UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

CONTRÔLE STRUCTURAL DES MINÉRALISATIONS URANIFÈRES DE LA RÉGION DU LAC MINOWEAN, FOSSE DU LABRADOR, QUÉBEC

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
CARL BILODEAU

MARS 2011

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens d'abord à remercier mon directeur de recherche, Normand Goulet, d'avoir accepté avec enthousiasme la supervision de mon projet, de m'avoir fait bénéficier de son expertise et de m'avoir fait partager sa passion pour la géologie. Merci également à Michel Gauthier et Claude Caillat d'avoir fait une lecture critique du mémoire. Ce travail n'aurait pu être possible sans le soutient de la société Areva, qui m'a fourni toutes les ressources nécessaires à sa réalisation et par le soutien financier du PFSN, qui m'a octroyé deux généreuses bourses. Un merci tout particulier à Nicolas Flotté d'Areva, qui a grandement contribué à l'acquisition des données et à l'interprétation sur le terrain. Une pensée toute spéciale à Claude Caillat d'Areva et Serge Genest de Groupe Omégalpha inc. d'avoir cru dès le début en mes capacités et de m'avoir encouragé à poursuivre mes études. Merci au soutien de Jean-Luc Lescuyer, Loic Garnier, Nicolas Fehrenbach et Patrick Goyette d'Areva, ainsi que Charles Normand et Mathieu Charette pour l'échantillonnage et l'examen pétrographique. Finalement, mille mercis à ma famille, mes amis, mes collègues et plus particulièrement ma femme, Roxanne Takpanie, pour leurs innombrables encouragements.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES v

RÉSUMÉ vii

INTRODUCTION 1

CHAPITRE I
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL 3

CHAPITRE II
GÉOLOGIE DU SECTEUR DU LAC MINOWEAN 9

CHAPITRE III
LITHOSTRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE 13

3.1 Introduction 13

3.2 Granites archéens 14

3.3 Sous-groupe de Seward 14

3.4 Sous-groupe de Pistolet 15

3.4.1 Formation de Lace Lake 16

3.4.2 Formation d'Alder 17

3.4.3 Formation d'Uvé 19

3.5 Groupe de Montagnais 19

3.6 Brèches 21

CHAPITRE IV
GÉOLOGIE STRUCTURALE 23

4.1 Interprétation structurale antérieure 23

4.2 Analyse structurale 24

4.2.1 Tectonique de nappe (D1) 25

4.2.2 Mélange tectonique 26

4.2.3 Les roches mafiques dans le secteur du lac Minowean 26

4.2.4 Tectonique post-nappe (D2) 28

4.2.5 La faille Minowean 29
4.2.6 Phase transpressive tardi-D2 30
4.2.7 Déformation tardive (D3) 30

CHAPITRE V
ANALYSE DES ZONES MINÉRALISÉES 35
5.1 Introduction 35
5.2 Indice Racine 35
5.3 Indice Ferme Nord 37
5.4 Indice Ferme Sud 39
5.5 Autres indices 40

CHAPITRE VI
DISCUSSION 46
6.1 Évolution tectonique 46
6.2 Genèse des minéralisations d'uranium 52
6.2.1 Introduction 52
6.2.2 Minéralisations d'uranium du bassin de Franceville, Gabon 53
6.2.3 Comparaisons entre les minéralisations du bassin de Franceville et celles du secteur du lac Minowean 54

CONCLUSION 57

APPENDICE A
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES 59

APPENDICE B
QUELQUES RÉSULTATS D'ANALYSE AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE (MEB) 64

APPENDICE C
RÉSULTATS D'ANALYSE CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS MINÉRALISÉS 75

BIBLIOGRAPHIE 80

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1.1	Situation tectonique régionale de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). (Tirée de Clark et Wares, 2004.)	6
1.2	Carte de localisation du secteur du lac Minowean. Ancienne sub-division lithotectonique de la Fosse du Labrador en trois bandes. (Modifiée de Clark et Wares, 2004.)	7
1.3	Carte de compilation de la géologie régionale de la partie centrale de la Fosse du Labrador, région des lacs Minowean, Castignon, Chakonipau, Doutreleau et Patu. (Modifiée de Dimroth, 1978; Dressler, 1979; Brouillette, 1989.)	8
2.1	Carte géologique et structurale du secteur de la zone indicielle du lac Minowean. (Tirée de la compilation des données de terrain 2007.)	12
3.1	Colonne stratigraphique du secteur du lac Minowean, établie selon les épaisseurs mesurées d'après Dimroth, 1978	22
4.1	Carte d'interprétation structurale, région du lac Minowean, unités lithologiques modifiées de Brouillette (1989)	32
4.2	Coupe d'interprétation structurale, région du lac Minowean	33
4.3	Projection stéréographique des pôles des mesures de la stratification (S0) (n=59) sur l'hémisphère inférieur de Wulf. Rosette de l'arrangement spatial de la stratification (S0)	34
4.4	Projection stéréographique des pôles des mesures de la schistosité (S2) (n=85) sur l'hémisphère inférieur de Wulf. Rosette de l'arrangement spatial de la schistosité (S2)	34
5.1	Carte géologique et structurale de la tranchée de l'indice Racine	42

Figure Page

5.2 Carte géologique et structurale de la tranchée nord de l'indice Ferme Nord 43

5.3 Carte géologique et structurale de la tranchée sud de l'indice Ferme Nord 44

5.4 Carte géologique et structurale de la tranchée de l'indice Ferme Sud.....45

6.1 Modèle tectonique et de mise en place des minéralisations d'uranium; phase de déformation D1 associée à l'avancée d'une nappe de charriage.....49

6.2 Modèle tectonique et de mise en place des minéralisations d'uranium; phase de déformation D2 de raccourcissement post-nappe 50

6.3 Modèle tectonique et de mise en place des minéralisations d'uranium; phase de déformation tardi-D2 de déversement des plis, d'imbrication et de décrochement 51

RÉSUMÉ

Les roches du secteur du lac Minowean appartiennent aux Groupes de Seward et de Pistolet, entités correspondant aux séquences fluviatiles et de plate-forme du premier des deux grands cycles volcanosédimentaires de la Fosse du Labrador (2,17-2,14 Ga). L'empilement est constitué, de la base au sommet, d'arkoses et de conglomérats rouges, surmontés par des siltites grises et de rares dolomies, puis de puissants grès quartzeux, de grès dolomitiques et de dolomies, unités porteuses des minéralisations. Les rives du lac Minowean et spécialement les hauts topographiques situés à l'est sont hôtes de roches basaltiques et/ou gabbroïques et de sédiments argileux noirs, constituant des unités à corrélation stratigraphique incertaine. La relation entre les roches de plate-forme continentale, des séquences volcanogéniques de milieu marin plus profond et des brèches associées démontre l'existence probable d'une nappe de charriage dans la région. En effet, les résultats des travaux récents définissent une klippe de volcanites et de siltites riches en matière carbonée occupant le coeur du lac Minowean, avec un prolongement possible jusqu'aux roches mafiques et aux parcelles de socle connues à plus de 30 km au nord.

Le cycle orogénique polyphasé trans-hudsonnien survenu à environ 1,87 Ga, a d'abord généré la mise en place d'une nappe de charriage (D1) chevauchant les roches mafiques et les sédiments pélitiques sur les unités de plate-forme continentale selon un transport du NE vers le SW. Cette déformation s'exprime par une très forte schistosité S1, à faible pendage, limitée à ces roches. Cet épisode a également occasionné un phénomène de bréchification sous la semelle (mélange tectonique) et la mise en place de méga-brèches hydrauliques par l'injection de dolomie. La tectonique de nappe a de plus généré le développement de structures cassantes à ductile-cassantes de second ordre au sein des roches de plate-forme, ayant possiblement contribué à un premier stade minéralisateur en U-Cu. Une déformation (D2) a plissé la nappe de charriage créant des plis P2 avec un léger déversement vers l'ouest des séquences du côté est du lac Minowean, plus précisément à l'endroit des minéralisations en U-Cu. Il est possible que ce déversement ait été initialisé par l'imbrication d'une importante masse gabbroïque située à l'est des indices (tardi-D2). L'accommodement de la déformation s'exprime ici par le développement d'une schistosité S2 orientée NW-SE à NNW-SSE dans les séries gréseuses et dolomitiques. Cet épisode de déformation s'accompagne d'une seconde mobilisation hydrothermale et d'une bréchification associée. L'uranium s'associe à ces failles et une remobilisation probable de celui préalablement piégé dans les brèches syn-D1 sur les sites indiciels. Une déformation D3 cassante tardive conjuguée, N040° et N100°, affecte la région et renferme à l'occasion des minéralisations de moindre envergure. Les minéralisations uranifères semblent donc étroitement associées aux processus de mise en place d'une nappe constituée essentiellement de roches volcaniques apparentées à celles situées à l'est de l'ancienne limite des nappes allochtones mafiques, soit la faille de chevauchement d'Argencourt.

Mots-clés : uranium, grès, matière carbonée, cuivre, nappe de charriage, mélange tectonique, allochtone, bréchification, Fosse du Labrador, orogène trans-hudsonien, Paléoprotérozoïque.

INTRODUCTION

Le secteur du lac Minowean est situé à environ 200 km au sud de Kuujjuaq et à 200 km au nord de Schefferville, dans le territoire du Nunavik, au NE du Québec (voir fig. 1.2). Les principaux repères géographiques sont les lacs Cambrien, Castignon et Otelnuk, ainsi que les rivières Caniapiscau et Swampy Bay. Les coordonnées du lac Minowean sont approximativement 56°52'N de latitude et 68°53'W de longitude, correspondant aux feuillets SNRC 24C/07 et 09. La région est boisée, vallonnée, difficile d'accès et dépourvue d'infrastructures et de services. L'hydravion et l'hélicoptère sont les seuls moyens de transport possibles pour y accéder.

Les indices d'uranium du secteur du lac Minowean sont situés en sein de la province géologique d'âge Paléoprotérozoïque communément appelée Fosse du Labrador (Clark et Wares, 2004; Wardle et al., 2002). Elle consiste en un segment de l'orogène trans-hudsonien et couvre un territoire d'une largeur d'environ 100 km et s'étendant sur quelques 800 km de long selon un axe NNW-SSE (voir fig. 1). L'évolution de la Fosse du Labrador est marquée par la mise en place de deux cycles volcanosédimentaires complets, débutant par une sédimentation fluviatile, de plate-forme, puis évoluant vers un milieu plus profond et distal accompagné d'une activité volcanique (Dimroth, 1978; Clark et Wares, 2004). La collision des blocs archéens du Supérieur et du Churchill a provoqué l'imposante orogenèse paléoprotérozoïque trans-hudsonienne, entité à laquelle appartient la Fosse du Labrador. Cet évènement a entraîné le chevauchement du domaine distal vers l'ouest coïncidant au pic métamorphique de 1.87 Ga (Clark et Wares, 2004). La région du lac Minowean se trouve près de la limite ouest du domaine des nappes allochtones, délimitée à l'est, par la faille d'Argencourt (Clark et Wares, 2004). Les récentes observations de terrain laissent croire en l'existence d'un nouveau segment de nappe impliquant des roches volcaniques, ayant possiblement contrôlé la mise en place des minéralisations en U-Cu de la région.

Les indices ont été découverts il y a près de 30 ans et travaillés pour la première fois quelques années plus tard (Lafontaine, 1984). Les derniers travaux de cartographie et de compilation

géologiques ont été réalisés en 1989 par le Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune (MRNF) (Brouillette, 1989). L'état actuel des connaissances sur la genèse des minéralisations du secteur est relativement pauvre. Le présent mémoire s'inspire et tente d'approfondir les travaux existants depuis les premières cartes géologiques régionales tangibles réalisées par Dimroth (1978) et Dressler (1979) et les réflexions de R.J. Wardle et D.G. Bailey (1981) et de C.J. Le Gallais et S. Lavoie (1982). Les résultats des travaux sont disponibles dans des publications aussi diverses que des monographies, un mémoire de pétrographie, des rapports géologiques gouvernementaux, des rapports divers de levés et de sondages au diamant, des cartes géologiques, ainsi que des données de géophysique et de géochimie.

La compilation des données de terrain existante indique que les minéralisations filoniennes d'uranium du secteur du lac Minowean sont toutes à contrôle structural (Clark, 1986; Clark et Wares, 2004). Le sujet n'a toutefois jamais fait l'objet d'une étude. L'objectif du projet de maîtrise est d'approfondir les connaissances géologiques de la zone minéralisée en mettant toutefois l'emphase sur le mode de mise en place des minéralisations dans son contexte tectonique régional. Les levés géologiques et structuraux qui ont mené au présent mémoire ont essentiellement été réalisés sur cette zone indicielle durant l'été 2007. Ils consistent plus précisément en une cartographie à l'échelle 1:20000, une cartographie détaillée des tranchées des trois principaux indices minéralisés, une étude structurale locale et microtectonique sur les indices, ainsi qu'un échantillonnage ciblé menant à un examen pétrographique et à des analyses chimiques.

CHAPITRE I
CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

Le secteur du lac Minowean est situé dans la partie centrale d'un segment de l'orogène paléoprotérozoïque trans-hudsonien, communément appelé Fosse du Labrador. Dans la littérature, cette région peut également apparaître sous les noms d'Orogène du Nouveau-Québec et de géosynclinal de la Fosse du Labrador (Dimroth et al., 1970; Le Gallais et Lavoie, 1982) (voir fig.1.1). Le nom de Fosse du Labrador sera utilisé pour le présent mémoire.

La Fosse du Labrador s'étend sur presque 800 km au nord-est du Québec selon un axe NNW-SSE et atteignant parfois quelques 100 km de largeur (voir fig.1.1). Sa limite méridionale est définie par le front de Grenville, même si des équivalents à haut grade métamorphique des roches de la Fosse du Labrador affleurent au sud de cette limite (Clarke, 1977). Au nord, seulement 100 km séparent ses derniers affleurements des séquences paléoprotérozoïques de la Fosse de l'Ungava (Ceinture de Cape Smith). L'affinité géologique et structurale entre les deux «Fosses» suggère l'hypothèse d'une seule et unique séquence orogénique paléoprotérozoïque dans cette partie du Québec (N. Goulet,1989,2001). La Fosse du Labrador est bordée de part et d'autre par deux cratons gneissiques et plutoniques d'âge Archéen: la Province du Supérieur à l'ouest et une parcelle de la Province de Churchill à l'est. S'étendant jusqu'au piedmont des monts Torngats à l'extrême est du Québec, la Province de Churchill est parfois appelée Province de Rae ou «zone noyau» (Boone et Hayes, 1990; Wardle et al., 2002). Ces deux provinces archéennes possèdent leurs propres histoires et caractéristiques physico-chimiques. En effet, la Province de Churchill est partiellement composée de roches ayant enregistré un épisode métamorphique paléoprotérozoïque; âge contemporain au régime transpressif de l'orogénie trans-hudsonienne daté à 1,87 Ga (Clark et Wares, 2004). Cet événement ne semble pas avoir d'équivalence dans la Province du Supérieur (Wardle et al., 2002).

La géologie de La Fosse du Labrador a été décrite par de nombreux auteurs dont Dimroth (1970, 1978), Wardle (1981, 1990, 2002) et Clark (1986, 2004). Elle est constituée d'un empilement de roches sédimentaires et volcaniques appartenant à deux cycles distincts, le premier entre 2,17 et 2,14 Ga et le second 1,88 à 1,87 Ga selon les datations U/Pb (Clark et Wares, 2004). Ils sont délimités par une discordance d'érosion marquant une lacune temporelle évaluée donc à quelques 260 Ma. Le premier cycle correspond au développement d'un rift depuis le dépôt d'une série fluviatile, de l'épanchement volcanique jusqu'à la transgression marine complète. Le second cycle est davantage de milieu continental, comme en témoigne l'abondance de formations de fer, mais comporte également les vestiges d'une activité volcanique importante et d'une sédimentation deltaïque et marine (voir fig. 1.3). Un troisième cycle sédimentaire, reconnu en bordure du craton du Supérieur dans la partie nord de l'orogène, est constitué de conglomérats à blocs de granitoïdes et de formation de fer (Goulet, 1995). Bien qu'étant considérée comme une unité de molasse syn-tectonique (Clark, 1980), l'interprétation de sa nature demeure toutefois incertaine.

La Fosse du Labrador a été soumise à un seul grand épisode de collision continent-continent, imprégnant toutefois les roches de plusieurs phases de déformation (Lewry et Stauffer, 1990). Outre la mise en place des grandes nappes allochtones le long de rampes de chevauchement à vergence SW, les roches ont été affectées par une contrainte oblique occasionnant des cisaillements dextres majeurs vers la fin de la collision (Wardle et al., 1990; Goulet, 1986). L'âge approximatif de la fin de la déformation a été établi par l'analyse d'une monazite post-tectonique, révélant un âge de 1,82 Ga (Machado et al., 1990). La présence des dômes gneissiques et granitiques, à quelques rares endroits dans la partie centrale de la Fosse du Labrador suggère l'implication de lambeaux de roches archéennes délaminés de l'assise profonde. Ces parcelles de socle archéen correspondent à la limite occidentale des chevauchements majeurs (voir fig. 1.3).

La Fosse du Labrador compte plus de 336 gîtes répertoriés, aucun n'étant exploité à ce jour. La région est surtout reconnue pour ses nombreuses minéralisations de Fe de type Lac Supérieur, mais comprend également des minéralisations syn-diagénétiques de Cu-Ni-EGP, de sulfures volcanogènes massifs et de Cu stratiforme et autant de minéralisations

épigénétiques filoniennes de Cu, de Cu-Ni-EGP, d'Ag-Pb-Zn et d'U (Clark et Wares, 2004). Des exemples d'uranium diagénétique ont toutefois été reconnus dans les lambeaux de sédiments paléoprotérozoïques du Groupe de Sakami, à 50 km à l'ouest du lac Cambrien, sur la marge ouest de la Fosse du Labrador. Lorsque qu'elles sont localisées à proximité ou directement dans des structures d'importance, les minéralisations filoniennes épigénétiques sont souvent interprétées comme étant la remobilisation d'une minéralisation préexistante (Clark et Wares, 2004). Avec les résultats de la présente étude, il est difficile de conclure de la sorte pour les minéralisations d'uranium du secteur du lac Minowean.

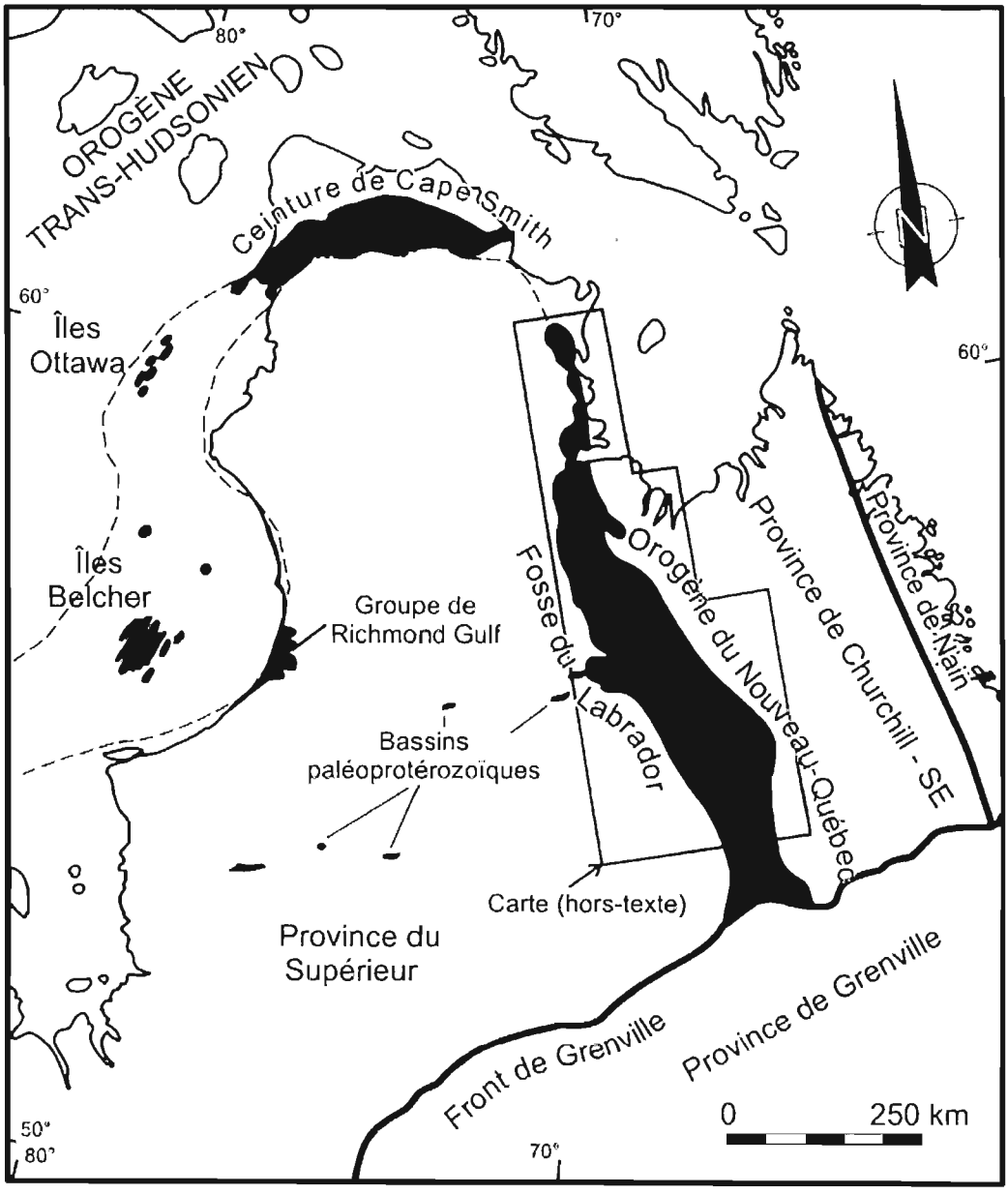


Figure 1.1 Situation tectonique régionale de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). (Tirée de Clark et Wares, 2004.)

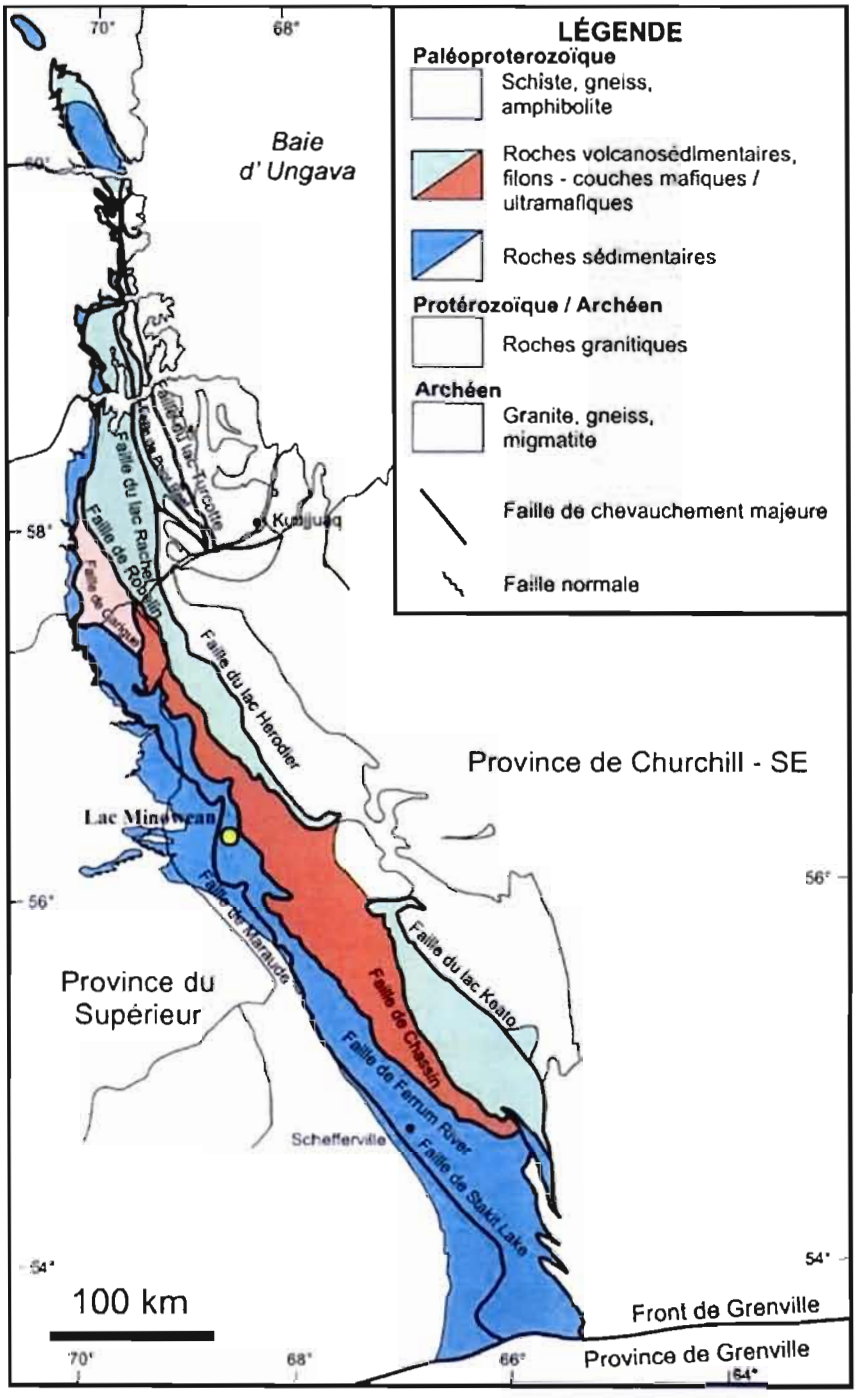


Figure 1.2 Carte de localisation du secteur du lac Minowean. Ancienne subdivision lithotectonique de la Fosse du Labrador en trois bandes. (Modifiée de Clark et Wares, 2004.)

