

# MB 2000-14

CONTROLES STRUCTURAUX, CARACTERISTIQUES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES DE LA KIMBERLITE D'OTISH

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 

# Contrôles structuraux, caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de la kimberlite d'Otish

Louis Bernier  
James Moorhead

MB 2000-14



2000

Québec   
Ministère des  
Ressources naturelles

**DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC**



**Direction**

Alain Simard, par intérim

**Service géologique du Nord-Ouest**

Robert Marquis

**Responsable des études géoscientifiques**

Pierre Verpaelst

**Affiliation des auteurs**

Louis Bernier, Géoberex Recherche

James Moorhead, Ministère des Ressources naturelles du Québec

**Lecture critique**

Marc Ducharme et Benoit Lafrance

**Édition sommaire**

Denis L. Lefebvre

Document accepté pour publication le 2000/09/18

**NOTE**

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

## Résumé

Des dykes de kimberlite ont été interceptés en forage par Uranerz Mining and Exploration Ltd. en 1978 lors d'une campagne d'exploration pour des minéralisations d'uranium dans le secteur du Bassin des monts Otish. Malgré l'identification de la nature kimberlitique des roches ultramafiques et la reconnaissance d'une structure circulaire magnétique à proximité, aucun travail d'exploration pour les diamants ne semble avoir été entrepris. Les travaux de forage n'ont été réalisés qu'en 1998, suite à une entente entre DITEM Explorations Inc., Inco Ltd et Uranerz Exploration and Mining Ltd. La cheminée de kimberlite s'est avérée très pauvre en diamants.

La kimberlite d'Otish est composée d'une cheminée et d'un essaim de dykes adjacents de dimensions variables. Dans les dykes, les roches kimberlitiques sont massives ou bréchiques et possèdent les caractéristiques du faciès hypabyssal qui forme la partie inférieure des cheminées de kimberlite (Mitchell, 1986). La présence de ce faciès suggère un niveau d'érosion profond depuis la mise en place de l'intrusion. Des géométries et des faciès semblables ont été reconnus dans le champ de Desmaraisville (Moorhead et al., 1999) qui a été daté à 1100 Ma (Watson, 1967). Les grands contrôles tectoniques sur l'emplacement de ce champ sont probablement les grandes failles tardives orientées vers le NW, l'essaim de Mistassini également orienté vers le NW et la présence d'une arche structurale qui sépare le Bassin de Mistassini et le Bassin d'Otish. Ces éléments structuraux et quelques intrusions alcalines sont englobés dans le couloir de Témiscamie-Corvette.

Les travaux de minéralogie effectués sur une lame mince polie provenant d'un échantillon de carotte de forage de dyke de kimberlite démontrent clairement des caractéristiques kimberlitiques. Les mégacristaux de phlogopite zonée sont typiques des mégacristaux d'origine magmatique et présentent des caractéristiques optiques et de composition semblable aux phlogopites de la suite Madrid de la mine Premier en Afrique du sud.

Les ilménites sont de deux types: 1) les ilménites du type 1 sont magnésiennes et chromifères ; 2) les ilménites du type 2 sont manganésifères. Le premier type d'ilménite possède des caractéristiques primaires telles qu'une morphologie en cristaux squelettiques à sections idiomorphes et une association minéralogique avec le spinelle chromifère. Les ilménites magnésiennes et chromifères du type 1 ont des compositions se projetant dans le champ de la préservation du diamant.

Aucuns grains de chromites magnésiennes rouges ont été observés dans la lame étudiée. Toutefois, plusieurs petits grains arrondis et parfois zonés de spinelles chromifères ont été analysés

Les conditions de formation des oxydes ( $T=975\text{ }^{\circ}\text{C}$  et  $\log f\text{O}_2 = -14.8$ ) sont compatibles avec la cristallisation d'un magma kimberlitique et sont dans le champ de stabilité du diamant. L'épisode de serpentinisation et de carbonatation de la kimberlite a probablement eu lieu lors d'un évènement métasomatique à une température avoisinant  $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## Table des matières

Table des matières .....	IV
Annexes .....	V
Planches .....	VI
1,0) Introduction .....	1
2,0) Méthodologie .....	1
3,0) Travaux antérieurs.....	1
3,1) Uranerz Exploration and Mining Ltd. ....	1
3,2) Inco Ltd. ....	2
3,3) Mountain Lake Resources Inc.....	3
3,4) DITEM Explorations Inc. ....	3
4,0) Géologie régionale .....	3
5,0) Géologie locale .....	4
6,0) Dykes de diabases .....	5
6,1) Mistassini (2470 Ma) .....	5
6,2) Otish (1730 Ma).....	6
7,0) Linéaments .....	6
7,1) Le couloir de Témiscamie-Corvette.....	7
8,0) Kimberlite d’Otish .....	9
8,1) Description lithologique.....	9
8,2) Description pétrographique.....	9
8,3) Observations au MEB (SEM) et en IER (BEI) .....	10
8,4) Résultats des analyses minéralogiques .....	10
8,4,1) Phlogopite .....	11
8,4,2) Serpentine.....	11
8,4,3) Ilménite Magnésienne (Type 1) .....	11
8,4,4) Ilménite Manganésifère (Type 2).....	12
8,4,5) Spinelle Chromifère .....	12
8,4,6) Rutile Chromifère .....	12
8,5) Détermination des conditions de T et fO <sub>2</sub> .....	12
9,0) Discussion et conclusion.....	13
RÉFÉRENCES:.....	15

## Figures

<b>Figure 1:</b> Localisation des champs de kimberlite dans la Province du Supérieur.....	19
<b>Figure 2:</b> Sub-divisions tectoniques du Québec.....	19
<b>Figure 3:</b> Géologie du secteur au NE de la partie Ouest du Bassin des monts Otish.....	20
<b>Figure 4:</b> Géologie plus détaillée de la figure 3, avec la localisation des kimberlites.....	21
<b>Figure 5:</b> Géologie détaillée de la propriété Beaver-Zoran/Otish West.....	22
<b>Figure 6:</b> Carte ombragée du champ magnétique et localisation des anomalies circulaires positives.....	23
<b>Figure 7:</b> Carte schématique simplifiée des linéaments dans le Moyen-Nord du Québec.....	24
<b>Figure 8:</b> $TiO_2-Al_2O_3$ montrant la composition des phlogopites de la kimberlite des Monts Otish.....	25
<b>Figure 9:</b> Diagramme $Feo-Cr_2O_3$ montrant la composition des phlogopites de la kimberlite d'Otish.....	26
<b>Figure 10:</b> Variation de composition des cœurs-bordures des mégacristaux de phlogopite et des grains de la matrice de la kimberlite d'Otish.....	27
<b>Figure 11:</b> Diagramme $MgO-Cr_2O_3$ montrant le champ de composition des ilménites du type 1 et 2 de la kimberlite des Monts Otish.....	28
<b>Figure 12:</b> Diagramme $MgO-Cr_2O_3$ montrant la composition des spinelles chromifères de la kimberlite des Monts Otish.....	29
<b>Figure 13:</b> Diagramme $T-LogfO_2$ montrant les conditions de formation des oxides de la kimberlite d'Otish.....	30
<b>Figure 14:</b> Prisme de composition des spinelles kimberlitiques.....	31

## Tableaux

<b>Tableau 1:</b> Champs de kimberlite en Ontario, au Québec et au Michigan.....	32
<b>Tableau 2 :</b> Kimberlites du Québec.....	33

## Annexes

<b>Annexe1:</b> Description des trous de forage de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite..	34
<b>Annexe 2:</b> Description des trous de forage, dans la base de données SIGÉOM, de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite.....	38
<b>Annexe 3:</b> Analyses des minéraux à la microsonde.....	40
<b>Annexe 4:</b> Calculs des conditions de T et $fO_2$ .....	51

## Planches

**Planche 1 :** .....53

- a) Vue d'ensemble de la kimberlite en lumière transmise (20x)
- b) Idem mais pour un autre champ
- c) Vue à fort grossissement (100x) d'un macrocristal de phlogopite zonée
- d) Vue d'une portion d'un macrocristal d'ilménite magnésienne chromifère
- e) Macrocristaux et cristaux d'olivine
- f) Matrice limpide et turbide

**Planche 2 :** .....54

- a) Image en électrons rétrodiffusés (IER) du macrocristal d'ilménite magnésienne chromifère
- b) Image en électrons rétrodiffusés d'un grain de rutile chromifère en voie de remplacement par l'ilménite manganésifère
- c) Image en électrons rétrodiffusés montrant un grain de spinelle chromifère
- d-f) Image en électrons rétrodiffusés de grains de spinelles chromifères entourés d'ilménites magnésiennes squelettiques.

**Planche 3:** .....55

- a) Image en électrons rétrodiffusés d'un macrocristal de phlogopite zonée
- b) Image en électrons rétrodiffusés montrant deux mégacristaux de phlogopites zonées côte à côte
- c) Image en électrons rétrodiffusés d'un grain de phlogopite arrondie dans une matrice serpentinisée
- d) Image en électrons rétrodiffusés d'un cristal d'olivine serpentinisée

## 1,0) Introduction

Des dykes de kimberlite ont été interceptés en forage par Uranerz Mining and Exploration Ltd. en 1978 lors d'une campagne d'exploration pour des minéralisations d'uranium dans le secteur du Bassin des monts Otish (Gehrish et al., 1979). Ces dykes sont injectés dans des gneiss et des granites de la Sous-Province d'Opatca, près du flanc nord de la partie ouest du Bassin des monts Otish (figs. 1,2). Ils sont localisés à la limite nord du feuillet SNRC 32P/16 (lac Hippocampe), coordonnées UTM 679500E et 5763200N, dans une zone comportant peu d'affleurements.

Malgré l'identification de la nature kimberlitique des roches ultramafiques et la reconnaissance d'une structure circulaire magnétique à proximité, aucun travail d'exploration pour les diamants ne semble avoir été entrepris. Suite à la découverte de kimberlites diamantifères dans les Terriores du Nord-Ouest en 1991 et à l'intérêt démontré pour l'exploration diamantifère dans l'ensemble du Canada, cette région a été jalonnée en 1993 et 1994 par Inco Ltd.. Les travaux de forage n'ont été réalisés qu'en 1998, suite à une entente entre DITEM Explorations Inc., Inco Ltd et Uranerz Exploration and Mining Ltd..

Ce rapport comprend une compilation des travaux antérieurs, une description de la géologie régionale et des éléments associés à la mise en place de kimberlites, tirée largement de Moorhead et al. (1999), et une description pétrographique et minéralogique effectuée sur une lame mince provenant d'un échantillon de carotte d'un des forages effectués par Uranerz Exploration and Mining en 1978. Une attention particulière est portée à l'identification des oxydes reconnus comme indicateurs pétrogénétiques de la formation du diamant (ilménite, chromite).

## 2,0) Méthodologie

La lame mince polie a été analysée au laboratoire de Microsonde de l'université McGill. La microsonde utilisée est un modèle JEOL SUPERPROBE 8900. Le faisceau d'électrons utilisé a été généré sous un voltage d'accélération de 15 kV sous un courant de  $2.07 \times 10^{-8}$  A. Le diamètre du faisceau faisait moins

de 5 microns. Deux standardisations ont été réalisées, l'une pour l'analyse des silicates et l'autre pour l'analyse des oxydes. Les résultats d'analyses sont présentés à la fin de ce rapport à l'Annexe I. Des microphotographies ont été prises à l'aide d'un photomicroscope à lumière transmise et réfléchie Cooke Throughton & Simms équipé d'une caméra Olympus PM-6. Des images des oxydes ont aussi été acquises par enregistrement d'électrons rétrodiffusés (Back Scattered Electrons) à l'aide du système d'acquisition d'images de la microsonde JEOL.

## 3,0) Travaux antérieurs

### 3,1) Uranerz Exploration and Mining Ltd.

Le texte qui suit représente un résumé de certaines parties des rapports de Gehrish et al. (1979) et de Jenkins (1979) qui concernent les intrusions ultramafiques interprétées possiblement comme des kimberlites.

Une campagne d'exploration d'uranium d'envergure couvrant l'ensemble du bassin des monts Otish a été réalisée à partir du début des années 70 jusqu'au milieu des années 80 par Uranerz Exploration and Mining. En 1978, au cours de travaux d'exploration sur des cibles géophysiques et radiométriques, 3 forages ont intercepté des dykes de kimberlite dans la zone Beaver-Zoran/Otish West, projet 71-85. Cette zone est située sur le flanc nord de la partie occidentale du Bassin des monts Otish, à environ 4 km au NE de la position présumée de la discordance entre les sédiments protérozoïques du Groupe d'Otish et les roches sous-jacentes d'âge archéen de la partie est de la Sous-Province d'Opatca (figs. 3,4,5). Dans le secteur des dykes de kimberlite, les roches archéennes sont formées principalement de gneiss quartzo-feldspathique à biotite qui renferment du quartz (25%), du plagioclase (30-35%) et de la biotite (40%) avec de faibles quantités de hornblende, de cordiérite, de grenat et de chlorite ainsi que des traces de sulfures. Localement, des horizons riches en grenat-cordiérite et en hornblende ont été observés. À quelques endroits, les gneiss ont des textures migmatitiques. Des horizons lenticulaires de 25 à 100 m d'épaisseur d'amphibolites massives et laminées sont intercalés dans les gneiss. Les amphibolites sont constituées principalement de hornblende et de plagioclase avec des quantités mineures de chlorite, de quartz, de biotite et de magnétite. Elles sont recoupées par des dykes et

des amas de granite. Les unités gneissiques et amphibolitiques sont recoupées par un granitoïde qui a été divisé en trois faciès; le granite folié, le granite massif et la granodiorite-tonalite. Le granite folié a une couleur rose et est caractérisé par une foliation définie par la hornblende et la biotite. Localement, des porphyroblastes de grenat ont été observés. Le granite massif varie de blanchâtre à rosé et est caractérisé par un réseau de joints bien développés. La granodiorite-tonalite a une couleur variant de blanchâtre à rose et est massive à gneissique. La gneissosité est définie par des bandes de 1 à 5 mm d'épaisseur riche en biotite et hornblende alternant avec des bandes felsiques de 10 cm et moins d'épaisseur. Tous les faciès du granitoïde comprennent, en proportion variable, du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase, de la biotite et localement de la hornblende et de l'épidote. Les contacts avec les gneiss quartzo-feldspathiques sont graduels. Des enclaves de ces gneiss ont été observées dans le granitoïde.

Les dykes de kimberlites se situent approximativement à 500 m à l'ouest d'un gîte d'uranium, découvert par Uranerz en 1975. Ce gîte est encaissé dans des gneiss à biotite et cordiérite à proximité d'un granite rose (Fiche de gîte no. 32P/16-1). Une faible anomalie magnétique coïncide avec la position du gîte. Plus à l'ouest, les levés géophysiques et radiométriques ont détectés des cibles d'intérêt qui ont fait l'objet de 14 forages pour un total de 914 m sans intercepter de minéralisation significative en uranium (Gehrich et al., 1979). Trois des forages (no. 31, 32 et 34), ont recoupé des kimberlites sur des épaisseurs variant de 10 cm à 38m (**annexe 1**). La roche encaissante est constituée principalement de granite rose, localement pegmatitique, intercalé de niveaux de gneiss à quartz-biotite. Les intercalations de gneiss à quartz-biotite ont localement des épaisseurs décimétriques et représentent probablement des enclaves. Les kimberlites peuvent être divisées en deux types, les dykes et les brèches. Trois dykes ont été recoupés dans les forages 32 et 34 sur des épaisseurs de 10, 12 et 24 cm. Ils sont décrits comme des volcanites non-métamorphisées avec localement des épontes altérées. Ces épaisseurs sont typiques des dykes de kimberlite situés près du village de Desmaraisville dans la Sous-Province de l'Abitibi (Watson, 1955; Bourne et Bossé 1991). Les brèches kimberlitiques ont été interceptées dans les forages 31 et 34 sur des épaisseurs de 37,8 m et 28 m respectivement. La description du forage 31 mentionne que cet intervalle représente une

cheminée volcanique ou un dyke d'andésite ou de basalte à olivine sous-saturé en silice. Les phénocristaux comprennent de l'olivine, de la chlorite, de la biotite et de la chromite (?). La description du forage 34 mentionne que la roche est une volcanite ou un dyke non-métamorphisé de basalte à olivine (?) avec des fragments désilicifiés de 1 à environ 5 cm de diamètre de roche encaissante, principalement du granite hématisé. Plusieurs fragments ont des couronnes de réaction. Les phénocristaux dans la matrice de la brèche comprennent de l'olivine, de la biotite, de la chromite ? ou de l'ilménite et un minéral brun-rouge non-identifié. Au début du rapport, dans le résumé de la campagne de forage, les auteurs mentionnent que les forages ont recoupé une cheminée ultramafique en forme de dyke de composition périclétique qui représente peut-être une kimberlite. Ce corps intrusif serait une périclétique micacée serpentinisée composée de 50% d'antigorite, représentant des pseudomorphes d'olivine, et de 10-20% de carbonate. Les phénocristaux de biotite sont un constituant principal. La matrice est à grain fin et forme environ 25% de la roche. On ne mentionne pas la présence de minéraux indicateurs caractéristiques des kimberlites, mais la présence d'une structure en forme de cheminée suggère fortement la possibilité que cette roche soit une kimberlite.

La carte de cette partie de la propriété (**fig. 5**) montre que les forages 31 et 34 ont intercepté les dykes et les brèches kimberlitiques dans une structure magnétique de 21 m d'épaisseur, orientée vers le NW à 305°. À 25 m au NW du forage 31, cette structure magnétique intersecte l'anomalie magnétique de forme elliptique, légèrement allongée vers le NW à 290° avec des axes longs et courts de 78 et 50 m respectivement. L'orientation de la zone de dykes et l'allongement de la cheminée sont sub-parallèles au couloir de Waswanipi-Saguenay plus au Sud. Cette anomalie magnétique de forme elliptique est interprétée comme l'intrusion kimberlitique principale. Elle n'a pas fait l'objet de forage par Uranerz. C'est dans cette cheminée que DITEM Explorations a implanté 6 trous de forage en 1998.

### 3,2) Inco Ltd.

En 1993-94, des travaux de jalonnement ont été entrepris autour de la kimberlite découverte par Uranerz en 1978 et sur des anomalies aéromagnétiques dans le secteur avoisinant, principalement dans les feuillets SNRC 32P/16 et

33A/1. Les cibles géophysiques ont été repérées sur les levés géophysiques aéroportés effectués dans les années 70 pour l'exploration d'uranium.

### **3,3) Mountain Lake Resources Inc.**

Mountain Lake Resources devait acquérir une option sur le projet d'exploration diamantifère du lac Indicateur d'Inco Ltd., dans la région des monts Otish. L'entente stipulait le paiement d'un montant de 125 000\$ et de 200 000 actions ordinaires à la signature et l'exécution de divers travaux d'exploration pour un montant minimal de 1 000 000\$ sur une période de 12 mois (Northern Miner 2 Mai 1994; Canadian Mines Handbook 1994-95). Cette entente ne semble pas avoir été conclue car il n'y a aucune mention ultérieure de ce projet (Canadian Mines Handbook 1995-96).

### **3,4) DITEM Explorations Inc.**

Les travaux d'exploration sur la kimberlite des monts Otish ne sont pas encore disponibles au Ministère des Ressources naturelles du Québec. Nous avons compilé l'information disponible dans le rapport annuel de 1997 de DITEM Explorations Inc. et dans les communiqués de presse disponibles sur le site internet de Canadian Corporate News.

Le 30 mars 1998 DITEM Explorations Inc. a conclu une entente avec Uranerz Explorations and Mining Ltd. et Canico (Inco Ltd.) concernant la propriété renfermant la kimberlite des monts Otish désignée comme la propriété du lac Castor. En vertu de cette entente, DITEM Explorations a le droit d'acquérir une participation de 49% dans la production diamantifère de cette propriété en dépensant 1 500 000\$ pour les travaux d'exploration sur une période de 4 ans. Cette propriété contient la cheminée et les dykes de kimberlite découverts par forage par Uranerz en 1978. Un programme de 6 trous de forage a alors été amorcé. Ces trous ont permis de préciser la géométrie de la cheminée et de vérifier la présence de diamants et de minéraux indicateurs. Les échantillons, pesant au total 96,07 kg, provenant de trous de forage ont donné quatre macro-diamants. Les diamants sont transparents avec des formes d'octaèdre et de dodécaèdre. Le plus gros des quatre diamants mesure 0,96 x 0,60 x 0,56 mm. Un échantillon de 1 kg prélevé dans l'un des forages contenant un diamant, renferme des grenats dont une proportion de 25% ont une

composition chimique compatible avec la composition de grenats en inclusion dans les diamants. De ces grenats, 75 % ont des compositions péridotitiques et 25% écloitiques. Encouragé par la présence de macro-diamants et la chimie des minéraux indicateurs, DITEM Explorations a alors procédé au prélèvement d'un échantillon en vrac de 7 tonnes, au jalonnement de d'autres claims et a acquis un permis d'exploration. L'échantillon en vrac a été analysé au Colorado selon un procédé permettant de récupérer les diamants d'un diamètre supérieur à 0,8 mm. Le communiqué de presse daté du 13 novembre 1998 rapporte que l'échantillon en vrac ne renfermait pas de diamants.

Dans un communiqué de presse datée du 8 décembre 1999, Explorations Ditem ont annoncé leur intention de poursuivre les travaux d'exploration sur la propriété des monts Otish. Dans une récente étude magnétométrique aérienne, dans le secteur de la cheminée de kimberlite, un certain nombre de cibles potentielles de kimberlite ont été reconnues. À l'autonomie 1999, certaines de ces anomalies ont été vérifiées par des levés magnétiques au sol. La vérification complète des cibles aéromagnétiques sera fait dans la prochaine phase d'exploration.

## **4,0) Géologie régionale**

La kimberlite d'Otish est localisée dans la partie est de la Sous-Province d'Opatoca près de sa limite avec la Sous-Province de d'Opinaca au nord.

La Sous-Province d'Opinaca est formée principalement de paragneiss et renferment une composante importante d'intrusions tonalitiques à monzonitiques avec quelques minces lambeaux d'amphibolites. Le patron aéromagnétique est irrégulier avec une signature généralement E-W. La limite avec la Sous-Province d'Opatoca est interprétée comme une zone de faille (Benn et al., 1992; Sawyer et Benn, 1993; Hocq, 1994).

La Sous-Province volcano-plutonique d'Opatoca est constituée principalement d'orthogneiss tonalitiques à granodioritiques et d'une bande volcanique majeure orientée E-W, soit la bande volcanique de Frotet-Evans (BVFE). Les orthogneiss sont datés entre 2770 et 2700 Ma. Ils sont recoupés par des intrusions de composition monzodioritique à tonalitique datées entre 2693 et 2695 Ma (Davis et al., 1994; 1995). Le complexe

du lac Rodayer, localisé dans la partie nord de l'Opatica au niveau de la longitude 77°45', a livré des âges entre 2820 et 2825 Ma (Davis et al., 1994). La BVFE est formée surtout de basaltes et d'andésites et, en moindre proportion, de volcanoclastites felsiques à intermédiaires et de sédiments. Un dyke felsique recoupant les laves a donné un âge de  $2782 \pm 6$  Ma (Pilote et al., 1997). Cet âge indique que les laves de la BVFE sont nettement plus vieilles que celles des bandes volcaniques des rivières Eastmain et La Grande. Le patron aéromagnétique est accidenté et irrégulier dans les orthogneiss. Au sud, le contact avec la Sous-Province de l'Abitibi est marqué par une zone de cisaillement, interprétée comme une zone de rétrocharriage où les roches volcaniques de l'Abitibi sont chevauchées vers le nord sur les orthogneiss de l'Opatica (Hocq, 1989). En profondeur, il semble que la Sous-Province d'Opatica est chevauchée vers le sud sur la Sous-Province de l'Abitibi, marquant possiblement une paléozone de subduction (Hocq, 1989; Calvert et al., 1995).

