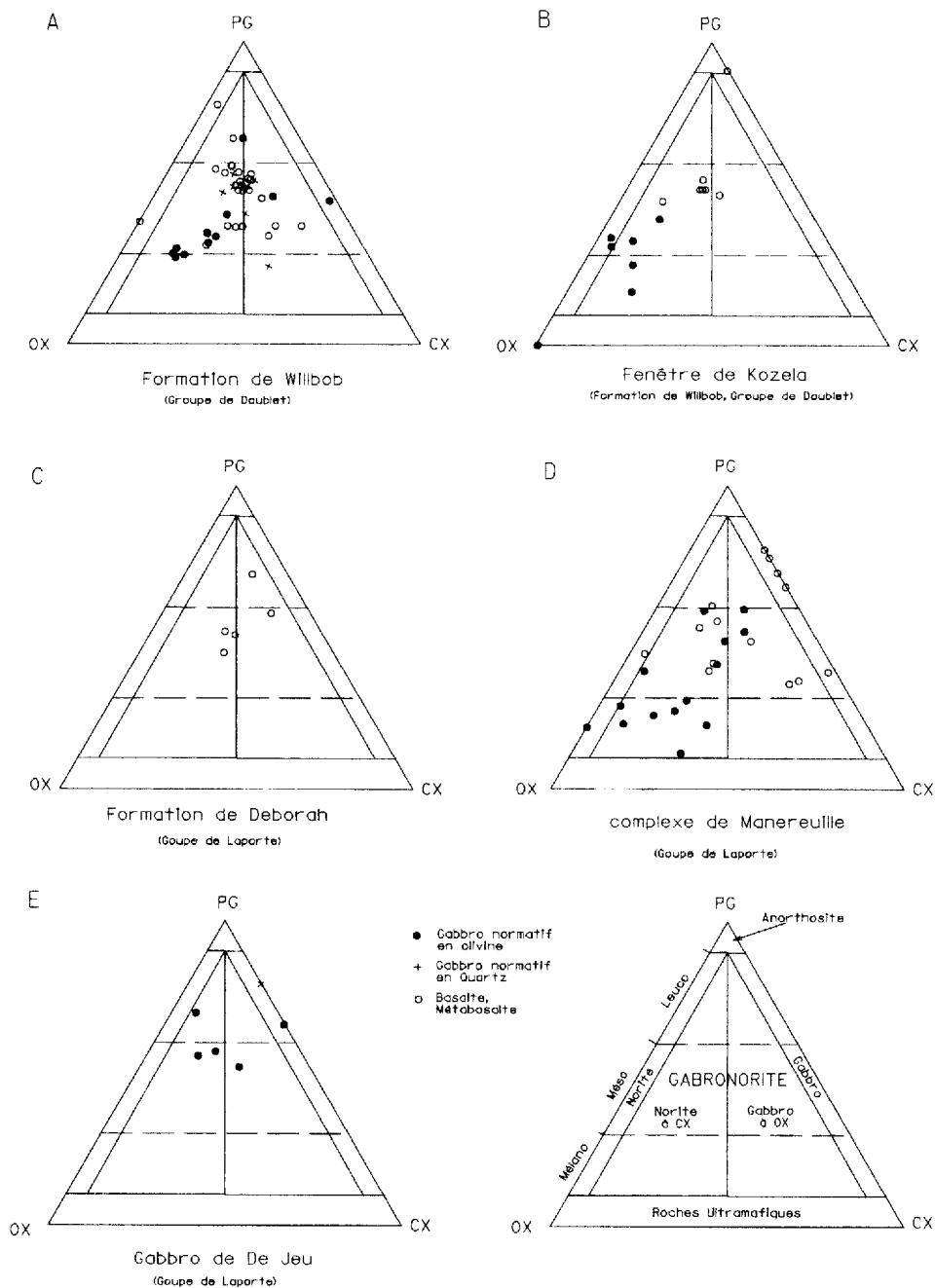


Figure 5: Projection des proportions de plagioclase, orthopyroxène et clinopyroxène de la norme des différentes roches mafiques de la région. Les champs (Streckeisen 1976) ne s'appliquent qu'aux roches gabbroïques et ne sont dessinés que pour faciliter les comparaisons entre les gabbros et les autres types de roches.

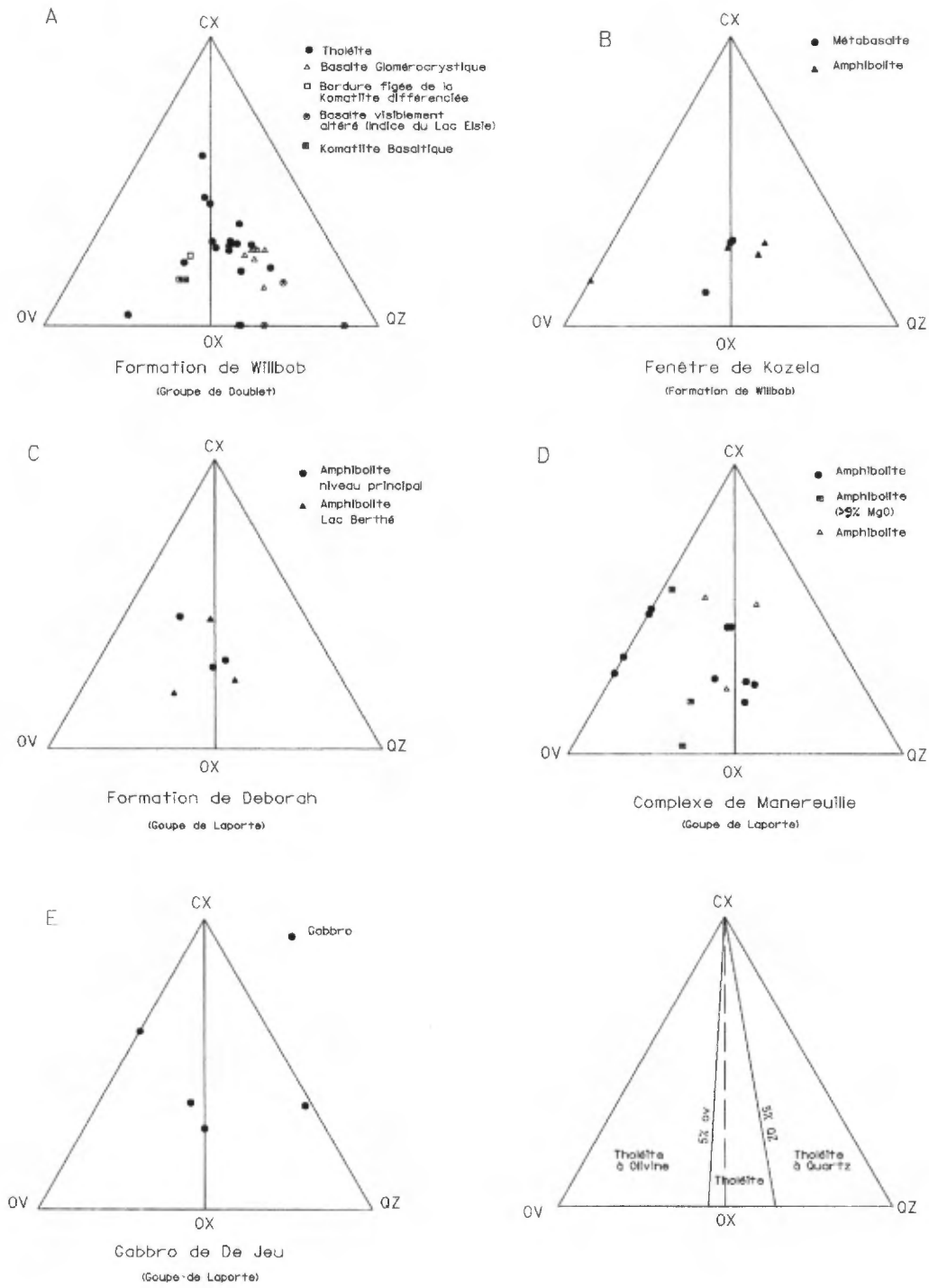


Figure 6: Projection de la norme (% moléculaire) des métabasaltites et amphibolites sur la base du tétraèdre des basaltes (clinopyroxène, olivine et quartz, Yoder et Tilley 1962).

komatiite basaltique (fig. 7a; Hughes, 1982, p.430). Une relique de texture de microspinifex a été notée, laquelle est formée de chaînettes de cristaux de clinopyroxènes dans une matrice de produits de dévitrification. De telles laves magnésiennes ont également été observées plus au nord-ouest par Baragar (communication personnelle). Ces coulées sont interliées avec des coulées plus différenciées (6-8% Mg, analyses #1, #2, #101, #102).

KOMATIITE BASALTIQUE V3G

La coulée directement sus-jacente aux tholéites magnésiennes est massive et épaisse de 50 mètres, et montre une différenciation magmatique. Ces caractères expliquent qu'elle ait été confondue avec un filon-couche ultramafique de type Retty. Cette coulée de komatiite basaltique est indiquée comme continue sur plus de 15 kilomètres vers le nord-ouest (Frarey 1967) et sur 10 kilomètres vers le sud-est (Fahrig 1964). Il se peut toutefois qu'il s'agisse de coulées distinctes au même niveau stratigraphique et confondues lors de la cartographie. C'est un horizon repère facilement identifiable et continu.

Une bordure de trempe (analyses #8, #10, #96) est présente à la base de la coulée, en contact avec les komatiites coussinées sous-jacentes. Cette bordure de trempe est composée de matériel de dévitrification sur quelques millimètres, suivi de matériel aphanitique sur quelques centimètres. Des phénocristaux squelettiques altérées, dont la morphologie rappelle des cristallites d'olivine, composent environ 15% de la lave aphyrique et du verre. Cette bordure figée a une composition de komatiite basaltique (13-17% MgO; fig. 7a). Le contact est affecté d'une légère schistosité à quelques endroits.

La bordure de trempe fait place sur un décimètre à un gabbro (sl.) à olivine brun chocolat au lait, habituellement qualifié de péridotite sur le terrain (ces roches présentant des phénomènes d'accumulation et une granulométrie moyenne à grossière, la terminologie des roches intrusives leur sera attribuée).

Le gabbro (sl.) à olivine, facilement discernable à sa couleur d'altération brune contrastée de celle verdâtre des autres gabbros du secteur, possède une épaisseur variant entre 8 et 20 mètres. Son épaisseur est exagérée sur la carte, et probablement aussi sur celles de Frarey (1967) et de Fahrig (1964).

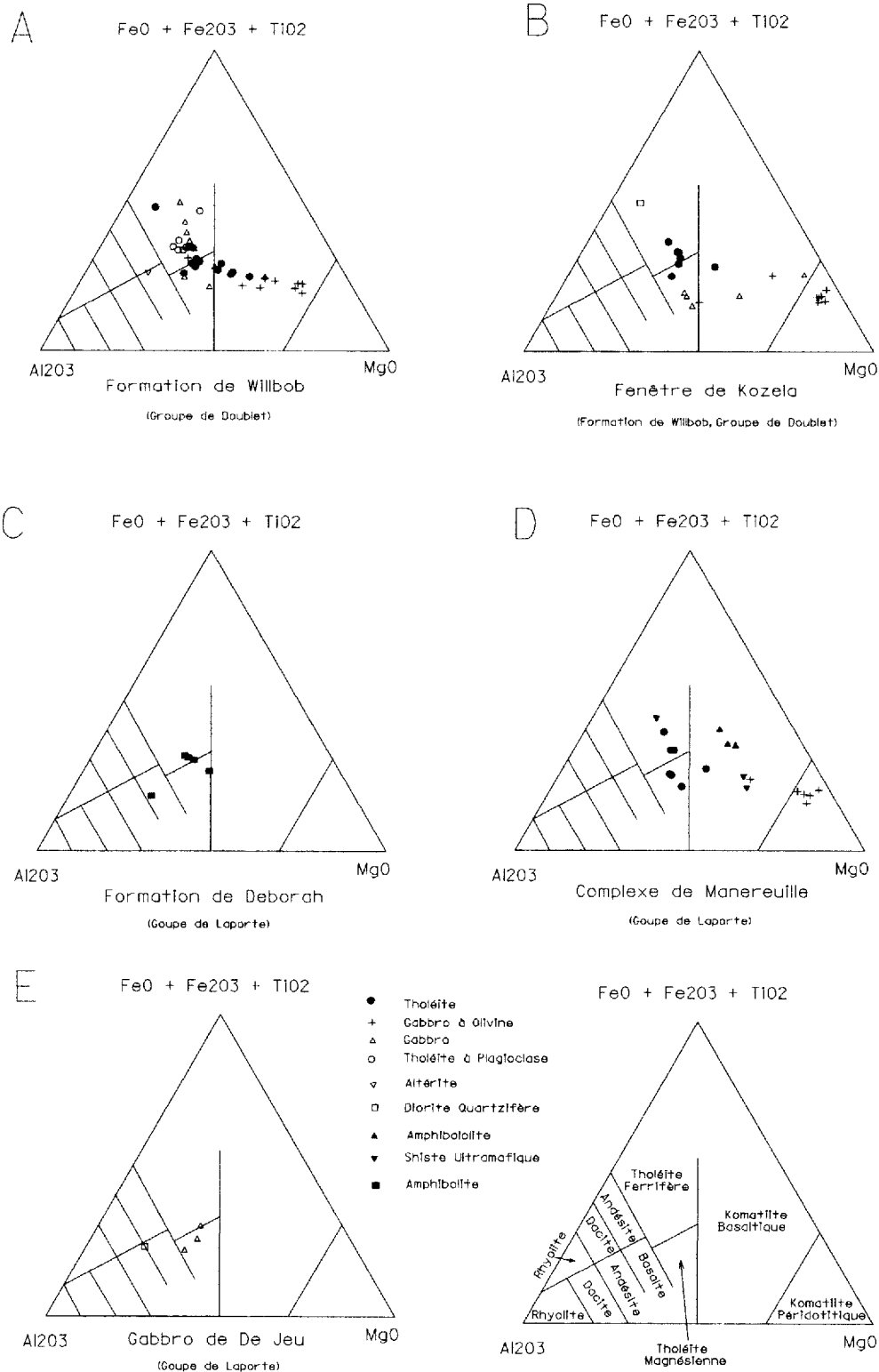


Figure 7: Projection cationique de Jensen (1976) pour les basaltes et amphibolites de la région.

Bien que non-observée en lame mince, la présence d'olivine est indiquée par la norme (fig. 5a). En appliquant la norme dans les diagrammes de classification modales des roches mafiques (Streckeisen 1976), ces gabbros sont classés comme mélanorites à olivine et clinopyroxène ou comme norites à olivine et clinopyroxène (#4, #5, #6, #97).

Le gabbro (sl.) à olivine est à grain moyen (1 à 3 mm), équigranulaire, massif, homogène et sans structure interne. Une texture de cumulat granulaire à olivine (?), clinopyroxène et orthopyroxène est discernable en section mince. La minéralogie primaire est presque totalement altérée en amphibole fibreuse très pâle (trémolite?), laquelle croît sans orientation préférentielle. Ces amphiboles remplacent les grains d'olivine ou de pyroxène du cumulat, alors que la phase intercumulus est altérée en un mélange d'amphibole, de talc, de ripidolite et de zoïsite. Les minéraux opaques, xénomorphes, sont partiellement remplacés par de la titanite et du leucoxène.

Le gabbro à olivine (sl.) fait place après une dizaine de mètres à une mélagabbro norite (normative) brun marron (#98). Montrant des textures similaires au gabbro à olivine (sl.), la mélagabbro norite se compose d'un cumulat mixte d'orthopyroxène et clinopyroxène. De rares cristaux plus grossiers (3-5 mm) d'orthopyroxène (?) parsèment le cumulat. Des fractures colmatées d'amphiboles drusiques et un touché talqueux y sont notés.

La mélagabbro norite fait place, sur une transition de moins d'un mètre, à un gabbro à olivine et orthopyroxène (normatif) vert olive, d'une épaisseur d'au plus 5 mètres. Cette roche est à texture identique à la mélagabbro norite, étant massive et homogène. Elle montre un cumulat granulaire de clinopyroxène à grain moyen (1-2 mm). La seule phase intercumulus observée est un minéral opaque, partiellement altéré en titanite. La minéralogie primaire est quasi complètement altérée en amphibole fibreuse et claire, avec des quantités subsidiaires de zoïsite et de carbonates. Aucune schistosité n'est notée.

Le mélagabbro fait place de façon graduelle à un gabbro granulaire. Ce gabbro, possédant une patine d'altération vert sombre et un débit rhombique plurimétrique, est massif, homogène, homogranulaire et à grain moyen (1 mm). Il se compose de lattes de plagioclase entrelacées encaissant des grains multiples de pyroxène. Une texture harrisitique (dendritique) a été notée à quelques mètres au dessus du mélagabbro. La roche est quasi totalement altérée en actinolite et zoïsite. Selon la classification par leur norme, il s'agit de gabbros à orthopyroxène et de mélagabbros à orthopyroxène et quartz (fig. 5a).

Le gabbro granulaire évolue vers un gabbro à texture ophitique. Ce dernier est similaire au premier à l'exception que les lattes de plagioclase sont mieux développées et mieux préservées. Le clinopyroxène, interstitiel aux lattes de plagioclase, forme des plages à extinction commune. L'indice de coloration originel de ce gabbro semble de 40. La granulométrie décroît progressivement vers le sommet, pour atteindre une taille sub-millimétrique.

Vers 50 mètres de la base, la lave est à grain sub-millimétrique et présente un débit en colonnade. Le diamètre des orgues diminue de 60 à 10 centimètres sur quelques mètres en approchant du sommet de la coulée. Cette fracturation témoigne d'un refroidissement rapide et est un des arguments invoqués pour interpréter cet ensemble de roche comme une coulée de lave massive différenciée plutôt qu'un filon-couche différencié. Cette lave est quasi aphanitique près du sommet de la coulée. La roche gris-verdâtre acquiert à cet endroit une patine d'altération chamois typique des laves avoisinantes.

Les laves prismatiques passent graduellement, via l'intensification de la fracturation, à des brèches hyaloclastiques. Ces hyaloclastites, de 6 mètres d'épaisseur, sont parsemées de coussinets fragmentés. L'analyse d'un fragment de coussinet (#103, #104) a donné une composition magnésienne similaire à celle des laves coussinées sous-jacentes à la coulée ainsi qu'à la bordure de trempe de cette même coulée.

L'arrangement des différents faciès, la composition des différents cumulats ainsi que la disposition des différentes textures présentes dans cette coulée se comparent à celles décrites à l'intérieur des coulées de komatiites basaltiques typiques (Arndt et al. 1977).

LAVES SUS-JACENTES A LA KOMATIITE BASALTIQUE V3B

Les hyaloclastites sommitales de la lave différenciée décrite ci-haut sont surmontées par 50 mètres de laves à mégacoussins. Les mégacoussins, en forme de matelas de 5 mètres de long, montrent une fracturation polygonale en blocs et de rares chambres d'écoulement. La taille de ces coussins diminue (<1 mètre) et devient irrégulière vers le sommet. Ces laves possèdent des teneurs en MgO avoisinant 7%, ce qui contraste avec les laves magnésiennes sous-jacentes. Leur composition varie d'une tholéïte à une tholéïte à quartz (fig. 5a, fig. 6a), comparable à celle du reste de l'empilement.

La coulée suivante est une coulée ou une succession de

coulées massives (V3B , fig. 4a) totalisant 150 mètres d'épaisseur apparente et continue latéralement sur plus de trois kilomètres. Ces laves sont aphyriques, montrant une texture granulaire à ophitique. Plusieurs cycles de décroissance de la taille du grain sont notés, et ceci à intervalle d'une trentaine de mètres. Règle générale, la taille du grain est supérieure à 1 millimètre sur les vingt premiers mètres de chaque cycle; la lave y est massive, homogène et peu fracturée. Sur les dix derniers mètres de chaque cycle, la taille du grain décroît jusqu'à être aphanitique, et la lave montre une fracturation de refroidissement. Cette fracturation forme des colonnades prismatiques dont le diamètre varie de 2 mètres à un décimètre, covariant avec la taille du grain. Ces joints sont orientés normaux à la surface de la coulée, et peuvent ainsi être utilisés comme indicateurs du paléohorizon. Des colonnades à croissance radiale ont aussi été observées. Lorsque la taille de la fracturation est inférieure à 1-2 décimètres, les orgues font place à un débit en blocs (fracturation polyédrale). De rares lentilles métriques d'hyaloclastites et de coussinets sont coincées dans la lave fracturée. Des fantômes de mégacoussins soudés sont devinés au travers de la fracturation en blocs au sommet de la coulée. Il est incertain si cet empilement représente une série de coulées massives individuelles superposées ou si il s'agit d'une seule coulée ayant été formée de plusieurs injections de magma.

Les trois cents mètres suivant sont formés d'un empilement de laves aphyriques très homogènes. Les coulées massives, mégacoussinées, coussinées et hyaloclastiques y alternent à l'échelle du 10-20 mètres.

LAVE GLOMÉROPORPHYRIQUE EN PLAGIOCLASE V3B, EPG

Les laves aphyriques ou micro-porphyriques jusqu'ici décrites sont surmontées par des laves gloméroporphyriques en plagioclase. Ces laves ont été observées par Fahrig (1964) et Baragar (1967), mais n'ont pas été distinguées immédiatement à l'ouest de notre région par Frarey (1967). Ces roches sont distinctes en termes de textures, de pétrographie et de distribution géographique des gabbros gloméroporphyriques ou léopardés décrits par Frarey (1967), Findlay et al. (1989) et Baragar (1967). Ces laves possèdent une épaisseur apparente d'environ 1 kilomètre, donc une puissance d'environ 500 mètres. Les contacts entre les laves gloméroporphyriques et celles aphyriques sous-jacentes et sus-jacentes n'ont pas pu être observés. Ils semblent être graduels.

Ces laves varient d'aphanitiques à une granulométrie

moyenne, et sont localement micro-porphyriques en pyroxènes. Elles possèdent une patine d'altération vert pomme orangé caractéristique. Des cristaux millimétriques de plagioclase saussuritisés agglutinés en agglomérats centimétriques définissent une texture gloméroporphyrique. Les glomérocristaux composent généralement moins de 1% de la roche, atteignant au maximum 10%. Aucune texture primaire n'est préservée dans la matrice, laquelle se compose d'actinolite, épidote et albite à grain très fin. Ces laves se caractérisent aussi par leur teneur appauvrie en MgO (#11 à #14, #112 à #116), laquelle se situe entre 5% et 6%, comparativement à plus de 7% pour les laves aphyriques. Elles sont classées comme tholéïtes à quartz selon leur norme (fig. 5a, fig 6a), et comme tholéïtes ferri-fères par le diagramme de Jensen (1976, fig. 7a). Ces laves présentent peu de variations géochimiques.

Cet empilement de lave gloméroporphyrique débute avec une coulée massive de 60 mètres, à texture d'un microgabbro. Ce microgabbro est surmonté par des laves coussinées. Les coussins sont de taille métrique et de forme jointive (fig. 4b). Des niveaux à matelas, à coussins soudés et à minicoussins sont également présents. Leur imbrication indique des directions apparentes d'écoulement tant vers le sud-est que le nord-ouest. Les laves massives sont peu abondantes, une seule coulée d'importance (40 mètres), montrant des colonnades, a été observée dans la portion centrale de l'empilement. Les hyaloclastites (fig. 4c) y sont peu abondantes. Le quartz et la calcite colmatent les chambres d'écoulement et les interstices entre les coussins.

La faible abondance locale en glomérocristaux rend ces laves semblables aux laves aphyriques; toutefois, aucune coulée réellement aphyrique n'y est intercalée.

MEMBRE DE LAVE HOMOGENE (Wb) V3B

Le sommet des laves gloméroporphyriques se situe dans la vallée du lac Sixte. Il est possible qu'une zone de cisaillement coïncide avec cette vallée. Les laves gloméroporphyriques font alors place à environ 1,500 mètres (3 kilomètres d'épaisseur apparente) de laves aphyriques et généralement aphanitiques. Ces laves sont soit coussinées, hyaloclastiques, à blocs, à fracturation polygonale ou massives. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de mettre en relations les différents faciès, outre qu'ils alternent sur des faibles épaisseurs et ne montrent pas de continuité latérale.

Quelques horizons de microgabbro (I3A, PX) ou de basalte massif à grain moyen sont intercalés dans ces laves. Ces horizons sont d'épaisseur variant de quelques décimètres à plusieurs hectomètres, et sont d'extension latérale discontinue atteignant un maximum de 2 kilomètres. Une texture microporphyrrique en clinopyroxène ouralitisé est présente sur certains filons ou coulées.

Aucune évidence de différenciation magmatique *in situ* n'a été notée dans ces laves. Elles sont classées selon leur norme comme tholéïtes et tholéïtes à quartz (#15, #109, #111).

MEMBRE GABBROIQUE (Wc) I3A

Le membre de laves homogènes est noté jusqu'à la hauteur de la vallée du lac Migrardet. Cette vallée est soulignée par une zone de schistes verts, équivalents cisailés des laves tholéïtiques. Les roches, au nord-est de cette vallée, sont incluses dans le membre informel gabbroïque. Ce membre a une puissance d'environ 1,300 mètres, soit 2.5 kilomètres d'épaisseur apparente. Il montre une discontinuité latérale marquée. La portion centrale est composée en quasi totalité de gabbros comparables à ceux du Groupe de Montagnais (Frarey et Duffell 1964, Baragar 1967, Dimroth 1978). Ces gabbros forment trois filons-couches partiellement en contact, partiellement interdigités avec des coulées basaltiques. Ces filons-couches font aussi place latéralement à des laves basaltiques hétérogènes, variablement schisteuses. Ces laves sont aphyriques et aphanitiques, coussinées, massives, à blocs ou bréchiques.

Les filons-couches de gabbro ont un contour irrégulier, une épaisseur apparente variable entre 200 et 1,000 mètres et une extension latérale d'une dizaine de kilomètres. Des gabbros similaires ont été rapportés par Baragar (1967) au même niveau stratigraphique à une vingtaine de kilomètres au nord-ouest.

Trois faciès de répartition irrégulière ont été distingués: les gabbros homogène, nébuleux et quartzifère. Le gabbro homogène I3A est une roche mésocrate aphyrique, massive et homogène. Altéré en épidiorite, sa minéralogie consiste en proportions comparables d'amphibole aciculaire vert pâle et de plagioclase. Les minéraux opaques, environ 5%, sont partiellement altérés en titanite et leucoxène. La granulométrie, uniforme, varie de 1 à 4 millimètres. Cependant, des reliques de texture ophitique originelle montrent que la granulométrie initiale était de l'ordre du millimètre. Les aiguilles d'amphibole métamorphique se sont développées de façon anarchique sans égard à la texture originelle. Leur arrangement entrecroisé

laissant le plagioclase en position interstitiel définit une texture blasto-ophitique, sans lien avec la texture ophitique originelle de la roche.

Le gabbro nébuleux montre des variations de texture et de composition à l'échelle mésoscopique. À l'échelle submétrique, il varie de mélanocrate à leucocrate, et la granulométrie entre fine et grossière. La distribution des faciès est irrégulière. Des textures pegmatitiques et bréchiques sont présentes à plusieurs endroits. Une texture harrisitique, dans laquelle des cristaux de pyroxène montrent une croissance dendritique décimétrique dans une matrice plagioclasique, est localement présente.

Le gabbro quartzifère a une texture similaire à celle du gabbro nébuleux, mais possède jusqu'à 5% de quartz primaire. Ce quartz est en position interstitielle entre les aiguilles d'amphibole, lesquelles pseudomorphosent des cristaux de clinopyroxène. La résistance du quartz à l'altération métamorphique a permis de préserver des reliques de l'arrangement ophitique originel du gabbro. Il est à remarquer que ce gabbro quartzifère possède le même indice de coloration que le gabbro homogène.

Les gabbros présentent des teneurs en magnésium variant de 4% à 10%, et des teneurs en fer entre 10% et 19% (analyses #15, #16, #17, #110). Ces variations indiquent le degré de fractionnement variable qu'ils ont subi, les plus différenciés étant les gabbros quartzifères. Les très hautes teneurs en fer suggèrent une composition de ferrogabbro, typique d'une lignée tholéitique (fig. 7a). Selon l'analyse normative, les différents gabbros sont classés variablement comme norites à clinopyroxène et quartz, gabbros à orthopyroxène et quartz et leucogabbronorites à olivine (fig. 5a).

Environ 300 mètres de laves basaltiques aphyriques, aphanitiques et à morphologies hétérogènes surmontent les filons-couches de gabbro. Ces laves sont tronquées par la Faille du lac Elsie, laquelle les met en contact avec la Formation de Deborah ou la Fenêtre de Kozela.

INTERLITS DE SÉDIMENT ET FORMATION DE FER SULFURÉE S6, S9E

Des interlits minces et lenticulaires d'argilite, de shale, de shale pyriteux et de formation de fer sulfurée ont été décrits dans la Formation de Willbob par Frarey (1967), Baragar (1967) et Dimroth (1978). Ces sédiments n'ont pas été observés en affleurement lors de la présente cartographie.

Cependant, des traînées de blocs de formation de fer sulfurée, ainsi que de nombreux chapeaux d'altération limonitique indiquent que de tels interlits, de faible épaisseur, sont probablement présents coincés dans les bandes cisillées associées aux failles du lac Poulin et du lac Migrardet, au sommet du filon-couche de gabbro sommital et le long de la Faille du lac Elsie. La déformation intense observée dans les blocs de sédiments graphiteux ou sulfurés contraste avec celle quasi-inexistante dans les laves.

La formation de fer sulfurée possède une altération rouille pénétrante. Elle se compose de 35% de pyrrhotite porphyroblastique et granoblastique (0.5 mm). La pyrrhotite présente des bordures corrodées en goethite. La chalcopyrite et la magnétite forment des grains isolés, interstitiels ou à relation mutuelle avec la pyrrhotite. Le quartz (60%) est granoblastique et présente des relations mutuelles avec les sulfures. Il est saupoudré de graphite microcristallin, lequel le rend presque opaque. Le quartz s'accompagne de plagioclase, de muscovite idioblastique, de chlorite remplaçant la muscovite, d'épidote croissant à l'interface des grains de quartz et de sulfure, ainsi que de rares grains de zircon et de titanite. Ce quartz pourrait représenter du chert recristallisé.

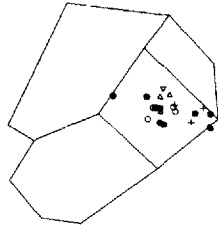
Ces roches sulfurées ou graphiteuses seront à nouveau discutées dans la section traitant de la géologie économique.

PÉTROGÉNÈSE

La signature géochimique des laves de la Formation de Willbob est caractéristique des tholéïtes de ride océanique (fig. 8a). Ceci est en accord avec les interprétations de Beaudoin et Laurent (1989), Rohon (1989) et Boone et Hynes (1990).

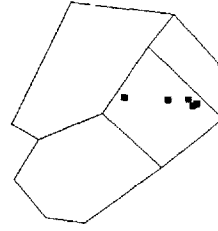
Les tholéïtes à olivine et les komatiïtes basaltiques à la base du membre informel différencié, lesquelles titrent entre 10% et 17% de MgO, sont parmi les magmas les plus mafiques reconnus à ce jour dans la Fosse du Labrador (Dimroth 1978; Fahrig 1962; Baragar 1967; Rohon 1989; Boone et Hynes 1990, Findlay et al. 1989). Certains d'entre-eux sont plus magnésiens que les bordures de trempe des filons-couches de péridotite de Retty, lesquels titrent entre 10% et 12.5% de MgO (Rohon 1989; Beaudoin et Laurent 1989, Clark 1989). Ce magma montre un patron multi-éléments plat dont l'ensemble des éléments incompatibles oscille entre 2 et 30 fois les teneurs d'un manteau primitif (fig. 9aa, #9, #103, #105, #106). De façon similaire, les terres rares montrent des teneurs normalisées

A



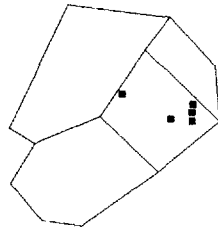
Formation de Willbob
(Groupe de Doublet)

B



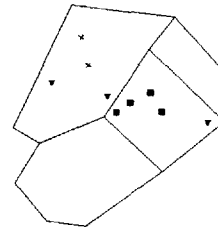
Fenêtre de Kozela
(Formation de Willbob, Groupe de Doublet)

C



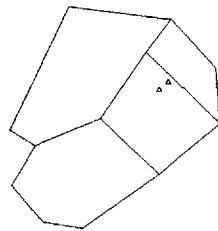
Formation de Deborah
(Groupe de Laporte)

D



Complexe de Manerouille
(Groupe de Laporte)

E



Gabbro de De Jeu
(Groupe de Laporte)

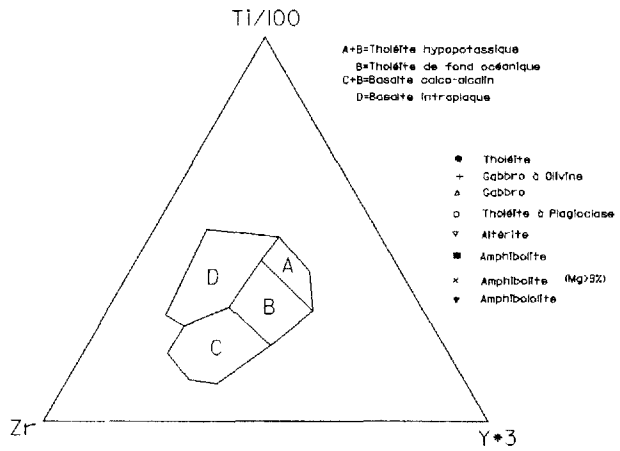
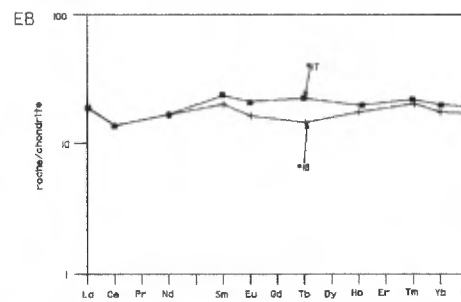
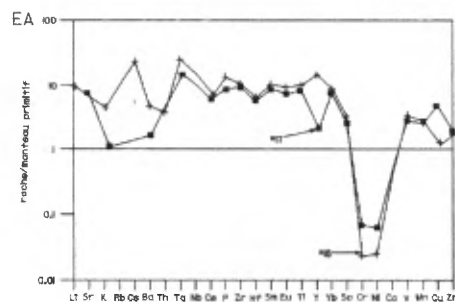
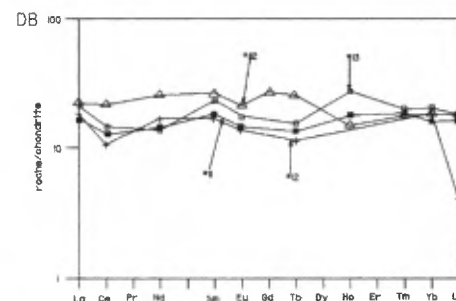
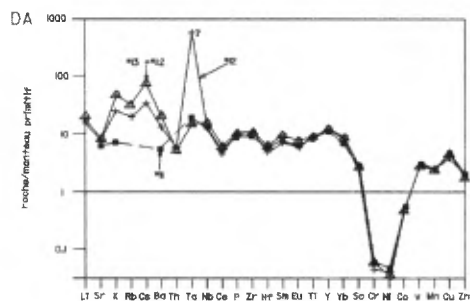
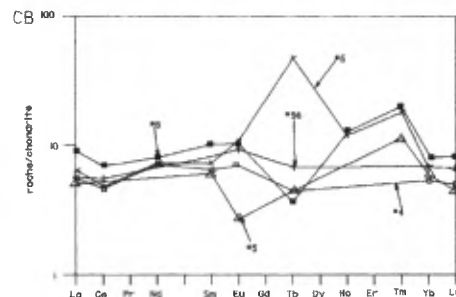
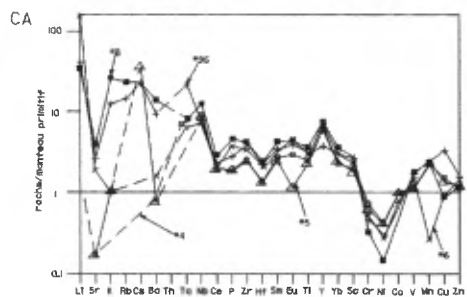
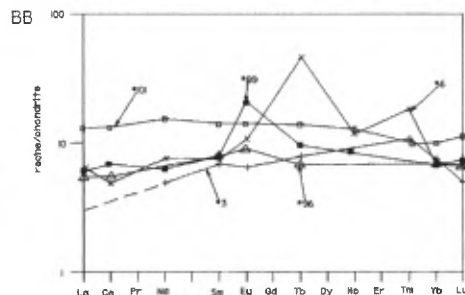
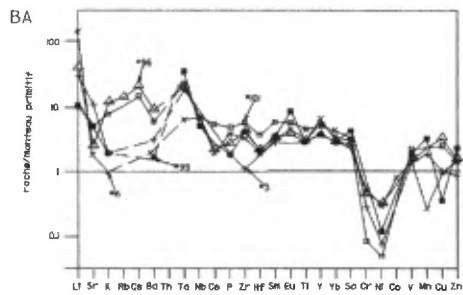
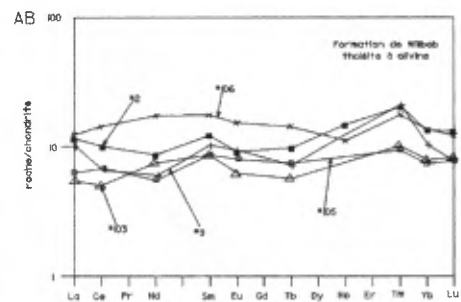
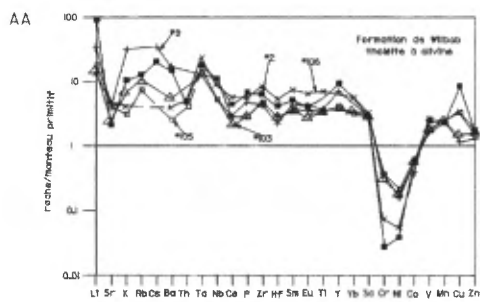
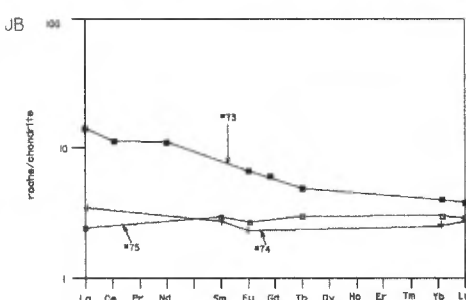
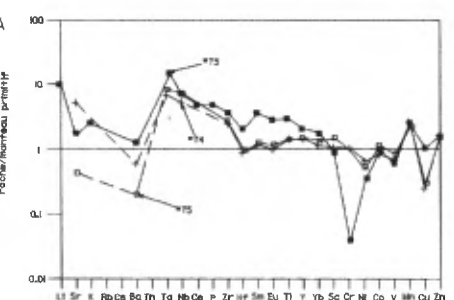
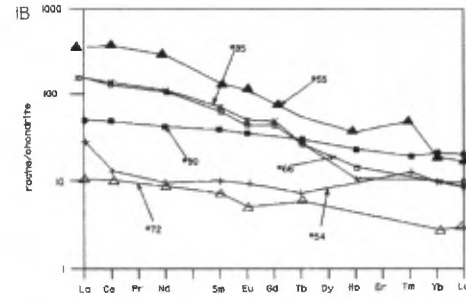
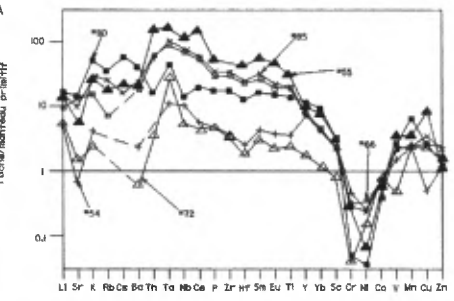
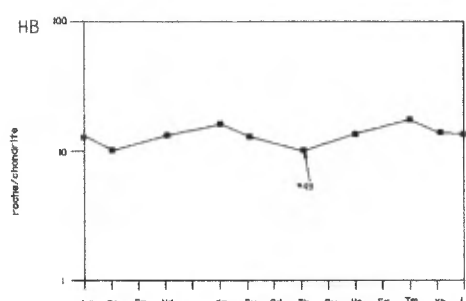
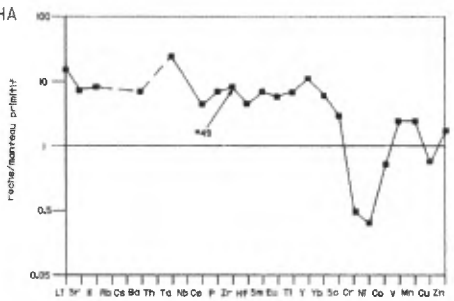
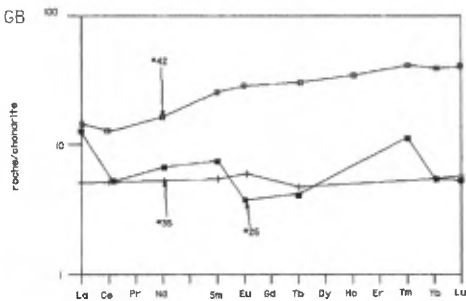
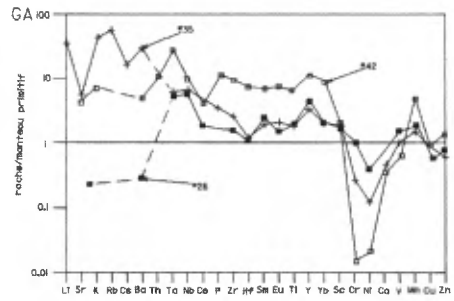
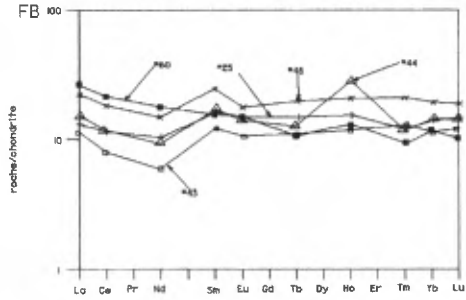
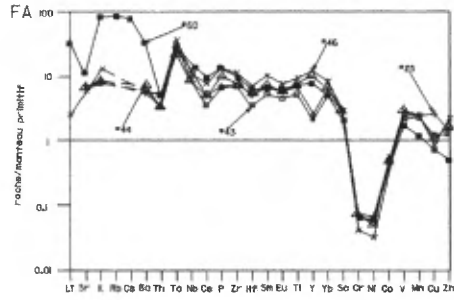


Figure 8: Pigeonnier magmatotectonique (Pearce et Cann 1973) des basaltes et des amphibolites de la région.

Figure 9: Patrons multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985) et des éléments des terres rares normalisés aux météorites chondritiques carbonés (Anders et Grevesse, 1989) pour les différentes roches mafiques de la région.

- A: Formation de Willbob, tholéïte à olivine.
- B: Formation de Willbob, komatiïte basaltique différenciée.
- C: Formation de Willbob, gabbro et gabbro à olivine.
- D: Formation de Willbob, Lave gloméroporphyrique.
- E: Formation de Willbob, Membre gabbroïque.
- F: Fenêtre de Kozela, metabasalte et amphibolite.
- G: Fenêtre de Kozela, gabbro et gabbro à olivine.
- H: Formation de Deborah, amphibolite.
- I: Complexe de Manereuille, amphibolite, amphibololites et schistes ultramafiques.
- J: Complexe de Manereuille, gabbro à olivine.





aux chondrites variant entre 0.5 et 20, avec des rapports unitaires des terres rares légères aux terres rares lourdes (fig. 9ab). Ces signatures sont typiques des magmas générés par une fusion partielle de 10% à 20% d'un manteau supérieur non-appauvri. L'anomalie négative entre 0,05 et 0,2 valeur mantellique en métaux de transition compatibles (chrome, nickel et cobalt) corrobore cette hypothèse.

Les tholéïtes sous-jacentes aux laves magnésiennes (#2) ont des patrons multi-éléments et de terres-rares légèrement plus différenciés.

La coulée de komatiite basaltique différenciée montre des patrons multi-éléments semblables pour ses différentes composantes, dont les valeurs se situent vers 5 fois la teneur du manteau (fig. 9ba). Ces patrons présentent un appauvrissement au niveau des métaux de transition Ni, Cr et Co, lequel est toutefois moins marqué pour la norite à olivine (#6) et la bordure de trempe de la coulée (#96). Le patron d'un mélagabbro (#99) est comparable à celui des tholéïtes (#3 et #101). Les éléments des terres rares montrent des patrons plats oscillant entre 5 et 15 fois chondrite (fig. 9bb). Le patron de la tholéïte sommitale (#101) est plat vers 13 fois chondrite. La similitude des patrons multi-éléments et de terres rares des différentes composantes de la komatiite basaltique différenciée suggère l'unicité du magma parent.

Les roches mafiques d'accumulation, gabbros et norites à olivine *sl.*, montrent des patrons multi-éléments plats à 3 fois la teneur mantellique pour les éléments à haut potentiel ionique (Ce à Yb) et des teneurs avoisinant 10 fois la teneur mantellique en Th, Ta et Nb (fig. 9ca). Les éléments alcalins (K, Rb, Cs) et alcalino-terreux (Li, Ba, Sr) montrent soit un enrichissement ou une dilution, ce qui suggère qu'ils soient affectés par les processus de fractionnement du plagioclase, ou par une altération post-magmatique ou métamorphique. Les métaux de transition Cr, Ni et Co possèdent une anomalie négative moins prononcée que dans les cas de certaines laves magnésiennes, suggérant une rétention de ces éléments par les minéraux du cumulat. Les patrons des terres rares, plats, oscillent entre 3 et 10 fois la valeur chondritique (fig. 9cb). Une anomalie négative de l'euprimum est présente pour le patron #5, ce qui suggère un fractionnement du plagioclase.

En somme, la similitude des patrons multi-élémentaires des différentes laves et intrusions du membre inférieur différenciés suggère une cosanguinité étroite de ces magmas. Ces patrons semblent toutefois distincts de ceux des membres susjacentes.

Les laves gloméroporphyriques en plagioclase possèdent des patrons multi-éléments plats très réguliers (fig. 9da). Ces patrons sont comparables à ceux des autres tholéïtes de la région. Par contre, les éléments alcalins (K, Rb, Cs) montrent une certaine variabilité attribuable à l'altération post-magmatique ou au fractionnement du plagioclase. Les patrons des terres rares sont plats mais légèrement plus enrichis (12 à 30 fois la teneur chondritique) que ceux des autres tholéïtes de la région (fig. 9db). On remarque l'absence d'une anomalie en europium liée à un fractionnement ou à une accumulation du plagioclase.

Aucune analyse chimique complète n'est disponible pour les laves homogènes du membre informel médian.

Les tholéïtes (#18) et les gabbros (#17) du membre informel supérieur montrent des patrons multi-éléments similaires avec des valeurs environ sept fois supérieures au manteau (fig. 9ea) et des patrons des terres rares plats vers 20 fois chondrite (fig. 9eb). Ces laves semblent légèrement plus différenciées ainsi que plus ferrifères que celles du membre inférieur (fig. 9a, 9b).

Rohon (1989) ainsi que Beaudoin et Laurent (1989) ont proposé que les filons-couches ultramafiques de Retty proviennent de la différenciation des magmas à l'origine des laves tholéïtiques de la Formation de Willbob dans un contexte d'accumulation dans un conduit à écoulement continu. Comme des compositions très magnésiennes ont été retrouvées pour des laves aphyriques sus-jacentes aux filon-couche, des vecteurs de différenciation joignant ces cumulats et les tholéïtes peu magnésiennes devraient intercepter le champ de composition des laves magnésiennes (fig. 7a). Cette hypothèse est vérifiée à l'aide de diagrammes de ratios élémentaires (Pearce 1968) et fera l'objet d'une publication ultérieure. Les principales conclusions de ces modélisations sont:

- 1) Le magma komatiitique basaltique représente environ 10% à 20% de fusion partielle dans un manteau supérieur fertile.
- 2) Il a possiblement été affecté d'une étape de fractionnement anorthositique en situation infracrustale.
- 3) Un fractionnement de l'olivine et de la chromite en situation hypabyssale a eu lieu pour la majeure partie du magma produit, représenté possiblement par les filons-couches de Retty. Quelques injections magmatiques atteignent la surface sans subir cette différenciation.

4) Le plagioclase et dans une moindre mesure le pyroxène ont fractionnés à l'intérieur des coulées ou dans leurs conduits nourriciers.

5) La magnétite, le clinopyroxène et le plagioclase ont fractionnés dans les filons-couches de gabbro au sommet de la séquence.

FENÊTRE DE KOZELA (K)

La Fenêtre de Kozela est un ensemble de roches à dominance mafique à ultramafique, de forme triangulaire de 12 kilomètres de long par 10 kilomètres de large. Elle est attenante au sud-ouest avec la Formation de Willbob par l'intermédiaire de la Faille du lac Elsie. Elle est ceinturée à l'est et au nord par le Groupe de Laporte. Étant située au nord-est de la faille limitant ce dernier groupe, la Fenêtre de Kozela lui a traditionnellement été rattachée. Il est toutefois ici proposé que celle-ci soit rattachée à la Formation de Willbob (fig. 3) et aux filons-couches qui la recoupent, conformément à l'interprétation émise en 1963 par Love, reprise par Fournier (1985) et indiquée par Clark et al. (1990).

La Fenêtre de Kozela est soulignée par une anomalie aéromagnétique de forme irrégulière (CGC, carte 6230G). Le pourtour de l'anomalie et de la surface affleurante des roches de la fenêtre ne coïncident pas parfaitement, l'anomalie étant plus étendue vers le sud-est. Ceci suggère que les roches de la Fenêtre de Kozela causant l'anomalie se poursuivent sous celles du Groupe de Laporte dans ce secteur.

La Fenêtre de Kozela possède une structure en forme de dômes multiples; ainsi les roches les plus vieilles se situent en son centre. La stratigraphie se compose de gabbros à olivine surmontés de gabbros, eux-mêmes surmontés de metabasaltes. Le gabbro est localement différencié en diorite quartzifère. Quelques interlits de schiste et de formation de fer sulfurée sont aussi présents. Compte tenu de la présence de complications tectoniques, de l'attitude sub-horizontale des strates et des variations latérales de faciès importantes, les épaisseurs stratigraphiques ne peuvent être mesurées.

ROCHES INTRUSIVES MAFIQUES

GABBRO À OLIVINE I3K

Le gabbro à olivine affleure en trois endroits dans la

fenêtre, soit au centre, à l'extrémité nord, ainsi que près de la Faille de lac Elsie au sud. Ces massifs de gabbro à olivine coïncident approximativement avec les maxima de l'anomalie aéromagnétique soulignant la fenêtre. Peu d'informations sont disponibles sur l'affleurement près de la Faille du lac Elsie. Le massif au nord du lac Kozela affleure mal et est généralement très altéré. Il est vraisemblablement démembré par la tectonique. La majorité des observations proviennent du massif central, au nord-ouest du lac Rond.

Le gabbro à olivine est une roche variablement massive à légèrement schisteuse. Il est homogène et à grain fin ou moyen. Une patine d'altération brun chamois est diagnostique, à l'exception des faciès serpentinisés lesquels offrent une patine blanchâtre et un touché gras. Un litage magmatique fruste et du litage festonné ("wispy layering") ont été notés à quelques endroits (fig. 4d). Les fractures colmatées d'amphiboles drusiques définissent une texture en peau d'éléphant en de nombreux endroits.

Le gabbro à olivine se compose de 50% à 70% d'olivine cumulus à grain moyen (1-2 mm). Le clinopyroxène et l'orthopyroxène sont parfois en phase cumulus, formant alors des agrégats de plusieurs millimètres. Les olivines sont généralement altérées en antigorite; seules quelques reliques ont échappé à l'altération. De façon similaire, les pyroxènes sont altérés en amphiboles aciculaires très pâles (actinolite?) et en ripidolite.

