

TH 1378

ETUDE DE RECONNAISSANCE EN GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE ET DE L'HYDROGENE:
APPLICATION A QUELQUES MINERALISATIONS DE LA REGION DE CHIBOUGAMAU, QUEBEC, CANADA

Documents complémentaires

Additional Files



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources
naturelles

Québec 

U.Q.A.C.

Etude de reconnaissance en géochimie isotopique
de l'oxygene et de l'hydrogene: application a
quelques mineralisations de la région de
Chibougamau, Québec, Canada

PAR
FRANCOIS TREMBLAY, avril 1986

14 1378

UNIVERSITE DU QUEBEC A CHICOUTIMI

ETUDE DE RECONNAISSANCE EN GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DE L' OXYGENE ET DE
L' HYDROGENE: APPLICATION A QUELQUES MINERALISATIONS DE LA REGION DE
CHIBOUGAMAU, QUEBEC, CANADA

Par

François Tremblay

Mémoire présenté en vue de l'obtention
d'un diplôme de M.Sc.A.

Avril 1986



Université du Québec à Chicoutimi
Bibliothèque

04-2022593

RESUME

Le présent mémoire fait part des résultats d'une étude de reconnaissance en géochimie isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène portant sur quelques minéralisations d'âge précambrien de la région de Chibougamau. Une étude d'inclusions fluides préliminaire a été menée conjointement à l'étude isotopique pour certaines minéralisations moins connues. Le but du travail est d'apporter des informations sur la provenance des fluides associés aux minéralisations et/ou sur l'histoire de ces dépôts.

Les principales informations qui découlent de cet ouvrage sont basées sur les rapports isotopiques d_{18O} et dD d'échantillons de quartz, séricite et chlorite, associés à des minéralisations. L'interprétation des données isotopiques s'appuie sur les données géologiques connues et les informations se rapportant aux inclusions fluides.

Les gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré semblent dérivés d'eaux de formation reliées à des formations sédimentaires d'âge protérozoïque. En ce qui concerne la mine Cooke, la signature isotopique obtenue chevauche les domaines magmatique et métamorphique. La source la plus probable pour les indices du Lac Scott et Canray est magmatique. Dans le cas des gisements Opémiska et Gwillim, la signature isotopique des fluides ne permet pas d'identifier une source de façon cohérente.

Pour le gisement Devlin, la géochimie isotopique ne semble pas s'opposer au modèle déjà établi à partir des études géologiques et d'inclusions fluides qui favoriseraient un mélange de fluides magmatique, marin et météorique dans des proportions inconnues. Toutefois, l'effet d'un rééquilibrage isotopique suite à l'orogénie kénoréenne n'a pu être apprécié.

La présente étude souligne l'importance du contrôle géologique lors de l'interprétation géochimique. Lorsqu'un tel contrôle existe, la géochimie isotopique peut représenter un outil fort intéressant, applicable même dans un contexte archéen.

REMERCIEMENTS

Mes remerciements s'adressent tout d'abord à mes directeurs de thèse, MM. Jayanta Guha, Anthony Fowler, Jacques Carignan, tous de l'U.Q.A.C. et Simon M.F. Sheppard du C.R.P.G. (France), pour leur appui sans réserve. Je suis également très reconnaissant envers M. Pierre Coget du C.R.P.G. qui m'a patiemment initié aux techniques d'analyses isotopiques. Sa compagnie ainsi que celle de tout le personnel que j'ai cotoyé au C.R.P.G. m'ont rendu le séjour en France plus qu'agréable. Je dis mille mercis aux professeurs de l'U.Q.A.C., aux chercheurs du C.R.P.G. et à mes collègues qui ont permis, par leur discussion, de faire mûrir l'étude. Je remercie par la même occasion M. Yvon Boudreault et les techniciens du C.R.P.G. pour la fabrication des lames minces et des lames polies, M. Claude Dallaire pour la réalisation minutieuse des figures et Mlle Claude Gaudreault pour son assistance lors de la dactylographie du mémoire.

TABLE DES MATIERES

	page
RESUME.....	ii
REMERCIEMENTS.....	iv
TABLE DES MATIERES.....	v
LISTE DES FIGURES.....	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xiii
CHAPITRE 1	
INTRODUCTION.....	1
1.1 Localisation.....	1
1.2 Buts du travail.....	1
1.3 Travaux antérieurs.....	4
1.4 Méthode de travail.....	5
CHAPITRE 2	
GEOLOGIE REGIONALE.....	6
2.1 Introduction.....	6
2.2 Stratigraphie régionale.....	6
2.2.1 Généralités.....	6
2.2.2 Roches intrusives.....	9
2.3 Structure et métamorphisme.....	10
2.4 Caractérisation des gisements étudiés.....	12
2.4.1 Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré.....	12
2.4.2 Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures.....	13

2.4.3 Gisements filoniens d'or.....	14
2.4.4 Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau.....	15
2.4.5 Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau.....	16

CHAPITRE 3

PRESENTATION SOMMAIRE DE L'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES.....	17
3.1 But.....	17
3.2 Rappel.....	17
3.3 Types d'informations disponibles.....	18
3.4 Résultats.....	19
3.4.1 Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré.....	19
3.4.2 Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures.....	21
3.4.3 Gisements filoniens d'or.....	23
3.4.3.1 Cooke.....	23
3.4.3.2 Gwillim.....	25
3.4.4 Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau.....	25
3.4.5 Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau.....	27
3.4.5.1 Lac Scott.....	27
3.4.5.2 Canray.....	28

CHAPITRE 4

PRESENTATION DE LA GEOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES

DE L'OXYGENE ET DE L'HYDROGENE.....	30
4.1 Introduction.....	30
4.2 Généralités.....	33
4.3 Fractionnement isotopique.....	35
4.3.1 Généralités.....	35

4.3.2	Fractionnement de l'oxygène.....	36
4.3.2.1	Détermination des équations de fractionnement utilisées.....	36
4.3.2.1.1	Discussion du choix des équations utilisées.....	36
4.3.2.1.2.	Couple Quartz-H ₂ O.....	37
4.3.2.1.3.	Couple Muscovite-H ₂ O.....	37
4.3.2.1.4.	Couple Chlorite-H ₂ O.....	38
4.3.3	Fractionnement de l'hydrogène.....	39
4.3.3.1	Problèmes rencontrés.....	39
4.3.3.2	Couple Muscovite-H ₂ O.....	40
4.3.3.3	Couple Chlorite-H ₂ O.....	41
4.3.3.4	Couple Méthane-H ₂ O.....	41
4.4	Applications.....	42
4.4.1	Introduction.....	42
4.4.2	Géothermométrie.....	42
4.4.3	Détermination du degré d'équilibre entre des minéraux.....	43
4.4.4	Détermination de l'origine d'un fluide.....	44
4.4.4.1	Détermination des rapports d ¹⁸ O et dD du fluide hydrothermal.....	44
4.4.4.2	Evolution isotopique du fluide hydrothermal depuis la source.....	44
4.4.4.3	Distribution isotopique des eaux naturelles.....	45
4.5	Choix et traitement des échantillons.....	46
4.6	Techniques d'extraction.....	47

4.6.1 Cas de l'oxygène.....	47
4.6.2 Cas de l'hydrogène.....	48
4.6.2.1 Cas des minéraux anhydres renfermant des inclusions fluides.....	48
4.6.2.2 Cas des minéraux hydratés.....	49
4.7 Standardisation et corrections.....	50
4.8 Résultats.....	51

CHAPITRE 5

DISCUSSION ET CONCLUSION.....	55
5.1 Introduction.....	55
5.2 Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré.....	55
5.2.1 Informations générales déduites des données isotopiques.....	55
5.2.2 Source des fluides minéralisateurs.....	61
5.3 Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures.....	63
5.3.1 Informations déduites des données isotopiques.....	63
5.4 Gisements filoniens d'or.....	68
5.4.1 Cooke.....	68
5.4.1.1 Informations déduites des données isotopiques.....	68
5.4.2 Gwillim.....	71
5.4.2.1 Informations déduites des données isotopiques.....	71
5.5 Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau.....	72
5.5.1 Informations déduites des données isotopiques.....	72
5.6 Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau.....	76

5.6.1 Informations déduites des données isotopiques.....	76
5.7 Synthèse et conclusion.....	77
BIBLIOGRAPHIE.....	79
ANNEXE 1- Description mégascopique des échantillons utilisés pour les analyses isotopiques.....	92
ANNEXE 2- Description pétrographique de quelques échantillons de quartz analysés pour la détermination du rapport isotopique en hydrogène de leurs inclusions fluides.....	95
ANNEXE 3- Données microthermométriques préliminaires pour quelques échantillons de quartz analysés pour la détermination du rapport isotopique en hydrogène de leurs inclusions fluides.....	97

LISTE DES FIGURES

	page
FIGURE 1. Carte de localisation de la région minière de Chibougamau.....	2
FIGURE 2. Carte géologique de la région minière de Chibougamau et localisation des principales minéralisations.....	3
FIGURE 3. Stratigraphie de la région de Chibougamau.....	7
FIGURE 4. Diagramme de classification isotopique des eaux météorique, marine, magmatique et métamorphique et domaine des compositions isotopiques des eaux de formation du bassin d'Alberta (modifié d'après Sheppard (1977) et Hitchon et Friedman (1969). L'astérisque représente la composition isotopique du standard international (SMOW: Standard Mean Ocean Water).....	32
FIGURE 5. Distribution des rapports $dD-d18O$ (cf. Tableau 2) des échantillons de quartz (point noir), séricite (carré), chlorite (triangle) et roche totale (X) des gisements Henderson (HB pour la zone B et HD pour la zone D), Portage (P), Copper-Rand (CR), Cedar Bay (CED) et Campbell (MMP), encaissés dans	

le Complexe du Lac Doré. Le rapport dD des échantillons de quartz représente la composition moyenne des inclusions fluides contenues dans environ 10 grammes de quartz tandis que celui de la séricite et de la chlorite représente l'eau de structure (OH). Les données à l'extérieur du cadre correspondent aux échantillons analysés soit pour la composition en oxygène ou soit pour celle en hydrogène. Les cercles ouverts indiquent la composition du fluide établie à partir des rapports isotopiques du quartz.....57

FIGURE 6. Intervalle (hachuré) des rapports dD-d180 déduits pour les eaux associées aux minéralisations du Complexe du Lac Doré.....60

FIGURE 7. Distribution des rapports dD-d180 des échantillons de quartz (point noir) et chlorite (triangle) du gisement Opémiska (O), encaissé dans le filon-couche Ventures.....64

FIGURE 8. Intervalle (hachuré) des rapports dD-d180 déduits pour des eaux associées au gisement Opémiska.....66

FIGURE 9. Distribution des rapports dD-d180 des échantillons de quartz (point noir) et chlorite (triangle) des gisements filoniens d'or: Cooke (C) et Gwillim (G)....69

- FIGURE 10. Intervalle (hachuré) des rapports dD-dl80 déduits
pour des eaux associées aux gisements Cooke et
Gwillim.....70
- FIGURE 11. Distribution des rapports dD-dl80 des échantillons
de quartz (point noir) et chlorite (triangle)
du gisement Devlin (D) et des indices du Lac Scott
(LS) et Canray (CANR).....73
- FIGURE 12. Intervalle (hachuré) des rapports dD-dl80 déduits
pour des eaux associées au gisement Devlin et
aux indices du Lac Scott et Canray.....75

LISTE DES TABLEAUX

page

TABLEAU 1. Résumé de certaines caractéristiques des inclusions fluides retrouvées dans le quartz associé à quelques gisements.....	20
TABLEAU 2. Rapports isotopiques d18O et dD des échantillons analysés (quartz (QZ), séricite (SER), chlorite (CH) et roche totale (X)) provenant des gisements Henderson (HEN), Portage (POR), Copper-Rand (CR), Cedar Bay (CED), Campbell (MMP), Opémiska (OPM), Cooke (COK), Gwillim (GLM), Devlin (DEV) et des indices du Lac Scott (LS) et Canray (CANR) et rapports isotopiques calculés et/ou mesurés pour les fluides en équilibre avec ces échantillons selon la température choisie. L'échantillon JG-83-1 provient du secteur sud du Complexe du Lac Doré. Référez à l'annexe 1 pour la description mégascopique, la localisation et les remarques concernant ces échantillons.....	52

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 Localisation

La présente étude porte sur huit gisements (Henderson-Portage, Copper-Rand, Cedar Bay, Mine Principale Campbell, Opemiska, Gwillim, Cooke et Devlin) et deux indices minéralisés en sulfures (Lac Scott et Canray), situés dans la région minière de Chibougamau (figure 1). Ces gisements ou indices sont localisés sur la figure 2. On les retrouve dans un secteur délimité par les latitudes 49 et 50 N et les longitudes 74 et 75 W.

1.2 Buts du travail

Différentes possibilités en ce qui concerne la provenance des fluides associés à ces dépôts ont été envisagées à partir des caractéristiques des fluides et de leur temps de mise en place i.e. syn à post-kénoréen (Guha, 1984).

Le travail qui suit fait part des analyses isotopiques préliminaires de l'oxygène et l'hydrogène, réalisées sur des échantillons de quartz, séricite et chlorite associés aux dépôts mentionnés plus haut. En ce qui concerne les gisements typiques de Chibougamau, i.e. Henderson-Portage, Copper-Rand, Cedar-Bay et la mine

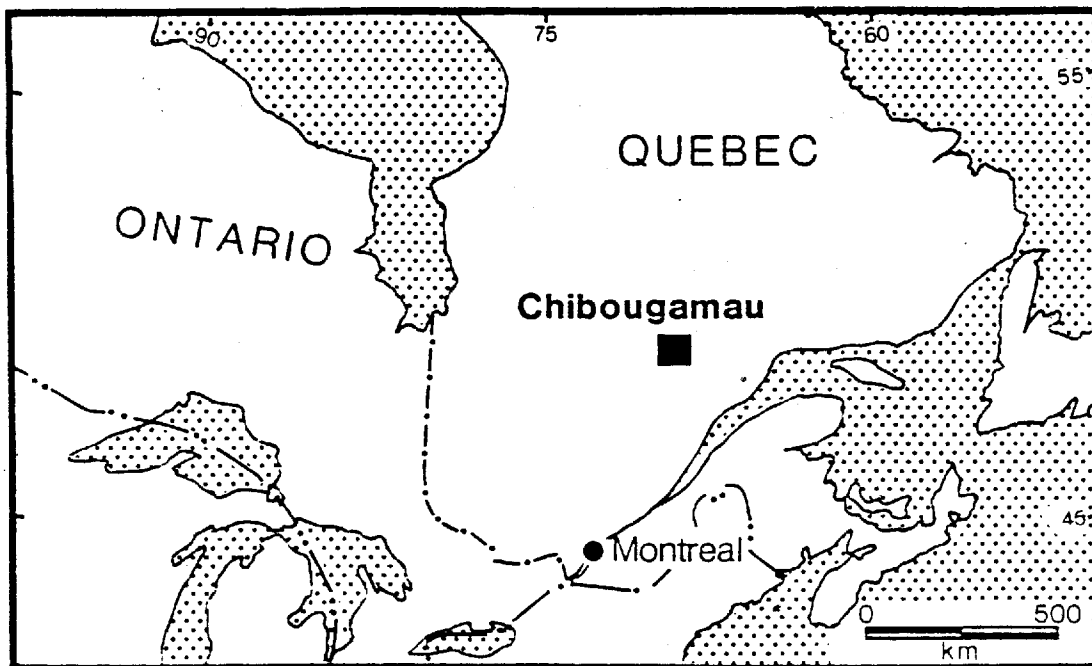


FIGURE 1. Carte de localisation de la région minière de Chibougamau.

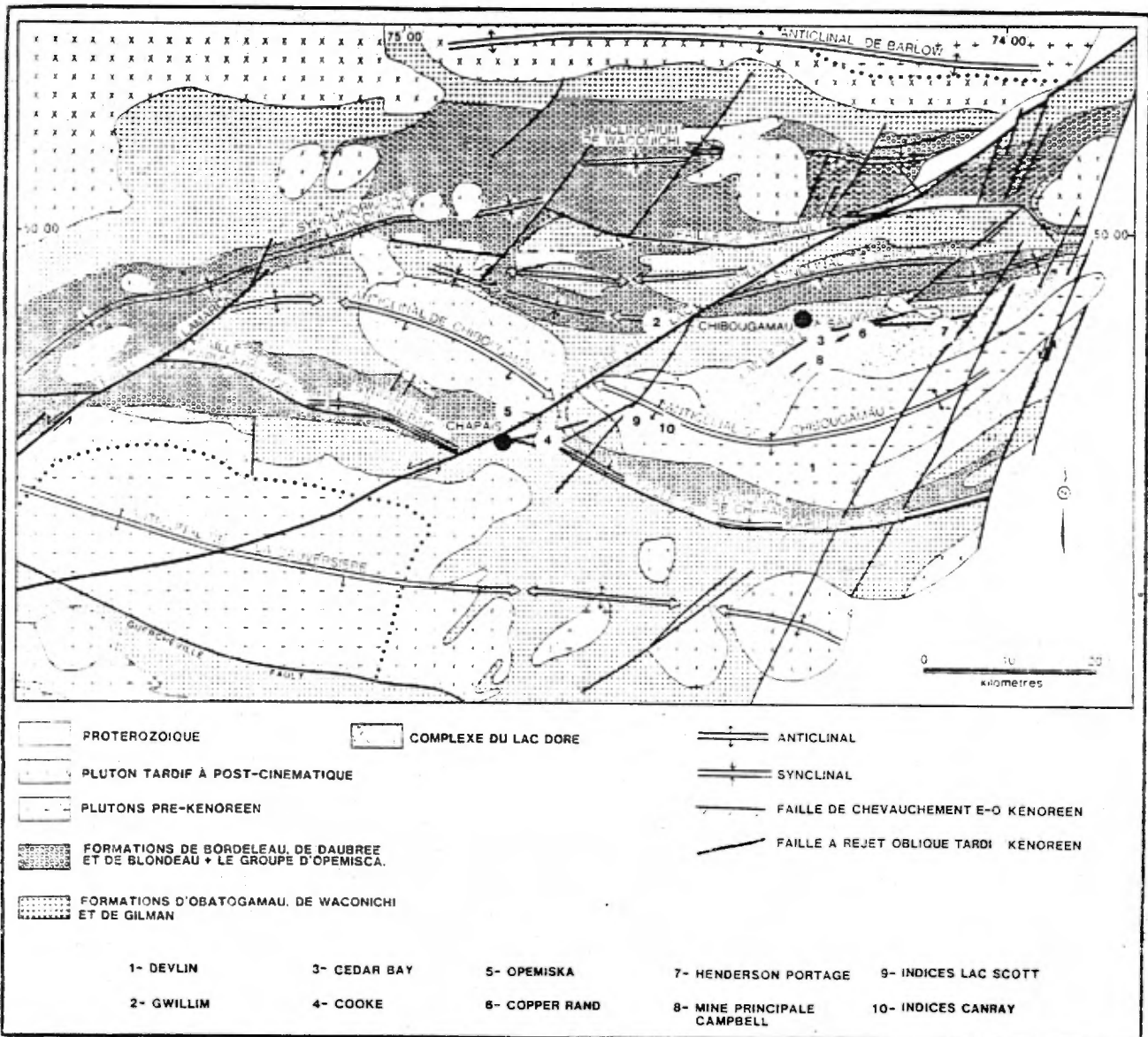


FIGURE 2. Carte géologique de la région minière de Chibougamau et localisation des principales minéralisations.

principale Campbell, une quinzaine d'analyses étaient disponibles, alors que pour les autres, il s'agit d'une reconnaissance sommaire. Pour certains dépôts relativement peu connus, une étude des inclusions fluides a été menée sur les échantillons de quartz analysés isotopiquement.

Les buts poursuivis sont:

- de déterminer si possible la ou les provenances des fluides associés à la minéralisation de chaque gisement;
- d'apporter des informations nouvelles sur l'histoire de ces gîtes;
- de vérifier la validité de l'application de la géochimie isotopique de l'hydrogène au Précambrien, ce qui est contesté, sur une base intuitive, par Taylor (Beaty et Taylor, 1982 et Taylor, communication verbale).