La région de la baie James comprend 3 ensembles de roches sédimentaires d'âge protérozoïque; le Bassin des monts Otish, le Bassin du lac Mistassini et les lambeaux la Formation de Sakami. Le Bassin des monts Otish et le Bassin du lac Mistassini forment deux ensembles situés à proximité du Front du Grenville dans la partie est de la région. Le dépôt des unités dans les deux bassins est interprété comme synchrone (Chown et Caty, 1973). Les sédiments de la Formation de Sakami forment deux chapelets de 7 petits grabens chacun, orientés à 70-75°.

Le Bassin des monts Otish renferme une séquence siliciclastique, le Groupe d'Otish, composée surtout de grès et de conglomérats avec de minces intercalations de carbonates (Chown, 1984). Un milieu de dépôt de type fluvial est interprété pour les sédiments de ce groupe (Chown, 1984). Le Bassin du lac Mistassini renferme une séquence de 2 500 m d'épaisseur composée principalement de carbonates et d'argilite avec des unités de grès quartzeux, de formation de fer et d'argilite au sommet (Chown, 1984). Un milieu de dépôt de type plate-forme est interprété pour ce groupe (Chown, 1984). L'âge des sédiments dans ces deux bassins n'est pas bien établi. Les dykes de diabase de l'Essaim de Mistassini, datés à 2470 Ma par la méthode U-Pb (Heaman, 1994), ne recoupent pas les deux groupes. Les sédiments du Groupe de Mistassini ont donné un âge de  $1787 \pm 55$  Ma par la méthode

Rb-Sr sur la roche totale (Fryer, 1972). Cet âge représente l'âge minimum du métamorphisme de ces sédiments. Les dykes et les filons-couches de gabbro recoupant les sédiments d'Otish ont été datés à  $1730 \pm 30$  Ma par la méthode Nd/Sm (C. Brooks, communication personnelle, 1983, cité dans Ruhlman et al., 1986). Les roches des groupes de Mistassini et d'Otish se sont donc déposées entre 2470 Ma et 1787 Ma.

## 5,0) Géologie locale

Le feuillet SNRC 32P/16 a fait l'objet de travaux de cartographie à l'échelle 1 : 63 360 en 1960 par Hashimoto (1961). Les travaux de cartographie et de compilation fait par Chown (1971a,b) couvre ce feuillet et les régions avoisinantes à l'Est, au Sud et à l'Ouest. Au nord, le feuillet SNRC 33A/1 a fait l'objet d'une cartographie à l'échelle 1 : 125 000 (Hocq, 1976a). Dans le secteur des dykes de kimberlites, les roches archéennes appartiennent au domaine NE de la Sous-Province volcano-plutonique d'Opatica, localisées près du contact avec la partie Est de la Sous-Province métasédimentaire d'Opinaca (Fig. 2; Hocq, 1994). Ces roches comprennent des gneiss granodioritiques à hornblende  $\pm$  biotite, des bandes de basaltes amphibolitisés et de petites lentilles isolées de composition ultramafique. Elles sont recoupées par des intrusions volumineuses de granite rose à biotite (Hashimoto, 1961; Hocq, 1976a). Plus à l'Est, les sédiments siliciclastiques d'âge protérozoïque appartenant à la Formation de Péribonka du Groupe d'Otish (Avramtchev, 1983) reposent en contact de discordance sur les roches archéennes. Dans les feuillets 32P/16 et 33A/1, cette unité sédimentaire affleure très mal et comporte seulement des affleurements isolés, avec des pendages peu prononcés de 0 à 15° vers le SE, séparés par de grandes étendues de mort terrain (Hashimoto, 1961; Hocq, 1976a). Dans le secteur des dykes de kimberlites, ces sédiments comprennent principalement des grès blancs interlités de quelques lits de conglomérats à cailloux et de quelques minces lentilles de schiste argileux pourpre (Hashimoto, 1961). Les grès ont une composition variant de quartzitique à subarkosique, comprenant généralement 90% de quartz et 10% de feldspath avec des grains bien arrondis (Hashimoto, 1960). La source des sédiments siliciclastiques était probablement un socle régolithique (Chown, 1984). La réactivation périodique le long de failles syn-sédimentaires orientées N-S et NW a probablement contrôlé la

distribution des différents types de sédiments (Chown, 1984).

## 6.0) Dykes de diabases

Plusieurs essaims de dykes de diabase recoupent les roches de la région de la baie James. Ils marquent des épisodes magmatiques reliés à des périodes d'extension crustale dans le craton archéen. L'intérêt de compiler les dykes de diabase est de montrer les endroits dans le craton archéen où il y a eu des périodes d'extension crustale. Les zones d'extension ont pu servir de conduits pour la montée de magmas générés à de grandes profondeurs. La source des kimberlites est établie à plus de 150 km (Mitchell, 1991), celle des autres intrusions alcalines, telles que les lamprophyres ultramafiques et les melilites est établie à moins de 125 km (Mitchell, 1991). Pour une discussion sur la profondeur de l'origine du magma kimberlitique voir Sautter et Gillet (1994). Helmstaedt et Gurney (1994) ont proposé que l'essaim de diabase de McKenzie qui recoupe le craton de l'Esclave a pu focaliser la montée de kimberlites. Dans leur modèle, la partie sud du craton, celle qui est la plus éloignée de l'épicentre de la plume mantellique responsable de la mise en place des diabases, serait la plus prospective pour les diamants. Les directions d'écoulement dans les dykes de diabases passant de subverticales près de l'épicentre postulé à subhorizontales plus au sud dans le craton de l'Esclave (Helmstaedt et Gurney, 1994). Pell (1997) mentionne que des structures d'envergure tels que les fractures, les contacts géologiques, les failles et les dykes protérozoïques ont pu influencer la localisation de cheminées individuelles dans le craton de l'Esclave. Les cheminées de kimberlites de la Tanzanie sont communément allongées parallèlement aux dykes de diabase, aux failles et aux réseaux de joints (Mannard, 1968).

Dans la région de la baie James, il y a eu quelques études sur les dykes de diabase. Des datations par la méthode K-Ar sur la roche totale ont été faites sur des dykes au NW du bassin de Mistassini qui ont livré des âges de 1255, 1220 et 1925 Ma (Wanless, 1972). Fahrig et Chown (1973) ont réalisé une étude paléomagnétique sur les dykes et les filons-couches du bassin des monts Otish. Chown (1984) a fait une description de 4 types de dykes de diabase dans le secteur de Chibougamau, des bassins des monts Otish et du lac Mistassini. Fahrig et West (1986) ont publié une carte montrant la distribution des différents

essaims de dykes de diabase dans tout le Canada. Fahrig et al. (1986) ont publié une étude géochimique et paléomagnétique de l'essaim de Mistassini.

Deux essaims importants sont présents dans la région de la kimberlite d'Otish; l'Essaim de Mistassini et l'Essaim d'Otish.

## 6.1) Mistassini (2470 Ma)

Au NW du lac Mistassini, des dykes orientés NW forment un essaim très bien visible sur les cartes aéromagnétiques (Fahrig et al., 1986; **fig. 6**). Les dykes de Mistassini comprennent des suites tholéitiques et komatiitiques (Fahrig et al., 1986). La majorité des dykes se terminent au nord du contact avec les sédiments protérozoïques du bassin du lac Mistassini (Fahrig et al., 1986). Aucune relation de recoupement entre ces dykes et les sédiments du Groupe de Mistassini n'a été observée. Quelques dykes se prolongent vers le SE sous le lac Mistassini mais leur signal magnétique s'affaiblit progressivement. Ces deux observations indiquent que les dykes sont probablement plus âgés que les sédiments du Groupe de Mistassini. Des datations par la méthode K-Ar sur la roche totale et la biotite ont livré des âges entre 1220 et 1960 Ma (voir références dans Fahrig et al., 1986). Plus récemment, une datation faite sur des zircons et des baddeleyites par la méthode U-Pb a donné un âge de 2470 Ma (Heaman, 1994).

Les dykes de l'Essaim de Mistassini forment un éventail de 30°-40° (Ernst et Buchan, 1997; **fig. 6**). Les dykes localisés au SW de l'essaim ont une orientation de 315°, ceux au centre ont une orientation de 330° à 335° et ceux sur le flanc NE ont une orientation de 355°. Cet éventail permet de localiser l'épicentre probable de la plume mantellique responsable des dykes à environ 280 km au SE du contact Nord du bassin de Mistassini (Ernst et Buchan, 1997). Cet épicentre est situé approximativement à 75 km au nord de la ville de Chicoutimi, en plein cœur de l'anorthosite du lac St-Jean. L'association spatiale entre le centre postulé d'une plume mantellique de 2470 Ma et d'un massif anorthositique très volumineux de  $1146 \pm 3$  Ma (Higgins et van Breemen, 1996) à  $1156 \pm 2$  Ma (Higgins et van Breemen, 1992) est peut-être fortuite. Par contre, elle pourrait aussi indiquer que le conduit présent dans la croûte qui a permis la mise en place de la plume a également servi lors de la mise en place de l'anorthosite.

## 6,2) Otish (1730 Ma)

Dans la région du Bassin des monts Otish et de la partie nord du Bassin du lac Mistassini, Chown (1984) indique la présence de filons-couches et de dykes et de diabase à olivine orientés vers le N et le NE. Ils sont d'affinité tholéiitique et recourent les sédiments du Groupe de Mistassini et du Groupe d'Otish (Chown, 1984). Une étude paléomagnétique a été faite sur ces gabbros par Fahrig et Chown (1973). Une datation fait par la méthode K/Ar sur la roche totale a donné un âge de 1465 Ma (Wanless, 1972; cité dans Chown, 1984) Une datation de Sm/Nd a livré un âge de  $1730 \pm 30$  Ma (C. Brooks, communication personnelle, 1983; cité dans Ruhlman et al., 1986). Cet essaim semble être restreint à ce secteur de la région étudiée.

## 7,0) Linéaments

Depuis longtemps, les cratons archéens sont considérés comme les endroits les plus propices pour la localisation de kimberlites diamantifères (Mitchell, 1986). Cette hypothèse, originalement proposée pour expliquer la distribution des kimberlites diamantifères en Afrique (Clifford, 1966) s'est révélée exacte pour les cratons et les kimberlites localisées dans les autres continents (Kirkley et al., 1992; Janse, 1992a,b, 1993; Janse et Sheanan, 1995). De plus, il semble que la partie des cratons recouverte par une mince épaisseur de sédiments horizontaux plus récents, plutôt que les secteurs où les roches archéennes affleurent en surface, est la plus propice à la localisation de kimberlites diamantifères (Kirkley et al., 1992). Cette dernière hypothèse, développée en Afrique et en Sibérie, ne s'applique pas pour le craton de l'Esclave au Canada. Quoique la présence de xénolites de sédiments d'âge crétacé-tertiaire dans les cheminées de kimberlite du craton de l'Esclave indique que ce craton a déjà été recouvert d'une mince couverture sédimentaire (Pell, 1997). Le Québec comprend une grande partie du craton du Supérieur, qui est l'un des plus grand craton archéen au monde, dont la partie centre-nord est recouverte par une mince pellicule de sédiments paléozoïques (Remick et al., 1963; Larsson et Stearn, 1986).

Dawson (1964) a proposé une association entre les kimberlites et les rifts crustaux dans les cratons et une association

spatiale et temporelle avec d'autres types d'intrusions alcalines plus volumineuses et plus répandues. Ces intrusions comprennent des syénites, des syénites à néphéline, de ijolites, des néphélinites, des méllilites, des carbonatites et une grande variété de lamprophyres tels que les alnoïtes, les monchiquites et les ouachitites (Dawson, 1964). La même association a été soulignée par Mannard (1968), Brummer (1978), Brummer et al. (1992a,b), Kaminsky et al. (1995) et Currie (1996). En Angola, une association entre des kimberlites, des carbonatites, des complexes alcalins et des failles transformantes a été proposée (Marsh, 1973). Une grande structure, le couloir de Lucapa, orientée vers le NE, se poursuit sur plus de 1600 km dans le craton du Congo reliant tous les champs de kimberlites et comprenant plusieurs intrusions alcalines et de carbonatites (White et al., 1995).

Dans les cratons archéens situés en Afrique et en Russie orientale, plusieurs kimberlites et champs de kimberlites sont localisés le long de grands linéaments (Mitchell, 1986 et références ci-incluses). Ces alignements de kimberlites et, localement, d'intrusions alcalines peuvent marquer la trace de zones de faille de grande envergure, désignées comme des failles épiorogéniques, qui s'étendraient jusqu'au manteau supérieur (Mitchell, 1986). Les cratons seraient traversés par un nombre limité de ces structures qui auraient perduré sur de longues périodes de temps et focalisées la montée de magmas mantelliques (Mitchell, 1986 et références ci-incluses). Une discussion étoffée sur les facteurs contrôlant la distribution des kimberlites est présentée dans Mitchell (1986). White et al. (1995) ont étudié les contrôles structuraux de la mise en place des kimberlites et des lamproïtes localisées en Afrique du Sud, en Russie orientale, et dans le NW australien. Ils concluent que la majorité sinon toutes les kimberlites et les lamproïtes sont reliées à des structures d'envergure régionale et locale. Kaminsky et al. (1995) propose que l'emplacement des kimberlites de Russie est contrôlé localement par l'interaction complexe entre des structures linéaires, radiales et concentriques localisées généralement dans des structures morphologiques en forme de dôme.

Kaminsky et al. (1995) indiquent que dans les cratons, les intrusions de kimberlites sont localisées dans des zones de haute perméabilité magmatique, généralement définies

par l'injection répétée de divers types de roches ignées. Ainsi, les champs de kimberlite forment généralement des distributions linéaires dans les cratons (Kaminsky et al., 1995). Les champs de kimberlite du craton de Sibérie sont alignés le long d'une grande structure NE d'environ 1000 km de long (Erlich, 1985; Kaminsky et al., 1995). La distribution des kimberlites serait reliée à la réactivation périodique le long de grandes failles profondes (Erlich, 1985). Dans certains cas, des failles transversales à la structure principale contrôlent la localisation des kimberlites et des autres intrusions (White et al., 1995; Kaminsky et al., 1995).

Rock (1989) regroupe les kimberlites et les lamproïtes dans la suite des lamprophyres, avec des transitions entre les différentes compositions. Mitchell (1991) ne voit pas de liens pétrogénétiques entre ces différentes roches (voir également la discussion dans Helmstaedt, 1993). Peu importe leurs liens génétiques, l'association spatiale notée à quelques endroits entre les différentes intrusions alcalines, les carbonatites et les kimberlites le long de linéaments reflète probablement l'utilisation des mêmes zones de faiblesse dans la croûte continentale.

Si l'hypothèse de Dawson est valable pour le craton du Supérieur, la localisation des intrusions alcalines, des failles, des grabens et des linéaments magnétiques, de télédétection ou de photo-interprétation peuvent être utilisées pour tracer des linéaments représentant possiblement des failles épiorogéniques d'envergure lithosphérique et peut-être prédire la localisation de nouveaux champs de kimberlites. Nous avons compilé les éléments géologiques tels que les cisaillements et les failles, les bassins de sédiments siliciclastiques tardifs, les intrusions alcalines et, localement, les intrusions de syénite, particulièrement les syénites à néphéline, en vue d'établir la position de grandes failles profondes dans le craton du Supérieur. Nous les avons désignés comme des couloirs plutôt que des linéaments, étant donné que certains d'entre-eux ont des limites mal définies et des largeurs importantes. Dix structures ont été compilées et interprétées dans les provinces du Supérieur et du Grenville (Moorhead et al., 1999; fig. 2).

Dans la partie qui suit, les caractéristiques des structures hôtes de la kimberlite d'Otish sont décrites en détail.

## 7,1) Le couloir de Témiscamie-Corvette

Ce couloir est localisé dans la partie SE de la région de la baie James et est orienté vers le NW à environ  $330^{\circ}$  (fig. 2). Il a une largeur approximative de 110 km et une longueur d'environ 400 km. Il représente une des structures les moins bien définies parmi celles que nous avons reconnues dans le Supérieur. Le lac Témiscamie est situé près de la limite SE de la zone dans la ceinture paraautochtone de la Province de Grenville. Le lac de la Corvette est localisé près de la limite NW du couloir, au contact entre la Sous-Province de La Grande et la Sous-Province d'Opatca. Le couloir englobe la kimberlite d'Otish, la syénite des monts Témiscamie, de petites intrusions ultramafiques, possiblement alcalines, dans la Province de Grenville et du Supérieur ainsi que la plus grande partie de l'essaim de dykes de diabase de Mistassini, daté à 2470 Ma (Heaman, 1994).

Sur la carte aéromagnétique régionale du couloir de Témiscamie-Corvette, nous n'avons pas observé de linéaments ou de fabriques parallèles à la zone, sauf pour l'essaim de dykes de diabase de Mistassini. Au NW du lac Mistassini, de grandes failles de 40 à 90 km de longueur orientées vers le NW, sub-parallèles aux diabases recoupent la Sous-Province d'Opatca (Avramtchev, 1985; fig. 7). Il semble exister une flexure antiforme orientée vers le NW, sub-parallèle aux dykes et aux failles, qui sépare le Bassin de Mistassini au SW du Bassin d'Otish au NE. Le centre de cette arche structurale renferme les roches volcano-plutoniques de la Province d'Opatca. Il ne semble pas y avoir d'autres structures d'importance parallèles à ce couloir (Avramtchev, 1983).

Dans la Sous-Province d'Opatca, le couloir de Témiscamie-Corvette comprend la kimberlite d'Otish, une intrusion porphyrique et des intrusions ultramafiques isolées. La kimberlite d'Otish recoupe des roches granitiques de la partie est de la Sous-Province d'Opatca, en bordure de la partie est du Bassin des monts Otish (figs. 4,5). Une zone de dykes à proximité de la cheminée est orientée à  $290^{\circ}$ , subparallèle au couloir de Waswanipi-Saguenay plus au sud (fig. 5). Des roches ultramafiques forment de petites lentilles elliptiques ou de minces bandes parallèles associées aux roches métavolcaniques concentrées dans le secteur au nord du Bassin du lac Mistassini et à l'ouest du Bassin des monts Otish (Chown, 1971b; Avramtchev, 1983). L'assemblage minéralogique comprend, en proportions variables

l'amphibole, le clinopyroxène, le talc, la serpentine, la magnétite, un spinelle vert, l'ilménite, l'actinote et la phlogopite (Chown, 1971b). La phlogopite a également été notée par Chown (1971a), Hocq (1973, 1976a, 1985) ainsi que la biotite (Hocq, 1976a,b, 1985) dans les secteurs situés plus au NW. Une teneur maximale de 0,3% en  $K_2O$  a été notée par Hocq (1976b). La présence de phlogopite suggère un contenu appréciable en potassium dans les roches. Si le  $K_2O$  est primaire et n'a pas été introduit lors du métamorphisme ou d'un autre événement métasomatique, il pourrait indiquer que certaines de ces intrusions sont alcalines. Les ultramafites sont généralement foliées parallèlement aux gneiss encaissants (Chown, 1971b). Il faut souligner la similitude de premier niveau entre ces intrusions ultramafiques isolées, généralement au sein de gneiss quartzo-feldspathiques, et la récente découverte de Ni-Cu-EGP fait par Nuinsco à l'intérieur d'une intrusion gabbroïque isolée dans un granitoïde près de la bande volcanique de Frotet-Evans, dans la partie ouest de la Sous-Province d'Opatca. Aucune teneur anormale en Ni ou en Cu n'est rapportée dans Chown (1971a) et Hocq (1973, 1976b, 1985) pour les intrusions ou lambeaux de roches ultramafiques isolées de la partie est de la Sous-Province d'Opatca, situées à l'ouest du bassin des monts d'Otish.

On retrouve une petite intrusion de porphyre quartzo-feldspathique de forme quasi-circulaire, d'environ 4 km de diamètre, ainsi que des dykes qui affleurent près de la discordance à l'extrémité NE du bassin du lac Mistassini (Chown, 1971b). Les porphyres sont le quartz, le plagioclase et le feldspath, entourés d'une matrice riche en feldspath potassique (Chown, 1971b). L'abondance de feldspath potassique dans la matrice et la couleur rougeâtre de l'intrusion indiquerait que l'intrusion pourrait avoir une composition syénitique.

La partie de la ceinture parautochtone de la Province de Grenville, englobée par le prolongement vers le SE du couloir de Témiscamie-Corvette, renferme une intrusion volumineuse de syénite à l'est du lac Albanet et plusieurs petites lentilles ultramafiques (carte no. 1; Avramtchev, 1983; Chown, 1971b). La syénite affleure le long des monts Témiscamie, où elle forme une intrusion allongée vers le NE, parallèle et adjacente au Front du Grenville, de 53 km de long avec une largeur maximale de 6 km (Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981; Avramtchev, 1983). L'assemblage minéralogique comprend la

microcline, l'albite, moins de 5% de quartz, la biotite et la hornblende (Neilson, 1966; Chown, 1971b). La scapolite, la muscovite et le carbonate sont les minéraux d'altération observés sur le feldspath potassique (Chown, 1971b). La syénite est en contact graduel à l'est avec une intrusion sub-parallèle de granite à microcline et biotite. Seulement une petite portion de l'intrusion renferme de la népheline qui forme localement jusqu'à 25% de la roche (Currie, 1976). Les principaux minéraux de la phase néphélinitique comprennent le microcline, l'orthose, l'albite, la biotite, l'aegyrine et la hastingsite. Les minéraux accessoires sont le grenat, l'épidote, l'apatite, le sphène et le zircon. Selon Currie (1976), cette syénite forme l'extrémité nord de la ceinture de roches alcalines de la Province de Grenville (Fig. 18). Cette ceinture s'étendrait vers le sud sur plus de 800 km jusqu'à l'extrémité sud de la Province de Grenville, au nord du lac Ontario.

Au sud du Bassin des monts Otish et à l'est du Bassin du lac Mistassini, la ceinture parautochtone du Grenville renferme une quinzaine de petites lentilles d'intrusions ultramafiques métamorphisées (Chown, 1971b). Elles sont localisées le long d'un couloir orienté vers le NW à  $315^\circ$ , de 65 km de long par 18 km de large (Chown, 1971b). Les ultramafites ont généralement une foliation parallèle aux gneiss encaissants. L'assemblage minéralogique comprend principalement l'amphibole verte (20-95 %), l'olivine, l'hypersthène et la serpentine (Chown, 1971b). Les constituants mineurs sont la magnétite, l'ilménite, la phlogopite (0-15 %), le talc (0-35 %), le carbonate et le sphène. La présence locale de phlogopite indique que certaines des intrusions ont des teneurs substantielles en  $K_2O$ . Si le  $K_2O$  est d'origine magmatique plutôt que le produit d'un événement métasomatique, certaines des intrusions ultramafiques pourraient avoir une affinité alcaline.