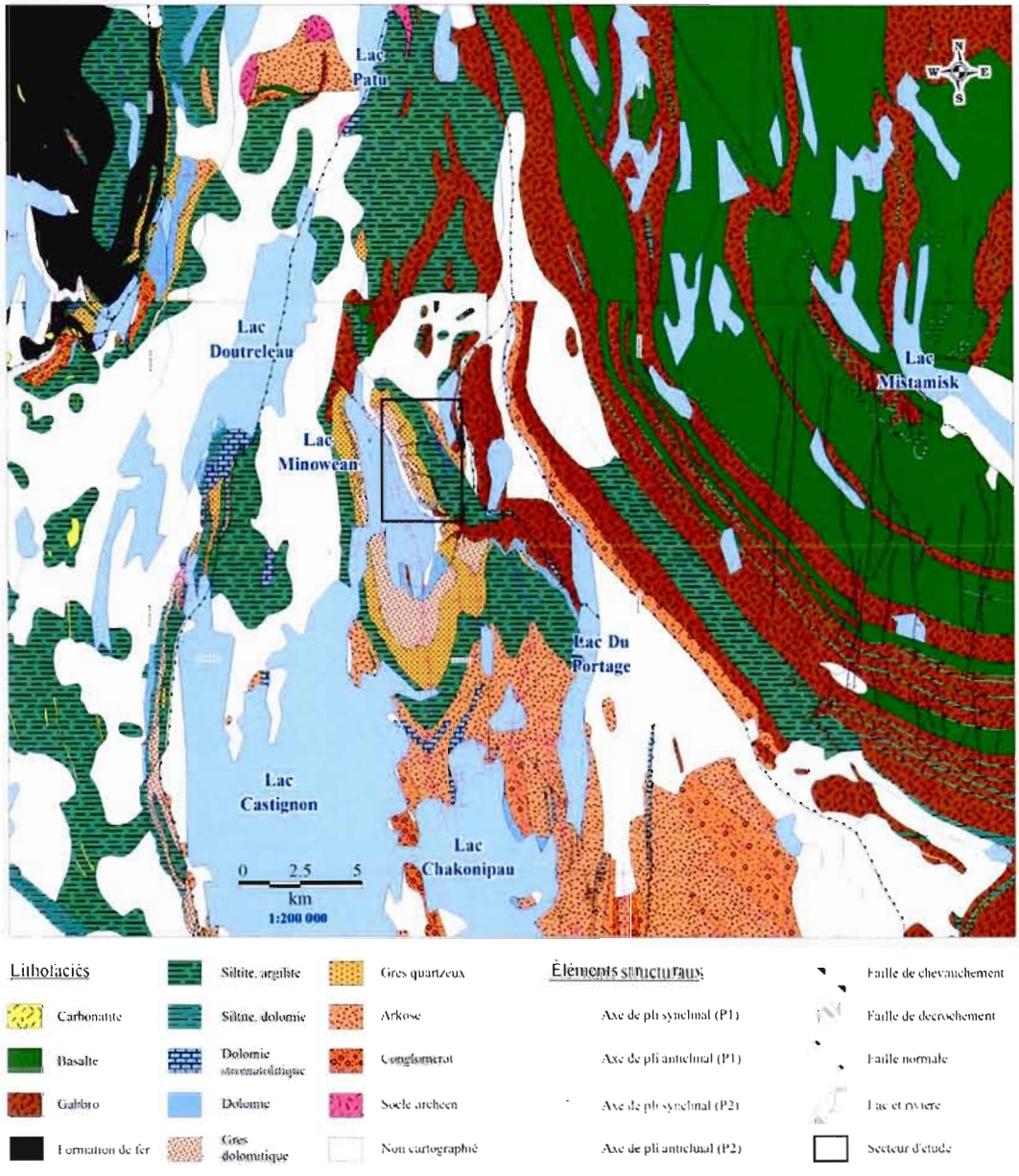


Figure 1.3 Carte de compilation de la géologie régionale de la partie centrale de la Fosse du Labrador, région des lacs Minowean, Castignon, Chakonipau, Doutreleau et Patu. (Modifiée de Dimroth, 1978; Dressler, 1979; Brouillette, 1989.)

CHAPITRE II
GÉOLOGIE DU SECTEUR DU LAC MINOWEAN

Le secteur du lac Minowean est constitué des unités de plate-forme du premier cycle volcanosédimentaire de la Fosse du labrador (Dimroth, 1978). La description, la nomenclature et la stratigraphie des unités lithologiques ont d'abord été initiées par Dimroth (1970, 1978) et Dressler (1979), puis approfondies par Lafontaine (1984) et Brouillette (1989) dans le secteur du lac Minowean. Ces travaux font toujours office de référence sur la stratigraphie de la Fosse du Labrador. Ils y ont décrit une séquence comprenant, de la base au sommet, des faciès fluviatiles rouges composés de conglomérats, arkoses et siltites; des faciès deltaïques de plate-forme formés de siltites vertes et noires, de grès quartzeux et dolomitiques et de dolomies massives; et finalement, une séquence de milieu marin profond largement dominée par les argilites (voir fig. 1.3). D'abondants filons-couches et des coulées basaltiques complètent le cortège des roches du secteur. Les roches mafiques forment un vaste plateau à moins de 10 km à l'est du lac Minowean, délimitées par une importante structure listrique de chevauchement, la faille d'Argencourt (Dimroth, 1978). Cette limite marquait officiellement la fin des nappes basaltiques allochtones. Des corps de roches mafiques sont toutefois cartographiés dans le secteur du lac Minowean (Dimroth, 1978, Brouillette, 1989) et ailleurs à l'ouest de la faille d'Argencourt, particulièrement au NW du lac Patu (Dressler, 1979).

L'évolution de la Fosse du Labrador a d'abord été interprétée comme un empilement volcanosédimentaire continu, répondant aux concepts d'évolution d'un géosynclinal (Le Galais et Lavoie, 1982; Dimroth et al., 1970). Ces idées faisaient abstraction des multiplications potentielles de segments de la séquence stratigraphique par le jeu de failles de chevauchement. Avec les concepts de la tectonique moderne et la reconnaissance des nappes de charriage, la puissance réelle des unités et les imbrications le long de failles de chevauchement de corps lithologiques étrangers, changent considérablement l'interprétation géologique d'une zone tectonisée. Dimroth (1978) et Dressler (1979) ont interprété la géologie de la région du lac Minowean comme une succession stratigraphique unique et

continue omettant la répétition possible due aux chevauchements, alors que Brouillette (1989) n'a pas complètement éclairci la nature des contacts entre les roches mafiques, retrouvées à plusieurs endroits autour du lac Minowean, et les roches sédimentaires immédiatement adjacentes. Il en résulte aujourd'hui une nomenclature stratigraphique très élaborée et des contacts douteux entre des environnements géologiques très contrastés (relation entre les roches mafiques et les sédiments d'environnement de plate-forme, par exemple).

Une synthèse récente de Clark et Wares (2004) sur la lithotectonique de la Fosse du Labrador positionne la région du lac Minowean au sein de la zone de Schefferville, une terrane réunissant, comme dans les travaux antérieurs, les roches sédimentaires allochtones du premier cycle volcanosédimentaire (Clark et Wares, 2004). Ces auteurs mettent toutefois en évidence l'hypothèse de chevauchements et ce jusqu'à la faille à l'ouest du lac Castignon, à quelques 15 km à l'ouest de la faille d'Argencourt. La synthèse lithotectonique de Clark et Wares (2004) ne fait toutefois pas mention de mise en place d'une nappe ou d'imbrication de roches mafiques dans la région du lac Minowean.

Les levés géologiques et analyses structurales qui ont mené au présent mémoire permettent de renforcir l'hypothèse de l'existence d'une nappe de charriage dans le secteur. Les composantes de cette entité sont de nature basaltique et/ou gabbroïque, comprenant possiblement des niveaux d'argilite associés. Cette affirmation s'appuie sur des observations réalisées sur l'exposition de puissantes brèches d'origines tectonique et hydraulique, ainsi qu'à des mélanges tectoniques rappelant les wildflyshs typiques des fronts de nappe.

Telle qu'illustrée sur la carte structurale (voir fig. 4.1), la disposition des roches mafiques autour du lac Minowean forme un corps grossièrement allongé selon le grain structural du secteur, coïncidant presque parfaitement avec la forme du lac. En supposant leur chevauchement probable, les roches mafiques forment une klippe structurale sur les dolomies de la Formation d'Alder, au cœur du pli de Minowean, une structure P1. En plus d'afficher la morphologie caractéristique du style structural régional, les relations chronologiques des plis et des failles suggèrent un épisode de chevauchement des nappes comme étant précoce dans

l'évolution tectonique de la région. Quelques failles concordantes à la stratification et des brèches hydrauliques au contact grès dolomitiques/dolomies ont été amorcées lors de cette phase D1 (voir fig. 2.1). Ainsi, la mise en place de la nappe de roches mafiques précède l'unique phase de pli P2. Aucun pli n'est associé à D1. Ces structures plicatives à traces axiales NW à NNW sont associées à l'événement tectonique D2, donc post-nappe. La fin de la phase D2 est davantage transpressive et marque le déversement des plis et développement des grandes failles en décrochement d'orientation approximative N100°, en réponse à un léger changement d'orientation de contrainte, mais aussi à une accommodation de la déformation subie par les unités compétentes (grès et roches mafiques). Finalement, un épisode d'extension post-orogénique D3 surtout marqué dans la partie NE du lac Minowean, comme le témoigne le réseau de failles normales N060°-N080° à forts pendages.

Les minéralisations uranifères connues à ce jour dans le secteur du lac Minowean se regroupent en deux types, les minéralisations à U, Cu ± Co ± V (ex : indices Ferme Nord, Ferme Sud et Racine) et les minéralisations exclusivement uranifères (ex : indice Ti'Poil et Damoclès) (voir fig. 2.1). La minéralisation se présente sous forme de billes de pechblende de quelques microns, exclusivement associées à de la matière carbonée matricielle aux grains de quartz des grès ou parfois, en remplissage dans les structures cassantes et tardives. Les indices à U, Cu ± Co ± V sont confinés au sein de failles fragiles à fragiles-cassantes d'un maximum de 2 mètres d'épaisseur. Ces structures semblent avoir été initialisées assez tôt dans l'évolution tectonique du secteur comme le démontre l'évolution polyphasée des jeux de failles et de l'hydrothermalisme associé. Ces structures minéralisées sont donc interprétées comme étant contemporaines à la mise en place de la nappe de charriage (D1). Les indices exclusivement uranifères se limitent à un seul et unique événement minéralisateur postérieur aux minéralisations polymétalliques. Ce type de minéralisation se présente sous forme de fine pechblende généralement associée à de la matière carbonée, mais aussi aux sulfures de fer (pyrite, marcassite).

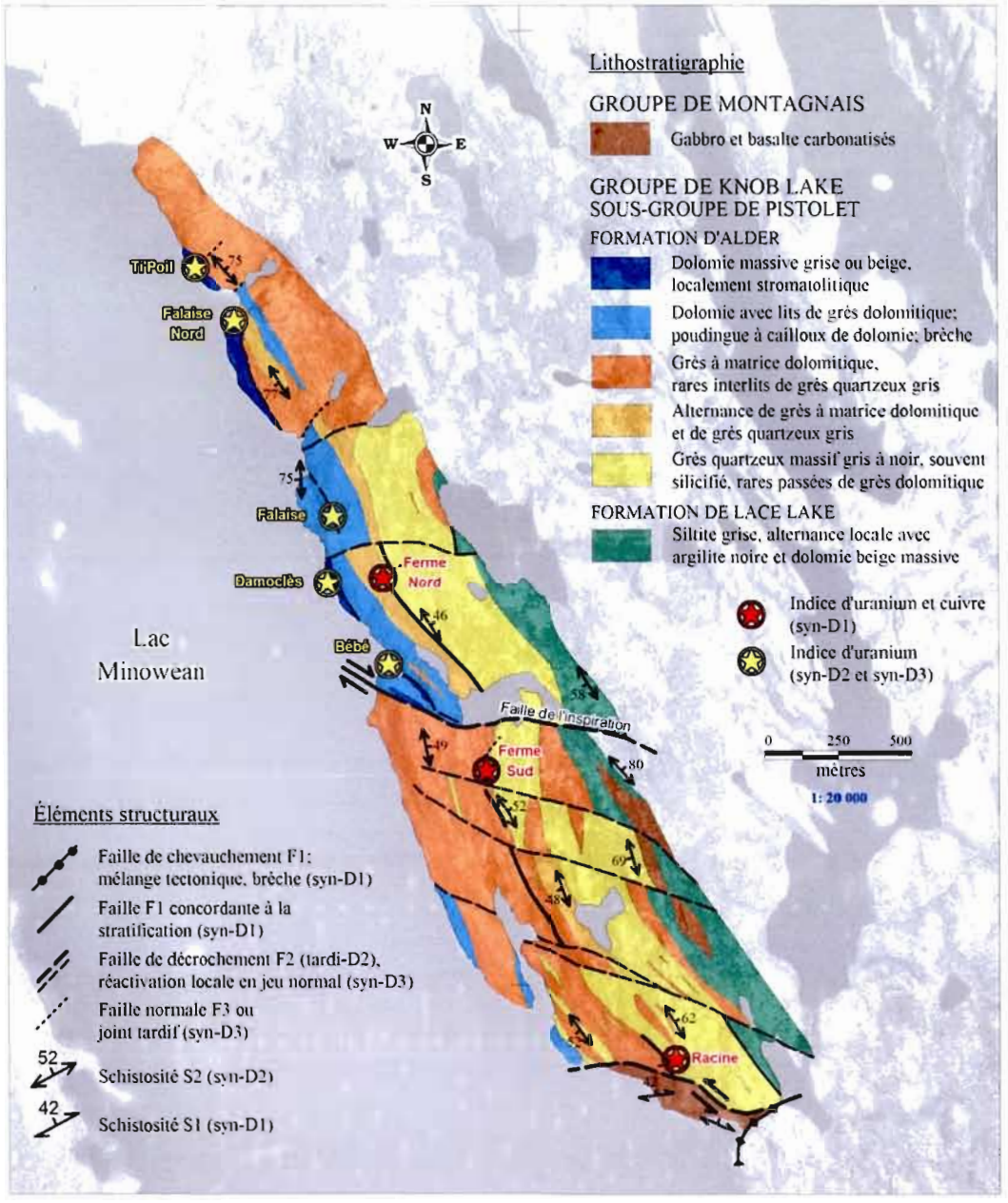


Figure 2.1 Carte géologique et structurale du secteur de la zone indicielle du lac Minowean. (Tirée de la compilation des données de terrain 2007.)

CHAPITRE III
LITHOSTRATIGRAPHIE ET PÉTROGRAPHIE

3.1 Introduction

Le nom des entités lithostratigraphiques décrites dans le présent chapitre sont tirés de la nomenclature établie par Dimroth (1978). La Fosse du Labrador a autrefois été interprétée comme étant le résultat du développement d'un géosynclinal (Le Gallais et Lavoie, 1982). Ne faisant donc pas intervenir le dédoublement possible des séquences par le jeu de failles de chevauchement, l'épaisseur réelle des unités peut par conséquent être exagérée (voir fig. 3.1). Avec les principes de tectonique moderne, il serait préférable de dresser une colonne stratigraphique en fonction des faciès et non des lithodèmes (voir fig. 1.3). Or, à l'exception des roches volcaniques mafiques et pyroclastiques, des gabbros et possiblement de l'unité de siltite de la Formation de Lace Lake, la séquence des lithodèmes de Dimroth (1978) dans le secteur du lac Minowean correspond à leur position stratigraphique sur le terrain. La nomenclature tirée de Dimroth (1978) et utilisée par Brouillette (1989) est donc utilisée pour commenter les observations géologiques réalisées pour la présente étude. Les données proviennent d'observations aux échelles diverses, incluant sur affleurements, sur échantillons, sur lames minces (voir appendice A), même parfois d'après l'interprétation des analyses chimiques (voir appendice C) et des analyses au microscope électronique à balayage (MEB) (voir appendice B).

Les unités sédimentaires et volcaniques du secteur du lac Minowean appartiennent au Groupe de Knob Lake et les roches gabbroïques au Groupe de Montagnais (Dimroth, 1978). Le Groupe de Knob Lake comprend beaucoup de sous-groupes stratigraphiques, eux-mêmes segmentés en différentes formations. Le présent travail traite de données recueillies dans les entités de la base stratigraphique de la Fosse du Labrador, soit les Sous-groupes de Seward et de Pistolet. Ce dernier inclut les Formations de Lace Lake, d'Alder et d'Uvé. Les sous-chapitres suivants sont présentés selon l'ordre chronologique de mise en place de chacune des unités lithologiques, de la plus vieille à la plus jeune.

3.2 Granites archéens

De petits dômes de gneiss et de granitoïdes ont été reconnus par Dressler (1979) à l'ouest du lac Patu à 15 km au nord du lac Minowean. Ils consistent essentiellement en des granites massifs et grenus à biotite. Ne possédant pas de foliation marquée, ces roches sont imprégnées d'une altération variable, allant d'une chloritisation légère de la biotite jusqu'à la destruction complète de tous les feldspaths. Devenus des schistes à séricite à proximité des unités sédimentaires, l'altération locale mais intense de ces roches suggère l'existence de failles importantes à l'interface granite/sédiments pouvant avoir généré la circulation de fluides. Ces granites sont d'autant plus étrangers au reste des unités rencontrés dans la région. Il a autrefois été proposé que ces roches archéennes formaient un promontoire de la province du Supérieur (Dressler, 1979). Étant probablement des roches affiliées à la Province du Supérieur, les granites du lac Patu, à l'image des gabbros et basaltes localisés à quelques kilomètres au nord, ont été imbriqués tectoniquement.

3.3 Sous-groupe de Seward

Le Groupe de Seward comprend les sédiments fluviatiles des Formations de Chakonipau et du Portage. Avec une épaisseur maximale estimée à plus de 1360 mètres à proximité du lac des Prospecteurs (Dimroth, 1978), le Chakonipau est essentiellement constitué d'arkose et de conglomérat polymicte rouges. On retrouve également des niveaux discontinus de grit arkosique et de siltites rouges. Le dépôt des sédiments de cette formation a été contrôlé par l'effondrement des blocs archéens, délimités par des failles normales profondes, comme le suggère l'abondance de dykes de gabbro et de rares coulées de trachybasalte (Dimroth, 1978). Les sédiments sus-jacents au Du Portage sont essentiellement composés d'arkose et de dolomie rose. La caractéristique importante du Groupe Seward est que la quasi-totalité des roches est à caractère oxydant. La compilation des mesures de lits obliques dans ces unités indique que la majorité du matériel provenait de l'ouest (Dimroth, 1978). Les lambeaux de la Formation de Sakami, visibles à l'est du lac Cambrien, sont préservés dans des demi-grabens

au sein des roches archéennes, possèdent les mêmes caractéristiques que les roches du Seward (Clark et Wares, 2004). Leur âge et leur corrélation stratigraphique avec la Fosse demeurent toutefois débattus.

Le Chakonipau n'affleure pas dans le secteur du lac Minowean, mais peut être présent en profondeur. On le retrouve surtout au sud, entre les lacs Chakonipau et Otelnuk. Des sédiments oxydés semblables ont été répertoriés en périphérie des fenêtres de socle dans le secteur du Lac Patu et le long de la faille d'Argencourt. Ces roches ont par contre été attribuées au Groupe de Pistolet (Dressler, 1979). Les arkoses, les siltites rouges et les dolomies roses affleurant à l'est de la zone indicielle du lac Minowean. Elles appartiennent à la Formation du Portage et forment le cœur d'une structure anticlinale (Brouillette, 1989).

3.4 Sous-groupe de Pistolet

Le Groupe de Pistolet regroupe les Formations de Lace Lake, d'Alder et d'Uvé. La nature des lithologies témoigne d'une transgression marine et du développement local d'une plate-forme en marge passive (Clark et Wares, 2004). L'empilement a débuté de manière franche, mais concordante sur les sédiments sous-jacents du Portage (Dimroth, 1978). Ces faciès, essentiellement de basse énergie hydraulique, à l'exception des grès quartzeux de la Formation d'Alder, sont exclusivement présents dans la partie centrale de la Fosse du Labrador (Clark et Wares, 2004) et spécialement autour du lac Minowean. La distribution des sédiments du Pistolet indique la subsidence progressive du bassin d'avant-pays et l'invasion progressive d'une mer peu profonde, progressant légèrement vers le nord. Le résultat des mesures de lits obliques dans le secteur du lac Minowean laisse entrevoir la possibilité de deux sources différentes, dont la dominante serait au nord-est (Dimroth, 1978).

3.4.1 Formation de Lace Lake

La Formation de Lace Lake est constituée d'une succession de siltites rouges, puis de shales gris foncé interlités avec des dolomies grises à patine d'altération brune et des dolomies sableuses. Cette formation marque, à l'échelle du premier cycle sédimentaire, le passage franc d'un environnement oxydant à un environnement réducteur. Cette constatation est entre autre démontrée par la présence de niveaux tabulaires riches en matière carbonée et sulfures. A l'est du lac Minowean, le Lace Lake a la particularité d'être intercalé avec des bandes de basaltes et/ou gabbro probablement attribuables au Groupe de Montagnais. La nature des contacts stratigraphiques entre ces deux unités est variable. Sur la zone indicielle à l'est du lac Minowean, les gabbros sont imprégnés d'une très forte carbonatation suggérant des contacts faillés avec les siltites donc une mise en place possiblement par imbrication tectonique (voir appendice A).

Un affleurement de brèche à fragments de roches volcaniques à été répertorié à proximité de l'embouchure de la rivière Swampy Bay, au nord du lac Minowean. Sa nature contraste en tous points avec les autres types de roches apparentées dans le secteur. Sa position se veut également problématique, vu son emplacement au sein des argilites environnantes. Selon Dimroth (1978), la Formation de Lace Lake renferme des niveaux discontinus de roches volcaniques. Les roches fragmentaires observées à la rivière Swampy Bay sont composées de blocs de taille et d'angulosité très variables, allant de quelques millimètres jusqu'à 3 décimètres de longueur. La texture des fragments évoque certainement une nature volcanique, mais leur composition chimique n'a pu être précisée. Le tout est supporté par une matrice fine et faiblement schisteuse d'un mélange d'argilite et de cailloutis de roches volcaniques. Qu'il s'agisse d'un conglomérat volcanique ou d'une roche pyroclastique, la composition de cet affleurement ne semble pas correspondre aux roches volcaniques de la Formation de Lace Lake décrites par Dimroth (1978), demeurant unique dans le portrait géologique du secteur du lac Minowean. Les seuls cas similaires répertoriés sont affiliés au Groupe de Doublet, à quelques 50 km à l'est.

3.4.2 Formation d'Alder

Les siltites du Lace Lake sont surmontées par l'épaisse séquence de grès quartzeux, de grès dolomitiques et de dolomies de la Formation d'Alder. Les grès quartzeux varient de 500 à presque 1000 mètres de puissance selon l'endroit (Dimroth, 1978). La compétence de cette unité explique la crête montagneuse longeant la rive est du lac Minowean (voir fig. 2.1). Ces grès sont généralement d'une pureté exceptionnelle à la base et montrent une diminution de leur granulométrie vers le sommet (C. Caillat, comm. pers.). Dans le détail, elle est constituée de plusieurs petits cycles sédimentaires qui montrent une décroissance de la granulométrie des grès, du rapport grain/ciment et du rapport silice/dolomie. Seuls quelques horizons présentent des lits obliques à minéraux lourds ou des niveaux à cailloux de chert. Composés à presque 100% de quartz, les grès d'Alder possèdent généralement une patine grise uniforme et sont composés de grains de quartz sub-anguleux à bien arrondis, jointifs et cimentés d'une silice diagénétique et localement de carbonate post-diagénétique (voir appendice A). Les grès sont parfois empreints d'une silicification invasive tardive à proximité des structures majeures et d'un contenu appréciable en matière carbonée. Le contenu en veines de quartz est irrégulier et tend généralement à croître à proximité des zones tectonisées. L'abondance des phyllosilicates matriciels (séricite, roscoelite et argiles) dans certains secteurs leur procure une patine noire et brillante caractéristique. Le sommet de la séquence des grès est marqué par le passage franc ou progressif d'une matrice siliceuse à une matrice dolomitique. La matrice carbonatée variant de blanc intense à gris clair, selon le contenu en carbonate, est en proportion beaucoup plus importante que dans les grès quartzeux. Les grès dolomitiques sont davantage « matrix-supported » alors que les grès quartzeux sont plutôt « clast-supported ». Les grès dolomitiques et les dolomies sus-jacentes sont généralement en contact progressif. En effet, on y retrouve davantage de niveaux conglomératiques à blocs, de taille variable mais toujours très arrondis, de dolomie. Il est également possible de retrouver des lits plus ou moins puissants de dolomie massive. Ce faciès transitoire peut, à l'inverse, être constitué de méga-blocs très anguleux de grès dolomitique dans une matrice de dolomie pure et aphanitique. Ces roches ont exclusivement été observées sur la rive est du lac Minowean et ont été interprétées comme des brèches hydrauliques générées par des processus tectoniques. Ces brèches sont commentées dans la section 3.6.