La phase intercumulus se compose de ripidolite, de pennine, de chlorite magnésienne, d'actinolite, de talc et de minéraux opaques. Ces minéraux sont les produits de l'altération de l'orthopyroxène (chlorites) et du clinopyroxène (actinolite). Ces minéraux forment localement une texture poecilitique dans laquelle des plages de pyroxène altéré allant jusqu'à 1 centimètre de diamètre enchâssent des grains d'olivine cumulus (fig. 4d). Cette texture est aussi caractéristique du filon-couche médian de Retty (Fahrig 1962, Beaudoin et Laurent 1989; Rohon 1986; 1989). La chromite est présente en agrégats de plusieurs millimètres interstitielles aux grains d'olivine, produisant un litage festonné. La magnétite est aussi présente en remplacement des grains d'olivine. De même, des veinules centimétriques de magnétite (?) recoupent ici et là le gabbro à olivine ainsi que les veines d'amphiboles drusiques. La magnétite associée aux chlorites de la phase intercumulus forme des veinules soulignant la foliation fruste de ces roches. Quelques grains de minéraux opaques ont été altérés en titanite et en leucoxène.

Les roches de la Fenêtre de Kozela regroupées sous le vocable de gabbro à olivine se classent, d'après leur norme (#28 à #30, #32 à #34, #37, #39), comme norites à clinopyroxène et olivine, norite à olivine et gabbros à orthopyroxène (fig. 5b). Quelques normes indiquent une proportion de plagioclase inférieure à 10%; ces roches sont alors classées comme harzburgite à plagioclase.

TRÉMOLITITE I4, TR

Un niveau de "trémolitite" ceinture le massif de gabbro à olivine du lac Rond sur son flanc est, au contact avec le gabbro. Cette roche est massive et homogène sur une épaisseur observée d'une dizaine de mètres. Elle se compose de plus de 60% d'amphiboles aciculaires (trémolite ?) de 1 à 3 millimètres à texture diablastique ou enchevêtrée. Des reliques de clinopyroxène et d'orthopyroxène (rare) de 3 à 4 millimètres constituent jusqu'à 20% de la roche et sont associées aux agrégats d'amphiboles. Des reliques d'olivines sont également présentes. La ripidolite, la chlorite magnésienne, le talc et des minéraux opaques sont présents en agrégats, taches ou veines. Des carbonates, sous forme de taches subcentimétriques, constituent localement jusqu'à 30% de la roche. Des veines d'amphiboles drusiques sont aussi présentes. La norme de ces "trémolitites" (#26, #27) indique une mélanorite à clinopyroxène et olivine (fig. 5b). Cette "trémolitite" est comparable à celle décrite à la base et au sommet du filon-couche médian de Retty (Rohon 1986, 1989; Frarey 1967).

GABBRO I3A

Deux massifs de gabbro sont présents dans la Fenêtre de Kozela, l'un ceinturant le massif de péridotite du lac Rond et le second bordant le flanc nord-est du gabbro à olivine près de la Faille du lac Elsie. Peu d'informations sont disponibles sur ce dernier site. Le premier massif s'étend de façon asymétrique autour du gabbro à olivine entre les lacs Rond, Kozela et Du Chien. Il forme une mince bande sur son flanc est, est absent sur le flanc ouest et affleure sur près de trois kilomètres vers le nord. Cette forme irrégulière résulte de l'effet combiné de la topographie (le massif étant subhorizontal), de failles tardives (Faille du lac Du Chien, et failles secondaires dans le secteur près du lac Rond) et aussi probablement d'une épaisseur stratigraphique irrégulière. Le gabbro est en contact graduel tranché avec le gabbro à olivine sous-jacent. Son contact avec les metabasaltes sus-jacents n'a pas été observé et est obscurci par des failles en de nombreux en-

droits.

Le gabbro est une roche équi-granulaire à grain moyen, homogène et massive. Une foliation fruste est présente ici et là. Des textures nébuleuse, pegmatitique et bréchique ont été observées à quelques endroits.

Le gabbro est mésocrate ($ic=70$) et composé en proportions variables de hornblende et de plagioclase. La hornblende, vert-pâle, est de forme prismatique non-orientée et définit une texture blasto-ophitique. Des reliques de clinopyroxène sont localement présentes au coeur des amphiboles. Le plagioclase, altéré en albite et zoïsite, est interstitiel aux amphiboles. Les minéraux opaques, la titanite et le leucoxène constituent moins de 2% de la roche. La biotite est localement présente. La roche ne présente pas d'évidence de déformation.

La norme calculée pour le gabbro (#31, #35, #36, #38) permet de le classer comme un gabbro à orthopyroxène, une norite à clinopyroxène et olivine, ou une mélanorite à clinopyroxène et olivine (fig. 5b).

DIORITE QUARTZIFÈRE I2I

Un affleurement de diorite quartzifère est présent à l'extrémité nord-ouest du massif de gabbro du lac Rond. Cette roche est mésocrate ($ic=55\%$) à grain moyen à grossier. Elle se compose de plagioclase (35%), de quartz (10%), d'amphibole (40%), de grenat (10%), de minéraux opaques (5%) et de traces de biotite, d'apatite et de zircon. L'amphibole, bleu-vert à bleu vif, montre un habitus prismatique automorphe pouvant atteindre 1 centimètre, ainsi qu'une croissance cruciforme particulière. Ces rosettes, pouvant atteindre 1 centimètre de diamètre, sont formées généralement de deux cristaux croissant à angle droit et s'interpénétrant à leur intersection. Le grenat, rouge vif, est automorphe et localement squelettique. Le plagioclase forme des plages à extinction commune englobant les autres minéraux.

Aucune foliation ni évidence de déformation n'a été observée dans cette diorite quartzifère. La paragenèse à amphiboles bleu-vert et grenat automorphes serait typique d'une roche au faciès métamorphique des amphibolites supérieur, ce qui contraste avec le faciès métamorphique des amphibolites inférieur montré par les metabasaltes adjacentes. De plus aucune recristallisation métamorphique ne semble affecter la roche. Cette minéralogie, à l'exception peut-être du grenat, est ainsi interprétée comme primaire. La diorite quartzifère

est interprétée comme un différenciat (granophyre?) du gabbro adjacent.

MÉTABASALTE V3B(M8) et M16

Les metabasaltes couvrent environ 70% de la Fenêtre de Kozela et ceinturent les massifs de péridotite et de gabbro. Les conditions d'affleurement sont variables, de quasi continues dans le secteur du lac Du Chien, à éparses dans les secteurs des lacs Kozela et Rond, à rares pour le reste de la fenêtre.

Les metabasaltes sont des roches vertes légèrement à fortement foliées, généralement à grain fin, homogranulaires et de composition homogène (fig. 4e). Des structures de coussins jointifs, de mégacoussins matelassés et plus rarement d'hyaloclastites y sont préservées dans les secteurs au sud du lac du Chien. Toutes les structures primaires ont été oblitérées par la déformation ou le métamorphisme au nord et à l'est du massif de gabbro du lac Rond.

Les metabasaltes se composent en moyenne de 70% d'amphiboles aciculaires à trapues vert-pâle à vert-foncé ou bleuté. Ces amphiboles définissent une foliation, généralement avec une texture nématoblastique ou fasciculée. Une texture blastophtitique est localement présente. Le plagioclase, en moyenne 30%, est interstitiel aux aiguilles d'amphibole. Il est habituellement limpide et non altéré, et possède une texture en mortier à grain fin. Des reliques de texture gloméroporphyrrique en plagioclase, comparables à celles rencontrées dans les laves de la Formation de Willbob, sont localement préservées. Les minéraux opaques constituent jusqu'à 5% de la roche, et sont distribués dans la foliation en grains xénoblastiques étirés. La titanite, la biotite, l'épidote et le carbonate montrent une distribution sporadique.

L'intensité de la coloration verte, la taille des cristaux d'amphibole, la limpidité du plagioclase et la granulométrie moyenne croissent de la Faille du lac Elsie vers le nord-est, concomitamment avec la disparition de l'épidote. Ce changement de paragenèse métamorphique concorde avec la disparition des structures primaires et l'intensification de la foliation en allant vers le nord-est.

Il est à noter que les metabasaltes adjacents au nord-est de la Faille du lac Elsie dans la Fenêtre de Kozela sont identiques en terme de textures et de minéralogie à ceux adjacents de la Formation de Willbob. Il est à noter aussi que

quelques hyaloclastites dans le secteur du lac du Chien ont des textures de dévitrification extrêmement bien préservées. Sur la carte, les metabasaltes au sud-ouest de la faille du lac Du Chien ont été identifiés comme des schistes V3B(M8), alors que ceux au nord-est sont identifiées comme des amphibolites M16.

La norme de ces roches permet de les classer comme des tholéïtes et des tholéïtes quartzifères (fig. 6b). La projection cationique de Jensen (1976) indique que ces metabasaltes auraient été des tholéïtes ferrifères (fig. 7b). La norme de l'échantillon #40 indique une komatiite basaltique (12% MgO), comparable à celles provenant du membre différencié de la Formation de Willbob (fig. 6a). Un autre metabasalte (#60) près de la bordure de la fenêtre (décrit comme une diorite dans Girard 1989) est légèrement normatif en néphéline (0.5%) et classé comme basalte à olivine (V3E).

FORMATION DE FER SILICATÉE ET SULFURÉE S9D et S9E SCHISTE A GRENAT M8,GR

Des niveaux de formation de fer sont présents dans la Fenêtre de Kozela au nord-ouest du lac Rond en périphérie du massif de péridotite, ainsi que dans le secteur du lac Kozela. Ces niveaux coïncident avec des conducteurs électromagnétiques et des anomalies magnétiques au sol identifiés par les compagnies d'exploration minière (Kozela 1962; Hogg 1962a).

Le niveau de formation de fer du lac Rond se présente sous un faciès silicaté (S9D) et un faciès sulfuré (S9E). Le faciès silicaté forme un horizon de quelques mètres d'épaisseur de schistes à grenat et grunérite. Ce schiste se compose d'une matrice de quartz (30-60%) à grain très fin ou en rubans, dans laquelle la grunérite, la pennine, la muscovite (?) et le graphite sont dispersés. La grunérite, une amphibole prismatique à aciculaire, peu pléochroïque mais fortement biréfringente, est dispersée dans la matrice ou concentrée en lithons monominéraliques de cristaux automorphes. Des porphyroblastes de biotite de quelques millimètres parsèment le schiste. Le grenat, 30% de la roche, forme des porphyroblastes de 3 à 5 millimètres distribués de façon régulière dans le schiste. Ces grenats présentent un coeur rouge vif constitué de plusieurs sous-grains disposés de façon radiale, lesquels sont probablement dus à une pseudomorphose de rosettes de chloritoïde. Ce coeur est auréolé de grenat hélicitique noir automorphe à l'aspect turbide. La couleur noire de ce second grenat provient de micro-inclusions de graphite dans les cristaux. Les grenats sont altérés en pennine à leur bordure et dans les fractures de tension. Les minéraux opaques comprennent de la pyrrhotite

disséminée et de la pyrite en cubes millimétriques. Des ombres de pression frangent les divers porphyroblastes de grenat, de biotite et de pyrite.

Le faciès sulfuré forme des horizons d'épaisseur métrique à proximité du faciès silicaté. Il se compose de 40% à 60% de pyrrhotite, de proportions moindres de graphite, et de quantités secondaires de pyrite et de quartz. La pyrrhotite se présente en masse à texture granoblastique, en rubans millimétriques ou en granules dispersées dans la matrice quartzreuse. La bordure des grains de pyrrhotite est généralement corrodée en melnicovite et goethite. La pyrite a crû en cristaux centimétriques localement bréchifiés. Ces cristaux sont soit arrondis, automorphes, ou à texture spongieuse microcristalline. Certains sont zonés, avec un coeur automorphe, couronné de pyrite spongieuse, et finalement enchâssé dans de la pyrite automorphe. Des reliques de pyrite framboïdale ont été observées. Les cristaux de pyrite fragmentés et arrondis flottent dans une pâte de pyrrhotite variablement altérée et de graphite microcristallin. La pentlandite, la sphalérite, la chalcoppyrite et la magnétite sont présentes en traces sous forme d'inclusions dans la pyrite ou en relation mutuelle avec la pyrrhotite. Du quartz granoblastique (0-30%) et du mica (muscovite ou biotite très pâle) idiomorphe (0-10%) parsèment les sulfures sous forme de fragments ou de matériel interstitiel, définissant une texture de durchbewegung. Ces minéraux silicatés sont saupoudrés de graphite microcristallin, lequel leur confère une coloration noire quasi opaque. La chlorite remplace localement les micas. Du carbonate, de l'épidote et de la chlorite magnésienne sont aussi présents. De l'hématite et de la goethite colmatent les fractures.

Les formations de fer du lac Kozela sont semblables à celles du lac Rond. Un faciès sulfuré associé à des schistes graphiteux forme un horizon métrique près de l'extrémité nord du lac. Un horizon de schiste à grenat (M8,GR), d'amphibolite à grenat ainsi que de schiste quartzfeldspathique à biotite avec des traces de grenat, de tourmaline et de zoïsite lui sont adjacents. Un second horizon de schiste graphiteux contenant 10-20% de pyrrhotite et pyrite est présent à un demi-kilomètre plus au sud.

De nombreuses roches d'altération sont présentes dans les secteurs des lacs Rond et Kozela. Elles seront décrites au chapitre de la géologie économique (chapitre 5).

CORRÉLATIONS STRATIGRAPHIQUES ET PÉTROGENÈSE

Les metabasaltes de la Fenêtre de Kozela sont en continuité cartographique avec les laves de la Formation de Willbob. Ces metabasaltes ont des caractères pétrographiques et géochimiques des éléments majeurs (fig. 5, 6 et 7) et des éléments traces (fig. 8 et 9) similaires à ceux des laves de la Formation de Willbob.

Les gabbros à olivine de la Fenêtre de Kozela montrent les textures poecilitiques en orthopyroxène semblables à celles qui typisent le filon-couche médian de Retty (Rohon 1986; 1989; Beaudoin et Laurent 1989). La pyroxénite sommitale (Rohon 1986, Frarey 1967) de ce filon-couche est aussi représentée par les niveaux de "trémolitite" dans la Fenêtre de Kozela. Les gabbros à olivines présents dans la fenêtre sont légèrement plus différenciés que ceux développés dans la coulée de komatiite basaltique différencié de la Formation de Willbob, mais sont comparables selon leur teneur en nickel et en chrome à ceux du filon-couche de Retty (Rohon 1989).

Les metabasaltes de la Fenêtre de Kozela suggèrent un environnement océanique (fig. 8b). Les patrons multi-éléments (fig. 9fa) sont identiques à ceux des basaltes de la Formation de Willbob, avec des teneurs pour les éléments de haut potentiel ionique entre 3 et 12 fois le manteau primitif. Les patrons des terres rares (fig. 9fb) sont plats et oscillent entre 6 et 30 fois la teneur chondritique. Seul le patron du basalte à olivine (#60) est enrichi en terres rares légères et en métaux alcalins et alcalino-terreux. Deux gabbros à olivine (#26, #35) ont donné des patrons multi-éléments et de terres-rares situés à environ 2 fois le manteau (fig. 9ga) et 5 fois les valeurs chondritiques (fig. 9gb). Le différenciat de diorite quartzifère (#42) donne un patron multi-éléments plat vers 10 fois la teneur mantellique et un patron des terres rares régulier entre 15 fois chondritique pour le lanthane et 40 fois chondritique pour le lutécium. On remarque sur le diagramme multi-éléments que la fosse des métaux de transition pour les gabbros à olivine est légèrement moins prononcée que pour ceux de la Formation de Willbob.

On croit que les metabasaltes de la Fenêtre de Kozela et les laves de la Formation de Willbob aient partagé une pétrogenèse commune.

Sur la base de la continuité cartographique et de leur similitudes pétrographiques et géochimiques, il est proposé que les metabasaltes de la Fenêtre de Kozela soient considérées comme homotaxiaux avec et faisant partie de la Formation de

Willbob. Malgré qu'elles soient situées au nord-est de la Faille du lac Elsie et qu'elles soient affectées par le métamorphisme au faciès des amphibolites inférieur, elles ne doivent pas être attribués au Groupe de Laporte. Les gabbros à olivine présents dans ce secteur sont correlés au filon-couche médian de Retty sur la base des textures et des lithofaciès qui lui sont distinctifs. Le filon-couche supérieur semble absent de la Fenêtre de Kozela alors que celui inférieur ne peut être observé.

B: LE GROUPE DE LAPORTE

Le Groupe de Laporte, ici redéfini, comprends l'ensemble des roches géographiquement à l'est du Groupe de Doublet et de la Fenêtre de Kozela. Ce groupe possède une situation stratigraphique confuse (fig. 3), conservée pour des raisons d'ordre historique. Certaines de ses unités sont stratigraphiquement conformes sur celles du Supergroupe de Kaniapiskau, alors que d'autres représentent des intercalations tectoniques de ce dernier.

Le Groupe de Laporte est ici subdivisé, dans un ordre stratigraphique inversé par la tectonique, en la Formation du Grand Rosoy constituée de méta-arkoses; le Complexe de Mane-reuille composé d'amphibolites, de roches ultramafiques, de roches calcosilicatées, de marbres et de divers schistes; et la Formation de Deborah constituée de métagrauwackes et d'amphibolites. Les filons-couches de Gabbro de De Jeu recoupent les deux derniers ensembles. Les relations stratigraphiques entre ces unités ainsi que les corrélations avec les groupes de Doublet et de Knob Lake seront discutées au début de la description de chaque unité.

LA FORMATION DE DEBORAH (D)

La Formation de Deborah correspond à ce qui a traditionnellement été dénommé les "Schistes de Laporte" (Harrison 1952) ou Groupe de Laporte. Ces "schistes" sont ici redéfinis en formation parce que:

A) Les "Schistes de Laporte" ont une étendue cartographiable, une cohérence et une homogénéité interne ainsi qu'une position stratigraphique établie, pouvant ainsi être formalisés comme formation;

B) Ces schistes reposent en continuité stratigraphique sur les metabasaltes de la Fenêtre de Kozela;

- C) La position stratigraphique des schistes n'a pas d'équivalent dans les groupes de Doublet ou de Knob Lake;
- D) Le Groupe de Laporte contient plusieurs ensembles stratigraphiques ou lithodémiques dont les "schistes" ne sont qu'un seul de ces ensembles;
- E) Le lac adjacent à la localité type des schistes a été rebaptisé (lac Dillon) et ne correspond ainsi plus au lac Laporte;
- F) L'ensemble des schistes étudiés dans le cadre de la présente formalisation est centré sur le lac Deborah, lequel est aussi le nom du feuillet SNRC à l'étude.

La Formation de Deborah est stratigraphiquement sus-jacente à la Formation de Willbob et est ainsi plus jeune que le Groupe de Doublet et que le Groupe de Knob Lake. Cette position stratigraphique ainsi que sa nature la rendent comparable à la Formation de Thévenet dans la partie nord de la Fosse du Labrador.

La Formation de Deborah couvre 70% du terrain cartographié dans le cadre de ce projet, formant une bande large d'environ 30 kilomètres orientée du nord-ouest au sud-est. Elle est en contact de faille au sud-ouest avec le Formation de Willbob via la Faille du lac Elsie. Elle ceinture au nord et à l'est la Fenêtre de Kozela (i.e. la Formation de Willbob), avec laquelle elle est en contact stratigraphique concordant et lui est sus-jacente. Vers l'est, elle présente une intercalation tectonique et possiblement stratigraphique avec le Complexe de Manereuil-le, et est chevauchée par la Formation du Grand Rosoy au nord-est. La Formation de Deborah se poursuit vers le sud (Fahrig 1964) sur une distance minimale de 20 kilomètres, ainsi que vers le nord-ouest sur 100 kilomètres jusqu'au Dôme de Wheeler (Dimroth 1978, Baragar 1967, Frarey 1967). Il est toutefois délicat de rattacher à cette formation les schistes situés plus au nord que cette localité, compte tenu des nombreuses complexités structurales, du manque d'affleurements, de l'existence de nombreuses formations d'argilite dans le Supergroupe de Kaniapiskau susceptibles de ressembler à la Formation de Deborah si elles étaient métamorphisées et enfin de la présence de discontinuités dans la couverture cartographique (Dimroth 1978; Penrose 1978; Clark et al. 1990). Des schistes comparables à ceux de la Formation de Deborah ont aussi été reconnus plus à l'est de la région par l'auteur (voir Danis 1988, Bourque 1991), imbriqués par la tectonique avec les autres roches de ce secteur.

La Formation de Deborah se compose à plus de 90% de shales, phyllades et schistes, interprétés comme des méta-grauwackes. Quelques niveaux d'amphibolite, de quartzite, de schiste graphiteux, de roches calcosilicatées et de formation de fer sulfurée sont intercalés dans les méta-grauwackes.

Les strates de la Formation de Deborah sont généralement subhorizontales à modérément inclinées, mais peuvent être redressées ou fortement bouleversées dans l'axe du Cisaillement du lac Deborah, le long des failles orientées nord-ouest au nord de la Fenêtre de Kozela, et dans les régions limitrophes du Complexe de Manereuille. La polarité stratigraphique suggérée par les indicateurs de géotropisme (lits entrecroisés, empreintes de charge, chenaux, etc.) dans les strates non-bouleversées est habituellement normale.

Compte tenu de l'attitude subhorizontale des strates de la formation et de la complexité de la déformation dans certains secteurs, il est impossible de réaliser une coupe stratigraphique complète et de mesurer l'épaisseur de la Formation de Deborah. L'épaisseur est toutefois estimée entre quelques hectomètres et probablement moins de 2 kilomètres. Des dédoublements stratigraphiques d'origine tectonique sont suspectés, entre autre au niveau du Cisaillement du lac Deborah et à proximité du Complexe de Manereuille. Les épaisseurs de plusieurs kilomètres antérieurement proposées sont à notre avis surestimées.

Le contact à la base de la Formation de Deborah avec l'équivalent de la Formation de Willbob dans la Fenêtre de Kozela a été observé à deux endroits, soit à trois kilomètres au nord-ouest du lac du Chien et à un kilomètre à l'ouest du lac Banane. Aux deux endroits, bien que les quelques décimètres immédiatement au contact soient manquants, les strates et la schistosité de la Formation de Deborah sont parallèles et conformes à la stratification et à la schistosité des metabasites de la Fenêtre de Kozela. Aucune évidence de cisaillement sécant ou parallèle à la stratification n'a été observée.

Aucune coupe stratigraphique complète de la formation n'existant sur un seul affleurement, un stratotype ne peut être proposé. Cependant, une localité de référence est proposée sur les sommets des collines immédiatement au sud-ouest du lac Manereuille. Les affleurements y sont abondants et la stratification subhorizontale y est peu bouleversée ou transposée par les schistosités seconde et tierce. Une localité de référence complémentaire est proposée et constitue les trois premiers kilomètres de la rivière à la Baleine, à la décharge du lac Deborah, là où les lithofaciès, autres que les phyllades,

affleurent de façon discontinue.

MÉTAGRAUWACKE, SHALE, PHYLLADE ET SCHISTE À BIOTITE S3T(M10)

Les métagrauwalkes se composent d'une alternance de métapsammites et de métapélites (fig. 4f). Des phyllades et des phyllades graphiteuses sont aussi présentes sur les premiers kilomètres bordant la Faille du lac Elsie. Outre le corridor avoisinant le Cisaillement du lac Deborah et le secteur adjacent au Complexe de Manereuille, elles forment des séquences homogènes.

Les métapsammites sont des roches quartzofeldspathiques à biotite et muscovite, gris pâle. Le quartz (60% à 80%) domine sur le plagioclase, alors que le feldspath potassique n'a pas été observé. Le quartz et le plagioclase, de taille submillimétrique, ont un habitus granulaire, avec localement une texture en mortier ou saccharoïde. La biotite chocolat et la muscovite, en proportions comparables (5% à 35%), forment des paillettes submillimétriques individualisées. L'apatite, la zoïsite, la tourmaline, les opaques et le zircon sont des minéraux traces ubiquistes. Le grenat rose, le chloritoïde et la titanite sont présents ici et là. Des porphyroblastes de staurotite et de la kyanite dans une veine feldspathique ont été observés chacun en une seule localité. Des horizons anormalement quartzifères (S3A(M10), ic < 10%) ont été cartographiés au nord-est du Cisaillement du lac Deborah.

Les métapélites sont des schistes à biotite et muscovite. Ces deux minéraux, dont la granulométrie varie de 0,1 à 3 millimètres, sont en proportions comparables et constituent en moyenne 40% de la roche, variant entre 10% et 100%. Ils sont généralement ségrégués en microlithons millimétriques lesquels alternent avec des microlithons de quartz. Les schistosités multiples, froissements et crénulations sont abondants dans ce faciès, entraînant la disruption des microlithons et donnant une apparence structurale mésoscopique complexe. Les métapélites sont parsemées de porphyroblastes millimétriques de grenat rouge, de rosettes de chloritoïde ainsi que d'aiguilles submillimétriques de tourmaline.

Les métapsammites et les métapélites alternent en inter-lits centimétriques à décimétriques. Cette alternance est interprétée comme le résultat de la sédimentation d'une séquence rythmique ou turbiditique. Les contacts entre les horizons de métapélite et de métapsammite sont habituellement francs sur un côté et graduels sur l'autre, ce qui représenterait d'une part une semelle d'érosion et d'autre part un

passage graduel d'un sable à une boue à l'intérieur d'un cycle de Bouma. La proportion de pélite varie entre moins de 10% jusqu'à 60%, avec une moyenne vers 30%. Des séquences de métapsammites presque pures sont présentes au sud-ouest du lac Manereuille, ainsi que dans le coin nord-ouest de la carte. Dans ce dernier secteur, des grès moyens à grossiers ont préservé de nombreuses structures sédimentaires primaires tel que du litage entrecroisé, des chenaux d'érosion plurimétriques, des fragments hémidécamétriques d'argilite flottant dans les grès, du granoclassement normal ainsi que des séquences de Bouma incomplètes. La polarité stratigraphique indiquée est normale.

Les veines, veinules et exsudats de quartz ou de quartz-plagioclase sont abondants (0% à 30%, habituellement environ 5%) dans les séquences psammitiques. Ces veines forment variablement des réseaux orientés, des stockwerks, des structures ptygmatisées ou plissotées. Leur développement est précoce comparativement à la schistosité. Elles sont abondantes à l'intérieur du Cisaillement du lac Deborah, où elles sont transposées, boudinées et étirées (fig. 4g). Les métapélites, dans la région sous étude, ne sont nulle part migmatisées.

La région à l'extrême nord-ouest de la carte et celle avoisinant le lac Freydière sont dominées par des phyllades (schistes ardoisiers). Ces phyllades ont un assemblage minéralogique similaire à celui des métapsammites, avec toutefois la présence d'une proportion variable de graphite. La granulométrie est fine à très fine (<0.02 mm) et le litage centimétrique. Le graphite disséminé varie de <1% à 30% (voir l'indice Freydière, chapitre 5) et induit une coloration noire ou gris foncé à la roche. Des rosettes de chloritoïde confèrent une apparence tachetée aux phyllades. Ces phyllades présentent peu de ségrégation en microlithons quartzeux et micacés et sont peu recoupés de veines ou d'exsudats de quartz.

Selon nos observations, comparativement aux schistes de l'ex-localité type au lac Dillon, les métagrauwackes de la région sont beaucoup moins déformés, mais présentent toutefois la même paragenèse métamorphique.

MÉTACONGLOMÉRAT À GRANULES S3A1(M10)

Du métaconglomérat à granules de quartz et feldspath forme des horizons discontinus dans le secteur centre-nord de la carte et près du lac La Fouille (non-indiqué sur la carte). Les granules, anguleuses à arrondies, flottent dans une matrice arénacée comparable aux métagrauwackes S3T(M10).

MÉTAGRAUWACKE MYLONITIQUE S3T(M25)

Le métagrauwacke mylonitique est l'équivalent déformé du métagrauwacke S3T(M10) dans le cisaillement du lac Deborah (fig. 4g) et à divers endroits près du Complexe de Manereuille. Il se distingue par sa granulométrie plus fine, l'abondance de veines et de rognons quartzofeldspathiques et la foliation mylonitique.

BRÈCHE TECTONIQUE M26

Des brèches d'origine tectonique composées de fragments de métagrauwacke ou de phyllade graphiteux sont présentes à l'indice Freydière ainsi qu'à l'est du lac Chat.

AMPHIBOLITE M16

Dans le corridor du Cisaillement du lac Deborah, la Formation de Deborah contient des niveaux décamétriques d'amphibolite. Un horizon principal longeant le lac Deborah au nord-est semble continu sur presque toute la longueur du corridor. Un second horizon est présent dans la portion nord à 1 kilomètre au sud-ouest du premier. Un troisième horizon discontinu situé à l'est de l'horizon principal au nord du lac Deborah forme une série de petites lentilles de faible extension longitudinale.

Ces horizons ne sont nulle part exposés sur toute leur épaisseur. Soit ils affleurent dans des ruptures de pente ou soit ils forment de petites crêtes. Leur épaisseur maximale est de quelques dizaines de mètres. Leurs contacts avec les métagrauwackes encaissant n'ont pas été observés. L'attitude est généralement fortement inclinée vers le nord-est. Il n'a pas été possible de déterminer s'il s'agit d'horizons stratigraphiques, de dykes ou de filons-couches. Leur granulométrie fine et leur association avec divers types de paraschistes arguent toutefois en faveur d'un protolite volcanique. Aucune texture primaire n'y est préservée.

Les amphibolites sont foliées, homogènes et à grain fin (<0,5 mm). Elles se composent de 60% à 80% d'amphibole prismatique vert clair à vert bouteille, définissant une texture nématoblastique. Des porphyroclastes millimétriques d'amphibole verte y sont dispersés. Les plagioclases (<5% à 30%) sont interstitiels aux amphiboles. Ils sont zonés, abondamment maclés, et montrent de nombreuses évidences de déformation. La titanite, l'épidote globuleux, la zoïsite idioblastique, la

scapolite, la chlorite magnésienne et des minéraux opaques constituent le cortège de minéraux traces. Le plagioclase, la calcite et le quartz forment d'abondantes veinules plissotées submillimétriques.

La géochimie de ces amphibolites se compare à celle des metabasaltes de la Fenêtre de Kozela. L'analyse normative permet de les classer parmi les tholéïtes et tholéïtes à olivine (fig. 5c, 6c), alors que la projection cationique de Jensen (1976) suggère qu'elles se situent à la limite entre des tholéïtes ferrifères et magnésiennes (fig. 7c). Les amphibolites montrent un enrichissement en fer typique des tholéïtes et une signature d'une lave de ride océanique (fig. 8c). Un patron multi-éléments montre une concentration des éléments traces incompatibles à environ 7 fois le manteau primitif (fig. 9ha), et de 15 fois la valeur chondritique pour les éléments des terres rares (fig. 9hb).

GABBRO I3A

Deux petits horizons décamétriques de gabbros ont été observés à l'est du lac Hibou. Ce gabbro est équi-granulaire à grain moyen (2 mm), homogène et folié. Il se compose de hornblende (50%-60%) et de plagioclase en position interstitielle.

MÉTATUF MAFIQUE V3▼(M16)

Des amphibolites rubanées sont présentes et très bien exposées dans le lit de la rivière à la Baleine (indice Baleine, chapitre 5). Le rubanement est centimétrique, régulier et souligné par une variation des proportions de hornblende, de plagioclase et de mica (biotite?). Quelques niveaux décimétriques de métapsammite sont intercalés parallèlement au rubanement des amphibolites. Comme aucune évidence de déformation intense n'est présente dans les métapsammites quartzofeldspathiques, le rubanement des amphibolites est interprété comme une relique d'un litage primaire plutôt qu'induit par la déformation du cisaillement du lac Deborah.

CHERT, ROCHE CALCOSILICATÉE ET FORMATION DE FER

Plusieurs petits horizons d'épaisseur métrique d'origine métasédimentaire orthochimique probable sont présents dans la Formation de Deborah dans le secteur au nord du lac Deborah et à l'est du lac Hibou et à l'indice Clark.

CHERT GRAPHITEUX S10E

Le chert graphiteux est une roche noire, très quartzreuse (95%), à litage millimétrique et à grain très fin. Il a été observé formant des horizons plurimétriques à l'est du lac Hibou ainsi qu'au nord du lac Deborah.

CHERT PYRITEUX S10D

Le chert pyriteux est une roche quartzreuse à grain très fin et à pyrite disséminée. Il est caractérisé par une patine d'altération rouille pénétrante. Ce chert forme un banc métrique à l'extrémité nord du lac Deborah, associé au chert graphiteux.

ROCHE CALCOSILICATÉE M14

Un affleurement de roches calcosilicatées est présent dans la rivière se jettant à l'extrémité nord du lac Deborah, près de sa décharge. Ces roches, affleurant sur moins de 5 mètres, montrent un rubanement centimétrique intensément plissé. Elles sont constituées de rubans quartzofeldspathiques gris à grain fin (métasiltite?), de rubans cherteux, d'amphibololite en boudins, de rubans à quartz, feldspath, biotite et amphibole verte aciculaire, de rubans de carbonate (30%) et de rares veines de quartz transposées et plissées selon la foliation. Plusieurs blocs de roches calcosilicatées ont aussi été notés à proximité de l'horizon de chert à deux kilomètres à l'est du lac Hibou. Ces lithofaciès ressemblent à ceux présents dans le Complexe de Manereuille, duquel ils pourraient représenter un lambeau coincé dans la zone de cisaillement du lac Deborah.

FORMATION DE FER SULFURÉE S9E

Des blocs de formation de fer sulfurée ont été observés à l'indice Clark dans la partie nord-ouest de la région (Girard 1989) ainsi qu'à mi-chemin entre les lacs de La Joubardière et Chailly, à proximité du Complexe de Manereuille. L'échantillon étudié, provenant de l'indice Clark, est massif, très altéré, et se compose de 35% de pyrrhotite granoblastique en relation mutuelle avec des traces de chalcopyrite et de magnétite. Le quartz granoblastique (60%), la biotite très pâle et idioblastique, la chlorite (produit d'altération de la biotite) et le plagioclase granoblastique forment la portion silicatée. Ces phases sont saupoudrées de graphite microcristallin. Du zircon et de la titanite sont présents en traces. De l'épidote est

présente à l'interface du quartz et de la pyrrhotite.

FORMATION DU GRAND ROSOY (R)

La Formation du Grand Rosoy se compose d'un empilement de métasédiments arkosiques qui affleure dans la partie nord-est de la carte entre les lacs Manereuille et Grand Rosoy et dans le secteur sud-est de la carte de part et d'autre de la rivière De Pas. Elle forme aussi un felsensmeer entre les lacs Chailly et Berthé, interprété comme représentant les roches sous-jacentes. Ces méta-arkoses sont en continuité au nord et à l'est avec celles décrites par Danis (1988) et au sud avec celles décrites par Fahrig (1964). Cet ensemble est ici défini formellement comme formation considérant son homogénéité faciologique, son étendue et sa continuité cartographique (Danis 1988; Bourque 1991). Une localité de référence est proposée située dans le flanc de la colline immédiatement au nord du lac De Jeu, à un kilomètre à l'ouest de la décharge du lac Grand Rosoy.

Seul le contact inférieur de la Formation du Grand Rosoy est observé dans la région et ce à la localité de référence. Ce contact est un contact de faille chevauchante, juxtaposant les strates subhorizontales de la Formation du Grand Rosoy avec celles, par endroit subverticales, du Complexe de Manereuille. La troncature du grain tectonique des roches sous-jacentes par la faille chevauchante y est nettement visible (voir le chapitre 3, fig. 21). Au dessus de ce contact, les strates de la Formation du Grand Rosoy montrent une polarité normale. Le sommet de la formation, situé à 4.5 kilomètres à l'est de la présente carte, est transposé dans la foliation tectonique nord-sud et mis en contact avec des roches comparables à celles du Complexe de Manereuille (observations de l'auteur dans les secteurs cartographiés par Danis 1988). L'épaisseur de la formation ne peut être calculée, mais est estimée à plusieurs kilomètres.

Les affleurements de méta-arkose de part et d'autre de la rivière De Pas sont au coeur d'une antiforme. Leurs relations avec les roches adjacentes ne sont pas observées.

La Formation du Grand Rosoy est considérée comme plus ancienne que le Complexe de Manereuille sur le fait qu'elle soit localisée à la semelle de la nappe de charriage tronquant le complexe et qu'elle occupe le coeur d'une antiforme surmontée par les strates du complexe. Cette position stratigraphique de la Formation du Grand Rosoy est comparable avec la position établie par Dimroth (1978) pour les arkoses du secteur du Dôme

de Wheeler. Cette position stratigraphique est également comparable avec celle des arkoses du sous-groupe de Seward à la base du Groupe de Knob Lake (Dimroth 1978), lesquelles arkoses sont similaires à celles de la Formation du Grand Rosoy. Les assertions comme quoi ces arkoses seraient dans une position stratigraphique plus élevée, intercalée à l'intérieur des métagrauwackes (Formation de Deborah) (Wardle et Bailey 1981; Girard 1989; Van der Leeden et al. 1990; Bourque 1991) ne tiennent pas compte que cette intercalation est tectonique.

La Formation du Grand Rosoy est recoupée des filons-couches de gabbro de De Jeu.

MÉTA-ARKOSE S1B

Les méta-arkoses sont des méta-sédiments feldspathiques à quartzeux représentant 80% de la Formation du Grand Rosoy. Ces roches sont facilement reconnaissables à leur coloration rosée et à leur patine d'altération farineuse. Le litage moyen est décimétrique et montre des lamines internes ("sets") millimétriques soulignées par des concentrations d'hématite. Du litage entrecroisé planaire et en fosses de longueur d'onde métrique est localement préservé (fig. 4h), ainsi que de rares dykes de sable. Le géotropisme indiqué est normal. La granulométrie, probablement métamorphique, se situe vers 1 millimètre. De rares granules et cailloux de feldspaths (plagioclase ou microcline) monocristallins et arrondis pouvant atteindre une taille d'un centimètre flottent dans la matrice arénacée. Aucun fragment lithique n'a été observé. L'hématite (5% de la roche en moyenne) forme des lamines ainsi que des granules centimétriques, ou est remobilisées dans des veines de quartz (analyse #229).

Lorsque les textures primaires ont été oblitérées par le métamorphisme ou la déformation, les arkoses prennent un aspect massif. Elles peuvent alors être confondues avec un granitoïde.

Au microscope, les arkoses se composent de quartz, de plagioclase et de microcline en proportions variables. Seuls quelques grains plus grossiers de microcline ont conservé leur habitus détritique. Ces minéraux ont habituellement des bordures irrégulières suturées et présentent de nombreuses évidences de déformation telles que l'extinction polydomaniale, les macles de déformations tordues et la néoblastogenèse. Des myrmékites sont localement développées. Les minéraux opaques (hématite) de taille variant entre 0.3 et 0.5 millimètre présentent un habitus xéoblastique et sont interstitiels aux quartz et feldspaths, concentrés en lamines, ou disséminés dans

la roche. La muscovite, la biotite et la clinzoïsite, peu abondantes, sont en position interstitielle ou sous forme d'inclusions dans les feldspaths. La piedmondite, une épidote manganésifère ("rubellite" mentionnée par Danis 1988) a été observée à quelques endroits. Le zircon, arrondi, dépoli et zoné, est localement abondant, tout comme le rutile maclé.

SCHISTE À MUSCOVITE M10, MV

Les arkoses forment habituellement des séquences pures. Toutefois, elles sont localement en alternances désordonnées avec des horizons non-cartographiables de quartzite blanc à l'éclat opalescent et du schiste à muscovite aux teintes variant du rose au verdâtre.

Le schiste à muscovite est une roche friable constituée d'une alternance de microlithons millimétriques quartzofeldspathiques et micacés. Les lithons quartzofeldspathiques se composent en dominance de quartz, accompagné de plagioclase et de microcline. Ces minéraux présentent une texture subgranoblastique, rubanée ou en mosaïque. Ils alternent avec des lithons de muscovite jaunâtre en paillettes de 1 à 3 millimètres à texture lépidoblastique. Des crénulations et froissements plissent ou démembrant ces microlithons. Les minéraux opaques sont moins abondants (<1%) que dans les arkoses, mais confèrent localement une teinte rougeâtre au schiste.

Les schistes sont caractérisés par un cortège de minéraux accessoires peu abondants mais variés. L'apatite et la zoïsite sont présentes sous un habitus idiomorphique trapu. Le zircon peut atteindre une taille de plus de 150 microns et montre des zonations complexes. De la dravite (tourmaline lithinifère jaune orangé), de la piedmondite rose vif et de la fluorite violacée ont été répertoriées. Un dernier minéral, non-identifié, a été totalement damouritisé.

INTERPRÉTATION DU MILIEU DE SÉDIMENTATION

Les sédiments de la Formation du Grand Rosoy sont interprétés comme des arkoses continentales, probablement déposées dans un contexte fluvial ou de cône alluvionnaire. Ils proviendraient vraisemblablement de l'érosion d'un socle cristallin, la localisation duquel est inconnue. Van der Leeden et al. (1990) proposent que ces sédiments correspondent à un prisme de molasse provenant de l'érosion du Batholite de De Pas. Cette hypothèse est infirmée compte tenu que la Formation du Grand Rosoy est sous-jacente à celle de Deborah, et que celle-ci est

recoupée par des filons de granitoïde pénécontemporain du Batholite de De Pas. Par analogie avec le sous-groupe de Seward, nous proposons ici un environnement de rift pour la Formation du Grand Rosoy. La source des sédiments serait ainsi un socle archéen sous-jacent et adjacent à la séquence, et affleurant actuellement en quelques endroits tels que le Dôme de Wheeler (Dimroth 1978) ou au sud du lac Champdoré (Bourque 1991).

COMPLEXE DE MANEREUILLE (M)

Le Complexe de Manereuille est une formation brisée laquelle se compose d'un ensemble de roches de composition et d'aspect très divers, spatialement regroupées le long de la bordure est de la carte. Ces roches comprennent des lambeaux d'intrusions ultramafiques et mafiques, divers types d'amphibolites et d'amphibololites, divers faciès de roches calcosilicatées, des marbres, divers types de schistes pélitiques, quartzofeldspathiques ou ferrifères ainsi que diverses roches d'altération. L'ensemble est variablement déformé et est affecté par un métamorphisme au faciès des amphibolites inférieur.

Le Complexe de Manereuille tire son nom de la nature hétéroclite des lithofaciès le composant et de la rivière Manereuille, le long de laquelle une coupe est exposée. Cette coupe est proposée comme localité de référence.

Le complexe forme une série de lambeaux d'épaisseur estimée plurihectométrique intercalés par l'action tectonique ou interstratifiés dans la Formation de Deborah. Le complexe est tronqué par la faille de chevauchement sous-jacente à la Formation du Grand Rosoy dans le secteur nord-est de la carte. Il affleure aussi de part et d'autre de la crête antiforme affectant la Formation du Grand Rosoy dans le secteur de la rivière De Pas. Des lithofaciès typiques du complexe ont été décrits plus au sud par Fahrig (1964). Quoique non décrits par Danis (1988), une traverse au travers du Groupe de Laporte réalisée par l'auteur à l'est de la région, soit du lac Manereuille au Batholite de De Pas, a permis de reconnaître les lithofaciès typiques au Complexe de Manereuille à trois endroits. Ces roches y forment des lambeaux d'épaisseur estimée hectométrique, intercalés dans les arkoses de la Formation du Grand Rosoy. Ces occurrences coïncident avec des linéaments topographiques et des zones de déformation intense, lesquels laissent suspecter la présence de failles et possiblement d'imbrications tectoniques des arkoses et des roches du

complexe. Des roches comparables (ultramafites trémolitisées et marbres) sont aussi mentionnées par Baragar (1967) dans le secteur du lac Wakuach, par Dimroth (1978) dans le secteur du lac Marquiseau (nord-est du Dôme de Wheeler), par Dressler (1979) et Penrose (1978) dans les secteurs des lacs Horseshoe et Turgis. Ces dernières occurrences ne peuvent évidemment pas être formellement liées au Complexe de Manereuille.

Le Complexe de Manereuille est interprété comme sus-jacent à la Formation du Grand Rosoy et sous-jacent ou interstratifié à la base de la Formation de Deborah. Ainsi le Complexe de Manereuille serait homotaxial avec les sédiments de plate-forme du Groupe de Knob Lake ainsi que les laves mafiques du Groupe de Doublet.

Compte tenu de la diversité de ses lithofaciès et de sa complexité structurale, les deux principales zones d'affleurement du Complexe de Manereuille dans la région, soit les secteurs du lac De Jeu et du ruisseau Frontière, ont été cartées en détail (1:10 000, carte en pochette). De plus, la zone d'affleurement de la localité type, dans le lit de la rivière Manereuille, a été cartée et échantillonnée à l'échelle de 1:1 250 (Girard 1989).

Les différents lithofaciès du complexe sont regroupés en trois ensembles, soit: A) les amphibolites et gabbros; B) les gabbros à olivines et les altérites qui en dérivent; et C) les divers schistes dérivés de roches sédimentaires. Ces regroupements n'ont pas de signification stratigraphique, bien qu'ils montrent un certain regroupement géographique.

ROCHES MAFIQUES (Ma)

AMPHIBOLITE M16

L'amphibolite constitue le lithofaciès dominant du Complexe de Manereuille dans le secteur du ruisseau Frontière où elle forme une alternance ou une intercalation tectonique à l'échelle hectométrique avec les schistes de la Formation de Deborah. Elle affleure aussi abondamment dans le secteur du lac De Jeu et sur la portion est de la coupe de la localité de référence. Elles forment à cette localité des horizons de puissance métrique à hectométrique, interstratifiés dans les roches métasédimentaires du complexe. De minces horizons sont également répertoriés à l'ouest des lacs de La Joubardière et Berthé.

L'amphibolite est de teinte vert bouteille. Elle est soit massive, schistosée, foliée, ou localement rubanée. Elle est de composition homogène, équi-granulaires à grain fin à moyen et mésocrate à mélanocrate. Un faciès gloméroporphyrique en plagioclase présentant une texture comparable à celle des basaltes gloméroporphyriques de la Formation de Willbob a été noté à 2 kilomètres à l'est du lac Chailly. Sauf pour des fantômes de structures coussinées métriques en une localité, aucune autre texture ou minéral primaire n'y a été décelé.

Les amphibolites se composent principalement de hornblende (actinolitique? ou magnésienne?) vert pâle de taille millimétrique, laquelle définit une texture nématoblastique ou fasciculée. Une seconde famille d'amphibole est localement présente en périphérie de la première. Il s'agit soit d'une amphibole vert très pâle à texture aciculaire, ou d'une hornblende vert bouteille à bleutée ayant crû au dépens de la première, ou ayant un habitus prismatique trapu. L'amphibole forme entre 40% et 95% de la roche. De la chlorite magnésienne incolore est présente dans les amphibolites les plus mafiques (ic > 80%).

Le plagioclase présente typiquement une texture en mortier submillimétrique. Il peut être exempt de déformation interne ou présenter des macles tordues et des bordures serrates. Il est localement légèrement damouritisé. La titanite, à l'aspect globuleux ou étiré dans la foliation, constitue entre 0 et 2% de la roche. Elle est localement accompagnée d'épidote partageant un habitus similaire. Les phases opaques (0%-3%) sont xénoblastiques, interstitielles entre les autres minéraux ou en micro-inclusions saupoudrant les autres phases. Du grenat rouge idiomorphe ou néoformé, de la biotite brune ou paille ainsi que du quartz sont localement présents. Le zircon et l'apatite ont aussi été observés.

Étant intercalée avec des roches carbonatées en de nombreux endroits, l'amphibolite a subi localement une scapolitisation. La scapolite, minéral gris terne à noirâtre, variablement biréfringent, pseudomorphose partiellement ou en totalité le plagioclase. Elle forme ainsi de larges poeciloblastes pouvant atteindre une taille centimétrique. La scapolitisation se produit de façon sélective sur certains lithons, pouvant conduire à un rubanement de l'amphibolite. Une texture particulière est observée dans l'amphibolite provenant de la localité de référence, où la scapolite croît en agrégats centimétriques ellipsoïdaux conférant ainsi une allure tachetée à la roche. Des carbonates accompagnent parfois la scapolite, interstitiels aux autres phases. La biotite prend dans ces roches une teinte orangée.

L'amphibolite du Complexe de Manereuille a des teneurs en magnésie variant entre 6% et 19%. Les teneurs anormalement élevées pourraient représenter un liquide (komatiite), une suspension de cristaux (picrite) ou un phénomène d'accumulation (gabbro lité). Les roches contenant 12% de MgO s'apparentent chimiquement aux tholéites à olivine de la Formation de Willbob.

Le calcul de la norme de ces amphibolites permet de les classer comme des tholéites à quartz ou à olivine (fig. 6d). Plusieurs analyses se situent toutefois, sur la même figure, dans le champ des basaltes à olivine (plagioclase-clinopyroxène-olivine) et deux autres analyses (#51, #52) dans le champ des mugéarites (trachyandésite selon la classification de Cox et al. 1979). Selon la projection cationique de Jensen (1976), les amphibolites se classent comme tholéite magnésienne ou ferrifère. Les échantillons d'amphibolite ultramafique ($ic > 80\%$) se situent dans le champs des komatiites basaltiques.

La présence de roches mafiques de la série sous-saturée est exceptionnelle dans les séquences précambriennes (Gaonac'h et al, 1992). Il est incertain si les amphibolites anormales ici décrites pourraient être obtenues par un métasomatisme alcalin affectant une tholéite standard. Les teneurs normales en éléments traces, l'abondance de schistes et de roches calcosilicatées en périphérie ainsi que la scapolitisation que ces roches ont subie suggèrent que la néphéline normative ne soit qu'un artefact d'un métasomatisme en alcalis. Ceci est corroboré par la projection cationique de Jensen (fig. 7d). Cependant, les amphibololites associées avec les amphibolites présentent une signature nettement alcaline.

Des laves alcalines ont été rapportées dans la Fosse du Labrador à un seul endroit, soit à la base de la Formation de Le Fer (Findlay et al. 1989).

AMPHIBOLITE À GRENAT M16,GR

L'amphibolite à grenat est une amphibolite caractérisée par la présence de plus de 5% de grenat rouge porphyroblastique (1-5 mm). Elle est présente ici et là dans le Complexe de Manereuille, sous forme d'horizons discontinus associés à l'amphibolite sans grenat. Elles n'ont pas fait l'objet d'une étude pétrographique ni d'une analyse géochimique.

AMPHIBOLITE À MAGNÉTITE M16, MG

L'amphibolite à magnétite est une amphibolite caractérisée par la présence de 1-5% de dioctahédres submillimétriques de magnétite. Elle est présente, en association avec de l'amphibolite standard, au sud-ouest du lac Frontière.

AMPHIBOLITE À PYRRHOTITE M16, PO

Deux petits niveaux d'épaisseur métrique d'amphibolite à pyrrhotite disséminée sont intercalés dans les amphibolites (M16) entre les lacs De Jeu et du Grand Rosoy. Un autre horizon semblable est présent à l'est du lac Frontière, et un quatrième se situe au sud de la série d'affleurements suivant le ruisseau Frontière.

MÉTAGABBRO I3A

Plusieurs petits massifs de métagabbro, d'au plus quelques décimètres d'épaisseur, sont répertoriés dans le Complexe de Manereuille. Les principaux sont localisés à: un kilomètre à l'ouest du lac Berthé; directement à l'est du lac Chailly; au ruisseau Frontière à la latitude du lac de La Joubardière; au nord-ouest du lac de La Joubardière; et enfin un kilomètre au nord de la rivière De Pas à l'extrême est de la carte. Tous les gabbros présents dans le secteur des lacs Goudon et De Jeu sont rattachés au Gabbros de De Jeu.

Le métagabbro est une roche massive à foliée, vert foncé, mésocrate à mélanocrate et à grain moyen. Typiquement homogène, il est localement hétérogène et à texture nébuleuse. Sa texture varie d'équigranulaire à porphyrique en plagioclase ou porphyroblastique en hornblende. Des reliques de texture blasto-ophitique sont localement présentes. Les mégacristaux de plagioclase (0-40%, 1 à 10 centimètres) sont généralement granulés et étirés dans la foliation. Ces derniers ont la même apparence que ceux des gabbros gloméroporphyriques ou léopardés du Groupe de Montagnais plus à l'ouest de la région d'étude (Baragar 1967; Dimroth 1978; Findlay et al. 1989) ou décrits dans la partie nord de la Fosse par Fournier (1985) ou Gélinas (1965).

