

# MB 99-35

KIMBERLITES, LINEAMENTS ET RIFTS CRUSTAUX AU QUEBEC

Documents complémentaires

*Additional Files*



Licence



Licence

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

Énergie et Ressources  
naturelles

Québec 



Gouvernement du Québec  
Ministère des Ressources naturelles  
Secteur des mines

# Kimberlites, linéaments et rifts crustaux au Québec

James Moorhead  
Marc Beaumier  
Denis L. Lefebvre  
Louis Bernier  
Daniel Martel

MB 99-35



1999

Québec 

## DOCUMENT PUBLIÉ PAR GÉOLOGIE QUÉBEC

### Direction

Jean-Louis Caty

### Responsable des études géologiques

Robert Marquis

Accepté pour publication le 99/07/07

### Auteurs

James Moorhead (Géologie Québec)  
Marc Beaumier (Géologie Québec)  
Denis L. Lefebvre (Géologie Québec)  
Louis Bernier (**Géoberex Recherche**)  
Daniel Martel (Géologie Québec)

### Lecture critique

Claude Dion, Chantale Dussault, Michel Hocq, Chantale Doucet

### Édition

Jean-Pierre Lalonde

### 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.

## Table des Matières

Liste des Figures .....	iv
Liste des Tableaux .....	v
Liste des annexes .....	v
RÉSUMÉ .....	vi
1.0) Introduction .....	7
1.1) Contribution des auteurs .....	7
1.2) Remerciements.....	7
1.3) Historique et travaux antérieurs .....	7
Monopros.....	8
Ashton Mining Canada /SOQUEM.....	8
Lamothe et al. (1993).....	8
Ressources Williams/Diabior .....	8
Diabex Inc.....	8
Uranerz Exploration and Mining Ltd. ....	9
Inco Ltd.....	9
Mountain Lake Resources Inc. ....	9
DITEM Explorations Inc. ....	9
2.0) Contexte géologique régional.....	9
2.1) Archéen .....	10
2.2) Protérozoïque .....	11
2.3) Paléozoïque .....	11
3.0) Dykes de diabases.....	11
Mistassini (2470 Ma).....	12
Mattachewan (2446-2452 Ma) .....	13
Preissac (2167-2214 Ma).....	13
Lac Esprit (2069 Ma).....	13
Otish (2470 Ma > dykes d’Otish >1465 Ma) .....	13
Abitibi (1141 Ma).....	13
4.0) Linéaments.....	13
4.1) Le couloir de Wemindji-Caniapiscau .....	15
4.2) Le couloir de Nottaway .....	16
4.3) Le couloir de Waswanipi-Saguenay .....	16
4.4) Le couloir de Mégiscane-Chasseur .....	18
4.5) Le couloir de Témiscamie-Corvette.....	18
4.6) Le couloir du Témiscamingue .....	19
4.7) Le graben d’Ottawa-Bonnechère et le rift du St-Laurent.....	21
4.8) Le couloir de Saindon-Cambrien .....	21
4.9) Le couloir de Richmond.....	23
4.10) Le couloir de Tasiat-Allemand .....	23
5.0) Géophysique .....	24
5.1 ) Levés magnétiques et électromagnétiques aéroportés .....	24
5.2) Compilation d’anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire dans la région de la baie James .....	25
5.3) Tomographie sismique.....	26
6.0) Géochimie de l’environnement secondaire .....	26
6.1) Le chrome .....	27
6.2) Le baryum .....	27
6.3) L’uranium .....	27
6.4) Autres traceurs .....	28

6.5) Test d'orientation .....	28
6.6) Région du Grand Nord du Québec.....	28
7.0) Secteurs d'intérêt .....	28
7.1) Introduction.....	28
7.2) Zones d'intérêt limitrophes au craton du Supérieur.....	29
7.3) Distances entre les champs de kimberlite .....	30
7.4) Champs de kimberlite du Québec et de l'Ontario.....	31
7.5) Zones d'intérêt du craton du Supérieur.....	32
7.6) Structures transversales.....	34
8.0) Discussion.....	35
9.0) Conclusion .....	36
RÉFÉRENCES .....	37

## Liste des Figures

- Figure 1. Carte tectonique du Québec, tirée de Hocq (1994), avec la localisation de couloirs structuraux et d'intrusions alcalines, syénitiques (généralement à néphéline), carbonatitiques et kimberlitiques.
- Figure 2. Localisation des travaux d'exploration de SOQUEM-Ashton
- Figure 3. Localisation des unités de socle dans la BVRLG.
- Figure 4. Localisation des bassins de la Formation de Sakami
- Figure 5. Minéralisations et paléocourants des bassins de la rivière La Grande
- Figure 6. Localisation des champs de kimberlite en Afrique australe
- Figure 7. Localisation des champs de kimberlite et des intrusions alcalines dans la portion sud du continent africain avec la position des failles reliées au rift Africain.
- Figure 8. Carte ombragée du champ magnétique avec la localisation des anomalies quasi-circulaires positives
- Figure 9. Diagramme schématique du paléo-environnement de la Formation de Sakami
- Figure 10. Carte de linéaments pour la région du Moyen-Nord du Québec
- Figure 11. Carte schématique simplifiée des linéaments dans le Moyen-Nord du Québec
- Figure 12. Carte schématique de l'agencement structural du Moyen-Nord du Québec
- Figure 13. Prolongement possible du linéament de Kapuskasing vers le NNE
- Figure 14. Localisation des cheminées de kimberlite du champ de Desmaraisville
- Figure 15. Géologie du secteur au NW de la partie ouest du bassin des monts Otish
- Figure 16. Géologie plus détaillée du même secteur
- Figure 17. Géologie détaillée de la propriété Beaver-Zoran/Otish West, projet 71-85.
- Figure 18. Ceintures de roches alcalines dans l'est du Canada
- Figure 19. Localisation des champs de kimberlite et des divisions tectoniques majeures du Bouclier Canadien
- Figure 20. Localisation des cheminées de kimberlite et des failles principales dans la région du Témiscamingue.
- Figure 21. Carte du champ magnétique total de la partie nord du Québec.
- Figure 22. Localisation des grabens de la Formation de Sakami dans la partie est du couloir de Saindon-Cambrien et de la Formation de Chakonipau dans la Fosse du Labrador.
- Figure 23. Schéma du réseau de fractures entre le Golfe de Richmond et le lac Cambrien
- Figure 24. Coupe schématique d'un complexe intrusif kimberlitique
- Figure 25. Figure de la vitesse de propagation des ondes à différentes profondeurs, selon Anderson et al. (1992)
- Figure 26. Figure de la vitesse de propagation des ondes à différentes profondeurs, selon Grand (1994)
- Figure 27. Diagramme  $\text{Cr}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$  pour les chromites de la cheminée de lamproïte d'Argyle en Australie

Figure 28. Distances entre les champs de kimberlite adjacents en Afrique australe

Figure 29. Histogrammes de distances inter-champs de kimberlite pour l'Afrique australe et le Bouclier Canadien

Figure 30: Regroupement des champs de kimberlite du craton du Kaap Vaal en trois bandes sub-parallèles

Figure 31. Cartes géochimiques du Ni, Cr, Ce et Ba pour la région du Grand-Nord.

Figure 32. Kimberlites et carbonatites associées avec le couloir de Lucapa en Angola.

Figure 33 Localisation des cheminées de kimberlite dans le craton de l'Esclave

Figure 34. Localisation de secteurs d'intérêt le long de couloirs structuraux aux Québec

Figure 35. Modèle schématique montrant les relations possibles entre les failles de bassin et les kimberlites associées à un graben

Figure 36. Carte géologique simplifiée de la région du lac Gayot

Figure 37. Distribution de dykes de diabase de direction NE (50°-60°) et des zones de failles orientées NNE (20°-30°), avec un schéma tectonique explicatif

Figure 38. Carte schématique de la répartition des principales zones de failles NNE (20°-30°) de la Province du Supérieur

Figure 39. Localisation des complexes alcalins et les intrusions de carbonatites dans la Province du Supérieur et les zones adjacentes

### **Liste des Tableaux**

Tableau 1 : Intrusions de kimberlites, d'alsoïtes, d'ultramafites alcalines, de carbonatites et de syénites, généralement à néphéline

Tableau 2 : Cheminées de brèches hypabyssales et de certains gros dykes de kimberlite au Québec

Tableau 3 : Champs de kimberlite en Ontario et au Québec

Tableau 4 : Distances entre les champs de kimberlite adjacents en Afrique australe

Tableau 5 : Acronymes des champs de kimberlite en Afrique australe

Tableau 6 : Distances entre les champs de kimberlite en Ontario et Québec

Tableau 7 : Liste des intrusions alcalines et de carbonatite de la Province du Supérieur et les régions avoisinantes de l'Ontario

### **Liste des annexes**

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

Annexe 3 : Anomalies aéromagnétiques quasi-circulaires, dans la région de la baie James entre les 50<sup>e</sup> et 55<sup>e</sup> parallèles et les 72<sup>e</sup> et 80<sup>e</sup> longitudes.

## RÉSUMÉ

Le Québec comprend quatre champs de kimberlite localisés dans la partie NW de la province. Le champ du Témiscamingue localisé dans la Sous-Province du Pontiac, près de la frontière ontarienne, renferme trois cheminées de kimberlite, faiblement diamantifère, des faciès de diatrème et hypabyssal. Le champ de Desmaraisville est situé dans la partie centre-nord de la Sous-Province de l'Abitibi. Il comprend 5 cheminées de kimberlite hypabyssale faiblement diamantifère et de nombreux dykes. Le champ d'Otish est localisé dans la partie NE de la Sous-Province d'Opatca, près du flanc nord du bassin d'Otish. Il comprend une cheminée et quelques dykes de kimberlite hypabyssale faiblement diamantifère. Quelques dykes de kimberlite ont été identifiés dans le secteur du Fjord d'Abloviak, près des monts Torngat. Aucune kimberlite n'a encore été découverte dans la partie de la Province du Supérieur située au nord du 52<sup>e</sup> parallèle. Cette étude vise à caractériser certains éléments, possiblement reliés à la présence de kimberlite, dans la région du Moyen-Nord et du Grand-Nord du Québec. Globalement, plusieurs kimberlites localisées dans les cratons archéens sont situées le long de grands linéaments ou de zones de failles et sont localement associées avec d'autres types d'intrusions alcalines tels que les carbonatites, les alnoïtes, les lamprophyres ultramafiques et les syénites à néphéline. Dans cette optique, nous avons compilé les intrusions alcalines, syénitiques (généralement à néphéline), carbonatitiques et kimberlitiques du Québec ainsi que les principaux grands couloirs structuraux auxquels elles sont localement associées. Ces intrusions ont permis d'identifier des grands couloirs structuraux définis localement par des failles, des linéaments de télédétection et aéromagnétiques ainsi que des bassins sédimentaires de type graben. À l'échelle mondiale, une grande proportion de champs de kimberlite sont séparés par des distances comprises entre 300 et 400 km. Les six champs de kimberlite du Bouclier canadien sont séparés par une distance moyenne d'environ 450 km. En extrapolant une distance d'environ 350-450 km à partir des champs de kimberlite connus, nous avons délimité quatre secteurs d'intérêt pour l'exploration diamantifère dans la partie nord de la Province du Supérieur.