## 8,0) Kimberlite d'Otish

### 8,1) Description lithologique

Notre étude de la kimberlite d'Otish a été faite à partir d'un échantillon de 10 cm de longueur provenant des forages effectués par Uranerz. Nous n'avons pas d'information concernant le no. du trou de forage ou de la profondeur de l'échantillon. La roche est de couleur vert moyen à foncé et est constituée d'environ 35% de macrocristaux

d'olivine arrondis, de 1 à 7 mm de diamètre, de couleur vert très foncé, de 3-5% de feuillets de phlogopite brun foncé de 1 à 5 mm de longueur, de 5% de xénolithes angulaires de 2 à 10 mm de diamètre, gris pâle à vert pâle et d'un xénocrystal de grenat rose pâle de 3 mm de diamètre. Nous ne pouvons déterminer la nature des xénolithes. Le grenat est cerné d'une mince bordure vert foncé, constituée probablement de kelyphite, caractérisée par une intercroissance de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de spinelle, de phlogopite et de serpentine formée par la réaction entre le xénocrystal de grenat et le magma kimberlitique (Mitchell, 1986). La matrice entre les fragments et les cristaux est formée de serpentine vert pâle (40%) et de calcite blanchâtre (15%).

## 8,2) Description pétrographique

L'échantillon de kimberlite étudié est fortement altéré. Les phénocristaux idiomorphes d'olivine primaire (40%) sont entièrement pseudomorphisés par la serpentine de couleur vert pâle (**planche 1a**). Ils montrent des zonations texturales complexes, avec plusieurs générations de croissance de serpentine. La calcite est localement observée à l'intérieur des pseudomorphes. Le pourtour des pseudomorphes d'olivine est riche en petits cristaux de magnétite. Environ 20% des pseudomorphes ont des diamètres entre 0,5 et 1,5 mm, le reste (80%) ont des diamètres de 0,05 à 0,25 mm (**planche 1e**). Les olivines de grande dimension représentent des macrocristaux, possiblement xénolithiques. Les olivines de plus petite dimension sub-idiomorphiques représentent possiblement des phénocristaux qui ont cristallisé du magma kimberlitique. La phlogopite (3%) est observée en cristaux arrondis, de 0,25 à 10 mm de diamètre, avec une zonation caractérisée par une bordure ayant un pléochroïsme brun-rouge prononcé et un cœur de mêmes couleurs mais moins intense (**planche 1b, c**). Les plans de clivage de certains gros cristaux de phlogopite sont fléchis et pliés en chevrons. La phlogopite se présente également dans la matrice en petits cristaux tabulaires ou arrondis (1%), de moins de 0,2 mm de diamètre. Ces cristaux ne montrent généralement pas de zonation optique. Ces deux types de phlogopite ont communément des pourtours riches en très petits cristaux de spinelle et d'oxydes de fer. Il y a également de très fines paillettes de phlogopite translucide, d'une longueur maximale de 0,07 mm et une épaisseur maximale de 0,01 mm dans

la matrice riche en serpentine, en chlorite? et en diopside?. Un macrocristal (1%) de 4 mm de diamètre et des phénocristaux (9%), de moins de 0,5 mm de diamètre, d'ilménite (type 1) sont présents (**planche 1d**). Les ilménites de type 1 montrent généralement une plage externe en voie de résorption et de remplacement par une ilménite de deuxième génération présentant une réflexion plus blanche (type 2; **planche 1d**). Des microcristaux d'ilménites squelettiques du type 1 sont également présents dans la matrice. Quelques grains de rutile chromifère rougeâtres ont également été observés (2%) et sont partiellement remplacés par de l'ilménite. Des spinelles chromifères (2%) ont été identifiés à fort grossissement à la microsonde.

La matrice forme 38% de la kimberlite. Elle peut être divisée en deux types : la matrice turbide (18%) riche en petits cristaux de spinelles, d'oxydes de fer et de phlogopite et la matrice plus limpide (20%) riche en serpentine et carbonate et pauvre en minéraux opaques (**planche 1f**). La matrice plus trouble a un relief plus élevé et une granulométrie très fine qui rend l'identification des phases difficile. Elle est formée de serpentine vert kaki et de chlorite(?) (50%), de diopside(?) microcristalline de couleur beige (30%), de fines paillettes de phlogopite (10%) et de petits grains de spinelles et d'ilménite (10%). L'identification du diopside est basée sur la couleur beige et les couleurs d'interférence de premier et de deuxième ordre. Cette matrice forme des bandes cernant les pseudomorphes d'olivine et localement dans les zones interstitielles entre les pseudomorphes.

La matrice plus limpide est formée d'amas de serpentine vert pâle (75%) et de grains de calcite blanchâtre (25%). Elle est constituée de zones de forme irrégulière à amiboïde localisées entre les pseudomorphes d'olivine, englobant localement des petits cristaux d'olivine altérée et de phlogopite. Ces zones sont caractérisées par une taille plus grande des grains de calcite et des amas de serpentine ainsi que par leur aspect très limpide, très pauvre en inclusion d'oxydes de fer et de spinelles. Les contacts entre la matrice limpide et la matrice plus turbide, riche en petits cristaux de spinelles et d'oxydes de fer, sont nets et marqués par un mince liséré (0,01 mm) de serpentine (?) ou de chlorite (?) vert foncé. Les amas de serpentine limpide ont entre 0,1 et 1,0 mm de diamètre et se concentrent dans les zones interstitielles entre les pseudomorphes d'olivine. Ils sont dépourvus

de cristaux d'oxydes de fer, d'ilménite et de phlogopite. La serpentine est formée d'aggrégats microcristallins de lizardite. La calcite forme des cristaux blanchâtres xénomorphes à subidiomorphiques de 0,02 à 0,2 mm de diamètre. Ces cristaux sont communément disposés sur le pourtour des amas de serpentine limpide, avec des cristaux qui ont grandi vers l'intérieur de l'amas. Localement, certaines zones entre les pseudomorphes d'olivine sont entièrement remplies d'une micromosaïque allongée et sinueuse de ces grains de calcite enchevêtrés.

La matrice plus trouble, riche en cristaux de spinelles et d'oxydes de fer, représente probablement une cristallisation rapide du magma kimberlitique autour des phénocristaux et des xénocristaux d'olivine, de phlogopite et d'ilménite. Les amas de serpentine limpide et de calcite blanchâtre, dépourvus de cristaux de phlogopite, de spinelles ou d'oxydes de fer, représentent probablement des zones de cristallisation d'un liquide ou d'un fluide tardif, riche en calcite. Ces zones de cristallisation tardives sont désignées comme des ségrégations de calcite-serpentine (Mitchell, 1986). Elles peuvent représenter soit des liquides immiscibles ou des vésicules qui ont été remplies par un fluide ou un gaz riche en CO<sub>2</sub> (Mitchell, 1986). Elles sont typiques des faciès hypabyssaux des kimberlites (Mitchell, 1986).

### 8,3) Observations au MEB (SEM) et en IER (BEI)

La chromite a été recherchée en faisant une cartographie par élément (Cr) des enclaves riches en ilménite du type-1 qui est une ilménite magnésienne et chromifère. Cette approche a permis l'identification de grains riches en chrome qui ont par la suite été analysés à la microsonde. La **planche 2** présente une série de photos présent par image d'électrons rétrodiffusés (back scattered electron image). On y montre l'ilménite magnésienne et chromifère formant des cristaux squelettiques du type-1 et qui entourent généralement de petits grains arrondis de spinelles chromifères parfois zonés. L'ilménite manganésifère du type-2 se présente à l'extérieur des amas d'ilménites squelettiques et de spinelles chromifères et semble parfois remplacer l'ilménite du type-1. Un mégacristal d'ilménite magnésienne (type 1) est présent dans la lame (**planche 1d**, **planche 2a**). La bordure du grain est corrodée et partiellement en voie de

remplacement par l'ilménite manganésifère du type 2.

Le rutile est parfois rencontré en association avec l'ilménite magnésienne squelettique et l'ilménite du type 2 (manganésifère) tel que montré à la **planche 2b**.

La phlogopite présente un patron de zonation plus complexe qu'il n'en paraît au microscope polarisant (**planche 3a, b**). En image d'électrons rétrodiffusés, les plages d'éléments à numéros atomiques élevés sont plus claires. La phlogopite se présente en mégacristaux zonés, mais aussi dans la matrice sous forme de petits grains arrondis ou tabulaires (**planche 3c**) Les variations de compositions chimiques des phlogopites sont discutées à la prochaine section.

La serpentine qui pseudomorphose les cristaux d'olivine présente aussi des variations au MEB qui reflètent la croissance de la serpentine ayant débuté d'abord le long des craquelures présentes dans l'olivine. Des veinules de magnétite sont également présents dans les olivines serpentinisées et découlent de la présence d'un excès de fer que la serpentine n'a pas pu incorporer durant sa croissance (**planche 3d**).

### 8,4) Résultats des analyses minéralogiques

Plusieurs grains d'ilménite, de spinelle chromifère, de phlogopite et de serpentine ont été analysés pour déterminer les champs de compositions de ces minéraux. L'ilménite, la spinelle chromifère et la phlogopite sont des minéraux indicateurs permettant d'obtenir une information pétrogénétique et une appréciation du potentiel diamantifère d'une kimberlite. Les résultats d'analyses sont donnés à l'**annexe 3**.

#### 8,4,1) Phlogopite

La phlogopite analysée est une phlogopite alumineuse (12-18 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) et titanifère (0,8-4,3 % TiO<sub>2</sub>) typique des kimberlites (**figure 8**). Les phlogopites des lamproites sont moins alumineuses et beaucoup plus titanifères que celles rencontrées dans les kimberlites.

Le diagramme FeO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a été utilisé par Elthon et Ridley (1979) pour distinguer les cristaux et mégacristaux de phlogopites ayant cristallisés directement du magma kimberlitique des phlogopites secondaires ou périclites. La **figure 9** montre deux champs de compositions pour les phlogopites d'Otish. La plupart des coeurs de mégacristaux et quelques grains de la matrice ont des compositions tombant dans le champ des phlogopites de la suite Madrid de la mine Premier en Afrique du Sud. Toutefois, un deuxième groupe plus chromifère et correspondant aux bordures rouges des mégacristaux sont à droite du champs des phlogopites des nodules de périclites. Comme il s'agit de grains zonés, nous pouvons assumer qu'il s'agit probablement d'un ajustement à un changement de composition du magma kimberlitique (différentiation) ayant donné naissance à la kimberlite des Monts Otish.

L'étude des mégacristaux en image d'électrons rétrodiffusés a dévoilé une zonation complexe qui est illustrée à la **figure 10**. La plupart des mégacristaux zonés ont un coeur pauvre en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, tandis que la bordure rouge est plus alumineuse, titanifère et chromifère. Toutefois, un mégacristal de phlogopite montre une zonation plus complexe (planche 3a) et inverse; i.e. que le coeur a une composition identique à celles des bordures des autres mégacristaux alors que sa bordure est encore plus alumineuse mais avec des teneurs en TiO<sub>2</sub> et Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> s'apparentant à celles des coeurs des autres mégacristaux.

Il est intéressant de constater que les petits grains de phlogopites de la matrice ont des compositions tombant dans chacun des groupes pré-cités. De façon générale, les phlogopites analysées sont pauvres en F (0.25-0.61 % poids) et Cl (0-0.1 % poids). Toutefois, les coeurs sont moins hydratés et contiennent plus de fluor que les bordures, sauf dans le cas du mégacristal à zonation inverse. Ces tendances pourraient refléter l'évolution du magma kimberlitique. De toute évidence, les mégacristaux de phlogopites sont primaires et ne sont donc pas des xénocristaux.

#### 8,4,2) Serpentine

La serpentine analysée qui pseudomorphose les phénocristaux d'olivine est

magnésienne (32.5-38.9 % MgO). Toutefois, les coeurs des zones serpentinisées sont plus magnésiens que les bordures vers les craquelures et il semble donc y avoir eu migration du fer. C'est d'ailleurs dans les craquelures que l'on observe parfois la magnétite. Il est possible également que cela représente une zonation primaire et un remplacement isochimique de l'olivine par la serpentine. La serpentine de la matrice est plus alumineuse (3.3-3.8 % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> comparé à 0.36-1.3 %) et représente probablement un mélange interstratifié avec de la chlorite.

#### 8,4,3) Ilménite magnésienne (Type 1)

L'ilménite magnésienne chromifère, référée comme étant le type 1 dans cette étude, a pour formule chimique générale: (Fe<sup>+2</sup><sub>0.39-0.47</sub>Mg<sub>0.14-0.52</sub>Mn<sub>0.01</sub>) (Al<sub>0.01-0.02</sub>Cr<sub>0.01-0.06</sub>Ti<sub>0.91-0.95</sub>) O<sub>3</sub>. L'ilménite magnésienne est généralement squelettique et probablement en voie de nucléation pour former des cristaux idiomorphes (**planche 2**). Un macrocristal d'ilménite magnésienne est présent dans la lame étudiée. Le spinelle chromifère est invariablement associé à ces ilménites du type 1. Le diagramme MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (**figure 11**) montre les champs de compositions (types 1 et 2) des ilménites de la kimberlite d'Otish. Les ilménites du type 1 se projettent à droite du champ des ilménites de la kimberlite de la mine Monastery, Afrique du Sud. Toutefois, la tendance compositionnelle de ces ilménites est semblable à celles de la Kimberlite Sloan de la province kimberlitique du Colorado-Wyoming, États Unis (McCallum et Vos, 1994). Les ilménites kimberlitiques ont des compositions qui se distribuent suivant un «U» dans ce diagramme. La portion gauche du «U» est le champ indiquant un potentiel de résorption du diamant, tandis que la portion droite du «U» représente le champ de préservation du diamant. Les ilménites du types 1 de la kimberlite d'Otish sont donc dans le champ de préservation du diamant.

#### 8,4,4) Ilménite manganésifère (Type 2)

L'ilménite manganésifère (type 2) est invariablement observée remplaçant l'ilménite du type 1 et le rutile ou encore, distribuée au pourtour de ces grains et dans la matrice. Elle se

distingue facilement en image d'électrons rétrodiffusés par son contraste de poids atomiques des éléments présents. Sa formule chimique générale est:  $(\text{Fe}^{+2} 0.96-1.00\text{Mn}0.03-.07)\text{TiO}_3$ .

#### 8,4,5) Spinnelle chromifère

Le spinelle chromifère analysé a pour formule chimique générale:  $(\text{Fe}^{+2} 0.28-0.79\text{Mg}0.51-0.70\text{Mn}0.01-0.03\text{Ni}0.01\text{Zn}_{\text{tr}})$   $(\text{Fe}^{+3} 0.16-0.50\text{Al}0.18-0.63\text{Cr}0.32-1.25\text{Ti}0.10-0.41)$ . Les grains analysés de spinelle chromifère étaient de très petites dimensions (5-40 $\mu\text{m}$ ) et seul le plus gros grain zoné faisant 40 $\mu\text{m}$  (planche 2e) a pu être analysé pour vérifier le chimisme du coeur et de la bordure. Le coeur des spinelles chromifères est plus riche en Cr, et Al alors que les bordures sont plus riches en Ti, Mn,  $\text{Fe}^{+3}$ . Ces deux tendances de composition se reflètent dans le diagramme MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (figure 12), où il y a distribution des compositions en deux regroupements de points.

Les spinelles analysés dans la kimberlite d'Otish sont moins chromifère que le champs des inclusions des chromites en inclusions dans le diamant des mines d'Afrique du Sud (Gurney et Moore, 1993). Il est à noter que ces chromites magnésiennes ont typiquement une réflectivité interne rouge qui n'a pas été observée dans la lame de kimberlite étudiée.

#### 8,4,6) Rutile chromifère

Deux grains de rutiles rouge foncé ont été analysés en pensant qu'ils étaient des chromites. Ces grains sont en association avec l'ilménite et contiennent jusqu'à 1.5 % poids de Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et 0.65 % de V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Le rutile chromifère (0.01-1.21% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) est observé comme minéral accessoire de plusieurs kimberlites (Elton et Ridley, 1979). Il est à noter que le rutile des nodules de lherzolite est beaucoup plus chromifère (1.6-7.2 %) alors que le rutile des éclogites est pauvre en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

#### 8,5) Détermination des conditions de T et fO<sub>2</sub>

La température et la fugacité d'oxygène ont été calculées en utilisant la composition des spinelles chromifères et des ilménites du type 1 à l'aide du modèle de solution solide des oxydes Fe-Ti de Stormer (1983) et de la calibration de Spencer et Lindsley (1981). Le détail des calculs est donné à l'annexe 4. La température moyenne pour la kimberlite des Monts Otish est de 975 °C pour une valeur de log fO<sub>2</sub> moyenne de -14.80. Les conditions de formation des oxydes de la kimberlite d'Otish sont comparées dans un diagramme T-logfO<sub>2</sub> (Figure 13) aux conditions de formation des oxydes de la kimberlite diamantifère de la mine Premier en Afrique du Sud. La température de formation de la kimberlite d'Otish est supérieure à celle de la mine Premier mais toujours dans le champ de stabilité du diamant.

#### 9,0) Discussion et conclusion

La kimberlite d'Otish est composée d'une cheminée et d'un essaim de dykes adjacents de dimensions variables. Cette morphologie rappelle les complexes de kimberlites désignés comme des « blow ». Dans les dykes, les roches kimberlitiques sont massives ou bréchiques, elles possèdent les caractéristiques du faciès hypabyssal qui forme la partie inférieure des cheminées de kimberlite (Mitchell, 1986). La présence de ce faciès suggère un niveau d'érosion profond depuis la mise en place de l'intrusion. Des géométries et des faciès semblables ont été reconnus dans le champ de Desmaraisville (Moorhead et al., 1999; tableaux 1,2) qui a été daté à 1100 Ma (Watson, 1967). En assumant un taux d'érosion constant entre la région des monts Otish et celle de Desmaraisville, la kimberlite d'Otish pourrait avoir un âge comparable à celle des kimberlites de Desmaraisville.

Le nombre de cheminées de kimberlite contenu dans un champ de kimberlite est fort variable, 1 à 40 selon Janse (1993). Il est fort probable que le champ d'Otish renferme d'autres cheminées dans un rayon de quelques dizaines de kilomètres. Les grands contrôles tectoniques sur l'emplacement de ce champ sont probablement les grandes failles tardives orientées vers le NW, l'essaim de Mistassini également orienté vers le NW et la présence d'une arche structurale qui sépare le Bassin de Mistassini et le Bassin d'Otish. Ces éléments structuraux et quelques intrusions alcalines sont englobés dans le couloir

de Témiscamie-Corvette.

Les travaux de minéralogie effectués sur une lame mince polie provenant d'un échantillon de carotte de roche ultramafique des Monts Otish démontrent clairement des caractéristiques kimberlitiques. Les mégacristaux de phlogopite zonée sont typiques des mégacristaux d'origine magmatique et présentent des caractéristiques optiques et de composition semblable aux phlogopites de la suite Madrid de la mine Premier en Afrique du sud.

Les ilménites sont de deux types: 1) les ilménites du type 1 sont magnésiennes et chromifères ; 2) les ilménites du type 2 sont manganésifères. Le premier type d'ilménite possède des caractéristiques primaires telles qu'une morphologie en cristaux squelettiques à sections idiomorphes et une association minéralogique avec le spinelle chromifère. Ces deux minéraux sont donc considérés comme étant d'origine magmatique. Le deuxième type d'ilménite est observé comme minéral de remplacement de l'ilménite primaire (type 1) et du rutile chromifère mais peut aussi former des grains individuels dans la matrice. Cette ilménite pourrait avoir été formée lors de la serpentinitisation et carbonatation de la kimberlite à une température avoisinant 400 °C. De plus, les ilménites magnésiennes et chromifères du type 1 ont des compositions se projetant dans le champ de la préservation du diamant.

Aucuns grains de chromites magnésiennes rouges ont été observés dans la lame étudiée. Toutefois, plusieurs petits grains arrondis et parfois zonés de spinelles chromifères ont été analysés. Malgré le fait que ces derniers soient moins chromifères (15-47 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) que les chromites en inclusions dans les diamants (58-68 % Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), les spinelles chromifères analysés sont typiquement kimberlitiques. En fait quatre types de spinelles sont rencontrés dans les kimberlites et les champs de composition sont illustrés à la **figure 14**.

Les conditions de formation des oxydes (T=975 °C et log fO<sub>2</sub> = -14.8) sont compatibles avec la cristallisation d'un magma kimberlitique et sont dans le champ de stabilité du diamant (**figure 13**). L'épisode de serpentinitisation et de carbonatation de la kimberlite a probablement eu lieu lors d'un métasomatisme à une température avoisinante 400 °C.

En conclusion, les conditions de formation de la kimberlite des Monts Otish ainsi que la présence de minéraux indicateurs (phlogopite titanifère et chromifère; ilménite magnésienne chromifère; spinelle chromifère) suggèrent un potentiel favorable pour la découverte du diamant et ce, malgré l'absence de chromite magnésienne. Une étude détaillée de plusieurs autres échantillons serait nécessaire pour préciser le potentiel diamantifère de cette kimberlite.