L'examen pétrographique des grès quartzeux et dolomitiques a révélé une histoire polyphasée des altérations, spécialement à proximité des zones minéralisées. En effet, une intense carbonatation semble imprégner une silicification précoce dans certains secteurs (voir appendice A). Mais à l'échelle régionale, les grès dolomitiques sont toujours dans la même position stratigraphique, soit entre les grès quartzeux et les dolomies. L'intensité de l'activité hydrothermale et la présence des brèches hydrauliques laissent entrevoir un remplacement complet des grès quartzeux par des grès dolomitiques à l'interface avec les dolomies, mais il ne s'agit ici que d'une hypothèse. La compilation des données de terrain semble appuyer l'idée d'une préexistence de grès dolomitiques primaires. Toutefois, certains affleurements montrent des évidences tardives de remplacement du ciment siliceux des grès par des carbonates. Le phénomène peut autant se produire le long des joints stratigraphiques que de façon sécante au litage. Le changement de couleur s'opère de manière incongrue au litage suggérant une coloration davantage diagénétique (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Finalement, en périphérie des grès quartzeux tectonisés, une seconde silicification due à l'injection de réseaux de veinules de quartz oblitère toute texture primaire de la roche. Les zones empreintes d'une silicification tardive s'accompagne souvent d'une altération micacée en séricite et/ou argile. Ces phyllosilicates ont été interprétés comme étant d'origine hydrothermale. La couleur noirâtre des grès quartzeux est attribuée à la présence de matière carbonée et/ou de sulfures fins.

Des unités de dolomie cryptalgaire et stromatolitique complètent la partie sommitale des faciès de plate-forme du secteur du lac Minowean. Il s'agit d'une roche massive et micro-veinée de silice, ayant une couleur généralement grise à localement beige. Les dolomies sont parfois grenues et présentent parfois des faciès intermédiaires de dolomie gréseuse à proximité des grès dolomitiques. Les structures algaires sont rares, mais la roche est en contre partie marquée par des figures de glissements intraformationnels. Les dolomies d'Alder affleurant mal dans la région en raison de leur dissolution se retrouvent dans les creux topographiques et/ou les zones inondés.

3.4.3 Formation d'Uvé

A l'échelle régionale, la Formation d'Uvé est dominée par des dolomies. Seul son membre supérieur, composé d'une siltite noire interlitée de niveaux de dolomie, affleure sur les îles au centre-nord du lac Minowean (voir fig. 4.1). Contrairement aux siltites de la Formation de Lace Lake, ces sédiments sont imprégnés de deux clivages tectoniques distincts et contiennent plus de matière carbonée. Leur contact avec les dolomies d'Alder a été observé à deux reprises, présentant une structure fortement schistosée. Il est toutefois difficile d'affirmer si ces argilites sont en contact normal ou faillé avec les dolomies. En effet, des niveaux semblables d'argilite ont été observés au contact de dolomies dans les zones de faille. De plus, la position des deux contacts siltite schistosée/dolomie se retrouve à proximité d'affleurement de basalte, et particulièrement de brèches hydrauliques ou du mélange tectonique. En supposant que le fond du lac Minowean forme une klippe de roches volcaniques allochtones, alors les siltites de la Formation d'Uvé pourraient être davantage associées aux basaltes. Toutes ces observations remettent en doute le positionnement réel des argilites de la Formation d'Uvé.

3.5 Groupe de Montagnais

Le Groupe de Montagnais est constitué de filons-couches de gabbros (Dimroth, 1978). Dans la colonne stratigraphique proposée par Clark et Wares (2004), le Groupe de Montagnais est présent dans toutes les étapes de l'évolution du premier cycle volcanosédimentaire et se présentent généralement en intercalations avec les coulées basaltiques (voir fig. 1.3). La synthèse de Clark et Wares (2004) corrèle l'âge relatif des basaltes avec le dépôt des sédiments de plate-forme du Sous-Groupe de Pistolet. Les basaltes ont par contre probablement été transportés sur une grande distance via les rampes de chevauchement, comme la faille d'Argencourt, à l'est du lac Minowean. Les quelques basaltes grenus de la Formation de Bacchus et les niveaux microgabbroïques du Montagnais se confondent en tous points. Les basaltes et les gabbros sont donc traités comme la même entité stratigraphique, appelée Groupe de Montagnais dans le présent mémoire.

La partie interne de la Fosse du Labrador, ou zone lithotectonique de Howse (Clark et Wares, 2004) (voir fig. 1.2), est essentiellement constituée de roches volcaniques mafiques interlitées de basaltes et de minces niveaux d'argilite. La faille de chevauchement d'Argencourt délimite la marge occidentale de cette zone avec les sédiments allochtones du premier cycle, aussi appelé zone lithotectonique de Schefferville (voir fig. 1.2). Des grands massifs de roches mafiques ont toutefois été cartographiés par Dressler (1979) à l'ouest de la faille d'Argencourt, plus précisément dans la région du lac Patu au nord du lac Minowean. Des gabbros similaires ont été reconnus par Dimroth (1978) autour du lac Minowean, puis confirmés par Brouillette (1989). Ce corps gabbroïque a également été reconnu à l'est de la zone indicielle du lac Minowean et un affleurement de conglomérat volcanique à l'embouchure de la rivière Swampy Bay. Ces deux entités sont affiliées à la Formation de Lace Lake (Dimroth, 1978, Brouillette, 1989).

Les roches volcaniques et les gabbros présentent souvent des textures très similaires et souvent altérés avec un degré de carbonatation s'intensifiant à proximité des structures majeures. Ils sont composés de pyroxènes ouralitisés, de bouquets de lattes de plagioclases, d'un contenu variable de carbonates, d'épidote et de chlorite. Localement, il arrive de retrouver la chlorite sous forme de veines massives de taille centimétrique. L'arrangement de ces veines donne parfois l'impression qu'il s'agit de bordures de trempes altérées. Ces roches mafiques ont une forte réactivité à l'acide chlorhydrique et sont marquées par une oblitération importante de leurs textures ignées originelles, leur procurant souvent la texture d'une dolomie aphanitique et massive. L'imposant relief à 5 km à l'est du lac Minowean est entièrement constitué de gabbro. Sa base est composée d'un niveau planaire plurimétrique faiblement incliné à vergence ouest pouvant très bien suivre la trace d'une faille de chevauchement. Cette roche présente un degré de carbonatation extrême et un contenu appréciable de magnétite. Ces roches ont autrefois été cartographiées comme des dolomies imbriquées (Brouillette, 1989). Leur minéralogie, ainsi que leur position stratigraphique et structurale suggèrent qu'il s'agit de roches mafiques altérées et non de dolomies. Les roches mafiques cartographiées par Brouillette (1989) au sein des siltites de la Formation de Lace Lake possèdent un degré d'altération semblable laissant sous-entendre l'existence possible de failles de part et d'autre des corps mafiques de la région.

3.6 Brèches

On retrouve une grande diversité de brèches dans le secteur, spécialement aux pourtours du lac Minowean. Ces brèches constituent des sous-unités et correspondent à trois types : les brèches sédimentaires, les brèches hydrauliques et les brèches tectoniques (voir appendice A). Ces dernières sont discutées à la section 4.2.2. Les brèches sédimentaires sont souvent des conglomérats à cailloux et blocs. Ce faciès peut généralement être observé au sein des grès dolomitique et est composé de clastes et blocs bien arrondis de dolomie massive. De rares conglomérats à cailloux de quartz ont été observés dans les grès quartzeux d'Alder.

Les brèches hydrauliques ont pour leur part une genèse incertaine. Elles sont composées de blocs hétérogranulaires et très anguleux de grès dolomitique baignant de manière anarchique dans une matrice de dolomie massive et micro-veinée. Ce faciès bréchique est toujours transitionnel entre le grès dolomitique et la dolomie. Les blocs montrent des évidences de bréchification in-situ sans transport notable des fragments, suggérant une fracturation par surpression des fluides dolomitiques. Ces brèches sont probablement issues de l'augmentation rapide du poids lithostatique créé probablement par le chevauchement des unités stratigraphiques. La taille des injections de dolomie est parfois si grande qu'elle pose un doute sur l'exactitude du processus de mise en place. L'énorme volume de matériel bréchifié rappelle parfois les mélanges tectoniques ou d'une brèche à méga-blocs sur le site de l'indice Damoclès.

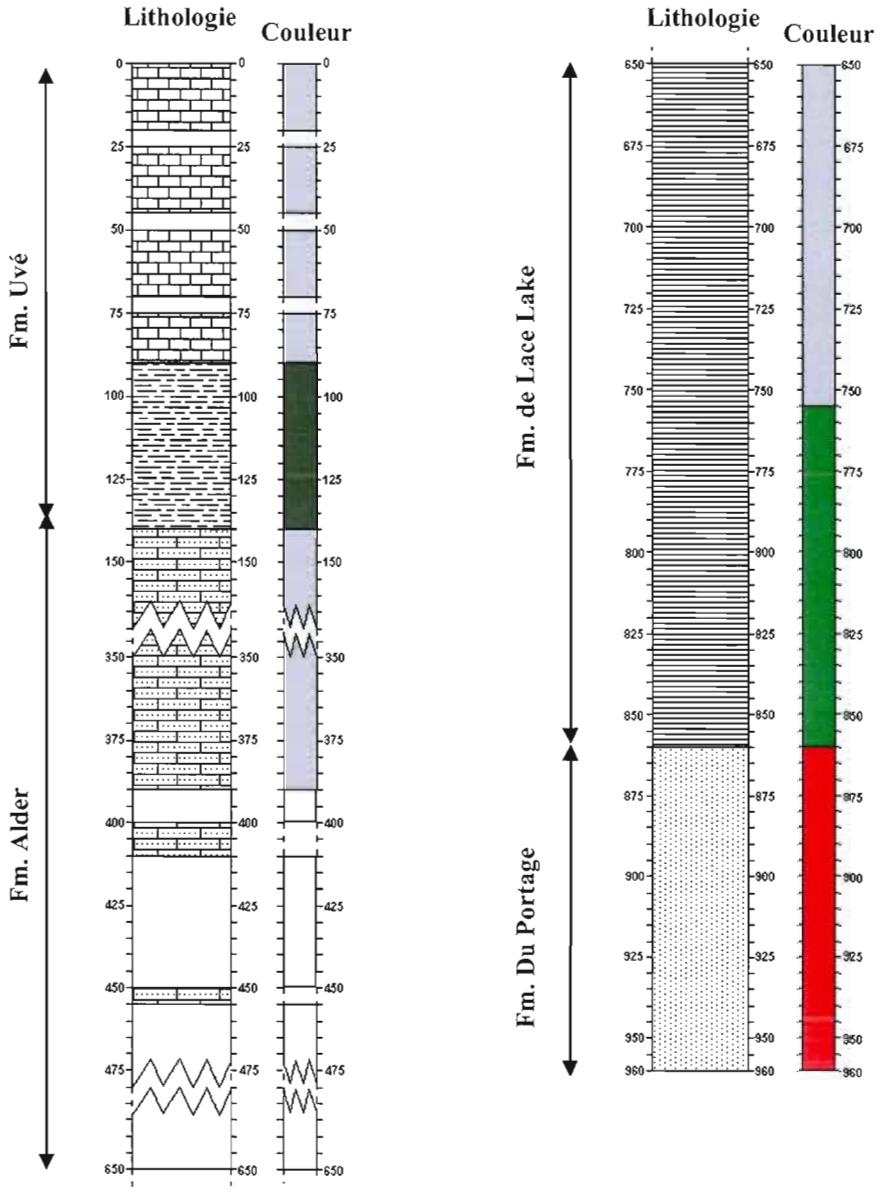


Figure 3.1 Colonne stratigraphique du secteur du lac Minowean, établie selon les épaisseurs mesurées d'après Dimroth, 1978.

CHAPITRE IV
GÉOLOGIE STRUCTURALE

4.1 Interprétation structurale antérieure

Les travaux sur la partie centrale de la Fosse du Labrador de Dimroth (1978) et Dressler (1979) ont essentiellement une approche lithostratigraphique et ne traite que très peu de géologie structurale. Les principaux accidents chevauchants et les plis figurent sur les cartes géologiques sans toutefois élaborer sur leur signification. Le Gallais et Lavoie (1982) ont toutefois avancé que les plis régionaux observés sont issus du chevauchement vers l'ouest des séquences allochtones ignées. Cette réflexion découle de la coexistence problématique d'un assemblage de coulées basaltiques interlité de sills de gabbro et de sédiments argileux associés avec des faciès d'environnements fluviatile (Sous-groupe de Seward) et/ou de plate-forme (Sous-groupe de Pistolet). Dans le secteur du lac Minowean, les premières analyses structurales significatives ont été réalisées par Lafontaine (1984), puis approfondies par Brouillette (1989).

Selon Brouillette (1989), la géométrie des terrains résulte de la superposition de deux déformations plicatives à axes orthogonaux, soit une phase serrée P1 orientée NNW-SSE et d'une seconde d'amplitude ouverte P2 à axes orientés E-W. Chacun de ces épisodes sont marqués d'un clivage. La schistosité S1, associé à l'événement D1, s'exprime régionalement, mais surtout dans les unités incompétentes tels les shales des Formations de Lace Lake et d'Uvé. Ce clivage est rarement développé dans les dolomies et presque jamais dans les grès de la Formation d'Alder. Le clivage S2 a été interprété comme une schistosité espacée, associée à un réseau régulier de joints millimétriques parallèles, particulièrement développé dans les siltites et les dolomies et peu ou pas dans les unités compétentes. Brouillette (1989) n'explique pas clairement la relation entre le clivage S2 et la phase de déformation D2.

L'analyse structurale de Brouillette (1989) lui a permis de circonscrire neuf domaines structuraux distincts, identifiés en fonction des limites attribuées à des accidents majeurs, à

un style structural particulier ou à une entité géographique. Cette méthode met particulièrement en évidence le synclinal de Minowean (P1) formé lors de la phase D1 (Brouillette, 1989). Selon l'auteur, ce pli a été affecté par les phases de déformation orthogonales (D1 et D2), lui donnant une forme en bassin.

Trois accidents majeurs ont été reconnus par Brouillette (1989) dans le secteur du lac Minowean, soient les failles d'Argencourt, de Minowean et de l'Inspiration. La faille d'Argencourt, antérieurement identifiée par Dimroth (1978), est une faille majeure de chevauchement continue sur plus de 50 km dans la partie centrale de la Fosse du Labrador. Elle marque la limite entre le parautochtone et les sédiments charriés à l'ouest et les nappes allochtones de roches mafiques du Groupe de Montagnais à l'est. Brouillette (1989) a identifié une faille à jeu décrochant d'apparence dextre, découpant la terminaison périclinale nord du synclinal de Minowean. Son prolongement sud semble se lier à l'extrémité nord de la faille de l'Inspiration. Cette hypothèse n'a pu être confirmée par Brouillette (1989). La faille de l'Inspiration, marque la limite entre deux domaines structuraux distincts sur la rives est du lac Minowean. Un domaine nord dont le flanc est du pli Minowean est déversé, et un domaine sud où ce même flanc apparaît davantage déjeté ou droit. La carte géologique de Brouillette (1989) suggère une connexion possible de l'extrémité sud de la faille de l'Inspiration et d'une faille subsidiaire de la faille de chevauchement d'Argencourt à l'est. Aucune évidence n'a pu confirmer cette hypothèse.

4.2 Analyse structurale

Les levés géologiques et structuraux qui ont été menés dans la cadre de ce projet de maîtrise mettent de l'avant de nouveaux problèmes. Ils concernent la position stratigraphique douteuse des corps basaltiques et gabbroïques du Groupe de Montagnais et des siltites de la Formation d'Uvé, la reconnaissance des méga-brèches dolomitiques à l'interface grès dolomitique/dolomie et des mélanges tectoniques. Les observations géologiques, les analyses structurales, combinées aux données d'analyse chimique récentes et de pétrographie,

permettent de porter un nouveau regard sur l'évolution tectonique et hydrothermale qui a mené aux minéralisations d'uranium.

4.2.1 Tectonique de nappe (D1)

La compilation des nouvelles données de terrain permet de mettre en évidence l'existence d'une nappe de charriage à vergence ouest, dont la limite est presque totalement submergée par le lac Minowean (voir fig. 4.1 et 4.2). Dans la littérature, la faille d'Argencourt, située à quelques 5 kilomètres à l'est du lac Minowean, constitue la limite d'érosion actuelle du front principal de chevauchement des nappes allochtones. A son emplacement, la faille met en contact des roches d'environnements très contrastés tels que des sédiments détritiques de milieu fluviatile (conglomérat de la Formation de Chakonipau) avec des roches volcaniques et les sédiments pélagiques de milieu marin profond. Les nappes allochtones sont composées d'une alternance de volcanites basaltiques et de sills de gabbro (Groupe de Montagnais) interlités de minces lits d'argilite noire. La valeur du déplacement des nappes n'a toutefois pas été estimée. La région du lac Romanet, situé 30 km à l'est du lac Minowean, renferme une séquence sédimentaire de plate-forme similaire à celle observée au lac Minowean. Si ces roches constituent une fenêtre sous l'allochtone basaltique, alors le déplacement peut être évalué à quelques trente kilomètres.

La phase D1 est donc marquée par le développement des premières grandes rampes de chevauchement dans le secteur, mettant en contact des roches mafiques du Groupe de Montagnais avec les sédiments des Sous-groupes de Seward et de Pistolet. L'avancée de la nappe a généré une délamination banc-sur-banc à l'interface des grès quartzeux et dolomitiques de la Formation d'Alder. Ces failles, alors horizontales et concordantes avec l'attitude de la faille de chevauchement, ont permis la mise en place des premières minéralisations. Le poids lithostatique engendré par la séquence de roches mafiques chevauchée a probablement généré les méga-brèches hydrauliques au contact grès dolomitique/dolomie.

4.2.2 Mélange tectonique

Le mélange tectonique n'avait auparavant jamais été identifié dans le secteur du lac Minowean. Il se caractérise par un assemblage anarchique de blocs de taille variable (jusqu'à quelques mètres de diamètre) et de nature variable, dominé par les dolomies et les grès dolomitiques. Ces blocs sont supportés par une matrice schisteuse, argileuse et parfois à matière carbonée. Ce mélange tectonique constitue une brèche ou « wildflysch » typique des semelles de nappe de charriage. La composition de la matrice rappelle étrangement les argilites schisteuses répertoriées sur les îles du lac Minowean, appartenant à la Formation d'Uvé. Le mélange tectonique a été observé à une seule position stratigraphique, soit au contact de basaltes et d'une dolomie intensément bréchifiée au sud-est du lac Minowean; puis sur la presqu'île au sud du lac, dans la terminaison périclinale sud du synclinal de Minowean (voir fig. 6). Ce dernier présente moins les caractéristiques d'un « wildflysch », mais plutôt d'une puissante brèche à dominance de matrice sulfurée et riche en matière carbonée, servant de plan de décollement entre le basalte et la dolomie adjacente.

4.2.3 Les roches mafiques dans le secteur du lac Minowean

Dans le secteur du lac Minowean, les roches mafiques décrites par Brouillette (1989) ont été interprétées comme des gabbros à grain fin, attribuées au Groupe de Montagnais. Les affleurements de gabbro en contact avec les sédiments gréseux ont été interprétés comme étant de nature tectonique alors que ceux observés au sein de la Formation de Lace Lake sont interprétés comme des lentilles concordantes. L'extrême carbonatation des affleurements choisis complique l'identification macroscopique, mais l'examen pétrographique de ces roches suggère une nature volcanique. Si les roches mafiques affleurant autour du lac Minowean présentent davantage des évidences de roches volcaniques, alors l'hypothèse de l'existence d'une nappe de charriage jusqu'au lac Minowean est à considérer. La limite du front de chevauchement des roches volcaniques sur les sédiments se situerait donc 5 km à l'est de la faille d'Argencourt (voir fig. 1.3).

Les roches basaltiques et gabbroïques (Groupe de Montagnais) dans le secteur du lac Minowean sont en contacts faillés avec la séquence gréseuse et carbonatée (Sous-groupe de Pistolet). Dans certaines zones, la rareté des affleurements limite toutefois l'interprétation. Néanmoins, la partie sud-est et nord du lac Minowean, ainsi que la presqu'île au cœur de la terminaison périclinale sud renferme les affleurements clés qui ont menés à l'hypothèse de l'existence d'une faille de chevauchement majeure dans le secteur du lac Minowean. Les basaltes sont particulièrement bien exposés dans une falaise au sud-ouest de la presqu'île, située à l'extrême sud du lac Minowean. La base de l'affleurement met en contact les basaltes sur un niveau à pendage quasi-horizontal d'argilite noire cisaillée. Contrairement aux argilites observées au sein de la Formation de Lace Lake, celles-ci renferment une quantité appréciable de sulfures, comme le témoigne l'abondance de rouille en surface altérée à la fois au sein des joints de stratification que dans les fractures sécantes. La pyrite a également été observée dans les basaltes sus-jacents. Le contact lithologique, et particulièrement les argilites, sont injectés de veinules et de veines de calcite d'une épaisseur variant de quelques millimètres à plus d'un centimètre d'épaisseur. La chronologie relative des veines et des sulfures est incertaine, mais la relation de recoupement avec la schistosité S1 suggère une mise en place tardi-D1 ou post-nappe.

La forte schistosité de flux S1 a été observée à trois autres reprises au contact inférieur des corps basaltiques ou grabbroïques dans le secteur du lac Minowean. Telle qu'observée sur l'affleurement de la presqu'île, cette fabrique est surtout développée dans les argilites sous-jacentes aux basaltes, sur une épaisseur excédant souvent le mètre. Cette roche est particulièrement bien exposée à l'extrémité sud de la grande crête de gabbro, à moins de 5 km à l'est du lac Minowean (voir fig. 1.3). Cette observation nous amène à interpréter ces argilites comme des plans de faiblesse privilégiés au développement de rampes de chevauchement. En plus d'être fortement cisaillées, les argilites sont empreints d'une carbonatation invasive et sont teintées d'un rouge profond. Cette couleur indique le passage de fluides oxydés, atypique dans l'environnement particulièrement réduit du secteur du lac Minowean. Toutes les roches mafiques (Groupe de Montagnais) sus-jacentes à ces argilites tectonisées sont donc interprétées comme des entités allochtones, en contact faillé sur les unités de plate-forme du sous-groupe de Pistolet.

4.2.4 Tectonique post-nappe (D2)

La déformation postérieure à la mise en place de la nappe peut facilement être aperçue directement sur la photo aérienne (cliché numéro A11437-108; Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune) cadrant la partie sud du lac Minowean, ainsi que sur les images Landsat. En effet, la forme des terres émergées trace la terminaison périclinale sud d'un grand synclinal d'axe NW-SE. Brouillette (1989) a attribué cette structure à la phase précoce de déformation (D1). Ses observations ne faisaient toutefois pas état de la mise en place d'une nappe de charriage. Comme il l'a été mentionné à la section 4.2.1, la position des roches mafiques au cœur du pli implique nécessairement une phase subséquente de déformation plicative à l'épisode D1. Le synclinal du lac Minowean est alors chronologiquement associé à la phase de déformation D2, soit relié à un événement tectonique postérieur à la mise en place de la nappe basaltique.

La phase de déformation D2 correspond à une compression NE-SW. Elle est responsable d'une schistosité de plan axial S2 d'orientation approximée à N340° (voir fig. 2.1). Cette

fabrique s'exprime selon un clivage espacé (environ un centimètre) particulièrement bien développé dans les argilites et dans les dolomies. Dans ces dernières, les plans S2 sont systématiquement remplis par de la silice visible en relief positif. La schistosité S2 n'apparaît pas dans les unités compétentes telles les grès de la Formation d'Alder et les roches mafiques du Groupe de Montagnais.

La majorité des données structurales ont été acquises du côté est du lac Minowean. Les quelques affleurements observés sur le flanc ouest du pli présentent une polarité normale avec une stratification moyenne de N340° avec un pendage vers l'est à sub-vertical (voir fig. 4.3 et 4.4). Les quelques données recueillies sur le flanc ouest du synclinal donnent une stratification de même orientation, mais de pendage moins abrupte, de l'ordre de 40°.

4.2.5 La faille Minowean

La faille de Minowean a d'abord été reconnue par Brouillette (1989) sur le bord de la rivière Swampy Bay. Il s'agit d'une faille de décrochement à mouvement senestre de la même génération et de même attitude que la faille de l'Inspiration. Il a proposé que ces failles puisse se raccorder sur la rive est du lac. Nos observations de terrain ne nous permettent pas de conclure en ce sens. En effet, la faille de Minowean décrite par Brouillette se trouve sur le site de la faille de chevauchement D1 qui délimite la klippe de roches mafiques. (voir fig. 4.1). Notre interprétation appuie plutôt l'hypothèse d'une structure précoce (F1) associée au chevauchement de la nappe de charriage (D1). Cette faille aurait donc obligatoirement été replissée lors de la phase D2. L'attitude réelle de cette faille serait donc à l'image des contacts entre les sédiments et les roches mafiques, donc suivant la morphologie du synclinal. Selon cette hypothèse, la faille de Minowean serait donc raccordée au segment de faille de chevauchement observée sur la presqu'île, dans le cœur de la terminaison périclinale sud, plutôt qu'avec la faille de l'Inspiration sur la rive est du lac. En effet, le style, le positionnement stratigraphique et la relation la concordance de cette structure avec les unités lithologiques vont tous en ce sens (voir fig. 4.1 et 4.2).