Ces roches sont composées de 40% à 80% de hornblende verte à vert pâle, prismatique ou granoblastique. Le plagioclase est généralement granulé ou granoblastique. Toutefois, là où il y a des niveaux de roches calcosilicatées ou de marbre à proximité, la scapolite pseudomorphose le feldspath. Les minéraux

opaques, la chlorite, la biotite, le grenat et le carbonate constituent le cortège de minéraux accessoires ou d'altération. Des exsudats de plagioclase forment des lentilles centimétriques.

MÉTAGABBRO PORPHYRIQUE EN PLAGIOCLASE I3AEPG

Un petit affleurement dans le secteur du ruisseau Frontière se compose de métagabbro porphyrique en plagioclase. La roche se compose de 60-80% de plagioclase en nodules centimétriques intensément foliés. La roche pourrait s'apparenter à un gabbro léopardé métamorphisé, tel que décrit dans le nord de la Fosse par Gélinas (1962).

Un second horizon est présent au nord du lac de la Joubardière. Le plagioclase y est moins abondant (20-30%), de taille centimétrique, et moins affecté par l'aplatissement.

PÉTROGENÈSE

La plupart des amphibolites du Complexe de Manereuille se classent parmi les tholéïtes de ride océanique sur le diagramme de discrimination de Pearce et Cann (1973; fig. 8d, champ B). Elles présentent toutefois un éparpillement plus important que dans le cas des tholéïtes de la Formation de Willbob (fig. 8a). Deux échantillons se situent dans le champ des basaltes intraplaques (champ D), dû à une légère anomalie négative en yttrium.

Les patrons multi-éléments des amphibolites varient avec leur composition chimique et normative. Les tholéïtes à olivine (fig. 9ia, #54 et #72, >18% MgO) montrent un patron légèrement incliné avec un léger appauvrissement en yttrium et ytterbium par rapport au tantale et niobium. Ceci suggère une rétention de ces éléments dans le grenat lors d'une fusion d'une source mantellique fertile. La teneur des éléments intermédiaires des spectres pour les tholéïtes magnésiennes correspondent à 2-5 fois la teneur mantellique et suggère un pourcentage de fusion d'environ 25%-30% (si on assume que les roches représentent des liquides sans accumulation d'olivine). Les faibles teneurs en métaux alcalins et alcalino-terreux indiquent l'absence de métasomatisme ayant affecté la source et le peu d'altération subie par les tholéïtes magnésiennes et les amphibolites en général. Les patrons des éléments des terres rares (fig. 9ib) pour ces mêmes échantillons sont légèrement inclinés et montrent des valeurs entre 3 et 28 fois chondritiques, lesquels corroborent l'interprétation faite ci-haut.

Une tholéïte à quartz (#90, 6% MgO) montre un patron multi-éléments plat correspondant à 12 fois la teneur mantellique. Les métaux alcalins et alcalino-terreux sont légèrement enrichis par rapport aux éléments à haut potentiel ionique, possiblement suite à de l'altération tardive. Cette signature géochimique est comparable à celle des tholéïtes des autres formations de la région. Cette amphibolite montre aussi un patron des terres rares légèrement enrichi dans la portion légère du spectre, entre 50 et 40 fois la teneur chondritique.

Une analyse de basalte à olivine (# 66, 13% MgO) montre un patron multi-éléments particulier. Ce patron est enrichi en thorium, tantale, niobium et cérium (jusqu'à 100 fois la teneur mantellique), pour décroître progressivement dans la gamme des éléments à haut potentiel ionique, et être substantiellement moins riche en yttrium et ytterbium (10 fois la teneur mantellique). Un tel patron est typique des roches de la série alcaline, conclusion qui est corroborée par le patron des terres-rares (fig. 9ib). On note cependant que les éléments alcalins et alcalino-terreux (lithium au baryum) sont appauvris par un facteur 7 comparativement à ceux de haut potentiel ionique. Pour un magma alcalin typique, ils auraient dû être covariants. Ce phénomène a toutefois été observé dans diverses séries récentes (Camp et al. 1992).

AMPHIBOLOLITE M16(4)

Les amphibololites sont des roches très foncées composées d'amphibole noire de taille millimétrique. Elles sont massives à foliées et présentent un texture nématoblastique ou entrelacée. Elles forment des horizons de puissance métrique intercalés avec les amphibolites ss. et les gneiss calcosilicatés. Elles ont été répertoriées au nord du lac Frontière ainsi qu'à la localité de référence.

Les amphibololites se composent de 70-90% d'amphibole bleu vert au microscope, prismatique à granoblastique. Le second minéral en importance est la titanite (10%), globuleuse ou granuleuse (nulle part idioblastique) et de taille submillimétrique. Elle forme des inclusions dans tous les autres minéraux, dont l'amphibole, la biotite et la pyrite. Elle peut se développer au dépens d'oxydes de fer et titane ou forme des inclusions dans ceux-ci.

Le plagioclase, interstitiel aux amphiboles, est généralement absent, mais constitue localement jusqu'à 10% de la roche. La biotite et la chlorite magnésienne incolore forment des paillettes comptant pour 0-10% de la roche. L'apatite est

abondante (1%). L'épidote et la calcite sont en traces. Les minéraux opaques, jusqu'à 2%, sont des granules d'oxyde de fer et titane, et des porphyroblastes de pyrite automorphes tardifs.

Du point de vu géochimique, les amphibololites sont des ferrotholéïtes (>14% FeO) normative en quartz ou en olivine (fig. 6d). Elles sont anormalement riches en titane (3-5% TiO₂) et en phosphore (>0.4%), fait qui reflète l'abondance de titanite et d'apatite. Sur la projection cationique de Jensen (1976; fig. 7d), elles appartiennent aux komatiites basaltiques ferrifères. Sur le diagramme de discrimination tectonomagmatique de Pearce et Cann (1973; fig. 8d, champ D), elles se situent dans le champ des basaltes intraplaques.

Les patrons multi-éléments (fig. 9ia, #95 et #55) montrent un enrichissement pour l'ensemble des éléments à haut potentiel ionique, décroissant du thorium-tantale vers l'yttrium-ytterbium. Ce patron est comparable à celui des basaltes à olivine. Le patron des éléments des terres rares (fig. 9ib) montre un enrichissement entre 400 et 20 fois les teneurs chondritiques, avec une pente du lanthane au lutécium très prononcée. Les teneurs en césium atteignent 300 ppm et celles en niobium atteignant 22 ppm, valeurs typiques des roches alcalines. Toutefois, une telle conclusion n'est pas corroborée par les teneurs en métaux alcalins et alcalino-terreux.

ROCHE ULTRAMAFIQUE (Mb)

Des roches ultramafiques sont répertoriées dans le Complexe de Manereuille: près du ruisseau Frontière; dans les roches qui ceinturent la crête antiforme de la Formation du Grand Rosoy dans le secteur du lac de La Joubardière; à l'ouest du lac Goudon et au sud du lac Manereuille. Les occurrences du ruisseau Frontière et du lac de La Joubardière forment des massifs trapus de taille décamétrique à hectométrique et se composent de gabbro (sl.) à olivine et de trémolitite fortement altérées. L'éparpillement de ces massifs reflète un démembrement tectonique où ils se sont comportés comme des masses compétentes (boudins) par rapport aux schistes qui les enchâssent. Les occurrences des lacs Goudon et Manereuille semblent former des horizons plus continus et se composent de schistes ultramafiques.

GABBRO À OLIVINE I3K

Les gabbros à olivine et les péridotites sl. associées

sont comparables en terme de texture, de pétrographie et de géochimie aux roches ultramafiques de la Fenêtre de Kozela et du filon-couche médian de Retty. Ces roches présentent une patine météoritique brun chamois et une à cassure fraîche noirâtre. Elles sont à grain fin, homogènes et généralement non foliées. Des reliques de texture oïkocristique en orthopyroxène (0.5-1 cm, 0-25%), typique du filon-couche médian de Retty, sont préservées en de nombreux endroits. L'olivine, relique ou secondaire, à texture granoblastique ou granulaire de 1 à 2 millimètre, constitue jusqu'à 40% de la roche. Son altération en iddingsite confère à la roche sa patine caractéristique. Des reliques d'orthopyroxène ont été observées à un seul endroit. Aucun autre minéral possiblement primaire n'est conservé. De l'amphibole aciculaire ou prismatique, localement porphyroblastique ou poeciloblastique, est le second constituant en importance (30-40%). Des chlorites magnésiennes variant d'incolores à vert bouteille, forment des agrégats millimétriques constituant 10-30% de la roche. Les minéraux opaques, incluant de la chromite, comptent en moyenne pour 5%, mais atteignent 20% dans certains échantillons. Ils sont soit granulaires, xénoblastiques, en paillettes ou en micrograins saupoudrant les serpentines. La serpentine, principalement de la lizardite et de la bastite, est localement abondante (jusqu'à 50%). Cette altération confère à la surface météorisée une texture en peau d'éléphant. Des carbonates sont présents (0-20%) en de nombreuses localités, comme minéral d'altération. Ils sont soit disséminés et interstitiels aux autres minéraux, en porphyroblastes ou en agrégats. Ce dernier habitus est à l'origine d'une météorisation en cupules centimétriques. Finalement, le gabbro à olivine est recoupé de veines millimétriques à décimétriques de calcite et d'amphibole drusique verdâtre, blanchâtre ou bleuâtre. L'asbeste n'a pas été observée.

TRÉMOLITITE I4,TR

Des "trémolitites" sont associées aux masses de gabbro à olivine ou en périphérie de celle-ci. Ces roches varient de vert bouteille à blanc de neige et présentent localement des reliques de texture oïkocristique. Elles sont composées principalement de trémolite aciculaire à texture diablastique ou fibroradiée, avec des proportions variables de carbonate, de chlorite magnésienne et de minéraux opaques. L'enchevêtrement des aiguilles de trémolite confère à cette roche un aspect très massif et une grande résistance à la fracturation.

SCHISTE ULTRAMAFIQUE M8(4)

Quelques massifs ou horizons de roches ultramafiques, tel celui à l'ouest du lac Goudon, ne montrent pas l'aspect massif habituel. Les roches y sont très schisteuses, et composées d'amphibole aciculaire, de talc et de serpentine à texture lépidoblastique.

L'importance de l'altération qu'ont subie les trémolitites et les schistes ultramafiques, principalement une carbonatation, une serpentinitisation et une trémolitisation, les rend comparables à des listwänites (fig. 4i). Cette altération n'est pas isochimique ni isovolumique et est nettement plus intense que celle subie par les gabbros à olivine de la Fenêtre de Kozela et de la Formation de Willbob.

En projetant la norme de ces roches (regroupées sous le vocable de gabbro) sur un diagramme de classification modale (fig. 5d; Streckeisen 1976), ces roches se classent parmi les mélanorites à olivine, les mélanorites à olivine et clinopyroxène, les norites à olivine et clinopyroxène et les gabbros à orthopyroxène et olivine.

PÉTROGENÈSE

Les gabbros à olivine *sl.* possèdent des patrons multi-éléments (fig. 9ja) légèrement inclinés pour le spectre des éléments à haut potentiel ionique. Les valeurs en tantale et niobium sont environ 10 fois la teneur mantellique. Les teneurs décroissent vers l'ytterbium, lequel se situe à environ la teneur mantellique. Deux patrons sur trois sont plats de l'hafnium à l'ytterbium, entre 1 et 2 fois la teneur mantellique. Les trois échantillons, malgré l'altération sévère qu'ils ont subie, sont pauvres en métaux alcalins ou alcalinoterreux, les teneurs étant inférieures à 5 fois l'unité mantellique. De plus la légère pente présente dans les gabbros à olivine du Complexe de Manereuille n'existe pas pour les gabbros à olivine des autres formations, mais se compare très bien avec celles des amphibolites du complexe (fig. 9i). Les patrons des éléments des terres rares pour les gabbros à olivine les plus magnésiens (fig. 9jb, #74, #75) du complexe montrent des patrons plats vers 3 fois la valeur chondritique. Un gabbro à olivine moins magnésien (#73) possède un patron incliné du lanthane au lutécium entre 15 et 4 fois les valeurs chondritiques.

Les patrons multi-éléments des amphibolites et des gabbros à olivine sont de formes semblables et suggèrent que ceux-ci

soient comagmatiques. Les gabbros à olivine pourraient ainsi provenir de l'accumulation de l'olivine et de la chromite à partir du fractionnement d'une tholéïte à olivine.

Il faut souligner que la similitude des patrons géochimiques des laves et des roches d'accumulation provenant du Complexe de Manereuille, de la Formation de Deborah, de la Fenêtre de Kozela ainsi que de la Formation de Willbob suggère qu'elles aient une source commune.

ROCHES MÉTASÉDIMENTAIRES (Mc)

Les roches métasédimentaires du Complexe de Manereuille se regroupent en trois ensembles inégalement représentés. Le marbre et la roche calcosilicatée (A) sont les plus abondantes (70%). Ils s'associent à divers types de métasédiments détritiques (B) tels du schiste et du quartzite. Quelques horizons de roche ferrifère (C) sont également répertoriés. Quelques autres lithofaciès n'ont pu être interprétés en terme de protolite (D).

A: MARBRE ET ROCHE CALCOSILICATÉE (Mca)

Le marbres et la roche calcosilicatée dominent le secteur des lacs De Jeu et Goudon. Ils forment aussi de minces horizons à l'ouest du lac Frontière, au nord-ouest du lac de La Joubarrière, le long du ruisseau La Fouille et à l'extrême est de la carte immédiatement au nord de la rivière De Pas.

MARBRE M13

Le marbre est une roche blanche à crème ou vert pomme, à cassure fraîche grisâtre et présente une surface d'altération rugueuse. Il forme des crêtes décamétriques résistant à l'érosion; leur délimitation a été suivie par photo-interprétation. Il varie de massif à rubané à l'échelle décimétrique à décamétriques. Le rubanement est généralement intensément plissé à l'échelle décimétrique à décamétrique et ce, malgré le tracé régulier et continu des horizons. Ce rubanement est produit par les proportions variables de trémolite et de carbonate (fig. 4j). La texture des roches dominées par les carbonates est généralement saccharoïde, de granulométrie millimétrique. Des zones à granulométrie plus grande suggèrent une recristallisation dynamique induite par une déformation plus intense. Les roches plus riches en trémolite possèdent une texture porphyroblastique, nématoblastique, ou fasciculée. L'entrela-

cement des fibres de trémolite rend la roche très résistante à la fracturation.

Le marbre est principalement dolomitique, localement calcitique; les carbonates représentent 60% à 99% de la roche. La texture peut être granoblastique, serrate, ou à porphyroclastes bordés de granulat néoblastique. Le second minéral en importance est la trémolite, blanche ou crème, incolore, laquelle se présente en aiguilles et prismes aciculaires idio-blastiques, de taille millimétrique et sans orientation préférentielle. Lorsque très abondante (< 50%), la trémolite peut être porphyroblastique, formant des prismes entrelacés atteignant 1 décimètre. Elle se présente aussi avec un habitus fasciculé ou en gerbe d'aiguilles submillimétriques. La biotite et la phlogopite forment des flocons ou des paillettes flottant dans la pâte de carbonate. Elles sont localement altérées en chlorite bleu vert. Les minéraux opaques, la titanite, l'apatite et le zircon sont des minéraux accessoires locaux. Le plagioclase peut représenter par endroit 5% de la roche; il est alors en association avec la scapolite. Le graphite n'a pas été observé.

MÉTAGRÈS CARBONATÉ S1,CB

Un horizon de grès carbonaté, épais de quelques mètres à été observé à 1.5 kilomètres au nord-ouest du lac de La Joubardière. Ce grès est semblable au faciès psammitique de la Formation de Deborah (S3T), laquelle est adjacente à l'affleurement. Le grès est une roche grise, à grain fin (< 0.2 mm), homogène et massive. Il est composé de 85% de quartz, 10% de biotite brune, 5% de carbonate, et de traces de hornblende, de chlorite, de scapolite, de plagioclase, d'apatite, de zircon et de minéraux opaques. L'agencement des minéraux définit une texture granoblastique. Aucune évidence d'une altération carbonaté n'est observée.

ROCHE CALCOSILICATÉE M14

La roche calcosilicatée forme une famille de lithofaciès très variée dont l'assemblage minéralogique est dominé par les minéraux à calcium et magnésium. Elle forme la trame (50%) de la région des lacs Goudon et De Jeu; est abondante à la localité de référence de la rivière Manereuille; forme un horizon d'épaisseur décamétrique à l'ouest du lac Frontière et est présente à l'extrême est de la carte, au nord de la rivière De Pas. C'est une roche généralement foncée dans les tons de vert ou de noir, parfois poivre-et-sel. Elle est généralement

bien rubanée, à l'échelle centimétrique à décimétrique. Le rubanement est d'origine métamorphique ou primaire, et est souligné par la variation des proportions minéralogiques. Ce rubanement peut être régulier ou intensément plissé de façon similaire au marbre.

La roche calcosilicatée est caractérisée par la présence (30-90%) d'amphibole fasciculée de couleur vert très foncé à noire, probablement une actinolite. Les gerbes peuvent atteindre une longueur de plusieurs centimètres et un diamètre de plusieurs millimètres. Au microscope, l'amphibole est très peu colorée, peu pléocroïque et peu biréfringente, et présente un habitus prismatique très allongé de section submillimétrique. Les gerbes croissent dans le plan de la foliation, définissant une texture de garbenschiefer remarquable. Elles sont rarement entrelacées. Des couronnes de hornblende bleu vert croissent localement en périphérie des amphiboles claires.

La matrice est constituée de minéraux blancs: feldspaths, quartz, scapolite et carbonate, lesquels forment 10-60% de la roche. Les feldspaths, en dominance du plagioclase, présentent typiquement un habitus granoblastique submillimétrique. Le quartz, le minéral leucocrate dominant, peut être soit dispersé dans la matrice avec un habitus similaire à celui des feldspaths ou ségrégué en rubans millimétriques. La scapolite pseudomorphose le feldspath et forme ici et là de larges poeciloblastes présentant une texture en mosaïque. La calcite est granoblastique ou interstitielle aux autres phases leucocrates.

La biotite brune est un minéral accessoire pouvant atteindre 10% de la roche. Elle est localement remplacée par de la chlorite. La titanite est généralement présente en trace, avec un habitus idiomorphique fracturé ou néoformé. Le grenat, en porphyroblastes riches en inclusions, est sporadique. Les phases opaques sont peu abondantes, tout comme l'apatite et le zircon.

Les analyses chimiques (#69, #78, #79, #80 #83, #85) indiquent que ces roches sont à dominance calcique, la chaux égalant la somme de la magnésie et des oxydes de fer. La composante détritique du protolite est indiquée par la présence des métaux alcalins (Na et K) et de l'aluminium. Les faibles teneurs en métaux de transition sidérophiles comparativement aux teneurs en fer suggère que la source de la fraction détritique n'est pas d'origine volcanique, comme c'est le cas pour la Formation de Deborah. Les patrons des éléments des terres rares (fig. 10, #78, #79, #80, #85) sont réguliers et inclinés du lanthane au lutécium, affichant de 160 à 4 fois les

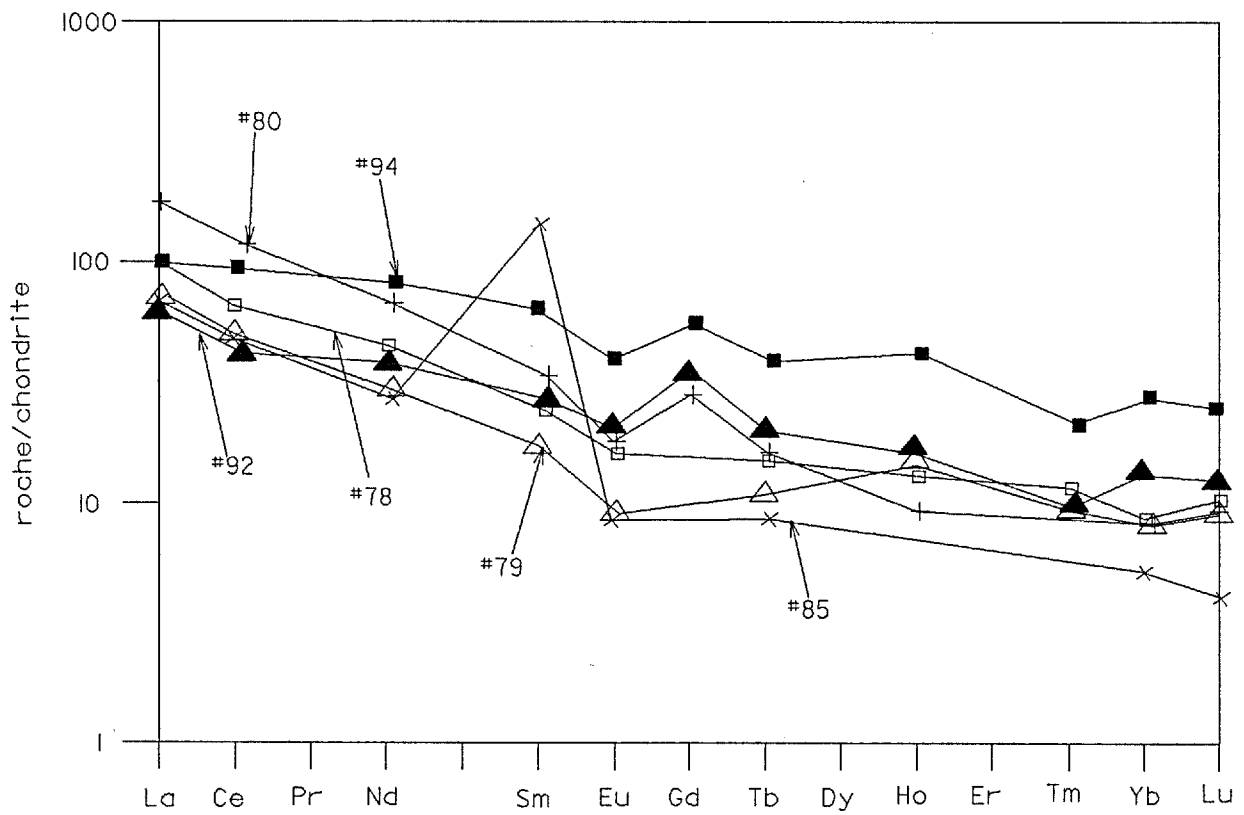


Figure 10: Patrons des éléments des terres rares normalisés aux météorites chondritiques carbonés (Anders et Grevesse, 1989) pour les roches carbonatées et les schistes du Complexe de Manereuille.

teneurs chondritiques.

B: ROCHE MÉTASÉDIMENTAIRE DÉTRITIQUE (Mcb)

SCHISTE À GRENAT M10,GR

Du schiste quartzofeldspathique à grenat et biotite a été observé sur la rive est du lac Goudon, à la localité de référence, au nord du lac Berthé, au ruisseau Frontière, ainsi qu'au sud et au nord du lac de La Joubardière. Ces schistes forment des horizons d'épaisseur maximale décamétrique interliés dans les roches calcosilicatées ou intercalés tectoniquement dans les schistes de la Formation de Deborah.

Les schistes sont des roches à l'aspect grumeleux et à surface d'altération farineuse. Ils se composent de plus de 20% de grenat porphyroblastique de taille centimétrique. Ce grenat est riche en inclusions mimant la trace d'une foliation rectiligne ou hélicitique. La biotite forme jusqu'à 30% du schiste. Le quartz est abondant, granoblastique ou en rubans. Le feldspath, la scapolite, les minéraux opaques, l'apatite, le zircon et le rutile sont présents en traces. Cette roche présente un patron des terres rares légèrement incliné du lanthane au lutécium (fig. 10, #80).

SCHISTE À GRENAT ET MUSCOVITE M10,GR,MV

Un horizon d'une dizaine de mètres d'épaisseur de schiste à grenat et muscovite encercle le sud du lac Frontière. Cette roche se compose d'environ 50% de matériel quartzofeldspathique granulaire, de biotite, de muscovite, de petits porphyroblastes de grenat et de concentrations locales de magnétite. Elle n'a pas fait l'objet d'études pétrographique ou géochimique.

QUARTZITE M12

Un mince (1-2 m) horizon de quartzite est présent à la localité de référence de la rivière Manereuille, coïncé à l'intérieur des amphibolites. Une seconde occurrence forme un champ de bloc à l'extrémité sud du lac Goudon. Ce quartzite, saccharoïde et possédant une patine d'altération rouille, est composé de quartz et de plagioclase dans une proportion de 2:1, lesquels présentent une texture granoblastique submillimétrique. Le cortège de minéraux traces comprend la biotite, l'apatite, le grenat, les minéraux opaques, la muscovite, la

zoïsite, la chlorite, le carbonate, le zircon et le rutile.

C: ROCHE MÉTASÉDIMENTAIRE FERRIFÈRE (Mcc)

FORMATION DE FER SILICATÉE S9D

Les formations de fer de faciès silicaté sont des schistes à amphibole et grenat, d'aspect varié. Elles ont été reconnues autour du lac Frontière où elles forment un horizon décimétrique d'attitude sub-horizontal ainsi qu'à la localité de référence de la rivière Manereuille où elles constituent un mince horizon métrique à l'interface entre les roches calcosilicatées et les marbres. Un mince horizon, mal exposé, est également répertorié un kilomètre à l'est de l'extrémité sud du lac Goudon.

Les formations de fer silicatées ont un aspect hétérogène et bigarré, leur teinte étant de vert, de brun ou de noir. Elles sont massives, rubanées à l'échelle décimétrique ou laminées à l'échelle millimétrique, et mésocrates à mélanocrates. Elles présentent typiquement une texture porphyroblastique ou ocellée. La roche possède soit une grande résistance à la fracturation due à la présence d'aiguilles d'amphibole entrelacées ou s'effrite très facilement et présente alors une patine rouille due à l'altération des phases sulfurées disséminées. Des exsudats stromatitiques de quartz peuvent constituer jusqu'à 20% de certains horizons.

Ce lithofaciès est caractérisé par la coexistence de grenat (5-30%) et d'amphibole actinolitique (fig. 4k). Deux phases de croissance du grenat (I et II) sont présentes sur les mêmes porphyroblastes. Le grenat I forme des porphyroblastes de forme idiomorphe, normalement riches en inclusions de quartz, d'amphibole et de biotite. Ces inclusions marquent la trace d'une foliation pré-existante rectiligne ou hélicitique. Des micro-inclusions de graphite (?) voilent les grenats I dans certains échantillons. Le grenat I se présente aussi en rosettes limpides. Le grenat II se développe en surcroissance sur le grenat I. Il peut former des couronnes incomplètes mais limpides ou des ombres de pressions hélicitiques riches en inclusions graphitiques. Il envahit les bordures de grains des minéraux adjacents, formant alors une texture spongieuse. Les couronnes sur le grenat I peuvent également être composées de hornblende verte avec une texture en mosaïque ou de scapolite à croissance radiale.

Les amphiboles constituent elles aussi deux familles. Les amphiboles I sont peu colorées et peu biréfringentes. Elles

forment des réseaux d'aiguilles intriquées ou fasciculées. Dans certains échantillons, ces amphiboles montrent des macles polysynthétiques (100) typiques de la grunérite. Les amphiboles II sont des hornblendes bleu vert, subidioblastiques, prismatiques très allongées ou granoblastiques. Le total des amphiboles se chiffre entre 30% et 90% de la roche.

Les roches ferrifères silicatées contiennent 0-35% de quartz limpide, granoblastique et interstitiel à l'amphibole et au grenat. Les phases opaques se composent de sulfures de fer (0-10%) et de magnétite xénoblastique. La biotite brune, l'épidote, la scapolite, l'apatite, le zircon et le rutile(?) constituent le cortège de minéraux accessoires.

Les roches ferrifères se projettent près du pôle FeO dans l'espace Fe-Ca-Mg (fig. 11). Leur champ de distribution s'étire vers le pôle dolomite, suggérant une composante carbonatée. Le patron des éléments des terres rares (fig. 10, #92), passant de 60 à 12 fois chondrite entre le lanthane et le lutécium, est comparable à celui des roches calcosilicatées.

FORMATION DE FER SULFURÉE S9E

Un horizon de quelques mètres d'épaisseur de formation de fer sulfurée est présent un kilomètre au sud du lac Frontière. Cet horizon est intercalé entre des amphibolites et des métapsammites comparables à ceux de la Formation de Deborah. Cette roche se compose de 50% de pyrrhotite présentant des relations mutuelles et de 50% de fragments silicatés formant une texture de Durchbewegung. Les fragments se compose de quartz et de plagioclase granoblastiques et polycristallins. Du mica blanc et de la chlorite brune leurs sont associés. Une trainée de blocs a aussi été trouvée au nord du lac de la Joubardière; son affiliation stratigraphique est toutefois incertaine.

D: LITHOFACIÈS D'ORIGINE INCERTAINE (Md)

Quelques lithofaciès d'origine incertaine sont présents en faibles proportions dans le Complexe de Manereuille.

FELSITE I1

Un horizon de roche felsique ou d'adinole est présent au nord-ouest du lac Frontière enchâssé dans un massif de gabbro, ainsi qu'au nord du même lac enchâssé dans des amphibololites.

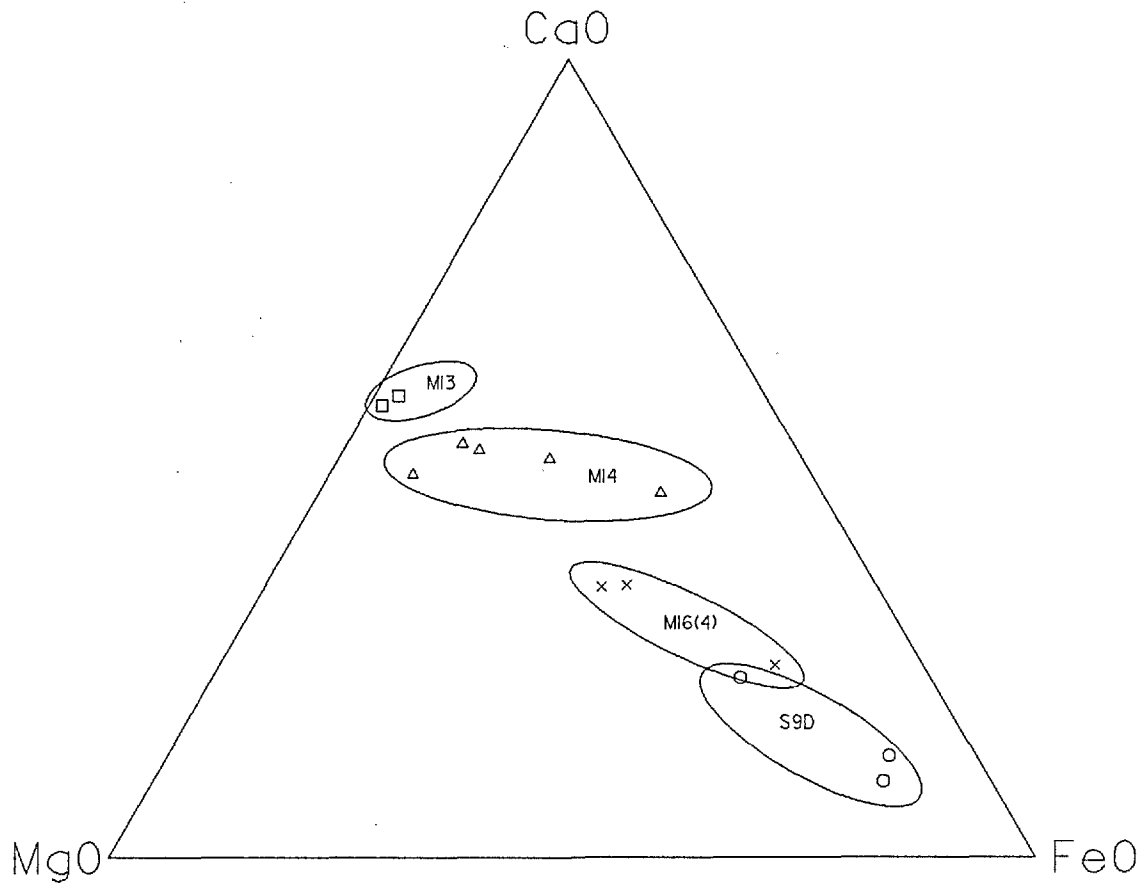


Figure 11: Diagramme opposant le calcium, le magnésium et le fer pour les marbres, les roches calcosilicatées, les amphibolites, les schistes à grenat et les roches ferrifères du Complexe de Manereuille.

La felsite est une roche grise, massive à finement laminée, non rubanée et à grains submillimétriques. Elle est constituée de quartz et de plagioclase (65%-90%) à texture granoblastique et poéciloblastique. Ces minéraux ne montrent pas de déformation intracristalline. La biotite brun vert et l'amphibole vert pâle ou bleuté à texture xénoblastique comptent chacun pour 0-10%. La titanite granuleuse (5%, <0.1 mm), la scapolite, le clinopyroxène subautomorphe, la chlorite pseudomorphosant la biotite, la zoisite subautomorphe, l'allanite squelettique, l'apatite (>0.5 mm) et le zircon constituent le cortège de minéraux accessoires. Jusqu'à 10% de pyrite forment des porphyroblastes millimétriques automorphes. De la chalcopyrite est associée à la pyrite.

La felsite a la composition d'une diorite quartzifère anormalement riche en albite (60%) (analyse #94, annexe 2). Le sodium domine nettement sur le potassium. Cette composition ne concorde pas avec celle d'une roche de nature magmatique. Cette roche présente un patron des éléments des terres rares (fig. 10, #94) légèrement incliné avec 100 fois la teneur chondritique pour le lanthane et 25 fois pour le lutécium. Aucun enrichissement de l'euporium n'est présent.

SCHISTE FELDSPATHIQUE À HORNBLLENDE ET BIOTITE M8,BO,HB

Les schistes feldspathiques à hornblende et biotite forment des horizons décimétriques observés entre les lacs du Grand-Rosoy et De Jeu, au sud du lac De Jeu, à l'est du lac Frontière et à l'extrémité sud de la série d'affleurements le long du ruisseau Frontière. Ces roches sont gris verdâtre, mésocrates (ic=30-50%), homogènes, foliées, à grains submillimétriques et à texture saccharoïde. Elles sont composées en dominance de plagioclase, avec du quartz, de la biotite et de la hornblende verte en proportion moindre.

SCHISTE QUARTZOFELDSPATHIQUE MYLONITIQUE M25

Un horizon de roches quartzofeldspathiques mylonitisées forme une crête de quelques mètres de largeur au sud de la série d'affleurements suivant le ruisseau Frontière. C'est une roche à grain fin, finement rubanée, leucocrate. La biotite constitue moins de 5% de la roche. De la pyrite y est dessimulée, conférant une patine d'altération légèrement rouille et farineuse.

GABBRO DE DE JEU (J)

Le Gabbro de De Jeu forme une série de filons-couches recoupant les arkoses de la Formation du Grand Rosoy ainsi que les diverses roches du Complexe de Manereuille. Ce gabbro est répertorié près de la base des arkoses immédiatement au nord de la rivière Manereuille où il forme un filon-couche d'une trentaine de mètres d'épaisseur. Il est aussi présent directement sous le chevauchement sous-jacent aux arkoses, à l'intérieur du Complexe de Manereuille. Un second filon-couche affleure au pied de la colline séparant les lacs Manereuille et De Jeu ainsi que sur les îles de ce premier lac. Son épaisseur est indéterminée, mais pourrait atteindre une centaine de mètres. Le gabbro forme aussi le coeur de l'antiforme nord-sud entre le lac La Joubardière et la rivière De Pas. Un champ de bloc de gabbro est présent entre les lacs Berthé et Chailly, associé à des blocs d'arkose. Diverses petites occurrences ont été observées dans les roches du Complexe de Manereuille. Étant donné que les filons-couches sont conformes au litage des roches encaissantes, leur mise en place est ainsi postérieure au dépôt de la Formation du Grand Rosoy et des diverses roches du Complexe de Manereuille, mais antérieure à leur imbrication tectonique. Des gabbros ont été observés plus à l'est dans les secteurs cartographiés par Danis (1988), où ils montrent l'habitus caractéristique du Gabbro de De Jeu et sont également associés à des arkoses.

La position stratigraphique et la nature de ce gabbro le rend comparable aux roches intrusives du Groupe de Montagnais.

GABBRO I3A

Le gabbro est une roche variant de massive à foliée et plissée. Des foliations anastomosées sont localement développées. Il présente une patine de météorisation vert bouteille.

Le gabbro est à grain moyen (1-2 mm) et constitué principalement d'ouralite porphyroclastique ou porphyroblastique et de plagioclase. L'ouralite est une amphibole vert bouteille, vert pâle au microscope, à l'aspect fibreux ou prismatique très allongé, et atteint 5 millimètres de diamètre. Des reliques de clinopyroxène au coeur des amphiboles sont localement préservées. Du clinopyroxène squelettique croît au dépens de l'ouralite en bordure des porphyroblastes. Une seconde famille de hornblende, prismatique à grain plus fin, peut localement être distinguée de celle porphyroblastique. De la clinozoïsité en prismes idioblastes, de la biotite brun jaune, de la chlorite magnésienne intercalée dans les feuillets de biotite, et de la

titanite globuleuse ou squelettique constituent chacune jusqu'à 2% de la roche. L'ensemble des minéraux cafémiques constituent entre 40% à 60% de la roche, quoique des zones quasi-ultramafiques soient présentes. Le plagioclase, limpide à fortement saussuritisé, montre habituellement une texture en mortier. Il est pseudomorphosé en plusieurs endroits par du dipyre (scapolite). Cette altération semble postérieure à la déformation. Le quartz est localement présent. Les minéraux opaques sont peu abondants et forment des granules isolées.

Le calcul normatif permet de classer le gabbro parmi les mésogabbronorites et les leucogabbros à olivine ou à quartz (fig. 5e, #50, #59, #77). Sur la classification cationique de Jensen (1976, fig. 7e), le gabbro appartient aux tholéïtes magnésiennes. Ils possèdent de ce fait une composition similaire à celle des laves et des amphibolites des autres formations.

DIORITE QUARTZIFÈRE I2I

Le Gabbro de De Jeu est localement différencié en diorite quartzifère, entre autre au sommet du filon au nord de la rivière Manereuille. C'est une roche homogène, massive ou légèrement foliée et linéée, à patine blanche rougeâtre farineuse. Elle se compose de 60% de plagioclase à texture de mortier de taille submillimétrique. Peu de grains de plagioclase étant maclés, il est difficile d'estimer la proportion de quartz (fig. 12). La diorite quartzifère contient environ 30% d'ouralite vert bouteille, idioblastique, de taille millimétrique et riche en inclusions. De la titanite globuleuse ou squelettique, des opaques subidioblastiques, de la pistachite idioblastique, du clinopyroxène corrodé par l'ouralite, de la biotite, de l'apatite et de rares zircons automorphes constituent les derniers 10%. Des carbonates colmatent des interstices entre les grains.

La diorite se classe parmi les diorites transitionnelles entre les séries tholéïtique et calco-alcaline selon la projection de Jensen (1976, fig. 7e, #91).

PÉTROGENÈSE

Selon le pigeonier de classification magmatotectonique de Pearce et Cann (1973, fig. 8e), les analyses de gabbro du Gabbro de De Jeu correspondent à des tholéïtes de ride océanique. Ces analyses coïncident avec celles des laves et des amphibolites des autres formations, suggérant une origine

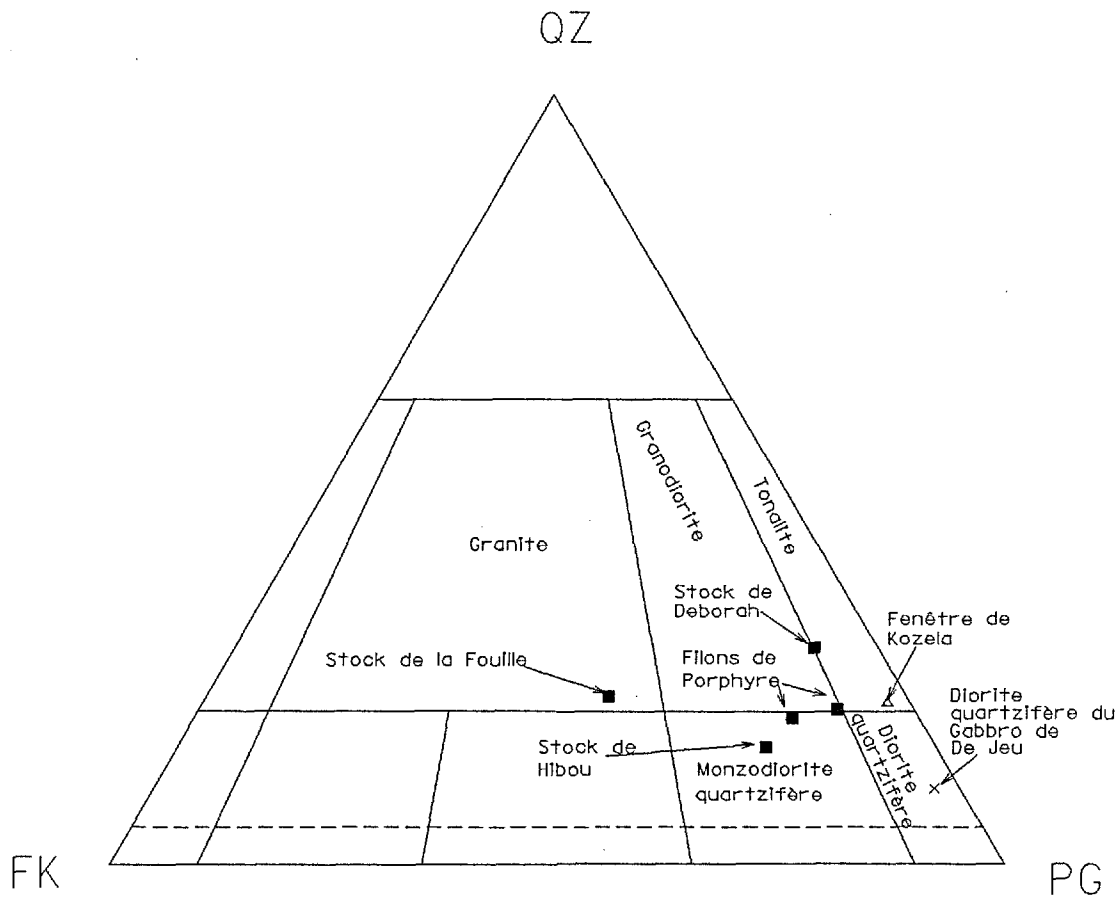


Figure 12: Projection de la norme anhydre des granitoïdes sur le diagramme de classification modal de Streckeisen (1976).

commune. Aucune analyse chimique complète n'est disponible pour le gabbro. La diorite quartzifère montre un patron multiéléments plat à environ 20 fois les teneurs mantelliques (fig. 13a). Le patron des éléments des terres rares est légèrement incliné, entre 70 fois et 25 fois la teneur chondritique (fig. 13b). Il est à noter que les métaux terreux et alcalino-terreux présentent des teneurs normalisées comparables à celles des éléments à haut potentiel ionique. Cette diorite quartzifère est interprétée comme un plagiogranite comparable à ceux associés aux fonds océaniques.

C: ROCHES INTRUSIVES

GRANITOÏDES ASSOCIÉS A LA FORMATION DE DEBORAH

Plusieurs petits filons et stocks de granitoïde recoupent la Formation de Deborah dans le secteur affecté par le cisaillement du lac Deborah. Ces différentes intrusions, aux caractères pétrographiques et géochimiques distincts, sont variablement foliées et considérées comme synchrones à la déformation cisailante. Comme il sera expliqué plus loin, ce cisaillement est considéré comme ultérieur à l'épisode d'imbrication des nappes de chevauchement.

PORPHYRE TONALITIQUE I1D

Une série de petits filons (non-cartographiables) de granitoïde porphyrique, ou porphyre, recoupent les mylonites du cisaillement du lac Deborah à l'extrémité nord de ce lac. Ces filons, d'épaisseur métrique ou moindre, se sont injectés de façon subconcordante à la foliation mylonitique, tout en montrant eux-mêmes une foliation intense.

Les porphyres sont des roches gris pâle à rosâtres et à grain fin (1 mm). Ils contiennent entre 5% et 30% de phénocristaux (2-5 mm) de feldspath. Ils sont généralement foliés et schisteux. Ils montrent localement une texture ocellée, mylonitique ou ultramylonitique.

Les phénocristaux sont des plagioclases, arrondis à anguleux et rarement automorphes. Ils présentent des macles complexes de cristallisation et de déformation ainsi que des exsolutions de feldspath potassique et de quartz. Ils contiennent localement des inclusions de titanite et de hornblende. Le plagioclase est granulaire ou en mortier dans la matrice submillimétrique, en association avec le quartz. Les proportions de ces deux minéraux sont difficiles à évaluer. Le

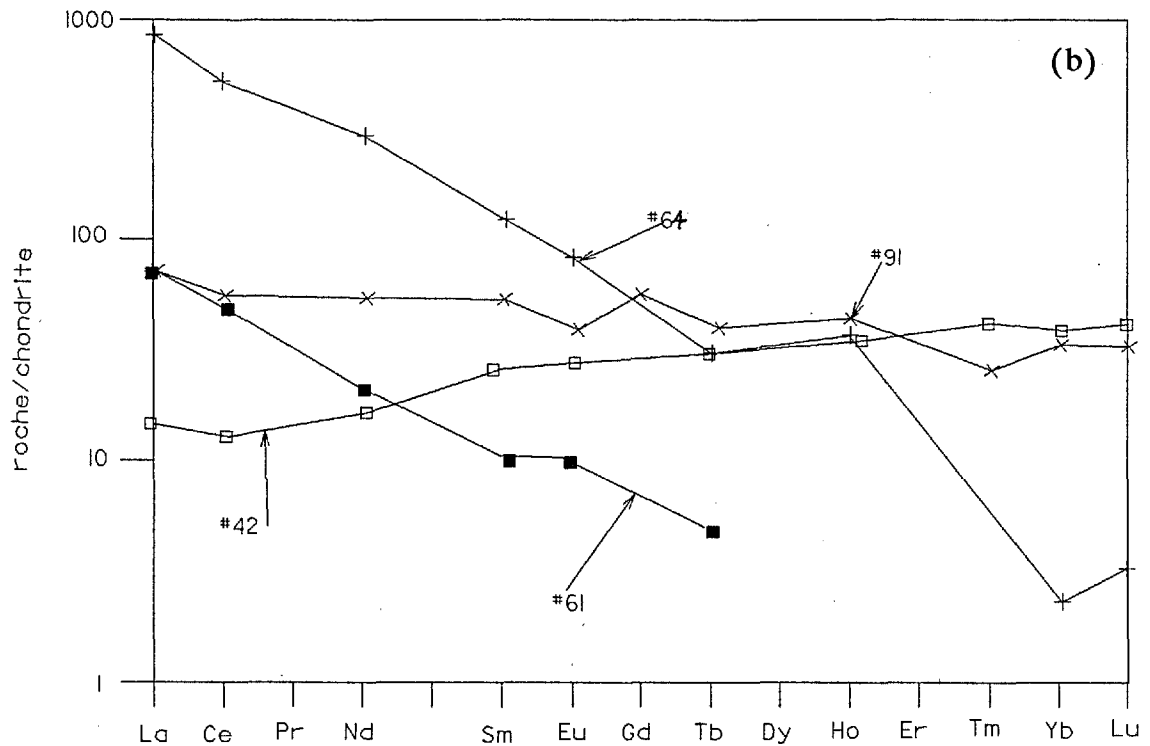
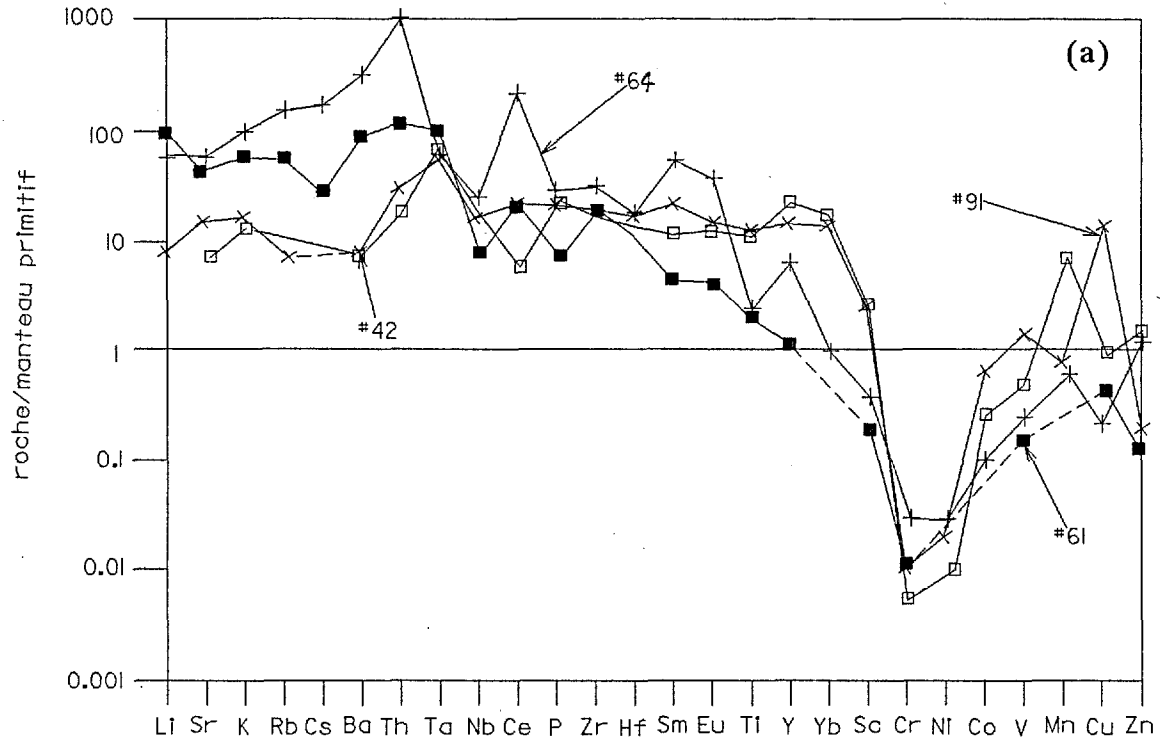


Figure 13: Patrons multi-éléments normalisés au manteau primitif (Taylor et McLennan, 1985) et des éléments de terres rares normalisés aux météorites chondritiques carbonées (Anders et Grevesse, 1989) pour les différents granitoïdes de la région.

feldspath potassique a été observé en faible quantité soit en cristaux libres zonés, sans inclusions et couronnés de néoblastes albitiques, ou soit comme myrmékite. La projection de la norme sur le diagramme de classification modal (fig. 12, #62 et #63; Streckeisen 1976) suggère que ces granitoïdes soient des tonalites et des diorites quartzifères, tenant compte que le potassium présent dans la biotite est attribué au feldspath potassique lors du calcul normatif.

Les porphyres contiennent entre 10% et 20% de biotite brune en flocons hémimillimétriques, lesquels présentent localement une texture squelettique. De la muscovite (0% à 10%), primaire ou secondaire, est présente en flocons semblables à ceux de la biotite, ou en petits porphyroblastes, ou encore en paillettes submillimétriques. La titanite, la hornblende verte, la zoïsite, l'allanite, les minéraux opaques, l'apatite et le zircon forment le cortège de minéraux accessoires dispersés dans la matrice quartzofeldspathique ou en agrégats polyminéraliques. Des carbonates infiltrent localement la bordure des grains de la matrice.

Compte tenu de la présence de hornblende, d'allanite et de titanite, ou de la présence de muscovite et de corindon normatif, ces granitoïdes sont méta-alumineux ou peralumineux. Les teneurs en éléments traces (Annexe 2, analyses #62 et #63), sont variables mais compatibles avec celles de granitoïdes de type "I". On remarque les teneurs anormales en thorium de 41 et 64 ppm.