## RÉFÉRENCES:

- AVRAMTCHEV, L., 1985. Carte géologique du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 84-02, carte no. 2000.
- AVRAMTCHEV, L., 1983. Catalogue des gîtes minéraux : région de la baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 940, 30 pages, 15 cartes.
- AVRAMTCHEV, L. – LEBEL-DROLET, S., 1981. Catalogue des gîtes minéraux du Québec; région de l'Abitibi. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 744, 101 pages, 14 cartes.
- BENN, K. – SAWYER, E.W. – BOUCHEZ, J.L., 1992. Orogen parallel and traverse shearing in the Opatika belt, Quebec : implications for the structure of the Abitibi Subprovince. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 29, p. 2429-2444.
- BOURNE, J.H. – BOSSÉ, J., 1991. Geochemistry of Ultramafic and Calc-Alkaline Lamprophyres from the Lac Shortt Area, Quebec. Mineralogy and Petrology, vol. 45, p. 85-103.
- BRUMMER, J.J., 1978. Diamonds in Canada. Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, vol. 71, p. 64-79.
- BRUMMER, J.J. - MacFAYDEN, D.A. - PEGG, C.C., 1992a. - Discovery of Kimberlites in the Kirkland Lake Area, Northern Ontario, Canada. Part I: Early Surveys and the Surficial Geology. Journal of Exploration and Mining Geology, Volume 1, No. 4 p. 339-350.
- BRUMMER, J.J. - MacFAYDEN, D.A. - PEGG, C.C., 1992b - Discovery of Kimberlites in the Kirkland Lake Area, Northern Ontario, Canada. PART II: Kimberlite Discoveries, Sampling, Diamond Content, Ages and Emplacement. Journal of Exploration and Mining Geology, Volume 1, No. 4, p. 351-370.
- BUCHAN, K.L., MORTENSEN, J.K., CARD, K.D. and PERCIVAL, J.A., 1998. Paleomagnetism and U-Pb Geochronology of diabase dyke swarms of Minto block, Superior Province, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 35, p. 1054-1069.
- CALVERT, A. – SAWYER, E.W. – W.J. – DAVIS, W.J. – LUDDEN, J.N., 1995. Archean subduction inferred from seismic images of a mantle suture in the Superior province. Nature, vol. 375, p. 670-674.
- CARD, K.D. – SANFORD, B.V. – G.M. CARD, 1999. Controls on the Emplacement of Kimberlites and alkalic Rock-carbonatite Complexes in the Canadian Shield and Surrounding Regions. Exploration and Mining Geology, vol. 6, p. 285-296.
- CHOWN, E.H., 1971a. Région de Tichégami. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RG 144, 64 pages.
- CHOWN, E.H., 1971b. Région de la rivière Savane. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RG 146, 37 pages.
- CHOWN, E.H., 1984. Mineralization controls in the aphebian Formations, Chibougamau, Mistassini and Otish areas. In : Chibougamau – Stratigraphy and Mineralization, edited by Jayanta Guha and Edward H. Chown. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume 34, p. 229-243.
- CHOWN, E.H. – CATY, J.L., 1973. Stratigraphy, petrography and paleocurrent analysis of the Apebian clastic formations of the Mistassini-Otish basins. In : Huronian Stratigraphy and Sedimentation, edited by G. M. Young. Geological Association of Canada, Special Paper 12, p. 51-71.
- CLIFFORD, T.N., 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. Earth and Planetary Science Letters, vol. 1, p. 421-434.
- CURRIE, K.L., 1996. Le lien entre les roches diamantifères et les autres roches alcalines. Dans: La recherche de diamants au Canada, révisé par A.N. LeCheminant, D.G. Richardson, D.G., R.N.W. DiLabio, K.A. Richardson. Commission Géologique du Canada, Dossier Publique 3228, p. 87-90.

- CURRIE, K.L., 1976. The Alkaline rocks of Canada. Geological Survey of Canada, Bulletin 239, 228 pages.
- DAVIS, W.J. – MACHADO, N. - GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W. – BENN, K., 1995. A U-Pb geochronology of the Opatca tonalite-gneiss belt and its relationship to the Abitibi greenstone belt, Superior Province, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 32, p. 113-127.
- DAVIS, W.J. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W., 1994. Pre-2.8 Ga crust in the Opatca gneiss belt : A potential source of detrital zircons in the Abitibi and Pontiac subprovinces, Superior Province, Canada. Geology, vol. 22, p. 1111-1114.
- DAWSON, J.B., 1964. An aide to prospecting for kimberlites. Economic Geology, Scientific Communications, vol. 59, p.1385-1386.
- ELLIOT, C., 1999. Selected Australian continental scale lineaments : Observations and suggestions as to their origin. Global Tectonics and Metallogeny, Vol. 7, p. 55-74.
- ELTON, D. – RIDLEY, W.I., 1979. The oxide and silicate mineral chemistry of a kimberlite from the Premier Mine : Implications for the evolution of kimberlitic magmas. American Geophysical Union Special volume on: Kimberlites, Diatremes and Diamonds, p. 206-216.
- ERLICH, E.N., 1985. The geodynamics of the north-eastern siberian platform and regularities of kimberlite distribution in space and time. Transactions of the Geological Society of South-Africa, vol. 88, p. 395-401.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L. – GOUTIER, J. – LECLAIR, A., - LAMOTHE, D., 1998. Reconnaissance paleomagnetic study of James Bay and Ashuanipi regions of Quebec. Association Géologique du Canada, recueil des résumés, réunion annuelle 1998, vol. 23, p. A-53.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L., 1997. Giant radiating dyke swarms : their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In : Large Igneous provinces : Continental, oceanic, and planetary flood basalts. Edited by : J.J. Mahoney and M.F. Coffin. American Geophysical Union, Geophysical Monograph 100, p. 297-333.
- ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L. – WEST, T.D. – PALMER, H.C., 1996. Diabase (dolerite) dyke swarms of the world : first edition. Geological Survey of Canada, Open File 3241, 104 pages.
- FAHRIG, W.F. - CHOWN, E.H., 1973. The Paleomagnetism of the Otish Gabbro from North of the Grenville Front, Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 10, p. 1556-1564.
- FAHRIG, W.F. – CHRISTIE, K.W. – CHOWN, E.H. – JANES, D. – MACHADO, N., 1986. The tectonic significance of some diabase dyke swarms in the Canadian Superior Province with special reference to the geochemistry and paleomagnetism of the Mistassini swarm, Quebec, Canada. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 23, p. 238-253.
- FAHRIG, W.F. – WEST, T.D., 1986. Diabase dyke swarms of the Canadian Shield. Geological Survey of Canada, Map 1672A
- FRYER, B.J., 1972. Âge determinations in the Circum-Ungava Geosyncline and evolution of Precambrian banded iron formations. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 9, p. 652-663.
- GEHRISCH, W. – JENKINS, C. – LEPPIN, M., 1979. Report on exploration works with 14 DDH logs, Uranerz Mining and Exploration Ltd.. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 34787, 82 pages.
- GOUTIER, J. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DION, D.-J., 1998a. Géologie de la région du lac Esprit (SNRC 33F/05). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 98-09, 39 pages.
- GOUTIER, J. – MELANÇON, M. – DION, C. – VERPAELST, P. – RIVE, M., 1994. Compilation des datations isotopiques des Sous-Provinces de l'Abitibi et de quelques unités adjacentes (Québec et Ontario).

- Ministère des Ressources naturelles. MB 94-55, 40 pages.
- GURNEY J.J. - MOORE, R.O., 1993. Geochemical correlations between kimberlitic indicator minerals and diamonds. In: *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, Proceedings of a short course presented by the Prospectors and Developers Association of Canada*, PDAC, p 147-171.
- HASHIMOTO, T., 1960. Rapport préliminaire sur la région du lac Hippocampe, District de Mistassini. Ministère des Mines, Québec. RP 438, 5 pages.
- HEAMAN, L.M., 1994. 2.45 Ga global mafic magmatism : Earth's oldest superplume? 8<sup>th</sup> International Conference on Geochronology and Isotope Geology, Program with Abstracts, U.S. Geological Survey, Circular 1107, p. 132.
- HÉBERT, C. – LACOSTE, P., 1998. Géologie de la région de Jonquière-Chicoutimi. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 96-08, 32 pages.
- HELMSTAEDT, H.H., 1993. Natural Diamond Occurrences and Tectonic Setting of "primary" Diamond Deposits. . In : *Diamonds : Exploration, Sampling and Evaluation. Proceedings of a short course presented by the Prospectors and Developers Association of Canada*, p. 1-72.
- HELMSTAEDT, H.H. – GURNEY, 1994. Geotectonic controls on the the formation of diamonds and their kimberlitic and lamproitic host rocks : In : *Kimberlites, Related Rocks and Mantle xenoliths Applications to diamond exploration*, edited by H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos. Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Araxa, Brazil, 1991.
- HIGGINS, M.D. - VAN BREEMEN, O., 1992- The age of the Lac-Saint-Jean anorthosite intrusion and associated mafic rocks, Grenville Province, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol.29, p.1412-1423.
- HIGGINS, M.D. - VAN BREEMEN, O., 1996. Three generations of AMCG magmatism, contact metamorphism and tectonism in the Saguenay-Lac-Saint-Jean region, Grenville Province, Canada. *Precambrian Research*, vol.79,p.327-346.
- HOCQ, M., 1994. La Province du Supérieur. Dans: *Géologie du Québec*, Ministère des Ressources naturelles, Québec, MM 94-01, p. 7-20.
- HOCQ, M. 1989. Carte lithotectonique des sous-provinces de l'Abitibi et du Pontiac. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Carte 2092A et 3 coupes 2092B, C et D.
- HOCQ, M., 1985. Géologie de la région des lacs Campan et Cadieux. Ministère des Ressources naturelles, Québec. ET 83-05, 178 pages.
- HOCQ, M., 1976a. La géologie de la région du lac Cadieux, Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 433, 16 pages.
- HOCQ, M., 1976b. La géologie de la région du lac Michaux, territoire de Mistassini. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 435, 94 pages.
- HOCQ, M., 1973. Rapport préliminaire sur la région du lac Michaux, territoire de Mistassini. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DP 206, 20 pages.
- JANSE, A.J.A., 1993. The aims and economic parameters of diamond exploration. In : *Diamonds : Exploration, Sampling and Evaluation. Proceedings of a short course presented by the Prospectors and Developers Association of Canada*, p. 173-184.
- JANSE, A.J.A., 1992a. Is Clifford's rule still valid? Affirmative examples from around the world. In : *Kimberlites, Related Rocks and Mantle xenoliths*, edited by H.O.A. Meyer and O.H. Leonardos. Proceedings of the Fifth International Kimberlite Conference, Araxa, Brazil, 1991.

- JANSE, A.J.A., 1992b. New ideas in subdividing cratonic areas. *Russian Geology and Geophysics*, vol. 33, no. 10, p. 9-25.
- JANSE, A.J.A. – SHEANAN, P.A., 1995. Catalogue of world wide diamond and kimberlite occurrences : a selective and annotative approach. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 53, p. 73-111.
- JENKINS, C., 1979. Otish Mountains J.V., Otish Mountains West, project 71-85, report no. 7185-10, final report 1977. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 34301, 204 pages.
- KAMINSKY, F.V. – FELDMAN, A.A. – VARLAMOV, V.A. – BOYKO, A.N. – OLOFINSKY, L.N. – SHOFMAN, I.L. – VAGANOV, V.I., 1995. Prognostication of primary diamond deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 53, p. 167-182.
- KIRKLEY, M.B. – GURNEY, J.J. – LEVINSON, A.A., 1992. Age, origin and emplacement of diamonds : a review of scientific advances in the last decade. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, vol. 84, p.48-57.
- LARSSON, S.Y. – STEARN, C.W., 1986. Silurian stratigraphy of the Hudson Bay Lowland in Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, p. 288-299.
- MANNARD, G., 1968. The surface expression of kimberlites. *Geological Association of Canada Proceedings*, vol. 19, p. 15-21.
- MARSH, J.S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Sciences Letters*, vol. 18, 317-323.
- MCCALLUM, M.E. - VOS W.P., 1993. Ilmenite signatures: Utilization of paramagnetic and chemical properties in kimberlite exploration. In: *Diamonds: Exploration, Sampling and Evaluation, Proceedings of a short course presented by the Prospectors and Developers Association of Canada*, p. 109-146.
- MITCHELL, R.H., 1991. Kimberlites, orangeites, lamproites, melilitites and minettes : A petrographic Atlas. *Almaz Press Inc.*, 243 pages.
- MITCHELL, R.H., 1991. Kimberlites and Lamproites : Primary Sources of Diamond. *Geoscience Canada*, vol. 18, p.1-16
- MITCHELL, R.H., 1986. Kimberlites : Mineralogy, Geochemistry and Petrology. *Plenum Press, New York*, 442 pages.
- MOORHEAD, J. – BEAUMIER, M. – LEFEBVRE, D.L. – BERNIER, L. – MARTEL, D., 1999. Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 99-35, 50 pages.
- NEILSON, J.M., 1966. Région de la rivière Takwa. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 124, 65 pages.
- PELL, J.A., 1997. Kimberlites in the Slave Craton, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, vol. 24, p. 77-90.
- PILOTE, P. – DION, C. – JOANISSE, A. – DAVID, J. – MACHADO, N. – KIRKHAM, R. – ROBERT, F., 1997. Géochronologie des minéralisations d'affiliation magmatique de l'Abitibi, secteurs Chibougamau et de Troilus-Frotet : Implications géotectoniques. Ministère des Ressources naturelles, séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, 1997. DV 97-03, p. 47.
- PRETORIUS, D.A., 1986. The influence of the regional structure of the Rhodesia craton on the distribution of kimberlites in Botswana and Zimbabwe. *Forth International kimberlite conference, extended abstracts, Geological Society of Australia, abstracts series number 16*, p. 139-141.
- REMICK, J.H. - GILLIAN, P.R. – DURBEN, C.J., 1963. Géologie de la baie de Rupert – Rivière Missisicabi, territoires d'Abitibi et de Mistassini. Ministère des Richesses naturelles, Québec. RP 498, 24 pages.
- ROCK, N.M.S., 1989. Kimberlites as varieties of Lamprophyres : implications for geological

- mapping, petrological research and mineral exploration. In: Kimberlites II: The Mantle and crust-mantle relationships, edited by J. Kornprobst. Elsevier, p. 11-24..
- RUHLMAN, F. – RAYNAL, M. – LAVOIE, S., 1986. Un exemple de métasomatisme alcalin albite-uranium dans le bassin des Monts Otish, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, vol. 23, p. 1742-1752.
- SAUTTER, V. – GILLET, P., 1994. Les diamants, messagers des profondeurs de la terre. *La Recherche*, vol. 271, p. 1238-1245
- SAWYER, E.W. – BENN, K., 1993. Structure of the high-grade Opatoca belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince; an Archean mountain front. *Journal of Structural Geology*, vol. 15, p. 1443-1458.
- SPENCER, K.J. – LINDSLEY, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxydes. *American Mineralogist*, vol. 60, p. 1189-1201.
- STORMER, J.C., 1983. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxydes. *American Mineralogist*, vol. 68, p. 5866-594.
- WANLESS, R.K., 1972. Carte d'âges isotopiques du Canada. Commission Géologique du Canada. Carte no. 1256A.
- WATSON, K.D., 1967 - Kimberlites of Eastern North America. In: *Ultramafic and related rocks*. Edited by P.J. Wylie. John Wiley and Sons, New York, Vol. 9, p. 312-323.
- WATSON, K.D., 1955 - Kimberlite at Bachelor Lake, Quebec. *American Mineralogist*, Vol. 40, pages 565-579.
- WHITE, S.H. – BOORDER, H. – SMITH, C.B., 1995. Structural controls of kimberlite and lamproite emplacement. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 53, p. 245-264.

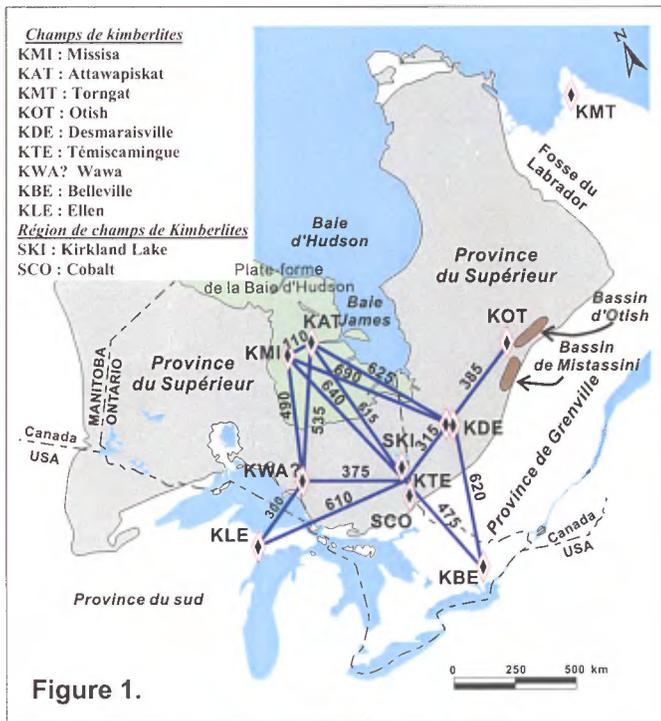


Figure 1. Champs de kimberlites du Bouclier canadien, avec distances en kilomètres.

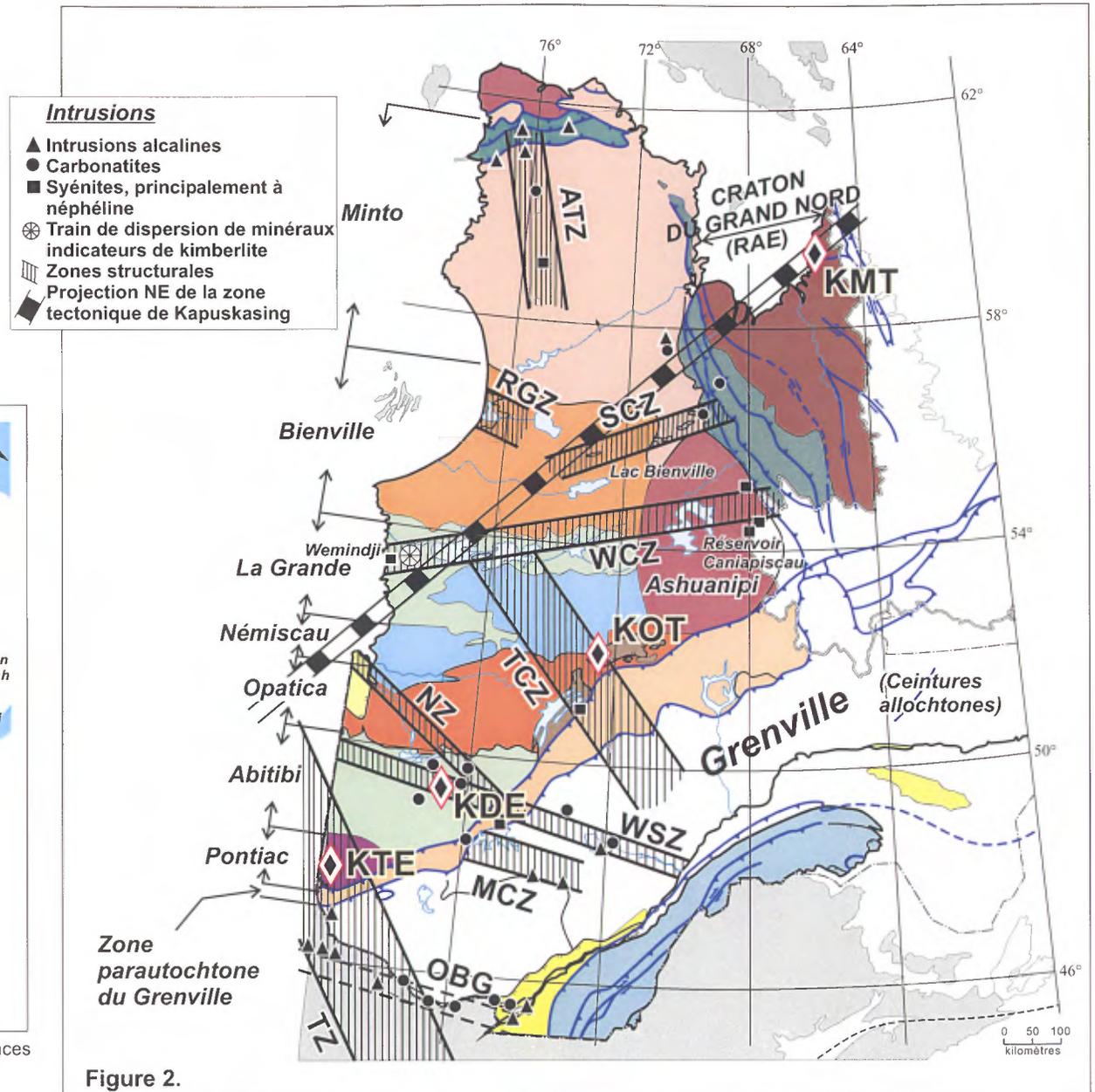


Figure 2. Sub-divisions tectoniques du Québec (Hocq, 1994) avec la localisation des grandes zones de failles cassantes et les intrusions alcalines. Zones structurales: ATZ: Zone Allemand-Tasiat, RGZ: Zone Richmond Gulf, SCZ: Zone Saindon-Cambrian, WCZ: Zone Wemindji-Caniapiscau, TCZ: Zone Témiscamie-Corvette, NZ: Zone Nottaway, WSZ: Zone Waswanipi-Saguenay, MCZ: Zone Mégiscane-Chasseur, TZ: Zone Témiscamingue, OBG: Graben d'Ottawa-Bonnechère. Champs de kimberlites: Torngat (KMT); Otish (KOT); Desmaraisville (KDE); Témiscamingue (KTE).