4.2.6 Phase transpressive tardi-D2

Cette phase de déformation marque l'achèvement du plissement par le déversement des plis vers l'ouest. Elle est interprétée comme le résultat de la poussée en transpression d'un second corps gabbroïque, constituant aujourd'hui le haut relief à 5 km à l'est du lac Minowean. Il constitue un important copeau imbriqué, dont le chevauchement recoupe le flanc est de l'anticlinal (voir fig. 4.2). Cet événement tectonique a possiblement occasionné une réactivation des failles minéralisées F1 préexistantes donnant lieu à une seconde injection de fluides hydrothermaux dans ces failles.

Le changement d'orientation de la contrainte et la déformation engendrée par cette phase en transpression est surtout signalée par la présence de grandes failles de décrochement (F2), découpant à la fois les plis et les failles minéralisées (F1) (voir fig. 4.2). La plus importante de ces failles F2 est la faille de l'Inspiration, dont le jeu semble à la fois rompre la continuité des minéralisations et servir de limite à deux domaines structuraux. Ces domaines ont essentiellement été déterminés à partir du léger contraste de l'attitude de la schistosité S2 de part et d'autre de cette faille. L'analyse structurale de ces deux domaines démontre que le domaine nord est franchement déversé, alors que le domaine sud est davantage déjeté. Par ailleurs l'attitude de la schistosité S2 (voir fig. 4.4) montre une orientation quasi-constante vers le NW. Les projections stéréographiques des données de stratification présentent deux orientations différentes, soit NW et SE, bien que la zone indicielle se trouve sur un seul flanc du pli.

4.2.7 Déformation tardive (D3)

La déformation cassante tardive D3 est présentée par l'abondance de failles normales d'orientation variant de N050° à N080°, particulièrement développée dans le domaine structural nord (voir fig. 4.1). Ces structures témoignent d'un événement post-orogénique en extension de moindre envergure dont le champ des contraintes est difficile à circonscrire.

Tout comme les autres phases de déformation antérieures, la tectonique D3 présente une histoire polyphasée, montrée par le recoupement fréquent d'éléments structuraux. Cette constatation est particulièrement bien exposée sur le site de l'indice Ti'Poil avec le recoupement d'une brèche tectonique dolomitique par la structure minéralisée, les deux ayant la même attitude.

Étant exclusivement de nature cassante, cette phase n'a évidemment généré aucun clivage régional. On n'y observe que des éléments structuraux spatialement limités aux sites mêmes des failles F3. Les éléments cinématiques sont rares et mettent en doute la nature réelle de la structure, à savoir s'il s'agit d'une faille ou d'un joint. Cette génération de failles joue toutefois un rôle de premier plan sur la géométrie finale des minéralisations. En effet, le découpage selon un jeu normal, mais à décalage d'apparence dextre de la minéralisation à l'indice Ferme Nord, témoigne par ailleurs de l'importance de la déformation tardive sur la disposition des corps minéralisés. Le même phénomène a été observé sur le site de l'indice Ferme Sud, alors que la minéralisation est décalée par de jeu de petites failles dextres en relais d'orientation N040°.

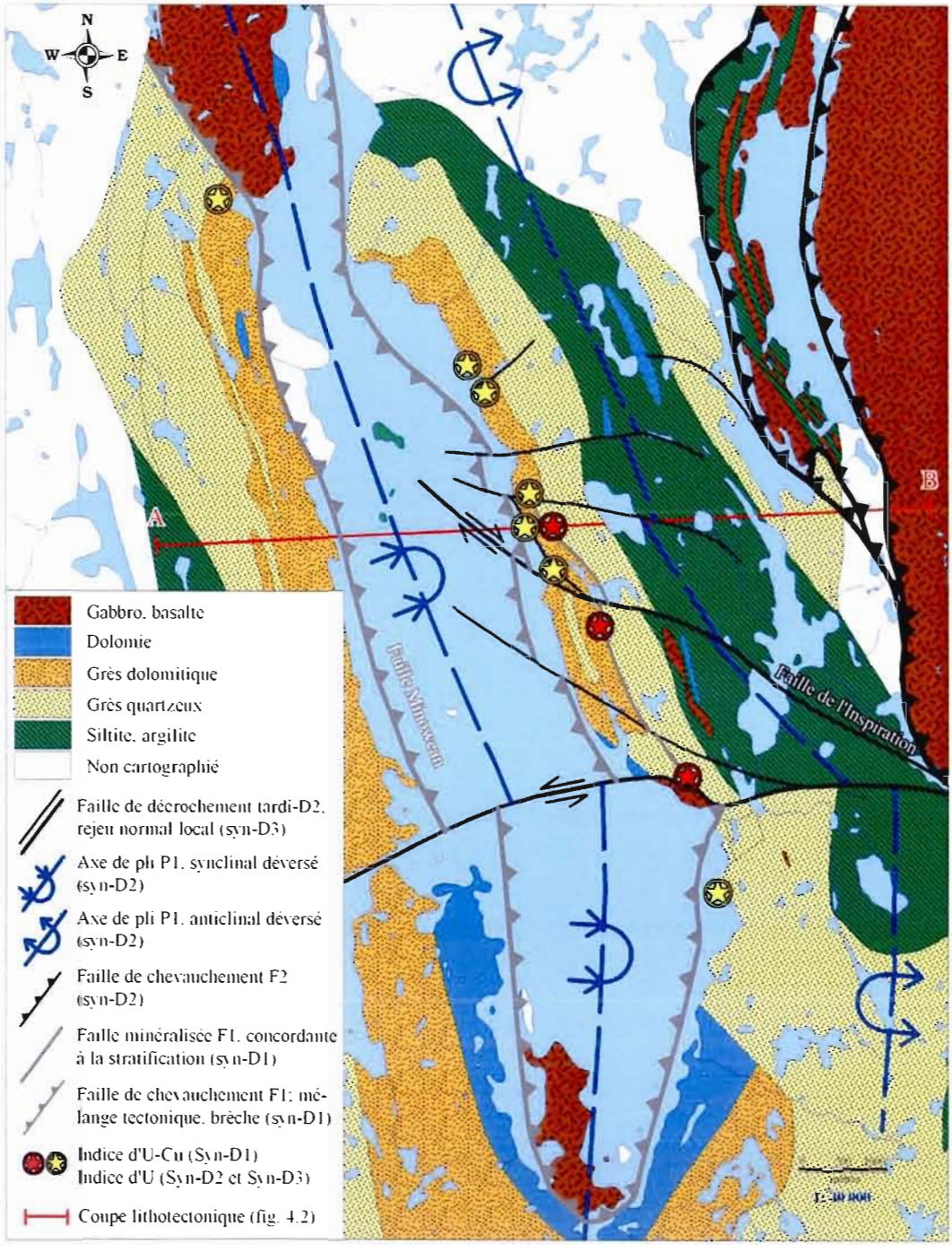


Figure 4.1 Carte d'interprétation structurale, région du lac Minowean, unités lithologiques modifiées de Brouillette (1989).

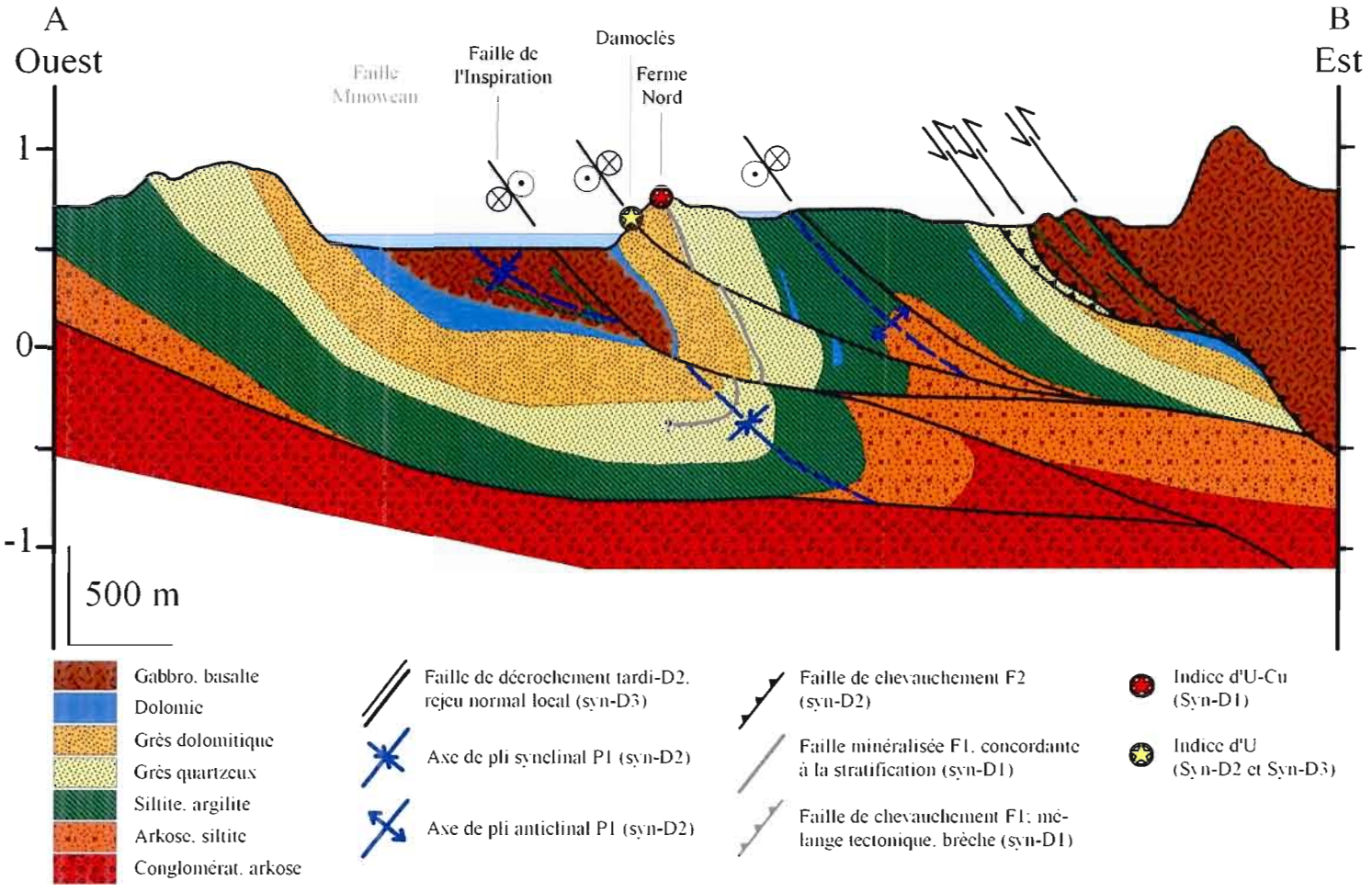


Figure 4.2 Coupe d'interprétation structurale, région du lac Minowean.

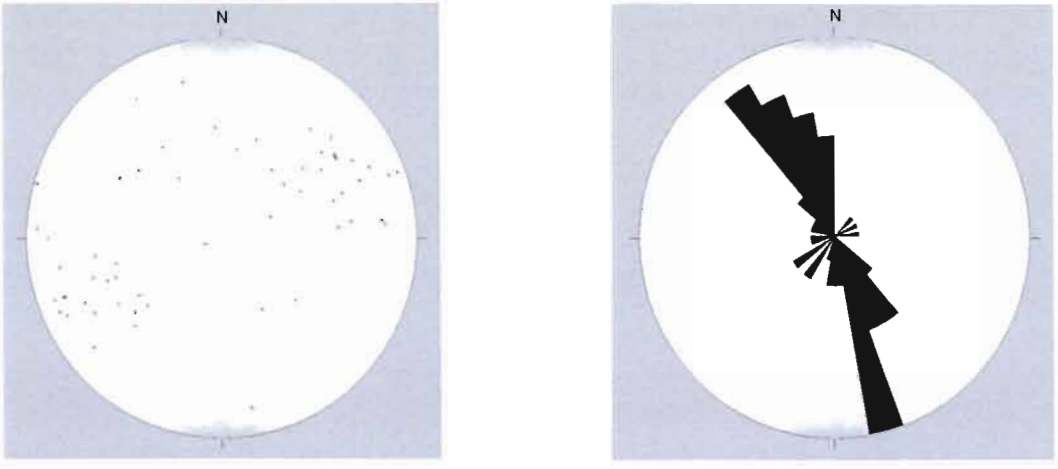


Figure 4.3 Projection stéréographique des pôles des mesures de la stratification (S0) (n=59) sur l'hémisphère inférieur de Wulf. Rosette de l'arrangement spatial de la stratification (S0).

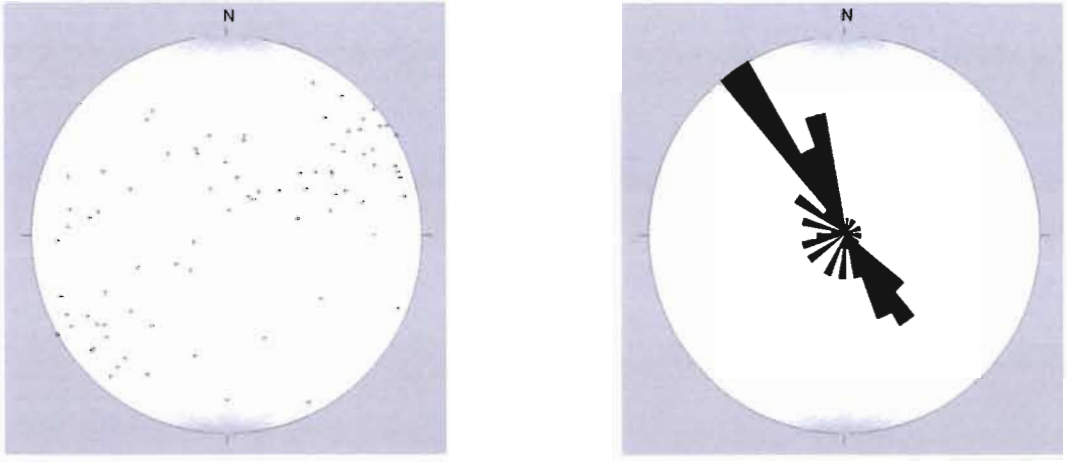


Figure 4.4 Projection stéréographique des pôles des mesures de la schistosité (S2) (n=85) sur l'hémisphère inférieur de Wulf. Rosette de l'arrangement spatial de la schistosité (S2).

CHAPITRE V
ANALYSE DES ZONES MINÉRALISÉES

5.1 Introduction

Toutes les zones minéralisées d'importance sont localisées sur la rive est du lac Minowean, suivant grossièrement le contact tectonisé entre les grès quartzeux et les grès dolomitique (voir fig. 2.1). Les résultats des travaux de détail sur les indices Racine, Ferme Nord, Ferme Sud et Ti'Poil démontrent la correspondance entre les hauts scintillométriques sur affleurements et les zones tectonisées concordantes avec la stratification (voir fig. 5.1, 5.2, 5.3 et 5.4). L'examen pétrographique indique une coexistence fidèle entre l'uranium et la matière carbonée dans les fractures ou les pores des grès. L'uranium ne semble toutefois pas systématiquement associé aux sulfures ou autres substances réductrices. Lorsqu'il est associé aux sulfures, la présence de concentrations appréciables en métaux de base est signalée pour les indices Racine, Ferme Nord et Ferme Sud. Chaque indice possède son propre assemblage métallifère. En plus des minéralisations épigénétiques tardives associées à des failles cassantes sécantes (Ti'Poil), les minéralisations du lac Minowean sont toutes à contrôle structural évident. La signature hydrothermale des minéralisations du secteur du lac Minowean est mise en évidence par les rapports U/Th toujours très élevés et les cortèges anomaux de métaux présents, dont le cuivre, le cobalt et le vanadium. L'analyse microtectonique de ces zones révèle une histoire tectonique polyphasée et complexe.

5.2 Indice Racine

L'indice Racine constitue une minéralisation de pechblende disséminée dans un grès quartzeux faillé (voir fig. 5.1). Il s'agit de l'indice ayant fourni les meilleures teneurs en uranium sur échantillons choisis (Brouillette, 1989). La tranchée expose un affleurement minéralisé composé de grès quartzeux pur à composition homogène et silicification intense

relativement uniforme. Seules quelques passées de grès localisées à proximité d'une veine de puissance décimétrique de dolomie brunâtre sont faiblement altérés par carbonatation. La partie NE de la tranchée est marquée par la présence d'un grès à taches blanchies. Cette texture est encore aujourd'hui de nature inconnue et n'a aucun effet sur la propagation de la minéralisation. Aucun prolongement de la minéralisation n'a été découvert de part et d'autre de la tranchée.

Les différentes textures observées dans les grès de l'indice Racine sont issues de la manière dont la roche a réagi à la contrainte tectonique principale. En effet, on retrouve plusieurs faciès distincts, soit des brèches pseudo-consolidées, des niveaux cisaillés ou des niveaux injectés de veines de quartz et fortement silicifiés. Les failles observées sont soit à jeu cisaillant, normal ou inverse. Le principal cisaillement (à composante latérale incertaine) et la veine de quartz déformée qui la remplie, sont assurément précoces. Cette faille est accompagnée d'une brèche quasi-métrique mais latéralement discontinue, procurant de bonnes valeurs scintillométriques. Plusieurs des failles ont rejoué lors du plissement post-chevauchement et lors du basculement du deuxième corps gabbroïque. Les résultats du plan compteur montrent que ces failles ont eu peu d'impact sur la minéralisation. En contre partie, la fin de la seconde phase de déformation, exprimée par des fentes de tension et des fractures conjuguées, a grandement contribué à la redistribution de la minéralisation. Aucun nouvel apport d'uranium ne semble être survenu pendant la fracturation tardive de l'affleurement (D3), sauf une migration locale l'uranium préexistant.

La minéralisation s'exprime par des produits d'altération jaunes tapissant les parois des micro-fractures. Les minéraux non altérés sont des oxydes sous forme de micro-sphéroïdes noirs et matriciels dans les grès. A l'échelle microscopique, ces billes s'avèrent être des pechblendes radiales à bordures dentelées, similaires à celles connues dans le bassin d'Athabasca (Geffroy et al., 1960). Les résultats d'analyses réalisées au microscope électronique à balayage (MEB) montrent souvent l'affinité entre la pechblende (UO_2) et la barytine ($BaSO_4$) (voir appendice B). Ces roches minéralisées sont brillantes et très foncées, voire noires, avec un contenu appréciable en micas et en matière carbonée. Les récentes analyses chimiques ont révélées les teneurs notables de 1,1% Cu et 1,0% V. Le vanadium est

concentré dans les phases micacées (roscoellite) alors que le cuivre se présente sous forme de chalcopyrite +/- covellite (voir appendice B).

5.3 Indice Ferme Nord

L'indice Ferme Nord a été l'indice le plus travaillé par Eldorado dans les années 80 (Lafontaine, 1982, 1984). Quatre forages de faible profondeur (environ 70 mètres en moyenne) ont été réalisés, interceptant la minéralisation à l'interface grès quartzeux et grès à matrice dolomitique. L'affleurement étudié est exclusivement composé de grès quartzeux silicifié et injecté d'un stockwerk de quartz sur le toit de faille (voir fig. 5.2 et 5.3). Leur couleur gris profond et argentée, similaire à ceux de l'indice Racine, provient du contenu appréciable en matière carbonée. Contrairement aux données de sondage, aucune roche carbonatée n'a été répertoriée sur le site de l'indice Ferme Nord.

L'affleurement est marqué par une structure ductile-cassante franche, sans ramification, d'une puissance maximale d'un mètre, à texture schisteuse et localement cataclasée (voir fig. 5.2 et 5.3). Sa cinématique est incertaine, mais les éléments microtectoniques suggèrent toutefois un mouvement normal avec une légère composante en décrochement senestre. Comme à l'indice Racine, la cinématique de la faille à Ferme Nord témoigne du dernier événement cinématique de la structure, soit la fin du déversement des plis à la fin de la phase D2. En déplissant la séquence stratigraphique (en polarité inverse) on obtient alors un mouvement concordant avec celui du chevauchement de la nappe (D1), un mouvement banc-sur-banc de l'est vers l'ouest, comme à l'indice Racine. Une faille à mouvement dextre (F3) découpe de manière sécante (N070°) la faille minéralisée. La faille est concordante à la stratification et à la schistosité S2 du secteur, comme le démontre son attitude approximative de N330° à l'extrémité NW de la tranchée. Le couvert végétal ne permet pas de connaître la raison des changements d'attitude, mais il est possible que le secteur soit découpé par un réseau de failles sécantes et dextres d'orientation N060°-N070°, comme en témoigne l'abondance de ces structures tardives dans la partie nord du secteur anomal de Minowean

(voir fig. 4.2). Les mesures systématiques effectuées tout au long de la structure principale démontrent une cinématique de faille à dominance normale avec une composante senestre.

La zone schisteuse abrite sporadiquement les produits jaunes uranifères, alors que le mur de faille est localement riche en matière carbonée. Ces horizons correspondent souvent aux sites les plus uranifères de l'affleurement et titrent les valeurs les plus fortes en métaux du secteur du lac Minowean tels que : 5,26% Cu, 5,71% Co, 2,48% Mo et 1,19% Ni (voir échantillon MW07-FN-05 de l'appendice C). Malgré l'abondance de matière carbonée, le vanadium ne se démarque pas autant qu'à l'indice Racine. Aucune évidence de pechblende n'a été observée sur échantillon macroscopique. En contre partie, les lames minces minéralisées présentent les mêmes sphéroïdes de pechblende, comme ceux vus à l'indice Racine (voir appendice A). L'uranium est intimement associé à des plages de matière carbonée immature de couleur brune à kaki, selon leur contenu en carbone et en soufre (M. Cuney, comm. pers.).

L'étude pétrographique montre avant tout le caractère déformé des grès porteurs de la minéralisation (voir appendice A). On y voit également la superposition de deux phases de silicification, soit une phase précoce possiblement diagénétique et une deuxième de nature hydrothermale. Cette dernière, locale mais invasive, se présente sous forme de silice quasi-amorphe remplissant tout l'espace inter-grains. Ces grains de quartz semblent au préalable avoir été dissous comme en témoigne la structure non-jointive et l'arrondi des grains; les grès quartzeux d'Alder étant généralement à grains jointifs (voir appendice A). Il est toutefois possible d'identifier deux différentes phases de minéralisation, une à U-Co et l'autre plus prononcée en Cu. La seconde phase suggère également un apport en uranium. La phase U-Co est toujours accompagnée de matière carbonée alors que la seconde ne l'est pas (voir appendice A et B). Les minéraux de Co se présente sous forme de cobaltite (CoS), en lattes syn-tectoniques. La minéralisation emprunte toujours les corridors cisaillés à sulfures, matière carbonée et phyllosilicates, ne se propageant que très rarement dans l'encaissant gréseux. Certains échantillons montrent la possibilité d'une phase de minéralisation uranifère diagénétique. En effet, des sulfures et de la matière carbonée sont observés dans les surcroissances de quartz aux pourtours des grains sans être recoupées par les microdéformations (voir appendice A). L'uranium se concentre dans des réseaux de

structures cassantes, parallèles à la stratification et variant de quelques millimètres à quelques centimètres de longueur et quelques microns d'épaisseur. À l'échelle microscopique, les micro-fractures recoupent nettement les surcroissances aux pourtours des grains de quartz, mais peuvent subitement s'interrompre à la moindre anisotropie, comme à la limite de grain ou à l'interface grain-matrice.

5.4 Indice Ferme Sud

Comparées aux indices Racine et Ferme Nord, les minéralisations d'uranium connues à Ferme Sud sont de moindre envergure (voir fig. 5.4). Il n'en est toutefois pas le cas de la teneur du cuivre et d'autres métaux de base (voir appendice C). Le cadre géologique présente également un cortège différent de roches. En effet, la minéralisation, toujours à contrôle structural, se trouve au sein d'une dolomie massive. Cette dernière est en contact normal N-S avec un grès quartzeux, localement à matrice dolomitique. Le grès quartzeux présente la même texture à taches blanchies, similaire à celle observée dans la portion stérile de la tranchée de l'indice Racine. La dolomie contient des encroûtements et des géodes de silice et des fragments de calcédoine.

A Ferme Sud, le signal scintillométrique maximal se trouve essentiellement dans des fractures N150°, parallèles à la schistosité régionale. Bien que le contact dolomie/grès montre des signes de mouvements certains, l'uranium ne s'y concentre presque jamais. De petites zones décimétriques le long du contact lithologique, à la jonction des petites fractures minéralisées, présentent des anomalies. Ces minces niveaux concordants sont remplis de silice gris sombre et d'aspect cherteux avec des produits jaunes et uranifères. C'est possiblement le seul endroit du secteur où l'uranium coexiste avec la silice au sein d'une veine. Tout comme à Ferme Nord, l'indice Ferme Sud est découpé par des failles dextres et tardives d'orientation N040°, surtout dans sa partie nord (voir fig. 5.4). La minéralisation n'a par contre pu être retrouvée dans les segments décalés, démontrant que ces failles tardives jouent un rôle important sur la géométrie des minéralisations. Le prolongement de la

minéralisation a été découvert au sud et se poursuit de manière discontinue sur près d'un kilomètre, en alignement avec l'indice Racine.

Les produits jaunes abondent moins à Ferme Sud qu'à Racine et Ferme Nord. Les récentes analyses chimiques confirment la présence d'uranium dans les échantillons (voir appendice C). Il est possible que la roche contienne des oxydes d'uranium primaires et non altérés, car la teneur maximale enregistrée est relativement importante. Les micro-brèches dolomitiques sont composées d'un ciment noir très sulfuré. Ces roches renferment de très bonnes teneurs en métaux tels que : 7,90% Cu et 1,14% Pb (voir appendice C). Les autres métaux et le vanadium ne se démarquent pas par rapport aux autres indices.