## 1.0) Introduction

Suite à la découverte de cheminées de kimberlite diamantifère dans les Territoires du Nord-Ouest au mois de novembre 1991 (Pell, 1997), l'exploration pour le diamant au Canada s'est grandement accrue. Depuis, les principaux pôles d'exploration ont été le craton de l'Esclave dans les Territoires du Nord-Ouest, le nord de l'Alberta et de la Saskatchewan, le nord-est de l'Ontario dans la région des basses terres de la baie d'Hudson et la région du rift du Témiscamingue en Ontario et au Québec. La première mine de diamant au Canada, la mine Ekati, localisée dans le craton de l'Esclave dans les Territoires du Nord-Ouest, a été inaugurée à l'automne 1998.

Au Québec, l'exploration diamantifère a été surtout concentrée dans le nord-ouest de la province, dans le craton du Supérieur. Deux endroits ont été particulièrement actifs, soit la région du rift du Témiscamingue dans la Sous-Province du Pontiac et la région adjacente au village de Desmaraisville, situé dans la partie nord de la Sous-Province de l'Abitibi (Moorhead et al., 1996). Présentement, les travaux d'exploration sont surtout dirigés dans la région du Moyen-Nord, plus spécifiquement dans le secteur de la rivière La Grande de la région de la baie James ainsi que dans la région des monts Otish. Des cheminées et des dykes de kimberlite ont été découverts dans la région du rift du Témiscamingue, la région de Desmaraisville, la région des monts Otish et la région des monts Torngat (Fig. 1; Tableau 1 et 2).

Le but de cette étude est de présenter un portrait sommaire de certains éléments géologiques, géochimiques et géophysiques susceptibles d'être reliés à la présence de kimberlites dans le Moyen-Nord et le Grand-Nord Québécois. À cette fin, nous présentons une compilation d'intrusions alcalines, de dykes de diabase et de couloirs structuraux, délimités à partir de grands linéaments, de failles tardives et de bassins de rifts, dans l'optique de délimiter des secteurs d'intérêt pour l'exploration diamantifère au Québec. Pour circonscrire d'avantage les secteurs d'intérêt, nous avons utilisé l'espace des champs de kimberlite noté dans d'autres cratons archéens, tels que ceux du Kaap Vaal en Afrique du Sud et du Congo en Angola, pour prévoir l'emplacement d'éventuels champs de kimberlite dans la Province du Supérieur à partir des champs de kimberlite connue. De plus, une compilation d'anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire dans la région de la baie James est greffée à cette étude. Cette région est située dans le Moyen-Nord du Québec (carte no. 1) et englobe 19 feuillets SNRC à l'échelle 1:250 000 (33 A,B,C,D,E,F,G,H,I,J,K,L et 32 J,K,L,M,N,O,P). Elle est limitée à l'ouest par la baie James et la frontière ontarienne, à l'Est par la longitude 72°, au nord et au sud par les 55° et 50° parallèles respectivement.

## 1.1) Contribution des auteurs

L'interprétation et la compilation géologique, la plus grande portion de l'identification des anomalies aéromagnétiques et la compilation des travaux statutaires ont été faites par James Moorhead. La pétrographie de l'échantillon de kimberlite des monts Otish a été accomplie par Louis Bernier et James Moorhead. L'étude minéralogique de cette kimberlite a été réalisée par Louis Bernier. La section portant sur la géochimie de l'environnement secondaire et le traitement des analyses géochimiques des sédiments des ruisseaux ont été faits par Marc Beaumier. Le traitement et la présentation des données aéromagnétiques sous forme de carte ombragée ont été effectués par Denis Lefebvre. Daniel Martel a numérisé la version finale de la carte en annexe.

## 1.2) Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier les personnes suivantes pour leurs apports dans la réalisation de cette étude. Annie Roy et Charles Maurice ont aidé à la compilation des anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire. Marc-André Boudreau a effectué la numérisation préliminaire des anomalies. Réjean Girard nous a permis de consulter des rapports minéralogiques internes pour les dykes et brèches carbonatitiques des régions du Saguenay et de la Fosse du Labrador. Tom Hashimoto nous a donné un échantillon de la kimberlite d'Otish. Nous avons profité de discussions avec Jean Goutier et Ken Buchan sur les types et la distribution des dykes de diabase. Des discussions géologiques avec Donald Boucher, Tyson Birkett, Tom Clark, Dominique Doucet, Réjean Girard, Jean Goutier, Tom Hashimoto, Rémy Morin, Jean-François Ouellette, Martin Simard et Denis Villeneuve ont été très appréciées. Des lectures critiques de Claude Dion, Chantale Doucet et Chantale Dussault ont permis d'améliorer ce document. Nathalie Drolet a dessiné les figures. Bernadette Lalonde a dactylographié certains tableaux. Sylvie Laliberté du centre de documentation du MRN nous a fourni plusieurs articles scientifiques dans des délais très brefs. Robert Marquis, chef du Service Géologique du Nord-Ouest, a encouragé et appuyé cette étude.

## 1.3) Historique et travaux antérieurs

Dans cette section, nous présentons les résultats de travaux antérieurs pour l'exploration de kimberlites dans la portion de la Province du Supérieur située au nord de la Sous-Province de l'Abitibi. Plusieurs résumés des travaux d'exploration nous ont été communiqués verbalement

par les personnes directement responsables au sein de ces compagnies. Les travaux sur la kimberlite d'Otish proviennent de travaux statutaires (GM) et de communiqués de presse.

### **Monopros**

(Donald Boucher, communication personnelle 1998)

Des travaux d'échantillonnage du till pour l'ensemble du territoire du Québec couvert par les roches archéennes ont été entrepris depuis plus de 35 ans par Monopros, une filiale détenue à 100% par De Beers Inc. Plus récemment, Monopros a ouvert un bureau d'exploration à Val-d'Or en 1993, dirigé par Monsieur Donald Boucher. Depuis cette date, les travaux d'échantillonnage du till se sont intensifiés au Québec, particulièrement dans la Province du Supérieur. Des permis d'exploration ont été pris notamment autour du village de Wemindji, sur la côte orientale de la baie James.

### **Ashton Mining Canada /SOQUEM**

(SOQUEM, 1997, 1998)

Dans la partie centre-nord de la Province du Supérieur (Fig. 2), un total de 607 et 289 échantillons de till ont été prélevés à l'été 1997 et 1996, respectivement, dans le cadre d'un projet conjoint entre Ashton Mining Canada et SOQUEM. Ce levé de till est limité au sud par le 54<sup>e</sup> parallèle et au nord par le 57<sup>e</sup> parallèle, il couvre principalement la partie est de la Sous-Province de Bienville et une mince portion des Sous-Provinces de La Grande et d'Ashuanipi. Il englobe un chapelet de grabens remplis de sédiments siliciclastiques paléoprotérozoïques de la Formation de Sakami. Ce chapelet est une composante du couloir de Saindon-Cambrien (voir la section sur les linéaments).

### **Lamothe et al. (1993)**

Ces auteurs ont fait une compilation des anomalies aéromagnétiques de forme circulaire, des linéaments magnétiques et de télédétection ainsi qu'une étude sur la géochimie des sédiments de fonds de lac dans la Sous-Province de Minto entre le 56<sup>e</sup> et le 58<sup>e</sup> parallèle.

### **Ressources Williams/Diabor**

(Dominique Doucet, communication personnelle, 1998; Réjean Girard, communication personnelle, 1999)

À l'hiver 1993, un programme d'exploration pour des kimberlites dans la région de la baie James avait été conçu par Michel Gauthier, professeur de

géologie économique à l'Université du Québec à Montréal, pour le compte de Ressources Williams. La région près de la rivière La Grande avait été choisie pour la présence d'intrusions stratiformes mafiques-ultramafiques litées et d'arénites quartzifères de milieu de déposition de type plate-forme stable qui reposent en discordance sur un socle gneissique plus ancien. Le choix de cette région s'appuyait sur l'étude de Groves et al. (1987) qui ont postulé une association spatiale à l'échelle planétaire entre les kimberlites diamantifères, les intrusions mafiques litées minéralisées en éléments du groupe des platinoïdes (ÉGP) et les cratons archéens anciens, de plus de 3 000 Ma. Les travaux de terrain ont débuté au mois de juillet 1993. Des échantillons de till de base ont été prélevés dans le secteur de l'aéroport de Radisson et le long de la route Trans-Taiga entre LG-2 et LG-3 dans les feuillets topographiques SNRC 33F et 33G. En tout, 24 échantillons ont été sélectionnés pour une séparation des minéraux lourds. L'analyse n'a pas révélé de minéraux indicateurs de la présence de kimberlite, tels que les diopsides chromifères, les pyropes, les chromites ou les micro-ilménites. Une vérification géologique a également été faite sur quelques anomalies aéromagnétiques identifiées sur les cartes aéromagnétiques du Gouvernement du Canada à l'échelle 1 : 63 360 (1 mille au pouce), mais aucune kimberlite n'a été décelée. Un réexamen du concentré de minéraux lourds a permis l'identification de plusieurs grains d'or (Réjean Girard, communication personnelle, 1999). Un projet conjoint Ressources Williams/Diabor a alors été formé pour explorer le secteur. Des travaux de cartographie et de prospection effectués par Diabor et Mines d'Or Virginia ont permis la mise à jours de plusieurs indices aurifères dans la région.