1.3 Travaux antérieurs

Ce travail représente la première reconnaissance en géochimie des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène dans la région de Chibougamau. C'est également la première fois que l'utilisation des isotopes de l'hydrogène, pour des fins métallogéniques, s'effectue, sur une base régionale, pour une ceinture de roches vertes canadiennes. Comme nous le verrons plus loin, un contrôle géologique aussi serré que possible sera exercé sur la présente étude géochimique grâce aux travaux réalisés durant ce projet et aux informations contenues dans les publications, thèses et travaux non publiés du groupe de recherche

de l'U.Q.A.C sur la province du Supérieur. Ces ouvrages seront mentionnés dans la section 2.4.

1.4 Méthode de travail

A l'automne 1982, les gisements Henderson-Portage, Copper-Rand et Opémiska ont été visités et échantillonnés. Plus tard, au printemps 1983, une sélection des échantillons fut faite pour les analyses isotopiques et éventuellement pour une étude des inclusions fluides. Cette sélection a été effectuée, d'une part, à partir des échantillons recueillis à l'automne 1982 et, d'autre part, à partir de ceux prélevés dans le cadre des projets en marche du groupe de recherche dans le secteur de Chibougamau. Les analyses isotopiques ont été réalisées au C.R.P.G. (France), de septembre 1983 à février 1984, en même temps que le début de l'étude des inclusions fluides. Cette étude s'est poursuivie au cours de l'été 1984.

CHAPITRE 2

GEOLOGIE REGIONALE

2.1 Introduction

Les roches de la région de Chibougamau appartiennent à la province du Supérieur du Bouclier Précambrien. Elles occupent l'extrémité est de la ceinture de roches vertes Mattagami-Chibougamau, qui s'étend sur une longueur de 430 Km et une largeur moyenne de 60 Km (Allard et al., 1979). Cette ceinture de roches vertes est tronquée par le front de Grenville à quelques dizaines de kilomètres à l'est de la ville de Chibougamau. Elle est bordée à l'ouest par la province de Kapuskasing.

2.2 Stratigraphie régionale

2.2.1 Généralités

Les roches de la région de Chibougamau ont été divisées en deux groupes, soit le Groupe de Roy situé à la base de l'empilement et le Groupe d'Opémisca reposant en discordance sur le Groupe de Roy (figure 3).

Le Groupe de Roy est composé de deux cycles volcaniques dont la composition varie de mafique à felsique. Les Formations d'Obatogamau et de Waconichi forment le premier cycle volcanique tandis que le second

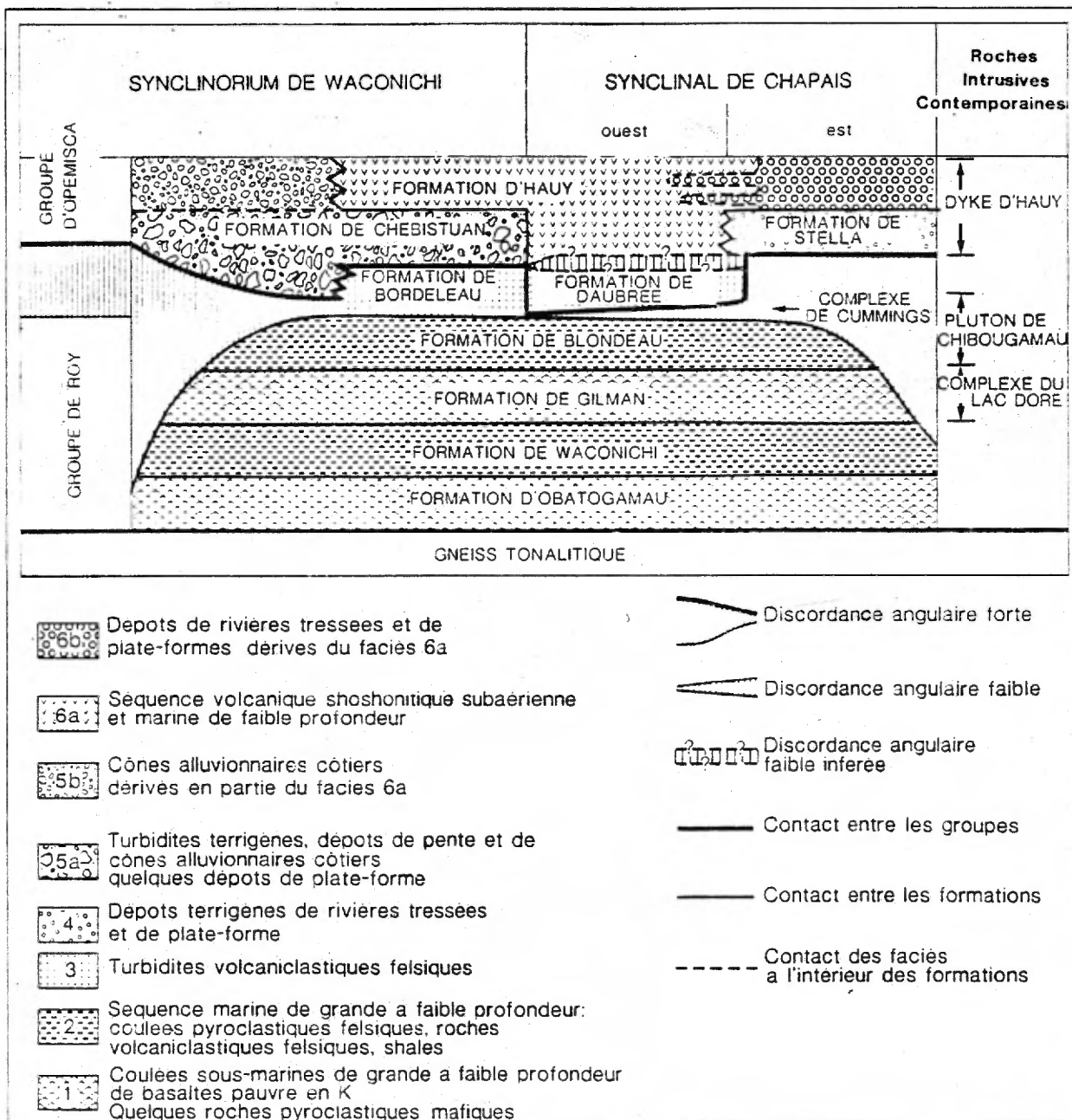


FIGURE 3. Stratigraphie de la région de Chibougamau.

est constitué par les Formations de Gilman et de Blondeau. La première Formation est constituée de basaltes porphyriques et coussinés et la deuxième, de rhyolites porphyriques, de tufs et de quelques coulées mafiques. La Formation de Gilman est composée de basaltes et d'andésites à coussinets et de filon-couches de gabbro comagmatiques, ainsi que de quelques horizons lenticulaires de roches pyroclastiques tandis que la Formation de Blondeau comprend des coulées rhyolitiques, des agglomérats, des tufs felsiques, des tufs cherteux et graphiteux, des shales et des greywackes, et des dépôts riches en sulfures. La Formation de Bordeleau, présente très localement dans la région de Chibougamau (dans la structure synclinale de Waconichi), appartient également au Groupe de Roy. Elle est constituée de grès volcanogènes.

Le Groupe d'Opémisca contient principalement des roches sédimentaires mais des roches volcaniques sont aussi présentes. Les Formations de Stella, de Hauy et de Chebistuan sont les composantes du Groupe d'Opémisca. La Formation de Stella est constituée d'un conglomérat de base, d'arkoses, de grès, d'argillites, de shales noirs et de roches volcaniques en quantité mineure, comprenant surtout des laves andésitiques porphyriques, vésiculaires et massives. La Formation de Hauy, qui repose en concordance sur la Formation de Stella, est composée d'une séquence volcano-sédimentaire comprenant des andésites porphyriques à phénocristaux d'olivine, de pyroxène et de plagioclase, des agglomérats composés de fragments à phénocristaux du même type et de grès volcaniques ou tufs remaniés, caractérisés par la présence de "clasts" de pyroxène. Enfin, la Formation de Chebistuan comprend un conglomérat, un grès conglomératique et des quantités moins importantes

d'argillites. Cette Formation est légèrement discordante par rapport aux Formations de Blondeau et de Bordeleau.

Quelques flots de la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque, reposent en discordance sur les roches archéennes de Chibougamau. La Formation de Chibougamau regroupe des conglomérats, arkoses et laminites d'origine glaciaire (Long, 1981). Egalement au Protérozoïque, de nombreux dykes de diabase se sont mis en place dans des roches des Groupes de Roy et d'Opémisca.

2.2.2. Roches Intrusives

Les roches archéennes de la région de Chibougamau ont été envahies par plusieurs intrusions, les plus connues et les plus importantes étant le Complexe du Lac Doré, le Pluton de Chibougamau et le Complexe de Cummings.

Le Complexe du Lac Doré consiste en un filon-couche différencié, d'une épaisseur maximum de 7 Km (Allard et al., 1979), qui s'est mis en place dans les roches des Formations de Waconichi et de Gilman. Allard (1976) a divisé ce complexe en cinq zones distinctes dont la zone anorthositique inférieure.

Le Complexe du Lac Doré est situé de part et d'autre du Pluton de Chibougamau, qui occupe l'axe de l'anticlinal de Chibougamau (figure 2). Ce pluton consiste en un assemblage de phases tonalitiques et dioritiques se recoupant entr'elles, et mises en place sous la forme

d'intrusions multiples. La zone de contact entre le Pluton de Chibougamau et le Complexe du Lac Doré est constituée d'une brèche, de 1 Km ou moins d'épaisseur, composée de fragments du complexe baignant dans une matrice dioritique (Racicot, 1980, 1981).

Le Complexe de Cummings, introduit au sommet de la Formation de Gilman et dans la Formation de Blondeau, se compose de trois filons-couches différenciés: de la base vers le sommet, le filon-couche de Roberge, composé essentiellement de méta-péridotite et de dunite serpentinisée, le filon-couche de Ventures, constitué d'une pyroxénite et d'un gabbro à grains grossiers, et le filon-couche de Bourbeau, divisé en leucogabbro et ferrodiorite quartzifère. Leur épaisseur respective est de 550, 100 et 700 mètres (Poitras, 1984).

2.3. Structure et Métamorphisme

Les roches archéennes de la région de Chibougamau ont subi les effets de l'orogénie kénoréenne (Jones et al., 1974) qui les a fortement plissées. Tectoniquement, la région consiste en une série de plis isoclinaux et symétriques, orientés dans une direction générale est-ouest (EW). Les principales structures synclinales de la région sont celles de Waconichi au nord, de Chibougamau au centre et de Chapais au sud (figure 2). Les deux dernières bordent l'anticlinal de Chibougamau. Un second système de plis, possédant des axes nord-sud (NS), interfère avec le précédent pour former des structures en dômes et bassins (Daigneault et Allard, 1983).

La région de Chibougamau contient plusieurs réseaux majeurs de failles, certains de ceux-ci possédant une grande importance dans l'histoire métallogénique de cette région. Les principaux réseaux s'orientent suivant des directions EW, NNE, WNW et NS (figure 2).

Le métamorphisme subi par les roches archéennes de la région de Chibougamau correspond généralement au faciès des schistes verts. Cependant le faciès métamorphique peut localement s'élever au niveau amphibolite, à proximité du front de Grenville ou en bordure de certains plutons granitiques.

La synthèse de l'information géochronologique pour la région de Chibougamau (Thorpe et al., 1981, 1984) met en évidence deux épisodes métamorphiques: le premier, d'envergure régionale, autour de 2.6 Ga et le suivant, plus localisé, aux environs de 2.2 Ga.

2.4 Caractérisation des gisements étudiés

2.4.1 Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré

Les gisements étudiés faisant partie de cette catégorie sont: Henderson-Portage, Copper-Rand, Cedar Bay et la mine principale de Campbell (figure 2). Henderson en est l'exemple-type le plus étudié. Ces dépôts sont minéralisés en Cu-Au et localisés dans des zones de cisaillement. La méta-anorthosite de la Zone Anorthositique Inférieure du Complexe du Lac Doré est la roche hôte de ces gîtes et montre des textures reliques de plagioclase et de pyroxène originaux malgré le fait que l'assemblage minéralogique ait été transformé en albite, zoisite, chlorite et leucoxène. Dans les zones de cisaillement, ce type de roche a été altéré pour former des schistes à quartz-carbonate-séricite et à chlorite. Les derniers prédominent près des zones minéralisées. La minéralisation se présente généralement sous forme de lentilles. Les minéraux métalliques les plus communs sont la pyrite, la pyrrhotine, la chalcoppyrite et l'or avec des quantités moindres de sphalérite et galène. Les zones cisailées et minéralisées sont généralement orientées WNW à l'exception des gisements Henderson-Portage qui sont orientés NE.

Le regroupement des données isotopiques du Pb pour les dépôts de ce type suggère qu'ils se sont formés en un seul événement (Thorpe et al., 1981, 1984). Le modèle que ces auteurs présentent indique une date de minéralisation post-kénoréenne entre 2300 et 2000 Ma. Le soufre de ces dépôts est dérivé des roches de la ceinture volcano-sédimentaire

suite à un phénomène de dissolution et de transport (Arnold et Guha, 1980). Cependant, les études isotopiques visant à retracer la source du soufre se sont faites essentiellement sur des sulfures d'âge archéen et non protérozoïque.

Des études plus spécifiques entreprises sur la mine-type Henderson ont fourni les informations supplémentaires suivantes. Le dépôt Henderson est composé de deux zones minéralisées: l'une est localisée dans une zone de cisaillement orientée NE (zone B) et l'autre (zone D) dans une structure subsidiaire orientée à peu près EW (Guha et al., 1983). Ces auteurs considèrent la zone D comme une fracture moins cisailée et moins altérée, précoce par rapport au développement de la zone B. Les fluides minéralisateurs s'y sont introduits syn-tectoniquement (Guha et al., 1979, 1983). La principale réaction roche-fluide mettant en cause des cations peut être schématisée par un échange de Ca^{++} et Na^+ pour du K^+ , ce qui a permis entre autres l'altération du plagioclase en séricite dans les épontes.

2.4.2 Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures

Le seul gisement du genre dont on a analysé des échantillons est celui d'Opémiska. Salmon et al. (1984) et Watkins et Riverin (1982) présentent une description détaillée du cadre géologique de ce dépôt. De façon générale, il est minéralisé en Cu-Au et se localise dans une zone fracturée du filon-couche Ventures. La roche hôte est un gabbro constitué principalement de plagioclase et hornblende et montre possiblement des reliques de clinopyroxène (Salmon et al., 1984). Dans

les éponites, le plagioclase et la hornblende de l'assemblage initial se sont transformés respectivement en séricite, et en uralite et chlorite. Les minéraux économiques sont la chalcopryrite, la pyrite, la pyrrhotine, la magnétite et l'or avec des quantités moindres de gersdorffite, sphalérite et galène. La chalcopryrite se présente en amas xénomorphes tandis que l'or se retrouve dans la chalcopryrite, la gersdorffite et la pyrite.

Cinq analyses isotopiques Pb-Pb ont été réalisées sur des échantillons de galène associée à la minéralisation en Cu-Au de la mine Opémiska (Thorpe et al., 1981, 1984). D'après ces auteurs, les analyses indiquent un âge kénoréen pour la formation de ce dépôt. Du point de vue structural, l'âge de ce dépôt est défini comme étant kénoréen tardif, ce qui concorde avec les résultats isotopiques.

2.4.3 Gisements filoniens d'or

Les mines Cooke et Gwillim sont les deux seuls gîtes de cette catégorie à avoir été échantillonnés. Les roches hôtes de ces dépôts sont le filon-couche Bourbeau dans la Formation de Blondeau (Allard et Gobeil, 1984) pour le premier et le basalte et le gabbro dans la Formation de Gilman pour le second. Bouchard (rédaction du mémoire de maîtrise en cours) a étudié la mine Gwillim du point de vue pétrographique et structural. Il a pu distinguer dans le secteur de la mine Gwillim jusqu'à cinq phases de minéralisation, chacune se présentant dans un contexte particulier. Les échantillons analysés proviennent des zones minéralisées en Au-Cu associées à des veines de

quartz, localisées dans des zones de cisaillement EW. Les données isotopiques Pb-Pb (Thorpe et al., 1981, 1984) sur des filons de quartz aurifères se disposent à la droite du paléoisochrone de la province du Supérieur, ce qui a été interprété comme étant le résultat d'événements tectoniques majeurs et de la mise en place de plutons. Du point de vue structural, les gisements de Gwillim et Cooke sont localisés dans des structures EW précoces par rapport à l'orogénie kénoréenne (Bouchard et al., 1984, Dubé et Guha, 1986).

2.4.4 Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau

Le gisement Devlin, qui fait l'objet de cette section, a été étudié de façon détaillée par Bureau (1981) et Lange-Brard (1985). D'autres travaux sur le même projet sont en cours. Il s'agit d'une minéralisation en Cu encaissée dans l'unité leucotonalitique du Pluton de Chibougamau (Guha et al., 1984). La minéralisation est localisée dans une veine sub-horizontale composée de quartz, chlorite, albite, épidote et calcite. Les minéraux métalliques dans la veine sont essentiellement la pyrite et la chalcopryrite. Des quantités moindres de pyrrhotine, sphalérite, magnétite, tourmaline et or natif ont aussi été observées. La majorité de la veine est comprise dans une zone bréchifiée qui a été surimposée à une brèche ignée primaire, formée lors de la mise en place de la leucotonalite. L'altération reliée à l'événement minéralisateur s'est faite en plusieurs stades sous forme de veinules. Ces stades sont difficilement mis en évidence d'autant plus qu'une altération pénétrante les a précédés. Néanmoins, l'épisode minéralisateur est intimement associé à des veines de quartz, feldspath

et carbonate. Les études d'inclusions fluides déjà réalisées sur ce gisement suggère qu'il est l'expression d'un gîte de sub-surface d'un système porphyre (Guha et al., 1984).

2.4.5 Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau

Les indices du Lac Scott et Canray sont étudiés pétrographiquement par Ouellet (1986). Leurs caractéristiques sont les suivantes. Ces indices, minéralisés en Au, sont associés à des zones de cisaillement syn-kénoréens dans les unités tonalitiques et méladioritique de la partie ouest du Pluton de Chibougamau. Plusieurs phases d'altération ont été distinguées à l'heure actuelle par Ouellet. Le lecteur devra référer à sa thèse pour plus de détails sur les différents épisodes d'altération, leur chronologie et le contexte global de ces indices.

CHAPITRE 3

PRESENTATION SOMMAIRE DE L'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

3.1 But

L'objectif principal de ce chapitre est d'avoir une meilleure connaissance des températures (minimums) de piégeage des inclusions fluides dans le quartz. Ainsi, les rapports isotopiques de l'hydrogène de ces fluides, obtenus à partir de l'écrasement de quelques grammes de quartz, pourront être interprétés plus adéquatement.

3.2 Rappel

Pour parvenir à l'objectif visé, on se base sur:

1- les informations que nous apportent:

- a) les températures de fusion (T_f) des inclusions fluides
et/ou
- b) les températures de fusion des clathrates (T_{clat}) et/ou
- c) les températures d'homogénéisation (T_h) et/ou
- d) les températures de fusion du NaCl ($T_m \text{ NaCl}$)

2- la distribution de ces dernières l'une par rapport à l'autre.

Rappelons que T_f nous donne une indication sur la salinité du fluide, T_{clat} nous renseigne sur la présence ou l'absence de CO_2 (gaz carbonique) et/ou d'hydrocarbures et T_h et/ou $T_m NaCl$ nous informent sur la température minimale de piégage (T_p) et sur les conditions de salinité du fluide dans le quartz (Roedder, 1984).

3.3 Types d'informations disponibles

On dispose de deux types d'informations concernant les inclusions fluides des différents gîtes étudiés:

- 1- des ouvrages élaborés antérieurement aux analyses isotopiques, dont les principales conclusions seront citées plus bas (cf. section 3.4)
- 2- des données microthermométriques préliminaires, postérieures aux analyses isotopiques et effectuées sur les échantillons de quartz analysés. Ces données figurent à l'annexe 3 et sont présentées à la section 3.4 qui suit.

Avant ces travaux préliminaires, des lames de quartz polies sur les deux faces ont été décrites pétrographiquement. Leur description figure à l'annexe 2. L'étape suivante a consisté à sélectionner des groupes d'inclusions fluides alignées (si possible) représentatifs de tous ceux qui ont été écrasés pour l'analyse isotopique de l'hydrogène des fluides. Nous avons ensuite essayé de déterminer le caractère primaire, pseudo-secondaire ou secondaire des différents groupes. Enfin ces groupes ont été analysés ultérieurement par microthermométrie à

l'aide d'un appareil Chaixméca opérant entre -180 et +600 degrés C. Après la présentation des données microthermométriques, les différents types d'inclusions fluides seront distingués d'après le nombre, la nature et les rapports volumiques des phases qu'ils comprennent. Le refroidissement des inclusions fluides a parfois permis à certaines phases métastables d'être générées, ce qui a donc réduit le nombre de familles distinctes d'inclusions. Les résultats présentés dans la section 3.4 qui suit sont résumés au tableau 1.