5.5 Autres indices

Cette catégorie regroupe toutes les minéralisations exclusivement uranifères associées à des failles franches et discrètes. Leur chronologie relative a été interprétée comme étant postérieure aux minéralisations principales. Ces structures minéralisées sont pour la plupart concordantes avec la stratification ou la schistosité, comme celles reliées au prolongement de la faille de l'Inspiration (ex : Damoclès, Bébé et Falaise Nord), à l'interface dolomie/grès dolomitique, alors que quelques rares minéralisations sont associées à des failles sécantes et de troisième ordre (ex : Ti-Poil) (voir fig. 2.1). L'indice Ti-Poil est constitué de boues uranifères et très oxydées, colmatées dans la salbande d'une veine à quartz-calcite polyphasée, injectée dans une faille normale N070°.

Les segments de failles minéralisées concordantes sont possiblement raccordables les uns aux autres. Ils contiennent une minéralisation d'uranium de faible puissance, mais relativement continue. L'indice Damoclès se personnifie par son contenu important en marcasite et sa position dans le mur de l'immense brèche hydraulique à méga-blocs de grès dolomitique. Il ne semble y avoir aucune correspondance entre ces brèches et l'événement minéralisateur à Damoclès. L'indice Bébé constitue probablement le prolongement de la structure de Damoclès. Le style de minéralisation est identique, dans la même position structurale et

stratigraphique, mais possède par contre un contenu plus appréciable en matière carbonée et matériel oxydé.

L'indice Falaise Nord (voir fig. 2.1) se découpe en deux segments faillés et parallèles. Il a été suggéré qu'il s'agit de deux failles chevauchantes, mais il est encore aujourd'hui difficile de préciser la cinématique de ces structures. Les failles semblent encore une fois séparer le domaine des dolomies avec celui des grès dolomitiques. La minéralisation semble confinée dans les fractures pluri-centimétriques, renfermant un gouge de matériel oxydé ou parfois de la matière carbonée. Le contact du grès dolomitique est marqué par une dissolution de la matrice carbonatée.

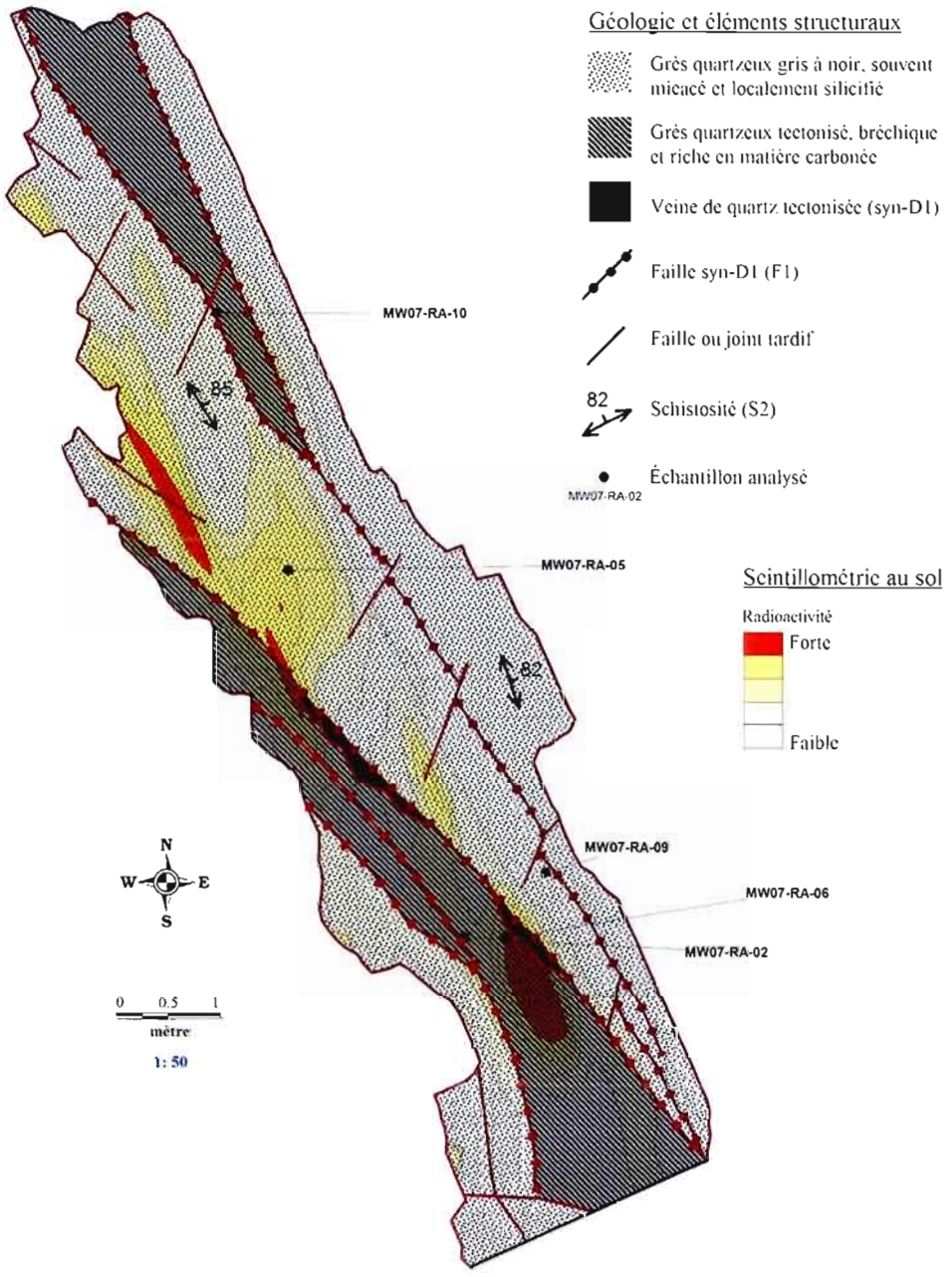


Figure 5.1 Carte géologique et structurale de la tranchée de l'indice Racine.

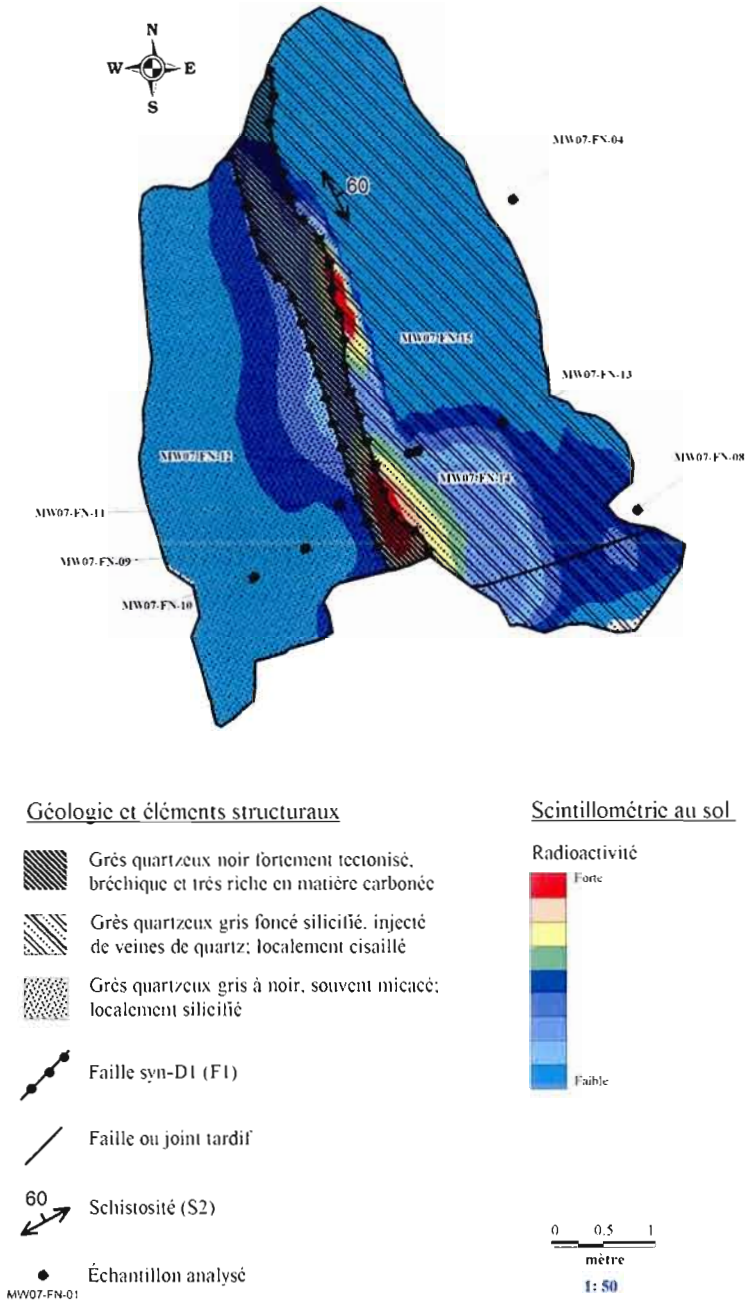


Figure 5.2 Carte géologique et structurale de la tranchée nord de l'indice Ferme Nord.

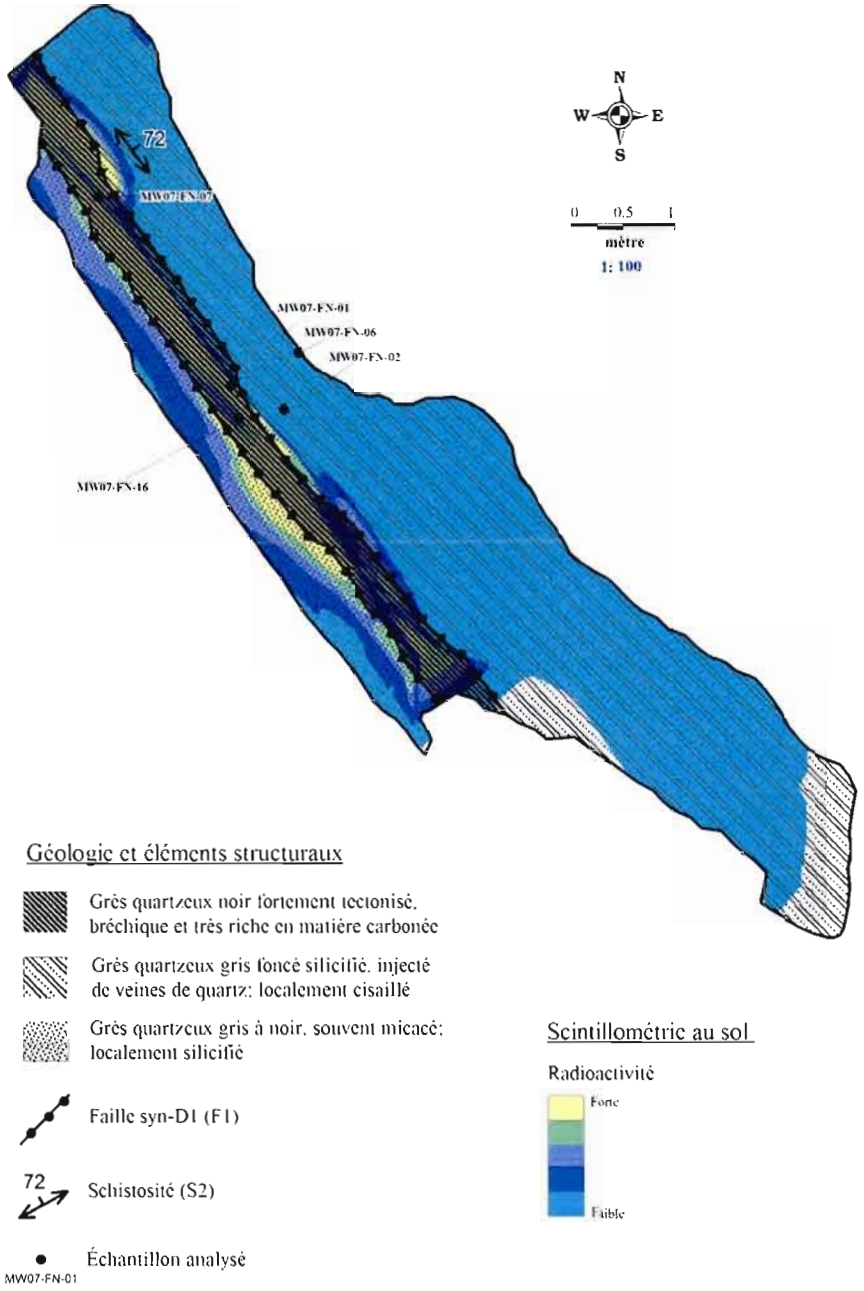


Figure 5.3 Carte géologique et structurale de la tranchée sud de l'indice Ferme Nord.

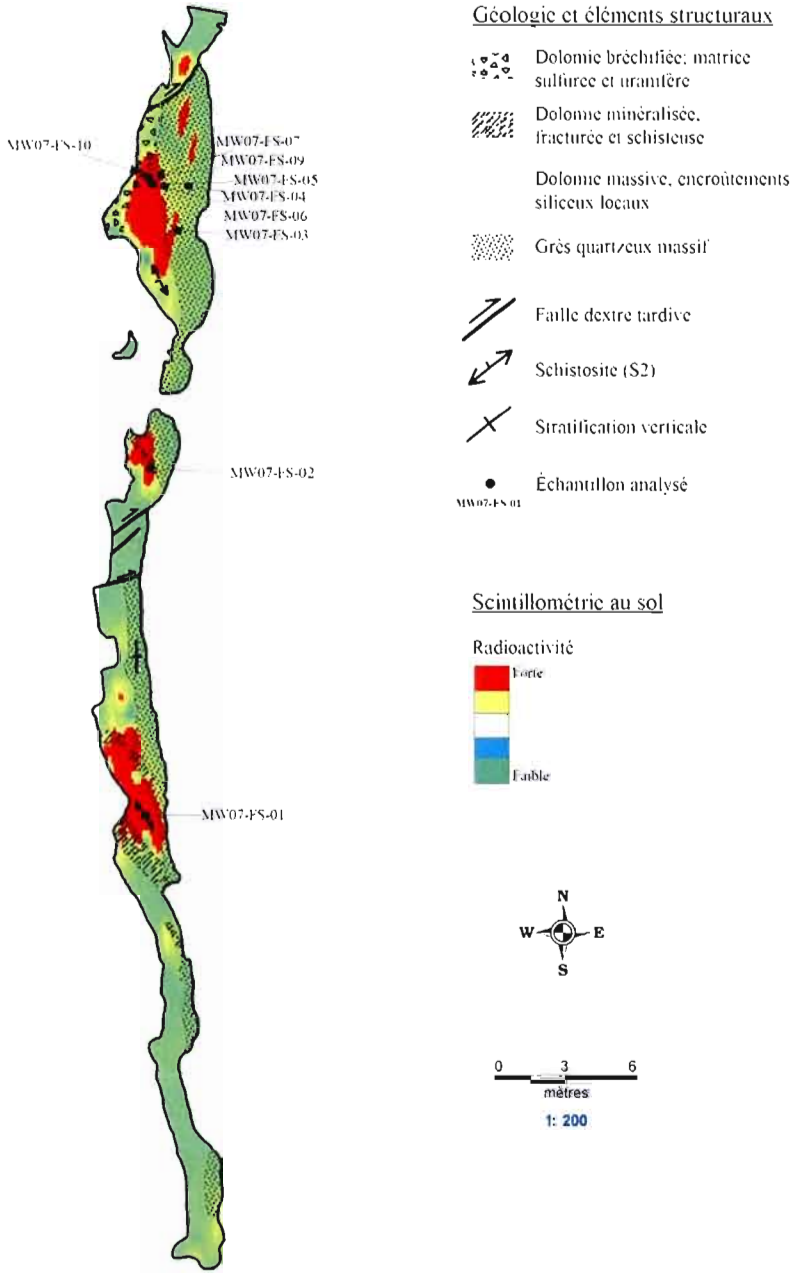


Figure 5.4 Carte géologique et structurale de la tranchée de l'indice Ferme Sud.

CHAPITRE VI
DISCUSSION

6.1 Évolution tectonique

La Fosse du Labrador a été façonnée lors de l'orogène trans-hudsonnien, survenu à environ 1,87 Ga (Clark et Wares, 2004). La séquence des événements ayant marqué l'évolution depuis l'ouverture du rift initial à environ 2,5 Ga jusqu'à la collision continent-continent (1,87 Ga) est représentative du développement d'un orogène type. L'histoire de la Fosse du Labrador est très complexe et marquée par des pulsations tectoniques successives et des réajustements de l'orientation de contraintes majeures. L'implantation des failles normales lors de la phase d'extension initiale a mené au dépôt de deux puissantes séquences volcanosédimentaires. Ces roches ont ensuite été soumises à trois régimes tectoniques distincts, liés à la collision entre les Provinces du Lac Supérieur et de Churchill. Les roches sont aujourd'hui empreintes de deux à trois périodes de déformation ductile-cassantes et autant de déformations cassantes, selon la rhéologie de la roche soumise aux contraintes.

En excluant tout le processus de «rifting» initial et la déformation potentielle des unités basales générée par le poids lithostatique lié au volcanisme et à la sédimentation, la première phase de déformation considérée coïncide avec le début de la collision. La phase (D1) réfère aux chevauchements, mais particulièrement à la mise en place d'une nappe de charriage, composée de roches mafiques et les sédiments pélitiques associés, sur les unités fluviatiles et de plate-forme, selon un transport du NE vers le SW (voir fig. 6.1). Cette déformation s'exprime par une très forte schistosité S1, sub-concordante à la stratification et limitée aux zones de décollement. Cet épisode a également occasionné un phénomène de bréchification sous la semelle de la nappe (mélange tectonique ou wildflysh) et le développement de méga-brèches hydrauliques au contact grès dolomitique/dolomie. La tectonique de nappe a de plus généré le développement des failles secondaires cassantes à ductile-cassantes de second ordre, mais de première importance comme piège initial pour les minéralisations précoces en uranium (indices Racine, Ferme Nord et Ferme Sud).

En se référant aux travaux de Brouillette (1989), la faille historique de Minowean possède toutes les caractéristiques d'une structure en décrochement. Les récents travaux n'ont toutefois pas conduit à la reconnaissance de cette faille. Son positionnement coïncide grossièrement avec l'emplacement de la faille de chevauchement (F1), celle mettant en contact les sédiments avec la klippe de roches mafiques. Tel que montré à la figure 4.2, le synclinal de Minowean (P1) n'a pas de terminaison périclinale nord. Ainsi, le berceau de la rivière Swampy Bay constituerait le tracé du prolongement la faille de chevauchement (F1) vers le nord. A l'échelle régionale, ce linéament atteint les lambeaux de gabbro autrefois cartographiés par Dressler (1979) dans le secteur du lac Patu (SNRC 24C/09), mais plus particulièrement les imbrications de granite archéen. Cette observation suggère que la faille de chevauchement pourrait constituer un important corridor d'imbrication de lambeaux de socle.

Le pli en synclinal déjeté à déversé de Minowean est la structure qui voit la répétition de la séquence stratigraphique (Formations de Lace Lake et d'Alder) sur les rives est (polarité inverse) et ouest (polarité normale) (voir fig. 4.3). Il est possible que le déversement du pli ait été initialisé par l'imbrication de l'importante masse gabbroïque située à l'est des indices. Il s'agit d'un pli P1, d'amplitude kilométrique et composé d'un segment de la nappe de charriage de roches mafiques en son cœur. Ce pli P1 correspond donc à un événement D2, donc post-nappe ou tardi-nappe, toujours en régime compressif (voir fig. 6.2). La contrainte tectonique principale est, comme à la phase D1, orientée grossièrement NE-SW à ENE-WSW. Cette phase de déformation D2 est responsable du clivage S2, une schistosité pénétrative dans les siltites et rarement visible dans les unités compétentes comme les grès et dolomies massives. L'épisode D2 s'accompagne d'une seconde mobilisation hydrothermale, d'une bréchification associée et d'une réactivation des failles concordantes F1 minéralisées. D'après l'évaluation de l'orientation des contraintes observées à l'indice Racine sur des éléments structuraux, tels les fentes de tension et les fractures conjuguées, celles-ci seraient par ailleurs issues de la période de déformation D2.

La fin de la phase D2 est surtout transpressive et marque le parachèvement du plissement et éventuellement l'aboutissement de l'édification de l'orogène (voir fig. 6.3). Le réajustement

tectonique est marqué par une réorientation E-W à ESE-WNW de la contrainte principale. La déformation générée comprend également les grandes failles en décrochement tardi-D2 d'orientation N100°. Ces structures, en réponse à un accommodement de la déformation post-plissement, ont été créées par la suite de l'imbrication du corps gabbroïque à l'est de la zone indicielle. La plus importante des failles de cette génération est la faille à composante senestre de l'Inspiration, avec un rejet évalué à plus de 200 mètres. Cette structure délimite entre autre les domaines structuraux nord et sud du côté est du lac Minowean. Ces failles de décrochement sont marquées d'une schistosité de fracture parallèle et localisée en périphérie des zones faillées. Ces grandes structures sont exclusivement présentes dans le domaine structural nord, découpant les axes minéralisés en plusieurs segments (voir fig. 6.3).

La déformation cassante tardive D3 est présentée par l'abondance de failles normales et de décrochements mineurs (F3) d'orientation variant de N050° à N080°, particulièrement développée dans le domaine structural nord de la zone indicielle. Le champ des contraintes pour cet épisode de déformation est mal contraint. Ces structures témoignent d'un événement post-orogénique de moindre envergure et possiblement local. Cet épisode de déformation prend toute son importance sur le site des minéralisations. Elle est, en effet, responsable des rejets fréquents de la minéralisation, comme le décalage dextre à l'indice Ferme Nord, les failles à relais à composante dextre à l'indice Ferme Sud et la faille normale à l'indice Ti'Poil.

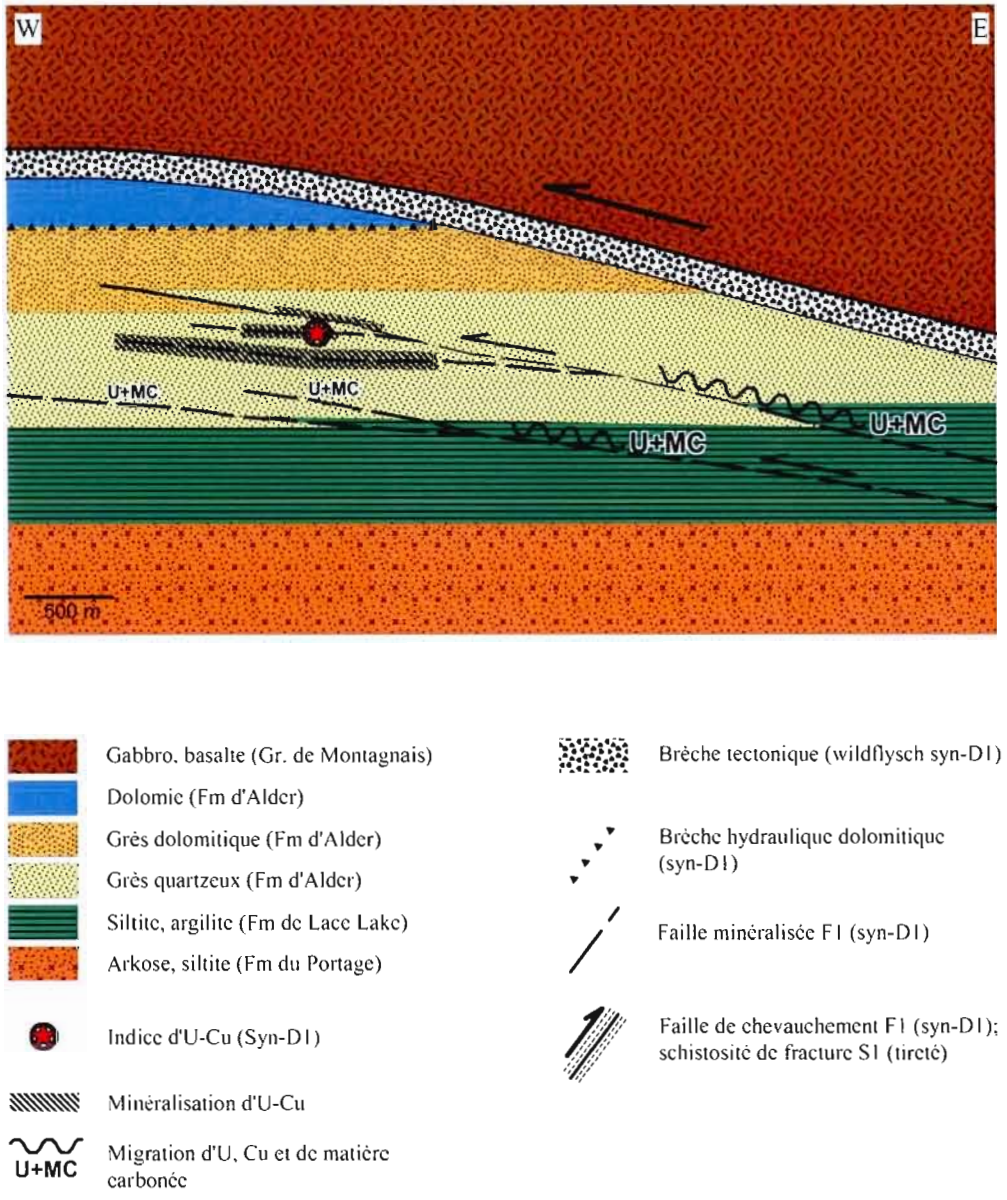


Figure 6.1 Modèle tectonique et de mise en place des minéralisations d'uranium; phase de déformation D1 associée à l'avancée d'une nappe de charriage.