### **Diabex Inc.**

(Denis Villeneuve, communication personnelle, 1998)

En 1993, Diabex Inc. a jalonné 25 propriétés composées d'environ 9 claims chacun dans la région de la baie James près de Radisson, dans les feuillets SNRC 33F et 33G. Diabex, une société d'exploration junior, était à cette époque dirigée par Denis Villeneuve et se spécialisait dans l'exploration pour les diamants. Les propriétés étaient centrées sur des anomalies aéromagnétiques de forme plus ou moins circulaire de moins de 2 km de diamètre. Les anomalies magnétiques avaient été identifiées sur les cartes aéromagnétiques du Gouvernement du Canada à l'échelle 1:63 360 dont les lignes de vols sont espacées d'environ 800 m. Sur chaque propriété, de 2 à 3 échantillons d'environ 20 kg de mort-terrain ont été prélevés en aval de la direction de transport glaciaire des anomalies aéromagnétiques. Les échantillons ont été traités pour l'analyse des

minéraux lourds. Aucun des minéraux indicateurs de la présence de kimberlites n'a été découvert. Quelques échantillons ont également été prélevés dans les eskers avoisinants avec les mêmes résultats.

#### **Uranerz Exploration and Mining Ltd.**

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'Opatica.

Les dykes de kimberlite 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 (Gehrish et al., 1979). Trois des forages (no. 31, 32 et 34), ont recoupé des kimberlites sur des largeurs variant de 10 cm à 38 m (annexe 1 et 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.

#### **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 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).

#### **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% éclogitiques. 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.

## **2.0) Contexte géologique régional**

Dans cette section, nous présentons un résumé des grandes unités lithotectoniques de la région de la baie James. C'est dans cette région que nous avons débuté nos travaux et effectué une compilation d'anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire.

## 2.1) Archéen

La région de la baie James se situe dans la partie centrale de la Province du Supérieur (Fig. 1; carte no. 1). Elle englobe, du nord vers le sud, les sous-Provinces de Bienville, de La Grande, d'Opinaca, de Némiscau, d'Opatoca et de l'Abitibi. Les descriptions sommaires des sous-provinces qui suivent ont été tirées principalement de Hocq (1994).

La Sous-Province de Bienville est composée presque exclusivement d'ensembles plutoniques. Une intrusion de monzonite porphyrique a été datée par la méthode U-Pb sur des zircons dans la région de la rivière La Grande à  $2712 \pm 3$  Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987). Sur les cartes aéromagnétiques, cette sous-province se démarque par un haut relief et des crêtes allongées vers l'WNW. Au sud, la limite avec la Sous-Province de La Grande est généralement une faille (Goutier et al., 1998a,b).

La Sous-Province volcano-plutonique de La Grande est formée de minces bandes volcano-sédimentaires, généralement orientées E-W, séparées par de grandes étendues de roches plutoniques felsiques. Les deux principales bandes volcano-sédimentaires suivent le parcours des rivières La Grande et Eastmain. Elles se composent principalement de laves mafiques avec une proportion variable de volcanites felsiques et de sédiments. Les datations U/Pb sur des zircons s'étalent entre 2732 et 2749 Ma pour la bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG) (David, 1996; Goutier et al., 1998a,b) et 2703 à 2705 Ma pour la bande volcanique de la rivière Eastmain (BVRE) (David et Parent, 1997 et Parent, 1998, cités dans Gauthier et Larocque, 1998). Autour de la bande volcanique de la rivière La Grande, un socle gneissique ancien, le complexe de Langelier (Fig. 3), comprend des gneiss tonalitiques et des tonalites foliées datés à  $2811 \pm 2$  Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987),  $2881 \pm 2$  Ma et  $2832 \pm 5$  Ma (Parent, 1998),  $2788 \pm 4/-3$  Ma et  $2794 \pm 2$  Ma (Goutier et al., 1998b). Dans la région de la BVRLG, quelques échantillons de roches plutoniques contenaient des zircons hérités datés à 3037 et  $>3083$  Ma (Parent, 1998; Goutier et al., 1998b) et à 3334 Ma (Gauthier et Larocque, 1998). Des arénites quartzeuses reposant en contact de discordance sur le Complexe de Langelier (Goutier et al., 1998) renferment des zircons détritiques de 3170 et 3780 Ma (Gauthier et Larocque, 1998). La présence de zircons détritiques et de zircons hérités de plus de 3,0 Ga indique qu'il y a possiblement eu un craton gneissique très ancien qui a été par la suite recyclé lors de l'événement tectonométamorphique qui a généré le Complexe de Langelier.

Une tonalite pré-orogénique près de la BVRE a été datée à 2728 Ma (Parent, 1998; Gauthier et

Larocque, 1998). Les plutons autour de la BVRLG ont donné des âges compris entre 2618 et 2716 Ma (Goutier et al., 1998a,b). La présence de formations de fer dans les bandes volcaniques leur procure un haut relief magnétique. Le socle gneissique et les intrusions de tonalite ont un relief magnétique atténué. Les intrusions plus potassiques présentent des reliefs plus accidentés. La limite avec les Sous-Provinces méta-sédimentaires d'Opinaca et de Némiscau est conforme, marquant la transition d'assemblages dominés par les laves vers un assemblage dominé par les paragneiss et accompagné d'une augmentation du métamorphisme (Franconi, 1978; Gauthier et al., 1997; Gauthier et Larocque, 1998).

Les sous-provinces de Némiscau et d'Opinaca sont formées principalement de paragneiss et renferment une composante importante d'intrusions tonalitiques à monzonitiques avec quelques minces lambeaux d'amphibolites. Le patron aéromagnétique est plus 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'Opatoca au niveau de la longitude  $77^{\circ}45'$ , 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'Opatoca (Hocq, 1989). En profondeur, il semble que la Sous-Province d'Opatoca est chevauchée vers le sud sur la Sous-Province de l'Abitibi, marquant possiblement une paléozone de subduction (Hocq, 1989; Calvert et al., 1995).

L'extrémité SE de la région de la baie James (feuillet SNRC 32J) englobe une mince tranche de la partie nord de la Sous-Province de l'Abitibi. Cette portion de l'Abitibi renferme

principalement des basaltes avec une composante importante de sédiments et de volcanites felsiques (Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981).

## 2.2) Protérozoïque

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° (Fig. 4).

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 fluviatile 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'essai 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 ± 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 roches des groupes de Mistassini et d'Otish se sont donc déposées entre 2470 Ma et 1787 Ma.

Les sédiments de la Formation de Sakami sont composés principalement de grès de couleurs variées avec des intercalations de conglomérat, de mudstone et de siltstone, concentrées principalement dans la partie inférieure de la formation (Sharma, 1977). Les sédiments sont peu pentés et localisés dans de petits bassins allongés, orientés à 70-75°, en contact de faille avec les roches archéennes sous-jacentes (Sharma, 1977; Séguin et al., 1981). La plupart des bassins sont formés de demi-grabens dont la limite sud est une faille normale (Fig. 5; Gauthier et al., 1997). Des paléocourants indiquent un sens d'écoulement vers l'est (Gauthier et al., 1997). La Formation de Sakami est interprétée comme une séquence de sédiments continentaux constituée de sédiments lacustres à grain fin, d'arkoses grossières et d'épaisses unités de conglomérats déposés dans bassins de

grabens (Gehrisch, 1987). La présence de fentes de dessiccation, de précipités de carbonates et de teneurs élevées en sodium dans certains horizons à grain fin, indiquent que des conditions évaporatiques, compatibles avec un environnement de playa, existaient localement dans certains bassins (Gehrisch, 1987). Dans une étude sur le paléomagnétisme des sédiments de la Formation de Sakami, Séguin et al. (1981) interprète que l'aimantation a été acquise après le basculement des strates. Des paléopôles similaires à ceux des dykes de diabase de Nipissing suggèrent un âge similaire. Les dykes de Nipissing ont été datés par la méthode U-Pb sur des baddeleyites à 2210 ± 4 Ma et 2217 ± 4 Ma (Noble et Lightfoot, 1992) et à 2219 ± 4 Ma (Corfu et Andrews, 1986). Une datation K-Ar, obtenue à partir de micas dans un grès de la Formation de Sakami a livré un âge de 2230 Ma (M.K. Séguin, communication verbale citée dans Clark, 1984). La sédimentation aurait donc été antérieure à 2230 Ma. Des minéralisations uranifères, cuprifères, argentifères et de baryte sont associées aux sédiments de la Formation de Sakami ou aux failles normales des grabens (Gauthier et al., 1997). De l'hématite spéculaire est localement présente dans les fractures recoupant le socle archéen.

## 2.3) Paléozoïque

Des roches d'âge paléozoïque affleurent dans les Basses Terres de la baie James, dans les feuillets SNRC 32L et 32M (carte no. 1). Cette séquence de roches, composée principalement de carbonates, a un pendage très faible vers le NW de 2,1 m/km (Larsson et Stearn, 1986). Remick et al. (1963) ont interprété une épaisseur stratigraphique totale de 105 m, alors que Larsson et Stearn (1986) proposent une stratigraphie d'environ la moitié de cette épaisseur. La base de la séquence repose en discordance sur le socle archéen, elle est composée d'une unité de 20 m d'épaisseur de grès et de siltstone, interprétée comme étant d'âge ordovicien (Larsson et Stearn, 1986). Les roches sus-jacentes, d'âge silurien, sont composées de calcaires et de dolomies fossilifères d'environ 34,5 m d'épaisseur. L'unité sommitale, d'environ 6,7 m d'épaisseur, est composée de siltstones et de grès rougeâtres (Remick et al., 1963), interprétée comme étant d'âge dévonien (carte géologique du Québec, Avramtchev, 1985).

## 3.0) Dykes de diabases

Plusieurs essais 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'essai 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).

Les dykes de diabase répertoriés sur les cartes géologiques à l'échelle 1 : 250 000 (Avramtchev, 1983; Avramtchev et Lebel-Drolet, 1981) ont été reportés sur la carte no. 1. Quelques minces anomalies linéaires positives, visibles sur les cartes aéromagnétiques à l'échelle 1 : 250 000, ont été interprétées comme des dykes de diabase. Ces anomalies ont été ajoutées, dans la carte no. 1, aux dykes de diabase présents sur les cartes géologiques.