STOCK DE LA FOUILLE I1B

Le Stock de la Fouille est un petit massif de granite légèrement folié, situé à 3 kilomètres au nord du lac La Fouille (sud-est de la carte). Un seul affleurement de 5 mètres de diamètre a été relevé et l'étendue du stock n'est pas connue. Ce granite est de couleur grise et montre une patine d'altération rosâtre. Il est à grain fin (1-3 mm) et équi-granulaire avec de rares porphyroclastes de feldspath. Il se compose en proportions égales de microcline porphyroclastique, de plagioclase subautomorphe, damouritisé et localement en gouttelette dans la microcline, ainsi que de quartz subidiomorphe (fig. 12). Ces trois minéraux sont granulés et montrent une texture en mortier ou des bordures de grains festonnées. Les macles tordues et les extinctions polydomaniales témoignent de la déformation qui a affecté ces roches. La biotite brune et la muscovite constituent environ 10% du granite. Les minéraux opaques, l'apatite et le zircon sont les minéraux accessoires.

La coexistence de la biotite et de la muscovite primaire en flocons, l'excès d'alumine par rapport à la somme de la soude, de la potasse et de la chaux, ainsi que le corindon normatif suggère que ce granite soit peralumineux. Ceci concorde avec la forte teneur en potasse versus la soude et la faible teneur en chaux, typiques d'un granitoïde de type "S" (White et Chappell 1983).

STOCK DE DEBORAH I1C

Le Stock de Deborah est visible sur la rive est du lac Deborah comme un amoncellement de blocs de granitoïde étendus sur près de 100 mètres. Ces blocs sont considérés comme représentant un affleurement sous-jacent compte tenu de leur nature anguleuse, de leur taille plurimétrique et de leur composition homogène. Les contacts avec les roches encaissantes ne sont pas observés.

Le Stock de Deborah est classé comme tonalite selon la projection de sa norme sur le diagramme de classification modal (fig. 12, Streckeisen 1976), bien que le mode soit celui d'une granodiorite. C'est une roche gris brunâtre, à grain moyen (1-2 mm), microporphyrrique en feldspath (3 mm), légèrement foliée et de composition homogène. Le plagioclase, subidiomorphe, présente des macles de cristallisation et de déformation. Il domine sur le feldspath potassique (orthose?) lequel est damouritisé. Le quartz, environ 30%, est xénomorphe, limpide et présente une extinction polydomaniale. La biotite brune aux bordures corrodées est partiellement altérée en pennine, et compose environ 5% de la roche. Le cortège de minéraux accessoires est constitué de titanite, d'apatite, d'épidote, d'allanite et de zircon. Ceux-ci s'associent à la biotite pour former des agrégats polyminéraliques.

La granodiorite est méta-alumineuse considérant la sous-saturation en alumine. La teneur en éléments traces compatibles correspond à celles des granites de type "I", conclusion qui est corroborée par la présence de titanite et d'allanite (White et Chappell 1983). Le patron multi-éléments (fig. 13a, #61) montre un profil plat situé entre 20 et 100 fois la teneur du manteau primitif pour les métaux alcalins et alcalino-terreux plus le thorium, un patron plat à 10 fois le manteau pour les éléments à haut potentiel ionique (Nb à Hf) suivi d'une diminution progressive jusqu'aux métaux de transition. Le patron des éléments des terres rares (fig. 13b) est fortement incliné et montre un appauvrissement marqué des terres rares lourdes. Ce patron se compare avec les patrons enrichis en terre rares légères obtenus pour le Batholite de De Pas

(Martelain 1989) pour lesquels le lanthane excède une teneur de 100 fois l'unité chondritique.

STOCK DE HIBOU I2G,EP

Le Stock de Hibou est le granitoïde le plus affleurant de la région. Il se compose d'une série de filons apparemment distincts variant entre 1 et 20 mètres d'épaisseur, deux kilomètres à l'est du lac Hibou. Ces filons sont en association spatiale avec de petites masses de gabbro amphibolitisé ainsi que des horizons cherteux. Des filons d'épaisseur métrique ont été observés recoupant de façon subconcordante les mylonites du cisaillement du lac Deborah.

Le Stock de Hibou se compose d'une monzodiorite quartzifère (fig. 12) selon la projection de la norme sur le diagramme de classification modale de Streckeisen (1976). Cette monzodiorite quartzifère est gris bleuté, à grain moyen à grossier (1 à 2 mm) et à texture oeillée en plagioclase (2-4 mm). Elle possède une foliation marquée, localement mylonitique. La composition semble homogène pour l'ensemble des filons, à l'exception de rares enclaves dioritiques à grain fin.

Le plagioclase, subautomorphe et zoné, est nettement dominant sur la microcline, laquelle présente une texture granulaire. Le quartz, constituant moins de 20% de la roche, est étiré en rubans ou granulaire et est associé aux feldspaths. Une extinction polydomaniale, des bordures de grains serrates, des macles tordues ainsi qu'une recristallisation en rubans enveloppant des porphyroclastes témoignent d'une déformation à l'état solide. La biotite (20%) et la hornblende vert pâle (5%) présentent des habitus subidiomorphes et xénomorphes respectivement.

Le trait minéralogique particulier de cette monzodiorite quartzifère est que les minéraux ci-haut mentionnés sont poecilites en épidote. Ils englobent des inclusions d'épidote sous forme de granules automorphes de 0.1 à 1 millimètres, laquelle constitue environ 15% de la roche. L'épidote est aussi présente comme phase subporphyrique à l'interface entre les autres minéraux. Cet épidote, une clinozoïsite, présente un habitus prismatique trapu, est zonée de façon concentrique, et possède des macles de cristallisation polysynthétiques. Sa présence sous forme de chadacristaux suggère une origine magmatique (Dawes et Evans 1991).

La titanite automorphe, le zircon zoné, l'apatite et la pyrite xénomorphe constituent des phases accessoires intersti-

tielles.

La monzodiorite quartzifère de Hibou est méta-alumineuse, de type "I", tel que suggéré par les proportions d'alumine, d'alcalis, de silice et de chaux (#64). Les fortes teneurs en fer, Sr et Ba sont attribuées à l'accumulation de l'épidote magmatique. L'effet le plus marquant de ce minéral est au niveau du thorium et des terres rares légères (fig. 13, #64), lesquels sont anomaux (entre 200 et 1000 fois la teneur mantellique) comparativement aux autres éléments de haut potentiel ionique (15-30 fois la teneur mantellique). Le patron des éléments des terres rares est fortement incliné vers les terres rares lourdes, passant de 850 à 20 fois la teneur chondritique (fig. 13b), ce qui est aussi attribué à l'abondance de l'épidote magmatique.

PÉTROGENÈSE

Les filons de granitoïde injectés dans le Cisaillement du lac Déborah recoupent la foliation mylonitique tout en étant variablement affecté par une telle foliation. Ainsi, leur mise en place aurait été contemporaine (syn-cinématique) à cet épisode de déformation.

La signature géochimique et la minéralogie, variables d'un filon à l'autre, impliquent que les sources et les conditions de cristallisation ou de résidence de ces différents magmas étaient distinctes. Ces intrusions seraient liés à des processus d'anatexie localisés, et ne communiqueraient pas avec le réservoir magmatique adjacent de type d'arc que constitue le Batholite de De Pas (Martelain 1989).

Les granitoïdes perforant le cisaillement de Deborah montrent une signature de granite d'arc volcanique sur le diagramme de discrimination magmatotectonique de Pearce et al. (1984, fig. 14). Cette assertion se base sur leurs faibles teneurs en niobium, yttrium (fig. 13a) et rubidium. Ce contexte tectonique contraste avec celui de granite de crête océanique déduit pour les diorites quartzifères associées aux Gabbro de De Jeu ainsi que celles dans la Fenêtre de Kozela (fig. 12 et 14).

INTRUSIONS ALCALINES TARDIVES

Plusieurs manifestations d'un magmatisme alcalin tardif, c'est-à-dire recoupant une partie des fabriques tectoniques de la roche encaissante, sont présentes dans les différentes

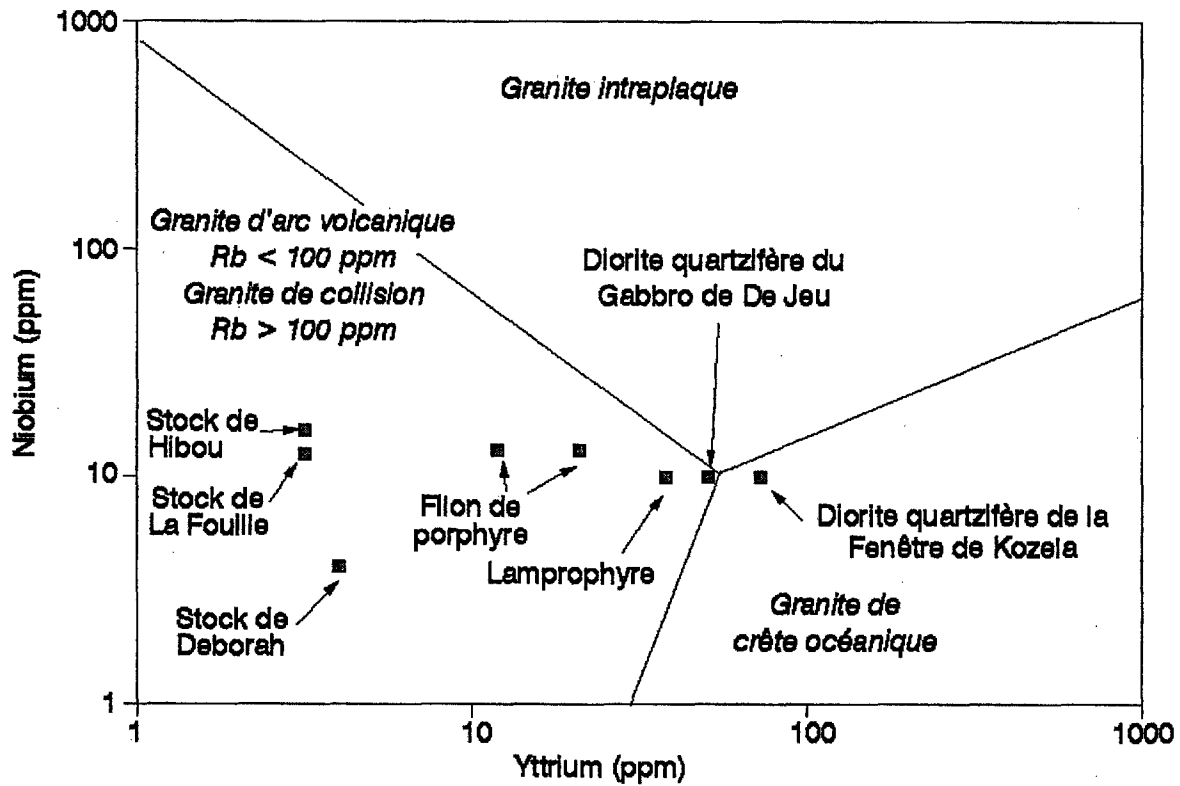


Figure 14: Classification magmatotectonique des granitoïdes de la région (Pearce et al., 1984).

formations de la région. Aucune mention d'un tel magmatisme n'a été faite dans les régions avoisinantes.

FILON DE LAMPROPHYRE I30

Une roche interprétée comme un lamprophyre a été observée à 1.5 kilomètre à l'ouest du lac Rond, à l'intérieur de la Fenêtre de Kozela. Un seul affleurement est présent et les relations avec les basaltes encaissants sont inconnues. Cette roche à l'apparence massive, homogène et grenue est légèrement foliée et de coloration noirâtre. Elle se compose de 40% de phénocristaux (5 mm) de biotite brun chocolat. Celle-ci est poecilitique, montre des bordures en dentelle et n'est affectée par aucune déformation. La biotite renferme en chadacristaux ou en inclusion toutes les autres phases minérales et semble s'être développée en englobant une foliation pré-existante. Du plagioclase à grain très fin constitue la matrice aux cristaux de biotite. De la pistachite (10%) pseudomorphose un minéral non-identifié alors que de la zoïsite (15%) automorphe et submillimétrique est dispersée dans la matrice plagioclasique. Les seules phases accessoires reconnues sont l'apatite et les minéraux opaques. De la chlorite altère les plans de clivage des flocons de biotite. Enfin, des veinules d'épidote, de chlorite, de biotite et de plagioclase recoupent la roche.

Le lamprophyre est normatif en feldspathoïdes et corindon (annexe 2, #24), indiquant une composition aussi bien peralcaline que peralumineuse. Il est de plus anormalement potassique et riche en baryum (0.2%). Les teneurs en éléments de haut potentiel ionique ne sont toutefois pas typiques d'une roche alcaline, tel que montré par le diagramme de discrimination magmatotectonique de Pearce et al. (1984) (fig. 14).

Une roche similaire a été observée formant un mince filon décimétrique recoupant la foliation locale à l'extrémité nord du lac Kozela.

L'origine et la nature de cette roche demeurent obscures.

BLOCS ERRATIQUES DE CARBONATITE I4Q

Plusieurs blocs erratiques de carbonatite de plusieurs mètres de diamètre ont été répertoriés. Ces blocs, observés à 2 kilomètres au nord-est du lac Sixte (Formation de Willbob) ainsi qu'à deux kilomètres à l'est du lac Hibou (Formation de Deborah), montrent des textures et des assemblages minéraux identiques et typés. Il est donc probable qu'ils proviennent

d'une source commune. Ces roches sont brun chocolat foncé, très sculptées suite à la météorisation différentielle des carbonates. Elles sont à grain fin à moyen, porphyriques en clinopyroxène et présentent une texture fluidale, localement fragmentaire. Leur trait pétrographique particulier est la présence de structures orbiculaires de 1 à 5 centimètres (fig. 41) formées de couronnes de cristaux de pyroxène de 1 à 2 millimètres d'épaisseur espacées d'un demi centimètre. Le matériel colmant l'espace entre ces couronnes est identique à celui de la matrice. Ces orbicules ressemblent à des lithophysae.

La carbonatite se compose de près de 80% de carbonate, probablement dolomitique. Le carbonate est soit microgrenu, soit en lattes décrivant une texture fluidale. La roche est porphyrique en phlogopite (1 mm, 5%), laquelle est riche en inclusions d'oxyde de fer (altération basaltique) à texture vermiculaire. Elle est aussi porphyrique en clinopyroxène (2 mm, jusqu'à 25%) intensément corrodé par le carbonate. Le zircon et l'apatite sont abondants et porphyriques en regard de la matrice carbonatée. Le quartz est présent en trace et montre des textures de résorption prononcée. De la biotite brun pâle forme des agrégats xénoblastiques d'origine probablement secondaire. Les minéraux opaques sont peu abondants et associés à de la chlorite. De la fluorite a été observée à l'intérieur d'agrégats de biotite.

La source de ces blocs de carbonatite est inconnue. Aucune manifestation d'un magmatisme carbonatitique n'est connue dans les secteurs avoisinants la présente cartographie (Birkett, communication personnelle). Ces carbonatites ne sont pas comparables, en terme de texture, à celles décrites au lac Hématite (Dimroth 1978) ni à celles du lac Le Moyne (Birkett et Clark 1991). La présence de plusieurs blocs provenant d'un même faciès de carbonatite et séparés de plusieurs kilomètres sur la carte n'est pas fortuite et suggère la présence d'un massif de telle carbonatite dans les secteurs avoisinants.

D:ROCHES RÉCENTES

RÉGOLITE

Un affleurement interprété comme un régolite ou une latérite a été identifié près de l'indice de la Faille du lac Elsie, à la jonction nord-ouest entre la Formation de Willbob et la Fenêtre de Kozela. L'affleurement est situé dans le creux d'une vallée abritée de l'érosion glaciaire par les collines de gabbro au sud-ouest. Il se compose d'un metabasalte coussiné, cisailé et fortement altéré. La roche est poreuse, friable ou

pulvérulente, légère et de coloration brun beige. Les textures originelles, même très délicates, y ont été préservées, tels le débit et la fracturation. Cette altération est sans équivoque postérieure à l'épisode de déformation ayant causé la schistosité dans la roche.

L'analyse de la diffraction des rayons-X et l'examen pétrographique indiquent que cette roche est constituée majoritairement de quartz, de chlorite, d'illite ainsi que d'une bonne proportion d'oxyde de fer. L'analyse chimique (#231) suggère que la roche a subi une altération substantielle compte tenu de sa teneur anormale en silice (61%), en alumine (15%) et en potassium (2.4%), ainsi qu'une lixiviation de la soude.

L'hypothèse que cette roche représente un régolite, nonobstant la présence dans le secteur de roches d'altération associées à la Faille du lac Elsie, se base sur la ressemblance pétrographique avec des régolites modernes tel que développés dans les climats tropicaux. De telles roches régolitiques datant du Crétacé ont d'ailleurs été décrites dans les régions de Schefferville et de Goose Bay (Krishnan, 1976).

DÉPÔTS GLACIAIRES

La région, quoique peu affleurante, est généralement recouverte de moins de 2 mètres de dépôts meubles d'origine glaciaire. La vaste majorité de la région est couverte de till à blocs à matrice sablonneuse. Les sommets de collines, telles celles des secteurs sud-ouest et nord-ouest, sont généralement dépourvus de dépôts meubles ou sont couvertes de gélifracsts. Des dépôts sablonneux ou diamictiques peu épais d'origine fluvio-glaciaires sont présents dans les secteurs du lac Deborah et de la rivière à la Baleine, ainsi que dans celui de la rivière De Pas.

Des blocs erratiques provenant aussi bien du Batholite de De Pas à l'est que des roches du Groupe de Knob Lake à l'ouest ont été retrouvés dans le secteur. L'écoulement glaciaire montre ainsi un renversement de la direction de transport. Henderson (1963) rapporte un écoulement vers le sud-est suivi par un écoulement vers le nord-est dans les régions à l'ouest et au sud du lac Deborah. Cependant, ces mouvements ne peuvent expliquer la provenance des blocs provenant du batholite.

DÉPÔTS FERRUGINEUX

Des dépôts de limonite ont été répertoriés dans le secteur sud-ouest de la carte associés à la Formation de Willbob, ainsi que dans le secteur du lac Deborah associés à la Formation de Deborah. La limonite est présente sous forme de dépôts meubles couvrant des superficies atteignant 100 mètres par 50 mètres. La limonite se présente sous une forme granuleuse à texture spongieuse. Elle est parsemée de fragments d'origine glaciaire provenant des roches environnantes, ce qui indique un âge post-glaciaire. Cet âge est corroboré par la présence de débris de plantes provenant de la flore actuelle.

Les dépôts associés à la Formation de Willbob (fig. 4m) sont généralement localisés dans le creux des vallées, associés à des laves cisailées. Des fragments de schiste graphiteux sont localement présents. La présence de ces dépôts semble concorder avec celle des niveaux d'argilite et de formation de fer sulfurée intercalés dans les laves. Nous suggérons que le fer à l'origine de ces dépôts provient de l'altération de formation de fer sulfurée. De façon similaire, les dépôts limonitiques associés à la Formation de Deborah sont associés aux niveaux d'amphibolite.

Des sources d'eau ferrugineuse ont été observées à proximité des dépôts limonitiques à deux endroits, soit à l'indice de la Faille du lac Elsie (voir le chapitre 5, fig. 22) dans la Fenêtre de Kozela et à l'est du lac Chat dans la Formation de Deborah. Les sources, situées immédiatement en aval des dépôts de limonite, ont un débit de quelques centaines de litres à la minute et dégagent une odeur de dioxyde de soufre très prononcée. Une troisième source est répertoriée dans les amphibolites du Complexe de Manereuille (fig. 4n), au sud-est du lac Frontière. Contrairement aux deux autres, le dépôt limonitique est de très faible envergure, soit de quelques mètres de diamètre. La limonite s'y présente comme un matériel gélatineux ressemblant à un colloïde, ou comme une boue très fine. Le dépôt encroûte des herbes encore vivante, ce qui indique que sa formation est actuelle. Un lien peut être fait entre la formation du dépôt et la période de canicule exceptionnelle ayant précédé sa formation, cette canicule ayant entraîné une augmentation sensible de la température des eaux de percolation.

L'eau provenant de la source du lac Chat a été analysée pour son contenu en sels dissous. Le fer est titré à moins de 3 ppm. Le SO_4^{--} titre à 70 ppm, le calcium à 355 ppm, le magnésium à 4 ppm et le strontium à 0.04 ppm. Les autres métaux ou anions n'ont pas été détectés.

Des ferricroûtes de goethite(chapeaux de fer) se développent sur les affleurements et les blocs de formations de fer sulfurées. Leur épaisseur est généralement inférieure à 1 mètre et leur étendue inférieure à quelques décamètres. Des débris de plantes provenant de la flore actuelle indiquent l'âge post-glaciaire de ces dépôts.

CHAPITRE 3

GÉOLOGIE STRUCTURALE

ASPECT GÉNÉRAL

Les structures affectant les roches de la région se divisent en fabriques, lesquelles regroupent les foliations, les linéations et le plissement, et en accidents tectoniques, lesquels regroupent les failles de diverses générations.

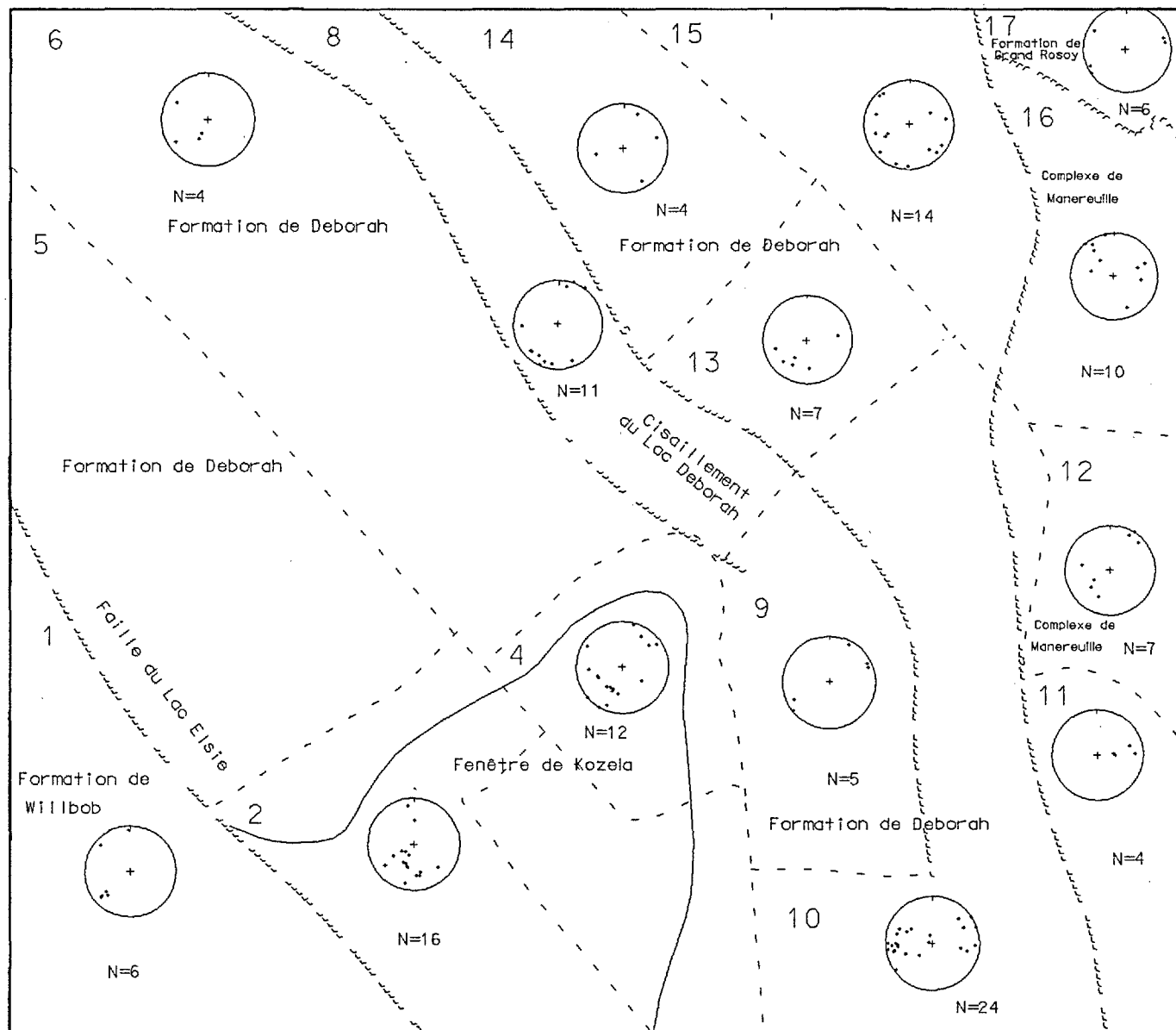
Trois âges relatifs ont été reconnus pour les fabriques. La fabrique la plus ancienne D_1 est une foliation parallèle au litage stratigraphique, ainsi que la linéation et les plis qui lui sont rattachés. Cette foliation est exprimée par l'alignement des minéraux phyllosilicatés (muscovite, biotite et chlorite) ou des fascicules d'amphibole selon un plan préférentiel. L'orientation n'est pas constante à l'échelle régionale (fig. 15).

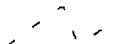

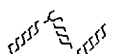
Une fabrique seconde D_2 est présente de façon discontinue dans la région. Elle est discriminée lorsque une relation de recoupement claire est observable en regards de la fabrique D_1 . Elle n'est généralement pas parallèle à la stratification, et présente une orientation oscillant autour de $N315^\circ/80^\circ$ (fig. 16). La foliation S_2 ou la linéation L_2 (fig. 17) s'expriment par un alignement préférentiel ou un étirement des minéraux phyllosilicatés, des amphiboles ou des agrégats quartzofeldspathiques. Les plis P_2 replissent les strates et la fabrique D_1 .

Une fabrique tierce D_3 est observée replissant ou recoupant les fabriques D_1 et D_2 . Son orientation est constante selon $N040^\circ/90^\circ$ (fig. 18). Les schistosités et plans axiaux recoupant ou affectant D_1 et orientés de façon appropriée ont été attribués à D_3 .

Les divers accidents tectoniques peuvent être attribués à D_1 , D_2 ou D_3 , ou encore être postérieurs à D_3 .

Pour faciliter l'interprétation structurale, la région a été divisée en 17 domaines tectoniques, subdivisés en 32 sous-domaines (fig. 15, 16, 17).

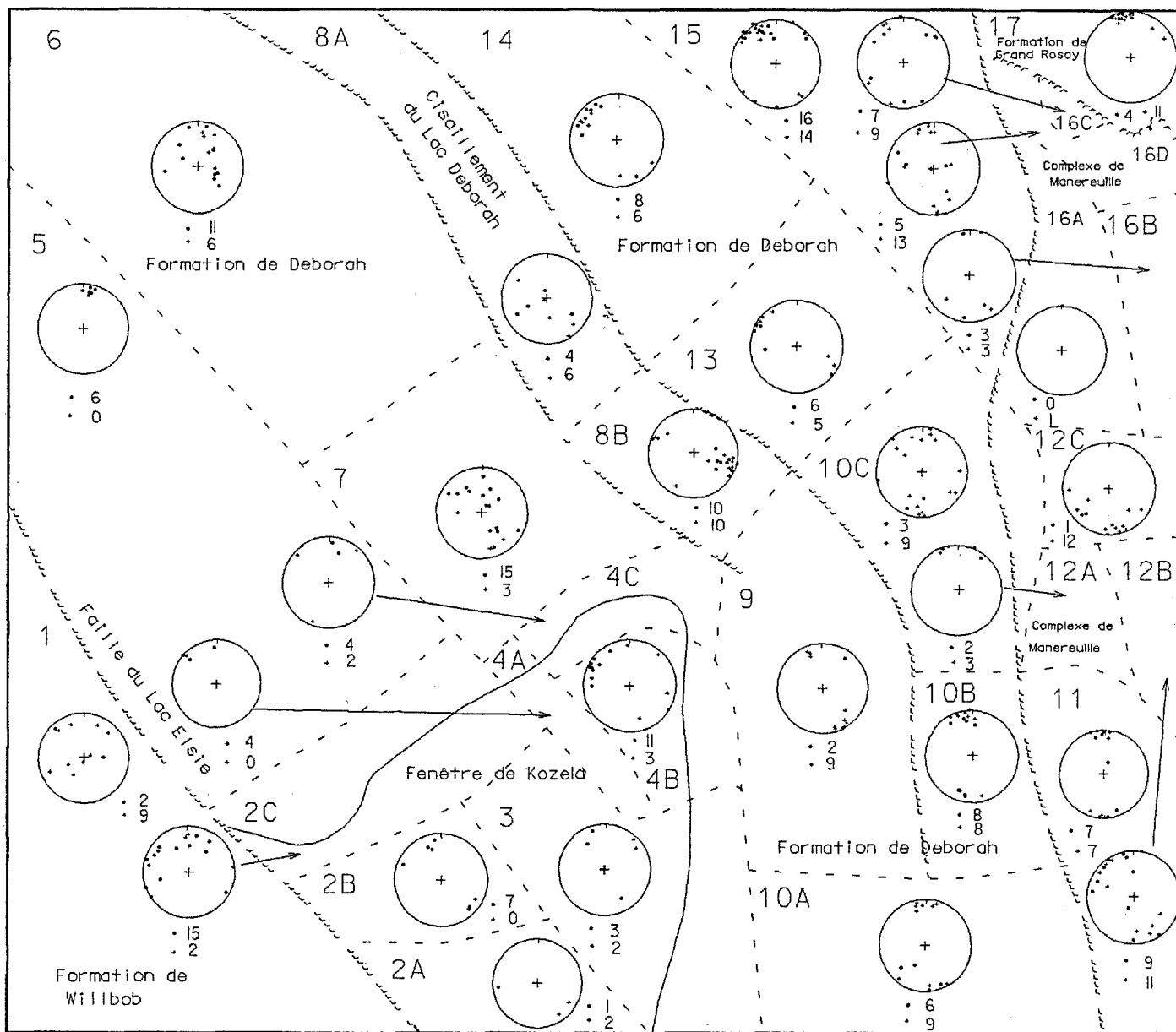


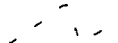

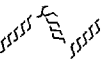
 Limite de domaine ou sous-domaine
 Contour entre les unités stratigraphiques
 Faille ou Cisaillement

N = Nombre de mesures
 10A Numéro du domaine

1000 0 1000 2000 3000 4000 Mètres

Figure 16: Projections stéréographiques équiangles sur l'hémisphère inférieur des pôles des foliations S_2 .



 Limite de domaine ou sous-domaine
 Contour entre les unités stratigraphiques
 Faille ou Cisaillement



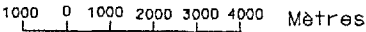
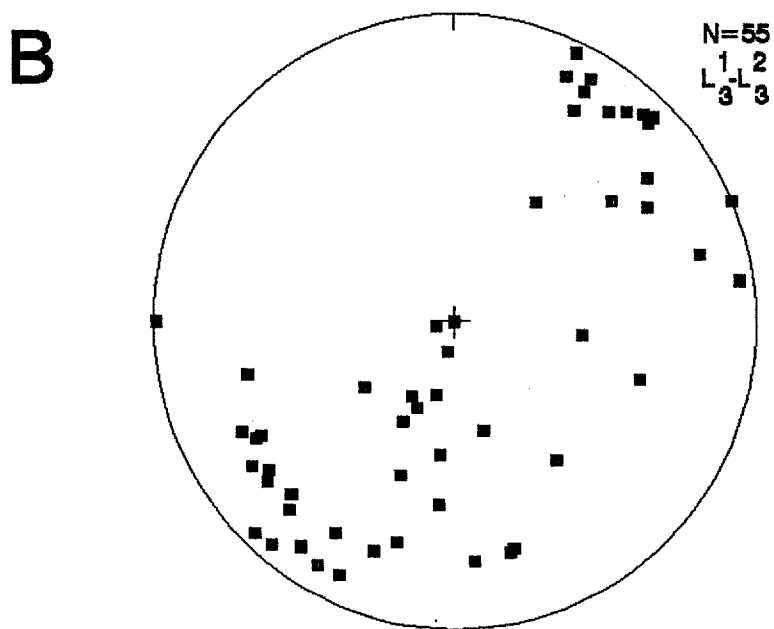
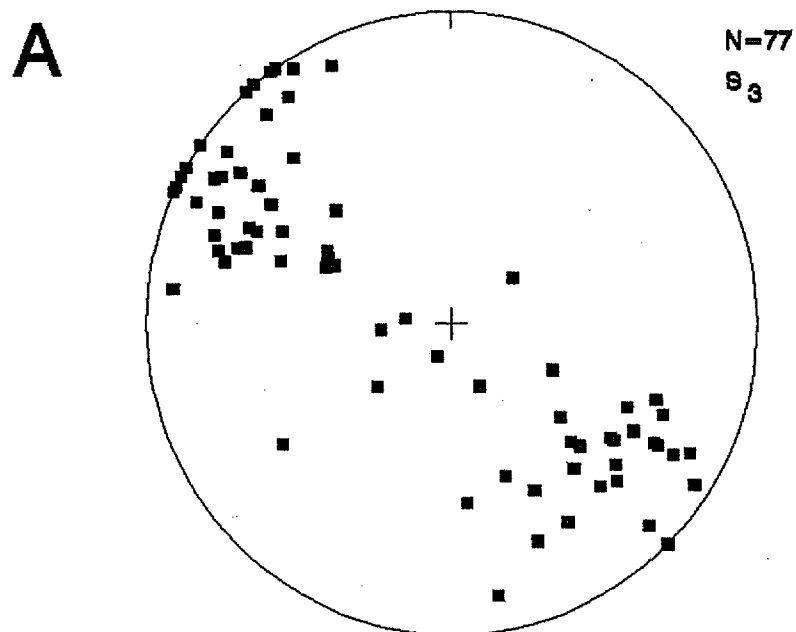
 Linéation d'Intersection
 Linéation d'étirement
 10A Numéro du domaine
 1000 0 1000 2000 3000 4000 Mètres

Figure 17: Projections stéréographiques équiaires sur l'hémisphère inférieur des linéations d'intersection L_2^1 , et des linéations d'étirement et métamorphiques L_2 .



WULFF, Hémisphère Inférieur

Figure 18: Projections stéréographiques équi-angles sur l'hémisphère inférieur des pôles des foliations S₃, (a) et des linéations d'intersection L₃¹, et L₃², (b) pour l'ensemble de la région.

FABRIQUES TECTONIQUES

GROUPE DE DOUBLET

Les strates du Groupe de Doublet (domaine 1) présentent une structure homoclinale orientée à N315°/70° parallèle à la direction générale des strates de la Fosse du Labrador. L'alignement des coussins correspond à celui des contacts de coulées ou des filons-couches; l'angle entre l'allongement des coussins et le paléohorizon est ainsi interprété comme faible.

La schistosité S_1 , antérieure aux failles de chevauchement, ne semble pas avoir été enregistrée par les roches mafiques du Groupe de Doublet. Une schistosité, interprétée comme S_2 , orientée selon la même direction que S_0 , affecte de façon discontinue les roches du groupe. Cette fabrique est développée sur des bandes d'épaisseur kilométrique, laissant des bandes de roches plurikilométriques exemptes de fabrique pénétrante. Une linéation d'étirement orienté selon le pendage lui est associée. Cette schistosité est particulièrement intense à proximité des failles du lac Poulin, du lac Migrardet et du lac Elsie, et est interprétée comme originant de la déformation cisailante associée à ces failles. Le sens de mouvement est inconnue, tout comme le degré de non-coaxialité.

FENÊTRE DE KOZELA

La Fenêtre de Kozela forme une structure en dôme centrée sur le massif de gabbro à olivine. La stratification S_0 et les foliations S_1 y sont généralement faiblement inclinées (fig. 4e). Leur distribution est concentrique et pente de façon opposée au massif de gabbro à olivine. Les foliations secondes S_2 sont moyennement inclinées et orientées NO-SE parallèlement au grain régional (fig. 16, domaines 2 et 4). Les linéations d'étirement L_2 et d'intersection L_2^1 plongent faiblement vers le sud-est ou le nord-ouest.

Des plis couchés P_2 à vergence vers le sud-ouest affecte les metabasaltes foliés du secteur. Ces plis sont orientés parallèles à la direction d'ensemble nord-ouest. Ils ont des surfaces axiales modérément inclinées vers le nord-est et des charnières subhorizontales. Ces plis indiquent une direction de transport chevauchant D_2 vers le sud-ouest. La structure en dôme s'explique par l'interférence entre un plissement ouvert plurikilométrique NO-SE attribué à P_2 et une voussure anticlinale décakilométrique orientée NE-SO attribuée à P_3 . Les schistosités S_3 sont peu abondantes dans ce secteur.

Une structure synclinale ouverte de trois kilomètres est présente parallèle et adjacente à la Faille du lac Elsie, centrée sur le petit massif gabbroïque.

FORMATION DE DEBORAH

Les strates de la Formation de Deborah ont une attitude moyenne subhorizontale (fig. 15, domaines 5, 6, 7, 10, 13, 14, et 15). Les pôles des foliations S_1 décrivent des ceintures orientées nord-est sud-est dans le secteur nord (domaines 5, 6, 13, 14 et 15) et est-ouest dans le secteur sud (domaines 9 et 10). Ces ceintures résultent du plissement ouvert d'amplitude plurikilométrique P_2 . Un synclinal kilométrique est présent adjacent et parallèle à la Faille du lac Elsie, en prolongement de celui dans la Fenêtre de Kozela. Une série de synformes et d'antiformes ouvertes plurikilométriques alternent entre le cisaillement du lac Deborah et le lac Manereuille. Ce plissement P_2 montre une virgation régionale, passant de NO-SE au nord à N-S au sud. Il est ainsi parallèle aux structures NO-SE de la partie centrale de la Fosse du Labrador (Dimroth 1978) et N-S de la partie méridionale de la fosse (Wardle 1982). Une intensification de la déformation, mise en évidence par le resserrement du plissement, est présente dans le secteur orienté N-S. Toutefois aucune évidence de superposition des structures N-S sur celles NO-SE n'est observées. Des voissures kilométriques P_3 affectent les foliations première et seconde dans les secteurs adjacents à la Fenêtre de Kozela (domaines 7 et 2C).

Des plis mésoscopiques P_2 couchés, déjetés ou déjetés-faillés à vergence vers le sud-ouest affectent la foliation S_1 . Ils indiquent un mouvement de chevauchement D_2 précoce comparable à celui ayant affecté les metabasites de la Fenêtre de Kozela.

Les schistosités S_2 (fig. 16) sont bien développées, conséquemment à la présence de roches micacées (fig. 4f). Leur orientation ne semble pas constante, suite à la forte anisotropie originelle des roches ainsi qu'à la confusion possible avec les foliations S_3 . Les pôles des schistosités S_2 montrent toutefois des maxima de distribution se confondant dans les ceintures des pôles de la schistosité S_1 , suggérant qu'elles soient de plans axiaux aux plis P_2 affectant la schistosité S_1 . Des plis P_2 d'amplitude décimétriques à décamétriques et des crénulations P_2 subcentimétriques sont abondants dans les métagrauwackes de la formation. Ces plis, associés aux plis P_3 , confèrent un aspect chaotique à la stratification et à la schistosité S_1 . Des patrons d'interférence en crochet ou en

croissant sont abondants dans certains secteurs.

Les linéations d'intersection L_2^1 concordent en orientation avec les linéations d'étirement L_2 (fig. 17). Elles sont majoritairement subhorizontales, quoique l'éparpillement soit important. Leur direction est parallèle au grain tectonique, soit NO-SE dans le secteur nord et N-S dans le secteur sud de la région. Les linéations sont particulièrement abondantes et bien développées dans le secteur entre le lac La Fouille et le Complexe de Manereuille, lequel correspond à la zone affectée par la virgation régionale.

COMPLEXE DE MANEREUILLE ET LE SECTEUR ATTENANT

Le secteur est de la région (domaines 11, 12 et 16), couvert par la zone d'imbrication entre le Complexe de Manereuille, la Formation de Deborah et la Formation du Grand Rosoy montre un style structural complexe. Le contraste entre les métagrauwackes, les amphibolites et les divers types de schiste permet de délinéer le patron de plissement, lequel s'avère polyphasée et associé à de nombreux cisaillements. Les stratifications et les schistosités premières S_1 , subparallèles, montrent une attitude générale subhorizontale dans les domaines 12A, 12B, 12C, 16A et 16C, faiblement à fortement inclinées vers l'ouest dans le domaine 11 ou vers l'est dans les domaines 16B et 16D. Certains secteurs sont plissés, les foliations premières décrivant des ceintures orientées NE-SO dans les domaines 12B, 16B et 16D ou E-O dans les domaines 11 et 12A. Ce plissement P_2 est d'amplitude kilométrique tel que révélé par les horizons marqueurs. Cependant, le plissement décimétrique à décimétrique est abondant dans les schistes et les marbres.

Des plis D_2 mésostructuraux couchés, déjetés (fig. 40) ou déjetés-faillés à vergence vers l'ouest replissent la foliation S_1 et indiquent une composante de chevauchement vers l'ouest.

L'orientation des schistosités S_2 concorde avec celles des ceintures des schistosités S_1 , soit N-S inclinées vers l'ouest pour le domaine 11 et NO-SE et variablement inclinées pour le domaine 12. Elles sont orientées NE-SO pour le domaine 16; une confusion avec les foliation S_3 y est suspectée.

Les linéations d'intersection L_2^1 et d'étirement L_2 sont subhorizontales et orientées perpendiculairement aux ceintures des foliations S_1 . Elles sont ainsi interprétées comme des linéations d'axe de pli P_2 .

Le plissement P_2 est orienté SSE-NNO pour l'ensemble du secteur, ce qui contraste avec celui associé à la virgation dans le Formation de Deborah plus à l'ouest. Une imbrication de chevauchement et de rétrochevauchement est plissée par celui-ci (fig. 19). L'imbrication est mise en évidence par des incompatibilités géométriques ainsi que des structures de rampe mésoscopiques dans les amphibolites du Complexe de Manereuille et dans les métagrauwackes de la Formation de Deborah (fig. 20). Des failles chevauchantes affectées de faibles déplacements sont aussi présentes à la localité de référence de la rivière Manereuille (Girard 1989). Un plissement plus ancien affectant S_1 est replissé par les plis P_2 . Celui-ci est mis en évidence sur la figure 19, où un pli isoclinal plurihectométrique est replissé en crochet par un pli P_2 kilométrique ouvert. Ce plissement précoce est interprété comme parasitique et associé aux failles chevauchantes. Il est comparable à celui observé à plus grande échelle associé à la faille de la rivière Ferrum, dans la partie centrale de la fosse (Baragar 1967).

FORMATION DU GRAND ROSOY DANS LE SECTEUR NORD-EST

Les strates de la Formation du Grand Rosoy et les filons-couches intercalés du Gabbro de De Jeu montrent une foliation première S_1 parallèle au litage. Ceux-ci sont orientés soit subhorizontaux ou inclinés vers l'est ou l'ouest (fig. 15, domaine 17). Les pôles de foliation décrivent une ceinture ENE-OSO et suggèrent une vergence vers l'ouest. Les foliations secondes S_2 sont subverticales, avec la même orientation. Les linéations d'étirement L_2 concordent avec les linéation d'intersection L_2^1 et plongent faiblement vers le nord. Les strates sont ainsi plissées de façon ouverte à serrée selon un raccourcissement ENE-OSO.

Les strates de la Formation du Grand Rosoy dans le secteur nord-est de la carte forment une structure périsinglinale ouverte kilométrique, rattachée sur son flanc est aux structures subverticales nord-sud décrites par Danis (1988). Cette géométrie est toutefois inconsistante avec l'interprétation de la terminaison périsinglinale nord comme un antiforme (Danis 1988). Une géométrie de synclinal à double plongée est suggérée par les présents travaux. Cette interprétation est compatible avec une structure de nappe de chevauchement prenant racine dans les décrochements latéraux de l'arrière-pays.

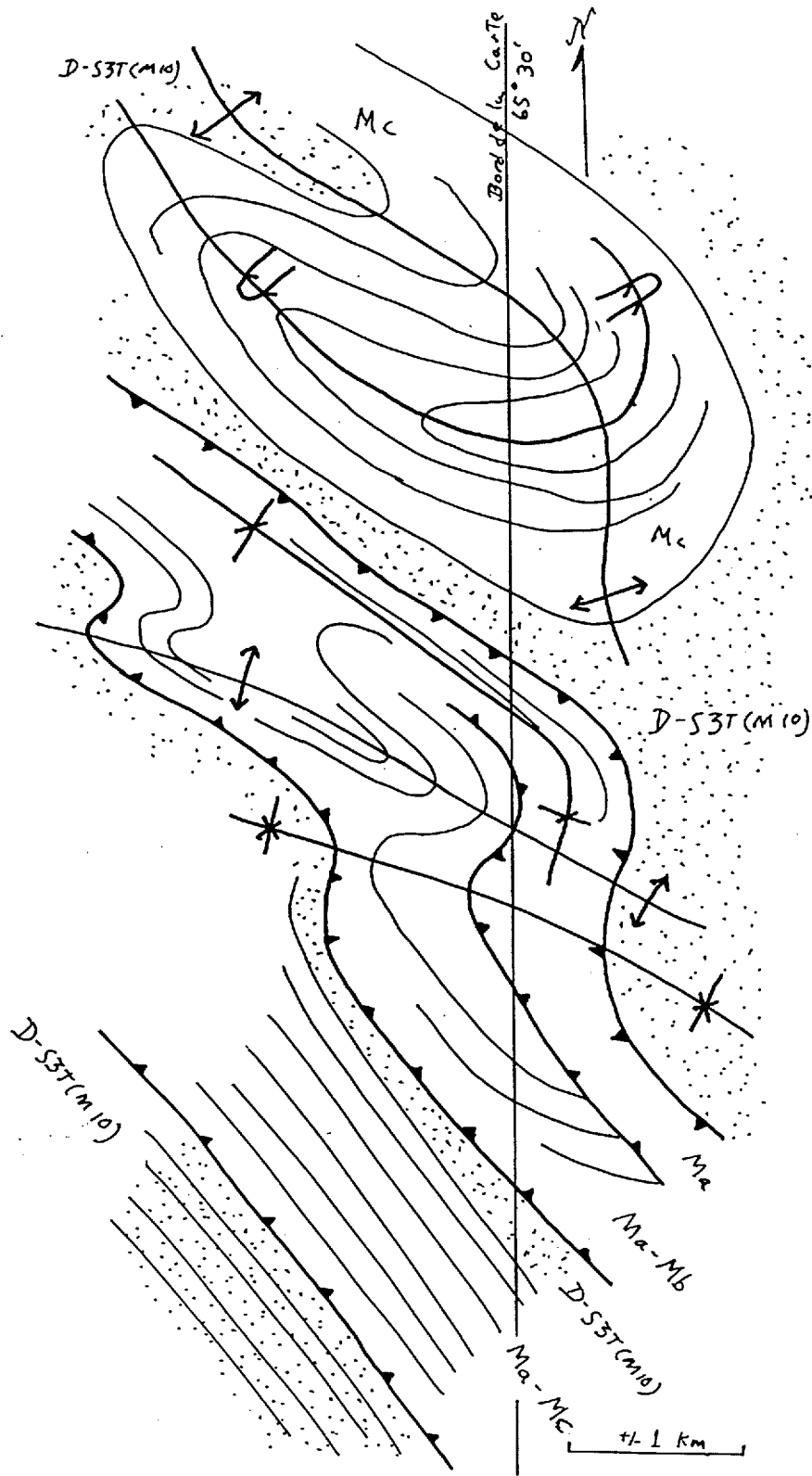


Figure 19: Croquis des relations entre les failles de chevauchement D_2 et les plissements P_1 et P_2 dans le secteur du lac Frontière, Complexe de Manereuille.

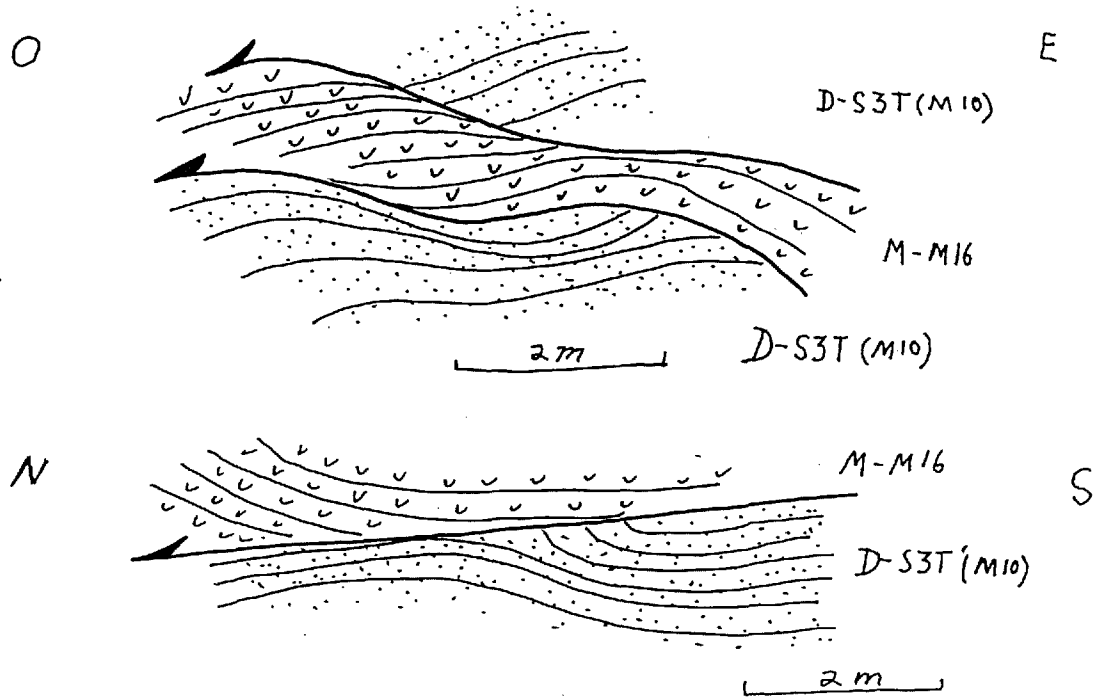


Figure 20: Croquis de terrain montrant en coupe les structures de rampes et les imbrications entre les amphibolites foliées (S_1) du Complexe de Manereuille et les métagrauwackes foliés (S_1) de la Formation de Deborah dans le secteur du lac Frontière.

ACCIDENTS TECTONIQUES

FAILLE DU LAC POULIN

La faille du lac Poulin, nom introduit ici, effleure à peine la région en son coin sud-ouest. Cette faille, située dans la Formation de Willbob a été suivie vers le sud-est par Fahrig (1964) mais n'a pas été prolongée vers le nord-ouest par Frarey (1967). Le mouvement associé à cette faille n'avait pas été déterminé, bien que Fahrig l'ait interprété comme de chevauchement.

La faille du lac Poulin juxtapose des roches de la Formation de Willbob montrant une structure homoclinale à vergence vers le sud-ouest très régulière à l'échelle régionale (Baragar 1967) à des roches de la même formation plissées de façon ouverte avec celles des formations de Thompson Lake et de Murdoch au sud-ouest (secteur du lac Retty). La faille du lac Poulin se doit ainsi d'être une structure majeure pour permettre d'expliquer la différence du style tectonique de part et d'autre et de maintenir une épaisseur stratigraphique raisonnable pour les laves de la Formation de Willbob. Un chevauchement D_2 compatible avec cette interprétation est indiqué par la présence de fuseaux de foliation et de fabriques CS dans des metabasites cisillées adjacentes.

FAILLE DU LAC MIGRARDET

La faille du lac Migrardet est marquée par une bande de metabasites fortement schisteuses appartenant à la Formation de Willbob et coïncidant avec le dit lac. Cette zone de schistes est parallèle à l'orientation générale des strates, mais forme un patron anastomosé kilométrique qui s'étend vers le sud-est. Attribué à D_2 , le mouvement sur cette faille est inconnu.

Une seconde faille plus ténue est parallèle à celle du lac Migrardet à un kilomètre et demi au nord-est.