3.4 Résultats

3.4.1 Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré

Pour ce type de gisements, les résultats sont basés sur les données détaillées de Guha et al. (1979), réalisées sur le dépôt Henderson et vérifiées sur les autres gîtes (Guha, données non publiées).

Dans le cas de la mine Henderson, deux types de fluide sont présents dans le quartz associé à la minéralisation (Guha et al., 1979):

- i- L+V+H (liquide-vapeur-halite) (d'autres solides tel que la chalcopryrite sont parfois présents)
- ii- riche en méthane.

Les inclusions de type i sont associées à des micro-fractures

TABLEAU 1. Résumé de certaines caractéristiques des inclusions fluides retrouvées dans le quartz associé à quelques gisements.

<u>GISEMENT</u>	<u>TYPES DE FAMILLES D'INCLUSIONS FLUIDES</u>	<u>TYPE DE FLUIDES</u>	<u>REFERENCES</u>
Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré	L+V+H ($V/T=5\%$) ($H/T=5\%$) Inclusions riches en méthane	Fluides sursaturés en NaCl; présence de cations bivalents	Guha et al. (1979)
Opémiska	L+V+H ($V/T < 5\%$) ($H/T < 5\%$) L+V ($V/T < 5\%$)	Fluides salins avec cations bivalents	Présente étude et Guha (données non publiées)
Cooke	L+V ($2 < V/T < 15\%$) L+V+H ($V/T < 5\%$) ($H/T < 5\%$)	Fluides salins avec cations bivalents	Présente étude
Gwillim	L+V ($V/T < 3\%$)	Fluides à faible salinité	Présente étude et Guha (données non publiées)
Devlin	L+V ($1 < V/T < 5\%$) ou ($20 < V/T < 25\%$) Inclusions riches en CO ₂ et hydrocarbures	Fluides salins avec cations bivalents+ CO ₂ +hydrocarbures; évidence d'ébullition	Guha et al. (1984) et Lange-Brard (1985)
Canray	L+V ($50 < V/T < 60\%$) L ₁ +L ₂ +V ₂ ($V_2=10\%$) ($L_2 < 2\%$) L+V ($V/T < 3\%$)	Fluides à très faibles salinités et fluide carbonique (?)	Présente étude
Lac Scott	L ₁ +L ₂ +V ₂ ($V_2=10\%$) ($L_2 < 2\%$) L+V ($V/T < 3\%$)	Fluides salins et fluide carbonique (?)	Présente étude

pseudo-secondaires et secondaires. Elles sont contemporaines à la phase minéralisatrice. Certaines de ces inclusions ont été piégées près du point de saturation en NaCl puisque deux cubes de halite ont été observés dans quelques inclusions (Guha et al., 1979). Elles ne montrent aucune évidence d'ébullition.

Les T_f des inclusions de type i varient de -64 à -26 degrés C, leur T_h de $+45$ à $+200$ degrés C, leur T_m NaCl, de $+110$ à plus de $+400$ degrés C et la température de minéralisation est établie à 240 ± 10 degrés C (Guha et al., 1979). Les données précédentes et des analyses de cations des inclusions fluides indiquent la présence de chlorures de sodium et de calcium.

3.4.2 Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures

Pour le gisement d'Opémiska, deux échantillons de quartz (OPM-4 et OPM-5) ont été étudiés du point de vue pétrographique. Cette étude indique que la formation de l'échantillon de quartz OPM-4 est antérieure à la précipitation des sulfures qui le recourent sous forme de micro-veinules. De plus, ces deux échantillons semblent avoir été tectonisés à différents degrés, étant donné l'importance de la fracturation et de l'allongement des grains. La reconnaissance de leurs inclusions fluides met en évidence deux types de fluide et possiblement un troisième (type iii):

i- L (liquide) + V (vapeur) + H (halite)

où V/T (vapeur/volume total) ≤ 5

et H/T (halite/volume total) $\leq 5\%$

ii- L+V où $V/T \leq 5\%$

iii- inclusion monophasée sombre de composition indéterminée

Les types de fluide i et ii se retrouvent dans des inclusions isolées ou disposées le long d'alignements pseudo-secondaires ou secondaires. Ces fluides sont donc contemporains ou postérieurs à la cristallisation du quartz. Les types i et ii peuvent se retrouver associés dans des fractures parallèles.

Les données microthermométriques des échantillons OPM-4 et OPM-5 diffèrent peu. Pour les inclusions de type i, les T_f s'échelonnent de -60.8 à -40.6 degrés C; les T_h , en phase liquide, de +93.7 à +136.8 degrés C et les T_m NaCl sont généralement comprises entre +121.8 et +161.8 degrés C, donc supérieures aux T_h . Faisons remarquer qu'aucun indice de sursaturation (inclusions à 2 cristaux de NaCl) n'a été détecté pour ce type. Pour les fluides de type ii, les T_f varient de -54.0 à -27.4 degrés C et les T_h , en phase liquide, de +66.2 à +141.8 degrés C.

Les données disponibles pour les diverses générations de fluides salins présents indiquent une présence notable de cations bivalents et des variations locales dans les concentrations en chlorures de ces éléments.

3.4.3 Gisements filoniens d'or

3.4.3.1 Cooke

L'étude pétrographique de l'échantillon de quartz COK-80-12 met en évidence du quartz microcristallin recoupé par du quartz beaucoup plus grossier associé à des grains de sulfures et carbonates, avec des traces de sulfures dans les zones de quartz microcristallin. Ces deux types de quartz peuvent être plus ou moins contemporains. L'étude préliminaire des inclusions fluides du même échantillon permet de distinguer, dans les grains de quartz grossiers (les inclusions fluides dans le quartz microcristallin sont soit absentes, soit de taille trop petite pour être étudiées), deux types de fluides:

i- L+V où $2 \leq V/T \leq 15\%$

ii- L+V+H où $V/T \leq 5\%$ et $H/T \leq 5\%$.

Les inclusions représentant ces deux types se retrouvent souvent dans des alignements secondaires, parfois pseudo-secondaires et sont aussi quelquefois isolées.

Les T_f pour les inclusions de type i sont similaires (-27.4 à -30.2 degrés C) tandis que les T_h diffèrent selon les rapports volumiques V/T. Les inclusions à rapport volumique élevé s'homogénéisent en phase liquide de +327.5 à +491.2 degrés C et décrépitent entre +471.2 et 508.0 degrés C; celles à rapport volumique faible s'homogénéisent de +79.4 à +111.8 degrés C. Sur la base des T_h , il

serait toujours possible de subdiviser les inclusions de ce type, jusqu'à la possibilité d'un troisième type. Pour le type ii, les T_f varient d'environ -38.5 à -47.0 degrés C, les T_h , de $+30.6$ à environ $+121.8$ degrés C et les T_m NaCl, d'environ $+171.8$ à $+223.6$ degrés C.

Les T_f ont quelquefois été déterminées grâce à l'observation de la bulle de vapeur, lorsque la glace était difficilement visible. C'est pourquoi certaines valeurs sont approximatives. De plus, l'homogénéisation se fait généralement en phase liquide sauf dans un cas où le point critique semble avoir été atteint ($T_f = -27$ degrés C; $T_h = +87$ degrés C).

Aucune chronologie n'a pu être établie entre les inclusions du type i ayant des degrés de remplissage différents. Par ailleurs, les températures de fusion disponibles indiquent une proportion variable de cations bivalents dans les inclusions fluides.

3.4.3.2 Gwillim

Les textures du quartz des lames GLM-82-8 et GLM-82-12 indiquent une recristallisation et un degré de tectonisme de faible à moyenne importance. L'observation de la lame GLM-82-12 permet de discerner le type de fluide suivant:

i- L+V où $V/T \leq 3\%$.

Les inclusions de type i s'associent généralement à des fractures nettement secondaires. Ces inclusions renferment occasionnellement un cristal de halite ($H/T = 5\%$).

Les T_f des inclusions de type i sont connues pour quatre d'entr'elles. Elles sont comprises entre -28.6 et -31.4 degrés C (indiquant une faible présence de cations bivalents) et reproductibles. Les T_h en phase liquide de ces mêmes inclusions sont +80.5, +82.5, +87.6 et +123.8 degrés C. Pratiquement toutes les inclusions s'homogénéisent à moins de +110 degrés C. A l'exception des quelques rares inclusions de type ii, il n'existe qu'un seul type de fluide dans l'échantillon GLM-82-12. Il est donc fort possible que l'analyse isotopique de l'hydrogène, pour cet échantillon de quartz, soit représentatif d'une seule source de fluide ou presque.

3.4.4 Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau

Cette section, axée strictement sur le dépôt Devlin, reprend les

résultats de Lange-Brard (1985) et Guha et al. (1984). Trois types de fluide se dégagent de ces travaux:

- i- L+V+H (KCl-CaSO₄-carbonates-sulfures et/ou d'autres solides sont présents à l'occasion)
- ii- L+V (NaCl ou d'autres solides sont parfois présents)
où $1 \leq V/T \leq 5\%$ ou $20 \leq V/T \leq 25\%$
- iii- riches en hydrocarbures et CO₂

Les deux premiers types sont prédominants et se retrouvent dans des inclusions pseudo-secondaires et secondaires dans le quartz associé à la minéralisation. Les inclusions du troisième type sont isolées et associées aux types i et ii. Les inclusions L+V+H sont contemporaines à l'épisode minéralisateur.

Pour les inclusions du type i, les T_f vont de -55 à -25 degrés C; les températures de fusion des clathrates, de 0 à +30 degrés C; les T_h, en phase liquide, de +50 à +180 degrés C et les T_m NaCl, de +80 à +270 degrés C. Ces T_m NaCl sont soit largement supérieures aux T_h correspondantes ou soit légèrement inférieures à ces dernières.

Les inclusions de type ii à faible rapport volumique (V/T), ont des T_f de -50 à -20 degrés C et des T_h, en phase liquide, de +100 à +200 degrés C tandis que celles à rapport volumique élevé montrent des T_f de -35 à -20 degrés C et des T_h, en phase vapeur, autour de +150 degrés C.

La température minimum des fluides est établie à environ 250 degrés C avec une ébullition autour de 150 degrés C (Guha et al., 1984, Lange-Brard, 1985).

3.4.5 Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau

3.4.5.1 Lac Scott

Le quartz de la lame R-135 est caractérisé par une recristallisation microcristalline très fréquente mais restreinte à une faible épaisseur aux bordures de grains. Les types de fluide suivants sont observés:

i- $L1+L2+V2$ où $5 < V2/T \leq 15\%$ et $L2/T \leq 2\%$

ii- $L+V$ où $V/T = 3\%$

iii- inclusion monophasée sombre de composition indéterminée

Il existe une incertitude pour le dernier type parce que ces inclusions n'ont pu être gelées. Le premier type est associé à des fractures pseudo-secondaires et secondaires tandis que le second est localisé dans des fractures secondaires. Les inclusions de type i et ii sont parfois intimement associées dans le même plan ou dans un plan voisin.

Les T_f et T_h des fluides de type ii sont respectivement de -23.5 et de +115 à +136 degrés C. Pour les inclusions de type i, une seule donnée de T_h est disponible, soit +410 degrés C. Certaines inclusions

de type i ont décrépitées, totalement ou partiellement, de +293 à +360 degrés C et cela, avant de s'homogénéiser. L'homogénéisation se fait en phase liquide pour les fluides de type i et ii.

3.4.5.2 Canray

L'échantillon de quartz CANR provient d'un filon qui contient des sulfures. Il est marqué par le tectonisme et un degré de recristallisation moyen. Il est associé à des grains de carbonate qui montrent aussi des signes de déformation. Il renferme des fluides de types:

i- L+V où $50 \leq V/T \leq 60\%$

ii- L1+L2+V2 où $5 \leq V2/T \leq 15\%$ et $L2/T \leq 2\%$

iii- L+V où $V/T \leq 3\%$

iv- inclusion monophasée sombre de composition indéterminée

Ces fluides sont soit dans des inclusions isolées ou soit associés à des fractures pseudo-secondaires et secondaires. Les rares inclusions qui ont pu être gelées sont celles de type iii. Leurs Tf sont voisines de 0 degrés C et leurs Th sont regroupées autour de +200 et 140 degrés C. Quelques inclusions pseudo-secondaires bien alignées de type i ont permis de déterminer une température minimale pour la formation de l'échantillon de quartz qui les renferment. Il faut noter que le rapport volumique de ces dernières inclusions est identique; donc il ne s'agit pas de piégeage hétérogène. A +532 degrés C, aucune de ces inclusions ne s'était homogénéisée. Il est possible d'estimer,

d'après les rapports volumiques à +532 degrés C, que l'homogénéisation aurait eu lieu en phase vapeur à environ +600 degrés C. Bien qu'aucune donnée ne soit disponible sur les inclusions de type ii, il est possible qu'elles représentent des inclusions CO₂ (gaz carbonique) + H₂O (eau).

CHAPITRE 4

PRESENTATION DE LA GEOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES

DE L'OXYGENE ET DE L'HYDROGENE

4.1 Introduction

Bien que la géochimie des isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène puisse être abordée sous un aspect pétrologique, elle sera ici traitée en relation avec les processus métallogéniques. Les ouvrages de base qui traitent de cette science sont ceux de Taylor (1974, 1979) et de Sheppard (1977, 1984). Ses principales applications en géologie consistent à :

- apporter des renseignements concernant la température de formation d'assemblages de minéraux hydrothermaux et/ou
- donner une indication du degré d'équilibre isotopique atteint chez ces minéraux et/ou
- fournir des informations concernant l'origine et l'histoire des fluides hydrothermaux.

Etant donné la possibilité d'avoir de petites perturbations de l'équilibre isotopique entre les minéraux hydrothermaux et les fluides associés, c'est plutôt la troisième application qui s'avère aujourd'hui la plus utile et c'est celle qui retiendra principalement notre attention dans ce qui suit.

Cette application repose sur le fait que les rapports isotopiques des diverses sources d'eau dans la croûte terrestre se distribuent dans des intervalles particuliers. Toutefois, certains domaines se chevauchent.

Les principaux types d'eaux retrouvés dans la croûte terrestre sont: les eaux météorique, marine, magmatique, métamorphique et les eaux de formation. Du point de vue isotopique, l'eau magmatique est celle qui vient du magma ou s'est équilibrée avec lui. De la même façon, l'eau métamorphique est celle qui provient de la déshydratation des roches métamorphiques ou s'est équilibrée avec elles. Enfin, les eaux de formation représentent les eaux très salines ou saumures qui stagnent ou se déplacent lentement dans des bassins sédimentaires de la croûte terrestre. Des études sur les eaux de formation de différents bassins indiquent que ces dernières originent au moins en partie d'une source météorique, étant donné que leurs compositions varient en fonction de la position géographique du bassin, tout comme celles des eaux météoriques. Les publications de Clayton et al. (1966), Hitchon et Friedman (1969) et Sheppard (1984) traitent de ce dernier type d'eau de façon plus élaborée. La figure 4 présente le diagramme de classification isotopique des eaux météorique, marine, magmatique et métamorphique de même qu'un exemple de distribution des compositions isotopiques pour des eaux de formation.

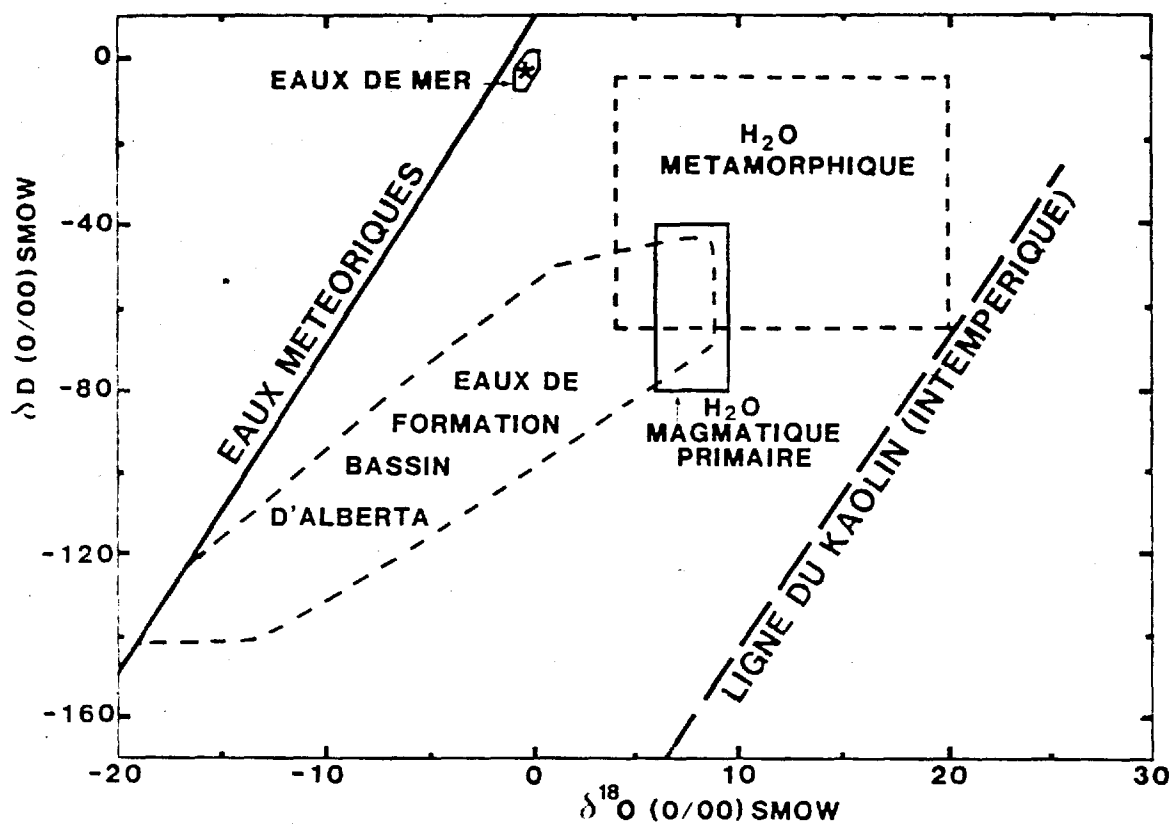


FIGURE 4. Diagramme de classification isotopique des eaux météorique, marine, magmatique et métamorphique et domaine des compositions isotopiques des eaux de formation du bassin d'Alberta (modifié d'après Sheppard (1977) et Hitchon et Friedman (1969)). L'astérisque représente la composition isotopique du standard international (SMOW: Standard Mean Ocean Water).

4.2 Généralités

Les isotopes considérés dans ce domaine sont l'oxygène de masse 16 (16O) et 18 (18O) et l'hydrogène de masse 1 (H) et 2 (D). Les rapports naturels 18O/16O et D/H sont approximativement de 1/500 et 1/7000. Cependant, on note que ces rapports varient faiblement d'un milieu ou composé à l'autre. Ces petites variations sont exprimées sous la forme de "d" (delta), défini mathématiquement par:

$$d_{18O} \text{ ou } dD (\%) =$$

$$\left(\frac{R \text{ échantillon}}{R \text{ standard}} - 1 \right) \times 1000$$

où R est le rapport 18O/16O ou D/H (Taylor, 1979).

Par exemple, un "d" de +5 signifie que l'échantillon est 5% ou .5% plus riche en isotopes lourds que le standard. Le standard le plus courant à l'heure actuelle est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) qui correspond à une composition isotopique particulière parmi les eaux océaniques (figure 4).

Le partage des isotopes entre deux composés A et B est défini par le facteur de fractionnement ou coefficient de partage isotopique "a" (alpha) où:

$$a_{AB} \text{ (ou } a_{AB}) = \frac{(180/160)_A}{(180/160)_B} \text{ ou } \frac{(D/H)_A}{(D/H)_B}$$

La différence des rapports isotopiques entre deux substances A et B est notée "DAB" i.e.

$$DAB = dA - dB.$$

On peut montrer que:

$$1000 \ln a_{AB} \approx DAB \text{ lorsque } D < 10.$$

C'est ce terme ($1000 \ln a$) qui est porté en ordonnée sur les diagrammes de fractionnement.