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). Une datation K-Ar sur les amphiboles d'un dyke orienté WNW dans la partie Nord de la Sous-Province de l'Abitibi, près du lac Matagami, au sud du feuillet 32K, a livré un âge de 2035 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'essai de Mistassini. Goutier et al. (1998a,b) ont décrit deux familles de dykes dans le secteur de la rivière La Grande. Ernst et al. (1998) ont fait une étude paléomagnétique et

géochronologique sur des dykes dans la région de la baie James et de la Sous-Province d'Ashuanipi. Buchan et al. (1998) ont publié une étude sur les essaims de dykes de diabase dans le bloc de Minto, la région la plus au nord du craton de la Province du Supérieur. Une compilation d'échelle planétaire des essaims de diabase a été faite par Ernst et al. (1996). Cette étude montre la position des principaux dykes et des épicentres des plumes mantelliques sur le pourtour du craton du Supérieur. Les datations concernant la Sous-Province de l'Abitibi sont répertoriées dans Goutier et al. (1994).

La région de la baie James renferme les essaims de diabases de Mistassini, de Mattachewan, de Preissac, du lac Esprit, d'Otish et d'Abitibi (carte no. 1). Les essaims sont présentés en ordre chronologique.

### **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; carte no. 1). 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'essai de Mistassini forment un éventail de 30°-40° (Ernst et Buchan, 1997; carte no. 1). Les dykes localisés au SW de l'essai 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.

#### **Mattachewan (2446-2452 Ma)**

Des dykes orientés N-S sont localisés dans les feuillets 32/L et 32/K, au sud et à l'est des sédiments paléozoïques de la baie James (carte no. 1). Ces dykes forment la partie est de l'essai de Mattachewan, intensément développé plus à l'ouest en Ontario (Fahrig et West, 1986). Cet essai a été daté à 2452  $\pm$  3/-2 Ma (Heaman, 1989; cité dans : Buchan et al., 1993). D'autres datations U-Pb ont donné des âges de 2446  $\pm$  3 Ma et 2473  $\pm$  16/-9 Ma (Heaman, 1995).

#### **Preissac (2167-2214 Ma)**

Des dykes orientés NE à 45° sont distribués à intervalles réguliers au sud du 54<sup>e</sup> parallèle (carte no. 1). La majorité des dykes sont regroupés dans 4 principaux chapelets, séparés de 30 à 70 km, qui se poursuivent sur des distances atteignant 400 km. Ces dykes ont été corrélés avec l'essai de Preissac, mieux développé plus au sud dans la Sous-Province de l'Abitibi (Fahrig et West, 1986), où ils ont été datés à 2150  $\pm$  25 Ma par la méthode Ar/Ar (Hanes et York, 1979). Au sud, dans la Sous-Province de l'Abitibi, Buchan et al (1993) ont subdivisé l'essai de Preissac en deux sous-ensembles, celui de Senneterre et celui de Bicotasing, basés principalement sur leurs différents paléopôles magnétiques. Les dykes de Senneterre sont orientés vers l'ENE à environ 25° et ont été datés par la méthode U-Pb sur des baddeleyites à 2214  $\pm$  12 Ma (Buchan et al., 1993). Les dykes de Bicotasing sont orientés vers le NE entre 35° et 50° et ont été datés par la méthode U-Pb sur des zircons et des baddeleyites à 2167  $\pm$  1 Ma (Buchan et al., 1993). Dans la région de la baie James, les dykes orientés vers le NE à environ 45° ont une direction et une continuité latérale plus près du sous-ensemble de Bicotasing. Par contre, dans le secteur au sud de LG2 (feuillelet SNRC 33F/06), une étude paléomagnétique sur un échantillon de dyke de diabase orienté vers le NE (Goutier et al., 1998b) a donné un paléopôle plus compatible avec le sous-ensemble de Senneterre (Ernst et al., 1998). Avant qu'une étude sur l'ensemble des dykes orientés vers le NE dans la région de la baie James ne soit faite, nous préférons les corrélés avec l'essai de Preissac tel que proposé par Fahrig et West (1986) et Ernst et al. (1996).

#### **Lac Esprit (2069 Ma)**

Au sud des barrages hydroélectriques LG 2 et LG 3, dans les feuillets SNRC 33C, E et F, se trouve un essai de dykes de diabase orientés N à NW (325°), désigné comme l'essai du lac Esprit (Goutier et al., 1998a,b; carte no.1). Ces dykes ont donné un âge de 2069  $\pm$  1 Ma (Hamilton et Matthews, données non-publiées 1998, citées dans Goutier et al., 1998a). Ils

ont des paléopôles magnétiques près de ceux de l'essai de Marathon, situé au nord du lac Supérieur, qui sont orientés vers l'ENE à 10-15° et datés à 2120 Ma (Ernst et al., 1998) et des dykes de l'essai de Minto situé au NE du lac Guillaume-Delisle dans la Sous-Province de Minto. Les dykes de Minto sont orientés vers le NW et l'WNW et ont été datés par la méthode U-Pb à 1998  $\pm$  2 Ma (Buchan et al., 1998).

#### **Otish (2470 Ma > dykes d'Otish >1465 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 recoupent 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). La seule datation disponible est celle de Wanless (1972) cité dans Chown (1984) qui a donné un âge de 1465 Ma par la méthode K-Ar sur la roche totale. Cette datation représente un âge minimum, l'âge maximum étant l'âge des dykes de Mistassini (2470 Ma; Heaman, 1994), qui sont plus vieux que le Groupe d'Otish. Cet essai semble être restreint à ce secteur de la région étudiée.

#### **Abitibi (1141 Ma)**

Au SW du bassin du lac Mistassini, dans le feuillelet SNRC 32J, il y a deux dykes de diabase, découpés en segments, orientés vers l'ENE à 65° et 70° (carte no. 1). Ces dykes semblent former l'extrémité NE d'un grand dyke de l'essai de l'Abitibi qui découpe l'ensemble de la Sous-Province de l'Abitibi (Fahrig et West, 1986). Cet essai a été daté par la méthode U-Pb sur des baddeleyites à 1141  $\pm$  2 Ma (Krogh et al., 1987). L'épicentre de la plume mantellique responsable de la mise en place de ces dykes est interprété comme étant localisé au sud du lac Supérieur (Ernst et al., 1995).

### **4.0) 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, 1992, 1993; Janse et Sheenan, 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 mélilitites, des carbonatites et une grande variété de lamprophyres tels que les alnöites, les monchiquites et les ouachitites (Dawson, 1964). La même association a été soulignée par Mannard (1968), Brummer (1978) et Brummer et al. (1992a,b). 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). Mitchell (1986) présente un sommaire de plusieurs régions en Afrique où les rifts sont localisés à proximités de kimberlites et conclut qu'il n'y a pas d'association directe entre les zones de rifts et la présence de kimberlites. 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 perdurées 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.

En Namibie et dans la province du Cap en Afrique du Sud, certains champs de kimberlite localisés le long de la bordure sud et sud-ouest du craton, sont associés à des linéaments tectoniques (Figs. 6 et 7; Mitchell, 1986; White et al., 1995). Ces linéaments représentent probablement l'extension continentale de failles transformantes océaniques (Mitchell, 1986). Les champs de kimberlite sont localisés à l'extrémité continentale de ces structures, les portions plus près de l'océan étant caractérisées par des intrusions mélilitiques, néphélinitiques, phonolitiques et carbonatitiques. Les champs de kimberlite de Afrique de l'Ouest semblent également être situés à proximité de structures représentant la projection de failles transformantes océaniques (White et al., 1995 et références incluses). 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 (Kaminsky et al., 1995). 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 (Fig. 1).

Dans la partie qui suit, les caractéristiques de ces différentes structures sont décrites plus en détail.

#### 4.1) Le couloir de Wemindji-Caniapiscau

Ce couloir forme une structure de 800 km de longueur, orientée vers l'ENE à 75°. La limite ouest est la municipalité de Wemindji sur la côte orientale de la baie James et la limite est est le contact entre la Province de Supérieur et la Fosse du Labrador dans le secteur de la ville de Schefferville (Fig. 1). Il renferme un chapelet de 300 km de long formé de 7 grabens remplis de sédiments siliclastiques de la Formation de Sakami, d'âge protérozoïque inférieur. Les grabens sont généralement allongés dans la même direction que le couloir (Fig. 4; carte no. 1). La bande volcanique de la rivière La Grande (BVRLG) est contenue dans ce couloir et lui est parallèle. Une structure magnétique linéaire, parallèle à ce couloir, caractérisée par une zone de faible relief magnétique d'environ 10 km de largeur, coïncide avec le segment du couloir comprenant les grabens de la Formation de Sakami (Fig. 8). Cette structure magnétique est moins visible dans les secteurs plus à l'ouest et à l'est où le relief magnétique est plus élevé. Des failles et des photolinéaments, orientés principalement vers l'ENE à 75°, ont été repérés sur une distance d'environ 600 km, entre le village de Wemindji et le réservoir hydroélectrique de Caniapiscau (Portella, 1980). Une faille majeure, la faille de la rivière La Grande, orientée environ à 75°, marquant le contact sud des bassins de Coutaceau et de Tilly est visible sur une distance d'environ 530 km (Portella, 1980), soit la plus grande portion du couloir. Cette faille est caractérisée par une série de linéaments distribués en chapelet (Portella, 1980).

Portella (1980) a fait une étude sédimentologique et structurale détaillée du bassin du lac Tilly. Il propose un modèle comprenant le développement initial d'un système de horst et graben, l'altération profonde du socle archéen avec la formation d'un régolite et la création d'un lac dans une dépression. À la base de la séquence, l'érosion des reliefs environnants a produit des siltstones et des argilites déposés dans un milieu lacustre sous des conditions initialement réductrices et ensuite oxydantes. Ensuite, l'affaissement du graben a permis un apport de sédiments grossiers bien triés, avec une direction d'apport principal d'ouest vers l'est. Cet ensemble aurait été déposé dans un environnement deltaïque dans un lac. Ces sédiments sont recouverts par des conglomérats interlités de siltstones, d'argilites et de grès, interprétés comme

une sédimentation torrentielle. La partie sommitale de la séquence comprend des conglomérats de type de talus de pente. La sédimentation du bassin est contrôlée par le paléorelief le long d'une faille syn-sédimentaire active tout au long de la déposition des sédiments (Fig. 9).

Les sédiments de la Formation de Sakami ont été plissés et légèrement déformés. Le degré de métamorphisme, qui n'a pas dépassé le faciès des schistes verts inférieurs, est caractérisé par l'assemblage illite-chlorite-pyrophyllite-épidote (Portella, 1980).