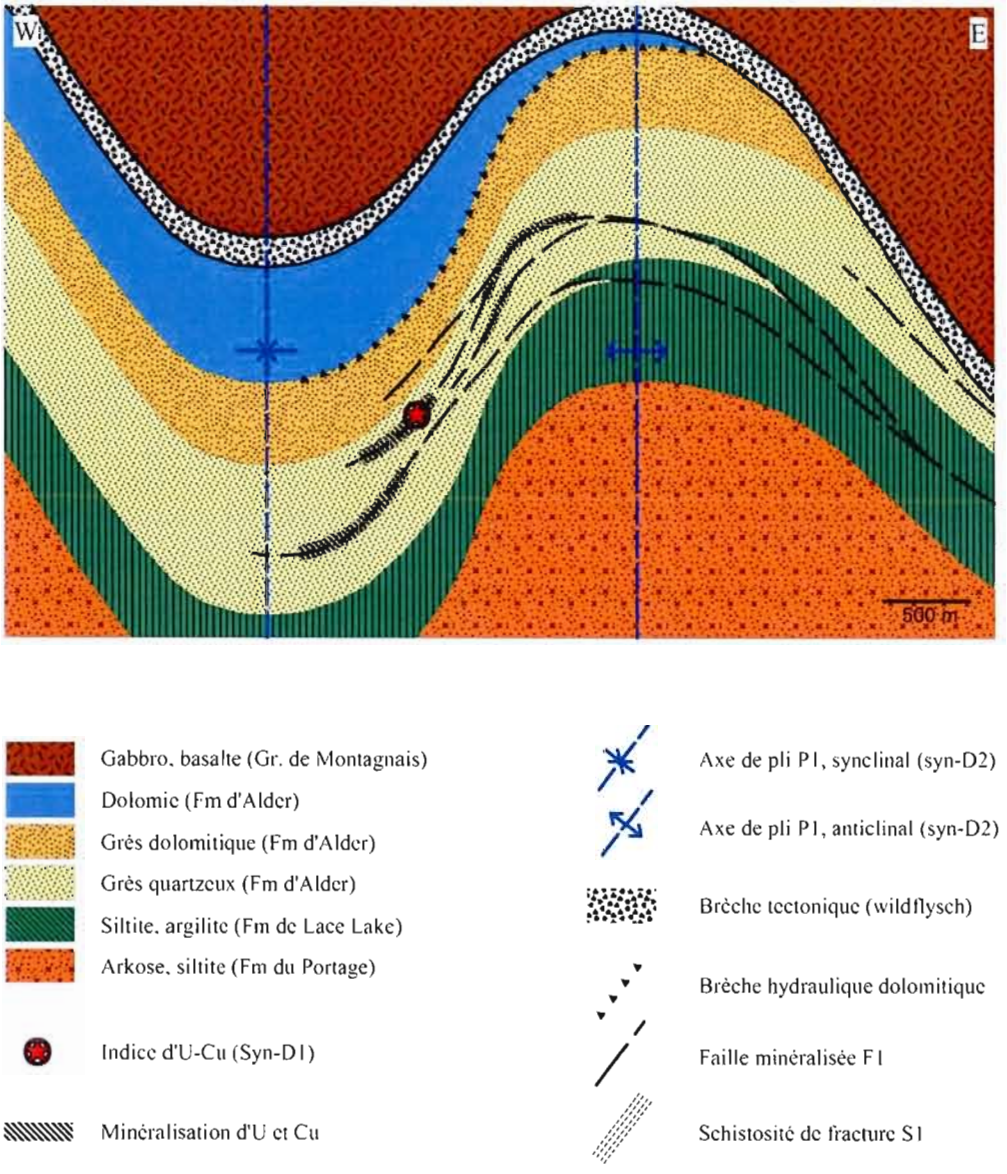


Figure 6.2 Modèle tectonique et de mise en place des minéralisations d'uranium; phase de déformation D2 de raccourcissement post-nappe.

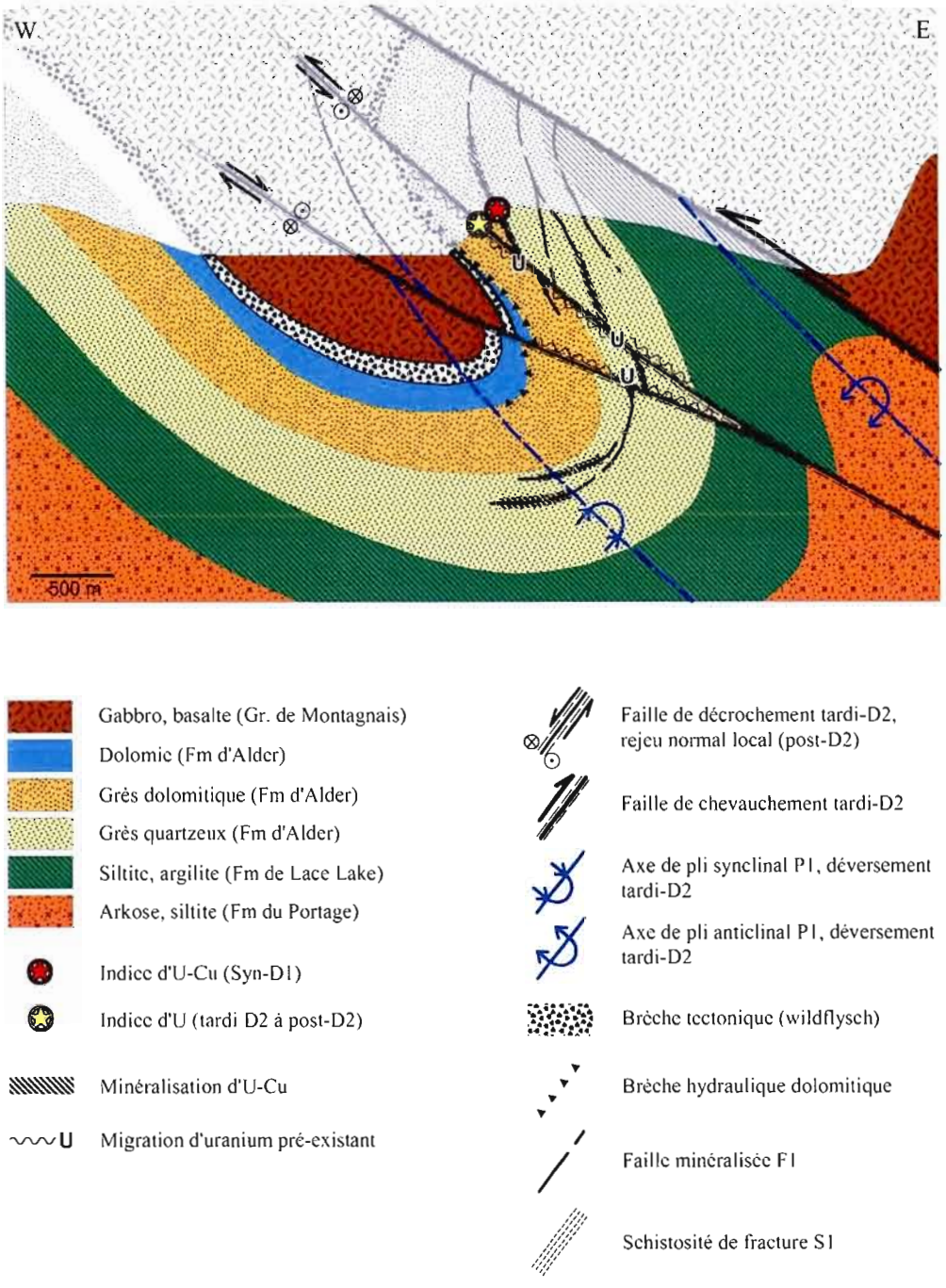


Figure 6.3 Modèle tectonique et de mise en place des minéralisations d'uranium; phase de déformation tardi-D2 de déversement des plis, d'imbrication et de décrochement.

6.2 Genèse des minéralisations d'uranium

6.2.1 Introduction

Bien qu'il existe d'autres évidences de minéralisations d'uranium épigénétique dans la Fosse du Labrador, le style de celles du secteur du lac Minowean n'a pas d'équivalent ailleurs dans la région (Clark et Wares, 2004; Cant et al., 1976). Il existe toutefois d'autres exemples documentés ailleurs dans le monde d'enrichissement d'uranium de bassins paléoprotérozoïques par processus tectoniques. Le bassin de Franceville du Gabon, de Shinkolobwe au Katanga (République Démocratique du Congo) et de Padma en Russie en sont les principaux exemples (C. Caillat, comm. pers.).

Le cortège des roches de la Fosse du Labrador est similaire à ceux de beaucoup d'orogènes paléoprotérozoïques dans le monde. Le dépôt des unités fluviatiles du premier cycle, situées à l'ouest du lac Cambrien est sans doute synchrone au dépôt du Groupe de Sakami (2,5-2,2 Ga). Il est survenu pendant l'apparition de l'O_2 libre sur la surface de la Terre (oxyatmoversion), générant la cristallisation des premiers oxydes d'uranium (UO_2) (M. Cuney, comm. pers.). Une fois mobilisé par les fluides hydrothermaux oxydés, l'uranium sera ensuite piégé dans les réservoirs réducteurs, comme une unité sulfurée ou riche en matière organique. L'exemple classique de vieux bassins minéralisés le long de fronts d'oxydoréduction est le type « francevillien » au Gabon (Mathieu, 1999), renfermant les plus anciens gisements à forte teneur connus à ce jour (Gauthier-Lafaye & Weber, 1989). L'environnement géologique de Minowean correspond en tous points, ou presque, à ceux du bassin de Franceville. La région du lac Minowean a pour sa part été soumise à d'intenses contraintes tectoniques redessinant de manière complexe et discontinue l'architecture du bassin. Chacun des cycles volcanosédimentaires de la Fosse du Labrador est caractérisé par une interface d'oxydoréduction d'un environnement de grès oxydés à des pélites réduites nécessaires au dépôt d'uranium. Même si elle a subi la déformation, cette interface a l'avantage d'avoir potentiellement été multipliée par les failles de chevauchement et plissées; les antiformes constituant des pièges de première importance.

6.2.2 Minéralisations d'uranium du bassin de Franceville, Gabon

L'histoire de la mise en place des minéralisations d'uranium dans le bassin de Franceville peut se résumer en trois périodes distinctes: la sédimentation, l'enfouissement, puis au soulèvement lié à l'activité tectonique régionale. Chacune de ces périodes s'accompagne d'un événement minéralisateur dont le plus important est associé aux structures associées au soulèvement final du bassin (Gauthier-Lafaye & Weber, 1989).

L'empilement sédimentaire a débuté vers 2.1 Ga suivant une progression normale depuis les conglomérats et grès oxydés à la base, jusqu'aux sédiments deltaïques et marins, dominés par des grès réduits. Des shales noirs terminent la colonne stratigraphique. Les conglomérats de base sont interprétés comme la source potentielle de l'uranium, comme en témoigne leur radioactivité (Gauthier-Lafaye & Weber, 1989). Cet uranium est concentré exclusivement dans les grès réduits de couleur noire, attribuée à son contenu anomal en matière organique. Cette particularité provient du fait que les shales sources de cette matière organique se trouvent immédiatement adjacents au réservoir gréseux par le biais du jeu d'une faille normale (faille de Léyou-Mounana). L'importance de cette structure est capitale dans la genèse des minéralisations, car elle permet d'acheminer chronologiquement les fluides réducteurs à matière organique, puis les saumures uranifères et oxydées de la base conglomératique (Mathieu, 1999). Les grandes concentrations d'uranium correspondent à des sites où l'épaisseur des séquences deltaïque et fluviatile atteint leurs maximums dans le bassin.

L'enfouissement progressif des unités basales marque la maturation de la matière organique contenue dans les shales noirs. Sa migration dans les grès contigus coïncide avec l'amorce de la silicification diagénétique des grès (Gauthier-Lafaye & Weber, 1989). Le changement des conditions P-T ont également permis aux fluides oxydés d'envahir les mêmes grès et d'entamer le processus de minéralisation. Les concentrations ont toutefois pris de l'importance lorsque la zone lointaine d'Ogooué s'est activée tectoniquement, soulevant de quelques 1000 mètres le bassin de Franceville. L'assouplissement de la contrainte a généré un épisode d'hydrofracturation important dans les grès, favorisant davantage la migration des

fluides oxydés et des hydrocarbures, essentiels à la genèse des concentrations d'uranium (Mathieu, 1999).

6.2.3 Comparaisons des minéralisations du bassin de Franceville avec celles du secteur du lac Minowean.

Dans le bassin de Franceville, les concentrations d'uranium sont exclusivement concentrées dans des structures fragiles. Ces failles se sont développées à travers l'empilement sédimentaire, depuis les faciès fluviatiles jusqu'aux grès quartzeux noirs, silicifiés et à matière organique. Un modèle de paléo-écoulement 3D a montré que les fluides réducteurs riches en matière organique et les fluides oxydés et porteurs d'uranium ont emprunté la même canalisation, soit la faille Léyou-Mounana (Salas, Bitzer et Ayora, 2000). A Minowean, l'étude pétrographique des échantillons prélevés sur le site de l'indice Ferme Nord présente une évolution hydrothermale polyphasée. En effet, le recoupement des assemblages métallifères (sulfures d'U-Co, puis de Cu-Fe) suggère la superposition de plusieurs fluides sur le même site minéralisé, donc d'une même structure canalisatrice.

Une partie des grès du bassin de Franceville aurait subit une phase d'oxydation précoce comme le démontre la préservation de traces d'hématite aux pourtours de certains grains de quartz (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Le fluide aurait vite perdu son pouvoir oxydant après passage dans les unités réductrices. Aucune relique attribuée au passage d'un fluide oxydé n'a été observé à ce jour sur la zone indicielle de Minowean. L'accumulation de pyrite (ex : Ferme Nord) est toutefois considérée comme le vestige d'un front réducteur infiltré dans les sédiments oxydés (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Il est donc possible que l'uranium ait été acheminé par des fluides hyper-réducteurs sans qu'aucun fluide oxydé n'ait été impliqué dans le processus. Cette hypothèse propose deux différentes sources possibles de fluides minéralisateurs. La première réfère à un fluide uranifère oxydé acheminé depuis les conglomérats et arkoses rouges du Sous-groupe de Seward, voire même le socle sous-jacent, puis ayant perdu complètement son caractère oxydé après passage dans les grès réduits. La deuxième concerne un fluide hyper-réduit riche en matière organique, soufre et uranium

provenant d'une source plus proximale aux zones minéralisées, soit les siltites de la Formation de Lace Lake. Dans le bassin de Franceville, les shales noirs constituent non seulement une puissante barrière imperméable aux fluides migrateurs, mais aussi la source potentielle de la matière organique concentrée dans les grès adjacents (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989).

Au lac Minowean, la mise en place de la nappe de charriage (D1) a généré l'augmentation soudaine de la pression lithostatique sur les sédiments saturés en fluides. Les structures secondaires et contemporaines à l'épisode de déformation D1 ont servi de corridors à basse pression pour évacuation des fluides. Ces structures D1 réunissent les failles ou mouvements banc-sur-banc le long des principaux contacts lithologiques, des variations compositionnelles intra-formationnelles et des plans d'anisotropie sédimentaire. Dans le bassin de Franceville, le phénomène des infiltrations concordantes peuvent être expliquées par le fait que la tension perpendiculaire au litage est moindre que celle parallèle, générant ainsi une hydrofracturation concordante à la stratification (Gratier et Janatton, 1984). Cette idée va de paire avec l'attitude des failles minéralisées et concordantes dans le secteur du lac Minowean, mais l'hydrofracturation s'est davantage opérée dans un niveau stratigraphique supérieur.

Dans le bassin de Franceville, l'augmentation de la concentration en uranium est fonction de l'intensité de la déformation. En effet, les zones les plus riches sont associées aux zones fortement fracturées et particulièrement aux brèches hydrauliques. Ces brèches se présentent exclusivement dans les grès noirs silicifiés à matière organique, alors que dans le secteur du lac Minowean elles se trouvent davantage à l'interface grès dolomitique/dolomie. Dans ce dernier secteur, la dimension des brèches hydrauliques carbonatées est très importante et s'explique nécessairement par la mise en place d'une charge lithostatique importante, telle la mise en place de la nappe de roches mafiques sur les sédiments saturés en fluides. Le long processus d'enfouissement ne favorise pas la formation de brèches, mais plutôt une lente migration de fluides depuis la déshydratation diagénétique jusqu'à la formation de nouveaux aquifères. Une surpression lithostatique excessive et soudaine engendrera toutefois la bréchification. Les brèches carbonatées du secteur du lac Minowean sont postérieures à la

diagenèse comme l'indique la préservation des structures sédimentaires dans les blocs de grès dolomitiques et la carbonatation tardive des grès dolomitiques (voir appendice A).

De manière générale, l'hydrofracturation s'opère à proximité du contact d'une unité imperméable surmontant un faciès poreux sursaturé en fluides. La fracturation et la bréchification sont de nature hydraulique dans les grès, comme le témoigne les ouvertures remplies de quartz, de matière carbonée et de pechblende dans les zones minéralisées. Ce fluide minéralisateur est différent de celui ayant bréchifié les grès dolomitiques sus-jacents, sinon les brèches carbonatées seraient minéralisées. Les fluides ayant généré la brèche dolomitique viendraient d'un aquifère carbonaté, alors que les fluides minéralisateurs, comme il l'a été mentionné ci-haut, proviennent des sédiments fluviatiles oxydés ou des siltites réduites.

CONCLUSION

Les indices du secteur du lac Minowean comptent parmi les plus intéressants sites uranifères de la Fosse du Labrador. Longtemps classées dans le type filonien, les minéralisations semblent plutôt avoir leurs caractéristiques propres ne correspondant pas exactement aux filons uranifères classiques. L'activité tectonique, mais surtout la mise en place d'une nappe de charriage, a sans doute été l'élément déterminant dans la genèse des minéralisations du secteur. Les indices Racine, Ferme Nord et Ferme Sud sont associés à une structure précoce et concordante au litage de grès quartzeux noirs à matière carbonée, fracturés et silicifiés. D'autres indices tardifs et de moindre envergure présentent un intérêt certain, mais témoignent surtout de l'existence d'un second événement minéralisateur et/ou de remobilisation de l'uranium préexistant.

L'évolution tectonique et hydrothermale du secteur de Minowean est polyphasée. Cette hypothèse est démontrée par les relations de recoupement des structures et la superposition des paragénèses et des minéraux d'altération des échantillons étudiés. L'épisode D1 est marqué par le développement des premières rampes de chevauchement dans le secteur. La mise en place de la nappe de charriage a eu pour effet la fracturation le long des contacts stratigraphiques des sédiments de plate-fome sous-jacents, la mise en place des premières minéralisations U-Co et l'intense bréchification des sédiments carbonatés. La phase en compression D2 se traduit par le plissement des unités sédimentaires et de la nappe de charriage, donnant entre autre naissance au pli P2 en synclinal de Minowean, et donc de la klippe de roches mafiques en son coeur. La fin de la phase D2, marqué par le changement d'orientation de la contrainte principale est davantage transpressive, comme en témoigne l'émergence des grandes failles de décrochement NW-SE à WNW-ESE, comme la faille de l'Inspiration. Cet épisode marque l'achèvement de la poussée créée par le chevauchement d'un second corps gabbroïque à l'est du lac Minowean, mais cause également le déversement final des plis et un second événement minéralisateur en U-Cu par la réactivation des structures minéralisées préexistantes. La phase D3 est extensive et n'affecte que localement l'architecture des unités. Un événement minéralisateur en U exclusivement et de moindre

envergure imprègne les failles normales et fractures issue de ce dernier épisode de déformation.

L'état actuel des travaux montre des similitudes avec les minéralisations économiques du bassin de Franceville au Gabon. La source de l'uranium a été définie comme étant les unités fluviatiles oxydés localisés à la base de la séquence (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Selon ces auteurs, l'enfouissement des sédiments, puis le soulèvement tectonique du bassin a permis aux fluides minéralisateurs d'être acheminés depuis les unités de base jusqu'aux pièges réducteurs gréseux, fracturés et bréchifiés. Le contexte géologique du secteur du lac Minowean est similaire à celui du bassin de Franceville, à l'exception du style et de l'intensité tectonique, étant de moindre importance dans le bassin de Franceville. Les plis du secteur de Minowean, et particulièrement l'anticlinal, peuvent constituer des pièges potentiels aux fluides minéralisés. L'absence de traces d'oxydation dans les échantillons minéralisés créé un doute sur la source des fluides minéralisateurs. En effet, le caractère hyper-réducteur des fluides suggère que les siltites de la Formation de Lace Lake sont la source potentielle de l'uranium et des fluides minéralisateurs. Une étude approfondie sur la matière carbonée, incluant la réflectance et les isotopes de carbone et de soufre, des zones minéralisées et des siltites du Lace Lake est recommandée pour vérifier cette hypothèse.

La quantité d'uranium du bassin de Franceville a théoriquement été évaluée à quelques 40000 tonnes d'uranium, dispersées sur une superficie de 4000 km^2 (Gauthier-Lafaye et Weber, 1989). Mais comme dans tous les gisements, les composantes de base tels que le potentiel de la source, la canalisation et le piège sont des paramètres aussi importants que la séquence des événements géologiques menant à la concentration métallifère. Il importe avant tout que les fluides minéralisateurs soient acheminés de la source au piège ou à la couche imperméable par une structure majeure.

APPENDICE A

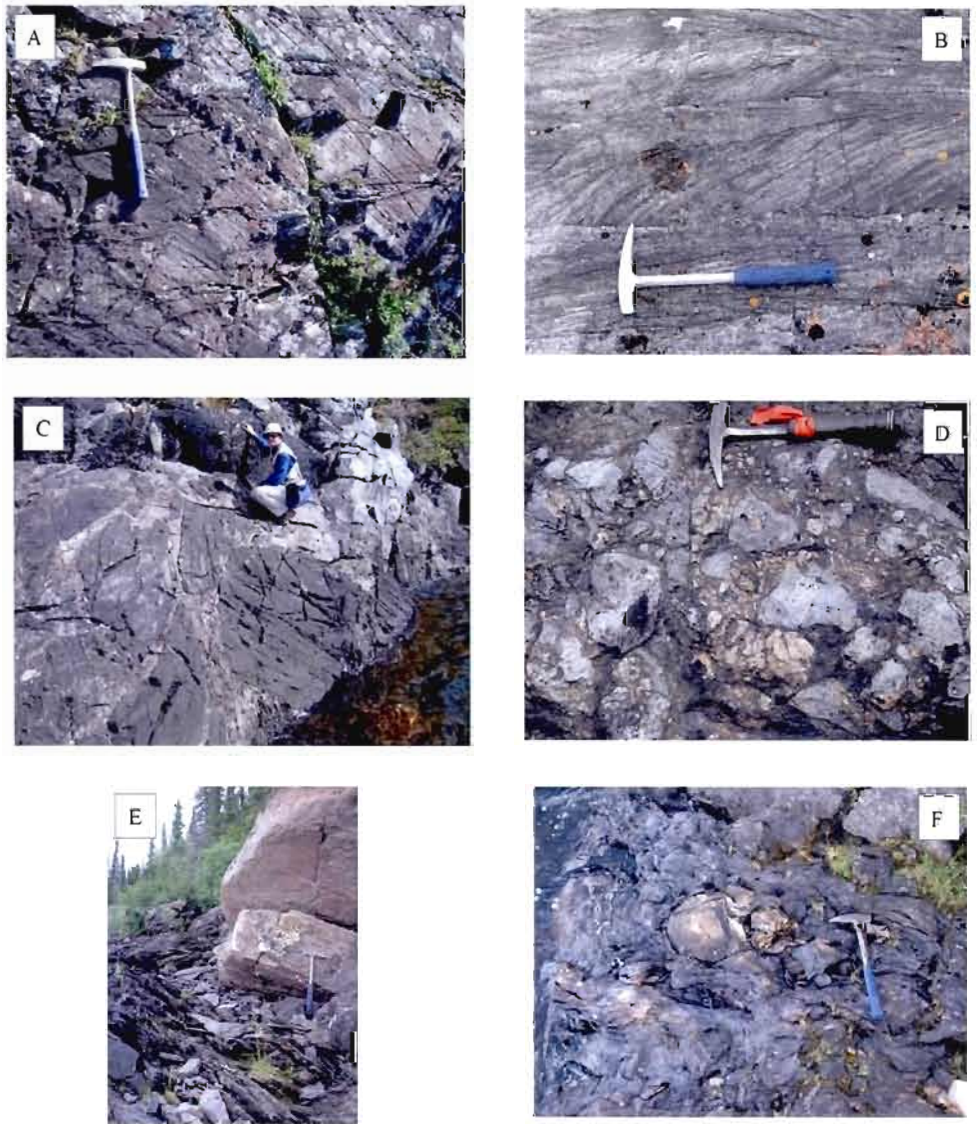
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES

A.1 Photographies d'affleurements présentant des structures sédimentaires, hydrauliques et tectoniques types de l'environnement géologique du secteur du lac Minowean.....60