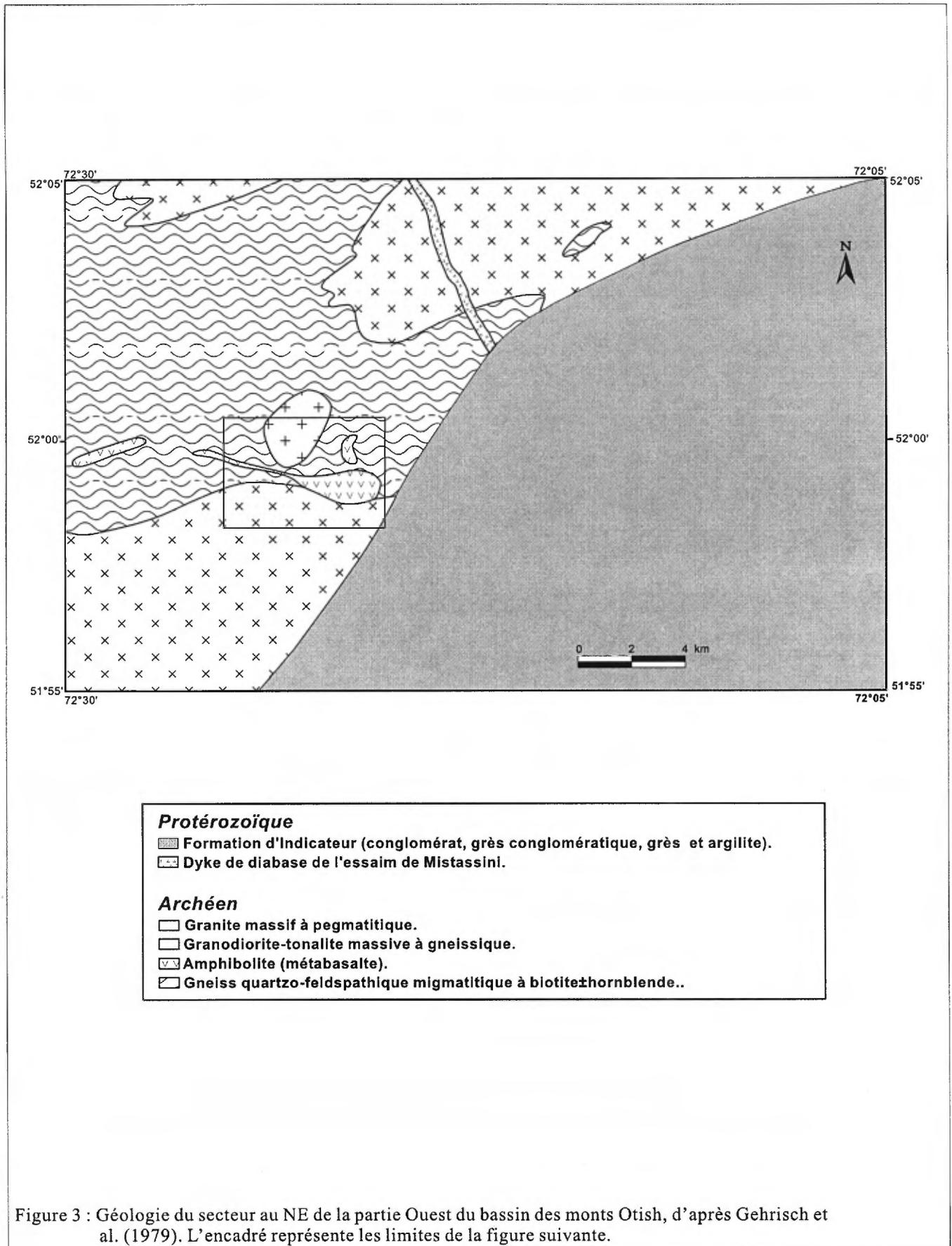
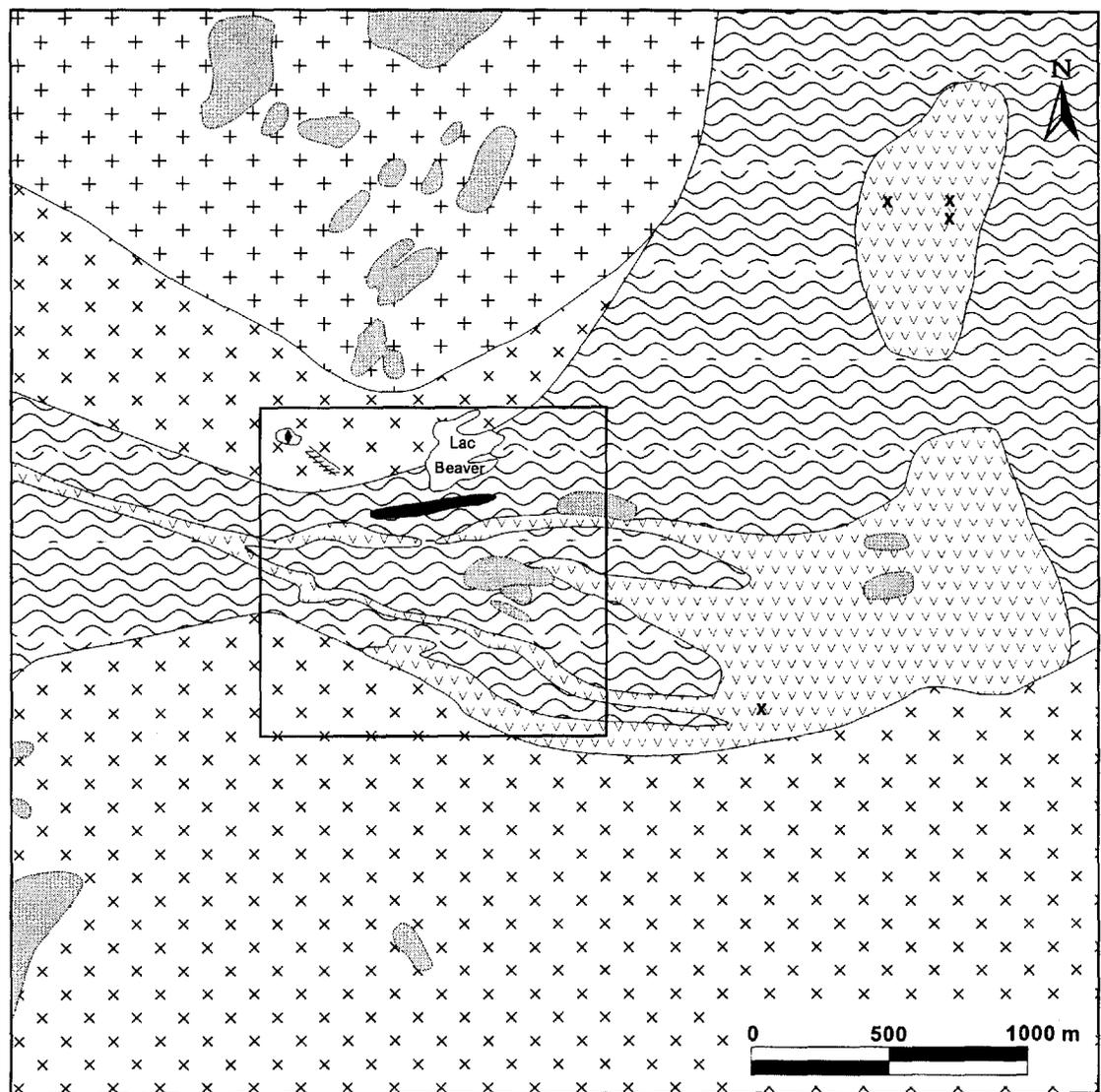


Figure 3 : Géologie du secteur au NE de la partie Ouest du bassin des monts Otish, d'après Gehrisch et al. (1979). L'encadré représente les limites de la figure suivante.



**Protérozoïque ou Phanérozoïque**

- ☒ Cheminée de kimberlite
- ▨ Zone de dykes et de brèches kimberlitiques

**Protérozoïque ou Archéen**

- Structure minéralisée en uranium renfermant des grès, des brèches et des gneiss hématisés.

**Archéen**

- Granite massif à pegmatitique.
- ▨ Granodiorite-tonalite massive à gneissique.
- ▨ Amphibolite (métabasalte).
- ▨ Gneiss quartzo-felspathique migmatitique à biotite-hornblende.

- ☞ Aire d'affleurements
- x Petit affleurement
- ⚡ Forage avec no. original

Figure 4 : Géologie plus détaillée du même secteur, avec la localisation de la cheminée et de la zone de dykes de kimberlite, d'après Gehrisch et al. (1979). L'encadré correspond à la figure suivante.

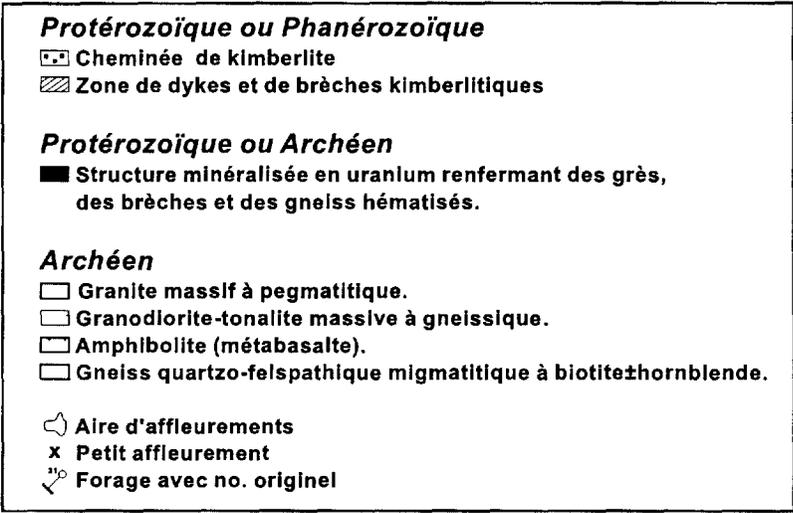
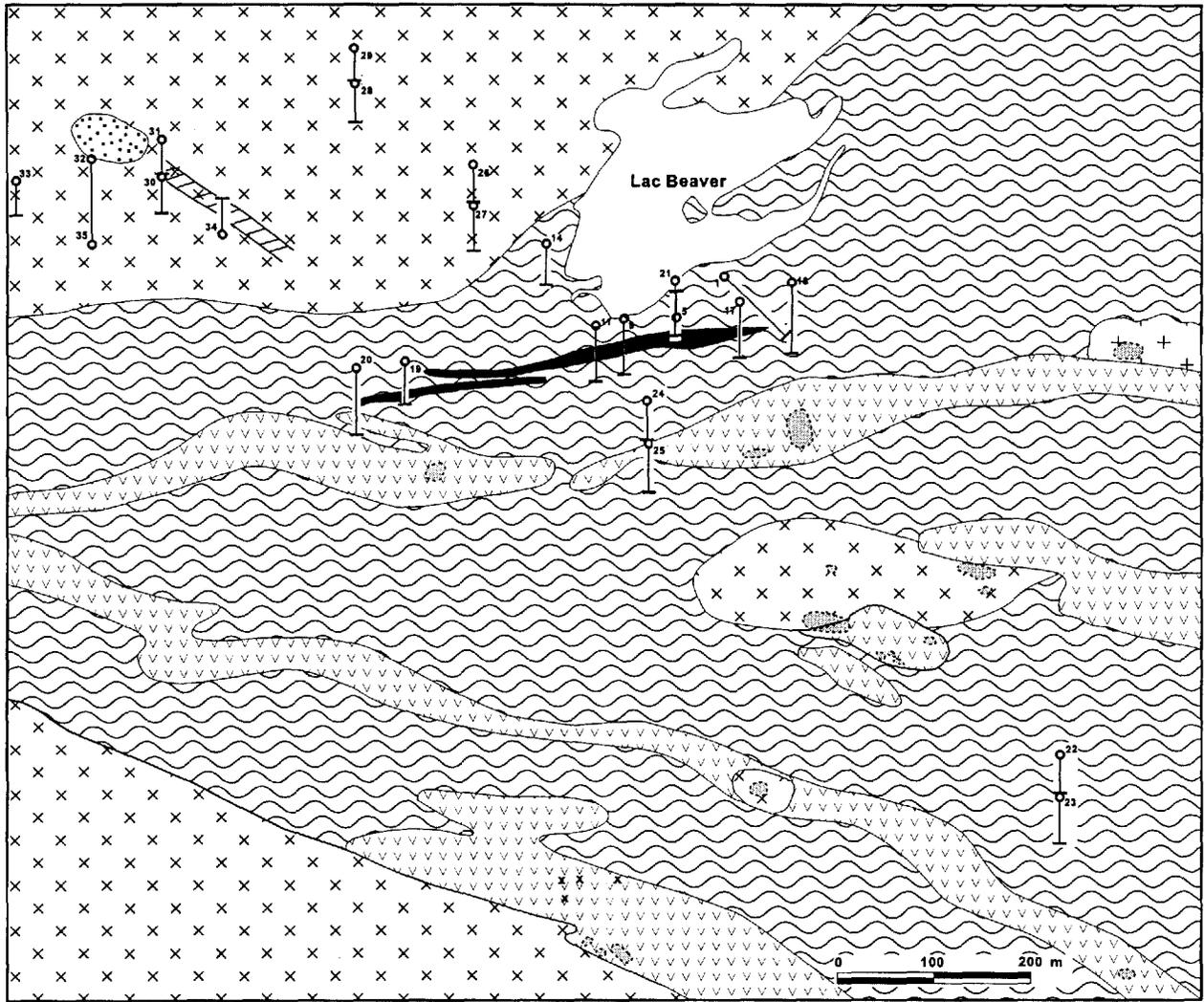


Figure 5 : Géologie détaillée de la propriété Beaver-Zoran/Otish West, projet 71-85, avec la position de la cheminée et de la zone de dykes de kimberlite ainsi que la localisation des trous de forages, d'après Gehrish et al. (1979).

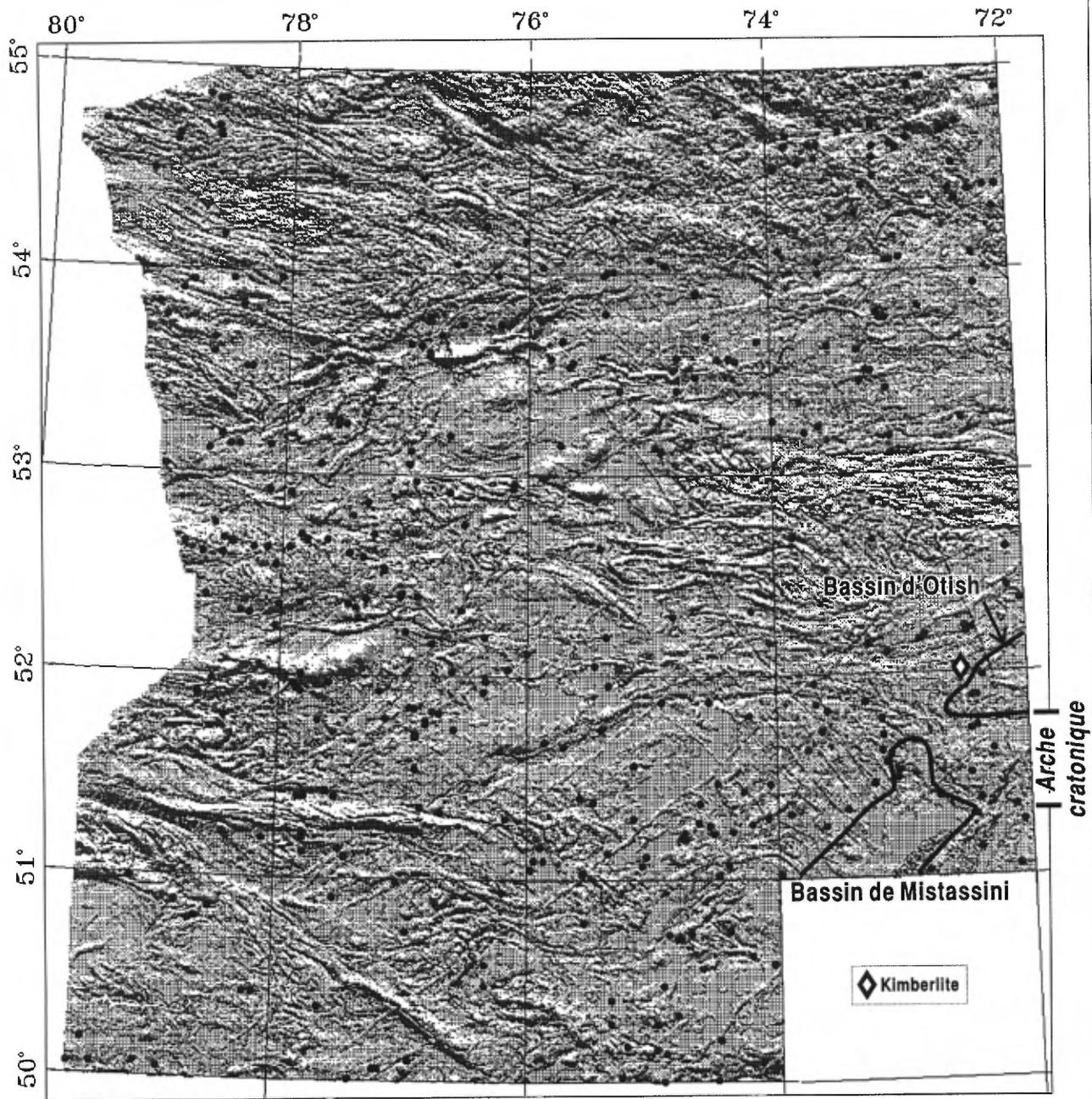


Figure 6 : Carte ombragée du champ magnétique, avec la localisation des anomalies circulaires positives. Plusieurs des dykes de diabase sont bien visibles, particulièrement l'essai de Mistassini, orienté vers le NW et l'essai de Preissac, orienté vers le NE. Le couloir structural de Nottaway est caractérisé par des anomalies magnétiques positives rectilignes bien définies. Un linéament marqué par une mince zone de bris dans le patron magnétique, orienté à environ 80°, entre les 76° et 74° longitudes, souligne le couloir de Wemindji-Caniapiscau, voir carte no. 1.

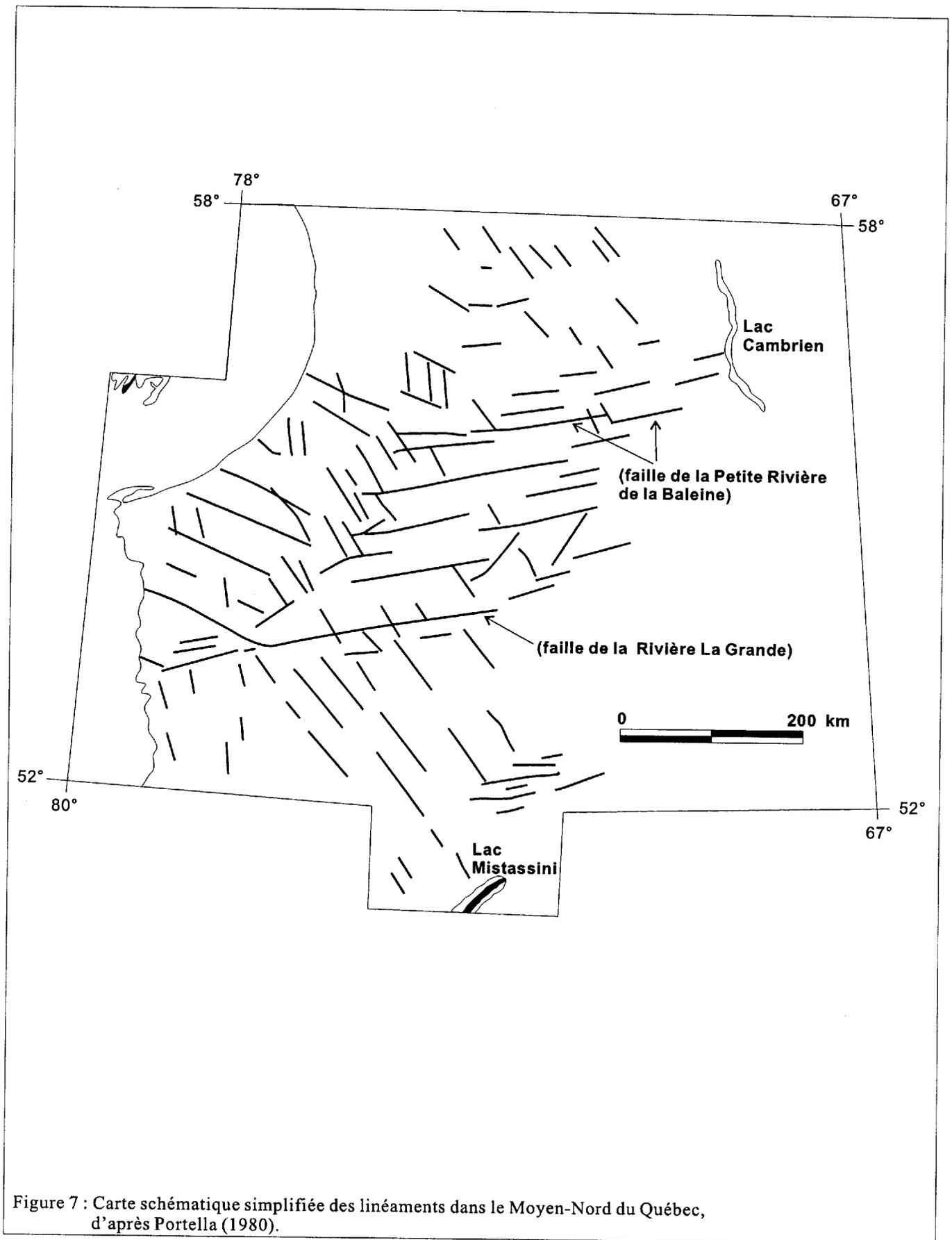


Figure 7 : Carte schématique simplifiée des linéaments dans le Moyen-Nord du Québec, d'après Portella (1980).

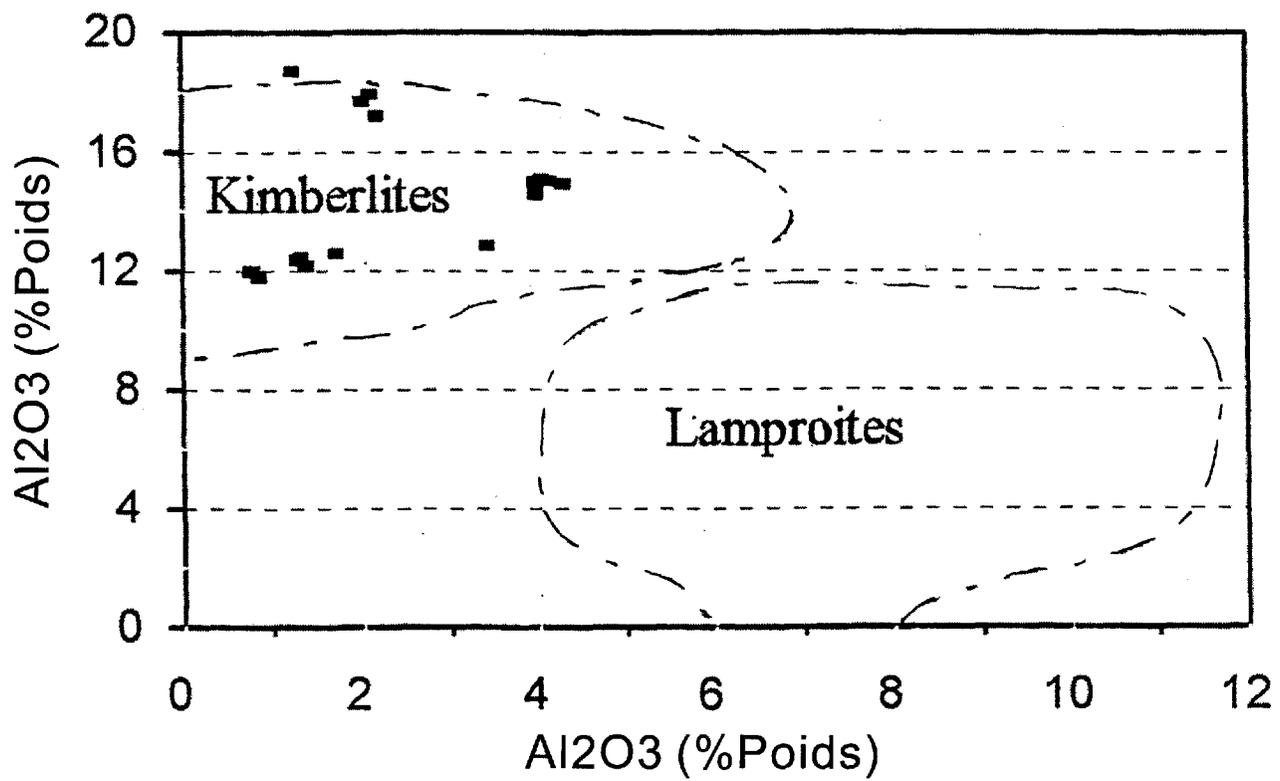


Figure 8 : Diagramme  $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$  montrant la composition des phlogopites de la kimberlite des Monts Otish. Les champs des kimberlites et des lamproites sont d'après Morris (1987).