L'étude de Portella (1980) comprend également un volet d'analyse de la fracturation du socle dans le Moyen-Nord du Québec par l'analyse de linéaments repérés sur les photos aériennes et les images satellites (Figs. 10 et 11), avec une emphase sur la géométrie des bassins de la Formation de Sakami. Selon Portella (1980), les bassins de la Formation de Sakami se sont mis en place dans une vaste zone de cisaillement dextre, orientée à 70°, subparallèle à la rivière La Grande. Des failles subsidiaires d'étendue restreinte, interprétées comme des failles P et R d'un système en décrochement, délimitent localement les bassins. De plus, il interprète une vaste région à tectonique subhorizontale dextre, limitée par deux grandes failles orientées à environ 80° (Fig. 12). Celle au sud serait la faille de la rivière La Grande, englobée par le couloir de Wemindji-Caniapiscau, celle au nord serait la faille de la Petite Rivière de La Baleine, englobée par le couloir Saindon-Cambrien. Plusieurs grandes failles, orientées ENE, découpent le craton du Supérieur entre ces deux failles limitrophes (Avramtchev, 1986).

Le couloir de Waswanipi-Caniapiscau ne renferme aucune kimberlite ou carbonatite répertoriée. Près du village de Wemindji, il y a une intrusion de syénite alcaline porphyrique qui affleure sur deux îles dans la baie James (carte no. 1; Remick, 1977). Cette syénite est massive et fraîche et renferme de 65-75% de porphyres de microcline, 20% d'aegyrine-augite, 3-15% d'albite et des traces de sphène, d'arfvedsonite et d'opiques. Elle est interprétée comme étant tardive, possiblement contemporaine des dykes de diabase protérozoïques (Remick, 1977). Cette syénite est située sur le prolongement NNE de la zone tectonique de Kapuskasing (Fig. 13; Portella, 1980). Cette zone tectonique complexe renferme des gneiss de haut degré métamorphique et des failles inverses (failles de Bad River, de Kineras et d'Ivanhoe Lake) et normales (failles Lepage et Saganash Lake) d'envergure régionale (Card et Poulsen, 1998). Le prolongement de la zone tectonique de Kapuskasing coïncide avec une zone de transition entre deux réseaux de fracturation dominants (Figs. 11, 13; Portella, 1980). Le prolongement pourrait représenter une structure

transversale au couloir de Wemindji-Caniapiscau favorable à la mise en place d'intrusions de kimberlite, comme dans le craton du Congo (Fig. 32). Goutier et al. (1998b) indiquent la présence de dykes tardifs de hornblendite riches en xénolites de tonalite, de péridotite et de basalte dans le secteur au sud du réservoir LG-2. Des lamprophyres riches en xénolites de granitoïdes sont également présents plus à l'est, près du réservoir LG-3, sur la propriété La Grande Sud de Mines d'Or Virginia (Simard, 1996). À l'extrémité est du couloir, trois intrusions de syénites archéennes ont été reconnues dans la Sous-Province d'Ashuanipi. Celle située le plus au nord est la syénite à néphéline de la rivière Goodwood (Fumerton et Barry, 1984), elle a été datée à  $2625 \pm 3$  Ma par la méthode U-Pb sur des baddeleyites (Machado et Chevé, 1991). Plus au sud, deux autres plutons syénitiques ont été reconnus et datés à  $2670 \pm 2$  Ma par la méthode U-Pb sur des zircons (Percival et al., 1992).

Des coulées de komatiites et des intrusions ultramafiques, localement minéralisées en Ni-Cu±EGP et Cr, sont présentes dans l'ensemble de la BVRLG (Gauthier et al., 1997). Groves et al. (1987) ont émis l'hypothèse qu'il y a une association spatiale, à l'échelle planétaire, entre les gîtes magmatiques de Pt-Pd, les cratons sialiques archéens plus vieux que 3,0 Ga et les cheminées de kimberlite diamantifère. Le magma à l'origine des intrusions ultramafiques minéralisées en Pt-Pd proviendrait d'un manteau appauvri en éléments majeurs qui abondent dans les basaltes. Ce manteau appauvri aurait été formé par l'extraction d'importants volumes de magmas basaltiques qui ont formé les ceintures volcaniques. L'extraction de ce magma aurait généré une lithosphère moins dense, plus rigide et plus stable sous les cratons archéens. Ce type de lithosphère est reconnu comme étant nécessaire à la présence de diamants dans les kimberlites (Gurney, 1989; Helmstaedt, 1993). Gauthier (1998) a utilisé cette hypothèse pour suggérer que la région de la baie James serait un endroit propice aux kimberlites diamantifères. Il faut noter que le socle ancien gneissique, le complexe de Langelier, dans la région la BVLRG a été daté entre 2881 et 2794 Ma (Mortensen et Ciesielski, 1987; Goutier et al., 1998a,b; Parent, 1998), ce qui est sensiblement plus jeune que l'âge de 3,0 Ga utilisé par Groves et al. (1987) pour désigner des cratons fertiles. Par contre, au sud du réservoir LG-2, près du lac Sakami, les arénites de la Formation d'Apple qui surmontent le socle gneissique renferment des zircons détritiques de plus de 3,0 Ga (Gauthier et Larocque, 1998). De plus, des zircons hérités, de plus de 3,0 Ga, ont été identifiés dans des plutons (Parent, 1998; Goutier et al., 1998b; Gauthier et Larocque, 1998), indiquant qu'une source, probablement un craton gneissique, de plus de 3,0 Ga a existé dans le secteur. Il faut souligner, qu'au Québec, la région de la BVRLG renferme les roches parmi les plus vieilles de la Province du Supérieur.

#### 4.2) Le couloir de Nottaway

Le couloir de Nottaway est parallèle au cours inférieur de la rivière Nottaway dans les feuilletés SNRC 32L et M (carte no. 1). Il correspond à une zone de cisaillement qui recoupe les Sous-Provinces de Némiscau, d'Opatoca et de l'Abitibi (Fig. 1; Hocq, 1994). Ce cisaillement, orienté vers le NW à  $320^\circ$ , se distingue très bien sur les cartes aéromagnétiques par des crêtes rectilignes dans lesquelles s'imbriquent les structures magnétiques avoisinantes (Fig. 8). Cette structure, interprétée comme un cisaillement dextre (Sawyer et Benn, 1993; Morin, 1998), marque la limite ouest de la bande volcanique de Frotet-Evans. Le couloir de déformation de Nottaway atteint 5 km de largeur. Il est caractérisé par une schistosité intensément développée, parallèle à la zone de déformation, et renferme une linéation d'étirement sub-horizontale (Morin, 1998). Il a été corrélé avec la faille Kenyon en Ontario par Card et Ciesielski (1986) et forme possiblement le prolongement vers le NW de la faille Kapunapotagen dans la Sous-Province de l'Abitibi (Hocq, 1994).

La partie ouest de la bande volcanique de Frotet-Evans (BVFE) renferme des intrusions volumineuses de composition mafique-ultramafique (Avramtchev, 1983). Elles sont désignées comme les intrusions de Kapikupechinach (Morin, 1998) et forment des filons-couches de gabbro-pyroxénite comagmatiques aux basaltes adjacents. Des minéralisations de Cu-Ni ont été localement observées (Morin, 1998). Une nouvelle découverte de Ni-Cu-Co par forage dans une intrusion de gabbro a été faite récemment par Nuinsco Resources Ltd. dans la partie ouest de la BVFE. Des valeurs anormales en Pt-Pd ( $< 965$  ppb) sont mentionnées dans le communiqué de presse du 25/01/99. La découverte initiale en surface a été faite en 1995-96 par 3 prospecteurs à l'emploi de Monopros Ltd. qui vérifiaient des anomalies aéromagnétiques isolées de forme circulaire dans cette région pour la présence de kimberlites (Northern Miner 1-7 Février, 1999). En utilisant l'hypothèse de Groves et al. (1987) sur l'association spatiale entre les minéralisations de Pt-Pd, les cratons sialiques plus vieux que 3,0 Ga et les cheminées de kimberlites diamantifères, le secteur de la partie ouest de la BVFE pourrait être favorable à l'exploration diamantifère.

#### 4.3) Le couloir de Waswanipi-Saguenay

Le prolongement vers le SE du couloir de Nottaway dans la Sous-Province de l'Abitibi intersecte le couloir de Waswanipi-Saguenay près du Front de Grenville (Fig. 1). Le couloir de Waswanipi-Saguenay est délimité par la projection du rift du Saguenay,

orienté à 286°, vers l'WNW à travers la Province de Grenville jusqu'à son intersection avec la cuvette de calcaires d'âge ordovicien du lac Waswanipi (Fig. 14; Blake, 1949, 1953) qui est localisée près de la marge nord de la Sous-Province de l'Abitibi. Des failles rectilignes orientées vers l'WNW à 285°, localisées dans le secteur de cette cuvette, sont visibles sur les levés aéromagnétiques détaillés du Gouvernement du Québec. Ce couloir est désigné comme le rift du Saguenay par Tremblay (1992). C'est au SE du lac Waswanipi dans le canton Le Tac, près du village de Desmaraisville, qu'une cheminée de kimberlite a été découverte en 1993 par Explorations Minières du Nord (Borduas, 1993; Field et Tainton, 1993). Par la suite, d'autres cheminées de kimberlite furent découvertes dans le secteur par Diabex (Corbeil et Villeneuve, 1994), Ressources Williams (Desbiens et Chenard, 1994; Girard, 1993a), Ressources Unifiées Ojibway (Hawley, 1994), Exploration Orbite (Pelletier et al., 1994) et Explorations Diabior (Husson, 1994a). Les caractéristiques des kimberlites sont présentées au Tableau 2 et les localisations à la figure 14. Tout le secteur est recoupé de minces dykes de kimberlite (Sharma et Lauzière, 1983; Bourne et Bossé, 1991). La nature kimberlitique de ces dykes avait été reconnue en 1955 par Watson (1955), une datation par la méthode K-Ar sur les phlogopites a livré un âge de 1100 Ma (Watson, 1967). Une datation de  $1104 \pm 17$  Ma par la méthode Rb-Sr sur la roche totale et des phlogopites (Alibert et Albarède, 1988) a été obtenue sur le même dyke que Watson (1967). Les dykes de kimberlite du secteur de lac Bachelor, à proximité du village de Desmaraisville, ont fait l'objet de nombreuses études géochimiques et minéralogiques (Watson, 1955, 1967; Brookins et Watson, 1969; Alibert et Albarède, 1988; Bossé, 1990; Bourne et Bossé, 1991; Mouchakka, 1994). Lors des travaux d'exploration pour les kimberlites en 1993-94, quelques dykes et intrusions de lamprophyres à biotite de composition mafique à ultramafique ont été découverts dans le même secteur que les kimberlites (Tremblay 1994a,b). La région de Desmaraisville renferme également des intrusions de carbonatite qui sont rares dans la Sous-Province de l'Abitibi. Elles comprennent la carbonatite de Dolodau (Bédard et Chown, 1992), la carbonatite du lac Shortt (Brisson, 1998; Prud'homme, 1990), la carbonatite de Grevet (Proulx, 1990; Proulx et Rioux, 1991) et la carbonatite de Montviel, minéralisée en Nb et terres rares (Béland, 1989). La carbonatite de Dolodau est localisée plus à l'est près du village de Chapais, à l'extérieur du couloir. Les relations de terrain indiquent que ces intrusions sont d'âge archéen. Dans la carbonatite du lac Shortt, des zircons ont livré un âge U-Pb de  $2690 \pm 5/-3$  Ma (Dion et al., 1995). Le rift du Saguenay comprend : des dykes de carbonatites (Doig et Barton 1968; Gittins et al., 1975) datés à 564 Ma (Doig et Barton, 1968) par la méthode K-Ar (roche totale et biotite), les complexes alcalins de St-Honoré et de Crevier, constitués principalement de syénites et de