FAILLE DU LAC ELSIE

La faille du lac Elsie (Frarey 1967), aussi nommée faille du lac Keato (Baragar 1967), a été reconnue tôt comme un accident tectonique majeur, lequel juxtapose le Groupe de Laporte et le Groupe de Doublet. Dimroth (1978), Wardle et Bailey (1981) et Wardle et al. (1990) attribuent à cette faille un mouvement de chevauchement.

Dans le secteur à l'étude, la faille du lac Elsie forme un linéament topographique qui passe par l'axe du lac Balthazar pour ensuite longer le flanc nord-est des hautes collines basaltiques de la Formation de Willbob. Elle juxtapose les laves de cette formation aux phyllades de la Formation de Deborah dans la partie nord-ouest de la carte ou aux metabasaltes de la Fenêtre de Kozela plus au sud. Aucun contraste dans le faciès métamorphique ou le degré de déformation des laves n'est observé de part et d'autre de la faille. Aucun indicateur de sens de mouvement n'a été remarqué.

La faille du lac Elsie n'affleure pas. Cependant diverses failles subsidiaires formant un angle aiguë lui sont reliées, telle celle présente à l'indice minéralisé de la faille du lac Elsie. Ces failles subsidiaires sont indiquées par des schistes chloriteux et des laves fortement cisailées. On suppose qu'elles sont d'âge D₂. Aucun indicateur de mouvement n'est observé. Des failles tardives recoupent les schistes; elles montrent localement un mouvement inverse vers le sud-ouest.

Compte tenu que la position stratigraphique de la Formation de Deborah est sus-jacente à celle de Willbob et qu'elle forme le toit de la faille, le mouvement de celle-ci se doit d'avoir une composante d'effondrement. Ceci est conforme à la présence d'un synclinal adossé dans le toit de la faille.

FAILLE DU LAC DU CHIEN

La faille du lac Du Chien, dans la Fenêtre de Kozela, constitue un linéament topographique orienté NO-SE passant par l'axe de ce lac. La faille borde au sud-ouest le massif de gabbro à olivine du lac Rond. Elle est soulignée sur une largeur d'une cinquantaine de mètres par des schistes à chlorite riches en veinules de quartz. Les schistes sont bordés de part et d'autres par des metabasaltes coussinées. Aucun changement n'est noté au niveau du degré de métamorphisme ou de déformation de part et d'autre de la faille. La schistosité S₂ soulignant la faille est parallèle à la trace de celle-ci; elle est modérément inclinée vers le nord-est et contient une linéation de crénulation suivant le pendage. Aucun indicateur cinématique n'a été observé. Comme le gabbro à olivine du toit est stratigraphiquement au-dessous des metabasaltes du mur, le mouvement de la faille est inverse. La limite entre les metabasaltes V3B(M8) et les amphibolites M16 a été placée arbitrairement suivant cette faille.

FAILLE DU RUISSEAU DE LA FREYDIÈRE

La faille du ruisseau de la Freydière se situe dans le prolongement de la faille du lac Du Chien, à l'intérieur de la Formation de Deborah. Cette faille se manifeste par une série de linéaments topographiques suivis par le ruisseau. Des brèches tectoniques recoupent les phyllades de la Formation de Deborah dans ce secteur. Ces brèches sont décrites à la section sur la géologie économique (indice Freydière). Le mouvement sur la faille est inconnu. Aucun changement dans le degré du métamorphisme ou de la déformation n'est présent de part et d'autre de la zone de faille.

CISAILLEMENT DU LAC DEBORAH

Le Cisaillement du lac Deborah constitue l'accident tectonique le plus important de la région en terme de dimension, recoupant la carte du nord au sud en son centre, d'intensité de la déformation et des déplacements qui y ont eu lieu. Le cisaillement se compose d'une bande de tectonites (fig. 4g) large de deux kilomètres, orientée NO-SE, soit parallèle au grain tectonique régional. Son tracé accuse des fléchissements dans le secteur au nord du lac Deborah. Il s'incurve progressivement vers une orientation nord-sud dans le secteur du lac La Fouille, pour suivre la virgation régionale. Il devient alors plus diffus. Le cisaillement n'a pas été cartographié sur les terrains contiguës au sud ou à l'ouest.

Le Cisaillement de Deborah est caractérisé par une foliation mylonitique subverticale S_2 (ou S_1 transposée) et parallèle à la trace du cisaillement (fig. 15 et 16, domaines 8 et 9). La foliation est constituée d'une schistosité minérale, d'un rubanement de composition, de la transposition des veines de quartz, de l'aplatissement des objets géologiques et de l'injection de filons tonalitiques. Elle s'accompagne d'une linéation d'étirement très prononcée laquelle plonge en général légèrement vers le sud-est (fig. 17). Cette linéation est formée par l'étirement des agrégats de quartz ou de feldspath, destiges de quartz, des micromenaux et des axes de plis transposés. La paragenèse métamorphique des métagrauwackes affectés par le cisaillement est identique à celle hors de la zone cisailée, hormis une augmentation de la taille de la recrystallisation. Une seconde famille de biotite S_2 est axiale au plissement de la schistosité S_1 . Le développement de ce cisaillement est attribué à une phase tardive de la déformation D_2 . Les fléchissements de la trace de la fabrique mylonitique sont dus à la déformation D_3 .

L'omniprésence de linéations d'étirement subhorizontales dans le cisaillement indique un mouvement latéral dominant. L'asymétrie des rognons de quartz, des fuseaux de foliation, des veines de quartz transposées, boudinées, plissées et boudinées-plissées suggèrent une vorticité dextre accompagnée d'un raccourcissement important dans un contexte de cisaillement non-coaxial général (Hanmer et Passchier 1991). Il est à noter que les veines de quartz présentent des relations temporelles complexes avec le cisaillement, celles-ci pouvant être totalement transposées et boudinées, partiellement transposées et plissées tout en conservant des relations de recoupement avec la foliation mylonitique, ou encore tardives et non-affectées par le cisaillement.

La présence d'horizons d'amphibolite ainsi que de quelques lambeaux de roche calcosilicatée et de chert comparables aux roches du Complexe de Manereuille implique qu'il y a eu soit écaillage ou du rebroussement des strates à l'intérieur du cisaillement. Une composante de mouvement verticale ou oblique antérieure au déplacement latéral est ainsi mise en évidence.

FAILLE BORDANT LE COMPLEXE DE MANEREUILLE À L'OUEST

Un cisaillement nord-sud est interprété comme la limite ouest de la zone où sont imbriqués le Complexe de Manereuille et la Formation de Deborah. Ce cisaillement n'a pas été observé sur le terrain et ne coïncide avec aucun linéament topographique. Sa présence est hypothétique; elle est nécessitée par des incompatibilités géométriques et la disparition soudaine des roches du Complexe de Manereuille passé cette ligne. Des cisaillements avec une telle attitude ont été décrits plus au sud par Fahrig (1964) et Wardle (1982).

FAILLE DE LA RIVIÈRE MANEREUILLE

La faille de la rivière Manereuille est la faille de chevauchement subhorizontale sous-jacente à la Formation du Grand Rosoy dans le secteur nord-est de la carte. Elle ceinture à la base les collines situées au nord-est du lac Manereuille (en dehors de la région). Cette faille s'enracine dans les cisaillements coulissants dextre nord-sud présents plus à l'ouest (Van der Leeden et al, 1990, observations de l'auteur). Le plan de la faille est caché sous un talus de débris. Toutefois les arkoses sus-jacentes et les roches calcosilicatées sous-jacentes au plan de décollement ne montrent aucune évidence de déformation reliée à la faille. Seuls quelques plis coffrés subverticaux et d'amplitude

métrique affectent les arkoses; ils suggèrent un raccourcissement est-ouest. Le rubanement métamorphique des roches sous-jacentes dans le Complexe de Manereuille est tronqué par la faille (fig. 21). Aucune fabrique subhorizontale ne se superpose à ce rubanement, bien que la schistosité subhorizontale affectant les arkoses semble au même faciès métamorphique que celui des roches du complexe.

La faille est attribuée à la déformation D_2 . Comme le plan de faille n'est pas visible, le sens du mouvement ne peut être observé. Le mouvement de chevauchement est déduit de la géométrie de la faille, de son attitude subhorizontale, et du fait que les roches du toit soient plus vieilles que celles du mur. Des fabriques CS dans l'horizon de Gabbro de De Jeu à la base de la faille suggère un mouvement des roches sus-jacentes vers le sud, parallèle à la direction de transport des structures subverticales dextres dans lesquelles la faille prend racine. Il est incertain si ce mouvement est lié à la mise en place du chevauchement ou lui est tardif. Le développement des plans de chevauchement mésoscopiques et des structures de rampes imbriquant les roches du Complexe de Manereuille avec celles de la Formation de Deborah dans le secteur du lac Frontière est attribué à un effet d'entraînement imposé par la faille de la rivière Manereuille.

CREVASSES POSTGLACIAIRES

Une série de crevasses tardives affecte les métagrauwackes de la Formation de Deborah dans le secteur nord-ouest de la carte ainsi qu'au nord de la rivière De Pas dans le sud-est (fig. 4p). Ces crevasses, larges d'une vingtaine de mètres et d'une profondeur similaire, peuvent atteindre plusieurs kilomètres de longueur. Elles sont orientées nord-sud, parallèles à l'anisotropie de la roche. Elles sont partiellement remblayées de débris provenant des parois, mais ne montrent aucun remplissage par du matériel glaciaire. Aucune évidence de déformation pénétrante ou de plan de faille ne leur est associée. Ces crevasses sont interprétées comme résultant des réajustements isostatiques postglaciaires.

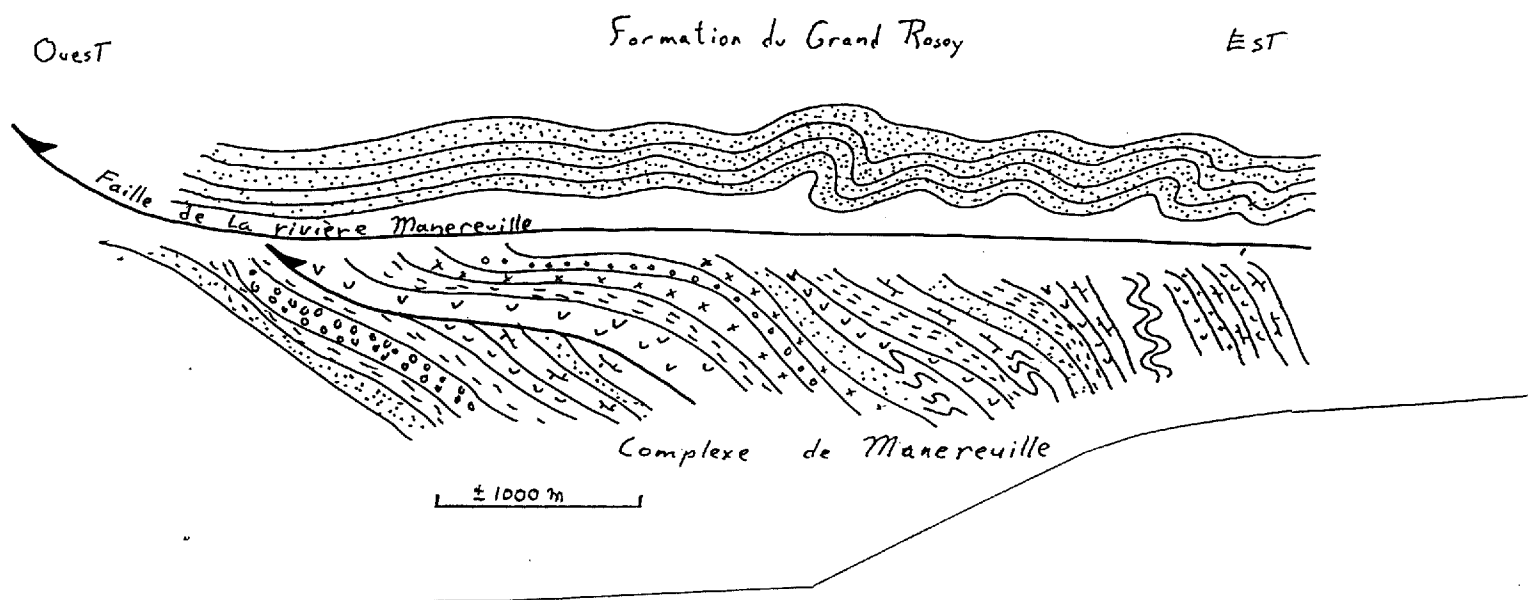


Figure 21: Croquis de la troncature de la foliation D_2 du Complexe de Manereuille par la faille de chevauchement hors-séquence D_2 de la rivière Manereuille et par les strates subhorizontales de la Formation du Grand Rosoy, dans le secteur au nord du lac De Jeu.

CHAPITRE 4

MÉTAMORPHISME

ASPECT GÉNÉRAL

Selon les travaux antérieurs, les roches du Groupe de Doublet sont affectées par un métamorphisme au faciès des schistes verts; celles du Groupe de Laporte sont au faciès des amphibolites à épidote (zone à almandin) (Baragar 1967, Frarey 1967). L'isograde de l'oligoclase (disparition de l'albite), critère de distinction entre ces deux faciès, est rapporté comme parallèle à la faille du lac Elsie, à quelques kilomètres au nord-est de celle-ci à l'intérieur du Groupe de Laporte. Une zone à biotite a été définie par ces auteurs pour couvrir la zone transitionnelle. Danis (1988) rapporte que les terrains adjacents à la présente région au nord et à l'est sont au faciès métamorphique des amphibolites inférieur. Selon lui ainsi que d'après nos propres observations, le faciès métamorphique des amphibolites supérieur, caractérisé par la présence de la sillimanite et le début de la migmatisation dans les métapélites, ne se manifeste qu'une dizaine de kilomètres plus à l'est.

DESCRIPTION DES ASSEMBLAGES

Les principaux assemblages dans les différentes unités de la région sont résumés au tableau 1.

Les roches mafiques du Groupe de Doublet sont caractérisées par un assemblage à actinolite, épidote, albite et leucoxène. La chlorite, peu abondante, n'est présente que sous forme de veinules ou d'altérations tardives. La recristallisation des roches est complète; toutefois la granulométrie demeure aphanitique. Cette paragenèse se compare à celle des gabbros interlités, laquelle est dominée par l'ouralite et l'albite. La taille de la recristallisation métamorphique ne respecte pas celle de la minéralogie originelle, et atteint un millimètre.

Les metabasaltes de la Fenêtre de Kozela adjacents à la Faille du lac Elsie montrent une paragenèse métamorphique identique à celles des volcanites de la Formation de Willbob. La taille de la recristallisation et l'importance de la

déformation augmentent en s'éloignant de la faille et ce jusqu'au Cisaillement du lac Deborah. Les roches mafiques avoisinantes du massif de gabbro à olivine et celles du secteur du lac Kozela montrent un assemblage à hornblende verte et oligoclase, avec des traces d'épidote et de pennine. Les horizons mafiques intercalés dans le cisaillement de Deborah montrent deux épisodes de croissance de hornblende; celle-ci est en équilibre avec la zoïsite et le plagioclase. Cette paragenèse est indicatrice du faciès métamorphique des amphibolites à épidote (amphibolites inférieur). L'épidote est localement remplacée par une faible quantité de grenat dans les amphibolites du Complexe de Manereuille. Cet assemblage suggère le faciès des amphibolites moyen et un régime à haute pression. Une augmentation progressive du degré de métamorphisme du faciès des schistes verts supérieur dans le sud-ouest au faciès des amphibolites moyen dans le nord-est est ainsi indiquée.

Pour les gabbros à olivine, l'augmentation de la taille des minéraux métamorphiques ainsi que l'intensité de l'altération non-isochimique augmentent vers le nord-est. La coexistence du talc, de la ripidolite et des amphiboles et l'absence d'olivine métamorphique et de serpentine dans les gabbros à olivine de la coulée différenciée de la Formation de Willbob indiquent le faciès des schistes verts et une température supérieure à 530°C (Evans 1977) ainsi qu'une faible pression partielle du CO₂. La restriction du talc aux zones d'altérations non-isochimiques ainsi que la présence d'olivine (métamorphiques ?) dans les gabbros à olivine de la Fenêtre de Kozela suggèrent une légère augmentation de la température. La coexistence du talc, de la dolomie, de l'olivine et des amphiboles magnésiennes dans les roches du Complexe de Manereuille (fig. 4i) indique une température maximale de 650° (Winkler 1979) et une forte pression partielle du CO₂.

Les métagrauwackes de la Formation de Deborah montrent une progression similaire du niveau de métamorphisme vers les nord-est. Les phyllades du secteur ouest de la carte, sous l'isograde du grenat, sont caractérisées par une recristallisation métamorphique très fine (<0.2 mm) et une paragenèse à quartz, oligoclase, biotite, muscovite, tourmaline et chloritoïde, laquelle indique la zone à biotite. Le chloritoïde croît en rosette au dépens de la magnétite. Les métagrauwackes à l'est de l'isograde du grenat montrent une taille de la recristallisation métamorphique plus importante (>0.1mm) et une paragenèse à quartz, oligoclase, biotite, muscovite, chloritoïde et grenat; cet assemblage dénote le passage vers la zone à almandin. Les coeurs de magnétite dans les rosettes de chloritoïde sont résorbées, et le grenat croît au dépens du chloritoïde. L'isograde de la disparition du chloritoïde n'est pas

parallèle à la trace de la faille du lac Elsie ni au grain tectonique. Se situant à près de dix kilomètres au nord-est de cette faille dans le nord de la région, il se ressert de celle-ci aux abords de la Fenêtre de Kozela. A l'ouest du cisaillement du lac Deborah et jusqu'au Complexe de Manereuille, on note l'absence du chloritoïde et la présence sporadique du staurotite et de la kyanite. Selon Winkler (1979), ces deux minéraux sont diagnostiques de la zone à staurotite, équivalente au faciès métamorphique des amphibolites (>550°, 5kb). Miyashiro (1973) suggère une réaction selon laquelle le staurotite se forme à partir du chloritoïde à 530°, limitant ainsi la température atteinte par les roches à chloritoïde. Les métagrauwackes passent ainsi de la zone à biotite, à celle à almandin puis à celle à staurotite.

Les formations de fer silicatées de la Fenêtre de Kozela montrent un assemblage à quartz-graphite-grenat-grunérite-biotite-pennine-oxyde de fer. Des schistes semblables sont présents dans le Complexe de Manereuille; ils possèdent une paragenèse à quartz-grunérite-hornblende-grenat-biotite-titanite. La présence d'amphibole calcique et magnésienne dans les formations de fer du complexe témoigne des conditions de métamorphisme plus élevées que pour les formations de fer de la Fenêtre de Kozela. Dans les deux occurrences, le grenat montre deux épisodes de croissance, manifestés par un coeur limpide bordé d'une couronne poeciloblastique syn-cinématique (fig. 4k).

Les marbres du Complexe de Manereuille possèdent un assemblage à dolomie et trémolite, duquel sont absents le talc, le diopside et la wollastonite. Ceci concorde avec les températures du faciès des amphibolites inférieur entre 550°C et 600°C, en présence d'un fluide riche en CO₂ (Winkler 1979). Une carbonatation des roches adjacentes et le remplacement du plagioclase par la scapolite témoigne de l'activité de ce fluide. Les roches calcosilicatées interlitées avec les marbres possèdent diverses paragenèses impliquant la dolomie, la trémolite, l'actinolite (?), le grenat, la scapolite, le plagioclase, le quartz, la biotite, la titanite et la chlorite magnésienne, toutes compatibles avec un métamorphisme au faciès des amphibolites moyen.

La Formation du Grand Rosoy est caractérisée par une paragenèse à quartz-feldspath-muscovite-biotite-épidote, laquelle reflète un métamorphisme au faciès des amphibolites inférieur.

RELATIONS ENTRE LE MÉTAMORPHISME ET LA TECTONIQUE

Chacune des trois phases de déformation peut être liée à un événement métamorphique. La foliation S_1 est constituée de l'alignement de minéraux indiquant un métamorphisme à l'équilibre. Ce métamorphisme M_1 croît progressivement du sud-ouest au nord-est, passant du faciès des schistes verts supérieur à celui des amphibolites moyen. Aucun décalage métamorphique significatif ne coïncide avec les failles. Le métamorphisme M_1 semble dû à l'enfouissement stratigraphique ou à une première pulsion d'imbrication des nappes.

La foliation S_2 correspond à la croissance d'une paragenèse métamorphique M_2 représentant un faciès plus élevé que celle associée à S_1 , mais n'ayant pas atteint les conditions d'équilibre minéral. Cette seconde paragenèse correspond à la croissance de poeciloblastes de grenat, de staurotite et de biotite aux dépens de la paragenèse associée à S_1 , laquelle est incluse comme traînée d'inclusions. Cette relation est sans équivoque au niveau des phyllades, lesquels montrent un alignement des feuilletts de chloritoïde selon S_1 alors que le grenat croît en chapelet selon S_2 lorsque ces deux foliations sont sécantes. Le métamorphisme M_2 associé à S_2 est ainsi prograde. Le cisaillement du lac Deborah, attribué à D_2 , montre le recoupement des biotites définissant S_1 par un alignement de biotite S_2 , suggérant des conditions de métamorphisme comparables. De nombreuses metabasites de la Formation de Deborah ou du Complexe de Manereuille montrent un premier assemblage à hornblende granulée vert pâle sur lequel a crû un second assemblage à hornblende verte ou bleutée. Deux pulsions métamorphiques ont aussi été enregistrées par les formations de fer silicatées de la Fenêtre de Kozela et du Complexe de Manereuille.

Inversement, le métamorphisme associé aux failles parallèles à la faille du lac Elsie et associé à D_2 semble rétrograde au faciès des schistes verts, tel qu'indiqué par les altérations en chlorite et épidote. Un assemblage de minéraux au faciès des schistes verts inférieur forme les placages dans les plans de failles subsidiaires.

La Formation du Grand Rosoy montre un métamorphisme M_1 comparable à celui du Complexe de Manereuille et de la Formation de Deborah. Les minéraux métamorphiques y sont plissés par P_2 , sans qu'aucun nouveau minéral ne soit créé. La déformation D_2 est ainsi sans effet métamorphique dans la Formation du Grand Rosoy et suit un cycle prograde à rétrograde dans le Complexe de Manereuille. Le métamorphisme M_2 y est interprété comme induit par le chevauchement des roches de la base de la

séquence (Grand Rosoy) sur celles les surmontant (Manereuille et Deborah).

Le métamorphisme M_2 peut ainsi être visualisé comme le passage d'un front tectonique allant de prograde à rétrograde, trop rapide pour créer un équilibre minéral dans les roches affectées. L'association de ce métamorphisme aux failles D_2 suggère qu'il soit lié à l'épisode d'imbrication des nappes. Cet épisode reprend le métamorphisme d'enfouissement M_1 .

La déformation D_3 n'est associée à aucune nouvelle paragenèse métamorphique. Elle replisse et crénele les minéraux soulignant les fabriques antérieures. La position de l'isograde D_2 du grenat dans les métagrauwackes de la Formation de Deborah est affectée par le plissement associée à D_3 . Le rapprochement de l'isograde vers la faille du lac Elsie à proximité de la Fenêtre de Kozela serait causé par la présence d'une antiforme P_3 coïncidant avec cette fenêtre stratigraphique.

Tableau 1: Liste des assemblages mineurs indicateurs de lithofaciès.

Lithofaciès	Formation de Hillbich	Formation de Deborah et Fentire de Kozela	Formation de Deborah, secteur est.	Complexe de Manneville	Formation du Grand Rosoy
V18 et H16	AC, ZS, PC, CL, LX, PG, SN, AB, OP	MB, OP, PC, CC, SN, RI, AB, ZS, AM	H81, ZS, SN, OP, PG, SC, H82, B0, CC	SC, SN, AM1, AM2, PC, OP, B0, CR, EP, CB	
V19 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP	MB, SC, OP, RI, AC, OP	M9, AM, AM2, CL, OP, SN	AM1, AM2, AM7, MG, CL, OP, CB, SN, EP, PS	
V20 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP	M9, AM, AM2, CL, OP, SN	M9, AM, AM2, CL, OP, SN	AC, MG, CL, CB, ST, OP	
V21 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP	ST, ZS, RI, AC, OP, PE, MG, AM, SN, LX, Jig-CL		SN, AM, OP, PG, EP	
V22 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP	B, ZS, SN, OP, B0		CC, TR, OP, B0, SN, PG, OZ, B0, MB, PH, SC	
V23 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP	OZ > 0.1mm SN, PE, GR1, CR2, OP, GP, 30, MV		CC, AM1, AM2, MG, AM, MG-CL, OP, SN, B0, CR1, CR2, TR, SCL, SC2	
V24 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP	B01, MV, EP, OZ > 0.1mm, PG, CR1, CR2, TL, SN, AL, B02		AM1, AM2, B0, OP, CC, PG, CX, EP, SN	
V25 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP			OZ, PG, ML, CB, SC, AM, TR, B0, OR, PV, TL, EP, ZC	
V26 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V27 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V28 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V29 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V30 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V31 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V32 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V33 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V34 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V35 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V36 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V37 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V38 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V39 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V40 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V41 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V42 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V43 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V44 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V45 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V46 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V47 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V48 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V49 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V50 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V51 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V52 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V53 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V54 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V55 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V56 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V57 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V58 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V59 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V60 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V61 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V62 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V63 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V64 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V65 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V66 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V67 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V68 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V69 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V70 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V71 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V72 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V73 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V74 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V75 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V76 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V77 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V78 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V79 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V80 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V81 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V82 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V83 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V84 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V85 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V86 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V87 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V88 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V89 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V90 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V91 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V92 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V93 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V94 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V95 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V96 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V97 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V98 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V99 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				
V100 et H16(4)	PC, RI, AC, LX, AM, OP				

- Liste des abréviations
- OZ: Quartz
 - BI: Biotite
 - IL: Illite
 - FE: Férrite
 - AM: Amphibole
 - TR: Trésoilite
 - SN: Titanite
 - PC: Pistachite
 - OP: Opaque
 - CL: Calcite
 - LX: Leucocrène
 - PH: Phlogopite
 - GR: Grunerite
 - IC: Iricoite
 - ST: Stibiochlorite
 - MT: Microcline
 - MG: Muscovite
 - CH: Chlorite
 - ST: Stauréolite
 - CB: Carbonate
 - TI: Titanite
 - OU: Ouralite
 - TO: Tourmaline
 - RS: Roséite
 - ME: Mésséite
 - RU: Rutile
 - SC: Scapolite
 - FC: Fuchsite
 - ST: Stibiochlorite
 - MT: Microcline

Les minéraux ne sont pas énumérés en ordre décroissant d'abondance.

CHAPITRE 5

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

La région a fait l'objet de plusieurs campagnes de prospection pour le cuivre et le nickel entre les années 1959 et 1963. Elles ont été concentrées dans le secteur de la Fenêtre de Kozela. Ces travaux ont été repris en 1987 et 1988 pour la prospection des métaux précieux. Bien que plusieurs indices aient été découverts, aucun dépôt significatif n'est mis à jour. Plusieurs nouveaux indices d'or, de vanadium et de cuivre-nickel ont été trouvés lors de la présente cartographie.

FORMATION DE WILLBOB

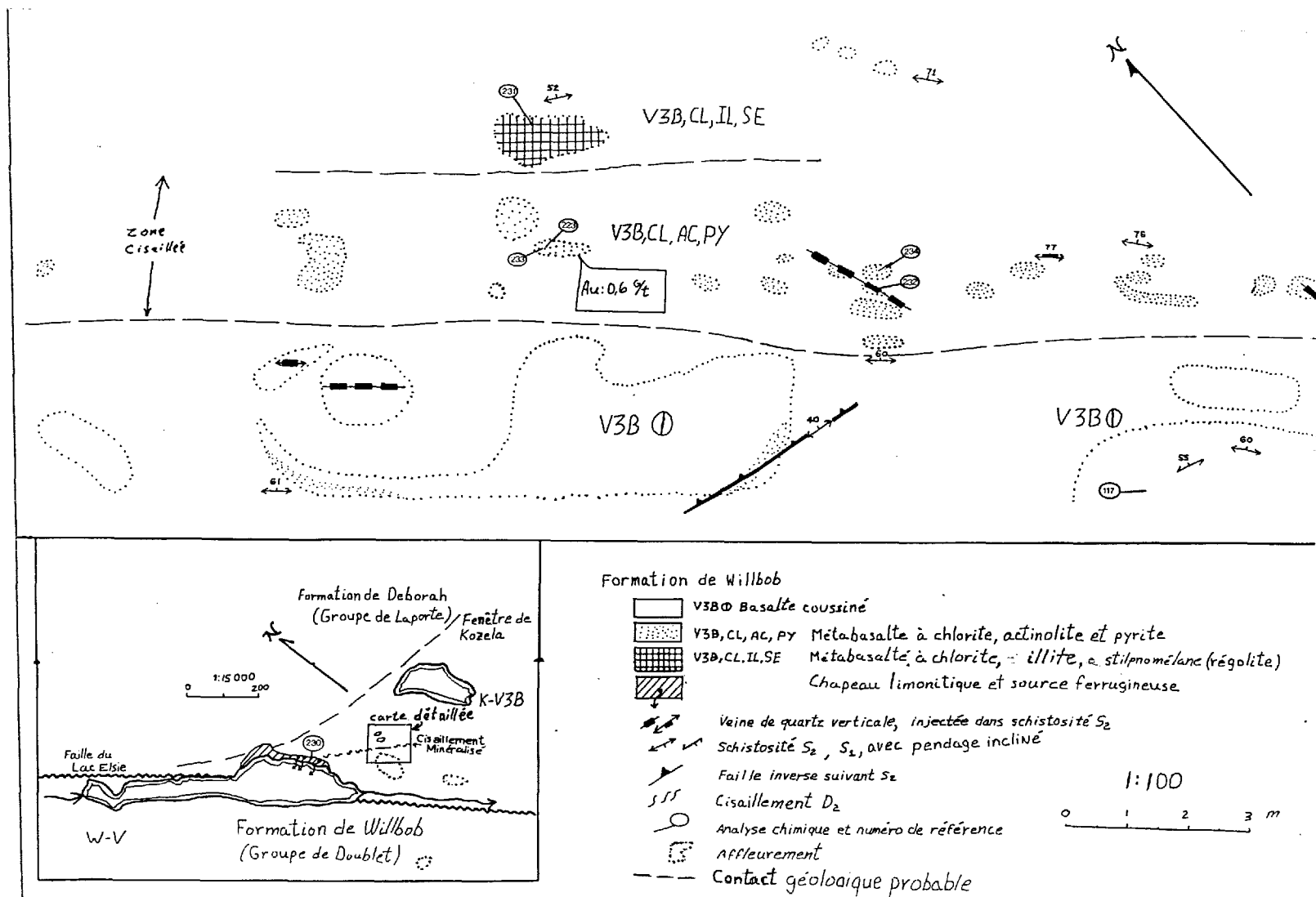
La Formation de Willbob offre plusieurs cibles d'exploration. La présence des formations de fer sulfurées à de nombreux endroits est révélée par les chapeaux limonitiques et les traînées de blocs minéralisés. Les formations de fer sulfurées sont associées à des zones de basalte schisteux, lequel est localement minéralisé.

INDICE DE LA FAILLE DU LAC ELSIE

L'indice de la faille du lac Elsie (fig. 22) est situé au contact entre la Formation de Willbob et la Fenêtre de Kozela, au pied des collines de gabbro. Il peut facilement être localisé à l'aide du chapeau limonitique situé au sud-est du lac soulignant la faille.

L'indice est contenu dans des basaltes coussinés. Ceux-ci sont variablement cisailés, dû à une faille subsidiaire orientée N310°. Le basalte cisailé affleure de façon discontinue sur 50x11 mètres, l'axe du cisaillement se prolongeant vers le chapeau limonitique 185 mètres plus loin. Les basaltes non-cisailés encaissants sont carbonatés (20%) et tachetés d'amas de chlorite et de pennine recoupant la foliation. Le basalte cisailé contient localement du mica blanc, de la muscovite et de la stilpnomélane (?) associés à du quartz, du feldspath, de la chlorite, de la clinozoïsite et de la magnétite. Des porphyroblastes postcinématiques de pyrite composent jusqu'à 10% de la roche et confèrent aux schistes une texture tachetée. Ils sont généralement météoritisés en hématite. Finalement, certains schistes possèdent une texture

Figure 22: Carte de l'indice de la faille du lac Elsie.



cataclastique associée à une légère altération. Le basalte cisailé a subi une lixiviation du magnésium, du calcium, et du sodium, et un enrichissement marqué en potassium (2-4%) et en eau moléculaire (6%) (analyses #117, #223, et #231). Cet indice se situe à proximité de l'affleurement de régolite.

Une analyse du schiste à chlorite et porphyroblastes de pyrite a donné 0,6 g/t Au (réanalysé à 0,1 g/t). Une échantillon de schistes à mica blanc (régolite?) a titré 0,11 g/t Au. Les teneurs en métaux de base et précieux sont indiquées au tableau 2.

La minéralisation est assumée comme contenue dans les porphyroblastes de pyrite. La zone minéralisée, plus restreinte que la zone altérée, s'étend sur un vingtaine de mètres de longueur et quelques mètres d'épaisseur.

Tableau 2: Teneurs (ppm) en métaux de l'indice de la faille du lac Elsie (-: sous la limite de détection).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	As	Au
Schiste à CL, PY	223	53	127	120	-	163	36	0.62
Schiste à MV	231	9	33	29	-	68	10	0.11
Veine de quartz	232	-	12	8	-	-	2	-
Schiste cataclasé	233	9	70	41	13	57	16	-
Schiste à MV	234	13	67	74	-	154	55	-
Basalte à CL, CC	117	39	283	39	-	24	-	-
Limonite	230	-	31	27	-	88	67	-

INDICE DE LA MASSE OUBLIÉE

L'indice de la masse oublié se situe le long de la Faille du lac Elsie, à 2 kilomètre au nord-ouest de l'indice précédent. Il est constitué d'un chapeau de fer limonitique d'une vingtaine de mètres parsemé de fragments de schistes graphiteux. Les teneurs en métaux sont indiquées au tableau 3.

Tableau 3: Teneurs (ppm) en métaux de l'indice de la masse oubliée (-: sous la limite de détection)

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Zn	As	Au
Schiste à GP	221	-	6	2	5	-	0.006
Limonite	222	23	46	65	131	3	-

INDICE DE LA FAILLE DU LAC POULIN

Plusieurs traînées de blocs de formation de fer sulfurée ont été trouvées à l'extrême sud-ouest de la carte, dans la vallée correspondant à la Faille du lac Poulin. Ces blocs sont accompagnés de blocs de basalte cisailé, silicifié et chloritisé, ainsi que de basalte bréchifié, épidotisé et hématitisé. Des blocs de schiste graphiteux, de goethite ainsi qu'un chapeau limonitique sont aussi présents. Une altération en amas de quartz, de chlorite et de carbonate, ainsi qu'une bréchification colmatée d'épidote, de ripidolite, de talc, de sulfures et d'hématite sont observées dans les basaltes à proximité.

Plusieurs conducteurs électromagnétiques coïncident avec la vallée où est situé l'indice (Scott, 1988).

Le contenu en métaux de ces roches et de ces blocs est indiqué au tableau 4. La teneur de 0.17% Pb d'un bloc provenant d'une formation de fer est à remarquer.

Tableau 4: Teneurs en métaux de l'indice de la faille du lac Poulin. Teneurs en ppm, sauf Au et Pd en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	Au	Pd
Basalte à EP, SU	212	41	53	129	-	70	-	18
Basalte cisailé	213	47	194	368	-	73	-	17
Basalte cisailé	214	56	112	315	13	133	-	21
Basalte cisailé	215	26	105	320	-	124	-	21
Hyaloclastite à SU	216	22	77	28	-	113	-	9
Basalte à SU	217	35	92	61	-	78	-	7
Basalte cisailé	218	30	82	52	-	44	-	19
Form. fer sulfurée	219	225	543	434	329	538	91	13
Form. fer sulfurée	188	10	243	32	1700	276	-	.

AUTRES ROCHES MAFIQUES ALTÉRÉES

Diverses roches mafiques altérées et porteuses d'imprégnations de sulfures sont associées aux différentes zones de cisaillement dans la Formation de Willbob. Ces roches (tableau 5, #211) montrent des altérations comparables à celles observées à l'indice de la faille du lac Poulin. Un gabbro, sans altération apparente, contient des disséminations de sulfure à l'est du lac Sixte (#210). Leurs teneurs en métaux sont indiquées au tableau 5. Rappelons que les meilleurs teneurs en métaux du groupe du platine au gîte #1 du lac Bleu, immédiatement au sud-ouest de la région, ont été trouvées dans de tels

schistes chloriteux (Clark 1991).

Tableau 5: Teneurs en métaux des autres roches mafiques de la Formation de Willbob. Teneurs en ppm, sauf Au et Pd en ppb (-: sous la limite de détection).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	Au	Pd
Gabbro à SU	210	97	204	187	-	106	-	13
Basalte à CL	211	25	47	74	-	73	-	9

GABBRO À OLIVINE

Aucune minéralisation sulfurée n'a été observée dans le niveau de gabbro à olivine de la coulée de komatiite basaltique différenciée.

FENÊTRE DE KOZELA

La Fenêtre de Kozela a fait l'objet de plusieurs campagnes de prospection minière. Celles-ci ont mené à la découverte des indices du lac Rond et du lac Kozela. Ces deux cibles ont fait l'objet de cartographie géologique détaillée (1"=1000', 1"=400', Kozela 1962; et 1"=200', Love 1963), de levés magnétiques et électromagnétiques au sol et aériens (Kozela 1962), de levés gravimétriques (Hogg 1962b) et de campagnes de forages (24 forages au lac Kozela, Love 1963, et 7 forages au lac Rond, Grant 1962). De nombreuses intersections titrant 0.5-2% Cu et 0.05-0.5% Ni sont rapportées. Une ré-analyse des carottes de forage (Dunbar 1987) indique quelques valeurs anormales en or. Une seconde campagne de cartographie de détail et de forage a eu lieu en 1988. Cette campagne a permis de confirmer la présence des horizons de formation de fer sulfurée (S9E) ainsi que les teneurs en cuivre et nickel; cependant, les teneurs anormales en or n'ont pu être reproduites (Gaborouy 1988).

INDICE DU LAC ROND (ROUND LAKE)

L'indice du lac Rond (Girard 1989) se situe à un kilomètre au nord du lac Rond, au sud-est du massif de gabbro à olivine. Il est constitué d'une formation de fer sulfurée (S9E) encaissée dans des metabasaltes, associée à des horizons métriques à décimétriques de formation de fer silicatée, des horizons de schistes graphitiques et quelques petits horizons de gabbro à olivine. D'après les résultats de forage, le massif de gabbro à olivine se poursuit sous les metabasaltes. Le metabasalte est

intensément schisteux, localement plissé et cisailé. Le secteur est envahi par de nombreuses veines riches en carbonate, potentiellement dérivées de l'altération du gabbro à olivine.

FORMATION DE FER SULFURÉE

L'horizon de formation de fer sulfuré peut être suivi sur plus de 500 mètres, à trois cents mètres au sud-est du contact du massif de gabbro à olivine. Cet horizon, affleurant à plusieurs endroits et concordant avec un conducteur électromagnétique, a été intercepté par de nombreux forages (Grant 1962) ainsi que quelques tranchées. Il est rapporté comme un horizon de phyllade graphiteux contenant jusqu'à 75% de pyrrhotite sur une épaisseur de 10 mètres. Des traces de pyrite et de chalcopryrite ont été notées. Les résultats d'analyses indiquent des teneurs de 0.2-0.5% Cu et <0.8% Ni. Des teneurs anormales de 10 ppm (6 ppm en ré-analyse) et de 8 ppm d'or sur 3 mètres ont été rapportées par Dunbar (1987).

Un horizon de formation de fer silicatée est adjacent à celui sulfuré. Il affleure en quelques endroits et a été intercepté par les forages et les tranchées. Une ferricroûte lui est associée.

L'examen minéragraphique révèle des quantités infimes de chalcopryrite, de pentlandite, de magnétite et de sphalérite. La pyrrhotite forme des granules disséminées dans la masse graphitique, ou des rubans millimétriques. Elle est corrodée par la pyrite, laquelle forme des rubans, des veinules et des

Tableau 6: Teneurs en métaux des formations de fer du lac Rond. Teneurs en ppm, sauf Au, Pd et Pt en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Faciès	##	Co	Cu	Ni	V	Zn	Au	Pd	Pt	MnO
Sulfuré	124	73	339	552	147	170	6	15	13	-
Sulfuré	125	162	1000	744	65	-	31	11	11	.
Sulfuré	126	58	323	366	140	90	-	11	-	300
Sulfuré	127	298	4800	360	36	6	150	11	9	.
Sulfuré	128	13	191	230	237	35	-	-	9	.
Sulfuré	129	20	399	226	206	54	7	11	-	300
Sulfuré	130	35	586	390	314	26	7	31	7	300
Silicaté	131	11	49	57	166	469	-	-	-	1.87%
Silicaté	132	7	56	49	171	391	-	8	-	.
Silicaté	133	23	229	54	347	23	-	-	-	.
Silicaté	134	9	72	14	245	28	-	9	-	.

porphyroblastes. Les résultats d'analyses pour les échantillons de surfaces sont indiqués au tableau 6. La teneur de 0.5% Cu est à noter.

ZONES D'ALTÉRATION CARBONATÉE

Des zones d'altération riches en carbonates ont été observées en bordure du massif de gabbro à olivine, en association avec le niveau de trémolite. Des veines à grain très grossier d'ankérite, de talc, d'amphibole drusique et de fuchsite sont en contact graduel avec des schistes à talc, actinote et carbonates provenant des gabbros à olivine adjacents. Des plaquettes de talc limpide et des cristaux de carbonate brunâtre y atteignent une taille de dix centimètres.

Une trainée de blocs de roche à carbonate (ankérite?) et de formation de fer est présente au nord-est du lac Rond. Des roches à carbonates ont été décrites dans les carottes de forage sur une dizaine de mètres, en association avec des veines de quartz stériles et des formations de fer silicatée et sulfurées. Ces roches sont composées d'ankérite (60%) à grain grossier, de quartz granoblastique, de pyrite (0-5%, 0-5 cm), de fuchsite (2%, jusqu'à 5 mm) et de titanite. Des traces de chalcopyrite et de malachite y ont été observées. Les résultats d'analyse sont fournis au tableau 7.

Tableau 7: Teneurs (ppm) en métaux des roches carbonatées de la région du lac Rond (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Lithologie	##	Cr	Cu	Ni	V	Au	Ba	Sr
Veine à AK	135	.	-	43	66	-	92	.
Veine à AK	136	1500	-	142	159	-	174	64

INDICE DU LAC KOZELA (KOZELA LAKE)

L'indice du lac Kozela (Girard 1989), situé dans la pointe nord-est de la Fenêtre de Kozela, est constitué d'une série de petits affleurements éparpillés sur un kilomètre et demi entre le nord du lac Kozela et le lac Banane, suivant le ruisseau qui les draine vers le lac Deborah. Il se compose d'horizons d'épaisseur métrique de schiste à grenat, d'amphibolite à grenat et de formation de fer sulfurée, lesquels sont interlités dans les metabasaltes schisteux. Ces horizons ont été suivis par géophysique au sol (Kozela 1962) et par forages (Love 1963) sur plusieurs hectomètres. Un petit massif de gabbro

à olivine est situé à proximité. Le secteur est densément injecté de veines de micropegmatite à carbonate et montre de nombreuses zones d'altérations à carbonate ou à albite.

Le secteur a été cartographié en détail par les compagnies d'exploration minières (Kozela 1962) ainsi que par Fournier (1985).

FORMATION DE FER SULFURÉE

Un horizon de formation de fer sulfuré de quelques mètres d'épaisseur a été observé près de la décharge du lac Kozela. Un second horizon d'épaisseur comparable est présent 300 mètres plus au sud, intercalé dans des schistes à biotite minéralisés sur une dizaine de mètres d'épaisseur. Ces formations de fer sulfurées coïncident avec des conducteurs électromagnétiques (Kozela 1962) et ont été interceptées par quelques forages. Des forages sur d'autres conducteurs révèlent la présence d'autres horizons semblables non-affleurants plus à l'ouest. Les journaux de sondages rapportent jusqu'à 4% de chalcopryrite associée à la pyrrhotite, ainsi que jusqu'à 2% Cu, 0.05% Ni, 0.06% Co, 2 g/t Ag et 0.2 g/t Au sur des épaisseurs de quelques mètres.

La formation de fer sulfurée se compose de 25% à 75% de pyrrhotite disséminée ou rubanée dans un phyllade ou un schiste graphiteux. Une texture de durchbewegung forme une brèche de fragments quartzeux dans les sulfures. Un schiste à biotite avec ou sans grenat et tourmaline, imprégné de sulfures, comparable au schiste de la Formation de Deborah, lui est localement associé.

La pyrrhotite est soit microgranulaire, soit subautomorphe. Elle contient des inclusions flammées de pentlandite à la bordure des grains. La pyrite se présente en veinules ou en porphyroblastes au dépens de la pyrrhotite. La chalcopryrite, la magnétite et la sphalérite (en trace) montrent des relations mutuelles avec la pyrrhotite ou sont incluses dans la pyrite. Le graphite saupoudre les phases silicatées.

Les teneurs en métaux pour les échantillons recueillis par l'auteur sont fournis au tableau 8. Une teneur de 0.4% cuivre est à remarquer.

Tableau 8: Teneur en métaux des formations de fer et schistes associés du secteur du lac Kozela. Les teneurs sont en ppm, sauf pour Au, Pd et Pt lesquelles sont en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Zn	Au	Pd	Pt
Fm. fer sulfurée	257	216	3600	516	5	25	8	-
Roche silicifiée	244	31	9	31	21	-	.	.
Roche silicifiée	245	168	20	110	35	9	28	8
Schiste à PY	118	293	1900	627	-	-	10	-
Schiste à BO,PY,GP	119	30	208	51	14	-	9	-

ADINOLE

L'adinole affleure sur la rive sud du lac Opale, 500 mètres en aval du lac Kozela. C'est une roche blanc saumoné, massive à rubanée, composée de feldspath albitique, de quartz, de biotite (0-25%) et de grumeaux de hornblende (Fournier 1985). Elle est recoupée de veines de quartz, de carbonate et de plagioclase. Elle contient 0-5% de pyrite disséminée ainsi que des traces de chalcoppyrite et de bornite. Elle a été interprétée comme le produit d'un métasomatisme des amphibolites à la bordure des gabbros à olivine (Fournier 1985). Les teneurs en métaux sont fournies au tableau 9. Une teneur de 0.12% Cu est à noter.

Tableau 9: Teneur en métaux de l'adinole du lac Opale. Les teneurs sont en ppm, sauf pour Au, Pd et Pt lesquelles sont en ppb (-: sous la limite de détection).

##	Ba	Sr	Rb	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	Au	Pd	Pt
120	83	120	23	21	528	161	15	6	7	14	-
121	73	91	8	112	1200	236	-	8	17	7	-
122	188	86	27	37	536	231	-	5	6	21	-
123	131	290	44	54	452	181	-	6	6	10	-

MICROPEGMATITE À CARBONATE

De nombreux filons de "micropegmatite à carbonate" (Fournier 1985) recoupent les metabasaltes entourant le massif de gabbro à olivine du secteur nord de la Fenêtre de Kozela. Ces filons sont variablement orientés et variablement inclinés, formant une structure en filet à grande échelle. Les filons ont une épaisseur inférieure à 2 décimètres. Quelques filons plus épais, entre 1 et 10 mètres, montrent une structure composite, indiquant un processus de fracturation-scclage ("crack and

seal"). Les veines montrent une foliation interne qui ne correspond pas à celle des roches encaissantes. Un rubanement interne subcentimétrique est localement parallèle à la surface de la veine; localement il est sécant et présente une structure sigmoïde suggérant un mouvement relatif des parois. Le contact avec l'encaissant est net et sans bordures réactionnelles. Ces pegmatites à carbonate ont été décrites dans les journaux de sondages (Love 1963).

Les veines se composent d'environ 50% de carbonate aux bordures serrées ou à texture granoblastique. Le feldspath (plagioclase ou microcline) est le second constituant en importance, suivi par le quartz. Ces deux minéraux montrent des évidences de déformation intense ainsi que d'une corrosion par le carbonate. Le feldspath est localement remplacé par de la scapolite. La biotite ou la stilpnomélane, la chlorite ou le chloritoïde, l'épidote, une amphibole fibreuse, le rutile, la titanite, le zircon, la fuchsite et les minéraux opaques forment le cortège de minéraux traces. Le rubanement est causé par l'alternance de lithons riches en carbonate et plagioclase grenus et de lithons riches en feldspath et biotite imprégnés de carbonate.

Les filons composites sont constitués de sous-filons s'entrecoupant, lesquels sont de composition contrastée et une épaisseur variable (0,1-1 m). La granulométrie, homogène dans un même sous-filon, varie de fine à pegmatitique. Les sous-filons se composent de proportions variables de carbonate (0-100%), de feldspath (0-30%), de quartz (0-20%) et de pyrite (0-60%) cobaltifère (0,5% Co). La pyrite présente des formes cubiques ou de pyritoèdres pouvant atteindre quelques centimètres. La chalcopryrite est présente en trace. Des flocons de molybdénite ont été notés. La fuchsite est localement abondante en agrégats ou en feuillets subcentimétriques. Des veines et des nodules de quartz blanc de plusieurs mètres de diamètre sont présents dans le cœur de certaines veines.

Ces veines sont interprétées comme un produit d'exsudation provenant de l'altération du massif de gabbro à olivine adjacent.

Les teneurs en métaux de ces veines sont fournies au tableau 10. Une teneur de 1% en cuivre est à noter.

Tableau 10: Teneur en métaux des veines de micropegmatite à carbonate de l'indice Kozela. Teneurs en ppm, sauf pour Au, Pd et Pt en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Minéralogie	##	Sr	Co	Cu	Ni	Zn	As	Au	Pd
CB,FP,PY,MO	241	90	37	13	22	10	-	-	-
CB,FP,PY,MO,FC	242	99	23	25	24	8	-	-	7
PY (concentrée)	243	.	4600	39	800	18	5	-	29
QZ,CB,PY	246	.	35	-	43	14	-	-	.
QZ,CB,PY	247	.	39	279	115	20	-	-	7
QZ,CB,PY	248	49	255	26	44	9	-	-	-
QZ,CB,PY,FC	250	48	18	-	123	3	-	-	12
QZ,CB,PY,FC	251	65	60	3	74	-	4	-	26
QZ,SU	252	.	548	18	81	-	35	250	14
QZ,PY,FC,CP	253	.	17	497	155	-	-	-	-
QZ,PY,FC,CP	254	.	7	133	27	-	9	14	-
QZ,CB,PY,FC	255	82	54	48	128	4	2	12	11
QZ,CB	256	.	5	18	-	16	-	-	.

ZONE D'ALTÉRATION A CARBONATE ET TALC

Une roche d'altération à carbonate (ankérite?), talc, actinote, amphibole drusique, quartz, pyrite et fuchsite est présente le long du ruisseau entre les lacs Kozela et Banane. Elle représente un faciès altéré du massif de gabbro à olivine, et constitue des lentilles sans forme définie. Les différents minéraux présentent un habitus microgrenu fortement schisteux, ou sont à grain très grossier (décimétrique) et affectés d'aucune déformation. Ces roches sont comparables à celles bordant le massif de gabbro à olivine du lac Rond. Elles ont été décrites dans les journaux de sondage. Une analyse chimique (#249) indique une teneur de 0.15% Ni.

Ces altérations ainsi que l'adinole et les schistes à actinolite dans le metabasalte, forment un chapelet sur plus de deux kilomètres, aligné NE-SO, soit parallèle à un anticlinal D₃ (Girard 1989).

MÉTABASALTE CISAILLÉ

Un metabasalte cisailé, altéré en hornblende, actinolite, chlorite et sulfure, est présent à plusieurs endroits dans la Fenêtre de Kozela. Cette roche est localement associée à des linéaments topographiques ou à des failles tangentielles ou sécantes à la foliation S₁. Elle est comparable au basalte cisailée de la Formation de Willbob. Des veines carbonatées recoupent certains de ces metabasaltes. Les teneurs en métaux

sont fournis au tableau 11.