Le spectromètre de masse, qui sert à déterminer les rapports isotopiques, admet alternativement des portions infinitésimales de gaz (gaz carbonique (CO₂) pour le cas de l'oxygène et hydrogène (H₂) pour le cas de l'hydrogène) de l'échantillon et du standard. La façon de préparer ces gaz à partir des échantillons sera vue plus loin. La partie électronique rattachée au spectromètre s'occupe de comptabiliser les impulsions des masses 44, 45 et 46 pour le CO₂ ou 2 et 3 pour le H₂ et d'afficher les rapports $46/(44+45)$ ou $3/2$. Les rapports de l'échantillon et du standard permettent à un mini-calculateur de tirer le rapport isotopique de l'échantillon. La précision analytique est à environ +0.2% pour l'oxygène et +2% pour l'hydrogène.

4.3 Fractionnement isotopique

4.3.1 Généralités

Supposons la réaction suivante:



Le partage des isotopes 180 et 160 s'effectue de la même façon que dans le cas d'une réaction chimique réversible i.e. vers un état d'équilibre contrôlé par une constante K définie comme suit:

$$K = \frac{\text{Si 1802}}{\text{Si 1602}} \frac{(\text{H}_2 \text{ 160})^{1/2}}{(\text{H}_2 \text{ 180})} = \frac{(180/160) \text{ quartz.}}{(180/160) \text{ H}_2\text{O}}$$

Urey (1947) a montré que:

$$K = (a)^n \quad \text{où } n \text{ est le nombre d'atomes échangeables.}$$

Bigeleisen et Mayer (1947) et Urey (1947) ont constaté une relation linéaire entre $\ln K$ et le terme $(1/TxT)$ (degrés Kelvin) pour des gaz parfaits. La même règle s'applique approximativement pour plusieurs couples "minéral-H₂O". C'est la raison pour laquelle les diagrammes de fractionnement sont présentés sous la forme:

1000 $\ln a$ en fonction de $(1/TxT)$ (T en degrés Kelvin).

La théorie relative au fractionnement est revue par Hoefs (1980) et Richet et al. (1977). D'une façon simplifiée, il est la conséquence des différences d'énergie de liaison pour un isotope i (O ou H par exemple) dans des composés différents x, y, etc. Par exemple, l'isotope d'oxygène, de masse 18, est plus fortement lié avec le silicium du

quartz qu'avec l'hydrogène de l'eau.

4.3.2 Fractionnement de l'oxygène

4.3.2.1 Détermination des équations de fractionnement utilisées

4.3.2.1.1 Discussion du choix des équations utilisées

Les courbes de fractionnement minéral-H₂O peuvent être établies de façon expérimentale et/ou par calculs dans le cas des isotopes de l'oxygène et de façon expérimentale dans le cas des isotopes de l'hydrogène. A ce jour, la source d'erreur principale du calcul des coefficients de fractionnement pour les gaz est l'incertitude des constantes moléculaires de l'énergie de vibration (Richet et al., 1977). Par ailleurs, les travaux expérimentaux sur le fractionnement entre les minéraux et H₂O font face à une cinétique d'échange isotopique souvent très lente à basse température. Heureusement, l'expérimentation à haute pression peut accélérer les processus d'échanges des isotopes jusqu'à l'obtention de l'équilibre (Matsutisa et al., 1979). Pour ces raisons, les équations expérimentales ou leur extrapolation ont été préférées. Nous rappelons dans ce qui suit les travaux effectués sur le fractionnement isotopique des couples quartz-H₂O, muscovite-H₂O et chlorite-H₂O. L'attention sera surtout axée sur l'intervalle de températures compris entre 200 et 300 degrés C étant donné que les phénomènes étudiés se sont généralement produits dans cet intervalle.

4.3.2.1.2 Couple quartz-H₂O

Pour les températures comprises entre 250 et 800 degrés C, le lecteur peut se référer aux courbes calculées de Shiro et Sakai (1972) et Becker et Clayton (1976) ou aux courbes empiriques de Bottinga et Javoy (1973). On connaît également les résultats expérimentaux de Clayton et al. (1972) et ceux de Matsuhisa et al. (1979, 1978). Matsuhisa et al. (1979) ont déterminé leurs valeurs de fractionnement en rééquilibrant à 100% du quartz soumis à une pression de 20 Kbar. Leurs expériences sont basées sur un contrôle rigoureux par la méthode des trois isotopes. Nous nous sommes donc servi de leurs résultats i.e.

$$1000 \ln a_{\text{quartz-H}_2\text{O}} = \frac{3.34 \times 10^6}{T \times T \text{ (degrés Kelvin)}} - 3.31$$

entre $250 \leq T \leq 500$ degrés C.

Nous avons utilisé à une reprise l'équation suivante, déduite des travaux expérimentaux de Matsuhisa et al. (1979) entre 500 et 800 degrés C:

$$1000 \ln a_{\text{quartz-H}_2\text{O}} = \frac{2.05 \times 10^6}{T \times T \text{ (degrés Kelvin)}} - 1.16$$

4.3.2.1.3 Couple Muscovite-H₂O

Les seules données expérimentales pour ce couple nous proviennent des travaux de O'neil et Taylor (1969), obtenues à partir d'un gel de

kaolinite (qui s'apparente à la muscovite du point de vue structure et chimie), ou par échange d'ions alcalins. La température minimum lors de ces travaux est de 400 degrés C. La courbe kaolinite-H₂O de Savin et Epstein (1970) est par ailleurs connue pour des températures de l'ordre de 25 degrés C. Cette courbe est dans le prolongement linéaire de la courbe précédente. Nous nous sommes donc servi de l'interpolation de ces courbes pour les températures qui nous intéressent i.e. entre 300 et 200 degrés C. Mathématiquement, l'équation de O'neil et Taylor s'écrit:

$$1000 \ln a_{\text{musc-H}_2\text{O}} = \frac{2.38 \times 10^6}{T \times T} - 3.89$$

(degrés Kelvin)

4.3.2.1.4 Couple Chlorite-H₂O

L'extrapolation de la courbe de fractionnement empirique de Wenner et Taylor (1971) a été utilisée dans ce travail étant donné l'absence de données expérimentales. Leur courbe est établie pour des faciès métamorphiques de bas degré (environ schistes verts). Elle est calculée à partir des proportions de liaison Si-O et Al-O d'une chlorite et des coefficients de fractionnement respectifs de ces deux composés. Cette équation ne tient pas compte de la proportion variable d'Al d'une chlorite et conséquemment, son utilisation est hasardeuse tel que le suggèrent les travaux de Matthews et al. (1983). L'équation de la courbe empirique s'écrit:

$$1000 \ln a_{\text{chlorite-H}_2\text{O}} = \frac{1.56 \times 10^6}{T \times T} - 4.70$$

(degrés Kelvin)

4.3.3 Fractionnement de l'hydrogène

4.3.3.1 Problèmes rencontrés

A l'heure actuelle, la recherche portant sur le fractionnement isotopique de l'hydrogène pose plus de problème qu'elle n'en résout. D'abord, les travaux de Suzuoki et Epstein (1976) indiquent que le fractionnement entre certains minéraux ferro-magnésiens hydratés, appartenant aux micas et amphiboles, et H₂O dépend entièrement de la température et de la proportion de chacun des cations en coordination 6. Par contre, les recherches de Graham et al. (1980) sur les systèmes épidote-H₂O, zoisite-H₂O et AlO(OH)-H₂O montrent que le fractionnement n'est pas toujours sensible au changement de cette proportion de cation. Graham et al. (1984) vont plus loin en affirmant que les simples relations entre le facteur de fractionnement minéral-H₂O et la proportion de cation en site octahedral, proposées par Suzuoki et Epstein (1976) pour les micas, ne s'appliquent pas aux amphiboles. Graham et al. (1980), de leur côté, soulèvent le problème de la température de fermeture d'un système, étant donné les différences importantes de taux d'échanges d'isotopes d'hydrogène parmi les divers systèmes. Par ailleurs, Graham (1981) mentionne que des rééquilibrages isotopiques entre H₂O et des minéraux d'un assemblage sont possibles lors du refroidissement d'un système hydrothermal, et que cela peut s'effectuer de façon préférentielle pour certains

minéraux. Enfin, Graham et Sheppard (1980) ont montré l'influence de la salinité sur le fractionnement de l'hydrogène entre l'épidote et un fluide. Il faut rappeler que les valeurs de fractionnement sont généralement établies en fonction de l'eau pure. Cette influence de la salinité ne semble toutefois pas être notable dans le cas de l'oxygène (Truesdell, 1974). En l'absence de données expérimentales, beaucoup de précautions doivent être apportées dans les généralisations concernant le fractionnement de l'hydrogène entre un minéral et H₂O et l'extrapolation des courbes de fractionnement. Pour ces raisons, la composition en hydrogène du fluide sera plutôt basée sur les valeurs de dD se rapportant aux inclusions fluides, à moins que des incohérences flagrantes soient notables pour les rapports dD des échantillons de séricite et de chlorite. A titre indicatif, les lignes qui suivent présentent quelques références sur le fractionnement de l'hydrogène pour les couples muscovite-H₂O et chlorite-H₂O.

4.3.3.2 Couple Muscovite-H₂O

Son fractionnement est déterminé expérimentalement par Suzuoki et Epstein (1976) au-dessus de 450 degrés C et déduit par Lambert et Epstein (1980) entre 350 et 400 degrés C. Pour des températures inférieures, i.e. approximativement 250 degrés C, les données de Lambert (voir Lambert et Epstein, 1980) indiquent que la muscovite concentre les isotopes légers d'hydrogène par rapport à l'eau. Cet auteur propose des D muscovite-H₂O de -20 à 300 degrés C et -10 à 250 degrés C. Ces données s'appliquent naturellement au type de fluides rencontré dans son étude. En envisageant l'effet possible de la salinité

pour ce couple, les D muscovite-H₂O pourraient être compris, sous toute réserve, entre 0 et -30%. de 200 à 300 degrés C.

4.3.3.3 Couple Chlorite-H₂O

On ne dispose de données expérimentales qu'au-dessus de 300 degrés C (Taylor, 1974, Heaton et Sheppard, 1977). Par ailleurs, la difficulté de modéliser la chlorite du point de vue chimique rend très compliqué le calcul empirique de ses coefficients de fractionnement très compliqué. Toutefois, l'extrapolation des données existantes, pour des températures de l'ordre de 200 à 300 degrés C, suggère que la chlorite est en mesure de fractionner de façon notable (possiblement beaucoup plus que la muscovite) les isotopes légers d'hydrogène par rapport à l'eau. Encore une fois, sous toute réserve, des D chlorite-fluide compris entre -20 et -40%. peuvent être envisagés, compte tenu des effets de la salinité et des incertitudes sur les valeurs de fractionnement pour les températures comprises entre 200 et 300 degrés C.

4.3.3.4 Couple Méthane-H₂O

La courbe de fractionnement CH₄-H₂O à l'équilibre a été calculée par Bottinga (1969). Il importe de souligner pour les fins de cette étude qu'à une température d'environ 250 degrés C, l'eau sera approximativement 70%. plus riche en deutérium que le méthane coexistant.

4.4 Applications

4.4.1 Introduction

La géochimie isotopique peut être un outil intéressant à condition de savoir reconnaître ses limites d'applications. Ces limites lui sont dictées entre autres par:

- la connaissance géologique des cas étudiés
- la précision des courbes de fractionnement
- le degré d'équilibre isotopique
- la possibilité de rééquilibrage tardif (Graham, 1981)
- la différence de composition isotopique entre le fluide hydrothermal et le fluide à la source
- la superposition de certains domaines sur le diagramme de classification isotopique des eaux naturelles à l'époque considérée.

4.4.2 Géothermométrie

La géothermométrie se pratique sur un couple de minéraux. A l'heure actuelle, l'application se fait plutôt avec les isotopes de l'oxygène qu'avec ceux de l'hydrogène, étant donné que l'état des connaissances sur les courbes de fractionnement est plus avancé dans le cas des premiers. Les conditions essentielles pour pouvoir déduire une information paléothermométrique à partir d'un couple de minéraux sont:

- l'existence de l'équilibre isotopique créé par l'événement d'intérêt et
- l'analyse de substances pures

plus, naturellement, une calibration du facteur de fractionnement en fonction de la température.

La géothermométrie isotopique repose sur le fait que le fractionnement de l'oxygène entre deux substances A et B, noté "D AB", est fonction de la température et indépendante de la pression, ce qui peut se traduire mathématiquement sous la forme:

$$D_{AB} = 1000 \ln a_{AB} = f(10^6 / T^2 \text{ (K)})$$

Cette température marque généralement la formation des minéraux A et B, bien que des déséquilibres tardifs soient possibles. Ce phénomène de rééquilibrage, qui est fonction de la cinétique des réactions d'échanges isotopiques, peut constituer éventuellement une source d'erreurs pour cette application.

4.4.3 Détermination du degré d'équilibre entre des minéraux

Le degré d'équilibre isotopique entre les divers minéraux d'un assemblage peut être déterminé:

- par comparaison des températures isotopiques établies sur au moins 2 couples différents. Ces températures divergeront d'autant plus que le déséquilibre sera important;
- par vérification avec d'autres géothermomètres.

4.4.4 Détermination de l'origine d'un fluide

4.4.4.1 Détermination des rapports d18O et dD du fluide hydrothermal

Il existe deux manières de connaître les rapports isotopiques d'un fluide hydrothermal:

- soit par analyse directe des inclusions fluides du quartz ou du fluide lui même. Dans le premier cas, seul le dD peut être évalué puisque l'oxygène du fluide se rééquilibre avec celui du quartz;
- soit par calculs à partir de plusieurs analyses isotopiques de minéraux d'un assemblage ayant été en équilibre avec le fluide en question, de leur température de formation et des courbes de fractionnement minéral-H₂O.

L'analyse directe des inclusions fluides contenues dans un échantillon de quartz d'environ 10 grammes ne permet évidemment qu'une détermination du dD moyen de celles-ci parce qu'un tel échantillon peut renfermer plusieurs générations de fluides d'origine différente. Une étude des inclusions fluides a donc été réalisée (dans le cas où aucune étude du genre n'avait été effectuée) conjointement à l'étude isotopique pour établir le nombre de générations d'inclusions présentes et leurs caractéristiques chimiques approximatives.

4.4.4.2 Evolution isotopique du fluide hydrothermal depuis la source

Tout genre de réaction chimique (mettant en jeu des atomes d'oxygène et/ou d'hydrogène) ou d'échange d'isotopes entre un fluide et

une roche est en mesure de modifier leurs rapports isotopiques. L'importance de cette modification dépend de l'ampleur de ces réactions et/ou échanges (menant à un état d'équilibre), du fractionnement qui leur est associé, de l'écart entre les compositions isotopiques initiales du fluide et de la roche et finalement de la proportion de fluide par rapport à la roche, i.e. le rapport eau/roche. Toutefois, le rapport D/H est généralement tamponné par le fluide pour des raisons de bilan de masse.

4.4.4.3 Distribution isotopique des eaux naturelles

Une revue des différents types d'eaux est présentée par Taylor (1974, 1979) et Sheppard (1977, 1984). Il importe ici de les discuter.

Les eaux actuelles d'origine météorique et marine sont analysées directement tandis que les compositions isotopiques des eaux magmatique et métamorphique sont déterminées par calculs, à partir de l'analyse des roches magmatiques et métamorphiques associées et des températures pertinentes. Quant aux eaux de formation, leur composition peut être déterminée par l'une ou l'autre des deux façons. Les limites des intervalles de compositions pour ces trois derniers types d'eaux ne sont donc pas rigides (figure 4).

Etant donné que la région d'étude est d'âge précambrien, il faut se demander si la distribution isotopique des eaux naturelles était identique à cette époque. Rien ne nous permet de croire que les eaux d'origine magmatique et métamorphique aient pu modifier leur signature

depuis cette ère. Nous ne pouvons être aussi catégorique pour les deux autres. Toutefois, en l'absence de données démontrant le contraire, la composition isotopique de l'eau de mer est considérée comme étant semblable à la composition actuelle (Taylor, 1977). Il en est de même pour les rapports isotopiques des eaux météoriques, contrôlés par ceux de l'eau de mer et par des processus d'évaporation et de précipitation, et pour les rapports des eaux de formation qui ont certains liens génétiques avec ces deux derniers types d'eaux.

4.5 Choix et traitement des échantillons

Les échantillons les plus purs de quartz, séricite et chlorite ont été choisis parmi plusieurs collections pour faire l'objet de cette étude. Tous étaient intimement associés à la minéralisation d'un des gîtes ou indices apparaissant à la figure 2. Le quartz fut prélevé dans les veines, la séricite et la chlorite dans les épontes. Un contrôle pétrographique a permis de constater que ces trois minéraux de même que les sulfures sont en équilibre étant donné qu'ils montrent tous des jonctions triples communes. Un autre échantillon fait également partie de cette étude. Cependant, il ne se rattache à aucune minéralisation. Il s'agit d'un échantillon d'anorthosite altérée (JG-83-1). La description et la localisation de tous les échantillons analysés sont présentées à l'annexe 1.

Les échantillons analysés ont fait l'objet d'un bon tri manuel et ont été fragmentés à l'aide d'un mortier "Dabiche". La fraction comprise entre 1.1 et .6 mm a été conservée pour l'extraction qui est

décrite plus loin. Une vérification finale de leur degré de pureté au microscope binoculaire montre que les poudres de quartz, séricite et chlorite utilisées sont essentiellement pur à plus de 99%. En se basant sur les rendements obtenus lors de l'extraction (l'extraction sera discutée à la section 4.6 ci-dessous) de l'hydrogène des échantillons de séricite et chlorite, il n'y a aucune évidence d'impuretés dans les poudres de ces minéraux. L'échantillon JG-83-1 a été analysé en tant que roche totale.

4.6 Techniques d'extraction

Nous présentons ici un résumé des procédures techniques qui suivent le traitement des échantillons.

4.6.1 Cas de l'oxygène

La procédure est détaillée par Clayton et Mayeda (1963). Les échantillons de poudre obtenus lors de l'étape antérieure sont au préalable déposés dans un dessiccateur. Entre 15 et 20 mg en sont pesés. Ils sont étuvés à 120 degrés C pendant 2 heures. Ils sont ensuite introduits dans des tubes en nickel à l'aide de seringues. Le remplissage se fait sous un flux d'azote pur pour éviter l'introduction d'humidité. Pour éliminer toute l'eau d'humidité absorbée sur la poudre, les tubes sont pompés d'abord sous vide primaire avec un pré-chauffage léger en présence de pentafluorure de brome (BrF_5) et ensuite sous vide secondaire pendant 3 heures. Les tubes sont chauffés au chalumeau à plusieurs reprises pour faciliter le dégazage.

Cependant, le bas des tubes, où se trouve la poudre, n'est pas chauffé directement. Un test d'étanchéité est effectué à la fin de la période de pompage. Une quantité déterminée de BrF_5 est introduite dans tous les tubes. Ces derniers sont ensuite portés à une température de 550 à 600 degrés C pendant une nuit.

L'extraction se fait sous forme de CO_2 par passage de l'oxygène de l'échantillon sur un barreau de graphite à environ 750 degrés C. Une grande précaution a été portée pour éviter la production de CO (qui fractionne l'oxygène différemment du CO_2) tout au long de la procédure. Les quantités de gaz obtenues et mesurées sur un manomètre calibré ont permis de déterminer des rendements. Ces rendements sont utilisés sur une base absolue (dans le cas du quartz) ou comparative (pour les autres minéraux). Les échantillons de CO_2 ont été analysés aussitôt au spectromètre sauf exceptions, dans lesquels cas, ils ont été purifiés par piégeage dans l'azote liquide et pompés; ceci, pour ne pas introduire de pollution dans le spectromètre.

4.6.2 Cas de l'hydrogène

Deux types de préparation sont nécessaires selon le type d'échantillon.

4.6.2.1 Cas des minéraux anhydres renfermant des inclusions fluides

La composition isotopique de l'hydrogène des inclusions fluides est déterminée par écrasement de fragments centimétriques d'un minéral

(généralement du quartz) chargés dans un tube en acier inoxydable. Les fragments sont auparavant gardés au dessiccateur. Les tubes utilisés sont soigneusement nettoyés au trichlore, dans un bac à ultra-sons, et sont ensuite chauffés fortement au chalumeau sous pompage pour éviter la contamination par des corps gras (composés d'hydrogène). Cinq à quinze grammes de matériel sont utilisés suivant la densité d'inclusions fluides. Avant l'écrasement, chaque tube est dégazé sous vide primaire ou secondaire pendant au moins une nuit à moins de 120 degrés C. La température est choisie pour éviter la décrépitation des inclusions. Un test d'étanchéité est effectué sur une période d'environ 15 minutes.