carbonatites minéralisées en terres rares et Nb (Woussen et al., 1979; Thivierge et al., 1983; Boudreault, 1983), et un bassin de sédiments d'âge ordovicien. Le graben peut être tracé sur une distance de 300 km (Kumarapeli, 1985). Les failles normales limitrophes au rift forment un biseau s'évasant vers le NW du lac St-Jean (Kumarapeli, 1985; Nadeau et Brouillette, 1998). Le complexe alcalin de Crevier serait localisé sur le prolongement vers le NW de la faille limitrophe nord du rift (Fig. 1; Birkett, communication personnelle, 1999). Il existe un essaim de dykes de lamprophyre ultramafique près de la ville de Jonquière, dans la région du Saguenay, probablement reliés à l'intrusion de carbonatite de St-Honoré. Une affinité kimberlitique à carbonatitique a été proposée par Gittins et al. (1975) pour ces intrusions. Une étude minéralogique sur l'un de ces dykes dans le secteur du lac Kénogami a permis d'établir que ces intrusions sont plutôt des alnoïtes (Girard, 1993b). Cette interprétation est basée, entre autre, sur l'abondance de phénocristaux de mélilite, les fortes teneurs en Al et Ti des phlogopites, la présence d'aegyrine magmatique, l'absence de picroilménites, de pyropes et de diopsides chromifères (Girard, 1993b). Un concentré de minéraux lourds d'un de ces dykes ne contenait pas de diamant (Girard, 1993b). Cet essaim est également identifié comme alnoïtique dans l'étude de Fipke et al. (1995).

La présence d'éléments aussi disparates le long du couloir Waswanipi-Saguenay, tels que des carbonatites archéennes et cambriennes, des kimberlites protérozoïques et des sédiments ordoviciens indiquent que le couloir Waswanipi-Saguenay peut représenter une zone de faiblesse dans la croûte continentale qui a perduré pendant une longue période de temps. Cette structure a été réactivée lors d'événements tectoniques ponctuels et utilisée sporadiquement pour la montée de magmas générés dans le manteau ou à de grandes profondeurs dans la croûte. Si la zone de Nottaway représente une ramification du couloir Waswanipi-Saguenay vers le NW, d'autres intrusions de carbonatites ou de kimberlites pourraient s'y trouver. Il faut mentionner que la projection du linéament Waswanipi-Saguenay, orienté à 286°, vers l'WNW intersecte un dyke de mélilite à olivine (Brummer et al., 1992b) et un champ d'intrusions alcalines ultramafiques (Reed et Sinclair, 1991) localisés au SW de la baie James en Ontario. Ces intrusions recoupent les sédiments paléozoïques des Basses Terres de la baie James. Le dyke de mélilite à olivine, localisé à 150 km à l'ouest de la frontière ontarienne, a été daté à 151 Ma par la méthode U-Pb sur des pérovskites (Heaman, 1989 cité dans Brummer et al., 1992b). À 120 km plus à l'ouest, le champ d'intrusions alcalines ultramafiques, découvert par Selco entre 1979 et 1982, comprend des diatrèmes ultramafiques, des carbonatites et des alnoïtes (Reed et Sinclair, 1991). Les portions massives de deux intrusions d'alnoïtes ont été datées à

152 ± 8 Ma et à 180 ± 9 Ma par la méthode K-Ar sur des phlogopites (Reed et Sinclair, 1991).

#### 4.4) Le couloir de Mégiscane-Chasseur

Ce couloir est localisé dans la Province de Grenville à environ 50 km au sud du couloir Waswanipi-Saguenay (Fig. 1). Il a une largeur d'environ 50 km et une longueur de 230 km, s'étendant du Front de Grenville jusqu'à la ville de La Tuque en Haute-Mauricie. Ses limites sont mal définies et il renferme 4 intrusions alcalines et des failles plurikilométriques orientées à environ 290°, visibles sur les cartes aéromagnétiques régionales. La carbonatite du lac Mercier (Charre, 1975; Birkett, 1980) et la syénite à néphéline d'Obéjiwan (Laurin, 1975) forment la limite NW du couloir. Plus à l'est, le couloir comprend les intrusions alcalines très riches en phlogopite (glimmères?) du lac Letondal et de Chasseur (Faessler, 1936; Rondot 1961; Jacob, 1987). Près du Front de Grenville, une petite intrusion tardive de lamprophyre à biotite (Girard et al., 1993) a été datée à 1025 ± 18 Ma par la méthode K/Ar sur un concentré de biotite (Hunt et Roddick, 1993). Ce couloir renferme plusieurs anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire de moins de 2 km de diamètre qui s'alignent selon des linéaments sub-parallèles au couloir (Moorhead et al., 1996). Une dizaine de ces anomalies ont été jalonnées et prospectées en 1993 par Explorations Diabior Inc. (Chenard, 1993). Des travaux de géophysique aéroportée (Hamilton, 1994) et de forage ont été effectués sur les anomalies. Aucune kimberlite ou intrusion alcaline n'a été détectée lors de ces travaux (Jean-François Ouellette, communication personnelle 1999).

#### 4.5) 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° (Fig. 1 et carte no. 1). 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. Le lac Témiscamie est situé près de la limite SE de la zone dans la ceinture parautochtone 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'Opatoca. 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'essai 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'essai 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 recourent la Sous-Province d'Opatoca (Avramtchev, 1985). Il ne semble pas y avoir d'autres structures d'importance parallèles à ce couloir (Avramtchev, 1983).

Dans la Sous-Province d'Opatoca, le couloir de Témiscamie-Corvette comprend la kimberlite d'Otish, une intrusion porphyrique et des intrusions ultramafiques isolées (carte no. 1). La kimberlite d'Otish recoupe des roches granitiques de la partie est de la Sous-Province d'Opatoca, en bordure de la partie est du bassin des monts Otish (Figs. 1, 15, 16 et 17). Une zone de dykes à proximité de la cheminée est orientée à 290°, subparallèle au couloir de Waswanipi-Saguenay plus au sud (Figs. 16 et 17). 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<sub>2</sub>O a été notée par Hocq (1976b). La présence de phlogopite suggère un contenu appréciable en potassium dans les roches. Si le K<sub>2</sub>O 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'Opatoca. 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'Opatoca, 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 (carte no. 1; Chown, 1971b). Elles sont localisées le long d'un couloir orienté vers le NW à 315°, 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.

#### 4.6) Le couloir du Témiscamingue

Ce couloir a fait l'objet d'une étude détaillée par Brummer et al. (1992b) et Sage (1996) où il est désigné comme la Zone Structurale du Lac Témiscamingue. Cette structure est orientée vers le NW à 327°, avec une largeur mal définie de 150 à 200 km et une longueur de 1070 km (Fig. 19; Brummer et al., 1992b). Elle s'étend des Basses Terres de la baie James jusqu'à l'état de New York, englobant des intrusions alcalines de la région de la baie James, les kimberlites de la région de Kirkland Lake, du rift du Témiscamingue, de la région au nord au nord-est du lac Ontario et de l'État de New York (Brummer et al., 1992b). La trace d'un point chaud mantellique actif durant le Jurassique-Crétacé, coïncide partiellement avec cette zone structurale (Crough, 1981). Le couloir du Témiscamingue renferme le champ de kimberlite du Témiscamingue, de forme elliptique, orienté vers le NNW à 340°, de 125 km de long par environ 40 km de large, centré sur le rift du Témiscamingue. Ce champ a fait l'objet d'une exploration diamantifère intensive (Brummer et al., 1992a,b; Pegg, 1993; Sage 1996). Les kimberlites ont fait l'objet d'une étude minéralogique et géochimique détaillée (Sage, 1996). Cette étude comprend également une grande quantité de données sur les kimberlites de ce champ et devrait être consultée par le lecteur désirant une information détaillée de la région du Témiscamingue. Ce champ de kimberlite comprend des cheminées de diatrèmes et des occurrences de dykes, regroupés dans 2 secteurs (Fig. 20). Le secteur le plus au nord, celui de Kirkland Lake, est localisé entre les failles Porcupine-Destor et Larder Lake-Cadillac (Pegg, 1993; Sage, 1996). Il est légèrement allongé vers le NNW avec une longueur de 50 km et environ 35 km de large. Il contient 11 cheminées de diatrème kimberlitique et 12 occurrences de dykes de kimberlite (Sage, 1996). Les cheminées de kimberlites de ce secteur semblent être regroupées le long de linéaments et de failles N-S à l'intérieur de la zone de rift du Témiscamingue (Pegg, 1993). Le deuxième secteur, celui de Cobalt, est localisé à 60 km plus au sud autour de la partie nord du lac Témiscamingue. Il contient 6 cheminées de kimberlite distribuées selon un axe orienté vers le NE à 60° (Fig. 20). Les kimberlites du champ de Témiscamingue situées en Ontario ont été datées entre 147 et 159 Ma (Brummer et al., 1992b).