Tableau 11: Teneurs en métaux du metabasalte cisailé de la Fenêtre de Kozela. Teneurs en ppm, sauf Au et Pd en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Localisation	##	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	V	Au	Pd
Lac Rond	203	18	211	20	-	29	318	-	-
Lac Rond	204	23	135	31	-	27	312	-	9
Lac Rond	205	21	6	54	-	30	166	-	12
Lac Kozela	206	41	9	143	-	76	249	-	.
Lac du Chien	207	46	32	89	-	118	372	-	7
Lac du Chien	208	13	27	36	15	85	94	-	.

FORMATION DE DEBORAH

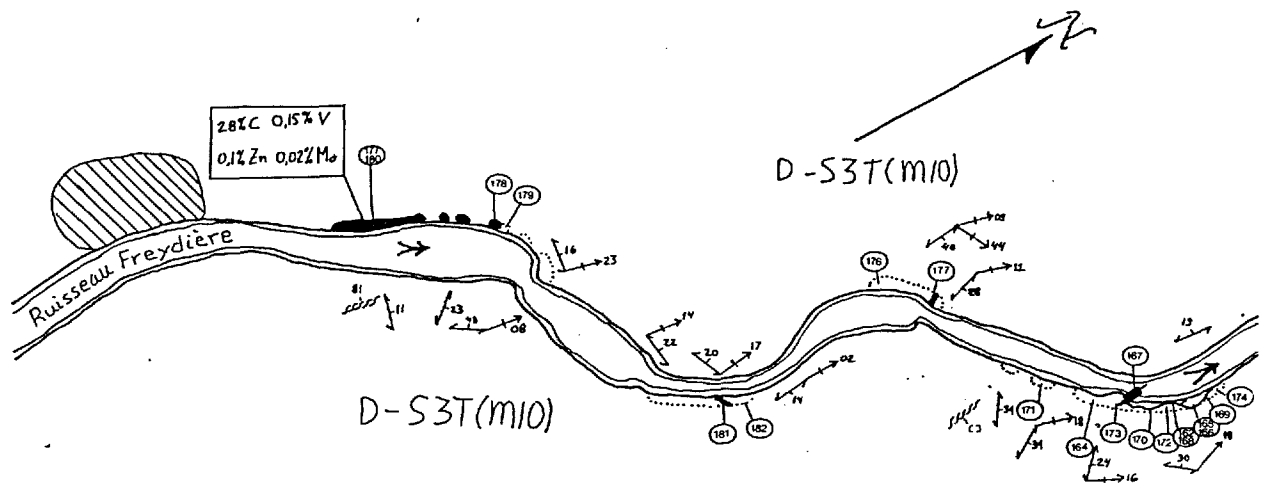
La Formation de Deborah n'avait jamais fait l'objet de travaux d'exploration systématiques et, par conséquent, peu d'indices minéralisés y ont été découverts. Une cartographie de reconnaissance, ainsi que des levés magnétique et électromagnétique aéroportés et au sol ont été effectués dans les années 1960 (Love 1963) au nord-ouest du lac Deborah ainsi qu'à l'est du lac Kozela. Une campagne de forage y a vraisemblablement eu lieu comme en témoigne un traîneau de foreuse abandonné, bien que les travaux statutaires n'en fassent aucune mention.

Plusieurs indices minéralisés ont été mis à jours lors de la présente cartographie. Ces indices sont presque tous associés à des phyllades ou des schistes graphiteux.





INDICE DE LA RIVIÈRE FREYDIÈRE





L'indice de la rivière Freydière, trouvé lors de la présente cartographie, se situe le long de la rivière Freydière, laquelle décharge le lac de ce nom vers la rivière Savalette. L'indice se situe à environ 5 kilomètres à l'est de la faille du lac Elsie, au centre ouest de la carte. Il est constitué d'une série d'affleurements et d'escarpements échelonnés sur 1 kilomètre dans le lit du ruisseau (fig. 23).


L'indice est encaissé dans des phyllades graphiteux et des métagrauwackes à biotite, muscovite, chloritoïde et tourmaline à stratification subhorizontale. L'indice est constitué d'une zone de brèche à fragments graphiteux, continue sur 200 mètre le long du ruisseau et observée sur une épaisseur minimale de 10 mètres. La brèche est par la suite discontinue sur les 800



FORMATION DE DEBORAH

-  S3T(M10) Métagrauwacke, phyllade graphiteux
-  m26, GP, QZ, PY Brèche graphiteuse à matrice de quartz et de pyrite
-  Chapeau Limonitique
-  Affleurement

-  Analyse chimique et numéro de référence
-  Schistosité S_1 , avec pendage incliné
-  Axe de pli, P_2^1 linéation de phase 2-1
-  Cisaillement

 VEINE DE QUARTZ

1:6 000



Figure 23: Carte de l'indice Freydière (tirée de Girard 1989).

mètres suivants. Les fragments sont anguleux, de taille centimétrique à décimétrique et sans structure interne. Ils composent plus de 80% de la roche. Ils se composent de 30% de graphite pulvérulent dans une pâte quartzreuse microgrenue. De la pyrrhotite à grain très fin ($\ll 0.05$ mm) ou en microporphroblastes (< 0.2 mm) y est localement disséminée. Des inclusions de sphalérite et de chalcopryrite sont présentes dans la pyrrhotite. Le matrice de la brèche est constitué de veinules millimétriques à centimétriques de quartz hydrothermal (80%) variablement déformé et de sulfures (20%). Les sulfures sont de la pyrite, laquelle corrode localement de la pyrrhotite. De la biotite, de la muscovite ainsi qu'un minéral vert fibroradié sont présents en faibles proportions. La pyrite forme localement des réseaux réticulés de veinules envahissant les fragments ou la roche non-bréchifiée. Des veines de quartz recourent le phyllade non-bréchifié. Un chapeau limonitique est présent en amont de l'indice.

La brèche à fragments graphiteux est enrichie en vanadium (0,12-0,17%) et en molybdène (0,015%) (tableau 12). Une corrélation existe entre les teneurs en carbone graphitique et vanadium (fig. 24). Ce dernier élément a tendance à être fixé dans les environnements réducteurs. Une teneur de 0.1% Zn a aussi été décelée.

Les teneurs en métaux des échantillons analysés sont fournies au tableau 12.

INDICE CLARK

L'indice Clark, trouvé lors de la présente cartographie, est une petite zone de schistes rouillés légèrement minéralisés située dans la partie nord-est de la carte, à la bordure du Cisaillement du lac Deborah. Cet indice est encaissé dans les métagrauwackes de la Formation de Deborah (Girard 1989) lesquels sont faiblement inclinés vers le nord-est. Il affleure de façon discontinue sur 150 mètres dans le creux d'une petite vallée. Il forme une zone de schistes rouillés d'une dizaine de mètres de large laquelle contient plusieurs niveaux quartzeux à texture mylonitique. Des gerbes d'actinolite, des agrégats de chlorite, des flocons de mica blanc et de biotite, de l'épidote, de l'allanite, de la titanite et du zircon en granule complètent la minéralogie de la gangue. Les sulfures, jusqu'à 15% de pyrite et des traces de chalcopryrite, sont disséminés dans les schistes. Des veines de quartz décimétriques recourent le schiste. Une zone intensément lixiviée est présente au centre de la zone rouillée. Des blocs de formation de fer sulfurée sont dispersés dans le lit du ruisseau. Cette forma

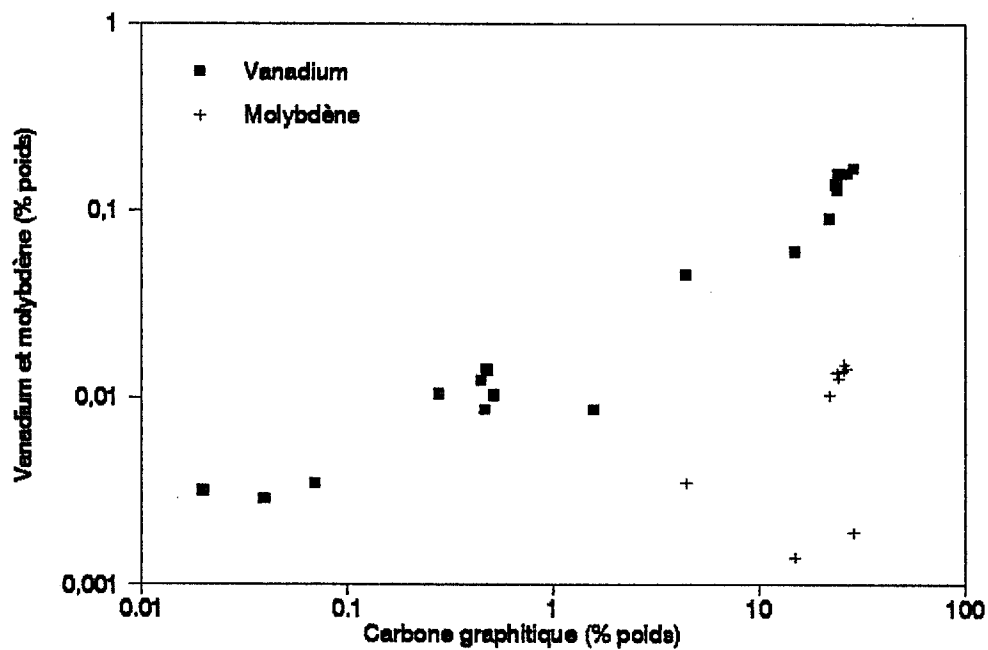


Figure 24: Diagramme opposant les teneurs en vanadium et en molybdène versus le carbone graphitique pour les roches de l'indice Freydière.

tion de fer est dominée par la pyrrhotite, avec des traces de sphalérite, de chalcopryrite et de magnétite en relations mutuelles. Les teneurs en métaux des différents échantillons est fournie au tableau 13. Une teneur de 0.1% en cuivre est à noter.

Tableau 12: Teneurs en métaux des échantillons provenant de l'indice Freydière. Les teneurs sont indiquées en ppm, sauf pour C et Au qui sont en % et ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Lithologie	##	C%	V	Cu	Mo	Ni	Pb	Zn	Au
Phyllade GP,PY	162	0,47	87	42	-	40	15	41	-
Phyllade GP,PY	164	25,7	1600	684	140	516	13	26	42
Phyllade GP,PY	165	23,9	1300	643	137	444	19	80	22
Phyllade GP,PY	166	26,7	1600	561	145	606	21	75	51
Brèche GP	168	22,0	915	165	103	432	13	17	16
Niveau GP,PY	169	24,4	1600	505	128	436	30	76	18
Niveau GP,PY	170	0,48	142	59	-	63	-	81	-
Brèche GP	171	4,44	457	432	35	161	-	70	7
Schiste QZ	172	1,59	87	69	-	41	-	22	-
Grauwacke QZ	173	0,02	32	229	-	68	-	6	-
Schiste PY	175	0,28	106	65	-	44	-	134	-
Phyllade	176	0,45	124	19	-	61	-	127	-
Brèche GP,PY	177	.	1400	439	143	145	-	182	-
Brèche GP,PY	178	23,8	1400	7	-	2	15	20	6
Phyllade	179	28,9	1700	18	19	8	21	84	11
Brèche GP,PY	180	26,0	1600	451	150	491	26	1100	14
Brèche GP,PY	181	15,0	612	8	14	-	-	7	83
Phyllade SU	182	0,52	104	42	-	61	-	122	-
Veine QZ	163	0,07	35	102	-	15	-	5	-
Veine QZ	167	0,04	29	53	-	19	-	15	-

Tableau 13: Teneurs en métaux de l'indice Clark. Toutes les teneurs en ppm, sauf pour Au en ppb (-: sous la limite de détection).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	V	Au	As
Zone lixiviée	143	-	41	19	-	17	147	-	-
Grauwacke à PY	144	10	50	27	15	55	70	-	-
Schiste à PY	146	6	139	48	-	9	62	-	-
Schiste à PY	147	-	6	3	19	12	36	-	-
Schiste à PY	160	4	20	6	14	107	105	-	-
F. fer sulf.	161	58	1000	411	-	99	101	8	-
Veine de QZ,PY	145	18	260	114	-	745	526	-	-
Veine de QZ,PY	148	21	407	120	15	135	606	-	-

INDICE BALEINE-1

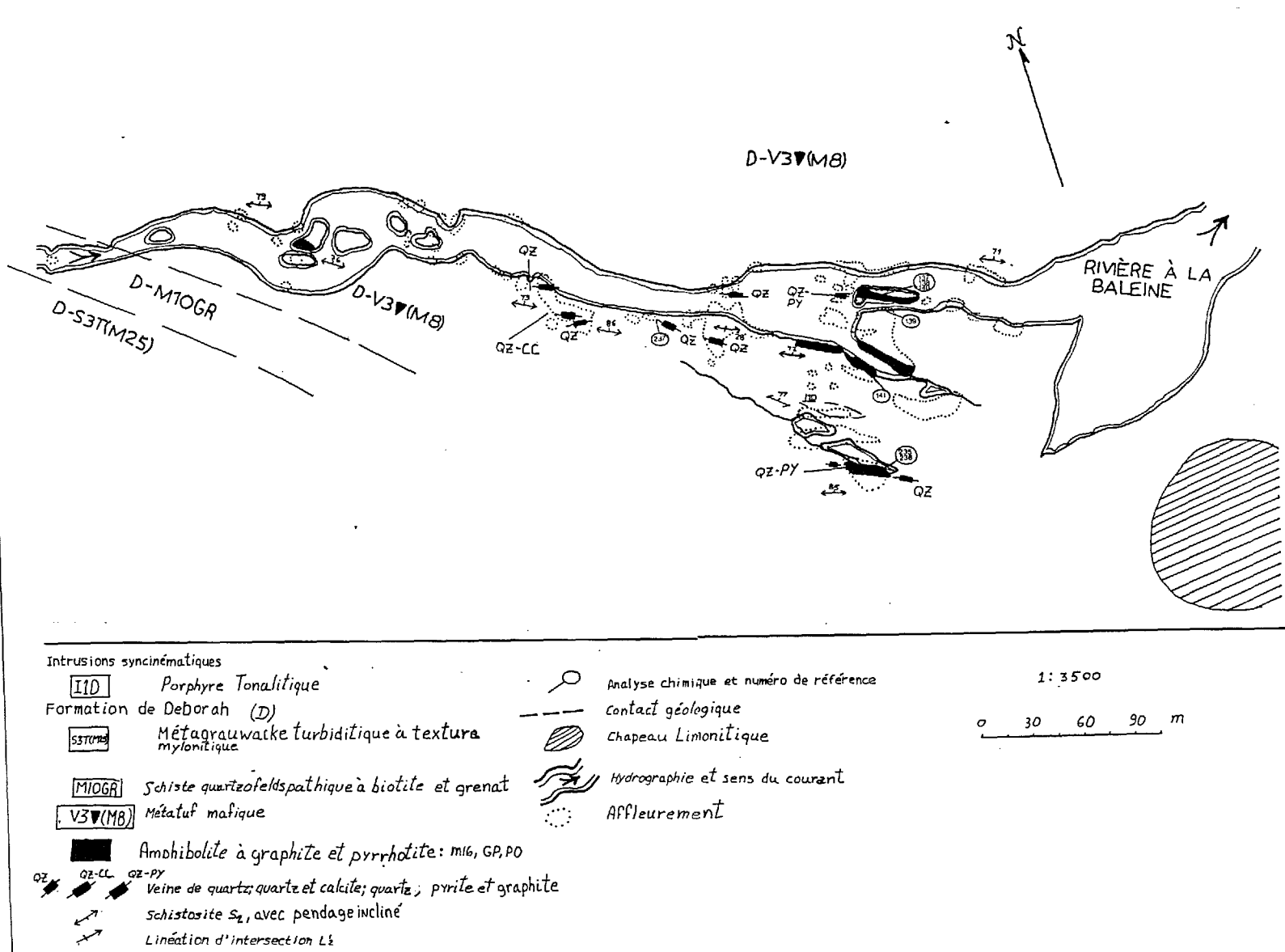
L'indice Baleine-1 (fig. 25, Girard 1989) se situe dans le lit de la rivière à la Baleine, à deux kilomètres en aval du lac Deborah. Il est constitué d'une série d'horizons rouillés éparpillés sur près de 500 mètres, encaissés dans du métatuf mafique en bordure du Cisaillement du lac Deborah. Le métatuf mafique du secteur, épais d'une centaine de mètres, est rubané et montre une paragenèse à hornblende, plagioclase et biotite. Ce métatuf est associé à du métagrauwacke mylonitisé localement à grenat. Il est recoupé de filons de tonalite cisailée. La foliation dominante, S_1 transposée sur S_2 , est subverticale et localement distordue par la déformation cisailante. De nombreuses veines décimétriques de quartz, de quartz et plagioclase, et de quartz et calcite sont présentes, transposées par la foliation ou sécantes à celle-ci. Un chapeau limonitique est présent à l'extrémité est de l'indice. Aucun travail statuaire ne mentionne l'indice.

Une dizaine d'horizons de schiste quartzofeldspathique ou amphibolitique à pyrrhotite et graphite rouillés et lixiviés sont interlités dans les métatufs. Ces horizons, d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique et continus sur 80 mètres, sont constitués de quartz et de plagioclase à texture en mortier (50%), de biotite (35% à 50%), de muscovite, de titanite et d'épidote. La pyrrhotite, environ 15%, est sub-automorphe, de 1 à 2 millimètres et écrasée dans la foliation. Du graphite cryptocristallin saupoudre les phases silicatées.

Trois veines pyriteuses de deux décimètres d'épaisseur et continues sur 10 à 20 mètres sont intercalées dans les métatufs rouillés (Girard 1989). Ces veines se composent de plus de 50% de pyrite automorphe de taille millimétrique. De la pyrrhotite et de la chalcopyrite sont présentes en inclusions ou en relation mutuelle avec la pyrite. Le feldspath (microcline ?) est le second constituant et montre des déformations internes, une granulation et une cataclase intenses. Il est saupoudré de graphite cryptocristallin. De faibles quantités de quartz, d'amphibole blanche en rosettes et de mica blanc en paillettes sont associées au feldspath. Ces phases silicatées ainsi que la pyrrhotite sont corrodées par la pyrite. Cette dernière forme aussi des imprégnations à la bordure des autres minéraux.

Les épontes des veines pyriteuses sont intensément rouillées et lixiviées. Elles sont constituées en dominance de quartz (70%), accompagné de pyrite (20%), de pyrrhotite, de magnétite, d'amphibole blanche, de mica blanc, de rutile et de graphite. La pyrite est à grain très fin, granuleuse et

Figure 25: Carte de l'indice Baleine-1 (modifiée de Girard 1989).



localement framboïdale.

Les teneurs en métaux des différentes veines et zones rouillées est fournie au tableau 14.

Tableau 14: Teneurs en métaux des échantillons provenant de l'indice Baleine-1. Toutes les teneurs sont en ppm (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	V	Zn	As	Au	Ag
Épentes des veine	137	11	9	76	65	344	88	-	-
Veine pyriteuse	138	28	34	98	37	44	250	-	-
Zone rouillée PO,GP	139	24	144	88	484	135	-	-	-
Zone rouillée PO,MI	140	69	69	102	427	970	7	-	1
Zone rouillée PO,GP	141	43	144	110	479	262	-	-	-
Veine pyriteuse	235	108	170	127	227	281	9	-	.
Zone rouillée GP,BO	236	11	30	46	68	104	2	-	.
Veine de QZ,PY	237	-	-	-	-	-	-	-	.

INDICE BALEINE-2

L'indice Baleine-2 est situé dans le lit de la rivière à la Baleine, à trois kilomètres en amont de sa jonction avec la rivière Manereuille. Il est constitué d'une veine à quartz, pyrite grenue (30%, 0.5 cm) et biotite. La veine, de trois décimètres d'épaisseur et visible sur quelques mètres, recoupe les méta-grauwackes de la Formation de Deborah. Le contenu en métaux de cette veine est fourni au tableau 15.

Tableau 15: Teneurs en métaux de la veine de l'indice Baleine-2. Toutes les teneurs en ppm (-: sous la limite de détection).

##	Au	As	Co	Cu	Ni	Zn
183	-	-	22	105	15	4
184	-	-	30	119	13	-

INDICE DEBORAH

L'indice Deborah est situé du côté ouest du lac Deborah, près de son extrémité nord, dans le lit d'un petit ruisseau qui s'y déverse. Il est constitué d'une lentille d'épaisseur plurimétrique de chert à graphite et pyrite ainsi que de schiste graphiteux et rouillé. Il est situé à la bordure ouest du Cisaillement du lac Deborah. Un horizon de roches calcosilicatées y est associé. L'indice a fait l'objet de relevés magnétique et électromagnétique au sol par les compagnies

d'exploration (Kozela 1962). Un horizon de chert similaire a aussi été localisé à l'est du lac Hibou.

La présence d'un horizon de chert pyriteux et de filons de porphyre dans la zone de cisaillement suggère un contexte favorable pour la mise en place de minéralisation aurifère.

Les teneurs en métaux des roches de l'indice Deborah sont fournies au tableau 16.

Tableau 16: Teneurs en métaux du chert et du schiste de l'indice Deborah et du lac Hibou. Les teneurs sont en ppm, sauf pour Au en ppb (-: sous la limite de détection).

Lithologie	##	Au	As	Sb	Co	Cu	Ni	Zn
Schiste PY, GP	224	-	2	0.8	6	135	48	180
Chert GP	225	-	2	0.5	-	12	6	64
Chert GP	226	-	-	0.5	-	4	5	33
Chert GP	227	-	2	0.5	-	12	-	34
Chert l. Hibou	228	31	27	0.8	100	7	9	-

COMPLEXE DE MANEREUILLE

Le Complexe de Manereuille n'a jamais fait l'objet d'aucune campagne d'exploration. Antérieurement au présent travail, aucun indice n'y était connu, sauf une occurrence de nickel associée à des roches ultramafiques altérées dans le secteur du lac Jamin au sud de la région (Fahrig 1964) et une mention de malachite par Danis (1988) à l'est de la région. La présente cartographie a mené à la mise à jour de plusieurs petits indices et métallotectes.

FORMATION DE FER SULFURÉE

Des traînées de blocs de formation de fer sulfurée ont été trouvées à deux endroits à l'ouest et au nord du lac de la Joubardière. Ces deux occurrences pourraient correspondre à un même horizon plissé. Cet horizon est intercalé dans les métagrauwackes de la Formation de Deborah à proximité d'un assemblage de roche ultramafique et de marbre formant une écaille du complexe. Une troisième occurrence est associée à des schistes à pyrrhotite et graphite, à un kilomètre au sud du lac Frontière. Cette formation de fer, d'épaisseur métrique, est intercalée entre un horizon de gabbro et des métagrauwackes. Elle se compose de 50% de pyrrhotite laquelle est interstitielle à des fragments de roches constituées de quartz granoblastique, de mica blanc et de chlorite. Les teneurs en

métaux de ces formations de fer sont fournies au tableau 17. La valeur de 0.13% Ni est à remarquer.

Tableau 17: Teneurs en métaux des formations de fer sulfurées du Complexe de Manereuille. Teneurs en ppm, sauf pour Pd en ppb (-: sous la limite de détection).

Localisation	##	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	V	Au	Pd
lac Frontière	198	278	410	1300	-	14	111	-	10
lac Joubard.	200	107	665	367	-	137	182	-	8

SULFURES DISSÉMINÉS

Plusieurs lithofaciès du secteur du lac et du ruisseau Frontière et de la rivière Manereuille présentent des disséminations de sulfures.

AMPHIBOLITE, GABBRO ET AMPHIBOLOLITE

Les différents horizons de schiste mafique, d'amphibolite, de métagabbro et d'amphibololite du secteur du lac Frontière montrent de nombreuses disséminations de sulfures. Les sulfures sont à grains fin et généralement submillimétriques, et composent moins de 10% de la roche. La pyrrhotite, le minéral dominant, est typiquement laminée ou en granules xénoblastiques allongées dans la foliation. De la pyrite remplace partiellement cette pyrrhotite en granules. Elle forme aussi des porphyroblastes subautomorphes ou des filonnets ("stringers") infiltrant et remplaçant les différentes phases silicatées. La chalcopyrite et la bornite sont présentes à quelques endroits. Aucune concentration de sulfures plus importante n'a été observée. Les disséminations ont une distribution irrégulière et sont rarement plus étendues qu'une dizaine de mètres. Leur teneurs en métaux sont fournies au tableau 18.

SCHISTE MYLONITIQUE QUARTZOFELDSPATHIQUE

Un schiste quartzofeldspathique à texture mylonitique et à patine d'altération rouille est présent au sud de la zone d'affleurement suivant le ruisseau Frontière. Ce schiste est interprété comme un métagrauwaque mylonitisé intercalé par l'action tectonique à l'intérieur des amphibolites du complexe. Il forme un affleurement d'une centaine de mètres de long et d'une dizaine de mètres de large. Il contient de 10% à 20% de pyrite finement grenue. Sa teneur en métaux est indiquée au tableau 18 (analyse #199).

Tableau 18: Teneurs en métaux des roches disséminées en sulfures du Complexe de Manereuille. Teneurs en ppm, sauf pour Au et Pd en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé).

Lithologie	##	Co	Cu	Ni	Zn	Au	As	Pd
Amphibololite	196	53	704	65	95	34	-	.
Amphibololite	192	18	119	32	58	-	-	.
Amphibololite	238	20	232	43	117	-	2	.
Schiste GR,AC,BO	197	4	47	14	186	-	-	10
Schiste GR,BO,HB	191	13	49	43	36	-	-	.
Schiste HB,PY	239	27	92	70	187	-	-	.
Schiste QZ,FP,BO,PY	199	40	111	-	67	-	3	.

ADINOLE

Un affleurement d'adinole est présent dans l'amphibololite et la roche ferrifère au nord du lac Frontière. Cette adinole est felsique, blanche, finement grenue et massive à rubanée. Elle forme une lentille d'épaisseur métrique ainsi que quelques filons sécants d'épaisseur pluridécimétriques. Une seconde occurrence est présente à la localité de référence de la rivière Manereuille, où une lentille de moins d'un mètre d'épaisseur est intercalée dans des amphibolites à grenat. Cette roche présente une dissémination de grains de pyrite (<10%) et de chalcoppyrite (trace). Elle est comparable en certains points à l'horizon de felsite (I1) décrit au chapitre 2. Les teneurs en métaux de l'adinole (#195) et de la felsite (#94) sont fournies au tableau 19.

Tableau 19: Teneurs en métaux de l'adinole et de la felsite du Complexe de Manereuille. Teneurs en ppm, sauf pour Pd en ppb (-: sous la limite de détection, .: non analysé)

##	Ba	Sr	Rb	Co	Cu	Ni	Pb	Zn	Au	Pd	Pt
195	139	.	.	24	198	75	23	19	-	9	-
94	69	210	12	9	74	17	-	22	-	.	.

ROCHES ET VEINES D'ALTÉRATION CARBONATÉE

Le Complexe de Manereuille comprend un ensemble de roches ultramafiques métamorphisées et démembrées par la tectonique. Ces roches sont en contact ou sont à proximité de marbre et de roche calcosilicatée. Des interactions entre ces lithofaciès ont mené à de nombreuses altérations non-isochimiques, tant pour les roches ultramafiques que pour les encaissants. Aucune minéralisation n'a été observée associée à ces altérations;

toutefois le contexte demeure propice.

ROCHE ULTRAMAFIQUE ALTÉRÉE

Le gabbro à olivine du secteur du ruisseau Frontière est généralement profondément altéré de façon non-isochimiques. Il est affecté par une amphibolitisation, laquelle a localement produit une trémolite très pure. Une carbonatation est aussi omniprésente et peut atteindre 30% de la roche, lui conférant un aspect tacheté. Des veines d'amphibole drusique atteignant plusieurs décimètres d'épaisseur sont abondantes.

VEINES HYDROTHERMALES

Plusieurs types de veines d'origine hydrothermale recoupent les roches du Complexe de Manereuille. Ces veines sont généralement sécantes à la foliation, mais sont localement conformes ou en filet (stockwerk). Elles ont des épaisseurs de l'ordre du décimètre, et des longueurs indéterminées. Elles sont principalement encaissées dans de la roche et du schiste amphibolitiques, et n'ont pas été observée recoupant les marbres ou les méta-grauwackes. Les contacts avec les épontes sont variablement nets, corrodés ou métasomatisés sur plusieurs décimètres. Les assemblages répertoriés contiennent un ou plusieurs des minéraux suivants: quartz, plagioclase, hornblende, diopside, scapolite, carbonate, biotite, microcline, actinolite, grenat, pyrite, fuchsite, épidote, chlorite, rutile, zircon, oxyde de fer, titanite, muscovite, tourmaline apatite.

Les teneurs en quelques éléments d'intérêt économique de quelques-unes de ces veines sont fournies au tableau 20.

Tableau 20: Teneurs en métaux des veines hydrothermales recoupant le Complexe de Manereuille. Teneurs en ppm (-: sous la limite de détection, .:non analysé)

Minéralogie	##	Ba	Sr	Nb	Cr	Cu	Ni	Zn	Au
CB-QZ-RL-SN	189	333	58	9	55	8	29	53	-
QZ-PY-HB	190	137	.	.	.	970	114	78	-
SC-BO-PY-FC-CB	193	51	200	5	8	-	2	4	-
QZ-CB-PY	194	515	120	7	.	92	25	41	-

FILON CARBONATÉ À LA LOCALITÉ DE RÉFÉRENCE

Un filon carbonaté recoupe les différents lithofaciès du Complexe de Manereuille à la localité de référence, dans le lit de la rivière Manereuille (Girard 1989). Ce filon, d'une épaisseur variant de 3 centimètres à 3 décimètres, est orienté à N100° et est observé sur près de 100 mètres. Il se subdivise en trois veines en échelon. Il est non-déformé et présente des apophyses et des baïonnettes aux arêtes acérées.

La roche composant ce filon est beige chamois à grain fin homogranulaire. Elle se compose de 60% de carbonate xénoblastique, de 10% de biotite brun vert et xénoblastique et de 30% de quartz à grain fin granoblastique ou à grain grossier à extinction roulante et bordures serrates. Du feldspath est généralement en faible quantité. Du rutile, de la titanite, de l'apatite, du zircon, et des minéraux opaques constituent les phases accessoires. De la tourmaline finement grenue forme des agrégats centimétriques. De la muscovite et de la scapolite accompagnent le feldspath. Enfin, de la fuchsite a été observée sur le terrain.

Le coeur du filon est généralement formé de rognons centimétriques de quartz hydrothermal blanc de neige au contacts francs avec le matériel carbonaté.

Les épontes des filons montrent une carbonatation intense sur une largeur équivalente à celle du filon. La foliation des épontes est conservée, nonobstant le remplacement quasi complet qu'elles ont subi.

D'après leur patine d'altération chamois, ces veines de carbonates semblent dolomitiques. Elles ne possèdent pas de teneur élevée en éléments à haut potentiel ionique (tableau 20, #189), excluant ainsi une origine carbonatitique. Les teneurs élevées en métaux de transition suggèrent que le carbonate proviennent de l'altération des roches ultramafiques du Complexe de Manereuille.

ZONE HÉMATITISÉE

De la roche altérée et hématitisée de couleur rouge brique associée à des zones de cataclase est présente à la jonction des lacs Grand Rosoy et De Jeu ainsi qu'au sud du lac Goudon. Cette roche présente localement des veines de quartz en filets et une légère carbonatation. Une analyse chimique (#194) est fournie au tableau #20.

AMPHIBOLOLITE

Les amphibololites et quelques amphibolites magnésiennes sont enrichies en éléments de haut potentiel ionique. Des teneurs anormales en titane (5%) et cérium (219 ppm) y ont été détectées. Elles sont résumées au tableau 21.

Tableau 21: Analyses chimiques partielles des amphibololites. Teneurs en ppm, sauf pour les oxydes en % (-: sous la limite de détection, .: non analysé)

#	MgO	FeO	TiO ₂	La	Ce	Nb	Zr	Cu	Ni	Au
55	10.3	7.60	4.90	79	219	63	390	230	121	-
66	13.3	9.19	3.15	38	79	40	250	73	680	-
84	5.02	11.9	3.15	19	29	11	190	170	33	-
90	6.15	11.3	2.20	12	30	8	150	71	73	-
95	12.1	8.76	3.34	37	86	44	290	101	474	-
192	.	.	.	36	53	.	.	119	32	-
196	.	.	.	21	30	.	.	704	65	-
238	.	.	.	17	26	.	.	232	43	-

CHAPEAUX LIMONITIQUES

Une quinzaine de chapeaux de fer limonitiques (fig. 4m) sont présents dans la région et représentent des occurrences de minerai de fer en brocaille semblable à celui de la région de Schefferville et à ceux décrits par Frarey (1967) et Donaldson (1966). L'occurrence située à un kilomètre à l'est du lac Migrardet et celle à deux kilomètres à l'est du lac Sixte atteignent quelques hectares de superficie. Les autres occurrences sont plus petites, couvrant quelques ares. La limonite de ces deux principales occurrences est meuble, granulée ou pulvérulente, et libre de blocs d'origine glaciaire. Le tonnage présent est non-économique. Cependant, les chapeaux limonitiques sont des indices pour localiser les formations de fer sulfurées, lesquelles peuvent porter des concentrations métallifères. Les teneurs en fer et manganèse de quelques échantillons de limonite sont fournies au tableau 22.

Les formations de fer silicatées et sulfurées sont trop peu enrichies (<30% Fe₂O₃) et de trop faible dimension pour avoir un intérêt économique. Aucun gîte de fer taconitique n'est présent dans la région.

Tableau 22: Teneurs (%) en fer et manganèse de quelques chapeaux limonitiques.

Localisation	##	Fe ₂ O ₃	MnO
Est du lac Sixte	186	72.06%	<0.01%
Faille du lac Elsie	230	75.78%	<0.01%

VALEUR DES FORMATIONS DE FER SULFURÉES COMME CIBLES POUR L'EXPLORATION MINÉRALE.

De nombreux indices minéralisés de la région sont constitués de formation de fer sulfurée ou du schiste et phyllade graphiteux sulfuré. De telle formation de fer sulfurée représente un environnement géochimique favorable à la fixation des métaux contenus dans les fluides ou les magmas qui pourraient interagir avec celle-ci.

La minéralisation associées aux phyllades graphiteux et aux formations de fer sulfurées peut être syngénétique, tel le vanadium (Fan et al. 1992), et le molybdène (Coveney et al. 1992), exhalative tel le cuivre, le zinc et le plomb (Barrett et al. 1988) ou d'origine magmatique tel le cuivre et le nickel (Clark 1991, Beaudoin et Laurent 1989, Rohon 1989).

Aucune des formations de fer sulfurées de la région du lac Deborah ne contient des concentrations métalliques connues d'importance économique. Les rapports entre les teneurs des différents métaux sont toutefois susceptibles de suggérer leur contexte de formation. Un diagramme ternaire opposant le nickel, le zinc plus le plomb et le vanadium permet de déterminer l'influence des environnements magmatique, volcanogénique et sédimentaires (fig. 26). La projection sur ce diagramme des formations de fer sulfurées et des phyllades graphiteux de la région met en lumière que:

- 1) Les brèches et les phyllades graphiteux de l'indice Freydière forment un champ s'étendant de la composition d'un shale moyen (Krauskopf 1967) au pôle du vanadium, suggérant leur affinité sédimentaire.
- 2) Les cherts graphiteux de l'indice Deborah ne connurent aucune interaction avec un environnement magmatique.
- 3) Les schistes graphiteux de l'indice Baleine-1 définissent un vecteur du pôle sédimentaire au pôle volcanogénique. Ceci concorde avec leur contexte stratigraphique, soit des niveaux de métatufs mafiques interlités avec des métagrauwackes.

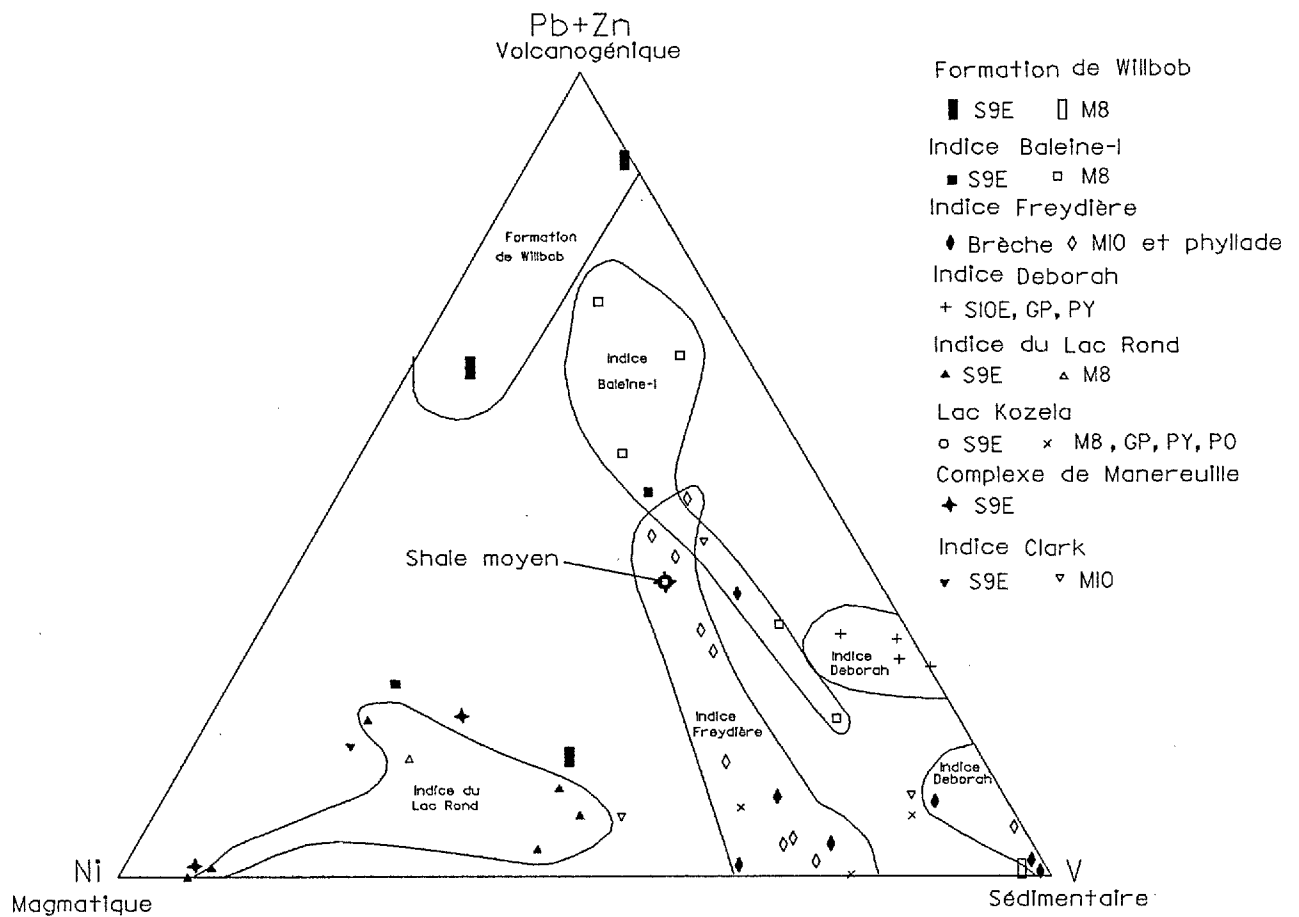


Figure 26: Projection opposant le nickel, le vanadium et le zinc plus le plomb pour les schistes graphiteux et les formations de fer sulfurées de la région. Ces trois pôles sont interprétés comme représentant des environnements sédimentaires, de sulfures massifs volcanogènes et de contamination par un magma ou des roches mafiques.

4) Les formations de fer sulfurées provenant du Complexe de Manereuille, de la Formation de Deborah ou de la Fenêtre de Kozela montrent un enrichissement en nickel, signe d'une contamination par un magma ou une roche mafique.

5) Les formations de fer sulfurées provenant de la Formation de Willbob montrent un enrichissement en zinc ou en plomb. Ce type d'enrichissement est susceptible d'indiquer un potentiel pour les sulfures massifs volcanogènes ou de type Sedex. Il est à noter que de tels gîtes n'ont jamais été trouvés à l'intérieur de cette formation.

POTENTIEL POUR DES DÉPÔTS DE CUIVRE ET NICKEL

Le secteur de la Fenêtre de Kozela est située à proximité des gîtes de cuivre-nickel magmatique du lac Bleu ainsi que des différents autres indices du secteur du lac Retty. Il contient des roches de composition et de position stratigraphique identiques. Il est ainsi susceptible de contenir des minéralisations cupronickélifères comparables. Toutefois, la déformation aurait pu démembrer ou déraciner de telles minéralisations. Les processus métamorphiques et l'action des fluides hydrothermaux peuvent les avoir remobilisés et enrichis.

Malgré les nombreux métallotectes prometteurs et les diverses campagnes de cartographie, aucune minéralisation significative n'a été trouvée dans le secteur de la présente cartographie.

Les amas sulfurés cupronickélifères proviennent de l'extraction du cuivre et du nickel du magma silicaté par le magma sulfuré. Par conséquent, le magma silicaté résiduel après l'extraction des sulfures se doit d'être appauvri en cuivre et en nickel comparativement à un magma silicaté fertile. Un tel appauvrissement est observé pour les gabbros à olivine de la Fenêtre de Kozela (Girard, manuscrit en préparation). Conséquemment, des amas sulfurés nickélifères ont possiblement été formés (si la teneur en nickel du magma d'origine se compare à celle des komatiites basaltiques de la Formation de Willbob). L'extraction du magma sulfuré se produisant avant la cristallisation de celui silicaté, les amas sulfurés nickélifères doivent ainsi être stratigraphiquement sous-jacent ou à la base des filons-couches de gabbro à olivine. C'est le cas des divers indices du secteur du lac Retty (Clark 1991, Beaudoin et Laurent 1989, Rohon 1989).

Tous les efforts d'exploration réalisés à ce jour dans le

secteur des indices du lac Rond et du lac Kozela ont été concentrés sur les horizons de formation de fer sulfurée stratigraphiquement sus-jacentes au filon-couche de gabbro à olivine. Les amas sulfurés cupronickélifères devraient plutôt être situés sous le filon-couche affleurant au centre de la structure en dôme.

Quelques analyses de gabbro à olivine provenant du Complexe de Manereuille montrent aussi un appauvrissement en nickel en regard de leur contenu en olivine. Ce secteur n'a jamais fait l'objet de travaux d'exploration.

POTENTIEL POUR DES MINÉRALISATIONS EN ÉLÉMENTS DU GROUPE DU PLATINE

Les gîtes cupronickélifères du secteur du lac Retty contiennent des concentrations subéconomiques de métaux nobles (Avison 1986; Scott 1988; Beaudoin et Laurent 1989; Clark 1991). Puisque le secteur de la Fenêtre de Kozela possède des métallotectes comparables à celui du lac Retty, des minéralisations en éléments du groupe du platine y sont potentielles. Leur découverte est liée à celle des gîtes cupronickélifères et les mêmes recommandations s'y appliquent.

A ce jour, aucune teneur anormale en platine ou en palladium n'a été trouvée dans la région. Les quelques analyses totales des éléments du groupe du platine (tableau 23) se classent dans le champ des ophiolites (Barnes et al. 1988). Elles montrent un rapport Cu/Ir environ trente fois plus faible que le gîte du lac Bleu (Clark 1991).

Tableau 23: Teneurs en éléments du groupe du platine de quelques échantillons. Toutes les valeurs sont en ppb; les limites de détection sont indiquées entre parenthèses.

Formation	Lithologie	##	Pd (5)	Pt (5)	Ir 0,1)	Os (3)	Ru (5)	Re (5)	Rh (1)
Maner.	Amphibolite	72	-	-	-	-	-	-	-
Maner.	Trémolitite	74	-	-	1.3	-	-	-	1
Maner.	Gabbro à OV	75	13	7.2	2.1	-	11	-	5
Willbob	Gabbro à OV	96	17	19	0.7	-	-	-	2
Willbob	Gabbro	97	9	9.9	0.1	-	6	-	1

RÉFÉRENCES

Anders E., Grevesse N., 1989. Abundance of the elements: Meteorites and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53:197-214.

Arndt N.Y., Naldrett A.J., Pyke D.R., 1977, Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. *Journal of Petrology* 18: 319-369.

Avison A.T., 1986, Report on geology, sampling and evaluation of the potential for platinum mineralisation in the Labrador Trough. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-45371, 154 p.

Baragar W.R.A., 1967, Wakuach Lake map-area, Québec-Labrador. Commission géologique du Canada, Mémoire 344, 174p.

Barrett T.J., Wares R.P., Fox J.S., 1988. Two-stage hydrothermal formation of a lower Proterozoic sediment-hosted massive sulfide deposit, Northern Labrador Trough, Québec. *Canadian Mineralogist*, 26:871-888

Barnes S.J., Boyd, R., Korneliussen A., Nilsson L.P., Often M., Pedersen R.B., Robins B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effect of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Example from Norway. Dans *Geo-platinum 87*. H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles et S.J. Cribbs éditeurs, Elsevier applied science, Londres, p. 113-143.

Beaudoin G., Laurent R., 1989, Métallogénie des éléments du groupe du platine dans la région du lac Retty (zones Center et Pogo Lake), Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-28, 159p.

Beaudoin G., Laurent R., 1988, Métallogénie des éléments du groupe du platine dans la région du lac Retty, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DP 88-09, 13p.

Birkett T.C., Clark T., 1991, Géologie et potentiel métallifère de la carbonatite protérozoïque du lac Lemoyne dans le nord du Québec. Commission géologique du Canada, Résumé du Forum des activités, p. 20

Blais R.A., 1964, Geological, geophysical and geochemical investigations in the Retty lake area during summer of 1963. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-14277, 42 p.

Boone E., Hynes A., 1990, A structural cross-section of the Northern Labrador Trough, New-Québec. Dans The early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. J.F. Lewry et M.R. Stauffer, éditeurs, Association géologique du Canada, Étude Spéciale 37: 387-397.

Bourque Y., 1991, Géologie de la région du lac Mina, Territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 88-08.

Camp V.E., Roobol M.J., Hooper P.R., 1992, The Arabian continental alkali basalt province: Part III Evolution of the Harrat Kishb, Kingdom of Saudi Arabia. Geological Society of America Bulletin 104-4: 379-396.

CLARK T., 1989, Étude du gîte de Cu-Ni-Pd-Pt du lac Bleu no 1, Fosse du Labrador: Résultats préliminaires. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, MB 89-35, 65 p.

Clark T., 1991, Le gîte no 1 du lac Bleu (Cu-Ni-Co-Pd-Pt), Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 91-26, 77p.

Clark T., Marcoux P., Bélanger M., Wilson C., 1990, Feuille du lac au Goéland (24 P): Dans Avramtchev L., Coordonnateur, Catalogue des gîtes minéraux du Québec, Région de la Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, DV 84-01, 32 p. et 20 cartes.

Coveney R.M. Jr., Murowchick J.B., Grauch R.I., Chen Nansheng, Glascock M.D., 1992, Field relations, origins and resource implications for platiniferous molybdenum-nickel ores in black shales of South China. Exploration and Mining Geology, 1-1:21-28.

Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin Publishing co. 450p.

Danis D., 1988, Géologie de la région du lac Recouet, territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. ET 86-11, 54 p.

Dawes R.L., Evans B.W., 1991, Mineralogy and geothermobarometry of magmatic epidote-bearing dikes, Front Range, Colorado. Geological Society of America Bulletin 103-8: 1017-1031.

Dimroth E., 1978, Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RG-193, 396 p.

Donaldson J.A., 1966, Marion Lake map-area, Québec-Newfoundland. Commission géologique du Canada, Mémoire 338. 85 p.

Dressler B., 1979, Région de la Fosse du Labrador (56°30'-57°15'). Ministère des Richesses Naturelles, Québec, RG-195, 117 p.

Dunbar P., 1987, Permit 758-Ayrex Resources Ltd. and Bressea Resources Ltd. Rapport interne non déposé au Ministère de l'Énergie et des Ressources, 7 p.

Evans B.W., 1977, Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. Annual Review of Earth and Planetary Science, 5:397-447.

Fahrig. W.F., 1964, Griffis lake, Nouveau-Québec. Commission géologique du Canada, carte 1121A.

Fahrig, W.F., 1962, Petrology and geochemistry of the Griffis Lake ultrabasic sill of the Labrador Trough, Québec. Commission géologique du Canada, Bulletin 77, 39 p.

Fan Delian, Ye Jie, Lui Tiebing, 1992, Black shale series-hosted silver-vanadium deposits of the upper Sinian Doushantuo Formation, western Hubei Province, China. Exploration and Mining Geology, 1-1:29-38.

Findlay J.M., Fowler T.D., Birkett T.C., 1989, Wakuach Gabbro sills of the Howse Lake area, western Labrador. Dans Recherches en cours, partie C, Commission géologique du Canada, Étude 89-1C, p. 345-351.

Fournier D., 1985, Minéralisations de la partie orientale du géosynclinal du Labrador (Groupe de Laporte). Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, ET 83-23.

Frarey M.J., 1967, Willbob Lake and Thompson Lake map-area, Québec and Labrador. Commission géologique du Canada, Mémoire 348, 73 p.

Frarey M.J., Duffell S., 1964, Revised stratigraphic nomenclature for the central part of the Labrador Trough. Commission géologique du Canada, Étude 64-25.

Gaboury, F., 1988, Report on diamond drilling program, Marstan Explorers Ltd., Round lake property. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-49199, 79 p.

Gaonac'h H., Ludden J.N., Picard C., Francis D., 1992, Highly alkaline lavas in a Proterozoic rift zone: Implications for Precambrian mantle metasomatic processes. *Geology*, 20-3: 247-251.

Gélinas L., 1965, Géologie de la région de Fort Chimo et des lacs Gabriel et Thévenet, Nouveau-Québec. Thèse de Doctorat, Université Laval.

Girard, R., 1989, Géologie de la région du lac Deborah, Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 89-37, 34p.

Goulet N., Ciesielski A., 1990, The Abloviak shear zone and the NW Torngat Orogen, eastern Ungava bay, Québec. *Géoscience Canada*, 17-4: 269-273.

Grant J.M., 1962, Report on the Round Lake concession pre-breakup 1962. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-15132, 11p.

Griffis A.T., 1943, The geology of the Attikamagen-George river area, 1942. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-1212, 26 p.

Harrison, J.M., 1952, The Québec-Labrador iron belt, Québec and Newfoundland (preliminary report). Commission géologique du Canada, Étude 52-20, 21 p.

Henderson E.P., 1963, Étude glaciaire de la partie centrale du Québec-Labrador. Commission géologique du Canada, Bulletin 50, 96 p.

Hogg G.M., 1962a, Preliminary report on airborne and ground magnetic surveys. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-11903, 3 p.

Hogg G.M., 1962b, Report on gravity survey. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-11902, 3 p.

Hughes C.J., 1982, *Igneous Petrology*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, 551 p.

Jensen L.S., 1976, A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous paper 66, 22p.

Krauskopf K.B. 1967, *Introduction to Geochemistry*. McGraw-Hill International series in the earth and planetary sciences. New-York, 721 p.

Kozela F.J., 1962, Report on exploration within mineral exploration license area #180. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-11904, 35 p.

Krishnan, T.K., 1976, Structural studies of the Schefferville mining district, Québec-Labrador, Canada. Thèse de Doctorat, Université de Californie à Los Angeles.

Love H.D., 1963, Diamond drill report, Kozela Lake 1962 program. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM-15139, 206 p.

Machado N., 1990, Timing of collisional events in the Trans-Hudson Orogen: Evidence from U-Pb geochronology for the New-Québec Orogen, the Thompson Belt and the Reindeer Zone (Manitoba and Saskatchewan). Dans *The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America*. J.F. Lewry et M.R. Stauffer, éditeurs, Association géologique du Canada, Étude Spéciale 37: 433-441.