L'extraction, d'une durée d'environ 5 minutes, suit immédiatement l'écrasement réalisé sous une charge de 15 tonnes. L'eau libérée est d'abord condensée dans l'azote liquide et ensuite réduite sur un four à uranium à 800 degrés C, après s'être débarrassé du CO₂, à l'aide d'un piège à acétone au point de congélation. L'hydrogène ainsi produit est récupéré à l'aide d'une pompe "toepler".

4.6.2.2 Cas des minéraux hydratés

Environ 40 mg (pour la chlorite) et 120 mg (pour la séricite) de poudre sont prélevés des échantillons préparés antérieurement pour l'analyse de l'oxygène. Il s'agit ensuite de les introduire dans un tube de quartz contenant des creusets de molybdène et platine ayant été chauffé à environ 1300 degrés C sous vide à l'aide d'un four à induction. Les échantillons sont dégazés de façon similaire aux

minéraux anhydres. Un test d'étanchéité est aussi réalisé dans ce cas. L'extraction consiste à libérer l'eau de structure des minéraux hydratés en chauffant à 1300 degrés C grâce au four à induction. Le reste de la procédure est identique à ce qui est décrit précédemment pour le cas des minéraux anhydres. La quantité minimale d'hydrogène réduit in situ par le minéral hydraté a été récupérée.

4.7 Standardisation et corrections

Les rapports isotopiques d_{18O} et dD obtenus ont été d'abord reportés par rapport au même aliquote de leur référence "maison" respective. Ils ont ensuite été recalculés par rapport au SMOW en se basant sur les standards internationaux NBS 28 (et VQS, standard "maison") pour l'oxygène et le NBS 1 et le SMOW pour l'hydrogène. Mentionnons ici que tous les standards internationaux ne donnent pas forcément la même valeur par rapport au SMOW sur deux spectromètres de masse différents (Blattner et Hulston, 1978). C'est pourquoi les standards internationaux ont été soigneusement normalisés par rapport au SMOW. Dans cette étude, le NBS 28 donne un d_{18O} (par rapport au SMOW) de +9.6%. et le NBS 1, un dD (par rapport au SMOW) de -47.6%..

4.8 Résultats

Les rapports isotopiques d_{18O} et dD de tous les échantillons analysés (cf. annexe 1 pour la description et la localisation) apparaissent au tableau 2 qui suit. Ils sont reportés sur les graphiques des figures 5 à 12 selon leur occurrence. Ces résultats sont discutés au chapitre 5.

TABLEAU 2. Rapports isotopiques d18O et dD des échantillons analysés (quartz (QZ), séricite (SER), chlorite (CH) et roche totale (X)) provenant des gisements Henderson (HEN), Portage (POR), Copper-Rand (CR), Cedar Bay (CED), Campbell (MMP), Opémiska (OPM), Cooke (COK), Gwillim (GLM), Devlin (DEV) et des indices du Lac Scott (LS) et Canray (CANR) et rapports isotopiques calculés et/ou mesurés pour les fluides en équilibre avec ces échantillons selon la température choisie. L'échantillon JG-83-1 provient du secteur sud du Complexe du Lac Doré. Référez à l'annexe 1 pour la description mégascopique, la localisation et les remarques concernant ces échantillons.

NO ET TYPE D'ÉCHANTILLON	d18O (%) SMOW	dD (%) SMOW	T(deg.C) CHOISIE	d18O CALCULÉ POUR LE FLUIDE	dD MESURE SUR LES INCLUSIONS FLUIDES
--------------------------	---------------	-------------	------------------	-----------------------------	--------------------------------------

GISEMENTS ENCAISSÉS DANS LE COMPLEXE DU LAC DORÉ

roche encaissante: méta-anorthosite

structure: zones de cisaillement NW et NE ayant développé des schistes à séricite

caractéristiques: veines de Cu-Au avec traces de Zn et Ni

minéraux associés: quartz-carbonates-séricite-chlorite-sulfures

fluides: saumures (NaCl + CaCl₂), méthane coexistant

HEN-180	QZ	+10.3	-21	240	+0.9	-21
HEN-218	QZ	-	-43	240	-	-43
HEN-83-51	QZ	+9.9	-	240	+0.5	-
HEN-601	QZ	+10.9	-37	240	+1.5	-37
HEN-316	QZ	+11.0	-	240	+1.6	-
HEN-331	QZ	+10.9	-57	240	+1.5	-57
HEN-78-5	CH	+3.5	-36	240	+2.3	-36
HEN-292-B	CH	-	-43	240	-	-
HEN-230	CH	+3.0	-37	240	+1.8	-
HEN-83-6	SER	+6.6	-25	240	+1.4	-
POR-82-1	QZ	+10.0	-24	240	+0.6	-24
POR-81-1	SER	+6.3	-21	240	+1.1	-
CR-30R-187-10.5	QZ	+11.0	-27	240	+1.6	-27
CR-113	QZ	+11.4	-24	240	+2.0	-24
CR-82-335	CH	+3.4	-38	240	+2.2	-
CR-31R-52-144	CH	-	-41	240	-	-
CR-79-2	CH	-	-56	240	-	-
CR-30R-187-20	SER	+6.6	-21	240	+1.4	-
CED-22	QZ	+10.9	-35	240	+1.5	-35
MMP-79-16	QZ	-	-71	240	-	-71
JG-83-1	RX	+7.1	-26	-	-	-

GISEMENT ENCAISSE DANS LE FILON-COUCHE VENTURES

roche encaissante: gabbro (Ventures)
 structure: failles et fractures reliées à la ceinture de
 cisaillement du Lac Gwillim, syn-kénoréen
 caractéristiques: veines de Cu-Au-Ag avec traces de W et Mo
 altération peu développée
 minéraux associés: quartz-carbonates-chlorite-sulfures
 fluides: salins avec cations bivalents

OPM-5	QZ	+10.0	-35	200-300	(-1.6, +3.1)	-35
OPM-4	QZ	-	-45	200-300 ?	-	-45
OPM-83-50	CH	-	-57	200-300 ?	-	-

GISEMENTS FILONIENS D'OR

roche encaissante: gabbro - filon couche de Bourbeau (Cooke);
 gabbro et basalte - Formation de Gilman (Gwillim)
 structure: zones fracturées et/ou cisailées EW, kénoréen précoce
 caractéristiques: veines de Au-Cu (Cooke, Gwillim)
 altération variable (chloritisation, silicification
 carbonatation); à proximité de plutons tonalitiques
 kénoréens tardifs (Cooke);
 sulfures massifs à proximité (Gwillim)
 minéraux associés: quartz-carbonates-chlorite-sulfures (Cooke)
 quartz-carbonates-chlorite-sulfures (Gwillim)
 fluides: salins, cations bivalents présents (Cooke)
 peu salins (Gwillim)

COK-80-12	QZ	+12.6	-62	400-500	(+8.5, +10.3)	-62
GLM-82-12	QZ	+13.2	-50	150-->?	(-2.2 ----> ?)	-50
GLM-82-8	CH	+7.6	-	?	-	-

GISEMENT ENCAISSE DANS LE PLUTON DE CHIBOUGAMAU

roche encaissante: tonalite
 structure: failles et fractures sub-horizontales
 caractéristiques: veines de Cu; bréchification; séricitisation
 et propylitisation avec albite et carbonate;
 séquence d'altération complexe
 fluides: de basses températures et très salins avec NaCl, CaCl₂, KCl,
 CH₄ et CO₂

DEV-R-132-201	QZ	+9.3	-	150-250	(-6.1, +0.4)	-
DEV-82-20	QZ	+9.1	-17	150-250	(-6.3, +0.2)	-17
DEV-82-19	QZ	-	-40	150-250 ?	-	-40
DEV-R-148-1420	CH	+4.3	-36	150-250 ?	-	-

INDICES ENCAISSES DANS LE PLUTON DE CHIBOUGAMAU

roche encaissante: diorite, tonalite

structure: zones cisailées et fracturées

caractéristiques: indices minéralisés d'au

fluides: salins, présence de cations bivalents, très hautes
températures, fluide carbonique (?)

LS-R-135	QZ	+10.8	-78	400-500	(+6.7, +8.5)	-78
CANR-80-10	QZ	+10.8	-69	550-650	(+8.9, +9.6)	-69

CHAPITRE 5

DISCUSSION ET INTERPRETATION DES RESULTATS ISOTOPIQUES

5.1 Introduction

La confiance dans l'interprétation des données isotopiques dépend naturellement du nombre de données et de l'ampleur des connaissances géologiques sur le sujet étudié. Tel qu'il peut être constaté aux sections 2.4 et 3.4.1 et au tableau 2, les gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré sont beaucoup mieux appuyés, par des données géologiques et géochimiques, que tous les autres gîtes étudiés ici. C'est pourquoi l'interprétation de leurs données sera plus précise et valable. Dans le cas des autres dépôts, les hypothèses les plus probables seront présentées, compte tenu du contexte géologique. Toutefois, avant de confirmer ces hypothèses, des données supplémentaires, autant géologiques que géochimiques, seraient nécessaires.

5.2 Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré

5.2.1 Informations générales déduites des données isotopiques

Les rapports isotopiques d_{18O} et dD des échantillons de quartz, séricite et chlorite associés aux minéralisations de type Henderson

apparaissent à la figure 5. Cette figure montre de façon générale un regroupement des rapports isotopiques des échantillons de séricite et chlorite autour de +6.5 et +3.3 respectivement pour l'oxygène et -23 et -40 pour l'hydrogène. Il existe toutefois un échantillon de chlorite (CR-79-2) avec un rapport dD de -56. Les d180 des échantillons de quartz sont également compris dans un intervalle relativement restreint i.e. de +9.9 à +11.4; les échantillons de la zone B de la mine Henderson et celui du gisement Portage présentent des rapports d180 légèrement inférieurs aux autres échantillons de quartz (= +10.1 vs = +11.0). Si cet écart se révélait significatif lors d'analyses ultérieures, il pourrait être le reflet de conditions de température légèrement différentes et/ou des réajustements mineurs de la composition en oxygène du fluide. Les dD des échantillons de quartz sont cependant beaucoup plus étalés, et cela, sans distinction particulière quant à leur localisation. Ils s'échelonnent de -21 à -71.

Tel que mentionné à la section 4.6, le dD d'un minéral hydraté représente la composition de l'eau de structure (OH) tandis que celui du quartz représente la composition moyenne de l'eau des inclusions fluides contenues dans environ 10 grammes de quartz.

Les calculs de température isotopique, déduite à partir des rapports isotopiques en oxygène (cf. section 4.3.2 pour les équations de fractionnement utilisées), donnent environ +340 degrés C pour les couples séricite-chlorite et des valeurs comprises entre +200 et +310 degrés C pour les couples quartz-séricite. Toutefois, la marge d'erreur sur la première valeur (i.e. +340 degrés C) peut être considérable

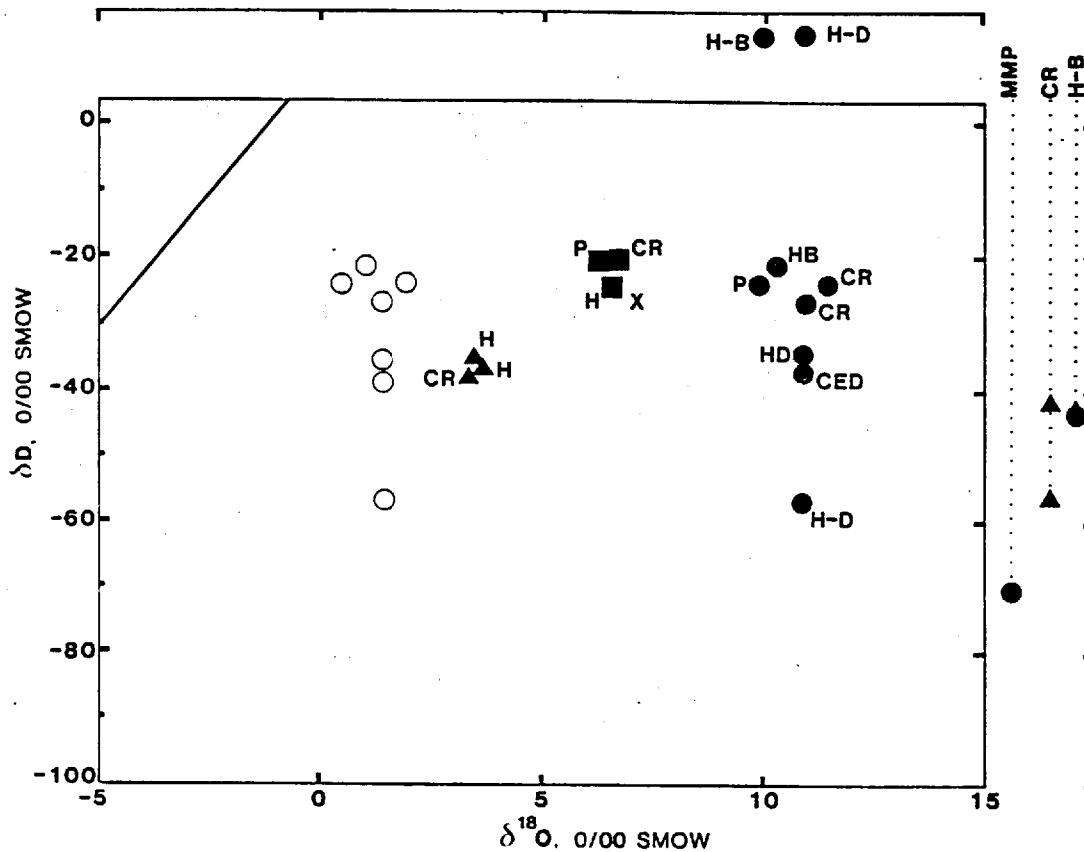


FIGURE 5. Distribution des rapports dD-d18O (cf. Tableau 2) des échantillons de quartz (point noir), séricite (carré), chlorite (triangle) et roche totale (X) des gisements Henderson (HB pour la zone B et HD pour la zone D), Portage (P), Copper-Rand (CR), Cedar Bay (CED) et Campbell (MMP), encaissés dans le Complexe du Lac Doré. Le rapport dD des échantillons de quartz représente la composition moyenne des inclusions fluides contenues dans environ 10 grammes de quartz tandis que celui de la séricite et de la chlorite représente l'eau de structure (OH). Les données à l'extérieur du cadre correspondent aux échantillons analysés soit pour la composition en oxygène ou soit pour celle en hydrogène. Les cercles ouverts indiquent la composition du fluide établie à partir des rapports isotopiques du quartz.

(possiblement de l'ordre de la cinquantaine de degrés C ou même plus) parce qu'il existe, pour les températures de cet ordre, une forte incertitude sur la courbe empirique de fractionnement chlorite-H₂O. En ce qui concerne la géothermométrie basée sur des rapports dD d'échantillons de séricite et chlorite, elle est non recommandable, dans le cas présent, à cause d'un manque de données et des incertitudes sur le fractionnement de l'hydrogène (cf. section 4.3.3).

Compte tenu de toutes les erreurs possibles (courbes de fractionnement, erreurs expérimentales, etc.) et du fait que ces échantillons ont été prélevés sur une grande étendue (quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres), les informations isotopiques disponibles nous indiquent qu'il n'y a aucune évidence de déséquilibre isotopique important parmi les échantillons analysés. De plus, ces températures concordent relativement bien avec la température de minéralisation (240 ± 10 degrés C) déduite de l'étude des inclusions fluides à Henderson. Ceci suggère donc que les échantillons analysés se sont figés isotopiquement non loin de 240 degrés C. C'est d'ailleurs cette température qui a été retenue pour le calcul de la composition isotopique en oxygène du fluide hydrothermal (figure 5). Ce calcul a été réalisé à partir des rapports d18O des échantillons de quartz, séricite et chlorite (cf. tableau 2). Toutefois, les résultats les plus fiables sont ceux qui ont été établis à l'aide de la courbe de fractionnement quartz-H₂O de Matsuhisa et al. (1979) (cf. section 4.3.2).

Ces résultats, ainsi que les rapports dD mesurés sur les

inclusions fluides des échantillons de quartz, permettent de délimiter un intervalle de variation pour les compositions isotopiques des fluides associés à plusieurs gisements du Complexe du Lac Doré. Cet intervalle est illustré à la figure 6. De façon générale, les rapports d_{180} des fluides hydrothermaux se regroupent autour de +1.5 tandis que les rapports dD se situent pour la plupart entre -20 et -40, certaines valeurs pouvant toutefois atteindre -71. Ceci indique que le d_{180} du fluide est demeuré relativement constant au cours de l'épisode hydrothermal alors que son dD a subi une variation relativement marquée. Bien que les rapports dD des échantillons de séricite et chlorite ne permettent pas de déterminer la composition en hydrogène du fluide de façon satisfaisante, ils ne présentent pas d'incohérences évidentes avec les compositions isotopiques les plus riches en deutérium (i.e. des dD élevés) correspondant aux inclusions fluides.

L'hypothèse la plus plausible pour expliquer ces constatations est le dégazage du méthane présent dans le fluide. Tel que mentionné à la section 4.3.3.4, à 250 degrés C, l'eau est approximativement 70% plus riche en deutérium que le méthane coexistant. Ainsi, le dégazage du méthane est en mesure d'enrichir considérablement l'eau du fluide en deutérium (i.e. d'augmenter les rapports dD de l'eau), dépendamment de la quantité de méthane initialement présente dans le fluide. Bien qu'un mélange de fluides de sources différentes puisse facilement expliquer l'importante variation isotopique en hydrogène, il est peu probable que ce même mélange ait produit du quartz, de la séricite et de la chlorite avec des d_{180} si uniformes, compte tenu du ré-équilibre des fluides avec les roches traversées avant d'arriver au lieu du dépôt

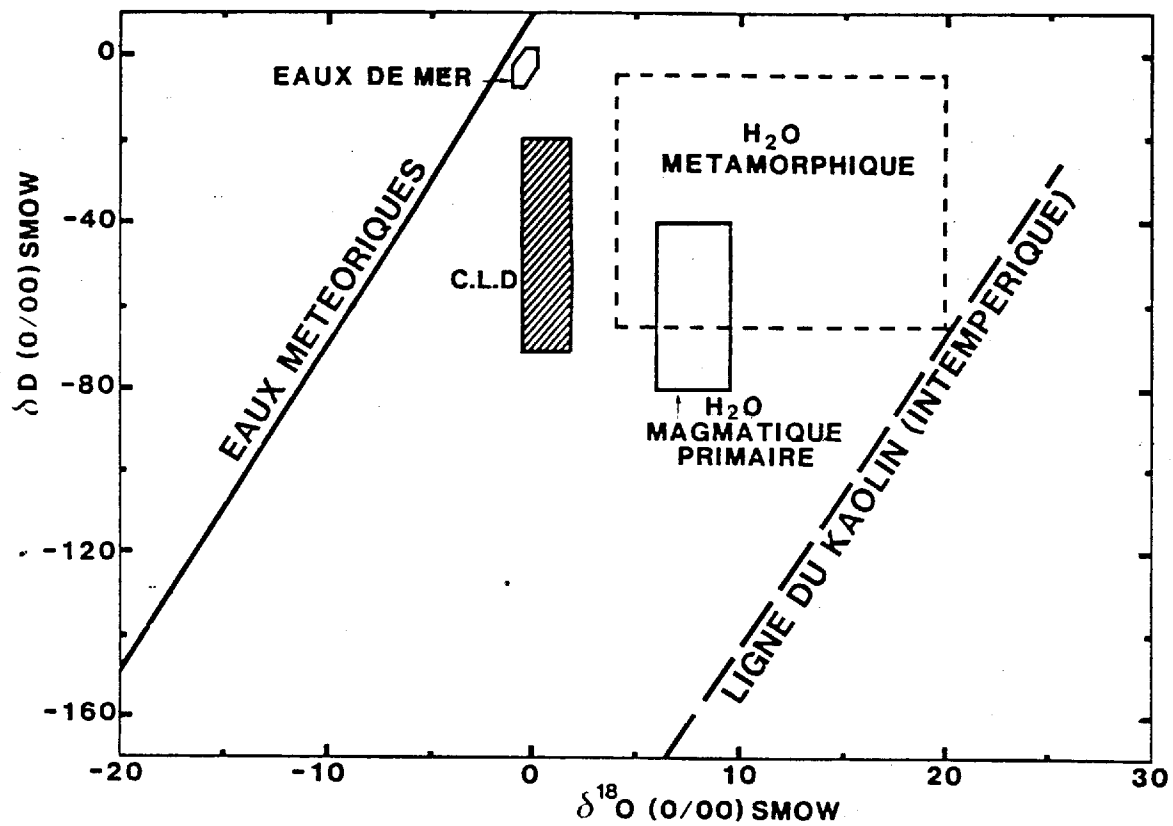


FIGURE 6. Intervalle (hachuré) des rapports $dD-d^{18}O$ déduits pour les eaux associées aux minéralisations du Complexe du Lac Doré.

et des contributions variables de chaque type de source, et cela tout au long de l'événement hydrothermal. Des analyses isotopiques additionnelles seraient quand même souhaitables pour confirmer cette affirmation.