La portion québécoise du secteur de Cobalt renferme 3 cheminées de brèche kimberlitique, riches en fragments de calcaires paléozoïques; la kimberlite du canton de Guigues (Brunet, 1983), la kimberlite de Troïka (NDN-1) et la kimberlite NDN-2. Ces deux dernières, séparées de 500 m, sont localisées dans le canton Nédélec à quelques kilomètres au nord du village de Notre-Dame du Nord, près de la frontière Ontario-Québec (Lamarche, 1994; Thomas, 1994; Sage, 1996). Les trois kimberlites contiennent des diamants. Un macro-diamant de 2x1x0,5 mm a été

extrait d'un échantillon de 23 tonnes de la kimberlite de Guigues (Northern Miner, 5 avril 1993). Dans la kimberlite de Troïka (NDN-1), 22 microdiamants ont été extraits d'un échantillon de 22 kg (Lamarche, 1994). Un microdiamant a été récupéré de la kimberlite NDN-2 (Neil Novak, communication personnelle citée dans Sage, 1996). Les 3 cheminées situées au Québec sont composées de brèche de faciès hypabyssal (Sage, 1996). Elles sont plus fraîches que les cheminées de diatrème du côté ontarien. Le faciès hypabyssal pour les cheminées au Québec implique un niveau d'érosion plus profond du côté NE du rift du Témiscamingue que du côté SW (Sage, 1996). La cheminée de Guigues a une anomalie magnétique positive coïncidente, de forme circulaire, de 100 gammas, de 400 m de diamètre, visible sur le levé régional du Québec (Moorhead et al., 1996). Une anomalie négative de 30 gammas de forme elliptique, de 1200 m par 600 m, allongée vers le NW, couvrant les deux cheminées NDN-1 et 2 est visible sur le levé régional du Canada. La cheminée de Guigues a été datée à  $142,3 \pm 6,6$  Ma par la méthode U-Pb sur des pérovskites (Heaman, 1995, cité dans Sage, 1996). La cheminée NDN-2 a été datée à  $125 \pm 1,0$  Ma par la méthode Rb-Sr (Heaman, 1995 cité dans Sage, 1996). Les cheminées localisées au Québec sont nettement plus jeunes que celles du côté ontarien (Sage, 1996).

Au Québec, la région du Témiscamingue a fait l'objet de travaux sur les minéraux indicateurs, la géochimie de sédiments de ruisseaux et l'identification d'anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire (Beaumier et al., 1993, 1994; Moorhead et al., 1996).

La portion de la ceinture parautochtone du Grenville, localisée au sud du rift de Témiscamingue, présente plusieurs similitudes avec celle comprise dans le couloir de Témiscamie-Corvette. Dans cette région, la ceinture parautochtone renferme une intrusion ultramafique, de forme elliptique d'au moins 1100 m de long avec une largeur maximale de 250 m. Cette intrusion est localisée à environ 70 km au SE du Front de Grenville en bordure de la rive est de la rivière des Outaouais (Fig. 1), près d'un gîte de kyanite (Simandl, 1990). Elle possède un assemblage minéralogique caractérisé par des phénocristaux de mica, de pyroxène et d'olivine serpentinisée, une matrice riche en amphibole, mica et magnétite chromifère et contient des traces de chalcopryrite et un minéral opaque nickelifère (Simandl, 1990). Cette intrusion ultramafique a une teneur en MgO de 30,6% et a été regroupée dans la famille des lamprophyres (Simandl, 1990). Une datation par la méthode Ar/Ar sur les phlogopites de cette intrusion a livré un âge de 1320 Ma (Tom Hashimoto, communication personnelle, 1999).

Dans le secteur adjacent au nord-est, il y a une grande intrusion alcaline, le complexe syénitique

de Kipawa, qui fait plus de 50 km de long (Tremblay-Clark et Kish, 1978; Allan, 1992; Currie et van Breemen, 1994). Ce complexe comprend trois principaux faciès (Tremblay-Clark et Kish, 1978) : le faciès syénitique-monzonitique, localement à néphéline, le faciès de gneiss rubanés, et un faciès de granite peralcalin enrichi en U, Th, Nb, Zr et terres rares, particulièrement l'yttrium (Allan, 1992). Une datation par la méthode U-Pb sur des zircons d'une phase pegmatitique peralcaline non-déformée a livré un âge de  $994 \pm 2$  Ma (Currie et van Breemen, 1994).

Dans le secteur de l'intrusion ultramafique, une campagne d'exploration diamantifère d'envergure faite par DITEM Explorations Inc., comprenant des travaux de forage, de géophysique et d'échantillonnage en vrac de plusieurs tonnes (Brack, 1996, 1998), a détecté jusqu'à maintenant 32 diamants, dont le plus gros mesure 4,1 mm x 2,5 mm x 1,3 mm pour un poids de 0,152 carats (DITEM, 1997). Le secteur renferme des minéraux indicateurs de la présence de diamant tels que les grenats de type pyrope G10 et des diopsides chromifères (Brack, 1998). Le communiqué de presse du 17 Janvier 1997 mentionne que le traitement d'un échantillon en vrac de 18 tonnes provenant de divers sites et composé de carottes de forages, d'échantillons de surface et de sols résiduels n'a pas révélé la présence de diamant. Malgré les teneurs non-économiques de l'intrusion ultramafique micacée, la présence de diamant indique que la portion de la Province de Grenville, comprise dans la Zone Structurale du lac Témiscamingue telle que définie par Brummer et al. (1992b) renferme un potentiel diamantifère dans des types de roches non-kimberlitiques. Une étude pétrologique a été entreprise sur les roches ultramafiques qui s'étendent du secteur localisé au sud du village de Témiscaming, exploré par DITEM Explorations, jusque dans le secteur de Fort Coulonge (Giguère et al., 1997, 1998). Les roches ultramafiques sont formées principalement de péridotites. Pour le secteur de Témiscaming, les péridotites se retrouvent pour la plupart dans le champ de composition des lherzolites, des harzburgites et des dunités à spinelle (Giguère et al., 1998). Les teneurs en  $K_2O$  se situent entre 0,37 et 2,60% (Giguère et al., 1998). Les roches ultramafiques situées plus à l'est, près de l'ancienne mine de Ni de Renzy, renferment des teneurs en  $K_2O$  comprises entre 0,04 et 0,86% (Giguère et al., 1998). Les roches ultramafiques sont interprétées comme des écaillures tectoniques remontées vers la surface le long de failles de chevauchement (Kamal Sharma, communication personnelle, 1999).

La portion de la Province de Grenville, localisée au SE de la kimberlite d'Otish dans le couloir de Témiscamie-Corvette, pourrait receler le même type de roches ultramafiques, potentiellement diamantifères. Les intrusions ultramafiques isolées de ce secteur renferment localement jusqu'à 15 % de phlogopite (Chown, 1971b) et se situent dans le prolongement

vers le SE d'une structure présumée, le couloir de Témiscamie-Corvette, qui est l'hôte de la kimberlite d'Otish.

#### 4.7) Le graben d'Ottawa-Bonnechère et le rift du St-Laurent

Le rift du St-Laurent comprend une série de failles normales, orientées vers le NE, subparallèles au fleuve St-Laurent, qui découpent les gneiss de la Province de Grenville et les sédiments de la plate-forme cambro-ordovicienne (Kumarapeli, 1985). Le graben d'Ottawa-Bonnechère est une structure de rift orientée vers l'WNW entre le lac Nippising en Ontario et la ville de Montréal. Elle représente probablement un embranchement du rift du St-Laurent (Kumarapeli, 1985; Sage 1991). Elle comprend des bassins de sédiments de type plate-forme d'âge Cambro-Ordovicien, un essaim de failles normales et des dykes de diabase orientés sub-parallèlement au graben et plusieurs intrusions alcalines et de carbonatites (Kumarapeli, 1985; Sage, 1991). Les dykes de diabase appartiennent à l'essaim de Grenville et sont âgés de 575 Ma (Fahrig et West, 1986). Plusieurs intrusions de carbonatites ont donné des âges autour de 565 Ma par la méthode K-Ar (Doig, 1970). Le graben d'Ottawa-Bonnechère se poursuit plus à l'est sous les nappes des Appalaches (Kumarapeli, 1985). Le rift du Témiscamingue serait un embranchement du graben d'Ottawa-Bonnechère (Sage, 1991).

Au Québec, le secteur à l'intersection du rift du St-Laurent et du graben d'Ottawa-Bonnechère comprend deux intrusions de carbonatite, le complexe d'Oka, minéralisé en Nb, et la carbonatite de St-André ainsi que de nombreux dykes et brèches d'aloïte et de lamprophyre, tous situés dans la région à l'ouest de Montréal (Gold, 1972; Currie, 1976). Ces intrusions font partie de la suite des collines Montéregiennes, d'âge Crétacé, s'étendant de la Province de Grenville jusque dans les Appalaches selon une direction E-W. La brèche de l'Île Bizard renferme de nombreux xénolites ultramafiques (Brummer, 1978; Raeside et Helmstaedt, 1982). Selon Raeside et Helmstaedt (1982, 1983), elle représente un exemple de magmatisme intermédiaire entre une kimberlite et une aloïte. Par contre, Mitchell (1983) souligne que les compositions des spinelles, des diopsides et des grenats sont plus caractéristiques des aloïtes que des kimberlites. Un échantillon de 29 verges cubes a été prélevé de l'une des zones de l'intrusion de l'Île Bizard en 1967 par Canadian Rock Company Ltd, une filiale à l'époque de De Beers Consolidated Mines Ltd. de l'Afrique du Sud (Brummer, 1978). Dix petits diamants ont été extraits de l'échantillon (Brummer, 1978).