Martelain J. 1989, Le Batholite de De Pas (Labrador central, Nouveau-Québec, Canada) dans le segment oriental de l'Orogen Trans-hudsonien: Typologie et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard - Lyon I. 471p.

Miyashiro A., 1973, *Metamorphism and metamorphic belts*. George Allen and Unwin limited. Londres, 492 p.

Pearce J.A., Cann J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983

Pearce T.H., 1968, A contribution to the theory of variation diagrams. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 19: 142-157.

Penrose B., 1978, Géologie de la région du lac Horseshoe, territoire du Nouveau-Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. DVP-573, 35 p.

Rohon M.L., 1989, Magmatisme protérozoïque et indices de Cu-Ni sulfurés (+E.G.P.) dans la Fosse du Labrador (Québec-Canada) entre les lacs Retty et Low. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 333 p.

Rohon M.L., 1986, Indices de Cu-Ni et de pyrite-pyrrhotite des lacs Retty et Doublet, Fosse du Labrador. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, MB 86-52, 38 p.

Scott F., 1988, Geological report with a rock sampling program, Blue lake district. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec, GM-47077, 37 p.

Streckeisen A., 1976, To each plutonic rock its proper name. Earth Science Review, 12: 1-33.

Taylor, F.C., 1979, Reconnaissance Geology of a part of the Precambrian Shield, Northeastern Québec, Northern Labrador and Northwest Territories. Commission géologique du Canada, Mémoire 393, 99 p.

Taylor S.R., McLennan S.M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Geoscience text, Blackwell Scientific Publishing. 312 p.

Van der Leeden J., Bélanger M., Danis D., Girard R., Martelain J., 1990, Lithotectonic domains in the high-grade terrain east of the Labrador Trough (Québec). Dans The early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. J.F. Lewry et M.R. Stauffer, éditeurs, Association géologique du Canada, Étude Spéciale 37: 371-386.

Wardle, R.J., 1982, Geology of the south-central Labrador Trough. Department of Mines and Energy, Government of Newfoundland and Labrador, Cartes 82-5 et 82-6.

Wardle R.J., Bailey D.G., 1981, Early Proterozoic sequences in Labrador. Dans Proterozoic Basins of Canada, F.H.A Campbell, éditeur, Commission Géologique du Canada, Étude 81-10, p.331-359.

Wardle R.J., Ryan B., Nunn G.A.G, Mengel F.C., 1990, Labrador segment of the Trans-Hudson Orogen: crustal development through oblique convergence and collision. Dans The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. J.F. Lewry et M.R. Stauffer, éditeurs, Association géologique du Canada, Étude Spéciale 37:353-369.

White A.J.R., Chappell B.W., 1983, Granitoid types and their distribution in the Lachlan fold belt, southeastern Australia. Geological Society of America, Mémoire 159: 21-34.

Winkler H.G.F., 1979, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, 5^{ème} édition. Springer-Verlag, New-York, 347 p.

Yoder H.S., Tilley, C.E., 1962, Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Journal of Petrology, 3: 342-532

Zen E-an, Hammarstrom J.M., 1984, Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology 12: 515-518.

ANNEXE 1
LISTE, LOCALISATION ET DESCRIPTION
DES ÉCHANTILLONS SOUMIS À L'ANALYSE CHIMIQUE

No. Numéro de référence dans le texte ou sur les cartes.
Affleurement: Numéro d'affleurement.
UTME: Estant selon les coordonnées UTM, zone 20.
UTMN: Nordant selon les coordonnées UTM, zone 20.
Unité: Unité stratigraphique ou lithodémique
Indice: Nom de l'indice pour les analyses partielles à intérêt économique
Description: Lithologie analysée et localisation

AC: Actinolite	AK: Ankérite	BO: Biotite
CA: Carbonate	CC: Calcite	CL: Chlorite
CP: Chalcopyrite	FU: Fuchsite	GR: grenat
HB: Hornblende	MO: Molybdénite	MU: Muscovite
PX: Pyroxène	PY: Pyrite	QZ: Quartz
SU: Sulfure	PG: Plagioclase	PO: Pyrrhotite
SC: Scapolite	TL: Tourmaline	TR: Trémolite

Les abréviations telles que données ici ne s'appliquent qu'à l'annexe 1

Liste, localisation et description des échantillons, analyses totales

Carte	Affleurement	UTME	UTMN	Formation	Description
1	183	310275	6126960	Willbob	Basalte coussiné
2	142	310620	6126615	Willbob	Basalte coussiné
3	148-D	310575	6126920	Willbob	Gabbro, sus-jacent au gabbro à olivine
4	148-C	310575	6126920	Willbob	Gabbro à olivine
5	148-B	310575	6126920	Willbob	Gabbro à olivine
6	148-A	310575	6126920	Willbob	Gabbro à olivine
7	180-D	310420	6127950	Willbob	Basalte coussiné, sur le gabbro
8	181-E'	310280	6127925	Willbob	Gabbro à olivine, bordure de trempe
9	181-C	310280	6127925	Willbob	Basalte coussiné, sous le Gabbro à olivine
10	181-E	310280	6127925	Willbob	Gabbro à olivine, bordure de trempe
11	213-B	310260	6129520	Willbob	Basalte glomérophyrique
12	155-A	311496	6128380	Willbob	Basalte glomérophyrique
13	134	312261	6127689	Willbob	Basalte glomérophyrique
14	137	312229	6127340	Willbob	Basalte glomérophyrique
15	175	312290	6129899	Willbob	Gabbro à grain fin
16	171-D	313500	6131181	Willbob	Gabbronorite quartzifère
17	171-A	313871	6131973	Willbob	Gabbronorite
18	170	314094	6132081	Willbob	Basalte massif
19	169-D	314288	6132159	Willbob	Gabbro ophitique
20	167	315090	6131969	Willbob	Basalte massif
21	166-E	314955	6131852	Willbob	Gabbro crescumulat
22	165	314741	6131127	Willbob	Gabbro
23	1053	323122	6127074	Kozela	Métabasite coussinée
24	121	323742	6128014	Kozela	Lamprophyre?
25	050	324660	6128217	Kozela	Métabasite, lac Rond
26	055-A	324534	6129465	Kozela	Trémolite
27	085-A	324755	6129500	Kozela	Trémolite
28	057-C	324551	6129881	Kozela	Gabbro à olivine, lac Rond
29	115	324768	6130423	Kozela	Gabbro à olivine, lac Rond
30	1027	324933	6130420	Kozela	Gabbro à olivine, lac Rond
31	1024	325330	6130249	Kozela	Gabbro, lac rond
32	114	324604	6131035	Kozela	Gabbro à olivine serpentinisé
33	058-A	324586	6131304	Kozela	Gabbro à olivine, litage cuspidé
34	057-A	324547	6129875	Kozela	Gabbro à olivine, lac Rond
35	113-B	325020	6131446	Kozela	Gabbro pegmatitique
36	113	325000	6131807	Kozela	Gabbro, lac Rond
37	86-A	324032	6131475	Kozela	Gabbro à olivine, lac Rond
38	60-A	324754	6134753	Kozela	Gabbro, lac Rond
39	087-B	323184	6131359	Kozela	Gabbro à olivine
40	091-A	321994	6132030	Kozela	Métabasite coussinée
41	044-C	319898	6133556	Deborah	Métapsammite
42	1111	323825	6133747	Kozela	Tonalite
43	063	325175	6135196	Kozela	Amphibolite, lac Kozela
44	075	326482	6134760	Kozela	Amphibolite, lac Kozela

Carte	Affleurement	UTME	UTMN	Formation	Description
45	211	326138	6136593	Kozela	Gabbro à olivine, lac Kozela
46	196-A	327214	6137297	Kozela	Amphibolite, lac Kozela
47	003	328690	6140786	Deborah	Amphibolite
48	027-B	326856	6141776	Deborah	Amphibolite
49	2001-A	317270	6153750	Deborah	Amphibolite
50	289-A	338646	6152284	De Jeux	Gabbro
51	482	339454	6150338	Manereuille	Amphibolite, localité de référence
52	464	339788	6150002	Manereuille	Amphibolite, localité de référence
53	1380	341127	6149531	Manereuille	Amphibolite à biotite
54	029	336752	6142253	Manereuille	Amphibolite ultramafique
55	520-A	341263	6139695	Manereuille	Amphibololite
56	407-B	341411	6136217	Manereuille	Méta-gabbro à olivine
57	532-D	340941	6135069	Manereuille	Méta-gabbro à olivine
58	388	337732	6132389	Manereuille	Méta-gabbro à olivine
59	435	338246	6131279	De Jeux	Gabbro
60	1043	326600	6126600	Kozela	Amphibolite, lac Rond
61	035	328463	6139611	Deborah	Tonalite, Stock de Deborah
62	19-D	325634	6141461	Deborah	Filon de tonalite, cisaillement du lac Deborah
63	019-B	325640	6141466	Deborah	Filon de tonalite, cisaillement du lac Deborah
64	1253	325870	6144464	Deborah	Monzodiorite à épidote, Stock de Hibou
65	3012-A	332316	6133236	Deborah	Granite, Stock de la Fouille
66	613	340563	6139731	Manereuille	Amphibolite ultramafique
67	601-A	336808	6142290	Deborah	Amphibolite, lac Berthé
68	601-B	336806	6142290	Deborah	Amphibolite, lac Berthé
69	606-B	340455	6139932	Manereuille	Calc-silicate à Ca, Ac, Bo, Gr
70	606-A	340454	6139930	Manereuille	Amphibolite
71	678-D	341319	6137768	Manereuille	Amphibolite
72	680-B	341249	6137472	Manereuille	Schiste ultramafique à Ch, Ho
73	680-D	341248	6137477	Manereuille	Trémolitite
74	685-A	341365	6136515	Manereuille	Trémolitite
75	685-B	341316	6136462	Manereuille	Méta-gabbro à olivine
76	688-C	341334	6136003	Manereuille	Gabbro à olivine
77	693-A	339837	6150206	De Jeux	Gabbro
78	697-A	339346	6150400	Manereuille	Roche calcosilicatée à Ac, Cc, Bo, Qz
79	697-B	339346	6150400	Manereuille	Roche calco-silicatée à Qz, Ca, Tr
80	697-C	339349	6150402	Manereuille	Roche calcosilicatée à Bo-Gr-Sc
81	697-D	339338	6150320	Manereuille	Marbre à trémolite
82	697-E	339338	6150321	Manereuille	Marbre
83	697-F	339336	6150323	Manereuille	Roche calcosilicatée à Tr, Ca, Bo,
84	697-G	339241	6150337	Manereuille	Amphibololite
85	697-H	339238	6150340	Manereuille	Roche calcosilicatée à Tr, Bo, Ca, Sc
86	697-I	339241	6150339	Manereuille	Schiste à grenat-biotite
87	697-J	339241	6150339	Manereuille	Amphibolite à grenat
88	697-K	339242	6150339	Manereuille	Amphibolite à grenat
89	697-L	339239	6150342	Manereuille	Roche calcosilicatée à Qz, Pg, Ac, Bi, Ca
90	697-M	339336	6150323	Manereuille	Amphibolite
91	699-B	339668	6150295	De Jeux	Diorite

Carte	Affleurement	UTME	UTMN	Formation	Description
92	701-A	340978	6139785	Manereuille	Formation de fer
93	701-D	340979	6139885	Manereuille	Formation de fer
94	703-D	340863	6139846	Manereuille	Felsite
95	704-A	340862	6139846	Manereuille	Amphibololite
96	617-A	310172	6127888	Willbob	Gabbro à olivine, bordure de trempe
97	617-B	310173	6127886	Willbob	Gabbro à olivine
98	617-C	310172	6127881	Willbob	Gabbro, pyroxénite
99	617-D	310290	6127954	Willbob	Gabbro
100	617-E	310292	6127954	Willbob	Gabbro
101	617-F	310371	6127993	Willbob	Lave massive
102	617-G	310371	6127992	Willbob	Fragment de brèche
103	617-H-A	310371	6127993	Willbob	Coussinet dans une brèche
104	617-H-B	310374	6127991	Willbob	Coussinet dans une brèche
105	623-A	310175	6127886	Willbob	Basalte coussiné, sousjacent au gabbro à olivine
106	624-C	310374	6127992	Willbob	Basalte coussiné
107	625-B	310374	6127992	Willbob	Basalte massif
108	624-A	316526	6130965	Willbob	Basalte massif
109	631-A	312961	6130070	Willbob	Basalte en blocaux
110	632-A	312303	6129632	Willbob	Gabbro
111	633	311891	6128897	Willbob	Basalte massif
112	634-A-C	310371	6129499	Willbob	Basalte gloméroporphyrrique, coeur de coussin
113	634-A-B	310367	6129499	Willbob	Basalte gloméroporphyrrique, Bordure de coussin
114	634-A-A	310366	6129499	Willbob	Basalte gloméroporphyrrique, Bordure hyaloclastitique
115	635-B	310365	6129501	Willbob	Basalte gloméroporphyrrique massif
116	645-A	310097	6129167	Willbob	Basalte gloméroporphyrrique massif
117	629-A	310298	6127958	Willbob	Basalte, près de l'indice de la faille du lac Elsie
118	260-C	325445	6135059	lac Kozela	Schiste à pyrite
119	207	325655	6135785	lac Kozela	Schiste à Bo, Gr, Po
120	210-B	326196	6136250	lac Kozela	Adinole à chalcopryrite
121	458	326137	6136034	lac Kozela	Adinole à chalcopryrite
122	210-B	326202	6136249	lac Kozela	Adinole à chalcopryrite
123	210-B	326200	6136250	lac Kozela	Adinole à chalcopryrite
124	1163	310195	6136550	lac Rond	Formation de fer sulfurée
125	1163	313847	6144494	lac Rond	Formation de fer sulfurée
126	1162	326121	6130089	lac Rond	Schiste à graphite et sulfures
127	1023-B	325141	6129519	lac Rond	Formation de fer sulfurée
128	1023	325141	6129519	lac Rond	Formation de fer sulfurée
129	1023	325146	6129523	lac Rond	Formation de fer sulfurée
130	117	325060	6129431	lac Rond	Formation de fer sulfurée
131	053	324717	6129274	lac Rond	Formation de fer silicatée
132	053'	324718	6129280	lac Rond	Formation de fer silicatée
133	110-A-2	325754	6129394	lac Rond	Formation de fer silicatée
134	110-A-1	325755	6129394	lac Rond	Formation de fer silicatée
135	110-B-1	325760	6129384	lac Rond	Veine à Ak, Qz, Fu, Py, Cp
136	110-B-1	325754	6129394	lac Rond	Veine à Ak, Qz, Fu, Py, Cp
137	493-H-3	328336	6142376	Baleine-1	Encaissant de la veine
138	493-H-2	328336	6142376	Baleine-1	Veine à pyrite, quartz, graphite

Carte	Affleurement	UTME	UTMN	Formation	Description
139	493-G	328337	6142376	Baleine-1	Zone altérée schisteuse à pyrite
140	493-I	328337	6142374	Baleine-1	Schiste à graphite et sulfures
141	493-E	328336	6142376	Baleine-1	Zone rouillée
143	2003-A-2	319175	6151506	Clark	Zone rouillée lixiviée
144	2003-B-2	319175	6151505	Clark	Semipélite à sulfures dessiminés
145	2003-A-1	319103	6151655	Clark	Veine de quartz et pyrite
146	2003-A-3	319100	6151655	Clark	Zone rouillée
147	2003-B-4	319102	6151656	Clark	Zone rouillée
148	2003-A-1	319103	6151656	Clark	Veine de quartz et pyrite
149	213-B	310275	6129420	Willbob	Gabbro glomérophyrique avec sulfures
160	039-B	319361	6151549	Clark	Zone rouillée
161	39	319360	6151547	Clark	Bloc de formation de fer sulfurée
162	2004-B	313843	6144491	Freydière	Phyllade à graphite et pyrite
163	2005-C	321001	6142119	Freydière	Veine de quartz
164	2004-A-1	313807	6144511	Freydière	Phyllade à graphite et pyrite
165	2005-A-2	313805	6144512	Freydière	Phyllade à graphite et pyrite
166	2005-A-1	321003	6142120	Freydière	Phyllade à graphite et pyrite
167	2004-C	313841	6144493	Freydière	Veine de quartz
168	257-E	313844	6144490	Freydière	Brèche graphitique
169	257-C	313843	6144491	Freydière	Niveau à graphite et pyrite
170	257-G	313841	6144491	Freydière	Niveau à graphite et pyrite
171	257-I	313843	6144489	Freydière	Brèche graphitique
172	257-F	313839	6144491	Freydière	Schiste veiné de quartz
173	257-H	313843	6144488	Freydière	Psammite veinée de quartz
175	257-J	313840	6144489	Freydière	Schiste à Bo, Mu, Pyrite en filet
176	257-K	313836	6144487	Freydière	Phyllade
177	258-D-3	313600	6144200	Freydière	Brèche riche en sulfures
178	258-E	313600	6144200	Freydière	Brèche riche en sulfures
179	258-F	313594	6144342	Freydière	Phyllade
180	258-D-2	313592	6144343	Freydière	Brèche riche en sulfures
181	258-B	313591	6144341	Freydière	Brèche riche en sulfures
182	258-A	313590	6144343	Freydière	Phyllade à sulfures
183	278-B	330876	6148992	Baleine 2	Veine à pyrite et biotite
184	278-B	330837	6148918	Baleine 2	Veine à pyrite et biotite
185	052	324713	6128948	lac Rond	Ferricroîte
186	503	314343	6127717	Willbob	Limonite
187	225	313038	6133330	Willbob	Limonite
188	185-B-5	309535	6127115	lac Poulin	Bloc de formation de fer sulfurée
189	473-B	339215	6150325	Manereuille	Veine à Ak, Qz, Hb
190	472-D	339274	6150302	Manereuille	Veine à Qz, Py, Hb
191	472-C	339273	6150302	Manereuille	Schiste à Gr, Bo, Hb
192	471-A	339316	6150286	Manereuille	Amphibololite
193	468-C	339505	6150224	Manereuille	Pegmatite à Sc, Bo, Py, Fu, Ca, Qz
194	1231	341673	6145282	Manereuille	Roche à Qz, Ca, Py
195	520-B	341261	6139694	Lac Frontière	Adinole
196	519-A	341573	6139511	Lac Frontière	Amphibololite à pyrite
197	523-F	340637	6139392	Lac Frontière	Schiste à Bo, Gr, Ac, Su

Carte	Affleurement	UTME	UTMN	Formation	Description
198	424	341452	6138512	Joubardière	Formation de fer sulfurée
199	533-C	340716	6134756	Lac Frontière	Schiste à Bo, Qz, Py
200	416	337915	6138159	Joubardière	Bloc de formation de fer sulfurée
201	1072	328879	6129650	Deborah	Psamnite
202	1045-C	327140	6130113	lac Rond	Veine de Qz, Ca, Py
203	1045-E	327131	6130109	lac Rond	Basalte cisailé à sulfures
204	1045-E	327165	6130069	lac Rond	Basalte cisailé à sulfures
205	1045-D	327142	6130113	lac Rond	Basalte cisailé à sulfures
206	1035	325321	6133709	Kozela	Basalte cisailé à sulfures
207	1076	323580	6129913	lac du Chien	Basalte cisailé à sulfures
208	92?	321918	6131903	lac du Chien	Basalte cisailé à sulfures
209	47-C	317885	6135357	Deborah	Pegmatoïde à QF, Bo, Px
210	1190-A-1	315525	6128848	Willbob	Gabbro pyriteux
211	243-C	314295	6128538	Willbob	Basalte cisailé à sulfures
212	145	310200	6126500	lac Poulin	Basalte épidotisé à sulfures
213	185-B-2	309535	6127115	lac Poulin	Basalte cisailé à sulfures
214	185-B-3	309500	6127170	lac Poulin	Basalte cisailé à sulfures
215	185-B-4	309535	6127115	lac Poulin	Basalte cisailé à sulfures
216	146-A-1	310475	6126740	lac Poulin	Hyaloclastite à sulfure
217	187-F	309500	6128500	lac Poulin	Basalte coussiné à sulfures
218	188-A	309515	6128350	lac Poulin	Basalte cisailé à sulfures
219	188-B	309515	6128350	lac Poulin	Formation de fer sulfurée
220	220	311423	6132014	Willbob	Bloc de formation de fer sulfurée
221	168-B-1	314770	6132838	Masse oubliée	Bloc de schiste graphitique
222	168-B-2	314773	6132844	Masse oubliée	Limonite
223	1200	316540	6131093	Lac Elsie	Schiste à chlorite et pyrite
224	1009-A	326910	6140841	Lac Deborah	Schiste à graphite et pyrite
225	1009-A-1	327076	6140873	Lac Deborah	Chert graphitique
226	1009-A-2	327075	6140884	Lac Deborah	Chert graphitique
227	1009-A-3	327078	6140882	Lac Deborah	Chert graphitique
228	349-C	325958	6145344	Lac Hiboux	Chert graphitique
229	1025?	325155	6130092	Lac Rond	Trémolite
229	263-B	341455	6151750	Grand Rosoy	Veine à quartz et hématite
230	628	316361	6131160	Lac Elsie	Limonite
231	630-A	316504	6131098	Lac Elsie	Latérite?
232	629-B	316505	6131100	Lac Elsie	Veine de quartz
233	629-D	316504	6131098	Lac Elsie	Basalte sulfuré et carbonaté
234	629-E	316504	6131098	Lac Elsie	Schiste à mica blanc
235	669-A	328479	6142167	Baleine	Veine à quartz et pyrite
236	669-A'	328478	6142167	Baleine	Schiste à graphite et biotite
237	669-B	328301	6142268	Baleine	Veine à quartz et pyrite
238	610-B	340692	6139540	Lac Frontière	Amphibololite à Gr, Hb, Po
239	676-B	341481	6137993	Manereuille	Schiste à amphibole et pyrite
241	462	326803	6137413	Kozela	Veine à Ca, Mo
242	301-B-1	326803	6137414	Kozela	Veine à Ca, Py, Mo, Fu
243	301-B-2	326804	6137413	Kozela	Concentré de pyrite de #242
244	197	326938	6137156	Kozela	Roche silicifiée à sulfures

Carte	Affleurement	UTME	UTMN	Formation	Description
245	197	326932	6137158	Kozela	Roche silicifiée à sulfures
246	210-A	326199	6136255	Kozela	Veine de Qz, Ca, Py, Ak
247	210-C	326196	6136250	Kozela	Veine de Qz, Ca, Py, Ak
248	309-C-2	325328	6136945	Kozela	Veine à Ca, Qz et Py automorphe
249	200	325981	6136293	Kozela	Schiste à Tc, Ak, Ac
250	209	325656	6135789	Kozela	Veine à Qz, Ca, AK, Fu, Py
251	209	325496	6135860	Kozela	Veine à Qz, Ca, AK, Fu, Py
252	078-C	326118	6135774	Kozela	Veine de quartz
253	78	326023	6135677	Kozela	Veine de Qz, Cp, Py
254	78	326116	6135774	Kozela	Veine de Qz, Cp, Py
255	206	325941	6135565	Kozela	Veine de Qz, Py, Fu, Ca
256	203	325775	6135491	Kozela	Veine de Qz, Ca
257	460-C	325455	6135010	Kozela	Bloc de formation de fer sulfurée

ANNEXE 2
ANALYSES CHIMIQUES TOTALES

Les analyses chimiques ont été réalisées en 1988 et 1989 aux laboratoires du Centre de Recherche Minérale (CRM) du Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec.

Les oxydes ont été analysés par fluorescence des rayons-X sur perles boratées. SO₂, CO₂ et H₂O ont été dosés par des méthodes gravimétriques. As a été dosé par calorimétrie. Au, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Yb, Lu, Cs, Hf, Ta, Th et U ont été dosés par activation neutronique instrumentale. Ba, Co, Cu, Li, Ni, Sc, V et Zn ont été dosés par spectrométrie d'émission atomique au plasma. Ga, Nb, Rb, Sr, Y et Zr ont été dosés par fluorescence des rayons-X sur briquettes de poudre pressée. Cr a été dosé par absorption atomique. Pd et Pt ont été titrés suite à une préconcentration sur une perle de plomb. Les éléments du groupe du platine listés au tableau 23 ont été dosés par activation neutronique suite à une préconcentration sur une perle de nickel.

La limite de détection ou l'unité de mesure (si aucune analyse n'est sous la limite de détection) est indiquée à côté de l'élément analysé. Tous les oxydes sont en pourcentages.

No.: Numéro de référence dans le texte ou sur les cartes.
 Unité: Unité stratigraphique ou lithodémique.
 Litho: Nom de l'unité selon la légende du MERQ.
 Norme: Classification selon la norme.

V3B: Basalte	V3T: Tholéïte
V3E: Basalte à olivine	V3F: Basalte magnésien
V3G: Komatiite basaltique	
I1B: Granite	I1C: Granodiorite
I1D: Tonalite	
I2G: Monzodiorite quartzifère	I2I: Diorite quartzifère
I3A: Gabbro	I3K: Gabbro à olivine
I3J: Norite	I3O: Lamprophyre
I4,TR: Trémolitite	
I4K: Lherzolite	I4L: Harzburgite
S3T: Grauwacke	
S9D: Formation de fer silicatée	
M8: Schiste	M8(4): Schiste ultramafique
M10: Paraschiste	
M13: Marbre	M14: Roche calcosilicatée
M16: Amphibolite	M16(4): Amphibololite

BO: Biotite	CX: Clinopyroxène	EP: Épidote
GR: Grenat	HB: Hornblende	OX: Orthopyroxène
OV: Olivine	PG: Plagioclase	QZ: Quartz

bc: Brèche à coussin	bl: Blocaux	br: Brèche
co: Coussin	gf: Grain fin	gx: Glomérocristaux
hk: Hétérogène	ma: Massif	mu: Minicoussin
op: Ophitique	pg: Pegmatitique	

a: Alcalin	f: Ferrifère	l: Leucocrate
m: Mélanocrate	-: Altéré ou lixivié	

nd: Sous la limite de détection instrumentale.

No. Unit ⁶ Litho Norme	1 Willbob V3B,co V3T	2 Willbob V3B,co V3T	3 Willbob I3A I3A,OV,OX	4 Willbob I3K I3Jm,OV,CK	5 Willbob I3K I3Jm,OV,CK	6 Willbob I3K I3J,OV,CK	7 Willbob V3F,co V3T
SiO2	49.85	50.70	48.13	43.43	41.50	44.28	48.99
TiO2	1.02	0.90	0.47	0.40	0.37	0.48	0.57
Al2O3	13.23	13.79	13.79	7.35	6.80	9.24	11.34
Fe2O3	2.52	2.40	1.97	1.90	1.87	1.98	2.07
FeO	8.28	8.13	5.96	9.61	9.63	9.41	7.92
MgO	7.68	7.11	9.77	22.22	23.21	18.74	10.94
MnO	0.17	0.18	0.15	0.17	0.18	0.02	0.19
CaO	12.45	8.27	13.85	7.14	5.97	9.22	11.75
Na2O	1.54	2.82	1.54	NA	NA	0.22	0.98
K2O	0.23	0.20	0.04	NA	0.02	0.02	0.17
P2O5	0.07	0.07	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02
SO2							
CO2							
H2O	2.03	2.95	2.11	5.98	7.17	4.69	4.05
Total	99.07	97.52	97.80	98.22	96.74	98.34	98.99
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	5	NA
Au 5ppb	NA	7	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	62	75	16	4	4	8	41
Co 2ppm	39	56	39	101	100	78	64
Cr 8ppm	100	84	822	2100	1900	1600	1300
Cu 1ppm	48	235	27	43	38	26	77
Ga 3ppm	13	8	9	NA	NA	8	4
Li 1ppm	11	73	26	NA	NA	127	13
Nb 3ppm	4	6	4	5	5	4	5
Ni 1ppm	41	77	151	853	850	554	417
Pd 6ppb	13	12	15	10	13	15	16
Pt 6ppb	17	16	10	NA	11	13	16
Rb 3ppm	5	7	NA	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	47	46	44	27	28	34	39
Sr 3ppm	75	37	200	3	3	33	65
V 2ppm	314	302	188	146	150	188	216
Y 3ppm	29	32	20	21	22	23	23
Zn 2ppm	76	87	44	58	63	73	74
Zr ppm	57	52	9	21	21	28	30
AAAI							
La 0.5ppm		2.6	1.4	1.3	1.2	1.5	
Ce 2ppm		6.1	NA	2.8	NA	2.9	
Nd 2ppm		3.9	2.2	3.2	NA	3.4	
Sm 0.05ppm		1.80	1.00	0.94	0.90	1.10	
Eu 0.1ppm		0.5	0.4	0.4	0.2	0.6	
Tb 0.2ppm		0.4	0.3	0.2	0.2	1.7	
Ho 0.5ppm		0.8	NA	NA	NA	0.7	
Tm 0.2ppm		0.5	0.3	NA	0.3	0.4	
Yb 0.2ppm		2.2	1.2	0.9	1.0	1.1	
Lu 0.05ppm		0.32	0.12	0.12	0.11	0.16	
Cs 0.2ppm		0.4	NA	NA	0.7	NA	
Hf 0.2ppm		1.1	0.5	0.4	0.4	0.5	
Ta 0.1ppm		0.7	0.8	NA	NA	0.3	
Th 0.2ppm		0.3	NA	NA	NA	NA	
U 0.5ppm		NA	NA	NA	NA	NA	

No.	8	9	10	11	12	13	14
Unit#	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob
Litho	V3E	V3F,co	V3E	V3B,gx	V3B,gx	V3B,gx	V3B,gx
Norme	I3J,OV,CX	V3T,OV	I3J,OV,CX	V3T	V3T	V3T	V3T-QZ
SiO2	48.13	46.21	47.28	48.99	47.92	48.56	47.71
TiO2	0.58	0.58	0.53	1.32	1.47	1.47	1.48
Al2O3	11.53	10.96	10.39	13.79	13.98	13.98	14.36
Fe2O3	2.08	2.08	2.03	2.82	2.97	2.97	2.98
FeO	7.52	8.81	7.69	9.94	9.81	9.29	10.05
MgO	13.76	14.26	16.08	6.58	6.37	6.00	5.47
MnO	0.18	0.19	0.18	0.19	0.19	0.19	0.21
CaO	9.98	10.21	8.95	10.07	10.35	10.07	11.61
Na2O	1.24	0.61	0.27	2.39	1.54	1.67	1.32
K2O	0.51	0.61	1.34	0.14	0.51	0.99	0.10
P2O5	0.05	0.05	0.05	0.09	0.11	0.11	0.14
SO2							
CO2							
H2O	3.22	3.45	3.93	1.57	2.00	1.75	2.53
Total	98.78	98.02	98.72	97.89	97.22	97.05	97.96
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	71	86	205	28	66	105	24
Co 2ppm	52	54	70	48	45	45	44
Cr 8ppm	1000	1100	1500	192	138	175	122
Cu 1ppm	24	32	116	131	107	139	118
Ga 3ppm	6	NA	NA	14	15	15	15
Li 1ppm	29	27	28	NA	13	15	8
Nb 3ppm	7	6	7	7	7	9	7
Ni 1ppm	299	320	510	93	82	66	76
Pd 6ppb	16	13	26	10	NA	NA	NA
Pt 6ppb	16	15	15	NA	NA	NA	NA
Rb 3ppm	13	18	36	NA	11	17	NA
Sc 1ppm	40	36	36	45	41	41	43
Sr 3ppm	66	69	28	110	140	140	170
V 2ppm	224	208	195	373	364	356	358
Y 3ppm	26	24	23	39	43	42	44
Zn 2ppm	60	65	66	98	102	87	100
Zr ppm	35	35	29	78	91	90	92
AAHI							
La 0.5ppm	2.1	2.4		4.0	4.2	4.9	
Ce 2ppm	4.2	4.0		7.7	6.4	8.8	
Nd 2ppm	3.6	2.7		6.6	7.6	6.3	
Sm 0.05ppm	1.50	1.50		2.70	2.50	3.40	
Eu 0.1ppm	0.6	0.5		0.8	0.8	1.0	
Tb 0.2ppm	0.1	0.3		0.5	0.4	0.6	
Ho 0.5ppm	0.7	NA		1.0	NA	1.5	
Tm 0.2ppm	0.5	0.5		0.5	NA	0.5	
Yb 0.2ppm	1.3	1.7		2.6	3.0	3.3	
Lu 0.05ppm	0.20	0.19		0.40	0.10	0.44	
Cs 0.2ppm	0.4	0.6		NA	0.6	1.4	
Hf 0.2ppm	0.7	0.6		1.6	1.3	1.7	
Ta 0.1ppm	0.3	0.5		0.8	25.0	0.6	
Th 0.2ppm	NA	NA		NA	0.4	0.3	
U 0.5ppm	NA	NA		NA	NA	NA	

No.	15	16	17	18	19	20	21
Units	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob
Litho	I3A, gf	I3A, QZ	I3A, hk	V3B, ma	I3A, op	V3B, ma	I3A, hk
Norme	I3J, QZ, CX	I3J, QZ, CX	I3J, QZ, CX	V3T, QZ	I3A1, OX, OV	V3F	I3J, QZ, CX
SiO2	48.99	49.20	49.63	49.20	48.78	42.36	50.27
TiO2	1.35	0.75	1.57	1.30	1.02	1.65	1.82
Al2O3	13.04	12.47	12.66	13.04	15.87	15.87	12.47
Fe2O3	2.85	2.25	3.07	2.80	2.52	3.15	3.32
FeO	10.30	8.27	10.49	9.45	6.59	11.96	11.55
MgO	6.40	9.53	5.75	6.27	7.63	8.03	5.07
MnO	0.21	0.19	0.21	0.19	0.15	0.23	0.25
CaO	9.58	12.17	9.50	10.63	8.98	6.94	7.91
Na2O	1.81	1.15	2.16	1.16	3.42	2.49	3.36
K2O	0.23	0.20	0.08	0.02	0.14	0.10	0.08
P2O5	0.09	0.05	0.14	0.09	0.11	0.07	0.16
SO2							
CO2							
H2O	2.33	2.25	2.02	3.71	2.67	3.81	1.68
Total	97.18	98.48	97.28	97.86	97.88	96.66	97.94
As 1ppm	NA	NA	NA	3	NA	20	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	14	NA
Ba ppm	37	55	24	7	47	19	26
Co 2ppm	43	45	44	47	43	50	47
Cr 8ppm	79	196	68	208	263	253	24
Cu 1ppm	149	178	32	133	20	59	162
Ga 3ppm	13	9	16	15	7	19	15
Li 1ppm	8	4	8	NA	8	21	4
Nb 3ppm	9	5	9	6	6	9	10
Ni 1ppm	53	105	50	122	97	86	37
Pd 6ppb	NA	NA	NA	NA	13	NA	NA
Pt 6ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Rb 3ppm	7	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	47	49	48	46	28	55	50
Sr 3ppm	98	91	110	130	320	80	67
V 2ppm	378	253	418	354	177	410	456
Y 3ppm	43	27	49	6	26	44	51
Zn 2ppm	97	68	84	94	112	124	124
Zr ppm	77	38	86	78	80	93	95
LANI							
La 0.5ppm			4.4	4.5			
Ce 2ppm			8.4	8.3			
Nd 2ppm			7.6	7.6			
Sm 0.05ppm			3.50	3.00			
Eu 0.1ppm			1.2	0.9			
Tb 0.2ppm			0.8	0.5			
Ho 0.5ppm			1.1	1.0			
Tm 0.2ppm			0.5	0.5			
Yb 0.2ppm			3.3	2.9			
Lu 0.05ppm			0.47	0.42			
Cs 0.2ppm			0.4	NA			
Hf 0.2ppm			1.7	1.5			
Ta 0.1ppm			1.0	0.6			
Th 0.2ppm			0.2	0.3			
U 0.5ppm			0.6	NA			

No.	22	23	24	25	26	27	28
Unité	Willbob	Kozela	Kozela	Kozela	Kozela	Kozela	Kozela
Litho	I3A	V3B,co	I3O	V3B	I4,TR	I4,TR	I3K
Norme	I3A,Q2,OX	I3T		V3T	I3Jm,OV,CX	I3Jm,OV,CX	I3Jm,OV,CX
S1O2	49.63	49.63	41.72	48.35	45.78	35.51	38.51
TiO2	2.00	1.20	1.97	1.15	0.37	0.17	0.18
Al2O3	11.71	13.98	23.62	13.79	7.12	3.53	4.52
Fe2O3	3.50	2.70	3.47	2.65	1.87	1.67	1.68
FeO	13.44	10.17	6.01	9.58	10.53	8.14	8.52
MgO	3.93	7.35	5.32	7.53	19.23	27.52	31.50
MnO	0.27	0.21	0.08	0.19	0.19	0.21	0.18
CaO	9.00	10.21	5.46	10.35	8.00	3.96	2.99
Na2O	2.48	2.52	2.00	2.26	0.18	NA	0.09
K2O	0.17	0.18	4.73	0.18	NA	NA	NA
P2O5	0.16	0.09	0.23	0.07	0.02	0.02	NA
SO2							
CO2							
H2O	2.14	0.63	3.15	1.40	4.31	17.10	10.50
Total	98.43	98.87	97.76	97.50	97.60	97.83	98.67
As 1ppm	4	NA	NA	NA	2	3	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	35	56	2100	29	1	4	4
Co 2ppm	46	44	74	45	72	105	102
Cr 8ppm	NA	212	374	216	3200	2800	3400
Cu 1ppm	95	26	89	74	13	6	NA
Ga 3ppm	14	15	32	14	NA	NA	NA
Li 1ppm	17	NA	27	NA	NA	NA	NA
Nb 3ppm	9	7	10	7	5	6	4
Ni 1ppm	29	136	221	138	595	1000	999
Pd 6ppb	7	15	12	8	14	46	25
Pt 6ppb	NA	NA	NA	7	NA	NA	79
Rb 3ppm	5	4	78	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	43	45	53	44	27	14	18
Sr 3ppm	110	89	310	120	3	19	8
V 2ppm	463	354	372	322	217	75	88
Y 3ppm	64	38	38	8	22	13	15
Zn 2ppm	88	99	75	73	37	36	65
Zr ppm	120	68	130	68	15	11	11
AAAI							
La 0.5ppm				3.1	2.9		
Ce 2ppm				7.0	3.1		
Nd 2ppm				4.7	3.0		
Sm 0.05ppm				2.40	1.10		
Eu 0.1ppm				0.8	0.2		
Tb 0.2ppm				0.5	0.2		
Ho 0.5ppm				0.9	NA		
Tm 0.2ppm				0.3	0.3		
Yb 0.2ppm				2.3	0.9		
Lu 0.05ppm				0.36	0.13		
Cs 0.2ppm				NA	NA		
Hf 0.2ppm				1.3	0.3		
Ta 0.1ppm				1.2	0.3		
Th 0.2ppm				NA	NA		
U 0.5ppm				NA	NA		

No. Unit Litho Norme	29 Kozela I3K I3J,OV,CX	30 Kozela I3K I4L,PG	31 Kozela I3A I3A,OV,OX	32 Kozela I3K I4L,PG	33 Kozela I3K I3Jm,OV,CX	34 Kozela I3K I4L,PG	35 Kozela I3A I3J,OV,CX
SiO2	39.36	39.58	50.70	38.51	40.86	37.87	49.20
TiO2	0.17	0.15	0.43	0.18	0.22	0.13	0.33
Al2O3	3.93	3.17	14.93	3.29	3.93	3.19	15.87
Fe2O3	1.67	1.65	1.93	1.68	1.72	1.63	1.83
FeO	8.79	9.45	5.57	9.42	9.00	9.72	4.27
MgO	30.18	30.01	9.29	32.83	29.68	33.66	11.27
MnO	0.14	0.19	0.12	0.15	0.15	0.25	0.13
CaO	2.77	2.78	11.05	2.06	4.11	1.13	8.88
Na2O	NA	NA	2.82	NA	NA	NA	1.39
K2O	NA	NA	0.28	NA	NA	NA	2.10
P2O5	0.02	NA	0.02	NA	0.02	NA	0.05
SO2							
CO2							
H2O	10.70	10.70	1.77	10.20	8.21	10.90	3.10
Total	97.73	97.68	98.91	98.32	97.90	98.48	98.42
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA
Au 5ppb	NA	6	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	9	1	45	4	3	11	337
Co 2ppm	115	129	31	121	103	117	34
Cr 8ppm	3300	2300	64	2200	2400	2200	597
Cu 1ppm	NA	155	5	NA	38	NA	24
Ga 3ppm	NA	NA	7	NA	NA	NA	5
Li 1ppm	NA	NA	6	NA	NA	NA	70
Nb 3ppm	5	5	5	5	5	7	6
Ni 1ppm	1200	1000	110	1200	991	1200	139
Pd 6ppb	12	31	NA	11	16	13	25
Pt 6ppb	NA	NA	NA	14	28	7	NA
Rb 3ppm	NA	NA	5	NA	NA	NA	85
Sc 1ppm	17	14	47	15	22	15	35
Sr 3ppm	3	4	140	3	4	4	150
V 2ppm	80	79	183	65	91	67	131
Y 3ppm	11	14	20	12	17	14	15
Zn 2ppm	68	23	21	41	47	50	26
Zr ppm	8	12	30	9	11	12	27
AAAI							
La 0.5ppm							1.2
Ce 2ppm							NA
Nd 2ppm							NA
Sm 0.05ppm							0.80
Eu 0.1ppm							0.3
Tb 0.2ppm							0.2
Ho 0.5ppm							NA
Tm 0.2ppm							NA
Yb 0.2ppm							0.9
Lu 0.05ppm							0.14
Cs 0.2ppm							0.6
Hf 0.2ppm							0.3
Ta 0.1ppm							0.4
Th 0.2ppm							NA
U 0.5ppm							NA

No.	36	37	38	39	40	41	42
Unité	Kozela	Kozela	Kozela	Kozela	Kozela	Deborah	Kozela
Litho	I3A	I3K	I3A	I3K	V3F,co	S3T	I2I
Norme	I3J,OV,CX	I3A,OX	I3A,OX	I3Jm,OV,CX	V3T-OV		
SiO2	49.42	49.20	50.06	47.49	46.21	68.20	55.84
TiO2	0.25	0.28	0.42	0.32	0.73	0.67	1.63
Al2O3	11.15	14.74	14.93	3.38	12.47	13.98	12.47
Fe2O3	1.75	1.78	1.92	1.82	2.23	2.17	3.13
FeO	6.14	5.07	5.01	10.32	10.08	2.44	13.13
MgO	15.42	11.44	9.72	23.05	12.10	1.58	2.07
MnO	0.15	0.14	0.14	0.28	0.34	0.04	0.57
CaO	10.77	12.73	13.15	7.91	7.53	1.83	5.75
Na2O	1.29	1.19	1.81	NA	1.11	3.90	3.41
K2O	0.19	0.24	0.20	NA	1.10	2.07	0.25
P2O5	0.02	NA	0.02	NA	0.07	0.16	0.23
SO2							
CO2							
H2O	2.49	1.76	1.33	4.09	3.77	0.94	0.35
Total	99.04	98.57	98.71	98.67	97.74	97.98	98.83
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	4	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	31	34	41	1	514	507	37
Co 2ppm	44	37	33	67	52	15	25
Cr 8ppm	1700	955	1000	3200	585	132	16
Cu 1ppm	2	NA	68	NA	19	20	24
Ga 3ppm	5	6	5	NA	9	13	13
Li 1ppm	16	15	10	NA	43	17	NA
Nb 3ppm	5	5	6	5	6	12	10
Ni 1ppm	213	133	104	453	193	44	15
Pd 6ppb	18	32	18	NA	13	17	NA
Pt 6ppb	NA	NA	13	NA	11	NA	7
Rb 3ppm	NA	4	5	NA	31	87	NA
Sc 1ppm	36	41	42	27	42	11	49
Sr 3ppm	58	110	140	18	26	400	110
V 2ppm	116	141	168	164	258	77	63
Y 3ppm	14	17	22	20	26	18	73
Zn 2ppm	44	34	34	43	246	74	74
Zr ppm	15	20	32	18	40	250	140
AANI							
La 0.5ppm							3.4
Ce 2ppm							7.7
Nd 2ppm							7.4
Sm 0.05ppm							3.80
Eu 0.1ppm							1.6
Tb 0.2ppm							1.1
Ho 0.5ppm							1.9
Tm 0.2ppm							1.0
Yb 0.2ppm							6.3
Lu 0.05ppm							1.00
Cs 0.2ppm							NA
Hf 0.2ppm							3.3
Ta 0.1ppm							2.6
Th 0.2ppm							1.1
U 0.5ppm							NA

No. Unité Litho Norme	43 Kozela M16 V3T	44 Kozela M16 V3T	45 Kozela I3K I4K,PG	46 Kozela M16 V3T	47 Deborah M16 V3T,OV	48 Deborah M16 V3T	49 Deborah M16 V3T
SiO2	50.27	48.13	38.29	49.42	45.57	47.71	48.99
TiO2	0.83	1.25	0.12	1.55	1.27	1.12	1.12
Al2O3	13.98	14.36	2.27	14.17	14.74	14.17	14.36
Fe2O3	2.33	2.75	1.62	3.05	2.77	2.62	2.62
FeO	8.71	10.52	10.25	10.63	9.86	9.61	9.73
MgO	7.46	7.36	30.18	6.00	7.10	7.86	7.36
MnO	0.18	0.21	0.13	0.19	0.19	0.19	0.19
CaO	12.17	10.63	3.89	9.93	12.45	10.63	11.61
Na2O	1.39	2.05	0.11	2.26	1.86	2.02	1.79
K2O	0.16	0.17	0.02	0.27	0.16	0.12	0.16
P2O5	0.07	0.11	NA	0.14	0.07	0.09	0.07
SO2							
CO2							
H2O	2.04	0.55	11.40	0.40	1.44	0.80	1.01
Total	99.59	98.09	98.28	98.01	97.48	96.94	99.01
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	32	38	8	29	32	30	35
Co 2ppm	40	47	139	47	50	51	50
Cr 8ppm	207	208	4000	124	319	348	289
Cu 1ppm	33	30	10	24	63	129	15
Ga 3ppm	11	15	NA	14	9	11	11
Li 1ppm	NA	NA	NA	2	53	11	13
Nb 3ppm	5	5	3	6	7	5	6
Ni 1ppm	110	98	1500	65	136	142	118
Pd 6ppb	14	NA	15	NA	NA	22	NA
Pt 6ppb	16	NA	13	NA	NA	NA	NA
Rb 3ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	51	46	13	42	46	44	43
Sr 3ppm	110	120	51	110	190	95	130
V 2ppm	285	354	64	378	320	310	309
Y 3ppm	7	37	11	41	43	35	37
Zn 2ppm	64	86	35	109	95	141	92
Zr ppm	60	68	8	94	79	60	66
AAHI							
La 0.5ppm	2.7	3.6		5.2			3.1
Ce 2ppm	4.9	7.2		11.0			6.1
Nd 2ppm	2.7	4.3		6.8			5.9
Sm 0.05ppm	1.80	2.60		3.60			2.40
Eu 0.1ppm	0.6	0.8		1.0			0.7
Tb 0.2ppm	0.4	0.5		0.7			0.4
Ho 0.5ppm	0.7	1.6		1.2			0.8
Tm 0.2ppm	0.3	0.3		0.5			0.4
Yb 0.2ppm	1.9	2.4		3.2			2.3
Lu 0.05ppm	0.30	0.35		0.46			0.33
Cs 0.2ppm	NA	NA		NA			NA
Hf 0.2ppm	0.9	1.4		1.8			1.2
Ta 0.1ppm	1.3	1.0		1.5			1.0
Th 0.2ppm	0.2	0.2		0.3			NA
U 0.5ppm	NA	NA		NA			NA

No.	50	51	52	53	54	55	56
Unité	De Jeux	Maner.	Maner.	Maner.	Maner.	Maner.	Maner.
Litho	I3A	M16	M16	M8,HB,BO	M8(4)	M16(4)	T3K
Norme	I3A,OX	V3Ba	V3Ba	V3E	V3T,OV	V3T	I3Ja,OV
S1O2	48.56	48.35	49.20	50.70	46.64	44.07	39.58
TiO2	0.87	0.90	1.02	1.07	0.57	4.90	0.15
Al2O3	13.98	14.55	14.93	13.23	9.79	7.88	3.87
Fe2O3	2.37	2.40	2.52	2.57	2.07	6.40	1.65
FeO	9.18	6.97	6.86	9.52	8.04	7.62	10.09
MgO	7.79	7.81	8.37	6.91	18.24	10.28	31.84
MnO	0.21	0.09	0.10	0.25	0.18	0.27	0.19
CaO	11.61	8.20	6.31	7.84	9.49	12.73	2.11
Na2O	1.94	3.84	4.29	4.74	0.80	1.32	0.30
K2O	0.55	2.05	2.22	0.39	0.08	0.55	0.00
P2O5	0.05	0.07	0.07	0.07	0.05	0.55	NA
SO2							
CO2							
H2O	1.29	2.91	2.54	0.82	3.33	1.60	8.66
Total	98.40	98.14	98.43	98.11	99.28	98.17	98.45
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	179	166	169	24	12	105	9
Co 2ppm	52	47	69	50	70	49	134
Cr 8ppm	442	327	244	19	1400	742	3600
Cu 1ppm	91	38	125	37	14	230	10
Ga 3ppm	13	13	13	10	NA	17	NA
Li 1ppm	18	29	24	14	4	12	NA
Nb 3ppm	8	9	8	10	6	63	7
Ni 1ppm	121	155	149	82	511	121	1400
Pd 6ppb	NA	NA	NA	NA	10	23	26
Pt 6ppb	NA	NA	NA	NA	8	8	11
Rb 3ppm	13	65	72	NA	NA	10	NA
Sc 1ppm	48	45	50	42	33	40	18
Sr 3ppm	140	100	74	35	12	77	20
V 2ppm	319	316	356	368	190	434	102
Y 3ppm	8	15	14	12	26	35	NA
Zn 2ppm	108	33	20	54	60	56	98
Zr ppm	52	55	56	55	31	390	10

LAMI							
La 0.5ppm					6.8	79.0	
Ce 2ppm					8.2	219.0	
Nd 2ppm					4.2	128.0	
Sm 0.05ppm					1.50	20.00	
Eu 0.1ppm					0.5	6.3	
Tb 0.2ppm					0.3	2.0	
Ho 0.5ppm					NA	2.1	
Tm 0.5ppm					0.3	1.2	
Yb 0.2ppm					1.6	3.0	
Lu 0.05ppm					0.21	0.40	

Cs 0.2ppm					NA	0.4	
Hf 0.2ppm					0.7	11.0	
Ta 0.1ppm					0.5	6.6	
Th 0.2ppm					NA	10.0	
U 0.5ppm					NA	7.2	

No. Unité Litho Norme	57 Maner. I3K I3Jm,OV	58 Maner. I3K I3Jm,OV,CX	59 De Joux I3A I3A,OX	60 Kozela M16 V3E	61 S. Debor I1C	62 Deborah I1D	63 Deborah I1D
S1O2	39.58	40.65	48.78	47.92	70.81	65.89	67.39
TiO2	0.17	0.20	0.57	1.17	0.32	0.37	0.33
Al2O3	3.72	4.97	17.38	16.25	15.87	13.60	17.57
Fe2O3	1.67	1.70	2.07	2.67	1.82	1.87	1.83
FeO	9.94	10.17	6.69	7.24	0.09	0.45	0.42
MgO	31.17	28.52	7.91	7.98	0.73	2.34	0.83
MnO	0.17	0.19	0.15	0.09	NA	0.05	0.03
CaO	2.20	3.46	12.17	5.92	2.36	3.01	2.15
Na2O	0.31	0.31	1.78	3.87	5.76	6.13	6.61
K2O	0.00	0.00	0.20	1.59	1.11	1.88	1.28
P2O5	NA	NA	0.05	0.14	0.07	0.30	0.09
SO2							
CO2							
H2O	9.14	7.98	0.77	3.84	0.67	2.75	0.61
Total	98.07	98.16	98.52	98.68	99.61	98.64	99.14
As 1ppm	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	9	3	92	166	431	1600	809
Co 2ppm	131	115	49	39	NA	10	5
Cr 8ppm	3400	3300	422	187	32	88	36
Cu 1ppm	76	17	49	20	12	6	4
Ga 3ppm	NA	NA	10	12	17	19	18
Li 1ppm	NA	NA	14	27	77	48	23
Nb 3ppm	7	7	11	9	4	13	13
Ni 1ppm	1500	1100	166	120	NA	56	5
Pd 6ppb	87	9	NA	NA	NA	NA	8
Pt 6ppb	42	9	NA	NA	NA	NA	NA
Rb 3ppm	NA	NA	4	47	29	81	52
Sc 1ppm	19	21	37	31	4	6	5
Sr 3ppm	20	4	130	190	750	1000	610
V 2ppm	107	127	217	220	19	32	25
Y 3ppm	NA	NA	NA	27	4	21	12
Zn 2ppm	79	76	75	25	6	60	54
Zr ppm	15	15	35	83	170	250	320
AAII							
La 0.5ppm				6.2	17.0		
Ce 2ppm				13.0	31.0		
Nd 2ppm				8.2	10.0		
Sm 0.05ppm				2.30	1.50		
Eu 0.1ppm				0.9	0.6		
Tb 0.2ppm				0.4	0.2		
Ho 0.5ppm				0.7	NA		
Tm 0.5ppm				0.2	NA		
Yb 0.2ppm				1.9	NA		
Lu 0.05ppm				0.25	NA		
Cs 0.2ppm				1.4	0.5		
Hf 0.2ppm				1.7	3.0		
Ta 0.1ppm				1.1	3.9		
Th 0.2ppm				0.3	7.6		
U 0.5ppm				NA	0.6		