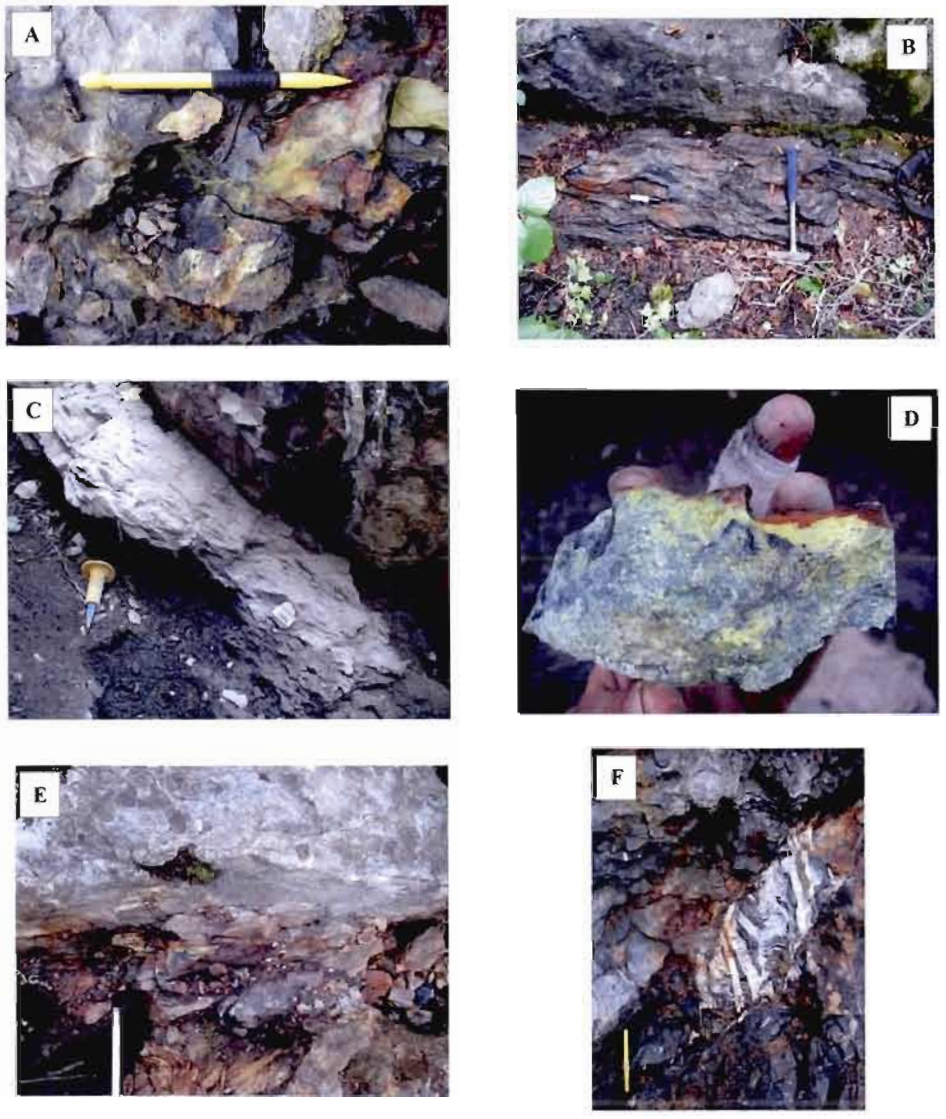
A.2 Photographies d'affleurements minéralisés.....61

A.3 Photographies de lames minces en lumière transmise de faciès types de l'environnement géologique du secteur du lac Minowean.....62

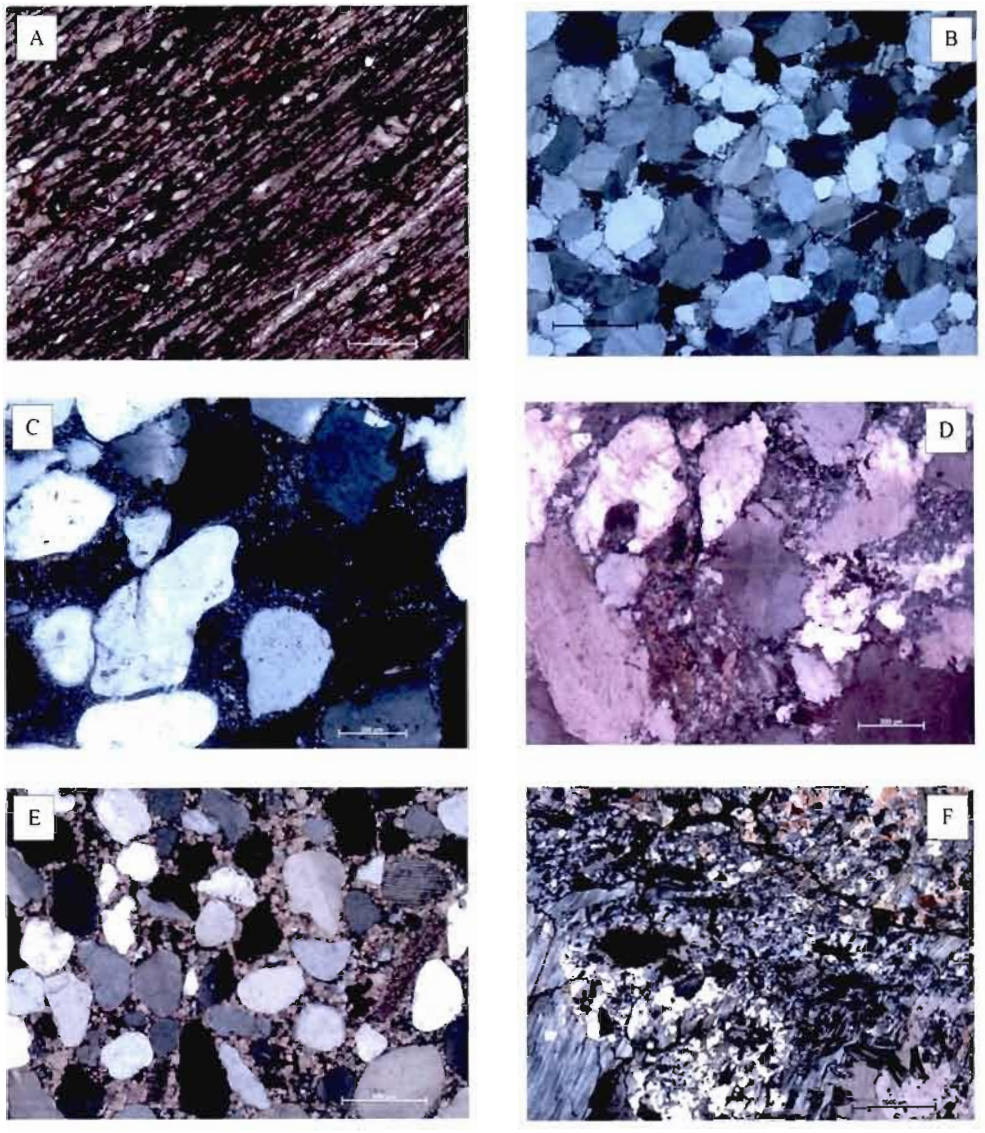
A.4 Photographies de lames minces en lumière réfléchie des minéralisations.....63



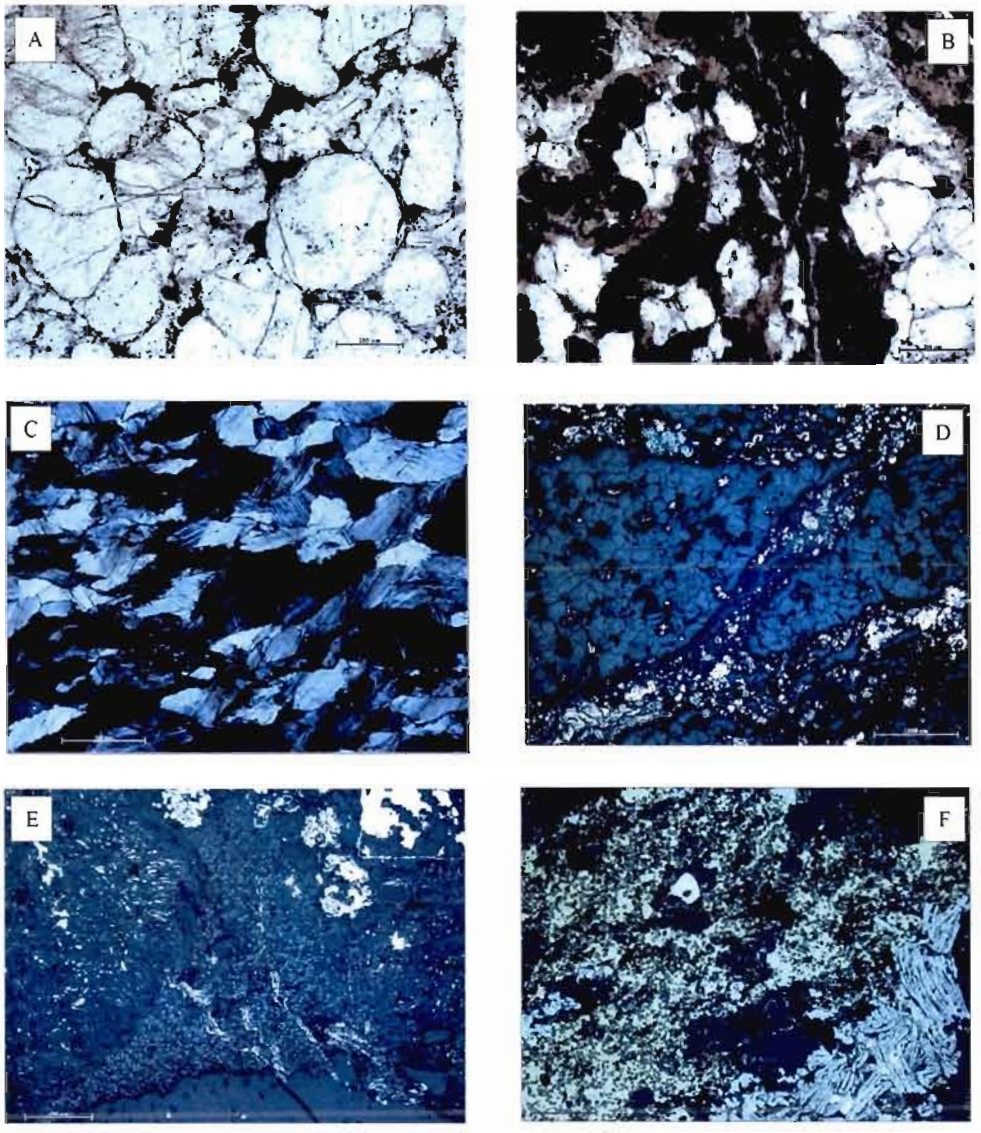
A.1 A- Roches basaltiques massives (Groupe de Montagnais) empreintes d'une forte carbonatation. B- Lits entrecroisés en « arêtes de poisson » dans un grès dolomitique (Formation d'Alder). C- Brèche hydraulique dolomitique à méga-blocs de grès dolomitique (Formation d'Alder). D- Brèche syn-sédimentaire (coulée de débris) à blocs de dolomie (Formation d'Alder). E- Argilite fortement tectonisée (semelle) sous une dolomie massive; polarité inverse. F- Brèche tectonique (wildflysch) polygénique à matrice fortement schistosée.



A.2 A- Indice Racine : Grès quartzeux minéralisé; produits jaunes uranifères. B- Indice Ferme Nord : grès déformé et minéralisée marquée par un niveau métrique fortement schistosé. C- Indice Ferme Nord : base du niveau tectonisé et minéralisé marqué par l'abondance de matière carbonée. D- Indice Ferme Nord : altération jaune typique de l'altération supergène de l'uraninite. E- Indice Ferme Sud : contact grès quartzeux / dolomie faillé et minéralisé. F- Indice Ti'Poil : faille tardive polyphasée; joints secondaires remplis de quartz, de calcite et de matière carbonée porteuse de la minéralisation.



A.3 A- Siltite (Formation de Lace Lake) fortement tectonisée, contact faillé avec les grès quartzeux (Formation d'Alder). B- Grès quartzeux non altéré (Formation d'Alder). C- Grès quartzeux silicifié; dissolution des grains et remplacement tardif par une silice d'altération (Formation d'Alder). D- Grès quartzeux silicifié et recristallisé (Formation d'Alder). E- Grès quartzeux carbonatisé; matrice siliceuse remplacée par des carbonates d'altération (Formation d'Alder). F- Basalte fortement altéré par carbonatation (Groupe de Montagnais).



A.4 A- Sulfures et matière carbonée diagénétique piégés dans le ciment des grès quartzeux (Formation d'Alder). B- Indice Racine : sulfures et argiles syn-tectoniques remplissant les fractures. C- Indice Ferme Nord : grès quartzeux très déformé. D- Indice Ferme Nord : chalcopyrite et cobaltite en remplissage de fractures anastomosées. E- Indice Ferme Nord : croissance de chalcopyrite dans un essaim de sphérules d'uraninite; présence de pyrite altérée. F- Indice Ferme Nord : assemblage de sphérules d'uraninite, de chalcopyrite et d'un amas de cobaltite en lattes.

APPENDICE B

QUELQUES RÉSULTATS D'ANALYSE AU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE (MEB) D'ÉCHANTILLONS DES INDICES FERME NORD ET RACINE

B.1 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-01)

B.2 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-01)

B.3 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-05)

B.4 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-05)

B.5 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-07)

B.6 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-07)

B.7 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-16)

B.8 Indice Racine (échantillon: MW07-RA-03)

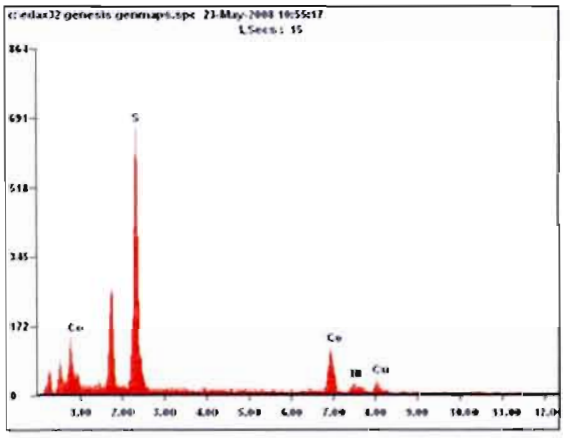
B.9 Indice Racine (échantillon: MW07-RA-05)

B.10 Indice Racine (échantillon: MW07-RA-08)

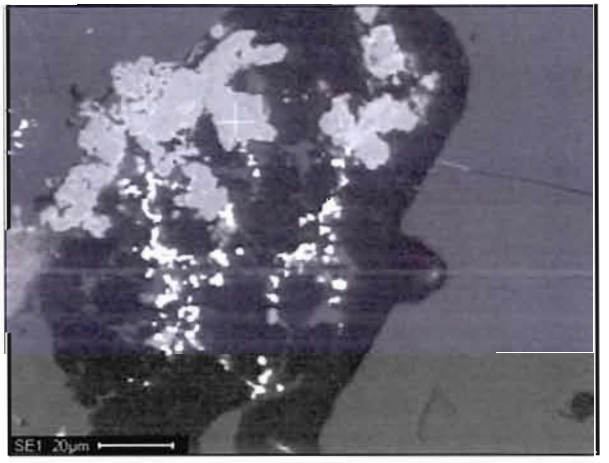
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5/23/2008



Element	*Wt%*	*At%*
SK	47.12	62.48
CoK	33.52	24.18
NiK	06.97	05.05
CuK	12.39	08.29
Matrix	Correction	ZAF

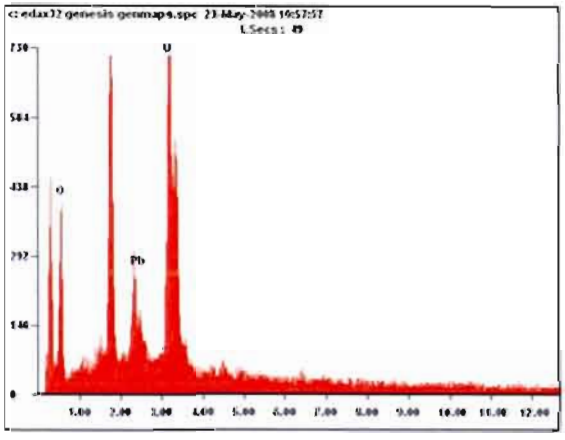


B.1 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-01)

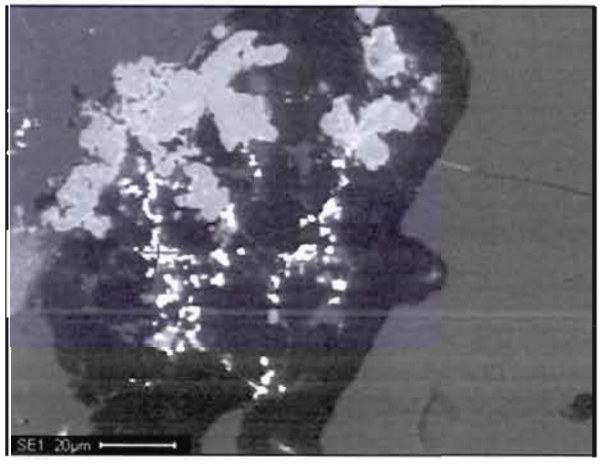
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5 23 2008



Element	*Wt%*	*At%*
OK	29.32	85.74
PbM	12.47	02.82
UM	58.21	11.44
Matrix	Correction	ZAF

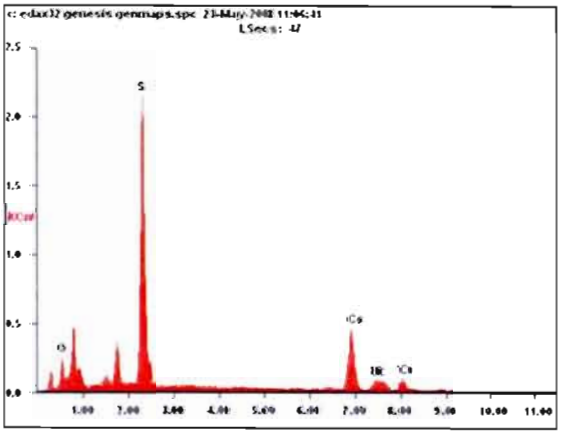


B.2 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-01)

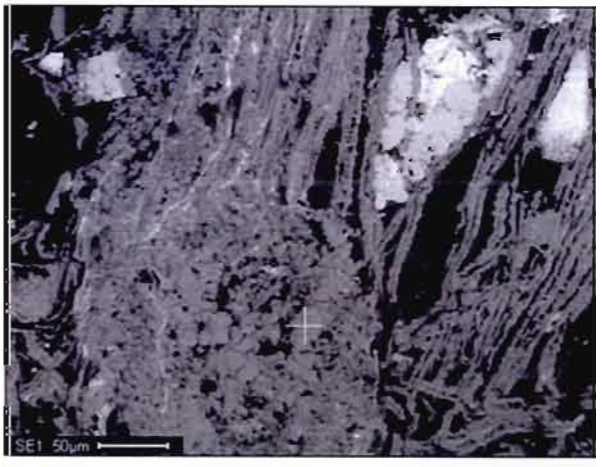
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5 23 2008



Element	*Wt%*	*At%*
OK	11.57	26.16
SK	38.93	43.93
CoK	32.53	19.96
NiK	06.18	03.81
CuK	10.79	06.14
Matrix	Correction	ZAF

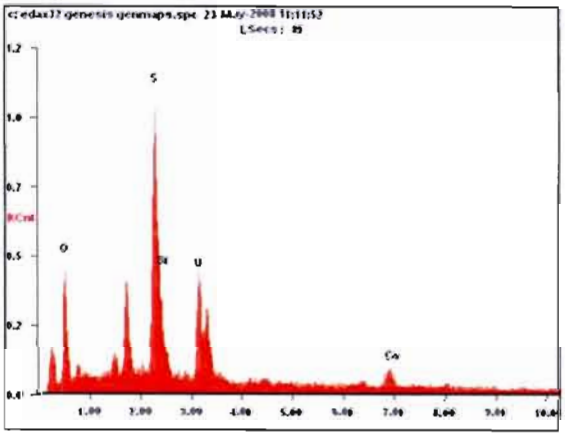


B.3 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-05)

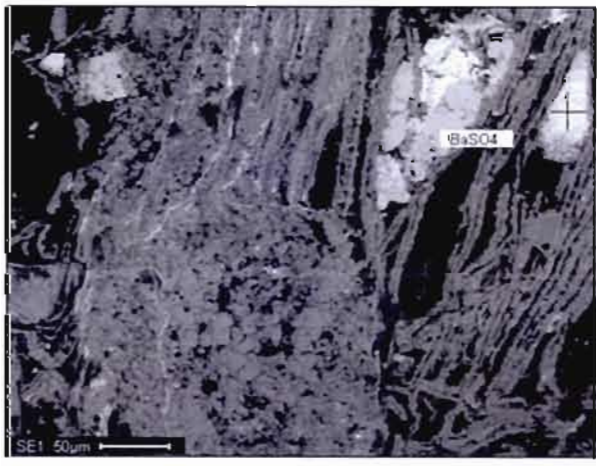
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5 23 2008



Element	*Wt%*	*At%*
OK	30.17	67.75
SK	19.09	21.39
BiM	12.66	02.18
UM	31.70	04.78
CoK	06.39	03.90
Matrix	Correction	ZAF

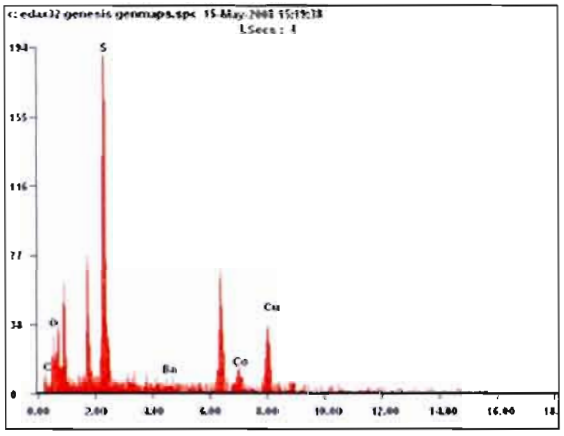


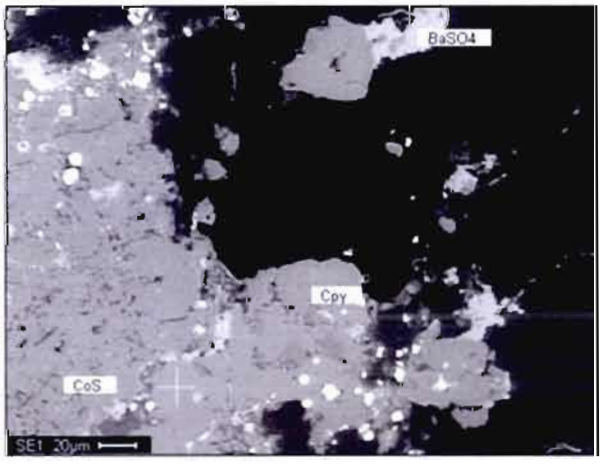
B.4 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-05)

Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5/15/2008



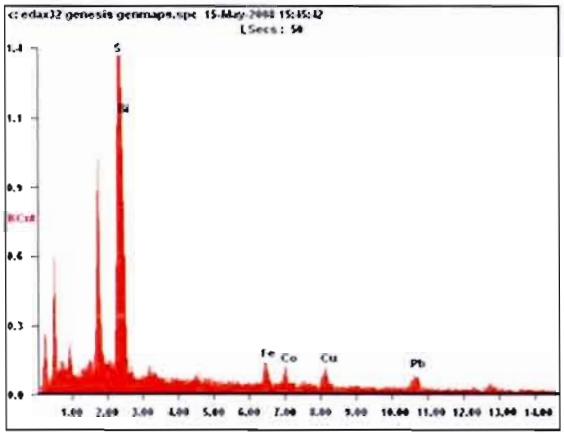


B.5 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-07)

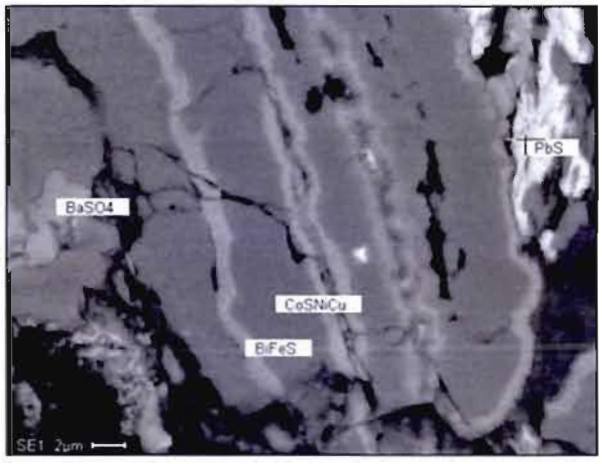
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5 15 2008



Element	*Wt%*	*At%*
SK	51.85	71.94
BiM	14.97	03.19
FeK	08.38	06.67
CoK	15.20	11.47
CuK	09.61	06.73
Matrix	Correction	ZAF

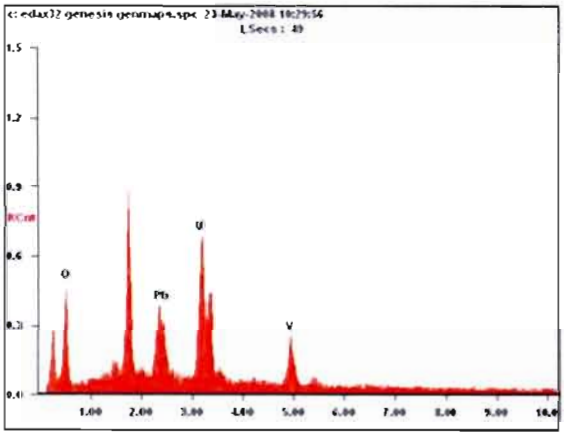


B.6 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-07)