L'explication envisagée ci-haut implique que la composition isotopique de la source se situe à environ +1.5 pour l'oxygène et possiblement non loin de -70 pour l'hydrogène. Le dégazage subséquent du méthane aurait ensuite permis au fluide d'atteindre des rapports en deutérium beaucoup plus élevés, de l'ordre de -20 (figure 6). Il est difficile d'établir, dans la présente étude de reconnaissance, l'ampleur de l'évolution de la composition en hydrogène du fluide. Des études ultérieures plus élaborées permettront sans doute d'éclaircir cet aspect.

5.2.2 Source des fluides minéralisateurs

Tout d'abord, la similarité entre le $\delta 180$ moyen d'une roche anorthositique fraîche ($\delta = +7$) (Taylor, 1974) et son équivalent altéré (échantillon JG-83-1: +7.1), provenant d'une zone non minéralisée, suggère que le métamorphisme et tout événement hydrothermal possible n'ont pas modifié de façon notable la composition isotopique initiale des roches anorthositiques. Nous pouvons donc assumer que le $\delta 180$ global de la roche hôte était environ +7 avant l'événement minéralisateur.

Une estimation du $\delta 180$ moyen de l'assemblage

quartz-séricite-chlorite (figure 5) diffère sûrement très peu de +7. Nous pouvons donc en déduire que le ré-équilibre isotopique en oxygène des fluides minéralisateurs, depuis leur source, a peu changé la composition isotopique des roches-hôtes. Ceci suggère que la source des fluides devait avoir une signature isotopique relativement proche des fluides calculés, à moins que le rapport eau/roche ait été vraiment très faible, ce qui est peu probable, compte tenu des volumes d'eau considérables qui ont dû être mis en jeu pour donner l'énorme quantité de minerai connue à ce jour dans le Complexe du Lac Doré.

Ainsi la détermination de la source de fluides sera basée sur ces rapports isotopiques, mentionnés plus haut (i.e. $\delta^{18}O \approx +1.5$ et $\delta D \approx -70$), et sur le fait qu'il s'agit, de façon prédominante, d'une source unique (par opposition à un mélange de fluides de sources différentes).

Selon ces conditions, une source magmatique ou météorique seule ne peut pas être envisagée parce que leur $\delta^{18}O$ initial diffère largement de celui calculé pour les fluides précoces. En effet, leur rapport serait respectivement supérieur à +7.5 pour un éventuel magma felsique (Sheppard, 1977) et d'environ -10 pour une eau météorique ayant un rapport δD initial égal à celui des fluides minéralisateurs (≈ -70 , tel que mentionné plus haut). Similairement, des eaux d'origine marine ou métamorphique sont peu probables parce que leurs δD et/ou leurs $\delta^{18}O$ sont différents de ceux calculés pour les fluides. Par ailleurs, des fluides météoriques et marins ne pourraient pas expliquer la très forte salinité des fluides associés aux gisements du Complexe du Lac Doré.

Par contre, une source dérivée d'une eau de formation (cf. figure 4) peut expliquer à la fois la composition isotopique calculée pour le fluide et la forte salinité, de même que la présence de méthane, dans les inclusions fluides associées à ce type de minéralisation. Ceci concorde avec les résultats des travaux portant sur le contexte géologique (Guha et al., 1983, Archambault et al., 1984, Dimroth et al., 1984) et la géochimie (Thorpe et al., 1981, 1984, Guha et al., 1979). Ces travaux ont suggéré entre autres l'hypothèse d'une eau de formation comme étant la source des minéralisations du Complexe du Lac Doré (Guha, 1984). Cette eau de formation serait reliée à des formations sédimentaires d'âge protérozoïque, dont quelques reliques se retrouvent dans la région (figure 2).

5.3 Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures

5.3.1 Informations déduites des données isotopiques

Les rapports isotopiques $\delta^{18}O$ et δD (tableau 2) de deux échantillons de quartz et un échantillon de chlorite sont reportés sur la figure 7. La température isotopique calculée à partir du fractionnement de l'oxygène pour le couple quartz-chlorite de la figure 7 est de +305 degrés C. Toutefois, ces échantillons n'ont pas été prélevés côte à côte; ils ne sont donc pas nécessairement intimement associés. D'un autre côté, les quelques données microthermométriques disponibles indiquent des T_m NaCl et des T_h égales ou plus basses que +160 degrés C (cf. section 3.4.2). Celles-ci reflètent des températures minimales de piégeage. Compte tenu de ces affirmations, la composition en oxygène du fluide sera déterminée en

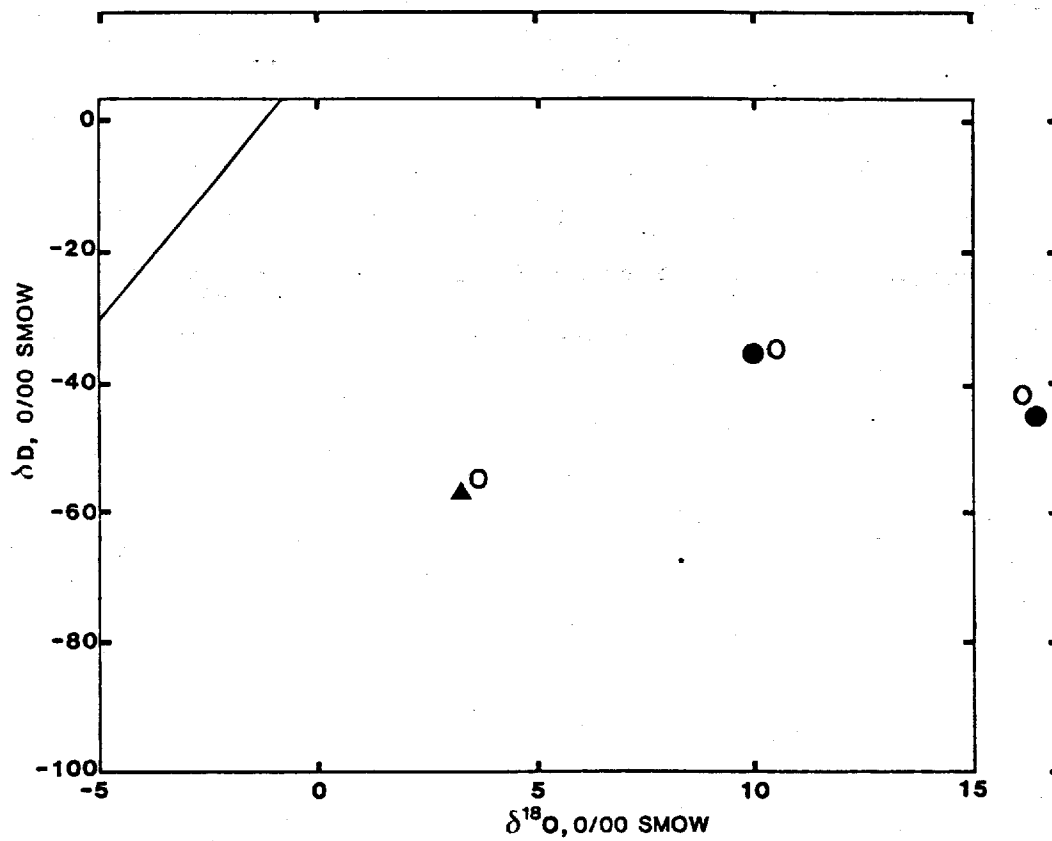


FIGURE 7. Distribution des rapports $dD-d^{18}O$ des échantillons de quartz (point noir) et chlorite (triangle) du gisement Opémiska (O), encaissé dans le filon-couche Ventures.

considérant la seule valeur d_{180} disponible pour le quartz (i.e. +10.0 pour l'échantillon OPM-5) et l'intervalle de température de formation le plus probable pour cet échantillon, soit de 200 à 300 degrés C.

Ainsi, l'équation de fractionnement quartz-H₂O de Matsuhisa et al. (1979), ou son extrapolation, permet de limiter l'intervalle de composition en oxygène du fluide en équilibre avec l'échantillon OPM-5 à -1.6 et +3.1 (figure 8). Quant à sa composition en hydrogène, elle peut être estimée à approximativement -35, ce qui représente le rapport dD connu pour les inclusions fluides de l'échantillon de quartz OPM-5.

Les études d'inclusions fluides, réalisées jusqu'à maintenant sur le gisement Opémiska, ont montré l'existence de fluides salins incluant des cations bivalents, avec des variations locales de concentration en chlorures. A défaut d'avoir des évidences chimiques très nettes (dans les inclusions fluides) ou encore des évidences isotopiques particulières qui suggèrent un mélange de fluides de sources différentes, les informations disponibles seront interprétées en fonction d'une source unique de fluides dont l'intervalle des rapports d_{180} et dD calculés plus haut apparaît à la figure 8.

Ainsi, sur la base des données isotopiques et chimiques recueillies jusqu'à maintenant, il est très difficile d'identifier avec certitude la source du fluide associé au gisement d'Opémiska. Plusieurs hypothèses sont plausibles. Le calcul de d_{180} du fluide, basé sur une fourchette de température de formation du gisement (qui est loin

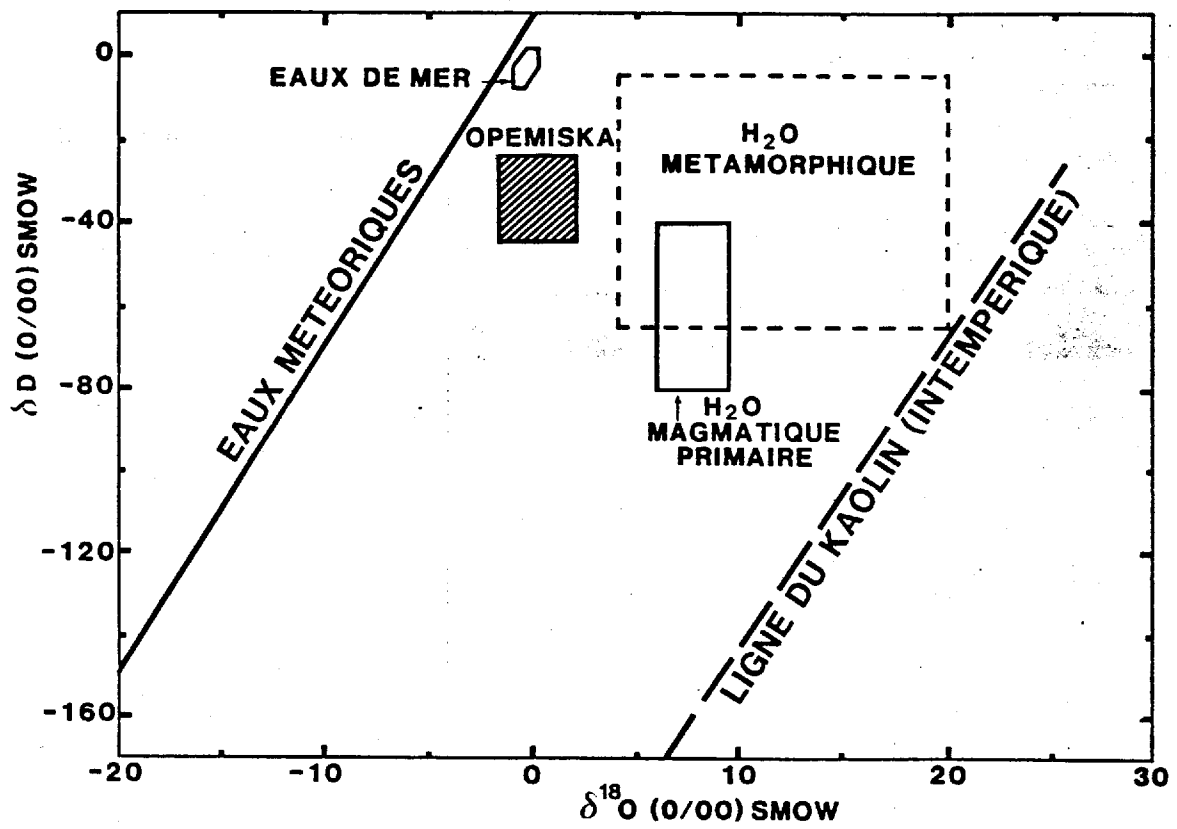


FIGURE 8. Intervalle (hachuré) des rapports $dD-d^{18}O$ déduits pour des eaux associées au gisement Opémiska.

d'être établie pour l'ensemble du gisement) et sur l'analyse d'un seul échantillon de quartz, donne des valeurs comprises entre -1.6 et +3.1 pour l'oxygène tandis que le rapport mesuré pour l'hydrogène (dD) est de -35. Cette composition isotopique pourrait être interprétée comme une affiliation avec des eaux de formation ou un mélange à partir d'eau météorique. Par contre, si la température de formation est plus élevée que ce qu'indique la quantité restreinte de données sur les inclusions fluides, le rapport d180 calculé pourrait chevaucher le champ métamorphique. Les travaux géologiques et géochimiques indiquent un âge syn-kénoréen pour le gisement d'Opémiska (Watkins et al., 1982, Salmon et al., 1984, Thorpe et al., 1984). Toutefois, les études géochimiques de Thorpe et al. (1981, 1984) mettent en évidence, dans le secteur de la mine Opémiska, la présence de filonets d'âge protérozoïque.

Une analyse mécanique de la ceinture de cisaillement du Lac Gwillim (Dimroth et al., 1984) indique que cette ceinture a été réactivée après le dépôt de la Formation de Chibougamau, d'âge protérozoïque inférieur. Il est donc possible que les données géochimiques du présent travail reflètent la signature d'un événement protérozoïque. Cependant, les études isotopiques du plomb (Thorpe et al., 1984) n'ont pas décelé d'évidence de minéralisations protérozoïques pour les dépôts de la mine Opémiska.

Des études ultérieures, sur un plus grand nombre d'échantillons ayant fait au préalable l'objet d'un bon contrôle géologique, seraient souhaitables pour élucider la provenance des fluides ayant

affectés le site du gisement Opémiska. Ainsi, l'hypothèse de la contribution de fluides magmatiques, suggérée par la présence occasionnelle de minéraux de tungstène (scheelite) dans la mine Opémiska, pourra éventuellement être vérifiée.

5.4 Gisements filoniens d'or

5.4.1 Cooke

5.4.1.1 Informations déduites des données isotopiques

La seule analyse disponible, réalisée sur un échantillon de quartz (COK-80-12) associé à la minéralisation, donne un d_{18O} de +12.6 et un dD de -62 (figure 9). Les données microthermométriques suggèrent que cet échantillon aurait cristallisé à partir de fluides salins à des températures relativement élevées, de l'ordre de +400 à +500 degrés C, en admettant une certaine marge d'erreur. Le d_{18O} du fluide ayant précipité l'échantillon de quartz COK-80-12 est donc probablement compris entre +8.5 et +10.3 tandis que son dD se situe, fort probablement, aux environs de -62 (figure 10). Les résultats isotopiques et microthermométriques préliminaires suggèrent que cet échantillon peut avoir été déposé par un fluide magmatique étant donné que le d_{18O} calculé pour le fluide est caractéristique des fluides magmatiques issus de granitoïdes. D'autre part, une source de fluides métamorphiques ne peut être écartée sachant que la minéralisation est associée à des structures syn-tectoniques EW et que la composition isotopique déduite pour le fluide peut s'apparenter, à

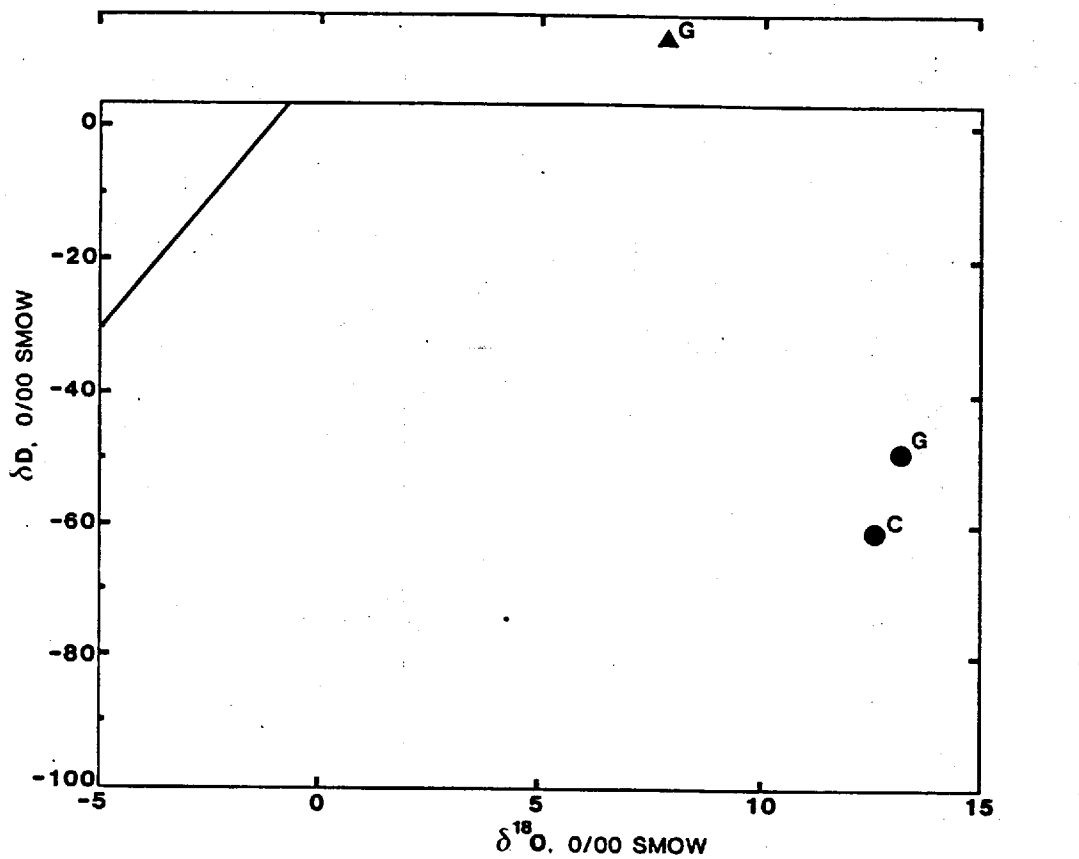


FIGURE 9. Distribution des rapports dD-d180 des échantillons de quartz (point noir) et chlorite (triangle) des gisements filoniens d'or: Cooke (C) et Gwillim (G).