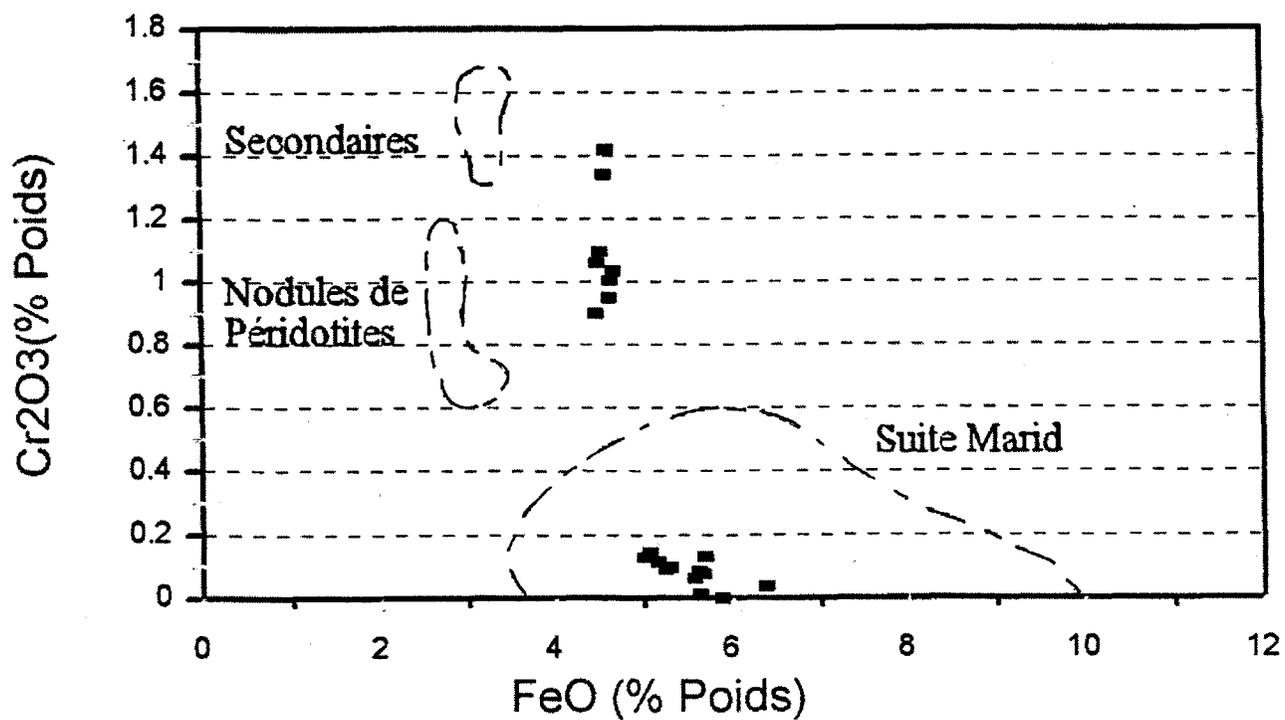


Figure 9 : Diagramme FeO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, montrant la composition des phlogopites de la kimberlite d'Otish (carrés pleins) en fonction des champs de composition des divers phlogopites rencontrés dans les roches de la mine Premier en Afrique du Sud (d'après Elthon et Ridley, 1979).

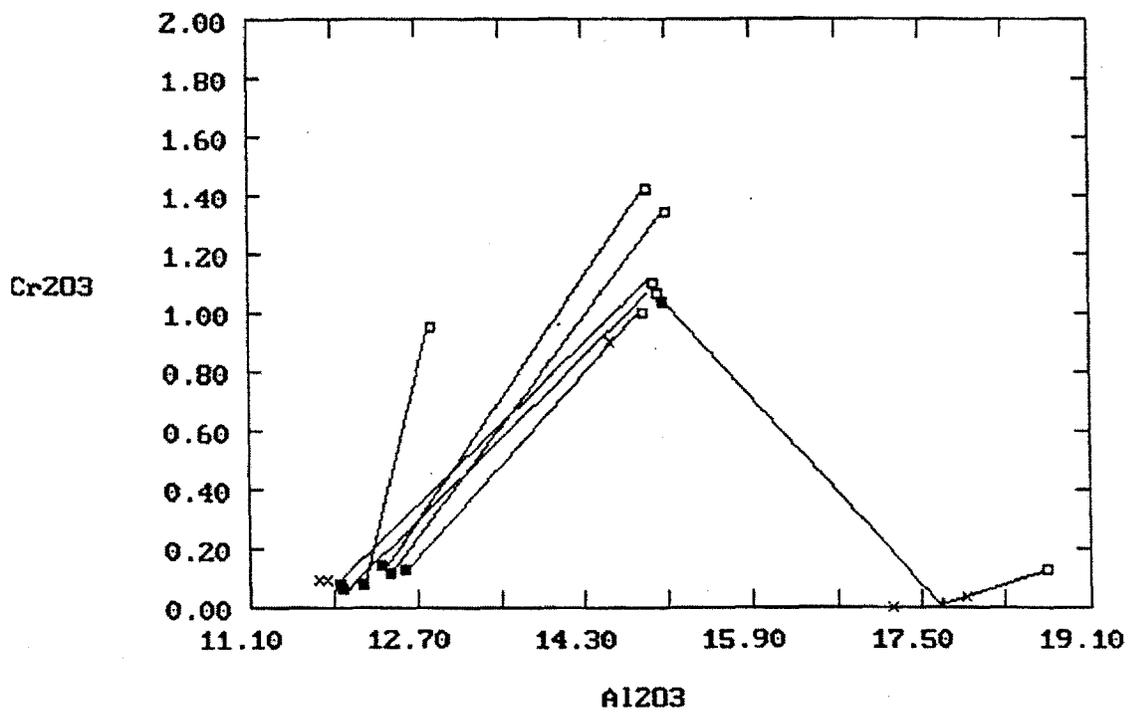
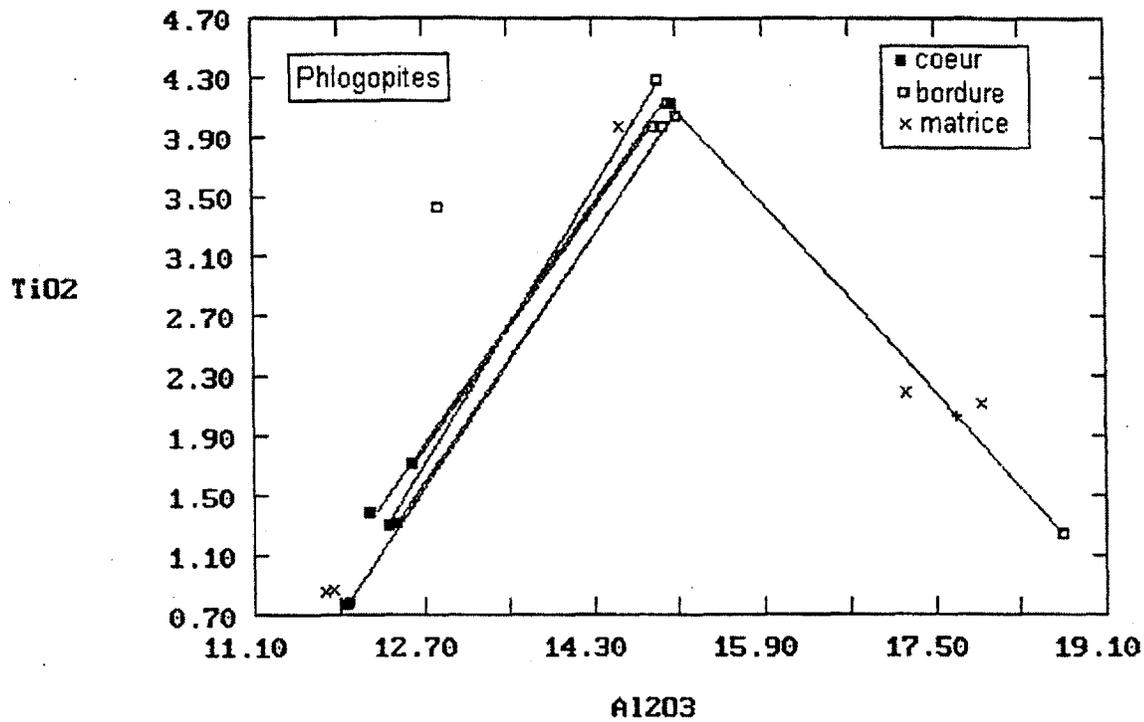


Figure 10 : Variation de composition des coeurs-bordures des mégacristaux de phlogopites et des grains de la matrice de la kimberlite d'Otish.

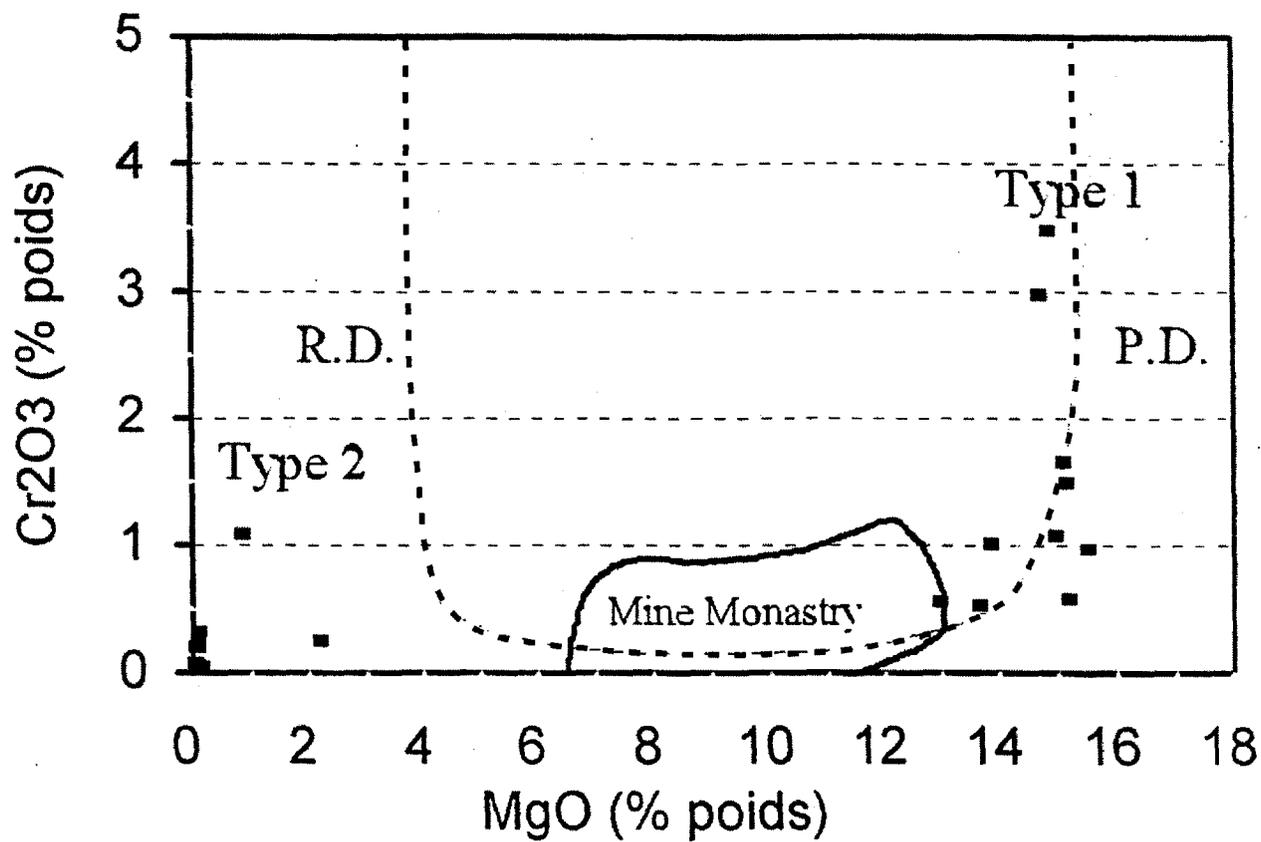


Figure 11 : Diagramme MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montrant le champ de composition des ilménites du type 1 et 2 de la kimberlite des Monts Otish. La ligne en forme de "U" indique le champ de composition pour la résorption (R"D" à gauche) et la préservation (P.D. À droite) du diamant.

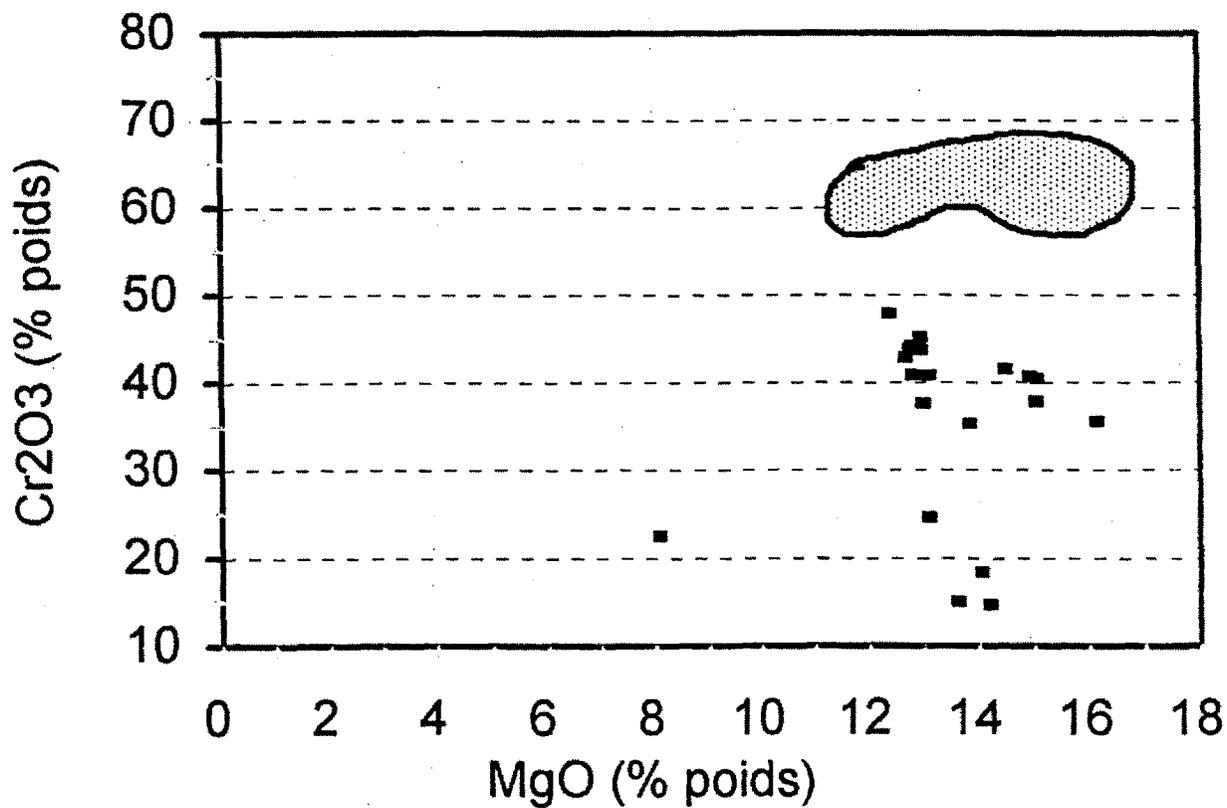


Figure 12 : Diagramme MgO-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> montrant la composition des spinelles chromifères de la kimberlite des Monts Otish. Le champ de composition des inclusions de chromites dans le diamant est d'après Gurney et Moore (1994).

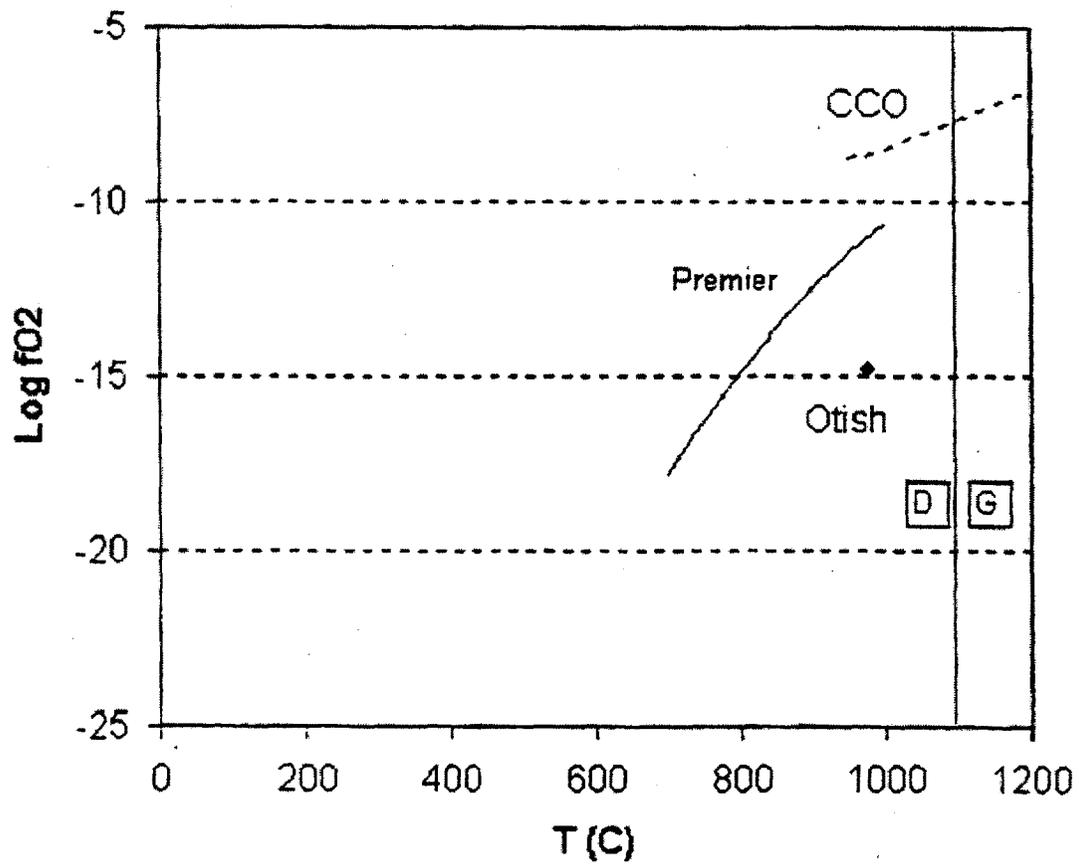


Figure 13 : Diagramme T-logfO<sub>2</sub> montrant les conditions de formation des oxides de la kimberlite d'Otish. La transition du diamant en graphite est montrée. La courbe décrivant les conditions de la kimberlite diamantifère Premier (Afrique du Sud) et celle du tampon CCO sont d'après Haggerty et al. (1979).

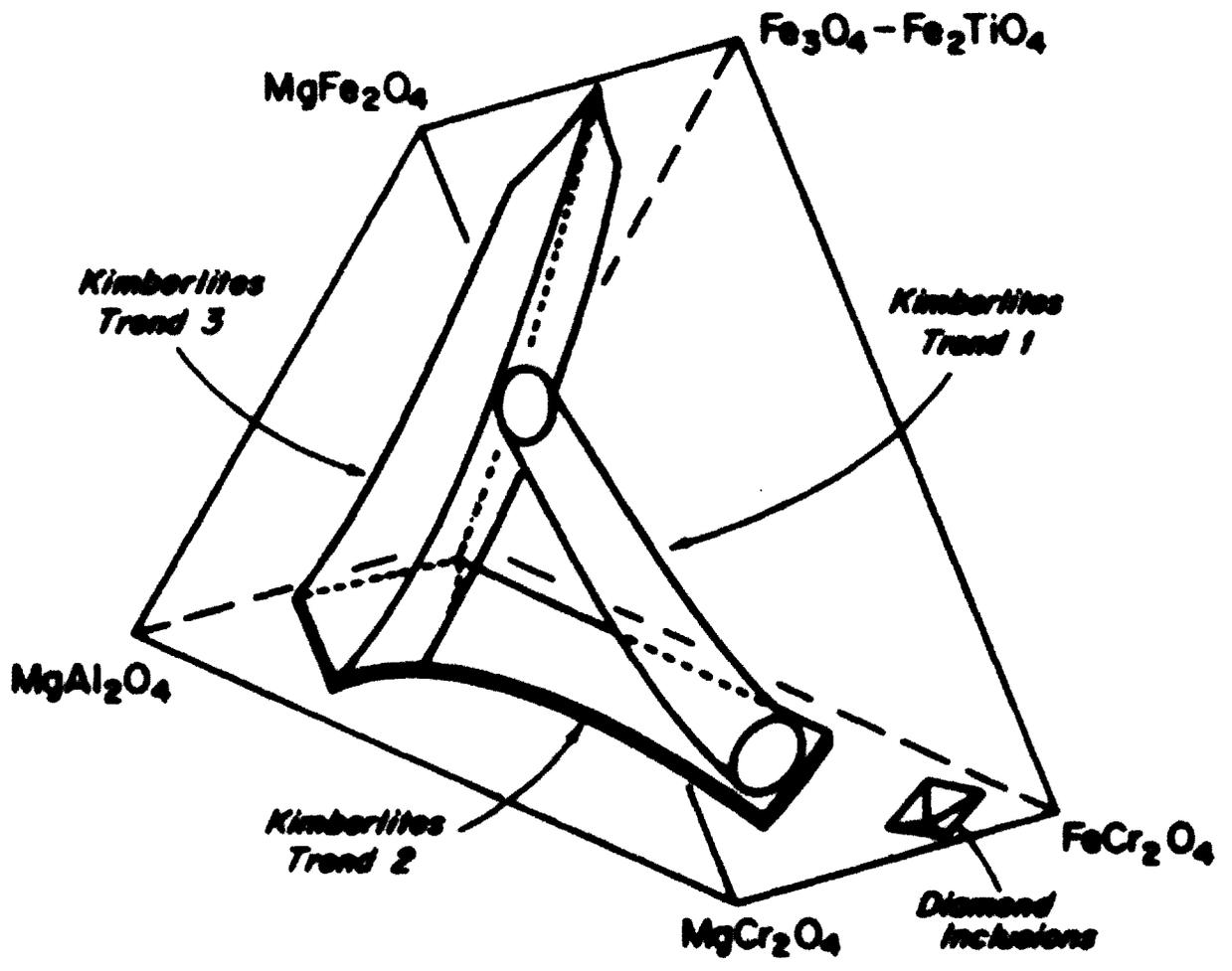


Figure 14 : Prisme de composition des spinelles kimberlitiques (d'après Haggerty, 1980).