No. Unité Litho Norme	64 Hibou I2G,EP	65 Fouille I1B	66 Maner. M16 V3E	67 Deborah M16 V3T	68 Deborah M16 V3T	69 Maner. M14	70 Maner. M16 V3T
S102	59.05	71.24	43.00	50.49	50.49	37.65	48.13
TiO2	0.62	0.23	3.15	0.77	1.02	0.18	0.62
Al2O3	15.30	14.93	7.60	13.04	18.52	6.24	14.55
Fe2O3	2.12	0.41	4.65	2.27	2.52	1.68	2.12
FeO	3.90	1.09	9.19	8.38	4.15	11.87	5.69
MgO	4.74	0.36	13.26	9.45	5.59	6.80	9.55
MnO	0.12	0.03	0.19	0.18	0.12	0.56	0.15
CaO	5.62	0.98	12.73	10.63	11.19	17.77	14.27
Na2O	3.38	4.46	1.42	1.25	3.26	0.19	1.31
K2O	2.32	5.43	0.31	0.86	0.65	1.93	0.08
P2O5	0.27	0.09	0.32	0.07	0.14	0.07	0.05
SO2						NA	0.06
CO2						13.19	0.07
H2O	1.23	0.47	2.72	1.60	1.12	13.00	1.59
Total	98.67	99.72	98.54	98.99	98.77	97.94	98.11
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	9	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	1200	2100	93	120	263	215	16
Co 2ppm	28	NA	72	48	33	6	43
Cr 8ppm	203	8	948	454	290	31	385
Cu 1ppm	47	NA	73	71	22	8	72
Ga 3ppm	13	20	8	17	17	11	14
Li 1ppm	27	17	8	11	9	7	4
Nb 3ppm	16	16	40	3	7	3	4
Ni 1ppm	66	5	680	184	44	14	196
Pd 6ppb	13	NA					
Pt 6ppb	NA	NA					
Rb 3ppm	67	170	4	40	13	84	5
Sc 1ppm	18	3	30	44	40	5	42
Sr 3ppm	1000	850	240	93	330	570	140
V 2ppm	143	24	286	275	167	39	220
Y 3ppm	NA	NA	27	19	16	18	14
Zn 2ppm	94	43	68	73	49	68	62
Zr ppm	140	200	250	51	68	120	42
AAI							
La 0.5ppm	201.0		38.0				
Ce 2ppm	308.0		79.0				
Nd 2ppm	134.0		50.0				
Sm 0.05ppm	18.00		9.60				
Eu 0.1ppm	4.6		2.5				
Tb 0.2ppm	1.1		1.0				
Ho 0.5ppm	2.0		0.8				
Ta 0.2ppm	NA		NA				
Yb 0.2ppm	0.4		1.6				
Lu 0.05ppm	0.08		0.24				
Cs 0.2ppm	3.0		NA				
Hf 0.2ppm	4.5		6.2				
Ta 0.1ppm	2.4		3.7				
Th 0.2ppm	63.0		4.0				
U 0.5ppm	7.8		0.9				

No.	71	72	73	74	75	76	77
Unité	Maner.	Maner.	Maner.	Maner.	Maner.	Maner.	De Jeux
Litho	M16	M16	I4,TR	I4,TR	I3K	I3K	I3A
Norme	V3T	I3J,OV	I3J,OV,CX	I4E,OV	I3Jm,OL,CX	I4K,PG	I3A,OV
S1O2	50.06	44.28	46.00	38.72	40.43	40.86	49.20
T1O2	0.62	0.40	0.47	0.22	0.22	0.13	0.87
Al2O3	11.53	10.39	9.47	4.23	4.35	2.12	13.98
Fe2O3	2.12	1.90	1.97	1.72	1.72	1.63	2.37
FeO	8.38	11.02	10.06	6.35	9.64	11.78	6.79
MgO	10.94	19.23	19.07	26.36	29.18	34.32	7.48
MnO	0.19	0.19	0.19	0.21	0.18	0.19	0.10
CaO	10.49	5.88	6.74	6.32	3.93	2.60	10.63
Na2O	1.54	0.67	1.02	NA	NA	NA	3.44
K2O	0.17	0.05	0.05	NA	NA	NA	0.67
P2O5	0.07	0.05	0.05	NA	NA	NA	0.05
SO2							
CO2				9.38			
H2O	1.28	3.86	3.25	13.90	8.72	4.23	2.58
Total	97.39	97.92	98.34	98.03	98.37	97.86	98.16
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	20	3	6	3	1	1	41
Co 2ppm	56	83	98	84	114	141	66
Cr 8ppm	765	123	108	3000	2900	3700	227
Cu 1ppm	14	67	29	7	8	9	73
Ga 3ppm	12	12	11	7	7	5	17
Li 1ppm	15	5	9	NA	NA	NA	19
Nb 3ppm	3	3	4	3	4	3	4
Ni 1ppm	259	315	584	1200	1000	1500	130
Pd 6ppb							
Pt 6ppb							
Rb 3ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	11
Sc 1ppm	42	11	12	14	21	18	43
Sr 3ppm	81	25	29	92	8	3	240
V 2ppm	252	62	74	86	101	96	282
Y 3ppm	NA	6	7	5	5	NA	20
Zn 2ppm	76	83	81	75	77	85	16
Zr ppm	42	28	30	21	22	15	62
AAHT							
La 0.5ppm		2.5	3.4	0.8	0.6		
Ce 2ppm		6.4	6.9	NA	NA		
Nd 2ppm		4.1	5.1	NA	NA		
Sm 0.05ppm		1.10	1.20	0.40	0.44		
Eu 0.1ppm		0.3	0.4	0.1	0.2		
Tb 0.2ppm		0.2	0.2	NA	0.1		
Ho 0.5ppm		NA	NA	NA	NA		
Tm 0.2ppm		NA	NA	NA	NA		
Yb 0.2ppm		0.5	0.7	0.4	0.5		
Lu 0.05ppm		0.07	0.09	0.07	0.07		
Ce 0.2ppm		NA	NA	NA	NA		
Hf 0.2ppm		0.5	0.5	0.2	0.2		
Ta 0.1ppm		1.1	0.6	0.3	0.4		
Th 0.2ppm		0.2	0.2	NA	NA		
U 0.5ppm		NA	NA	NA	NA		

No. Units Litho Norme	78 Maner. M14	79 Maner. M14	80 Maner. M10,GR	81 Maner. M13	82 Maner. M13	83 Maner. M14	84 Maner. M16(4) V3TF
S102	58.19	60.76	63.54	41.93	16.90	48.35	47.28
TiO2	0.35	0.08	0.40	0.02	0.02	0.13	3.15
Al2O3	7.82	2.02	12.85	0.15	0.08	3.12	13.23
Fe2O3	1.85	1.58	1.90	0.13	0.32	1.63	4.65
FeO	4.23	2.55	6.74	0.36	0.87	2.81	11.89
MgO	10.11	9.85	3.20	18.40	17.74	12.93	5.02
MnO	0.28	0.35	0.65	0.03	0.10	0.32	0.22
CaO	10.35	14.55	3.37	24.35	25.19	18.47	6.66
Na2O	1.42	0.26	1.79	NA	NA	0.30	3.24
K2O	0.95	0.19	2.31	NA	NA	0.51	1.30
P2O5	0.09	0.11	0.07	0.05	0.09	0.09	0.25
SO2	0.08	NA	0.42	NA	NA	NA	1.82
CO2	1.47	6.89	0.62	13.56	38.48	7.99	0.07
H2O	3.87	7.87	1.75	14.70	38.40	10.40	1.20
Total	99.51	100.17	98.57	100.12	99.71	99.06	98.09
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	221	51	571	1	1	71	649
Co 2ppm	16	12	14	NA	NA	9	46
Cr 8ppm	355	50	114	62	44	62	66
Cu 1ppm	18	5	69	NA	NA	3	170
Ga 3ppm	13	6	17	NA	NA	4	30
Li 1ppm	9	NA	18	NA	NA	4	19
Nb 3ppm	6	3	8	3	3	5	11
Ni 1ppm	78	19	29	NA	NA	14	33
Pd 6ppb							
Pt 6ppb							
Rb 3ppm	36	7	86	NA	NA	18	55
Sc 1ppm	9	4	8	NA	NA	4	40
Sr 3ppm	130	76	180	40	50	100	220
V 2ppm	80	31	88	NA	NA	22	363
Y 3ppm	NA	18	13	NA	NA	13	45
Zn 2ppm	38	41	53	21	19	41	56
Zr ppm	68	36	120	14	15	52	190
AANI							
La 0.5ppm	23.0	17.0	41.0				
Ce 2ppm	40.0	30.0	76.0				
Nd 2ppm	20.0	14.0	33.0				
Sm 0.05ppm	3.60	2.60	5.30				
Eu 0.1ppm	0.9	0.5	1.0				
Tb 0.2ppm	0.6	0.4	0.6				
Ho 0.5ppm	0.7	0.8	0.5				
Tm 0.2ppm	0.3	0.2	NA				
Yb 0.2ppm	1.4	1.3	1.3				
Lu 0.05ppm	0.25	0.22	0.22				
Cs 0.2ppm	1.7	NA	4.1				
Hf 0.2ppm	1.5	0.6	2.9				
Ta 0.1ppm	4.5	6.2	3.4				
Th 0.2ppm	5.3	2.4	12.0				
U 0.5ppm	0.9	0.7	2.2				

No. Unité Litho Norme	85 Maner. M14	86 Maner. M10,GR	87 Maner. M16 V3T	88 Maner. M16 V3E	89 Maner. M14	90 Maner. M16 V3T	91 De Jeux I2I
S102	56.05	62.47	49.85	46.21	56.69	47.28	57.12
TiO2	0.27	0.43	1.27	1.73	0.35	2.20	2.12
Al2O3	6.67	12.47	13.79	14.17	10.39	13.98	14.93
Fe2O3	0.67	1.93	2.77	3.23	1.85	3.70	3.62
FeO	1.81	6.76	9.99	9.96	4.03	11.33	2.44
MgO	11.77	3.91	7.28	7.93	7.63	6.15	3.25
MnO	0.10	0.21	0.28	0.28	0.30	0.52	0.06
CaO	12.73	3.53	8.28	6.67	8.33	8.56	7.42
Na2O	0.96	1.25	2.74	2.88	2.74	2.01	5.63
K2O	1.43	3.16	1.18	2.51	1.92	1.10	0.34
P2O5	0.05	0.05	0.07	0.16	0.05	0.18	0.23
SO2	NA	0.12	0.24	0.28	0.06	0.22	
CO2	4.91	0.37	0.07	0.11	4.10	0.22	
H2O	6.85	2.01	0.91	1.40	4.79	0.85	1.53
Total	99.37	98.18	98.41	97.13	99.07	97.86	98.69
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	179	575	199	499	322	213	43
Co 2ppm	3	9	45	48	11	38	66
Cr 8ppm	23	111	271	264	51	155	31
Cu 1ppm	4	22	54	74	21	71	460
Ga 3ppm	10	17	20	21	14	24	22
Li 1ppm	10	19	14	34	23	14	7
Nb 3ppm	6	8	4	8	6	8	10
Ni 1ppm	16	19	117	121	22	73	37
Pd 6ppb							
Pt 6ppb							
Rb 3ppm	52	110	24	77	68	21	4
Sc 1ppm	6	9	40	33	6	41	39
Sr 3ppm	120	100	110	130	150	250	270
V 2ppm	44	69	334	292	48	332	188
Y 3ppm	12	13	23	31	17	39	51
Zn 2ppm	29	59	80	85	64	126	10
Zr ppm	95	110	75	140	160	150	170
AANI							
La 0.5ppm	16.0					12.0	17.0
Ce 2ppm	29.0					30.0	33.0
Nd 2ppm	12.0					19.0	24.0
Sm 0.05ppm	22.00					5.80	7.90
Eu 0.1ppm	0.5					2.0	2.1
Tb 0.2ppm	0.3					1.1	1.4
Ho 0.5ppm	NA					1.3	2.5
Tm 0.2ppm	NA					0.5	0.6
Yb 0.2ppm	0.8					3.5	5.4
Lu 0.05ppm	0.10					0.49	0.79
Cs 0.2ppm	2.5					1.1	NA
Hf 0.2ppm	2.0					3.5	4.8
Ta 0.1ppm	2.7					1.9	2.3
Th 0.2ppm	5.3					1.0	2.0
U 0.5ppm	0.8					0.8	4.3

No. Unité Litho Norma	92 Maner. S9D	93 Maner. S9D I1	94 Maner.	95 Maner. M16(4) V3Tr,OV	96 Willbob V3F, tr I3J,OV,CX	97 Willbob I3K I3Jm,OV,CX	98 Willbob I4, tr I3Jm,OV,CX
SiO2	44.50	53.06	61.40	44.28	46.00	43.43	43.86
TiO2	0.12	0.23	0.67	3.34	0.48	0.35	0.38
Al2O3	3.59	8.09	15.87	8.14	9.90	6.95	7.67
Fe2O3	1.62	1.73	2.17	4.84	1.98	1.85	1.88
FeO	33.40	24.04	6.87	8.76	9.15	8.37	9.24
MgO	5.79	3.52	0.71	12.10	16.58	23.05	22.05
MnO	0.83	0.92	0.26	0.18	0.19	0.14	0.15
CaO	4.02	4.30	2.80	12.87	8.93	6.56	6.91
Na2O	0.42	0.30	6.97	1.27	0.55	NA	NA
K2O	0.39	0.08	0.34	0.60	0.25	NA	NA
P2O5	0.71	0.44	0.34	0.37	0.02	0.02	0.02
SO2	3.14	4.42					
CO2	0.15	0.15					
H2O	0.18	0.14	0.32	1.77	4.38	6.88	6.12
Total	95.57	96.85	98.72	98.52	98.41	97.60	98.28
As 1ppm	NA	NA	NA	56	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	10	NA
Ba ppm	75	33	69	122	47	6	5
Co 2ppm	13	20	9	65	69	100	91
Cr 8ppm	43	70	39	858	1400	2200	1900
Cu 1ppm	134	346	74	101	97	59	13
Ga 3ppm	6	11	24	20	11	8	8
Li 1ppm	3	5	5	13	35	NA	NA
Nb 3ppm	4	7	9	44	4	3	4
Ni 1ppm	48	41	17	474	579	972	822
Pd 6ppb	27						
Pt 6ppb	NA						
Rb 3ppm	7	NA	12	14	8	NA	NA
Sc 1ppm	5	10	5	28	33	26	30
Sr 3ppm	56	52	210	170	44	3	3
V 2ppm	93	129	260	297	215	164	170
Y 3ppm	34	40	47	28	13	10	10
Zn 2ppm	78	60	22	112	79	56	73
Zr ppm	33	73	190	290	35	29	30
AAAI							
La 0.5ppm	14.0		23.0	37.0	1.3		
Ce 2ppm	25.0		56.0	86.0	3.3		
Nd 2ppm	17.0		37.0	51.0	NA		
Sm 0.05ppm	3.90		9.30	11.00	1.20		
Eu 0.1ppm	1.1		2.2	2.9	0.5		
Tb 0.2ppm	0.7		1.4	1.0	0.3		
Ho 0.5ppm	0.9		2.4	0.6	NA		
Tm 0.2ppm	0.2		0.5	NA	NA		
Yb 0.2ppm	2.1		4.4	1.7	1.1		
Lu 0.05ppm	0.29		0.60	0.21	0.16		
Cs 0.2ppm	NA		0.2	0.3	0.4		
Hf 0.2ppm	0.7		0.6	6.6	0.6		
Ta 0.1ppm	1.0		3.0	4.1	0.9		
Th 0.2ppm	4.0		5.7	3.6	NA		
U 0.5ppm	1.8		1.2	NA	NA		

No. Unite Litho Norme	99 Willbob I3A I3Am,Q2,OX	100 Willbob I3A I3A,OX	101 Willbob V3B,na V3T	102 Willbob V3B,br V3T	103 Willbob V3F,mu V3T	104 Willbob V3F,bc V3T	105 Willbob V3F,co V3T
S102	48.99	50.06	49.85	46.00	46.42	43.00	48.13
TiO2	0.48	1.18	0.73	0.57	0.57	0.60	0.55
Al2O3	8.14	13.79	13.98	10.96	10.58	11.15	11.15
Fe2O3	1.98	2.68	2.23	2.07	2.07	2.10	2.05
FeO	7.35	8.65	8.29	7.39	8.17	8.79	8.19
MgO	13.76	6.81	7.71	8.79	10.78	9.40	11.27
MnO	0.26	0.19	0.18	0.17	0.19	0.22	0.19
CaO	14.13	10.77	10.63	14.27	13.43	13.71	11.33
Na2O	0.16	2.78	2.00	1.06	0.81	0.46	1.21
K2O	0.04	0.08	0.16	0.55	0.14	0.07	0.06
P2O5	0.02	0.07	0.05	0.02	0.02	0.05	0.02
SO2							
CO2							
H2O	2.68	1.86	2.28	6.68	5.15	9.05	3.89
Total	97.99	98.92	98.09	98.53	98.33	98.60	98.04
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	8	30	32	142	29	20	13
Co 2ppm	45	36	38	47	56	56	62
Cr 8ppm	2100	227	259	968	966	1000	1100
Cu 1ppm	10	74	76	23	42	66	93
Ga 3ppm	10	21	15	11	10	12	12
Li 1ppm	9	13	10	16	12	28	15
Nb 3ppm	3	5	4	4	3	3	3
Ni 1ppm	248	102	99	351	365	364	417
Pd 6ppb							
Pt 6ppb							
Rb 3ppm	NA	4	6	18	6	5	4
Sc 1ppm	58	48	42	40	37	46	41
Sr 3ppm	89	150	91	41	44	58	74
V 2ppm	245	359	295	229	236	258	240
Y 3ppm	13	25	18	13	13	16	14
Zn 2ppm	118	71	72	73	80	92	75
Zr ppm	36	75	49	40	40	44	40
AANI							
La 0.5ppm	1.4		3.1		1.3		1.5
Ce 2ppm	4.1		8.1		3.0		4.1
Nd 2ppm	2.8		7.0		3.4		2.5
Sm 0.05ppm	1.20		2.10		1.30		1.30
Eu 0.1ppm	1.2		0.8		0.4		0.5
Tb 0.2ppm	0.4		0.5		0.2		0.3
Ho 0.5ppm	NA		0.7		NA		NA
Tm 0.2ppm	NA		0.2		0.3		0.2
Yb 0.2ppm	1.1		1.6		1.3		1.2
Lu 0.05ppm	0.18		0.27		0.20		0.19
Cs 0.2ppm	NA		0.3		NA		NA
Hf 0.2ppm	0.6		1.0		0.8		0.7
Ta 0.1ppm	1.5		1.0		0.5		0.6
Th 0.2ppm	NA		NA		NA		NA
U 0.5ppm	NA		NA		NA		NA

No. Units Litho Norme	106 Willbob V3B,co V3T	107 Willbob V3B,ma V3T	108 Willbob V3B,ma V3T	109 Willbob V3B,bl V3T	110 Willbob I3A I3J,Q2,CX	111 Willbob V3B,ma V3T,Q2	112 Willbob V3B,gx V3T,Q2
SiO2	49.42	49.20	47.92	48.99	47.92	48.56	49.20
TiO2	1.13	1.13	1.23	1.08	1.22	1.20	1.53
Al2O3	13.60	13.79	14.36	15.87	13.79	13.42	13.98
Fe2O3	2.63	2.63	2.73	2.58	2.72	2.70	3.03
FeO	8.83	9.21	9.76	7.32	10.28	9.79	9.49
MgO	7.58	7.15	7.06	7.44	7.53	6.32	5.59
MnO	0.18	0.18	0.19	0.15	0.19	0.19	0.19
CaO	10.77	11.05	5.85	10.21	10.21	11.33	9.58
Na2O	2.05	1.75	2.47	2.55	1.35	1.55	2.22
K2O	0.08	0.22	0.02	0.27	0.20	0.08	0.27
P2O5	0.07	0.07	0.07	0.09	0.07	0.07	0.11
SO2							
CO2							
H2O	2.20	2.18	5.94	2.74	2.71	2.21	4.17
Total	98.54	98.56	97.60	99.29	98.19	97.42	99.36
As 1ppm	NA	NA	23	9	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	20	29	9	101	71	26	32
Co 2ppm	38	45	33	42	48	45	44
Cr 8ppm	229	259	342	260	258	285	106
Cu 1ppm	96	183	63	39	169	174	162
Ga 3ppm	15	17	18	15	18	17	21
Li 1ppm	11	9	16	11	12	10	10
Nb 3ppm	5	4	5	5	4	4	6
Ni 1ppm	106	119	109	144	120	109	84
Pd 6ppb							
Pt 6ppb							
Rb 3ppm	NA	7	4	5	5	NA	4
Sc 1ppm	45	44	47	31	45	49	36
Sr 3ppm	87	95	98	250	110	93	67
V 2ppm	339	348	360	218	353	369	420
Y 3ppm	22	25	27	17	26	26	33
Zn 2ppm	92	85	117	82	113	90	112
Zr ppm	71	73	80	77	74	73	100
AAAI							
La 0.5ppm	2.9						5.1
Ce 2ppm	8.3						13.0
Nd 2ppm	7.7						12.0
Sm 0.05ppm	2.60						3.90
Eu 0.1ppm	0.9						1.2
Tb 0.2ppm	0.5						0.9
Ho 0.5ppm	0.6						0.8
Tm 0.2ppm	0.4						0.4
Yb 0.2ppm	2.2						3.0
Lu 0.05ppm	0.30						0.44
Cs 0.2ppm	NA						NA
Hf 0.2ppm	1.5						2.4
Ta 0.1ppm	1.0						1.0
Th 0.2ppm	0.3						0.5
U 0.5ppm	0.6						NA

No.	113	114	115	116	117	223	231
Units	Willbob	Willbob	Willbob	Willbob	Kozela	Kozela	Kozela
Litho	V3B, gx	V3B, gx, hy	V3B, gx	V3B, gx	V3(M15)	V3(M15)	V3(M15)
Norme	V3T, QZ	V3T, QZ	V3T, QZ	V3T, QZ	V3T, QZ	V3T-	V3T-
SiO2	49.85	43.21	49.63	48.99	54.34	48.99	60.70
TiO2	1.53	1.45	1.48	1.50	2.00	1.33	0.75
Al2O3	13.79	12.47	14.36	14.55	12.66	14.74	15.30
Fe2O3	3.03	2.95	2.98	3.00	3.50	2.83	2.25
FeO	10.26	17.93	9.41	9.39	11.25	10.06	6.01
MgO	5.41	6.90	5.77	5.12	2.02	7.21	4.16
MnO	0.19	0.22	0.19	0.18	0.12	0.19	0.10
CaO	8.16	5.62	10.91	11.33	5.18	3.89	0.03
Na2O	2.16	0.46	1.85	1.56	4.76	2.53	0.10
K2O	0.27	0.27	0.39	0.25	0.34	0.04	2.32
P2O5	0.11	0.09	0.09	0.11	0.32	0.09	0.04
SO2							
CO2							
H2O	4.02	4.82	1.54	2.15	0.83	6.83	6.54
Total	98.78	96.39	98.60	98.13	97.32	98.73	98.30
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	36	10
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	620	110
Ba ppm	45	50	74	45	80	19	11
Co 2ppm	42	26	41	39	39	53	9
Cr 8ppm	231	150	143	125	59		
Cu 1ppm	139	53	152	172	283	127	33
Ga 3ppm	21	18	20	16	26		
Li 1ppm	13	15	10	8	7	22	5
Nb 3ppm	6	6	6	7	11		
Ni 1ppm	83	71	87	74	39	120	29
Pd 6ppb						7	
Pt 6ppb						NA	
Rb 3ppm	7	12	8	8	7		
Sc 1ppm	46	43	45	46	33	44	8
Sr 3ppm	58	29	120	170	240		
V 2ppm	412	398	388	404	170	404	97
Y 3ppm	33	32	32	35	74		
Zn 2ppm	113	140	98	95	24	163	1
Zr ppm	100	96	96	110	240		
AANI							
La 0.5ppm							
Ce 2ppm							
Nd 2ppm							
Sm 0.05ppm							
Eu 0.1ppm							
Tb 0.2ppm							
Ho 0.5ppm							
Tm 0.2ppm							
Yb 0.2ppm							
Lu 0.05ppm							

Cs 0.2ppm							
Hf 0.2ppm							
Ta 0.1ppm							
Th 0.2ppm							
U 0.5ppm							

ANNEXE 3
RESULTATS D'ANALYSES DES ÉCHANTILLONS
À INTÉRÊT ÉCONOMIQUE

- Voir l'annexe 2 pour la description des méthodes d'analyses.
- No.: Numéro de référence apparaissant sur la carte.
- Indice: Nom de l'indice ou de la formation le portant.
- Les limites de détection et les unités de mesures sont indiquées à coté des éléments concernés.

No. Indice	118 Kozela	119 Kozela	120 Kozela	121 Kozela	122 Kozela	123 Kozela	124 Rond	125 Rond	126 Rond	127 Rond	128 Rond	129 Rond	130 Rond	131 Rond	132 Rond
Ag 0.5ppm				NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
As 1ppm	NA	NA	NA	2	3	NA	4	3	3	NA	NA	3	2	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	7	17	6	6	6	31	NA	150	NA	7	7	NA	NA
Ba ppm	16	246	83	73	188	131	35	19	96	22	60	112	52	12	39
Be 1ppm	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
C %															
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ce 3ppm	5	53	27	39	24	26	55	38	22	11	42	38	41	14	19
Co 2ppm	293	30	21	112	37	54	73	162	58	298	13	20	35	11	7
Cr 8ppm				101											
Cs 1ppm	NA	3	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cu 1ppm	1900	208	528	1200	536	452	339	1000	323	4800	191	399	586	49	56
Dy 1ppm	NA	NA	NA	3	NA	NA	NA	NA	4	NA	NA	NA	NA	50	43
Eu 1ppm	4	NA	NA	2	2	2	4	4	5	2	3	3	3	2	2
Fe2O3 %															
Ga 3ppm			11	8	10	9									
Hg ppb				41	17	18	27	15	19	NA	19	18	19	4	9
La 2ppm	NA	28	20	34	5	NA	NA	NA	4	NA	7	3	NA	NA	4
Li 1ppm	NA	16	10	10			NA			0.03	NA	0.03	0.03	1.87	NA
MnO 0.01%							6	NA	NA	NA	NA	NA	5	NA	NA
Mo 4ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nb 3ppm			6	8	6	4									
Nd 25ppm	NA	30	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ni 1ppm	627	51	161	236	231	181	552	744	366	360	230	226	390	57	49
Pb 12ppm	NA	NA	15	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pd 6ppb	10	9	14	7	21	10	15	11	11	11	NA	11	31	NA	8
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	13	11	NA	NA	9	9	7	NA	NA
Rb 3ppm				8	27	44									
Rh 6ppb	NA	NA	NA	NA	8	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
S 0.01%															
Sb 0.1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	5	1	1.7	NA	0.3	0.3	0.5	NA	0.2
Sc 1ppm	2	11	11	11	9	10	8	4	11	3	12	11	8	6	7
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm				NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sr 3ppm			120	91	86	290									
Ta 5ppm				NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Te 10ppm				NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Th 3ppm				NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Tm 2ppm	8	4	3	5	NA	5	11	13	5	5	7	7	11	3	4
U 0.2ppm	0.4	3.4	19	11	3	1.5	14	6.4	5.1	4.1	6.9	6.2	11	5.2	4.2
V 2ppm	17	174	104	126	116	119	147	65	140	36	237	206	314	166	171
W 1ppm	NA	NA	NA	NA	2	NA	2	NA	NA	5	3	NA	2	NA	NA
Y 3ppm			16	4	24	11									
Zn 2ppm	NA	14	6	8	5	6	170	NA	90	6	35	54	26	469	391
Zr ppm			150	97	91	110									

No. Indice	133 Rond	134 Rond	135 Rond	136 Rond	137 Baleine-1	138 Baleine-1	139 Baleine-1	140 Baleine-1	141 Baleine-1	143 Clark	144 Clark	145 Clark	146 Clark	147 Clark	148 Clark
Ag 0.5ppm			NA	NA	NA	NA	NA	1	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	88	250	NA	7	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	507	389	92	174	23	18	380	63	79	45	252	57	29	786	73
Be 1ppm	4	3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3	NA	2	4
Br 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA
C †															
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	3	4	NA	5	NA	NA	NA	9	NA	NA	NA
Ce 3ppm	46	38	NA	7	NA	NA	8	18	5	NA	26	32	NA	57	47
Co 2ppm	23	9	35	89	11	28	24	69	43	NA	10	18	6	NA	21
Cr 8ppm				1500											
Cs 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA
Cu 1ppm	229	72	NA	NA	9	34	144	69	144	41	50	260	139	6	407
Dy 1ppm	NA	8	NA	NA	2	2	9	6	10	NA	NA	NA	NA	NA	2
Eu 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	3	3	2	2	NA	NA	2	NA	NA	2
Fe2O3 †															
Ga 3ppm				NA											
Hg ppb															
La 2ppm	21	19	NA	5	NA	NA	6	13	5	4	13	15	NA	28	19
Li 1ppm	10	9	NA	NA	3	2	66	5	16	NA	11	NA	NA	13	NA
MnO 0.01†															
Mo 4ppm	NA	NA	NA	NA	8	18	NA	47	NA	19	NA	122	8	NA	98
Nb 3ppm				5											
Nd 25ppm	NA	35	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	35	35
Ni 1ppm	54	14	43	142	76	98	88	102	110	19	27	114	48	3	120
Pb 12ppm	19	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	15	NA	NA	19	15
Pd 6ppb	NA	9	NA	15											
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb	NA	NA	NA	NA											
Rb 3ppm				13											
Rh 6ppb	NA	NA	NA	10											
S 0.01†															
Sb 0.1ppm	NA	NA	NA	NA	0.6	2.1	NA	0.8	0.2	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	24	21	9	16	2	2	49	12	49	2	9	7	3	7	9
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	NA	3	NA	6	9	9	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm				NA											
Sr 3ppm				64											
Ta 5ppm				NA											
Te 10ppm				NA											
Th 3ppm				NA											
Tm 2ppm				NA											
U 0.2ppm	5	4	NA	NA	5	8	5	8	4	3	3	6	NA	4	6
V 2ppm	4.8	4	NA	NA	3.7	1.9	0.4	23	1.2	15	2.5	28	11	2.1	23
W 1ppm	347	245	66	159	65	37	484	427	479	147	70	526	62	36	606
X 1ppm	3	3	NA	NA	NA	NA	NA	3	NA	NA	NA	2	NA	2	NA
Y 3ppm				17											
Zn 2ppm	23	28	6	16	344	44	135	970	262	17	55	745	9	12	135
Zr ppm				11											

No. Indices	149 Willibob	160 Clark	161 Clark	162 Freydière	163 Freydière	164 Freydière	165 Freydière	166 Freydière	167 Freydière	168 Freydière	169 Freydière	170 Freydière	171 Freydière	172 Freydière	173 Freydière
Ag 0.5ppm											3	NA	NA	NA	NA
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	18	NA	7	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	8	NA	NA	42	22	51	NA	16	18	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	35	598	57	465	113	88	138	133	88	108	222	567	95	419	109
Be 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	4	4	4	NA	NA	2	4	2	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	2	2	2	NA	NA	2	2	NA	NA	NA
C %				0.47	0.07	25.70	23.90	26.70	0.04	22.00	24.40	0.48	4.44	1.59	0.02
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ce 3ppm	10	8	12	50	NA	24	32	46	NA	23	24	46	9	49	NA
Co 2ppm	40	4	58	16	5	26	32	20	5	15	34	21	38	11	8
Cr 8ppm															
Cs 1ppm	NA	4	NA	NA	NA	2	2	2	NA	NA	2	2	NA	NA	NA
Cu 1ppm	122	20	1000	42	102	684	643	561	53	165	505	59	432	69	229
Dy 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	2	2	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Eu 1ppm	2	NA	3	NA	NA	2	2	2	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA
Fe2O3 %															
Ga 3ppm															
Hg ppb															
La 2ppm	4	3	6	25	NA	17	21	30	NA	15	19	20	6	26	NA
Li 1ppm	10	26	NA	20	NA	7	8	7	3	4	8	40	NA	13	NA
MnO 0.01%															
Mo 4ppm	NA	NA	37	NA	NA	140	137	145	NA	103	128	NA	35	NA	NA
Nb 3ppm															
Nd 25ppm	40	NA	NA	30	NA	NA	NA	30	NA	NA	NA	NA	NA	30	NA
Ni 1ppm	64	6	411	40	15	516	444	606	19	432	436	63	161	41	68
Pb 12ppm	NA	14	NA	15	NA	13	19	21	NA	13	30	NA	NA	NA	NA
Pd 6ppb															
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb															
Rb 3ppm															
Rh 6ppb															
S 0.01%															
Sb 0.1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	0.6	2.39	2.67	NA	0.4	0.4	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	41	13	10	12	2	8	8	8	2	6	9	19	2	10	2
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	20	NA	20	NA	20	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm															
Sr 3ppm															
Ta 5ppm															
Te 10ppm															
Th 3ppm															
Tm 2ppm	3	NA	9	4	NA	8	11	11	NA	8	14	5	3	3	NA
U 0.2ppm	NA	3.8	23	2.9	1.7	63	72	74	0.6	51	66	6	17	2.8	0.6
V 2ppm	361	105	101	87	35	1600	1300	1600	29	915	1600	142	457	87	32
W 1ppm	NA	NA	2	2	2	8	8	8	NA	6	10	4	2	3	NA
Y 3ppm															
Zn 2ppm	99	107	99	41	5	26	80	75	15	17	76	81	70	22	6
Zr ppm															

No. Indice	175 Freydière	176 Freydière	177 Freydière	178 Freydière	179 Freydière	180 Freydière	181 Freydière	182 Freydière	183 Balaine 2	184 Balaine 2	185 Rond Willbob	186 Willbob	187 Willbob	188 Willbob	189 Manere
Ag 0.5ppm			NA						1.7						
As 1ppm	NA	NA	39	2	6	33	NA	NA	NA	NA	NA	3	2	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	6	11	14	83	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	309	596	131	339	406	168	566	399	96	103	8	27	94	17	333
Be 1ppm	2	NA	4	4	5	5	2	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	5	NA	NA	NA
C %	0.28	0.45		23.80	28.90	26.00	15.00	0.52						0.17	
Cd 2ppm	NA	NA	3	NA	NA	11	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ce 3ppm	38	59	36	33	31	19	27	31	10	14	NA	NA	12	NA	26
Co 2ppm	15	17	93	NA	NA	63	3	17	22	30	NA	NA	15	10	15
Cr 8ppm															55
Cs 1ppm	5	12	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4
Cu 1ppm	65	19	439	7	18	451	8	42	105	119	19	16	105	243	8
Dy 1ppm	NA	NA	NA	2	2	NA	NA	NA	NA	4	NA	3	NA	NA	10
Eu 1ppm	NA	2	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2	6	6	4	2	2
Fe2O3 %											72.06				5
Ga 3ppm															
Hg ppb															
La 2ppm	19	29	22	24	21	14	18	15	6	11	NA	NA	3	NA	19
Li 1ppm	22	32	NA	7	7	3	9	16	4	6	NA	NA	NA	28	42
MnO 0.01%												NA			
Mo 4ppm	NA	NA	143	NA	19	150	14	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	9
Nb 3ppm															
Nd 25ppm	35	35	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ni 1ppm	44	61	145	2	8	491	NA	61	32	57	NA	9	26	32	29
Pb 12ppm	NA	NA	NA	15	21	26	NA	NA	15	13	NA	NA	NA	1700	NA
Pd 6ppb			24												
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb			28												
Rb 3ppm															54
Rh 6ppb			NA												
S 0.01%															
Sb 0.1ppm	NA	NA	1.2	1	1.4	1.2	0.8	NA	NA	NA	NA	NA	0.3	2.2	NA
Sc 1ppm	17	17	6	7	8	8	6	13	NA	NA	2	5	33	34	17
Se 10ppm	NA	NA	30	NA	20	30	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	7	8	NA	NA	NA	NA	6	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm															58
Sr 3ppm															NA
Ta 5ppm															NA
Te 10ppm															NA
Th 3ppm															NA
Tm 2ppm	4	4	8	3	4	9	4	4	NA	4	3	NA	NA	NA	6
U 0.2ppm	4.5	3.5	17	8	11	51	9.5	5.1	0.9	1.6	0.3	1.3	3.2	0.8	0.7
V 2ppm	106	124	1400	1400	1700	1600	612	104	NA	6	36	4	255	200	132
W 1ppm	3	NA	17	15	21	18	3	3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Y 3ppm															13
Zn 2ppm	134	127	182	20	84	1100	7	122	4	NA	NA	144	97	276	53
Zr ppm															60

No. Indice	190	191	192	193	194	195	196	197	198	199	200	201	202	203	204
	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Manereuille	Rond	Rond	Rond
Ag 0.5ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	34	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	137	234	443	51	515	139	377	140	26	183	65	431	22	35	38
Be 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	6	2	3	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA
C %															
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ce 3ppm	17	35	53	NA	17	88	30	15	6	28	19	43	4	4	9
Co 2ppm	56	13	18	NA	16	24	53	4	278	40	107	7	8	18	23
Cr 8ppm		94		8											
Cs 1ppm	NA	2	4	NA	NA	NA	4	NA	NA	4	2	3	NA	NA	NA
Cu 1ppm	970	49	119	NA	92	198	704	47	410	111	665	24	20	211	135
Dy 1ppm	5	2	13	NA	6	4	26	34	5	7	5	NA	NA	NA	NA
Eu 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3	4	5	2	5	NA	NA	NA	2
Fe2O3 %				12	NA										
Ga 3ppm				22	NA										
Hg ppb				22	NA										
La 2ppm	8	18	36	NA	11	64	21	14	6	17	16	23	NA	NA	NA
Li 1ppm	4	13	21	5	22	5	20	5	NA	16	11	29	NA	4	3
MnO 0.01%								NA		0.05					
Mo 4ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	11	NA	15	8	NA	NA	NA	NA	NA
Nb 3ppm				5	7										
Nd 25ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	30	NA	40	35	
Ni 1ppm	114	43	32	2	25	75	65	14	1300	117	367	25	5	20	31
Pb 12ppm	NA	NA	NA	NA	NA	23	NA	NA	NA	NA	NA	24	NA	NA	NA
Pd 6ppb		NA	NA	NA	NA	9	NA	10	NA	8	NA	NA	NA	NA	9
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	8
Pt 6ppb		NA													
Rb 3ppm				4	18										
Rh 6ppb		NA													
S 0.01%															
Sb 0.1ppm	NA	0.2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	17	9	8	NA	5	7	10	9	9	29	10	11	4	35	39
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	4	NA	8	NA	NA	NA	NA	3	NA	13	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm															
Sr 3ppm				200	120										
Ta 5ppm				NA	NA										
Te 10ppm				NA	NA										
Th 3ppm				NA	NA										
Tm 2ppm	6	3	4	5	NA	6	NA	4	10	7	10	4	NA	NA	NA
U 0.2ppm	1	2.7	1.8	NA	2.4	2	3.8	1.2	21	9.9	11	2.2	NA	NA	NA
V 2ppm	123	87	65	NA	72	60	92	72	111	434	182	81	37	318	312
W 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	3	NA	NA	NA	NA	NA
Y 3ppm				NA	NA										
Zn 2ppm	78	36	58	4	41	19	95	186	14	67	137	78	5	29	27
Zr ppm				12	40										

No. Indices	205 Rond	206 Kozela	207 du Chien	208 du Chien	209 Deborah	210 Willbob	211 Willbob	212 Willbob	213 Willbob	214 Willbob	215 Willbob	216 Willbob	217 Willbob	218 Willbob	219 Willbob
Ag 0.5ppm						NA	NA				NA				95
As 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	5	NA	91
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	27	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	63
Ba ppm	39	23	25	289	694	9	1100	9	166	77	351	102	18	234	NA
Be 1ppm	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	4	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
C %															
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	9
Ce 3ppm	7	6	16	53	48	5	13	6	8	5	5	8	13	10	22
Co 2ppm	21	41	46	13	31	97	25	41	47	56	26	22	35	30	225
Cr 8ppm															
Cs 1ppm	NA	NA	NA	4	3	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA
Cu 1ppm	6	9	32	27	192	204	47	53	194	112	105	77	92	82	543
Dy 1ppm	NA	NA	2	NA	9	8	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Eu 1ppm	NA	NA	2	NA	3	3	2	2	2	2	2	NA	3	NA	4
Fe2O3 %					26										
Ga 3ppm															
Hg ppb			4	15	32	4	6	NA	NA	NA	NA	NA	3	NA	6
La 2ppm	NA	NA	4	25	89	17	22	13	18	33	29	32	17	21	NA
Li 1ppm	NA	5													
MnO 0.01%															
Mo 4ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nb 3ppm						12									
Nd 25ppm	NA	40	70	35	45	NA	NA	25	35	35	NA	NA	45	35	NA
Ni 1ppm	54	143	89	36	89	187	74	129	368	315	320	28	61	52	434
Pb 12ppm	NA	NA	NA	15	14	NA	NA	NA	NA	13	NA	NA	NA	NA	329
Pd 6ppb	12		7			13	9	18	17	21	21	9	7	19	13
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb	15		NA			NA	NA	21	15	13	18	14	16	15	7
Rb 3ppm					110										
Rh 6ppb	NA		NA			NA	NA	NA	NA	10	NA	NA	NA	9	NA
S 0.01%															
Sb 0.1ppm	NA	NA	NA	NA	0.3	0.3	0.2	0.8	0.6	1.1	1	1.2	1.8	0.3	11
Sc 1ppm	32	41	44	13	21	47	28	47	41	35	42	42	48	50	9
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm															
Sr 3ppm					190										
Ta 5ppm						NA									
Te 10ppm						NA									
Th 3ppm						NA									
Tm 2ppm	NA	3	NA	4	4	NA	4	2	3	NA	NA	NA	NA	3	11
U 0.2ppm	NA	NA	NA	2.2	6	NA	NA	NA	NA	0.3	NA	0.3	NA	0.4	4.1
V 2ppm	166	249	372	94	134	306	188	268	230	208	229	286	349	346	94
W 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Y 3ppm					58										
Zn 2ppm	30	76	118	85	203	106	73	70	73	133	124	113	78	44	538
Zr ppm					230										

No. Indice	220 Willbob	221 Masse	222 Masse oublie	223 Elsie	224 Deborah	225 Deborah	226 Deborah	227 Deborah	228 Hibou Rond	229 Grand	229 Grand	230 Elsie Rosoy	231 Elsie	232 Elsie	233 Elsie
Ag 0.5ppm				NA					NA						
As 1ppm	2	NA	3	36	2	2	NA	2	27	NA	NA	67	10	2	16
Au 5ppb	NA	6	NA	620	NA	NA	NA	NA	31	NA	NA	NA	110	NA	NA
Ba ppm	110	103	155	19	100	55	44	53	24	27	527	13	11	19	12
Be 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
C %															
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4	NA	NA	NA
Ce 3ppm	20	5	10	7	19	NA	NA	NA	NA	7	7	21	NA	NA	8
Co 2ppm	69	NA	23	53	6	NA	NA	NA	NA	NA	100	NA	NA	9	9
Cr 8ppm															
Cs 1ppm	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cu 1ppm	238	6	46	127	135	12	4	12	7	119	NA	31	33	12	70
Dy 1ppm	NA	NA	NA	9	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	5	NA	NA	NA
Eu 1ppm	NA	NA	2	2	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA
Fe2O3 %												75.78			
Ga 3ppm												4			
Hg ppb												4	10	NA	5
La 2ppm	7	NA	4	5	6	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	6
Li 1ppm	NA	3	2	22	17	4	5	3	2	NA	NA	NA	5	NA	NA
MnO 0.01%												NA	6	NA	NA
Mo 4ppm	NA	NA	NA	NA	36	13	21	21	15	NA	NA	6	NA	NA	NA
Nb 3ppm															
Nd 25ppm	30	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ni 1ppm	128	2	65	120	48	6	5	NA	9	996	28	27	29	8	41
Pb 12ppm	NA	NA	NA	NA	24	NA	15	18	NA	NA	NA	18	NA	NA	13
Pd 6ppb	NA	NA	9	7								15			
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	11	NA	NA	NA
Pt 6ppb	NA	NA	NA	NA											
Rb 3ppm	NA											64			
Rh 6ppb	NA														
S 0.01%															
Sb 0.1ppm	0.3	0.2	0.3	0.4	0.8	0.5	0.5	0.5	0.8	0.3	NA	0.3	NA	NA	0.3
Sc 1ppm	24	2	30	44	3	NA	NA	NA	NA	14	NA	2	8	NA	10
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	9	NA	NA	11	NA	NA	NA
Sn 10ppm															
Sr 3ppm												73			
Ta 5ppm												NA			
Te 10ppm												NA			
Th 3ppm												NA			
Tm 2ppm												NA			
U 0.2ppm	6	NA	NA	NA	6	NA	NA	NA	3	4	NA	NA	NA	NA	NA
V 2ppm	4.9	3.5	1	0.4	18	7.5	3.8	6	2.8	NA	NA	0.4	NA	NA	0.7
W 1ppm	117	245	287	404	417	150	123	161	99	82	41	43	97	4	122
X 1ppm	NA	2	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA
Y 3ppm												16			
Zn 2ppm	45	5	131	163	180	64	33	34	NA	57	NA	88	1	NA	57
Zr ppm												58			

No. Indice	234 Elsie	235 Baleine-1	236 Baleine-1	237 Baleine-1	238 Manereuille	239 Manereuille	241 Kozela	242 Kozela	243 Kozela	244 Kozela	245 Kozela	246 Kozela	247 Kozela	248 Kozela	249 Kozela
Ag 0.5ppm															
As 1ppm	55	9	2	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	4	NA	NA	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	9	NA	NA	NA	NA
Ba ppm	9	68	344	14	110	279	24	48	15	30	49	25	143	23	4
Be 1ppm	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
C †															
Cd 2ppm	NA	3	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ce 3ppm	7	51	29	NA	26	30	21	39	NA	18	28	9	40	16	NA
Co 2ppm	13	108	11	NA	20	27	37	23	4600	31	168	35	39	255	91
Cr 8ppm															
Cs 1ppm	NA	NA	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Cu 1ppm	67	170	30	NA	232	92	13	25	39	9	20	NA	279	26	8
Dy 1ppm	NA	2	NA	NA	NA	NA	8	10	4	NA	4	NA	NA	6	NA
Eu 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4	2	NA	NA	NA	NA	NA
Fe2O3 †							7	10							NA
Ga 3ppm							17	19							38
Hg ppb							32	52	6	14	16	9	21	20	NA
La 2ppm	NA	19	23	NA	17	17	5	10	NA	48	56	NA	3	NA	NA
Li 1ppm	19	NA	18	3	5	11	5	10	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
MnO 0.01†									NA	9	NA	NA	NA	NA	NA
Mo 4ppm	NA	44	NA	NA	NA	NA	11	NA	9	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Nb 3ppm							8	10							6
Nd 25ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	60	50	NA	NA	NA	NA
Ni 1ppm	74	127	46	NA	43	70	22	34	800	31	110	43	115	44	1300
Pb 12ppm	NA	45	21	NA	19	15	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pd 6ppb							NA	7	29	NA	28	NA	7	NA	13
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	12	NA	8	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb							NA	8							NA
Rb 3ppm							NA	NA	8		NA		NA	NA	NA
Rh 6ppb							NA	NA	8		NA		NA	NA	NA
S 0.01†															
Sb 0.1ppm	0.7	1.8	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sc 1ppm	48	6	14	NA	10	22	23	32	5	43	52	12	6	14	11
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	150	NA	NA	NA	NA	20	NA
Sm 2ppm	NA	3	NA	NA	4	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm							NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sr 3ppm							90	99							49
Ta 5ppm							NA	NA							NA
Te 10ppm							NA	NA							NA
Th 3ppm							NA	NA							NA
Tm 2ppm	NA	9	NA	NA	NA	NA	3	3	15	NA	4	NA	5	5	4
U 0.2ppm	1.4	6.1	2.5	NA	3	4	5.8	9	2.2	3	2.6	6.7	3.2	16	NA
V 2ppm	395	227	68	NA	104	195	133	201	NA	226	236	204	72	22	69
W 1ppm	2	4	2	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Y 3ppm							11	19							NA
Zn 2ppm	154	281	104	NA	117	187	10	8	18	21	35	14	20	9	29
Zr ppm							62	71							8

No. Indice	250 Kozela	251 Kozela	252 Kozela	253 Kozela	254 Kozela	255 Kozela	256 Kozela	257 Kozela
Ag 0.5ppm				NA				
As 1ppm	NA	4	35	NA	9	2	NA	NA
Au 5ppb	NA	NA	250	NA	14	12	NA	25
Ba ppm	88	112	23	29	31	100	43	105
Be 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Br 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
C %								
Cd 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Ce 3ppm	NA	NA	10	NA	NA	34	4	9
Co 2ppm	18	60	548	17	7	54	5	216
Cr 8ppm	2500	2100			4	473		
Cs 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	2
Cu 1ppm	NA	3	10500	497	133	48	18	3600
Dy 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	4
Eu 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	2	NA	5
Fe2O3 %								
Ga 3ppm	7	5				11		
Hg ppb								
La 2ppm	NA	NA	5	NA	NA	21	NA	12
Li 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	8
MnO 0.01%								
Mo 4ppm	NA	NA	NA	NA	5	NA	NA	10
Nb 3ppm	4	3				9		
Nd 25ppm	30	35	NA	NA	NA	40	NA	NA
Ni 1ppm	123	74	81	155	27	128	NA	516
Pb 12ppm	NA	NA	NA	NA	NA	11	NA	NA
Pd 6ppb	12	26	14	NA	NA	11	NA	8
Pr 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Pt 6ppb	7	NA	7	NA	NA	28		
Rb 3ppm	76	24				28		
Rh 6ppb	10	11	NA	NA	NA	NA		
S 0.01%								
Sb 0.1ppm	NA	NA	0.2	NA	NA	NA	NA	0.3
Sc 1ppm	25	24	2	NA	NA	23	6	9
Se 10ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sm 2ppm	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA	NA
Sn 10ppm	NA	NA				82		
Sr 3ppm	48	65				NA		
Ta 5ppm	NA	NA				NA		
Te 10ppm	NA	NA				NA		
Th 3ppm	NA	NA				3	3	8
Tm 2ppm	NA	NA	3	NA	NA	5.4	0.6	6.9
U 0.2ppm	NA	NA	NA	NA	0.5	227	75	146
V 2ppm	241	393	9	NA	NA	NA	9	NA
W 1ppm	NA	NA	NA	NA	NA	41		
Y 3ppm	20	20				4	16	5
Zn 2ppm	3	NA	NA	NA	NA	150		
Zr ppm	15	11						