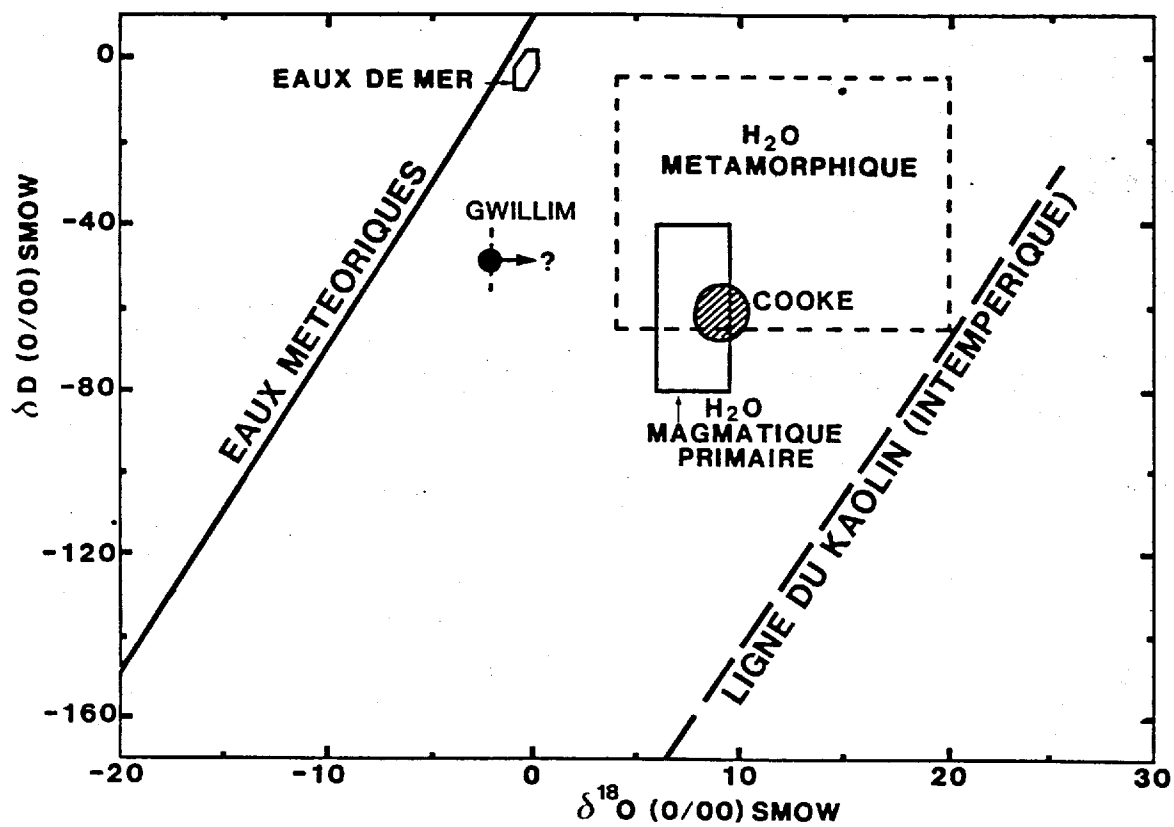


FIGURE 10. Intervalle (hachuré) des rapports δD - $\delta^{18}O$ déduits pour des eaux associées aux gisements Cooke et Gwillim.

la limite, à celle des fluides métamorphiques. Etant donné que la minéralisation est intimement associée à l'échantillon de quartz analysé, de telles sources peuvent très bien être à l'origine de la minéralisation.

5.4.2 Gwillim

5.4.2.1 Informations déduites des données isotopiques

Tel que mentionné à la section 2.4, des travaux récents, réalisés à la mine Gwillim, ont montré l'existence de plusieurs phases de minéralisation. Les échantillons étudiés dans le cadre de ce projet de reconnaissance proviennent d'un filon de quartz aurifère mis en place dans des zones de cisaillement EW d'âge kénoréen. Le filon montre des épisodes de réouverture indiqués par des phénomènes cataclastiques et des phases répétitives d'injection de quartz. Même si les échantillons proviennent d'un filon minéralisé, la pétrographie de l'échantillon de quartz GLM-82-12 indique que cet échantillon a cristallisé dans une zone à l'abri des déformations et probablement de façon tardive dans l'histoire de la mise en place du filon. Donc, l'échantillon de chlorite GLM-82-8 n'est pas obligatoirement de même génération que l'échantillon de quartz GLM-82-12.

Dans le cas du gisement Gwillim, les données isotopiques disponibles ne permettent pas d'avoir une confiance suffisante sur la température isotopique choisie pour déterminer la composition d'un fluide hydrothermal. Toutefois, sur la base des données

microthermométriques, l'échantillon de quartz GLM-82-12 se serait formé à une température minimum supérieure à environ 150 degrés C. En utilisant cette température minimum de 150 degrés C, un rapport d18O de -2.2 peut être obtenu à l'aide des extrapolations de la courbe de fractionnement quartz-H₂O de Matsuhisa et al. (1979) (cf. figure 10). Le dD correspondant à cet intervalle de d18O est -50, valeur qui représente le dD moyen des inclusions fluides contenus dans le même échantillon. Même si ces valeurs peuvent correspondre à des eaux de formation, il serait souhaitable que des études ultérieures soient entreprises pour confirmer la validité de cette hypothèse.

Cependant, des études d'inclusions fluides en cours semblent indiquer que ce sont des fluides riches en CO₂ qui sont intimement associés à la minéralisation et ce type de fluide n'a pas été observé dans les échantillons de quartz analysés. De tels fluides pourraient très bien être d'origine métamorphique étant donné que le gisement Gwillim est associé à une faille précoce de l'orogénie kénoréenne. La composition isotopique de l'échantillon de chlorite GLM-82-8 (plutôt riche en oxygène 18) reflète probablement cette origine.

5.5 Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau

5.5.1 Informations déduites des données isotopiques

La température isotopique, déterminée à partir des données isotopiques (figure 11) des couples quartz-chlorite échantillonnés à la mine Devlin, est de +440 degrés C. Toutefois, cette température ne peut

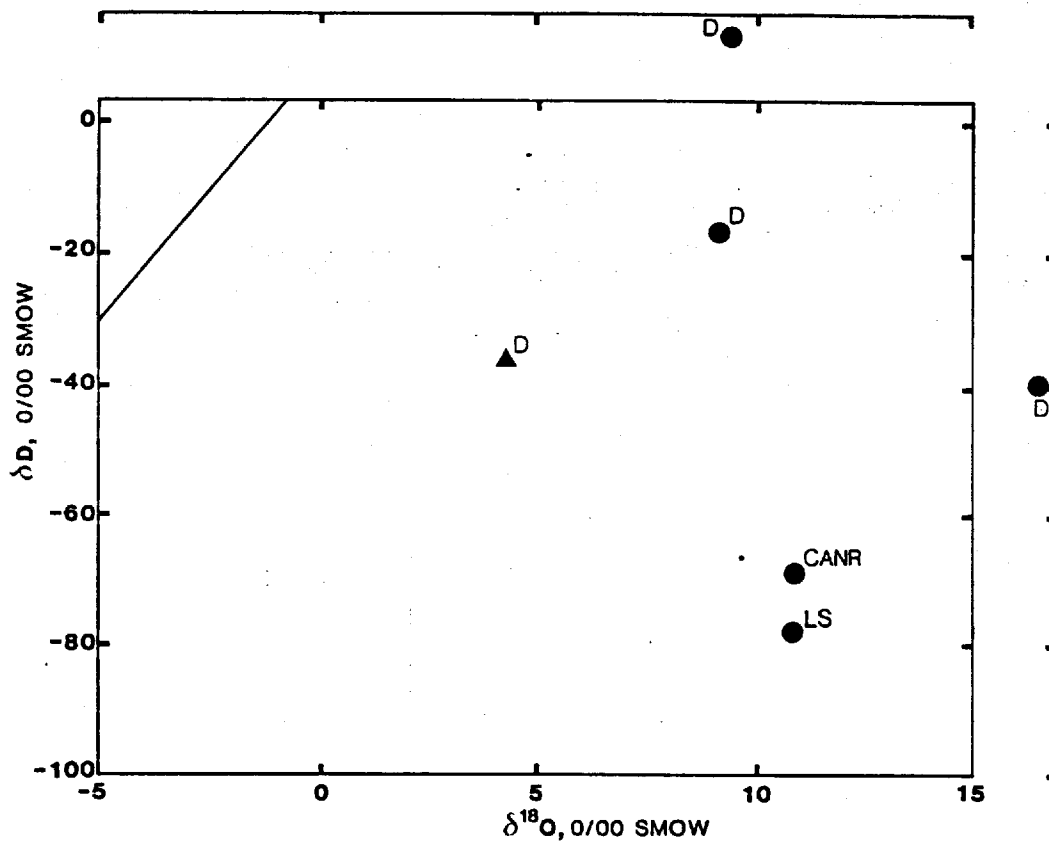


FIGURE 11. Distribution des rapports dD-d180 des échantillons de quartz (point noir) et chlorite (triangle) du gisement Devlin (D) et des indices du Lac Scott (LS) et Canray (CANR).

être utilisée pour déterminer le d_{180} du fluide hydrothermal compte tenu de la complexité des phases d'altération dans la mine Devlin et du fait que les échantillons n'ont pas été prélevés côte à côte. Cette détermination sera plutôt effectuée à partir des rapports d_{180} des échantillons de quartz DEV-82-20 (+9.1) et R-132-201 (+9.3), en utilisant un intervalle de température compris entre la température minimum de formation du quartz, soit d'environ 250 degrés C, et la température de 150 degrés C, correspondant à une ébullition. Ainsi, un intervalle compris entre -6.3 et +0.4 (figure 12) est obtenu pour le d_{180} du fluide, toujours en utilisant l'extrapolation de la courbe de fractionnement quartz-H₂O de Matsuhisa et al. (1979). Enfin, les valeurs d_D correspondant aux inclusions fluides des échantillons de quartz DEV-82-20 (-17) et DEV-82-19 (-40) indiquent une certaine évolution de la composition isotopique en hydrogène du fluide, possiblement causé par un mélange de fluides de sources différentes.

Les études d'inclusions fluides ont montré que le gisement Devlin reflétait un gisement de sub-surface d'un système "porphyre" (Guha et al., 1984). Les données isotopiques préliminaires ne sont pas en désaccord avec une telle interprétation qui admet un mélange de fluides marin, magmatique et météorique dans des proportions encore inconnues; toutefois, l'influence de l'orogénie kénoréenne sur le ré-équilibre isotopique des échantillons n'a pu être appréciée dans la présente étude.

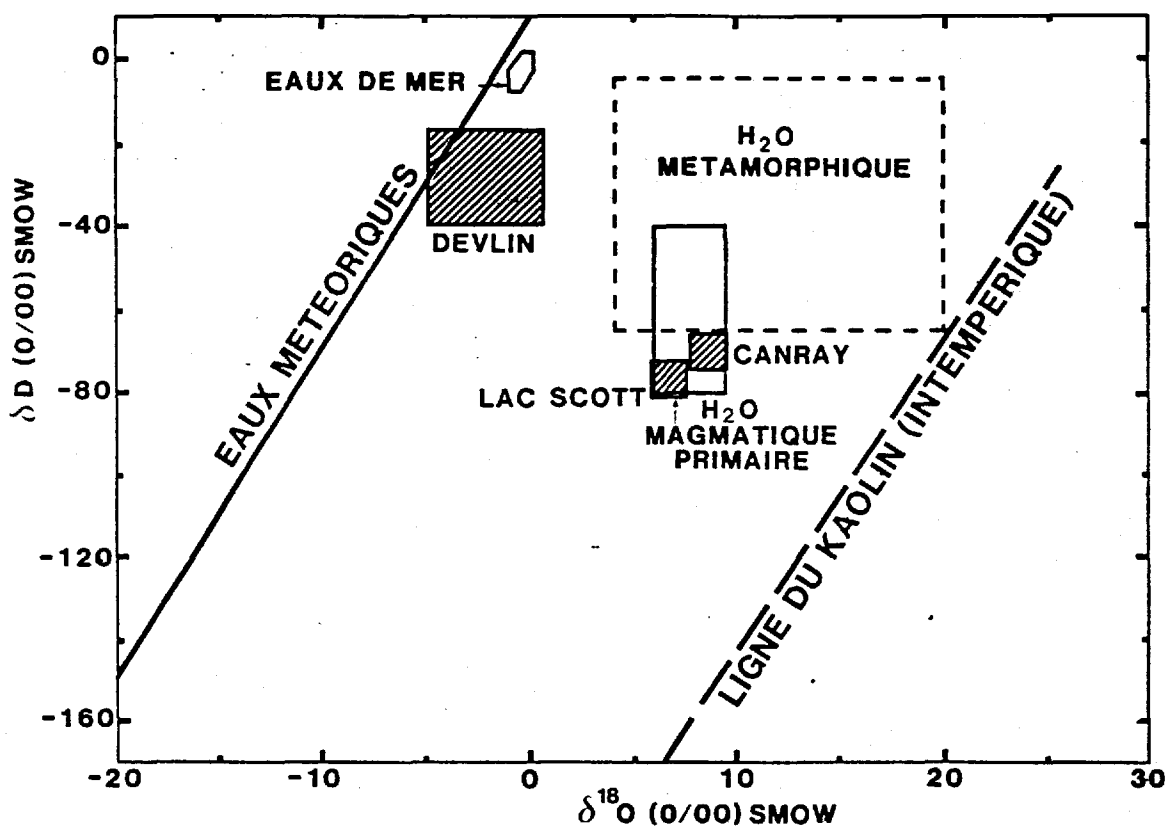


FIGURE 12. Intervalle (hachuré) des rapports δD - $\delta^{18}O$ déduits pour des eaux associées au gisement Devlin et aux indices du Lac Scott et Canray.

5.6 Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau

5.6.1 Informations déduites des données isotopiques

Les données microthermométriques disponibles pour les échantillons de quartz R-135 et CANR suggèrent que leur température de formation se situent probablement entre 400 et 500 degrés C et entre 550 et 650 degrés C respectivement. Ainsi, à partir de leur rapport d_{180} (+10.8 pour R-135 et CANR) (cf. tableau 2), les compositions en oxygène calculées pour les fluides se limitent aux intervalles suivants, soit +6.7 à +8.5 pour l'échantillon R-135 et +8.9 à +9.6 pour l'échantillon CANR (figure 12). Quant à leur rapport d_D , ils sont particulièrement négatifs (-78 pour R-135 et -69 pour CANR).

Les fortes températures d'homogénéisation chez certaines inclusions fluides pseudo-secondaires (de l'ordre de 400 degrés C pour R-135 et jusqu'à plus de 530 degrés C pour CANR) de même que l'intervalle de compositions isotopiques de ces fluides indiquent clairement que ces échantillons de quartz ont été déposés par des fluides magmatiques. L'échantillon R-135 peut toutefois admettre une contribution de fluides plus "légers" en oxygène, possiblement d'origine météorique. Etant donné l'association entre la minéralisation et les échantillons de quartz étudiés, un fluide magmatique constitue une source potentielle de fluide minéralisateur. Une autre source de fluide est toutefois à envisager au cours de l'évolution de ces indices puisque des inclusions fluides secondaires, ayant des caractéristiques physiques nettement différentes des inclusions primaires ou

pseudo-secondaires, ont été observées. L'interprétation faisant appel à des fluides magmatiques génère un problème non résolu dans le cas de ces indices. En effet, d'une part, des évidences structurales ont indiqué que la formation de ces indices est d'âge kénoréen et d'autre part, l'âge du pluton de Chibougamau (qui auraient pu fournir les fluides magmatiques en question) est considéré comme étant pré-kénoréen. Des phases tardives dans le pluton doivent possiblement être envisagées.

5.7 Synthèse et conclusion

Une première reconnaissance en géochimie des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène a permis de dégager les informations suivantes. Dans le contexte des gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré, les données isotopiques et microthermométriques, appuyées par un contrôle géologique, suggèrent fortement que ces gisements ont été formés essentiellement par des eaux de formation reliées à des formations sédimentaires d'âge protérozoïque. En ce qui concerne la mine Cooke, la signature isotopique obtenue chevauche les domaines magmatique et métamorphique. La source la plus probable pour les indices du Lac Scott et Canray est magmatique. Dans le cas des gisements Opémiska et Gwillim, la signature isotopique des fluides ne permet pas d'identifier une source de façon cohérente.

Pour le gisement Devlin, la géochimie isotopique ne semble pas s'opposer au modèle déjà établi à partir des études géologiques et d'inclusions fluides qui favoriseraient un mélange de fluides

magmatique, marin et météorique dans des proportions inconnues. Toutefois, l'effet d'un rééquilibrage isotopique suite à l'orogénie kénoréenne n'a pu être apprécié.

Outre ces informations, il convient de souligner, que pour tout environnement, un contrôle géologique très serré, incluant une étude des inclusions fluides, est essentiel à l'interprétation des données isotopiques. Enfin, mentionnons que de tels contrôles permettent même d'appliquer efficacement la géochimie isotopique de l'hydrogène dans un contexte archéen, ce qui a été contesté intuitivement par Beaty et Taylor (1982).

BIBLIOGRAPHIE

- Allard, G.O., 1976, Dore Lake Complex and its importance to Chibougamau geology and metallogeny: Ministère des Richesses naturelles du Québec, DP-368, 446 p.
- Allard, G.O. et Gobeil, A., 1984, General geology of the Chibougamau region: in J. Guha and E. H. Chown (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special vol. 34, pp. 5-19.
- Allard, G.O., Caty, J.L., Chown, E.H., Cimon, J., Gobeil, A. et Baker, D.J., 1979, Stratigraphy and Metallogeny in the Chibougamau area: Geol. Assoc. Can. Mineral. Assoc. Can., Annual Meeting, Que., Guidebook for Field trip B-1, 89 p.
- Archambault, G., Guha, J., Tremblay, A. et Kanwar, R., 1984, Implications of the geomechanical interpretation of the Copper-Rand Deposit on the Dore Lake shear belt: in J. Guha and E. H. Chown (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special vol. 34, pp. 300-318.

- Arnold, M. et Guha, J., 1980, Aspect isotopique d³⁴S ‰. d'un processus de mobilisation et de reconcentration de sulfures en amas à structure filonienne: *Miner. Deposita*, v. 15, no. 3, pp. 361-381.
- Beaty, D.W. et Taylor, H.P. Jr., 1982, Some petrologic and oxygen isotopic relationships in the Amulet mine, Noranda, Quebec, and their bearing on the origin of archean massive sulphide deposits: *Econ. Geol.*, v. 77, pp. 95-108.
- Becker, R.H. et Clayton, R.N., 1976, Oxygen isotope study of a Precambrian banded iron-formation, Hamersley Range, Western Australia: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 40, pp. 1153-1165.
- Bélanger, J., Guha, J., Coulombe, A. et Carignan, J., 1984, The 8-5 zone, Cooke mine, Chapais: a volcanic massive sulphide deposit in the Blondeau Formation: in J. Guha and E. H. Chown (eds.), *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, CIM Special vol. 34, pp. 271-287.
- Bigeleisen, J. et Mayer, M.G., 1947, Calculation of equilibrium constants for isotopic exchange reactions: *J. Chem. Phys.*, v. 15, p. 261.

- Blattner, P. et Hulston, J.R., 1978, Proportional variations of geochemical $\delta^{18}O$ scales - an interlaboratory comparison: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 42, pp. 59-62.
- Bottinga, Y., 1969, Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite-carbon dioxide-graphite-methane-hydrogen-water vapor: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 33, pp. 49-64.
- Bottinga, Y. et Javoy, M., 1973, Comments on oxygen isotope geothermometry: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 20, pp. 250-265.
- Bouchard, G., Guha, J., Zuckerkandel, W., Carignan, J. et Archambault, G., 1984, The Gwillim gold mine and its geological setting: In J. Guha and E.H. Chown (eds.), *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, CIM Special vol. 34, pp. 370-377.
- Bureau, S., 1980, Zones de brèches associées à des gîtes de porphyres cuprifères dans la région de Chibougamau, Chibougamau, Québec: Mémoire de maîtrise en géologie, non publié, Université du Québec à Chicoutimi, 103 p.

Clayton, R.N. et Mayeda, T.K., 1963, The use of brominepentafluoride in the extraction of oxygen from oxydes and silicates for isotopic analysis: *Geochem. Cosmochem. Acta*, v. 27, pp. 43-52.

Clayton, R.N., Friedman, I., Graf, D.L., Mayeda, T.K., Meents, W.F. et Shimp, N.F., 1966, The origin of formation waters, I, isotopic composition: *J. Geophys. Res.*, v. 71, pp. 3869-3882.

Clayton, R.N., O'Neil, J.R. et Mayeda, T., 1972, Oxygen isotope exchange between quartz and water: *J. Geophys. Res.*, v. 77, pp. 3057-3067.

Daigneault, R. et Allard, G.O., 1983, Stratigraphie et structure de la région de Chibougamau: dans *Stratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens de l'Abitibi: Etats des connaissances, Ministère Energie et Ressources Qué.*, DVP-83-11, pp. 1-18.

Dimroth, E., Archambault, G., Goulet, N., Guha, J. et Mueller, W., 1984, A mechanical analysis of the late Archean Gwillim Lake shear belt, Chibougamau area, Quebec: *Can. J. Earth Sci.*, v. 21, pp. 963-968.