**Tableau 1: Champs de kimberlites en Ontario, au Québec, au Michigan et au Manitoba**

initiales	nom	type d'intrusion	âge	références choisies
KBE	Belleville	dykes	170-173 Ma	Barnett et al. (1984), Brummer et al. (1992b), Sage (1996)
KTE	Témiscamingue	dykes et cheminées de diatrème	147-159 Ma	Brummer et al. (1992b), Pegg (1993), Sage (1996)
KAT	Attawapiskat	cheminées de diatrème	177-180 Ma	Sage (1996, 1997)
KMI	Missisa	cheminées	1100 +/- 40 Ma	Sage (1996, 1997)
KWA	Wawa	dyke et ?	1035 +/- 13 Ma	Watson et al. (1978), Sage (1996), Morris et al. (1998) Kaminsky et al (2000), Canabrava (1999)
KDE	Desmaraisville	dykes et cheminées de diatrème	1100 Ma, 1104 +/- 17 Ma	Watson (1955, 1967), Bourne et Bossé (1991), Alibert et Albarede, (1988)
KOT	Otish	dykes et cheminées de diatrème	?	Gehrish et al.(1979), DITEM (1997), Bernier et Moorhead (en cours)
KMT	Tongats	dykes	544 +/-12 Ma	Digonnet (1997), Digonnet et al. (1996a,b)
KLE	Lake Ellen	cheminées de diatrèmes et dykes	186-209 Ma	Jarvis, 1993; McGee, 1988; McGee et Hearn, 1984
KSL	Snow Lake	?	?	McMartin et Pringle (1994)

**Tableau 2: Cheminées et brèches hypabyssales et certains gros dykes kimberlitiques du Québec.**

Champ (secteur)	identification c:cheminée d:dyke	Canton	localisation				signature aéromag.		diamants	compagnie	références choisies	
			SNRC	Zone	Estant	Nordant	cartes (MRN et CGC)					
							(+): anom. positive	(-): anom. négative				
				gammas	source							
Témiscamingue (secteur Cobalt)	Guigues	c	Guigues	31M/11	17	623019	5269145	100 +	DV 93-21	oui	Monopros; Strike Minerals-KWG	Brunet (1983), Sage (1996)
	Troika	c	Nédelec	31M/11	17	611800	5277850	30 -	1493G	oui	KWG-Charim-Spider	Lamarche (1994), Thomas (1994), Sage (1996)
	Border	c	Nédelec	31M/11	17	611500	5278150	30 -	1493G	oui	KWG-Charim-Spider	Lamarche (1994), Thomas (1994), Sage (1996)
Desmaraisville (secteur Le Tac)	Le Tac	c	Le Tac	32F/9	18	417100	5476000	80 +	DV 90-24	oui	Explorations Minières du Nord-SOQUEM-Monopros	Borduas (1993) Field et Tainton (1993)
	lac Céré	c,d	Le Tac	32F/9	18	421914	5471411	non-visible	DV 90-24	non	Exploration Orbite V.S.P.A. Inc.	Pelletier et al. (1994)
	Le Sueur	c	Le Sueur	32F/8	18	418500	5478450	non-visible	DV 90-24	non	Ressources Unifiées Ojibway	Hawley (1994)
Desmaraisville (secteur Ailly)	Ailly-W-1	c,d	Ailly	32F/10	18	386500	5507400	25 +	DV 90-26	oui	Ressources William-Explorations Diabior	Desbiens et Chenard (1994) Girard (1993a), Husson (1994a)
	Ailly-Diabex-1	d	Ailly	32F/10	18	384200	5506350	100 +	DV 90-26	-	Diabex-SOQUEM-Ressources Unifiées Oasis	Corbeil et Villeneuve (1994) Gauthier (1995)
	Ailly-Diabex-2	c	Ailly	32F/10	18	385550	5504450	20 +	DV 90-26	oui	Diabex	Corbeil et Villeneuve (1994)
	Ailly-Ouest	d	Ailly	32F/10	18	385500	5507250	25 +	DV 90-26	-	SOQUEM-Explorations Diabior, Ressources Unifiées Oasis, Ressources William	Husson (1994b)
Otish	Otish	c,d	-	32P/16	18	679600	5763150	non-visible	2030G	oui	DITEM Explorations-Uranerz-Inco	Gehrisch et al. (1979), DITEM (1997), Bernier et Moorhead (en cours)
Tomgat	Tomgat	d	-	24P/06	20	(59 26' 24" N) (65 10' 73" W)		?	6358G	non		Daniëlle Giovenazzo (Com. Pers. 1999) Davison, 1993
	Tomgat-1	d	-	24P/06	20	379500	6594000	?	6358G	oui	Twin Gold	Twin Gold (1999), Digonnet (1997)
	Tomgat-2	d	-	24P/06	20	378400	6594400	?	6358G	oui	Twin Gold	Twin Gold (1999), Digonnet (1997)
	Tomgat-3	d	-	24P/06	20	378400	6594450	?	6358G	oui	Twin Gold	Twin Gold (1999), Digonnet (1997)
	?	d	-	24P/06	20	378350	6594150	?	6358G	?	Twin Gold	Twin Gold (1999), Digonnet (1997)
	?	d	-	24P/06	20	378600	6593050	?	6358G	?	Twin Gold	Twin Gold (1999), Digonnet (1997)
Tomgat-South	d	-	24P/06	20	372000	6587500	?	6358G	oui	Twin Gold	Twin Gold (1999), Digonnet (1997)	

## **Annexe 1**

Description intégrale des trous de forages de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite.  
(GM 34787)

**Annexe 1:** Description intégrale des trous de forages de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite (GM 34787)

<b>HOLE no. 31</b>					
Project no.		Property		Claim	Grid location
71-85		Beaver lake		361659-A	4475E, 3438N
Dip		Azimut		Lenght	Logged by
45°		180°		71.1m	W. Gehrisch
Footage (feet)		Subfootage (feet)		Description	
from	to	from	to		
0	20			Overburden.	
20	86.5			Fractured and highly weathered "granite, mostly coarse-grained, pinkish to yellowish to beige.	
86.5	210.5			<b>Volcanics pipe/dyke rock type: (Andesitic?) Olivine basalt, with silica deficiency. Nonmetamorphic! Phenocrysts: Olivine, Chlorite, biotite+chromite(?).</b>	
		87.5	89.5	Highly weathered to soft olivine-green material.	
		87.5	92	Alteration of granite and volcanics, with highly altered (contaminated) contacts of the granite.	
		95	115	Some fragments of the enclosing rock of the pipe within the volcanic rock (size of a fist and egg).	
		104.5	150	Rock is altered.	
		115	150	The volcanic rock is heavily loaded with fragments of the enclosing rock (granite, gneiss etc.). The fragments are altered. In one case hematization is apparent.	
		150	210.5	Partly fractured (with some carbonate in fractures and cavities) non altered volcanics enclosing some pockets (size of a fist) of desilicified rock fragments from the wall rock of the pipe, these are white in color. Some of the fragments are reduced to a very fine and pure white material.	
210.5	211.5			Highly contaminated granitic contact-zone	
211.5	224			Highly fractured "granite" with formation of black aphanitic material and partly with neo formation of biotite along fractures.	
		215	216	Occurrence of bright bluish green soft mineralization in granite.	
224	281			Fracturing is still very intense in parts.	
		243		3 cm chlorite on shear(?) zone.	
		250	281	The granite gets more pinkish in color and partly pegmatitic.	
		266		20 cm of fractured and slightly altered gneiss.	

**Annexe 1:** Description intégrale des trous de forages de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite (GM 34787)

HOLE no.32					
Project no.		Property		Claim	Grid location
71-85		Beaver Lake		361659-A	4475E, 3438N
Dip		Azimut		Lenght	Logged by
45°		180°		71.0m	W. Gehrisch
Footage (feet)		Subfootage (feet)		Description	
from	to	from	to	Overburden	
0	24				
24	39			"Granite"; very coarse grained to pegmatitic pink in colour, little mica (if any), some chlorite, fractured.	
39	145			Gneiss and granite alternating, with more gneiss at the top and more granite at the bottom part. The whole section is intensely fractured. Rusty stain all over. Schistosity of the gneiss is mainly at about 35° to c.a., but ranges from 25° to 50°.	
		61	79	Highly fractured section.	
		77		<b>Little more than 10 cm of the highly weathered, nonmetamorphic soft rock of BH 31. The rock is not fractured here, the contacts are not preserved.</b>	
145	233			Pink granite, coarse grained, with small intercalation of gneiss. Fe stain on fractures throughout.	
		150		30 cm of gneiss	
		153		10 cm of gneiss	
		157		20 cm of gneiss	
		197		10 cm of gneiss	
		201		3 cm of gneiss	
		195	197	Chlorite rich part, probably resulting from shearing (core partly broken)	

**Annexe 1:** Description intégrale des trous de forages de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite (GM 34787)

HOLE no.34					
Project no.		Property		Claim	Grid location
71-85		Beaver Lake		361659-A	4606E, 3380N
Dip		Azimut		Lenght	Logged by
45°		360°		67.0m	W. Gehrisch
Footage (feet)		Subfootage (feet)		Description	
from	to	from	to		
0	20			Overburden	
20	112			<b>Volcanics, nonmetamorphic dike(!)-(olivine-basalt?) with remnants of desilicified wall rock, ranging from 1 cm to the size of a child's fist. Some of these remnants shows reaction rims. Some carbonate on fractures. Phenocrysts : olivine, biotite, chromite(?) or ilmenite(?) and a non-identified reddish brown mineral.</b>	
		20	25	Weathered	
		62	78	Green Cu(?) mineralization in several parts.	
			79	Hematite or chalcopyrite	
		79	81.5	Remnants of strongly hematized and contaminated granitic rock	
		86	87.5	Remnants of strongly hematized and contaminated granitic rock	
		81.5	87	<b>The volcanic rock is very fine grained (chilled) and partially altered to soft olivine-green material.</b>	
112	117			Q.B: Gneiss, fine grained, dark, partly hematized	
117	130			Containing biotite rich schlieren with Q.B. Gneiss. Some Fe stain on fractures.	
130	130.8			<b>Volcanics, nonmetamorphic.</b>	
130.8	132			Q.B. Gneiss	
132	220			"Granite, medium to coarse grained. Many fractures have green to dark green coating (except on the last 30'), some have Fe stain.	
		132	136	Partly pegmatitic, partly biotite rich to gneissic and highly fractured. Some have Fe stain on fractures.	
		173.7	174.1	<b>Nonmetamorphic volcanics with reaction rims on both sides.</b>	

## **Annexe 2**

Description des trous de forages, dans la base de données SIGÉOM, de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite

(GM 34787)

**Annexe 2:** Description des trous de forages, dans la base de données SIGÉOM, de la compagnie Uranertz qui ont intersecté des dykes de kimberlite (GM 34787)

<b>FORAGES AU DIAMANT</b>					
No du trou SIGEOM	No du trou original	No du rapport	UTM SIGEOM		Résumé du forage
			Estant	Nordant	
83	31	GM 34787	679546	5763202	0 - 6m : M 6 - 86m : I1B/V3B
84	32	GM 34787	679469	5763162	0 - 7m : M 7 - 71m : I1B[FA]/M1/V
86	34	GM 34787	679595	5763136	0 - 6m : M 6 - 67m : V3B, CP/M1, BO/I1B

**LÉGENDE :** BO - Biotite  
 CP - Chalcopryrite  
 I1B - Granite  
 FA - Fracturée  
 M - Roches métamorphiques et tectoniques  
 M1 - Gneiss  
 V - Roches volcaniques  
 V3B - Basalte  
 [FA] - Fracturé

### **Annexe 3**

Analyses des minéraux à la microsonde

	s1Phl1	s1Phl2	s1Phl3	s1Phl4	s1Phl5	s1phl6	s1Phl7	s4PHL1	s4PHL2	s4PHL3
SiO2	41.45	41.58	38.86	39.15	41.07	39.10	38.80	41.17	39.09	39.18
TiO2	1.29	1.32	4.04	4.29	1.38	4.13	3.97	1.72	3.98	4.13
Al2O3	12.35	12.44	15.09	14.92	12.18	15.03	14.56	12.59	14.87	15.05
Cr2O3	0.14	0.11	1.34	1.42	0.08	1.06	0.90	0.13	1.00	1.03
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00
FeO	5.06	5.15	4.58	4.60	5.66	4.49	4.48	5.00	4.64	4.68
MnO	0.02	0.02	0.04	0.06	0.01	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02
MgO	25.27	25.50	22.34	22.44	24.82	22.35	22.25	24.97	22.98	22.61
Li2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0.01	-	-	-	-	-	0.00	0.01	-	0.01
Na2O	0.09	0.11	0.20	0.20	0.14	0.17	0.16	0.12	0.19	0.18
K2O	10.44	10.36	10.29	10.44	10.66	10.56	10.05	10.77	10.49	10.00
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	3.98	3.98	4.05	4.01	3.93	4.07	4.08	3.97	4.05	4.06
F	0.45	0.47	0.29	0.39	0.52	0.25	0.26	0.46	0.31	0.29
Cl	0.07	0.06	0.05	0.03	0.07	0.05	0.05	0.08	0.04	0.04
O=F	0.19	0.20	0.12	0.16	0.22	0.11	0.11	0.19	0.13	0.12
O=Cl	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Total	100.44	100.89	101.03	101.78	100.27	101.14	99.47	100.80	101.50	101.16
#Si IV	5.86	5.85	5.48	5.49	5.85	5.51	5.55	5.82	5.49	5.50
#Al IV	2.06	2.06	2.51	2.46	2.04	2.49	2.45	2.10	2.46	2.49
#Fe IV	0.00	0.00	0.00	-	0.00	-	0.00	-	0.00	0.00
#Ti IV	0.08	0.08	0.01	0.05	0.11	-	0.00	0.09	0.05	0.00
T site	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
#Al VI	-	-	-	-	-	0.00	-	-	-	-
#Ti VI	0.06	0.06	0.42	0.40	0.04	0.44	0.43	0.09	0.37	0.43
#Cr	0.02	0.01	0.15	0.16	0.01	0.12	0.10	0.01	0.11	0.11
#Fe +3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Fe +2	0.60	0.61	0.54	0.54	0.67	0.53	0.54	0.59	0.54	0.55
#Mn +2	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Mg	5.33	5.35	4.70	4.69	5.27	4.69	4.74	5.26	4.81	4.73
#Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O site	6.01	6.03	5.81	5.79	5.99	5.78	5.81	5.96	5.84	5.83
#Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ca	0.00	-	-	-	-	-	0.00	0.00	-	0.00
#Na	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05
#K	1.88	1.86	1.85	1.87	1.94	1.90	1.83	1.94	1.88	1.79
#Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A site	1.91	1.89	1.91	1.92	1.97	1.94	1.88	1.97	1.93	1.84
#O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
#OH	3.78	3.78	3.86	3.82	3.75	3.88	3.87	3.78	3.86	3.86
#F	0.20	0.21	0.13	0.17	0.23	0.11	0.12	0.20	0.14	0.13
#Cl	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Charge	-1E-06	0.00	-1E-06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

	s4PHL4	s4PHL5	s4phl6	s4phl7	s4phl8	s4phl9	s2phl1	s2phl2	s2phl3	s2phl4
SiO2	35.16	35.69	34.50	35.68	40.73	41.09	41.54	41.59	39.02	38.85
TiO2	2.03	1.25	2.11	2.18	0.86	0.87	0.78	0.77	3.97	3.43
Al2O3	17.69	18.70	17.95	17.21	11.77	11.84	11.99	11.96	14.98	12.84
Cr2O3	0.01	0.13	0.04	-	0.09	0.10	0.06	0.08	1.10	0.95
Fe2O3	-	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-	-
FeO	5.62	5.69	6.37	5.88	5.24	5.29	5.56	5.62	4.52	4.63
MnO	0.05	0.06	0.08	0.05	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02	0.06
MgO	22.63	23.66	22.38	22.94	25.17	25.33	25.46	25.53	22.38	24.66
Li2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	0.06	0.05	0.09	0.05	0.01	0.00	-	-	0.00	0.38
Na2O	0.17	0.14	0.16	0.17	0.08	0.07	0.09	0.10	0.21	0.19
K2O	8.76	9.72	9.16	9.27	10.56	10.41	10.87	11.02	10.57	9.05
Rb2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cs2O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H2O	3.90	3.98	3.98	3.92	4.01	3.99	3.95	3.93	4.04	4.05
F	0.61	0.43	0.39	0.55	0.37	0.41	0.49	0.52	0.31	0.30
Cl	0.00	-	0.00	-	0.06	0.07	0.06	0.05	0.05	0.10
O=F	0.26	0.18	0.17	0.23	0.16	0.17	0.21	0.22	0.13	0.13
O=Cl	0.00	-	0.00	-	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Total	96.45	99.32	97.05	97.68	98.80	99.32	100.65	100.95	101.04	99.31
#Si IV	5.19	5.13	5.10	5.22	5.88	5.89	5.89	5.89	5.51	5.56
#Al IV	2.81	2.87	2.90	2.78	2.00	2.00	2.00	1.99	2.49	2.17
#Fe IV	-	-	-	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-
#Ti IV	-	-	-	-	0.09	0.09	0.08	0.08	0.00	0.27
T site	8.00	8.00	8.00	8.00	7.97	7.98	7.98	7.96	8.00	8.00
#Al VI	0.27	0.30	0.23	0.19	-	-	-	-	-	-
#Ti VI	0.22	0.14	0.23	0.24	-	-	-	-	0.42	0.10
#Cr	0.00	0.01	0.00	-	0.01	0.01	0.01	0.01	0.12	0.11
#Fe +3	-	0.00	0.00	0.00	-	-	-	-	-	-
#Fe +2	0.69	0.68	0.79	0.72	0.63	0.63	0.66	0.66	0.53	0.55
#Mn +2	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
#Mg	4.98	5.07	4.93	5.00	5.42	5.41	5.38	5.38	4.71	5.26
#Li	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O site	6.18	6.22	6.20	6.16	6.06	6.06	6.05	6.06	5.78	6.02
#Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	-	-	0.00	0.06
#Na	0.05	0.04	0.05	0.05	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.05
#K	1.65	1.78	1.73	1.73	1.94	1.90	1.97	1.99	1.90	1.65
#Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Cs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A site	1.71	1.83	1.79	1.79	1.97	1.92	1.99	2.02	1.96	1.76
#O	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
#OH	3.71	3.80	3.82	3.75	3.81	3.80	3.77	3.76	3.85	3.84
#F	0.29	0.20	0.18	0.25	0.17	0.18	0.22	0.23	0.14	0.13
#Cl	0.00	-	0.00	-	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02
Charge	0.00	-2E-06	0.00	0.00	0.00	0.00	-3E-06	0.00	0.00	0.00

Serpentines	Na2O	K2O	FeO	SiO2	MgO	TiO2	CaO	MnO	Al2O3	Cr2O3	F	Cl	Total
s1 Ser1	0	0.019	6.342	40.226	38.591	0.067	0.026	0.03	0.369	0.094	0	0.027	85.785
s1 Ser2	0	0.037	6.719	41.062	38.926	0.033	0.049	0.025	0.372	0.108	0.044	0.05	87.395
s1 Ser3	0	0.019	11.331	39.315	33.54	0.143	0.123	0.077	1.216	0.07	0.002	0.24	86.021
s1 Ser4	0.002	0.022	7.539	41.819	37.987	0.082	0.059	0.037	0.591	0.058	0.022	0.12	88.302
s1 Ser5	0.006	0.027	10.981	39.457	34.322	0.09	0.12	0.068	1.327	0.07	0	0.283	86.687
s4 ser1	0.018	0.021	7.253	41.86	38.052	0.177	0.047	0.063	0.593	0.001	0	0.044	88.119
s4 ser2	0	0.012	9.913	40.809	34.048	0.365	0.112	0.108	0.754	0.037	0.022	0.044	86.205
s4 ser3	0.021	0.014	7.123	41.992	37.754	0.169	0.047	0.075	0.673	0.008	0.018	0.054	87.928
s4 ser4	0.006	0.323	10.027	38.558	32.531	0.139	0.149	0.082	3.77	0.071	0.096	0.092	85.783
s2 ser1	0.002	0.017	8.583	41.196	35.42	0.177	0.069	0.04	0.598	0.05	0.066	0.036	86.218
s2 ser2	0.024	0.042	9.956	39.021	26.114	0.076	0.157	0.091	0.868	0.062	0.142	0.101	76.571
s2 ser3	0.005	0.008	6.946	40.951	38.461	0.021	0.042	0.019	0.456	0.134	0.062	0.051	87.118
s2 ser4	0.011	0.033	8.436	41.25	36.092	0.341	0.095	0.077	0.732	0.164	0.054	0.043	87.295
s4 mat1	0.023	0.233	11.504	39.001	32.646	0.171	0.179	0.082	3.341	0.046	0.066	0.089	87.333

	1 Chr1	S1-2	S1-3	S1-4	S1-5	S1-6	S1-7	S1 -8	S1-9	S2-1
SiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	10.30	16.78	15.21	4.38	4.58	4.25	6.42	5.95	12.85	4.74
Al2O3	3.69	7.85	8.19	17.28	17.28	16.81	7.52	9.30	7.90	7.49
Cr2O3	22.53	14.75	18.39	40.74	40.46	41.54	44.31	45.27	24.69	35.36
Fe2O3	13.24	20.09	18.69	6.98	6.98	6.59	9.07	7.42	15.81	8.71
FeO	22.59	25.61	24.46	15.29	15.21	15.71	18.44	18.32	23.39	16.13
MnO	0.49	0.61	0.61	0.26	0.31	0.30	0.49	0.43	0.55	0.38
MgO	8.09	14.20	14.04	14.94	15.07	14.50	12.80	12.96	13.11	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13.83
NiO	0.15	0.14	0.14	0.24	0.27	0.21	0.14	0.11	0.10	0.14
ZnO	0.09	0.06	-	0.03	0.03	0.04	-	0.05	0.05	0.07
TOTAL	81.17	100.10	99.73	100.14	100.18	99.94	99.18	99.81	98.44	86.85
#Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ti	0.33	0.41	0.37	0.10	0.11	0.10	0.16	0.15	0.32	0.14
#Al	0.18	0.30	0.32	0.63	0.63	0.62	0.29	0.36	0.31	0.35
#Cr	0.75	0.38	0.48	1.00	0.99	1.03	1.16	1.17	0.65	1.11
#Fe +3	0.42	0.49	0.46	0.16	0.16	0.16	0.23	0.18	0.40	0.26
#Fe +2	0.79	0.70	0.67	0.40	0.39	0.41	0.51	0.50	0.65	0.53
#Mn	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
#Mg	0.51	0.69	0.68	0.69	0.70	0.68	0.63	0.63	0.65	-
#Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.59
#Ni	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
#Zn	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00
Cations	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
#O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

22 samples, 25 elements, Date: 08-03-1998

	S2-2	S2-3	S3-1	S3-2	S3-3	S3-4	S4-1	S4-2	S4-3	S4-4
SiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	5.42	5.37	6.18	6.46	6.23	15.57	5.89	18.79	4.88	5.35
Al2O3	9.01	9.11	8.01	7.37	7.50	7.68	8.84	3.59	7.81	6.85
Cr2O3	40.88	40.84	43.87	42.89	47.91	15.02	44.01	8.22	37.87	35.60
Fe2O3	8.78	9.27	8.41	10.20	5.85	19.54	8.89	2.19	16.21	16.97
FeO	16.02	15.73	17.89	18.43	19.04	24.32	17.93	29.25	12.11	9.64
MnO	0.34	0.27	0.45	0.47	0.47	0.56	0.52	0.69	0.41	0.41
MgO	12.81	13.11	12.76	12.69	12.40	13.63	12.91	6.28	15.04	16.14
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
NiO	0.14	0.12	0.14	0.10	0.08	0.13	0.08	0.04	0.10	0.08
ZnO	0.04	0.07	0.06	0.05	0.08	-	0.09	0.01	0.05	0.01
TOTAL	93.42	93.88	97.76	98.65	99.56	96.44	99.14	69.06	94.48	91.05
#Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ti	0.14	0.14	0.16	0.16	0.15	0.40	0.15	0.70	0.13	0.14
#Al	0.37	0.37	0.32	0.29	0.29	0.31	0.34	0.21	0.31	0.28
#Cr	1.12	1.11	1.16	1.13	1.25	0.40	1.15	0.32	1.02	0.99
#Fe +3	0.23	0.24	0.21	0.26	0.15	0.50	0.22	0.08	0.42	0.45
#Fe +2	0.46	0.45	0.50	0.51	0.53	0.69	0.49	1.20	0.35	0.28
#Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01
#Mg	0.66	0.67	0.64	0.63	0.61	0.69	0.63	0.46	0.76	0.84
#Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-	0.00	0.00	0.00	0.00
Cations	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
#O	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