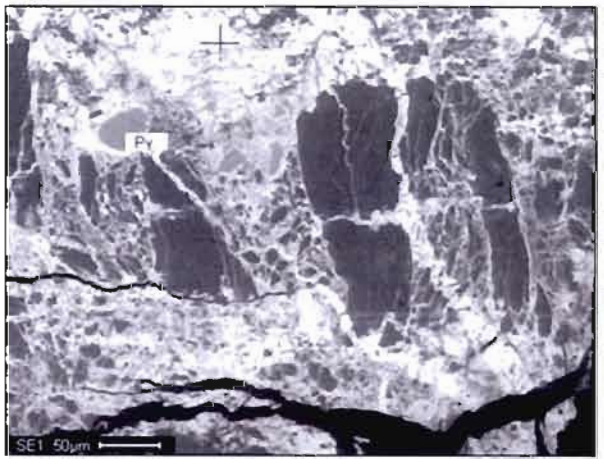
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5 23 2008



Element	*Wt%*	*At%*
OK	30.11	81.38
UM	41.57	07.55
VK	08.07	06.85
PbL	20.24	04.22
Matrix	Correction	ZAF

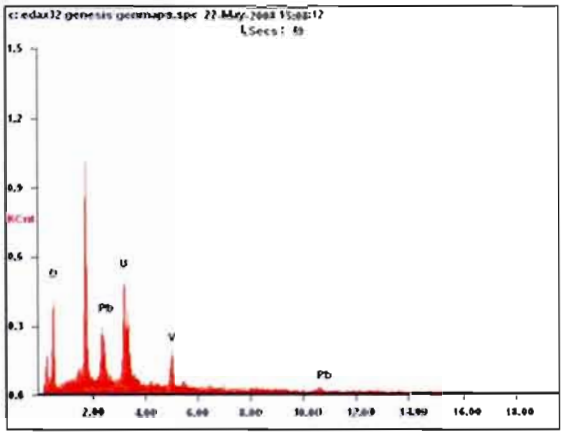


B.7 Indice Ferme Nord (échantillon: MW07-FN-16)

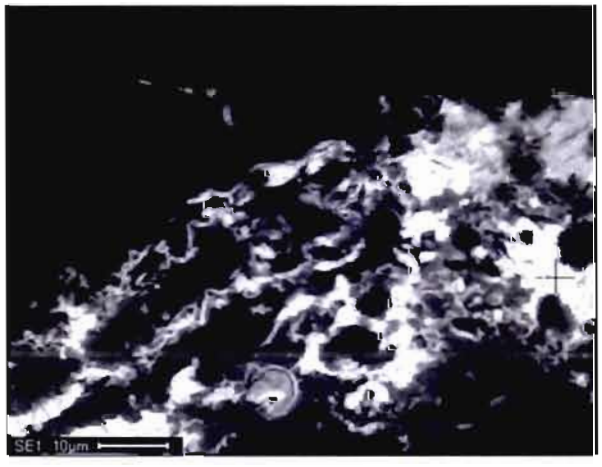
Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5 22 2008



Element	*Wt%*	*At%*
OK	34.00	83.66
UM	36.88	06.10
VK	08.09	06.25
PbL	21.04	04.00
Matrix	Correction	ZAF

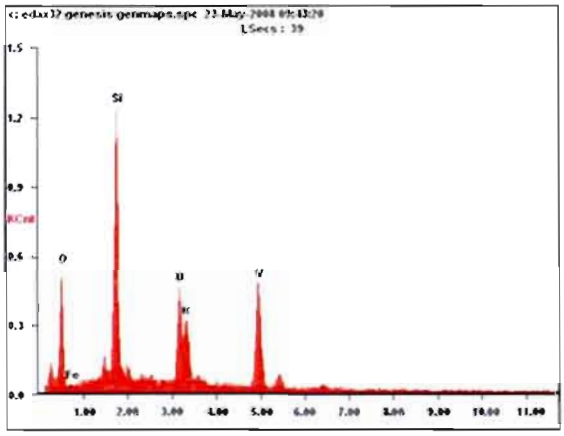


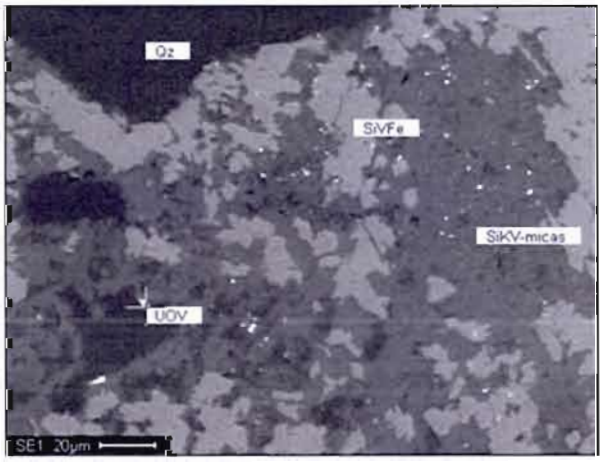
B.8 Indice Racine (échantillon: MW07-RA-03)

Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5/23/2008



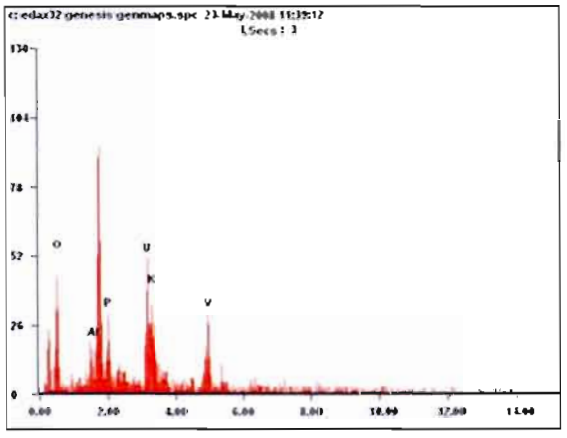


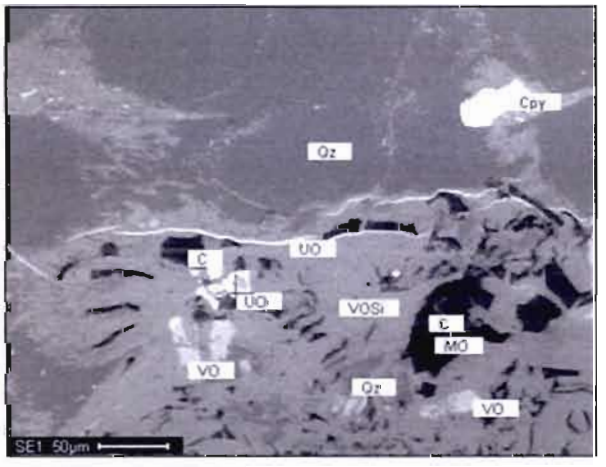
B.9 Indice Racine (échantillon: MW07-RA-05)

Rapport d'analyse

Analystes: *Raymond Mineau ou Raynald Lapointe*

5/23/2008





B.10 Indice Racine (échantillon: MW07-RA-08)

APPENDICE C

RÉSULTATS D'ANALYSE CHIMIQUE D'ÉCHANTILLONS MINÉRALISÉS

C.1 Résultats d'analyse des éléments majeurs de quelques échantillons minéralisés

C.2 Résultats d'analyse des éléments métalliques de quelques échantillons minéralisés

C.3 Résultats d'analyse des éléments traces de quelques échantillons minéralisés

C.4 Résultats d'analyse des terres rares de quelques échantillons minéralisés

Échantillon	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	Cr_2O_3	Ni	Sc	LOI	C/TOT	S/TOT	Sum
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	%	%	%
Laboratoire ACME																	
MW07-FS-09	17,05	0,74	3,01	17,65	25,2	0,05	0,17	0,01	0,271	0,2	0,003	35	2	33,4	10,67	1,18	97,74
MW07-FS-10	23,39	0,75	20,74	5,51	8,08	0,01	0,18	<0,01	0,177	0,04	0,004	5062	2	12,6	3,84	16,5	72,14
MW07-RA-01	90,36	2,39	<0,04	0,52	0,83	0,02	1,02	0,02	0,267	0,01	0,007	<20	<1	1,5	0,35	0,09	96,14
MW07-RA-07	96,51	2,18	<0,04	0,38	0,1	0,38	0,41	0,04	0,055	<0,01	0,004	<20	<1	0,6	0,07	0,05	99,79
MW07-RA-09	95,75	2,54	<0,04	0,44	0,4	0,17	0,53	0,03	0,294	<0,01	0,005	<20	<1	0,6	0,93	0,05	99,83
Laboratoire SRC																	
MW07-FN-01	76,9	0,9	3,57	<0,002	0,03	0,01	0,054	0,042	0,482	0,002		2770	38	5,1			87,33
MW07-FN-05	45,4	4,86	4,55	0,037	0,15	0,01	0,298	0,236	2,09	0,008		11900	90	13,4			70,05
MW07-FN-07	51,2	2,1	5,11	<0,002	0,16	0,03	0,221	0,065	1,55	0,003		8200	113	10,7			70,2
MW07-FN-07 R	53,6	1,98	4,96	<0,002	0,14	0,02	0,206	0,061	1,59	0,003		8400	110	10,7			73,09
MW07-FN-16	69,9	0,64	3,13	<0,002	0,18	<0,01	0,038	0,013	1,11	0,003		2970	71	5,4			80,77
MW07-FS-01	70,7	2,54	7,24	2,11	3,02	0,03	0,516	0,05	1,07	0,054		39	9	7,9			93,64
MW07-FS-02	59,7	4,98	11,3	1,13	1,37	0,03	1,16	0,107	2,27	0,022		36	8	7,3			86,94
MW07-FS-05	32,3	1,35	32,2	0,178	0,36	0,01	0,175	0,059	0,962	0,009		260	40	18,4			83,6
MW07-FS-06	30	1,25	12,7	9,78	13,8	0,02	0,187	0,026	0,598	0,119		110	11	17,2			81,08
MW07-FS-08	53,9	2,49	3,62	5,74	8,54	0,02	0,522	0,048	0,96	0,061		75	11	12,9			86,33
MW07-RA-02	68	3,6	2,53	0,223	0,02	<0,01	1,96	0,051	0,353	<0,001		112	13	0,7			81,58
MW07-RA-03	88,1	1,17	0,76	0,035	0,07	<0,01	0,055	0,032	0,198	0,002		88	72	2,5			93,73
MW07-RA-04	91,9	1,9	1,06	0,204	0,12	<0,01	0,355	0,053	0,491	0,004		230	121	2,9			100,25
MW07-RA-05	77,1	2,2	1,99	0,128	<0,01	0,01	1,14	0,022	0,125	<0,001		20	4	1,2			87,97
MW07-RA-08	73,2	4,18	2,22	0,278	0,12	0,01	1,97	0,071	0,425	0,004		53	11	2,2			87,03
MW07-RA-08 R	74,5	4,02	2,15	0,265	0,1	0,02	1,91	0,069	0,411	0,004		51	10	2,2			88,5
MW07-RA-10	77,2	5,68	0,62	0,389	0,48	0,02	2,2	0,032	0,417	0,006		30	5	2,3			89,94

C.1 Résultats d'analyse des éléments majeurs de quelques échantillons minéralisés

Échantillon	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Ti	Se
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppb	ppm	ppm	ppm
Laboratoire ACME														
MW07-FS-09	3,5	4830	25	59	28,6	110,1	0,5	1,1	<0,1	0,9	1,7	0,04	0,6	<0,5
MW07-FS-10	83,3	>10000	1219	66	5624	4078	2,2	24,5	1	11,7	2,6	0,41	1,4	4,4
MW07-RA-01	1,4	1205	24	4	11,9	11,6	<0,1	0,2	<0,1	0,9	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5
MW07-RA-07	0,9	272,7	6,6	2	14,3	11,3	<0,1	0,1	<0,1	<0,1	<0,5	0,01	<0,1	<0,5
MW07-RA-09	0,6	12,5	1,3	2	7,6	1,8	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,5	<0,01	<0,1	<0,5
Laboratoire SRC														
MW07-FN-01	2370	11900	2410	15	2770		<0,2			56,7				
MW07-FN-05	6990	52600	4200	118	11900		<0,2			99,4				
MW07-FN-07	24800	46000	8960	1310	8200		<0,2			202				
MW07-FN-07 R	24200	44800	9000	1290	8400		<0,2			196				
MW07-FN-16	2690	13200	7700	16	2970		<0,2			109				
MW07-FS-01	13	24400	3690	75	39		1			7,9				
MW07-FS-02	191	79000	5320	572	36		8,8			25,8				
MW07-FS-05	193	38600	6840	751	260		9,1			41,9				
MW07-FS-06	127	17200	11500	1100	110		6,3			12,8				
MW07-FS-08	206	17800	11400	454	75		4,5			19,2				
MW07-RA-02	10	6740	459	<1	112		9			116				
MW07-RA-03	20	5300	1290	<1	88		<0,2			36,2				
MW07-RA-04	6	7400	1970	44	230		<0.2			44.6				
MW07-RA-05	2	2200	577	<1	20		11,1			86,4				
MW07-RA-08	5	11300	518	<1	53		7,1			79,8				
MW07-RA-08 R	10	11000	502	<1	51		6,7			68,1				
MW07-RA-10	1	677	849	<1	30		7,6			41,8				

C.2 Résultats d'analyse des éléments métalliques de quelques échantillons minéralisés

Échantillon	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Laboratoire ACME																	
MW07-FS-09	65	<1	144,6	0,6	1,2	0,1	<0,1	4,6	<1	219,3	<0,1	<0,2	52,4	33	<0,5	4,8	9,2
MW07-FS-10	108	<1	>10000	1,1	0,6	<0,1	0,1	5,2	<1	57,7	<0,1	<0,2	196,1	66	1	9,2	5,1
MW07-RA-01	3616	<1	40,3	4,2	4,5	0,8	0,3	54,5	<1	26,1	<0,1	0,6	406,7	>10000	0,9	27,4	20,4
MW07-RA-07	331	<1	33	0,5	2,1	1	0,3	11,4	<1	10,1	<0,1	0,6	2,2	894	<0,5	36,1	1,8
MW07-RA-09	742	<1	2,7	0,6	2,2	0,8	0,3	13,2	<1	22,4	<0,1	0,5	16,7	638	<0,5	28,2	3,3
Laboratoire SRC																	
MW07-FN-01	266	<0,2	14100		<1	<0,5	48		<1	42	<1	32	11500	1140	13	40	30
MW07-FN-05	95	<0,2	57100		<1	2,1	<1		<1	486	<1	91	36200	450	10	109	54
MW07-FN-07	56	<0,2	46000		<1	9,7	10		<1	331	<1	74	26600	470	3	31	66
MW07-FN-07 R	55	<0,2	47100		<1	10,8	9		<1	317	<1	70	25900	477	2	34	63
MW07-FN-16	234	<0,2	13600		<1	<0,5	84		<1	38	<1	132	46100	1900	46	7	213
MW07-FS-01	514	0,2	95		7	<0,5	<1		<1	43	<1	9	4500	40	<1	49	45
MW07-FS-02	815	0,4	113		8	1,5	<1		<1	41	<1	21	9370	79	<1	115	119
MW07-FS-05	6	<0,2	210		6	<0,5	<1		<1	58	<1	47	18900	110	61	61	64
MW07-FS-06	360	<0,2	170		5	<0,5	<1		<1	80	<1	16	8600	38	<1	25	149
MW07-FS-08	962	<0,2	170		<1	<0,5	7		<1	80	<1	39	16900	250	11	32	240
MW07-RA-02	3190	<0,2	610		<1	<0,5	1		<1	34	<1	22	7840	98800	48	30	436
MW07-RA-03	1700	<0,2	980		<1	<0,5	78		<1	42	<1	33	12700	1900	18	24	33
MW07-RA-04	2270	<0.2	1380		195	<0.5	379		<1	34	<1	125	36900	13300	22	44	157
MW07-RA-05	1410	<0,2	14		<1	<0,5	4		<1	25	<1	16	3460	83000	38	22	28
MW07-RA-08	2230	<0,2	307		<1	<0,5	50		<1	33	<1	17	5700	62300	27	42	335
MW07-RA-08 R	2200	<0,2	320		<1	<0,5	52		<1	31	<1	15	5600	61000	25	40	330
MW07-RA-10	3600	<0,2	32		<1	<0,5	2		<1	46	<1	13	4700	35000	13	36	37

C.3 Résultats d'analyse des éléments traces de quelques échantillons minéralisés

Échantillon	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Laboratoire ACME														
MW07-FS-09	3,9	9,2	1,1	4,1	0,66	0,46	0,94	0,2	1,51	0,35	1,13	0,18	1,17	0,18
MW07-FS-10	3,8	7,9	0,8	2,7	0,62	0,4	0,8	0,14	1,21	0,23	0,7	0,13	0,73	0,1
MW07-RA-01	3,6	12,2	1,69	5,9	1,16	0,88	1,47	0,3	2,2	0,54	1,67	0,25	1,46	0,2
MW07-RA-07	2,7	4,8	0,55	1,9	0,31	0,08	0,32	0,06	0,38	0,07	0,17	0,02	0,16	0,02
MW07-RA-09	2,7	6,4	0,87	3,4	0,62	0,23	0,63	0,1	0,59	0,11	0,27	0,04	0,21	0,03
Laboratoire SRC														
MW07-FN-01	20	91	<1	9	5,9	3,1	<0,5	<0,3	7,6	2,9	9,7		8,1	
MW07-FN-05	42	394	4	34	18,3	7,8	<0,5	<0,3	17,6	6,6	22,1		14,1	
MW07-FN-07	25	316	5	19	17,6	7	9,8	<0,3	25,3	5,7	28,9		15,7	
MW07-FN-07 R	26	306	4	17	17	6,8	10,2	<0,3	24,6	5,8	27,9		15	
MW07-FN-16	7	216	<1	<1	26,2	14,9	10,4	<0,3	52,1	9	35,3		48,6	
MW07-FS-01	8	51	1	18	5,9	6,1	2,9	<0,3	11,1	3	9,8		12,9	
MW07-FS-02	21	87	3	32	10,9	13,4	7	<0,3	26,7	7	23,1		28,2	
MW07-FS-05	28	140	<1	<1	9,1	4,7	<0,5	<0,3	14	3,6	14,2		23,4	
MW07-FS-06	20	123	6	31	10,7	10,7	6,8	<0,3	34,6	10	34,3		44,7	
MW07-FS-08	22	183	8	51	17,5	20,3	13,7	<0,3	48,8	11,9	42,1		55,2	
MW07-RA-02	<1	42	75	16	<0,5	7,9	14	<0,3	27,6	10,3	56,5		167	
MW07-RA-03	8	36	<1	<1	3,7	7,1	<0,5	<0,3	5,7	0,6	4,6		10	
MW07-RA-04	<1	150	<1	118	14.9	12.3	71.2	150	8.8	30.4	2.7		59.1	
MW07-RA-05	<1	22	55	5	<0,5	1,8	0,8	<0,3	<0,2	1,1	21,2		108	
MW07-RA-08	<1	27	45	15	<0,5	7,6	13,5	<0,3	26,2	8,6	43,9		121	
MW07-RA-08 R	<1	25	43	13	<0,5	6,5	12,5	<0,3	25,5	7,2	41,5		120	
MW07-RA-10	<1	62	26	16	<0,5	5	1,4	<0,3	3,7	2	13,9		51,6	

C.4 Résultats d'analyse des terres rares de quelques échantillons minéralisés

BIBLIOGRAPHIE

Bérard, J. 1965. Région du lac Bérard, Nouveau-Québec. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport Géologique 111, 172 p.

Boone, E. et Hynes, A. 1990. A Structural Cross-section of the Northern Labrador Through, New Quebec. Geological Association of Canada, Special Paper 37, 10 p.

Boulanger, J. 1989. « Synthèse minéralogique d'indices uranifères – Lac Minowean, Fosse du Labrador ». Mémoire de maîtrise, Québec, Université Laval, 74 p.

Brouillette, P. 1989. Géologie et métallogénie de la région des lacs Minowean et du Portage (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 88-06, 74 p.

Bruneton, P. 2000. Canada, Labrador – Indices variés : étude pétrographique de 22 échantillons. Étude 8909 – Rapport interne COGEMA/DEX/GST, 150 p.

Cant, J. W., Van Ingen, R., et Wilson, B. H. 1976. An Evaluation of Sedimentary Copper Potential, Aphebian Seward and Pistolet Sub-groups, Sabkha Project. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM 39047, 52 p.

Clark, T. 1986. Géologie et minéralisations de la région du lac Mistamisk et de la rivière Romanet. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, ET 83-22, 48 p.

Clark, T. et Wares, R. 2004. Synthèse lithotectonique et métallogénique de l'Orogène du Nouveau-Québec (Fosse du Labrador). Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MM 2004-01, 180 p.

Clarke, P. J. 1977. Région de Gagnon. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, v. Rapport Géologique 178, p. 70.

Dimroth, E. 1978. Région de la Fosse du Labrador (59°30'-56°30'). Ministère des Richesses Naturelles du Québec, Rapport géologique 193, 396 p.

Dimroth, E., Baragar, W. R. A., Bergeron, R., et Jackson, G. D. 1970. « The filling of the Cicum-Ungava Geosyncline ». In Symposium on Basins Geosynclines of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada , Paper 70-40, p. 45-142.

Dressler, B. 1979. Région de la Fosse du Labrador (59°30'-57°15'), Ministère des Richesses Naturelles, Rapport géologique 195, 117 p.

Gauthier-Lafaye, F., et Weber, F. 1989. « The Francevillian (Lower Proterozoic) Uranium Ore Deposits of Gabon ». Economic Geology, Vol. 84, p. 2267-2285.

Geffroy, J., et Chervet, J. 1960. Les minerais uranifères français. Paris : Bibliothèque des sciences et techniques nucléaires, 322 p.

Goulet, N. 2001. New similarities in the tectonic style of folding and fracturing between Cape Smith and Labrador Trough fold belts, northern Quebec. GAC-MAC Joint Annual Meeting, St John. Abstract Volume 26, p.53.

Goulet, N. 1995. Etude structurale, stratigraphique et géochronologique de la partie nord de la Fosse du Labrador. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, MB 95-36, 39 p.

Goulet, N. and St-Onge, M.R. 1989. Similarities in the tectonic style of folding and fracturing between the Cape Smith and Labrador Trough fold belts. GAC-MAC Joint Annual Meeting. Abstract Volume 14; p. 83.

Goulet, N. 1986. Etude tectonique et stratigraphique de la partie nord de la Fosse du Labrador – Région de la baie aux Feuilles et du lac Bérard. Ministère des Richesses Naturelles du Québec, MB 86-27, 22 pages.

Gratier, J. P., et Janatton, L. 1984. « Deformation by Solution-deposition, and Reequilibration of Fluid Inclusions in Crystals Depending on Temperature, Internal Pressure and Stress ». Journal of Structural Geology, volume 6, p. 189-200.

Hoffman, P. 1988. « United Plates of America, the birth of a Craton : Early Proterozoic assembly and growth of Proto-Laurentia ». Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, volume 16, p. 543-603.

Lafontaine, M. 1982. Claims du lac Minowean – Radiométrie aéroportée, prospection et géologie – Campagnes 1980 et 1981, Canton 4949, SNRC 24C07. Eldorado Nucleaire Ltée, Division Exploration. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM 39497, 13 p.

Lafontaine, M. 1984. Projet 540 – Claims Minowean, prospection et cartographie – Campagne estivale 1983. Ressources Eldor Ltée, Division Exploration, Eldorado/Otelnuk. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM 41311, 19 p.

Le Gallais, C. J., et Lavoie, S. 1982. « Basin Evolution of the Lower Proterozoic Kaniapiskau Super-group, central Labrador Miogeosyncline (Trough) ». Québec. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, volume 30, p. 150-166.

Lewry, J. F., et Stauffer, M. R. 1990. The Early Proterozoic Trans-Hudson Orogen of North America. Geological Association of Canada, Special Paper 37, 505 p.

Machado, N., Gariepy, C., Philippe, S., et David, J. 1990. Géochronologie U-Pb du territoire québécois : Fosses du Labrador et de l'Ungava et Sous-Province de Pontiac. Géotop. Ministère des Ressources Naturelles du Québec, GM 59898, 63 p.

Mathieu, R. 1999. « Reconstitution des paléocirculations fluides et des migrations élémentaires dans l'environnement des réacteurs nucléaires naturels d'Oklo (Gabon) et des argilites de Tournemire (France) ». Thèse de Doctorat, France, Institut National Polytechnique de Lorraine, 518 p.

Ramsay, J. G., et Huber, M. I. 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1: Strain Analysis, Academic Press inc., Londres, 148 p.

Salas, J., Bitzer, K., et Ayora C., 2000, « Origin and Genesis of the Oklo Uranium Ore Deposits (Gabon): Results from a Basin Scale Fluid Modeling », Journal of Geochemical Exploration 69-70, p. 165-171.

Sibson, R. H., 1977, « Fault Rocks and Fault Mechanisms », Geological Society, London, Vol. 133, p. 191-213.

Wardle, R. J. et Bailey, D. G. 1981. Early Proterozoic Sequences in Labrador. In Proterozoic Basins in Canada. (F. H. A. Campbell, editor). Geological Survey of Canada; Study 81-10, p. 331-358.

Wardle, R. J., James, D. T., Scott, D. J. et Hall, J. 2002. « The southeastern Churchill Province : synthesis of a Paleoproterozoic transpressional orogen ». Canadian Journal of Earth Sciences, volume 39, p. 639-663.

Wardle, R. J., Ryan, B., Nunn, G. A. G., et Mengel, F. C. 1990. Labrador Segment Of The Trans-Hudson Orogen : Crustal Development Through Oblique Convergence and Collision, Geological Association of Canada, Special Paper 37, 18 p.