- Dubé, B., Guha, J. et Rocheleau, N., 1986, Gold metallogeny of the Bourbeau sill, Chibougamau-Chapais area, Quebec: G.A.C.-M.A.C., program with abstracts, v. 11, p. 65.
- Gobeil, A., 1980, Etude lithogéochimique des roches volcaniques dans la région de la mine Lemoine, district de Chibougamau, Québec: CIM Bull., v. 73, no. 817, pp. 86-95.
- Graham, C.M., 1981, Experimental hydrogen isotope studies III: diffusion of hydrogen in hydrous minerals, and stable isotope exchange in metamorphic rocks: Contr. Miner. Petrol., v. 76, pp. 216-228.
- Graham, C.M. et Sheppard, S.M.F., 1980, Experimental hydrogen isotope studies; II, Fractionations in the systems epidote-NaCl-H₂O, epidote-CaCl₂-H₂O and epidote-seawater, and the hydrogen isotope composition of natural epidotes: Earth Planet. Sci. Lett., v. 49, no. 2, pp. 237-251.
- Graham, C.M., Sheppard, S.M.F. et Heaton, T.H.E., 1980, Experimental hydrogen isotope studies; I, Systematics of hydrogen isotope fractionation in the system epidote-H₂O, zoisite-H₂O et AlO(OH)-H₂O: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 44, pp 353-364.

- Graham, C.M., Russel, S.H. et Sheppard, S.M.F., 1984, Experimental hydrogen isotope studies: hydrogen isotope exchange between amphibole and water: Amer. Miner., v. 69, pp. 128-138.
- Guha, J., 1984, Hydrothermal systems and correlations of mineral deposits in the Chibougamau Mining District - an overview: in J. Guha and E. H. Chown (eds.), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special vol. 34, pp. 517-534.
- Guha, J., Archambault, G. et Leroy, J., 1983, A correlation between the evolution of mineralizing fluids and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Henderson 2 mine, Quebec: Econ. Geol., v. 78, pp. 1605-1618.
- Guha, J., Leroy, J. et Guha, D., 1979, Significance of fluid phases associated with shear zone Cu-Au mineralization in the Dore Lake Complex, Chibougamau, Quebec: Bull. Mineral., v. 102, pp. 569-576.

Guha, J., Lange-Brard, F., Pélouin, S., Tremblay, A., Racicot, D. et Bureau, S., 1984, Devlin Deposit, a part of an Archean Porphyry system?: in J. Guha and E. H. Chown (eds.), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special vol. 34, pp. 345-356.

Heaton, T.H.E. et Sheppard, S.M.F., 1977, Hydrogen and oxygen isotope evidence for seawater-hydrothermal alteration and ore deposition, Troodos Complex, Cyprus; in Volcanic processes in ore genesis, Institution of Mining and Metallurgy and Geological Society, London, pp. 42-57.

Hitchon, B. et Friedman, I., 1969, Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin - I Stable isotopes of hydrogen and oxygen: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 33, pp. 1321-1349.

Hoefs, J., 1980, Stable isotope geochemistry. Minerals and rocks: Berlin, Springer, second edition, 208 p.

Jones, L.M., Walker, R.L. et Allard, G.O., 1974, The rubidium-strontium whole rock age of the major units of the Chibougamau greenstone belt, Quebec: Can. J. Earth Sci., v. 11, pp. 1550-1561.

- Knauth, L.P. et Epstein, S., 1976, Hydrogen and oxygen isotope ratios in nodular and bedded cherts: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 40, pp. 1095-1108.
- Lambert, S.J. et Epstein, S., 1980, Stable isotope investigations of an active geothermal system in Valles Caldera, Jemez Mountains, New Mexico: *J. of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, pp. 111-129.
- Lange-Brard, F., 1984, Etude des minéralisations, altérations et phases fluides associées aux gîtes Devlin, Chibougamau, Québec, Canada: Mémoire de maîtrise en géologie, Université du Québec à Chicoutimi, 133 p.
- Long, D.G.L., 1981, Glacigenic rocks in the early Proterozoic Chibougamau formation of Northern Quebec, in M. J. Hambrey, W. B. Harland, (eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*, Cambridge Univ. Press., pp. 817-820.
- Lowenstam, H.A., 1961, Mineralogy, O-18/O-16 ratios, and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans: *J. Geol.*, v. 69, p. 241.
- Matsuhisa, Y., Goldsmith, J.R. et Clayton, R.N., 1978, Mechanisms of hydrothermal crystallization of quartz at 250 C and 15 kbar: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 42, pp. 173-182.

Matsuhisa, H., Goldsmith, J.R. et Clayton, R.N., 1979, Oxygen isotopic fractionation in the system quartz - albite - anorthite - water: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 43, pp. 1131-1140.

Matthews, A., Goldsmith, J.R. et Clayton, R.N., 1983, Oxygen isotope fractionations involving pyroxenes: the calibration of mineral pair geothermometers: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 47, pp. 631-644.

O'Neil, J.R. et Taylor, H.P. Jr., 1969, Oxygen isotope equilibrium between muscovite and water: *J. Geophys. Res.*, v. 74, no. 25, pp. 6012-6022.

Ouellet, R., 1986, Détermination des contrôles de la mise en place d'indices minéralisés dans la partie ouest du pluton de Chibougamau: Mémoire de maîtrise (déposé), Université du Québec à Chicoutimi.

Poitras, A., 1984, The Cummings Complex in the Barlow Lake stratigraphic section, Chibougamau, Quebec: in J. Guha and E. H. Chown (eds.), *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, CIM Special vol. 34, pp. 163-177.

- Racicot, D., 1980, Géochimie et métallogénie de la partie orientale du Pluton de Chibougamau, Ministère Energie Ressources Qué., DPV 758, 20 p.
- Racicot, D., 1981, Géochimie et métallogénie des parties occidentales et centrales du Pluton de Chibougamau, Ministère Energie Ressources Qué., DPV 834, 26 p.
- Racicot, D., Chown, E.H. et Hanel, T., 1984, Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt; a preliminary survey, in J. Guha and E. H. Chown (eds), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special vol. 34, pp. 178-197.
- Richet, P., Bottinga, Y. et Javoy, M., 1977, A review of hydrogen, carbon, nitrogen, oxygen, sulphur, and chlorine stable isotope fractionation among gaseous molecules: Ann. Rev. Earth Planet. Sci., v. 5, pp. 65-110.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: Mineralogical Society of America, v. 12, 644 p.

Salmon B., Coulombe A. et Ouellet, A.J., 1984, Structure, mineral distribution and wallrock alteration of the No. 7 vein, Opemiska Copper Mine: in J. Guha and E. H. Chown (eds.), Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization, CIM Special vol. 34, pp. 357-369.

Savin, S.M. et Epstein, S., 1970, The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 34, pp. 43-64.

Sheppard, S.M.F., 1977, The identification of the origin of ore-forming solutions by the use of stable isotopes: in *Volcanic Processes in Ore genesis*, Inst. Mining and Metallurgy and Geol. Soc. Lond., pp. 25-41.

Sheppard, S.M.F., 1984, Stable isotope studies of formation waters and associated Pb-Zn hydrothermal ore deposits: *Bulletin interne, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CNRS), Vandoeuvre-Les-Nancy, France.*

Shiro, Y. et Sakai, H., 1972, Calculation of the reduced partition function ratios of alpha-, beta-quartz and calcite: *Bull. Chem. Soc. Japan*, v. 45, pp. 2355-2359.

Suzuoki, T. et Epstein, S., 1976, Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 40, pp. 1229-1240.

Taylor, H.P. Jr. 1974, The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition: *Econ. Geol.*, v. 68, pp. 747-764.

Taylor, H.P. Jr., 1977, Water/rock interaction and the origin of H₂O in granitic batholiths: *Geol. Soc. Lon., J.*, v. 133, part 6, pp. 509-558.

Taylor, H.P. Jr., 1979, Oxygen and hydrogen isotope relationships in hydrothermal mineral deposits: in H.L. Barnes, ed., *Geochemistry of hydrothermal mineral deposits*, New York: Holt, Rinehart and Winston, pp. 236-277.

Thorpe, R.I., Guha, J. et Cimon, J., 1981, Evidence from lead isotopes regarding the genesis of ore deposits in the Chibougamau region, Quebec: *Can. J. of Earth Sci.*, v. 18, pp. 708-723.

Thorpe, R.I., Guha, J., Franklin, J.M. et Loveridge, W.D., 1984, Use of a Superior province lead isotope frame-work in interpreting mineralization stages in the Chibougamau district: in J. Guha and E. H. Chown (eds.), *Chibougamau - Stratigraphy and Mineralization*, CIM Special vol. 34, pp. 496-516.

Truesdell, A.H., 1974, Oxygen isotope activities and concentrations in aqueous salt solution at elevated temperatures: consequence for isotope geochemistry: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 23, pp. 387-396.

Urey, H.C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances: *J. Chem. Soc.*, p. 562.

Urey, H.C., Lowenstam, H.A., Epstein, S. et McKinney, C.R., 1951, Measurements of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the Southeastern United States: *Bull. Geol. Soc. Am.*, v. 62, p. 399.

Watkins, D.H. et Riverin, G., 1982, Geology of the Opemiska Copper-Gold deposits at Chapais, Québec: In R.M. Hutchinson, C.D. Spence and J.M. Franklin (eds.), *Precambrian sulphide deposits*, *Geol. Asss. of Canada, Spec. paper 25*, pp. 427-446.

Wenner, D.B. et Taylor, H.P. Jr., 1971, Temperature of serpentinization of ultramafic rocks based on $^{18}O/^{16}O$ fractionation between coexisting serpentine and magnetite: *Contr. Mineralogy Petrology*, v. 32, pp. 165-185.

ANNEXE 1

Description mégascopique, localisation et remarques concernant
les échantillons utilisés pour les analyses isotopiques

<u>ECHANTILLON</u>	<u>DESCRIPTION MEGASCOPIQUE</u>	<u>LOCALISATION</u>	<u>REMARQUE</u>
Gisements encaissés dans le Complexe du Lac Doré -----			
HEN-180:	quartz avec 5 à 10% d'ankérite	chantier 11-53 Zone B	
HEN-218:	quartz avec moins de 2% de sulfures en taches	chantier 18 MDR Zone B	
HEN-83-51:	quartz pur	chantier 25-83 Zone B	
HEN-601:	quartz avec 15% de sulfures en taches	chantier 9-26 Zone D	
HEN-316:	mélange plus ou moins intime de quartz et calcite avec des traces de chlorite et des sulfures en micro- veinules	chantier 10-26 Zone D	
HEN-331:	quartz avec un peu de calcite et chlorite	chantier 10-26 Zone D	
HEN-78-5:	chlorite provenant d'un échantillon partiellement silicifié; bonne schistosité	chantier 11-53 Zone B	
HEN-292-B:	chlorite entre deux bandes de sulfures	chantier 14-29.4 Zone B	
HEN-230:	chlorite avec des taches de sulfures	chantier 18-70 DRE Zone B	

HEN-83-6:	séricite chromifère de couleur noire	chantier 10-47 Zone D	
POR-82-1:	quartz pur	chantier 21-02-06	
POR-81-1:	séricite provenant d'un échantillon légèrement silicifié	chantier 21-02-06	
CR-30R-187-10.5:	quartz pur associé à une petite poche saline		carotte
CR-113:	quartz pur	chantier 24	
CR-82-335:	chlorite provenant d'un échantillon relativement peu silicifié en bordure d'une veine de quartz renfermant des taches de chalcopryrite et pyrite	chantier 30-44-4	
CR-31R-52-144:	chlorite en bordure d'une micro-veinule de quartz		carotte
CR-79-2:	chlorite entièrement entourée de quartz		carotte
CR-30R-187-20:	séricite provenant d'un échantillon partiellement silicifié en bordure d'une micro-veinule de quartz		carotte
CED-22:	quartz enchevêtré avec des sulfures		
MMP-79-16:	quartz légèrement plaqué avec des oxydes et contenant des taches de chlorite		
JG-83-1:	méta-anorthosite du sud du Complexe du Lac Doré		

Gisement encaissé dans le filon-couche Venture

OPM-5:	quartz avec taches de sulfures	veine 2; niveau 12
OPM-4:	quartz pur	veine 2; niveau 12

OPM-83-50: chlorite provenant d'un zone P1
échantillon partiellement
silicifié

Gisements filoniens d'or

COK-80-12: quartz tacheté de chantier 7-7
sulfures

GLM-82-12: quartz pur chantier 3-40

GLM-82-8: chlorite provenant d'un
échantillon partiellement
silicifié

Gisement encaissé dans le Pluton de Chibougamau

DEV-R-132- quartz pur
201:

DEV-82-20: quartz tacheté de sulfures
et chlorite

DEV-82-19: quartz tacheté de séricite
ou chlorite

DEV-R-148- chlorite provenant d'un
1420: échantillon partiellement
silicifié

Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau

LS-R-135: quartz plaqué avec des indice 11 *
oxydes

CANR-80-10: quartz pur
* voir Ouellet (1986) pour la localisation de l'indice minéralisé.

ANNEXE 2

Description pétrographique de quelques échantillons de quartz analysés pour la détermination du rapport isotopique en hydrogène de leurs inclusions fluides

Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures (Opémiska)

L'échantillon OPM-4 montre des grains de quartz de taille variable (d'environ .5 mm à 1 cm), souvent allongés suivant une direction préférentielle et aux bordures irrégulières. Les grains sont souvent limités par des fractures ou encore recoupés par de nombreux réseaux de cassures dont certaines sont minéralisées. Localement, des microveinules de quartz d'épaisseur régulière se distribuent à la périphérie des grains.

L'échantillon OPM-5 présente des grains de quartz beaucoup plus grossiers que OPM-4 (jusqu'à quelques cm) qui semblent être disposés en rubans. Aucune extinction roulante n'est notable. Outre les grandes fractures irrégulières sub-parallèles à l'allongement des grains, une très faible recristallisation se traduit par des taches en lumière polarisée et quelques microveinules de quartz localement disposées à la périphérie des grains.

La pétrographie montre que ces échantillons ont été tectonisés, le premier l'ayant été plus que le second.

Gisements filoniens d'or

COOKE

L'échantillon COK-80-12 comprend deux familles de quartz. L'une forme des amas microcristallins étirés, relativement sombres en lumière naturelle et renfermant un alignement de petites quantités de sulfures. L'autre est plus grossière (.1 à 5 mm) et recoupe la première. Elle est associée aux sulfures et carbonates et, contrairement à la première, elle présente des inclusions fluides bien visibles. Ces grains de quartz grossiers présentent souvent un allongement préférentiel parallèle aux amas de quartz plus finement grenus. Une fracturation très irrégulière et discontinue borde quelquefois les grains et recoupe les deux familles de quartz. L'extinction roulante est peu développée. La pétrographie indique donc des évidences de déformation importante et de cisaillement.

GWILLIM

La lame de quartz GLM-82-12 ne montre aucune orientation préférentielle des grains. Les grains présentent plutôt des formes quelconques, une granulométrie relativement homogène (2 à 8 mm) et une recristallisation localisée souvent le long de certains plans fracturés ou non et quelquefois aux bordures de grains. Les points triples sont quelquefois visibles. Aucune extinction roulante n'est observée. La microfracturation est nette et recoupe les grains. Par endroits, de très minces bandes de quartz sillonnent les bordures de grains. Des grains de carbonate maclés et fracturés forment des agrégats de formes diverses, associés au quartz.

Bien que cet échantillon provienne d'une zone de cisaillement, il ne semble pas avoir subi l'effet du tectonisme, soit parce qu'il a cristallisé dans une zone à l'abri des déformations ou soit parce qu'il s'est formé postérieurement au cisaillement.

Indices encaissés dans le Pluton de Chibougamau

LAC SCOTT

La lame R-135 montre une zone de quartz à grains grossiers (moins de 1.5 cm) en contact irrégulier avec du quartz plus finement grenu (moins de .5 cm). L'extinction roulante est généralement présente. Une fine recristallisation est largement répandue aux bordures des grains (gros et petits) et dans ces derniers, le long de certains plans. Certains alignements de petites inclusions fluides sont disposés suivant une direction préférentielle, ce qui donne une texture "rayée" à certaines plages. Une fracturation moyennement développée recoupe le quartz de façon aléatoire. L'échantillon R-135 montre des évidences de déformations et suggère l'occurrence d'un événement thermique ayant causé la recristallisation observée.

CANRAY

L'échantillon CANR présente, tout comme R-135, des zones de quartz de granulométrie quelque peu différente et des phénomènes de recristallisation similaires. Les plans de recristallisation intra-granulaire sont cependant mieux orientés. Localement, le quartz forme de minces bandes parallèles très finement grenues. Des grains de carbonate se distribuent en lentilles étroites ou se regroupent en agrégats de formes quelconques. Ils montrent des macles mécaniques. Les grosses fractures sont orientées préférentiellement selon une direction. L'étude pétrographique de l'échantillon CANR suggère qu'il a subi un cisaillement et un événement thermique.

ANNEXE 3

Données microthermométriques préliminaires pour quelques échantillons de quartz analysés pour la détermination du rapport isotopique en hydrogène de leurs inclusions fluides

Gisement encaissé dans le filon-couche Ventures (Opémiska)

Inclusions fluides de type i: L+V+H (V/T et H/T \leq 5%)

Echantillon OPM-5

Tf	Th	Tmnacl
	*	
-45.6, -40.6	+93.7(L)	+351.5
-55.1	+106.8(L)	+159.8
-60.8, -53.7	+109.8(L)	+160.8

Echantillon OPM-4

Tf	Th	Tmnacl
-47.7	+131.8(L)	<+131.8
-49.3	+102.8(L)	=+161.8
-47.5	+136.8(L)	=+121.8
-----	+136.8(L)	<+136.8
-43.6	-----	-----
-43.6	-----	-----
-43.6	-----	-----

Inclusions fluides de type ii: L+V (V/T \leq 5%)

Echantillon OPM-5

Tf	Th
-42.6, -38.5	+106.8(L)
-51.7	+126.8(L)
-41.7	+93.7(L)
-42.6	+11.8(L)
-46.6, -40.5	+71.3(L)
-45.6, -40.5	+71.3, +76.4(L)

* (L): homogénéisation sous forme liquide.

Echantillon OPM-4

Tf	Th
-30.5	<+201.7(L)
-39.6	+82.6(L)
-54.0	+131.8(L)
-51.7	+141.8(L)
-----	+141.8(L)
-27.4	+71.39(L)
-28.9	-----
-29.8 et -30.5	+86.6(L)
-29.1	+66.2(L)

Gisements filoniens d'or: Cooke (COK) et Gwillim (GLM)

Echantillon COK-80-12

Inclusions fluides de type i: - L+V (V/T = 15%)

Tf	Th	Td
-29.4	+327.5 (L)	+471.2
-30.2	+486.2 (L)	+508.0
-28.8	+491.2 (L)	-----

- L+V (V/T = 2%)

Tf	Th
=-27.4	+79.4 (L)
=-27.4	+111.8 (L)
=-27.4	+88.6 (pt critique?)

Inclusions fluides de type ii: L+V+H (V/T et H/T ≤ 5%)

Tf	Th	TmNaCl
-47.0	+30.6 (L)	< +191.7
-----	≥ +101.8	< +191.7
-----	+66.2 (L)	+223.6
-38.5	+97.7 (L)	+171.8
-----	+121.8 (L)	+171.8

Echantillon OPM-4

Tf	Th
-30.5	<+201.7(L)
-39.6	+82.6(L)
-54.0	+131.8(L)
-51.7	+141.8(L)
-----	+141.8(L)
-27.4	+71.39(L)
-28.9	-----
-29.8 et -30.5	+86.6(L)
-29.1	+66.2(L)

Gisements filoniens d'or: Cooke (COK) et Gwillim (GLM)

Echantillon COK-80-12

Inclusions fluides de type i: - L+V (V/T \approx 15%)

Tf	Th	Td
-29.4	+327.5 (L)	+471.2
-30.2	+486.2 (L)	+508.0
-28.8	+491.2 (L)	-----

- L+V (V/T \approx 2%)

Tf	Th
<u>-27.4</u>	+79.4 (L)
<u>-27.4</u>	+111.8 (L)
<u>-27.4</u>	+88.6 (pt critique?)

Inclusions fluides de type ii: L+V+H (V/T et H/T \leq 5%)

Tf	Th	TmNaCl
-47.0	+30.6 (L)	< +191.7
-----	\geq +101.8	< +191.7
-----	+66.2 (L)	+223.6
-38.5	+97.7 (L)	+171.8
-----	+121.8 (L)	+171.8

Echantillon GLM-82-12

Inclusions fluides de type i: L+V ($V/T \leq 3\%$)

Tf	Th
-28.6	+87.6 (L)
-29.6	+80.5 (L)
-29.4	+82.5 (L)
(-44.5)	-----
-31.4	+123.8 (L)

Note: La majorité des inclusions de type i s'homogénéisent à moins de +110 C.