	S4-5	S4-6
	-----	-----
SiO2	-	-
TiO2	6.40	7.47
Al2O3	8.32	7.12
Cr2O3	43.79	37.63
Fe2O3	8.56	12.87
FeO	18.16	18.21
MnO	0.50	0.51
MgO	12.96	13.00
CaO	-	-
NiO	0.13	0.10
ZnO	0.04	0.03
TOTAL	98.86	96.95
#Si	-	-
#Ti	0.16	0.19
#Al	0.32	0.28
#Cr	1.14	1.01
#Fe +3	0.21	0.33
#Fe +2	0.50	0.52
#Mn	0.01	0.01
#Mg	0.64	0.66
#Ca	-	-
#Ni	0.00	0.00
#Zn	0.00	0.00
Cations	3.00	3.00
#O	4.00	4.00

ilmenite.cat  
 21 samples, 21 elements, Date: 08-03-1998

Page 1

	S1-1	S1-2	S1-3	S3-1	S3-10	S3-11	S3-12	S3-13	S3-14	S3-15
SiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	55.62	53.98	51.86	52.20	51.68	50.91	52.77	54.59	53.76	53.17
Al2O3	0.47	0.44	0.01	0.01	-	0.02	0.47	0.82	0.45	0.34
Cr2O3	0.59	1.66	0.21	0.08	0.07	0.03	3.48	1.08	1.49	2.99
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	26.65	26.73	43.72	42.46	41.44	43.74	26.43	26.34	27.64	27.56
MnO	0.45	0.48	1.95	1.74	1.59	1.76	0.49	0.45	0.58	0.53
MgO	15.18	15.09	0.04	0.05	0.06	0.06	14.85	14.95	15.14	14.69
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	98.95	98.39	97.80	96.54	94.83	96.53	98.50	98.22	99.08	99.28
#Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ti	0.95	0.93	1.01	1.03	1.04	1.00	0.91	0.94	0.92	0.91
#Al	0.01	0.01	0.00	0.00	-	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
#Cr	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.05
#Fe +3	0.08	0.11	-2E-02	-6E-02	-7E-02	-3E-03	0.11	0.08	0.13	0.12
#Fe +2	0.43	0.40	0.96	0.99	1.00	0.96	0.39	0.42	0.39	0.40
#Mn	0.01	0.01	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01
#Mg	0.51	0.51	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.51	0.51	0.50
#Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
#O	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

21 samples, 21 elements, Date: 08-03-1998

	S3-16	S3-17	S3-18	S3-19	S4-1	S6-1	S6-2	S6-3	S6-4	S6-5
SiO2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO2	45.90	45.81	52.01	51.32	50.02	53.16	56.13	53.04	53.31	52.96
Al2O3	0.02	0.08	0.01	0.02	0.33	0.32	0.48	0.23	0.37	0.01
Cr2O3	0.06	0.26	0.06	0.05	1.09	1.01	0.98	0.56	0.53	0.08
Fe2O3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	35.36	41.03	40.86	42.74	43.16	25.06	26.29	32.21	31.18	43.35
MnO	1.32	3.27	1.57	1.78	1.65	0.48	0.46	0.28	0.29	1.76
MgO	0.16	2.18	0.08	0.08	0.85	13.85	15.51	12.97	13.65	0.03
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TOTAL	82.81	92.63	94.58	95.98	97.10	93.89	99.85	99.29	99.32	98.19
#Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
#Ti	1.05	0.92	1.05	1.02	0.97	0.96	0.95	0.92	0.92	1.03
#Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
#Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
#Fe +3	-1E-01	0.16	-9E-02	-3E-02	0.03	0.05	0.07	0.15	0.15	-5E-02
#Fe +2	1.01	0.76	1.01	0.97	0.90	0.46	0.42	0.47	0.45	0.99
#Mn	0.03	0.07	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04
#Mg	0.01	0.09	0.00	0.00	0.03	0.50	0.52	0.44	0.46	0.00
#Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cations	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
#O	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00

S6-6  
-----  
SiO2 -  
TiO2 52.28  
Al2O3 -  
Cr2O3 0.21  
Fe2O3 -  
FeO 44.11  
MnO 1.87  
MgO 0.07  
CaO -  
TOTAL 98.54  
#Si -  
#Ti 1.01  
#Al -  
#Cr 0.00  
#Fe +3 -2E-02  
#Fe +2 0.96  
#Mn 0.04  
#Mg 0.00  
#Ca -  
Cations 2.00  
#O 3.00

Rutile	Al2O3	MgO	Cr2O3	FeO	ZnO	TiO2	MnO	V2O3	NiO	Total
S3-rut1	0.027	0.044	1.279	0.175		0 96.473	0.008	0.64	0.033	98.679
S3-rut2	0.02	0.047	1.496	0.22		0 96.834	0.005	0.616	0.04	99.278

## **Annexe 4**

Calculs des conditions de T et  $fO_2$

Moyennes Chromites	S1	S3	Moy
Al2O3	11.52	7.52	9.46
MgO	13.95	12.91	13.63
Cr2O3	33.77	35.27	36.87
FeO	29.86	31.27	28.39
ZnO	0.03	0.04	0.04
TiO2	8.80	9.42	7.66
MnO	0.44	0.50	0.45
V2O3	0.27	0.27	0.27
NiO	0.17	0.10	0.13
Total	98.81	97.30	96.90

Cations	3	3	3
Ti	0.21	0.24	0.19
Al	0.44	0.3	0.37
Cr	0.86	0.93	0.96
Fe3+	0.28	0.3	0.28
Fe2+	0.52	0.58	0.5
Mn	0.01	0.01	0.01
Mg	0.67	0.64	0.67

Modèle de Stormer 1983

Xilm	0.932413	0.916872	0.919115
XHem	0.067587	0.083128	0.080885
XUsp	0.785769	0.793721	0.767798
XMt	0.041307	0.0383	0.044524

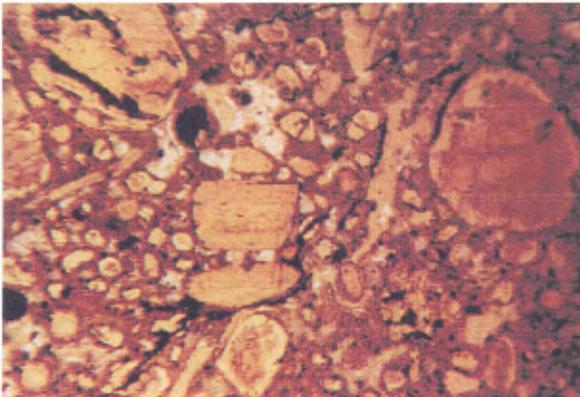
DH	27799	27799	27799
DS	4.192	4.192	4.192
A1	0.290777	0.284905	0.302651
A2	3.423836	3.477422	3.304138
A3	0.12147	0.145525	0.142142
A4	4.473006	4.355707	4.372549
KD	0.075548	0.120389	0.095308
WUSPH	3665	3665	3665
WMTH	2079	2079	2079
WILMH	3314	3314	3314
WHEMH	519	519	519
WUSPS	3.618	3.618	3.618
WMTS	2.07	2.07	2.07
WILMS	2.585	2.585	2.585
WHEMS	0.4368	0.4368	0.4368

T(C)	855.443	1132.503	974.9028
LOGFO2(MH)	-7.66644	-3.31462	-5.55309
logFO2	-17.6696	-11.9248	-14.8009

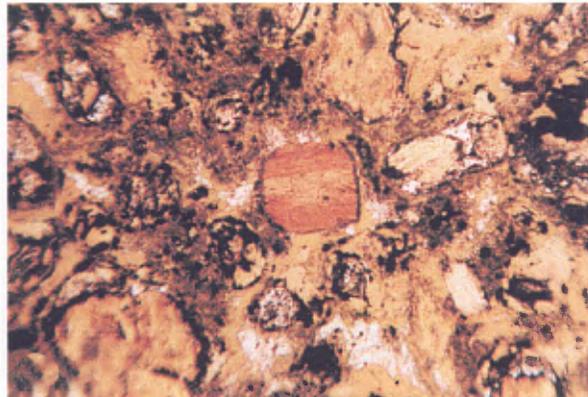
Moyennes Mg-ilm	S1	S3	Moy
Al2O3	0.46	0.52	0.44
MgO	15.14	14.91	14.59
Cr2O3	1.12	2.26	1.44
FeO	26.69	26.99	27.61
ZnO	0.02	0.00	0.01
TiO2	54.80	53.57	53.95
MnO	0.47	0.51	0.45
V2O3	0.45	0.38	0.43
NiO	0.10	0.06	0.08
Total	99.24	99.21	99.00

Cations	2	2	2
Ti	0.94	0.92	0.93
Al	0.01	0.01	0.01
Cr	0.02	0.04	0.03
Fe3+	0.09	0.11	0.11
Fe2+	0.41	0.4	0.42
Mn	0.01	0.01	0.01
Mg	0.51	0.51	0.5

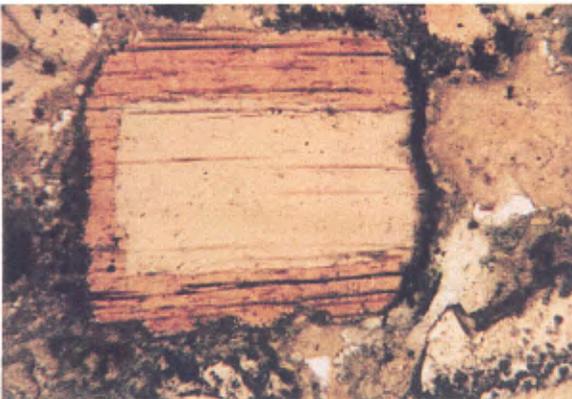
# Planche 1



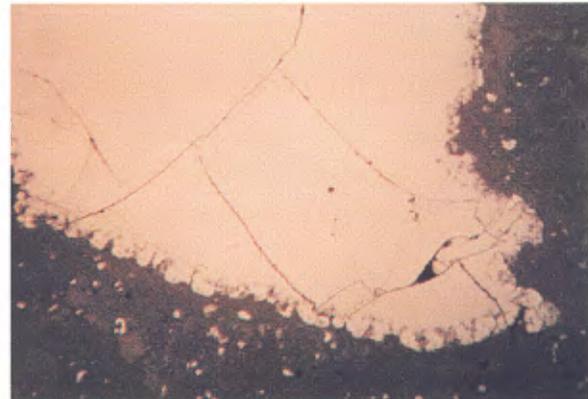
**A** : Vue d'ensemble de la kimberlite en lumière transmise (20x). On peut y voir des mégacristaux de phlogopites zonées ayant une bordure à pléochroïsme plus élevé. Les gains verdâtres sont l'olivines serpentinisées. Quelques grains de minéraux opaques sont présents dans la matrice.



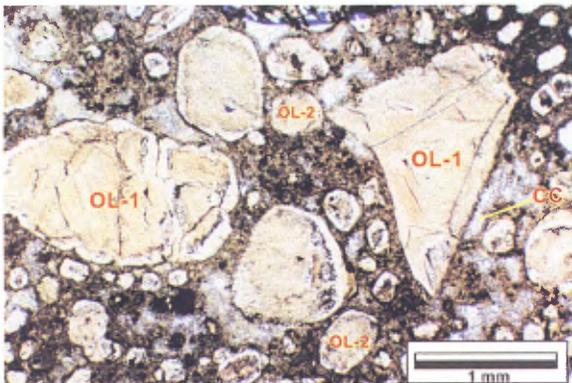
**B** : Idem mais pour un autre champ de la lame.



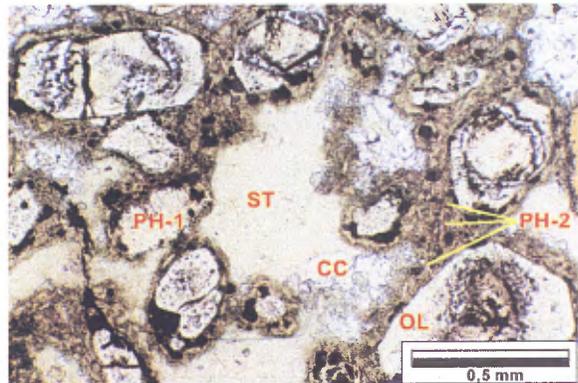
**C** : Vue à fort grossissement (100x) d'un macrocristal de phlogopite zonée, en lumière transmise. Notez la bordure qui est en voie de résorption. La matrice est remplacée par la serpentine, la chlorite et la calcite.



**D** : Vue d'une portion d'un macrocristal d'ilménite magnésienne chromifère (type 1) en lumière réfléchie (50x). Notez la bordure montrant des signes de résorption et un remplacement partiel par l'ilménite manganésifère du type 2.

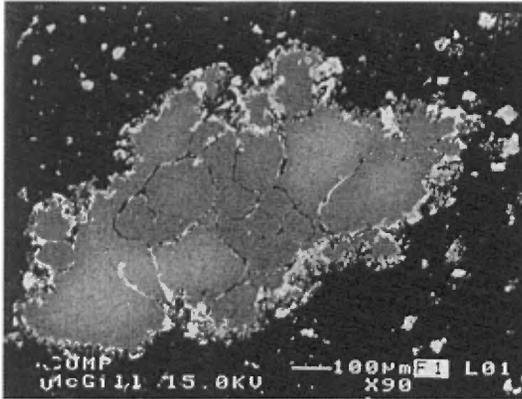


**E** : Microphotographie de macrocristaux d'olive (OL-1) arrondis et angulaires entourés de cristaux arrondis et sub-idiomorphes d'olivine (OL-2). Les deux types d'olivines sont complètement serpentinisés. La matrice est principalement composée de zones turbides riches en petits grains d'oxydes. Des zones plus limpides, riches en serpentine et en calcite (CC), sont également visibles.

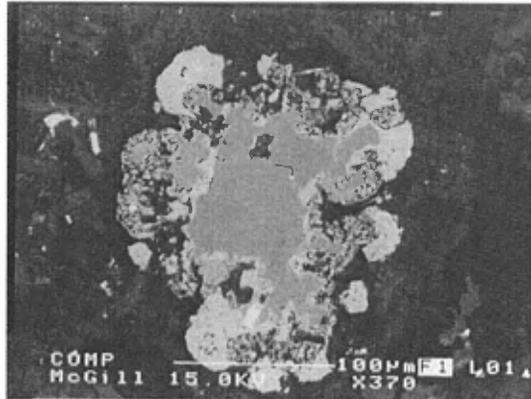


**F** : Microphotographie des deux types de matrice entourant des cristaux d'olivine (OL) et de phlogopite (PH-1). La matrice turbide vert foncé est riche en petits grains de spinelles, d'oxydes de fer et de phlogopite (PH-2) entourés de serpentine et de chlorite. La matrice plus limpide, de couleur vert pâle, est formée de serpentine (ST) microcristalline et de grains de calcite (CC) blanchâtre xénomorphe.

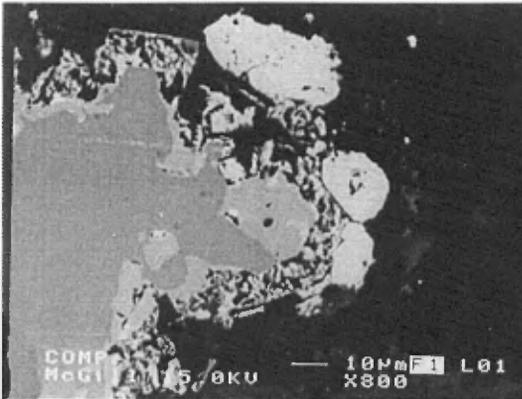
# Planche 2



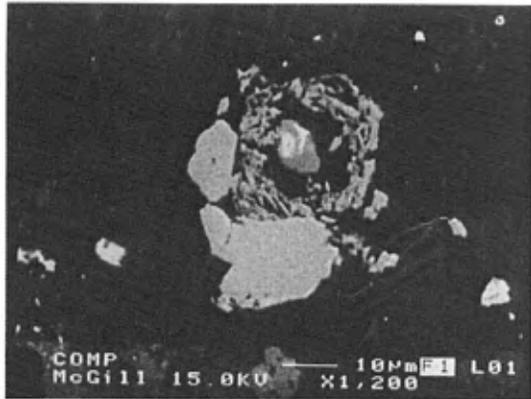
**A** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) du macrocristal d'ilménite magnésienne chromifère (gris foncé). Noter la bordure en voie de remplacement par l'ilménite manganésifère (type 2)(plages blanches). L'échelle est montrée sur la photo.



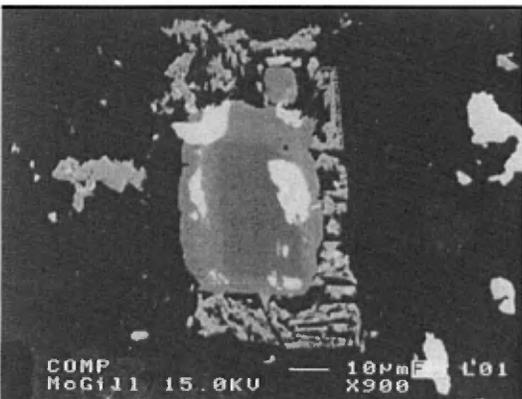
**B** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) d'un grain de rutile chromière (gris foncé) en voie de remplacement par l'ilménite manganésifère du type 2.



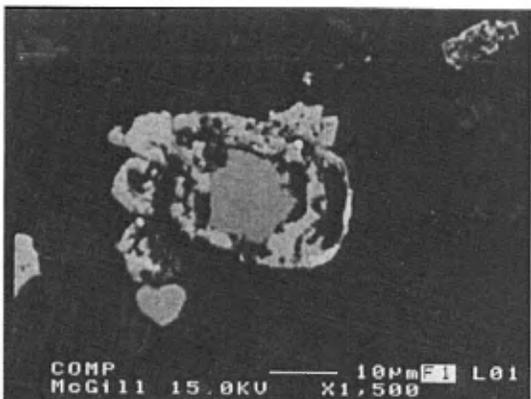
**C** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) montrant un grain de spinelle chromifère (au centre avec le point noir laissé par le faisceau d'électrons). Le spinelle chromifère et entouré d'ilménite magnésienne squelettique du type 1 faisant une couronne autour d'un plus phénocristal d'ilménite magnésienne. Les trois grains arrondis plus blancs sont l'ilménite manganésifère du type 2.



**D** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) de grains de spinelles chromifères entourés d'ilménites magnésiennes squelettiques. Noter la zonation du spinelle en E et la morphologie en sections idiomorphes de l'ilménite squelettique.

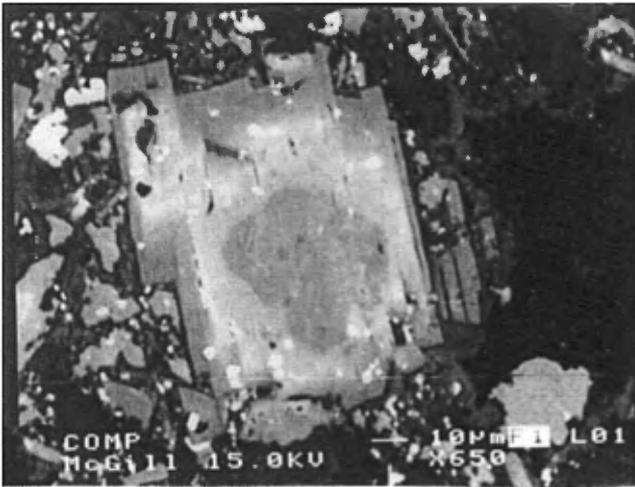


**E** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) de grains de spinelles chromifères entourés d'ilménites magnésiennes squelettiques. Noter la zonation du spinelle en E et la morphologie en sections idiomorphes de l'ilménite squelettique.

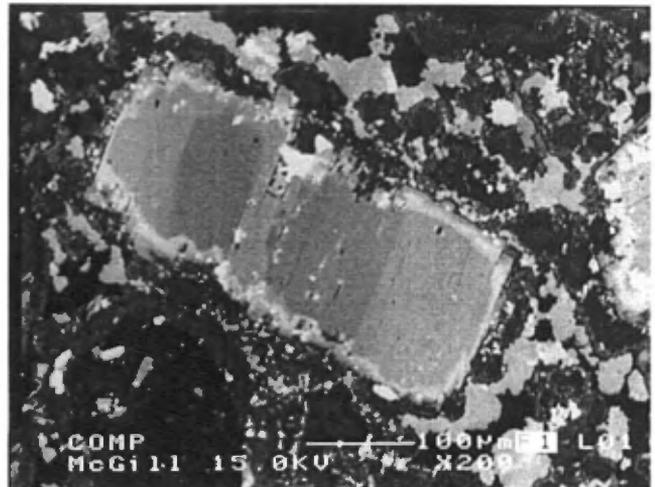


**F** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) de grains de spinelles chromifères entourés d'ilménites magnésiennes squelettiques. Noter la zonation du spinelle en E et la morphologie en sections idiomorphes de l'ilménite squelettique.

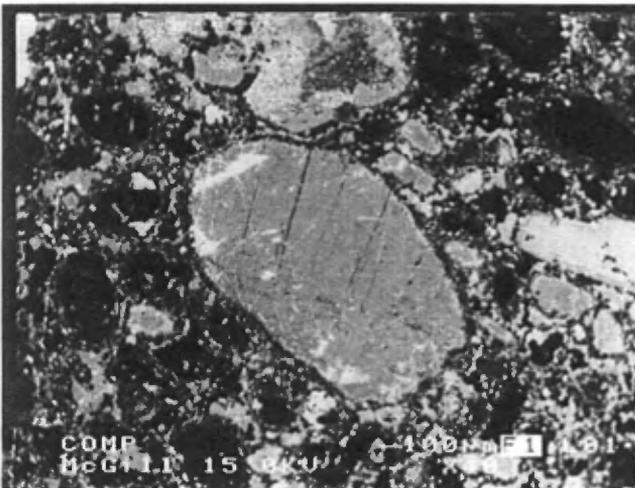
## Planche 3



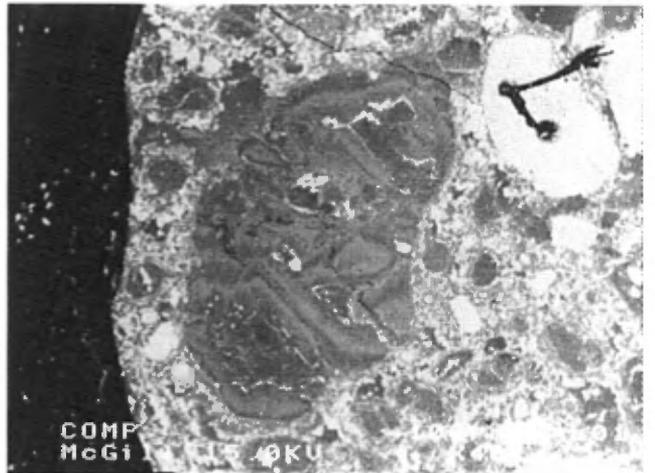
**A** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) d'un macrocristal de phlogopite zonée.



**B** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) montrant deux mégacristaux de phlogopites zonées côte-à-côte.



**C** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) d'un grain de phlogopite arrondie dans une matrice serpentinisée.



**D** : Image en électrons rétrodiffusés (IER) d'un cristal d'olivine serpentinisée (en gris plus foncé).