#### 4.8) Le couloir de Saindon-Cambrien

Le couloir de Saindon-Cambrien est situé au NE de la région de la baie James, dans les sous-provinces de Minto et de Bienville (Fig. 1). Il est défini par l'alignement de 7 lambeaux, généralement allongés vers l'ENE, constitués de sédiments appartenant à la Formation de Sakami (Fig. 4; Orr, 1977, 1979; Marcoux, 1983; Clark, 1984; 1994; Avramtchev, 1985), localement uranifère (Orr, 1977, 1979; Gehrisch, 1987), et de deux complexes de carbonatites dans la Fosse du Labrador (Avramtchev et al., 1990; Birkett et Clark, 1991; Chevé 1993). Le couloir peut être tracé sur une distance de 350 km selon une direction de 250°, subparallèle au couloir de Waswanipi-Caniapiscau, à partir de la Fosse du Labrador vers l'extrémité NE de la baie James. Le lambeau de sédiments de Sakami situé le plus à l'ouest est celui de Mildred, localisé à l'est du lac Saindon (Orr, 1977, 1979; Marcoux, 1983; Avramtchev, 1985). Ceux situés les plus à l'est sont localisés autour du lac Cambrien (Orr, 1977, 1979; Clark, 1984), au contact de la Fosse du Labrador et de la Province du Supérieur. Les cartes aéromagnétiques ne montrent pas de structures parallèles au couloir de Saindon-Cambrien (Fig. 21). Par contre, des linéaments interprétés sur les images satellites d'une longueur de 30 à 200 km et orientés de 75° à 80°, s'étendent de la Fosse du Labrador vers l'WSW (Portella, 1980; Lamothe et al., 1993; Figs. 10 et 11). Ils forment un corridor de 75 km de large par 400 km de longueur le long du chapelet de bassins de la Formation de Sakami (Fig. 4).

Dans les lambeaux localisés près du lac Cambrien, la Formation de Sakami renferme une séquence, d'une épaisseur maximale de 3 800 m, composée de grès arkosiques, de wackes arkosiques et de conglomérats arkosiques (Fig. 22; Clark, 1984). Les roches siliciclastiques, localement uranifères, reposent en discordance sur le socle archéen. Les contacts E-W, particulièrement ceux des flancs sud des bassins, sont généralement marqués par des failles normales (Clark, 1984). Les paléocourants indiquent un transport local et complexe. Le milieu de dépôt est interprété comme alluviale et fluviale (Clark, 1984). Dimroth (1978) a corrélé la Formation de Sakami dans le secteur du lac Cambrien avec les sédiments d'origine fluviale de la Formation de Chakonipau à la base de la Fosse du Labrador (Fig. 22). Il interprète l'existence d'une faille normale E-W, la faille Cambrien-Otelnuc, qui marquerait la limite sud d'un graben orienté E-W qui intersecte la Fosse du Labrador au niveau du lac Cambrien. Le transport des fragments serait vers le centre du graben (Dimroth et al., 1970). Les travaux de Clark (1984) montre un patron d'écoulement beaucoup plus complexe vers l'est, le sud et vers l'ouest. Les unités les plus près de la Fosse du Labrador montrent des directions de transport vers l'ouest plutôt que l'est. À cet endroit, la Formation de Sakami atteint 3 800 m d'épaisseur, alors que la



Formation de Chakonipau voisine ne fait que 300 m. Ces deux observations ont amené Clark (1984) à suggérer que la Formation de Sakami est plus ancienne et ne peut être corrélée à la Formation de Chakonipau. Les bassins de la Formation de Sakami ne représentent donc pas un aulacogène synchrone au début de la déposition des sédiments de la Fosse du Labrador comme l'ont proposé Dimroth et al. (1970), Burke et Dewey (1973), Portella (1980), Gehrisch (1987) et Hoffman (1988). Une description détaillée de cette problématique est présentée dans Clark (1984). Des zircons provenant d'un filon-couche de gabbro recoupant la Formation de Chakonipau ont donné un âge U-Pb de  $2169 \pm 2$  Ma (Rohon et al., 1993), ce qui fixe l'âge minimum de ces sédiments. Peu importe le modèle considéré, l'âge de la sédimentation de la Formation de Sakami, dans cette région, est  $\geq 2169$  Ma.

Les carbonatites de la Fosse du Labrador se situent dans deux secteurs, le lac Castignon et le lac Lemoyne (Fig. 1 et 4). Le complexe carbonatitique du lac Castignon se situe à 7 km à l'est du contact entre les roches protérozoïques de la Fosse du Labrador et le socle archéen, à l'endroit où les sédiments de la Formation de Sakami intersectent la Fosse. Il se compose de dykes, de filons-couches, de diatrèmes et de volcanoclastites, interlités avec les sédiments ferrugineux de la Formation de Sokoman. Ces roches sont distribuées sur une superficie de  $300 \text{ km}^2$  (Chevé, 1993). Les faciès intrusifs ont une composition transitionnelle entre des magnésio- à ferro-carbonatites et des lamprophyres ultramafiques (Chevé, 1993). Les volcanoclastites comprennent des tufs et des brèches de carbonatite, d'ultramafite et de mélilite à olivine. Un dyke a été daté par la méthode U-Pb sur zircon à  $1880 \pm 2$  Ma (Chevé et Machado, 1988). Le complexe du lac Castignon a fait l'objet de travaux d'exploration pour le diamant en 1985-87 par Monopros (Joseph Brunet, communication personnelle citée dans Madore et Girard (1993)) et en 1993-94 par la Société Minière Écudor (Northern Miner, 10 mai 1993; Charlton, 1993; Bourque 1994). Onze échantillons de 60 kg chacun ont été prélevés dans le complexe carbonatitique pour fins d'analyses (Bourque, 1994). Les échantillons ont été analysés pour la présence de diamants et de minéraux indicateurs (Northern Miner, 13 septembre 1993). Les échantillons recueillis dans le secteur du lac Castignon comprennent 8 carbonatites bréchiques, une carbonatite à biotite, 3 tufs à lapilli à fragments de roches carbonatées et de pseudomorphes de mélilite et un lamprophyre ultramafique (Madore et Girard, 1993). Étant donné l'absence ou la rareté de l'olivine et l'absence de xénolites ou de xénocristaux d'origine mantellique, le potentiel diamantifère du complexe du lac Castignon est sans doute faible (Madore et Girard, 1993). Le secteur adjacent au nord du lac Castignon a fait l'objet de travaux d'exploration pour le diamant. Ces travaux ont inclus le prélèvement d'échantillons de 20 à 70 kg de roches répartis sur 6 sites et de 4

échantillons de dépôts meubles de 15 kg recueillis sur un esker traversant la propriété (Girard, 1994). Les échantillons ont fait l'objet de travaux pétrographiques, minéralogiques et de séparations de minéraux lourds (Girard, 1994). Trois des sites visités sont des tufs à lapilli accrétoires appartenant au complexe carbonatitique du lac Castignon. La présence de pseudomorphes de mélilite(?), d'oxydes riches en Mn, d'andradite et de pyrochlore ainsi que l'abondance d'apatite indique qu'ils ont probablement une affinité carbonatitique (Girard, 1994). Les trois autres sites examinés sont des lamprophyres ultramafiques de même affinité que les tufs (Girard, 1994). Aucun diamant ou minéral indicateur de kimberlite n'a été identifié dans les minéraux lourds séparés des échantillons de roches ou de l'esker (Girard, 1994).

Un autre complexe carbonatitique est situé à 54 km au NE, près du lac Le Moyne, dans la Fosse du Labrador (Avramtchev et al., 1990; Birkett et Clark, 1991; Wright et al., 1999). Il fait plus de 15 km de long et est composé d'intrusions de syénite, de carbonatites à calcite, à ankérite et à dolomite, de glimmerites et de brèches feldspathiques (Wright et al., 1999), localement minéralisées en terres rares (Birkett et Clark, 1991; Wright et al., 1999). Birkett et Clark (1991) interprètent la mise en place du complexe carbonatitique comme synchrone à la déposition de la Formation d'Aulneau formée de sédiments grossiers, de dolomies tufacées et de tufs dolomitiques. Des datations U-Pb sur des zircons dans les volcanites felsiques de la bande pyroclastique du lac Douay, sous-jacentes à la Formation d'Aulneau, ont donné un âge de  $1870 \pm 4$  Ma (Machado et al., 1997), ce qui représente l'âge maximum de la carbonatite. Localement en Namibie, en Afrique du Sud et en Angola, les carbonatites sont situées le long de linéaments comprenant des kimberlites (Figs. 6 et 7; Mitchell, 1986). Ces linéaments représentent probablement le prolongement terrestre de failles transformantes océaniques (Mitchell, 1986). Les carbonatites sont localisées dans les portions plus près de l'océan alors que les kimberlites se situent aux extrémités terrestres, près du craton (Mitchell, 1986). Si le couloir de Saindon-Cambrien représente un analogue de ces structures, il serait possible d'y retrouver des kimberlites.

L'étude de Lamothe et al. (1993) sur les anomalies aéromagnétiques circulaires dans la portion de la Sous-Province de Minto, limitée par les 56<sup>e</sup> et 58<sup>e</sup> parallèles, a révélé l'existence d'anomalies en Ce dans les sédiments de fonds de lac et plusieurs anomalies aéromagnétiques de forme circulaire dans le socle archéen, dans le secteur où le couloir de Saindon-Cambrien intersecte la Fosse du Labrador. Les kimberlites et les carbonatites sont riches en éléments alcalins ( $\text{K}_2\text{O}$ , Ba, Rb) et en terres rares légères (La, Ce, Pr, Nd). Il serait donc possible d'utiliser ces

éléments comme traceurs pour la présence d'intrusions alcalines.

Dans le cadre d'un projet d'exploration diamantifère conjoint Ashton Mining Canada – SOQUEM, un levé de till régional a été effectué dans une région au nord du 54<sup>e</sup> parallèle et au sud du 57<sup>e</sup> parallèle, couvrant le couloir de Saindon-Cambrien.

#### 4.9) Le couloir de Richmond

Autour du lac Guillaume-Delisle (Golfe de Richmond), en bordure de la baie d'Hudson, Chandler et Schwartz (1980) ont émis l'hypothèse qu'un graben orienté E-W s'est superposé sur les sédiments siliciclastiques d'âge protérozoïque du Groupe du Golfe de Richmond. Ce graben formerait une portion d'un aulacogène orienté E-W qui s'est développé sur la marge ouest du craton du Supérieur. Fahrig et al. (1986) ont utilisé la présence de dykes de diabase, orientés E-W, situés à l'E du graben du Golfe de Richmond, pour étendre l'aulacogène jusqu'au centre du craton du Supérieur. Le prolongement vers l'est de cet alignement intersecte la Fosse du Labrador dans le secteur du lac Cambrien. Par contre, il ne semble pas avoir de structures linéaires qui peuvent être suivies de la baie d'Hudson jusqu'au lac Cambrien. Les failles normales du graben du Golfe de Richmond ont une orientation de 90° à 115° (Chandler et Schwartz, 1980). Des structures magnétiques sub-parallèles à ces failles se poursuivent vers l'est sur environ 50 km (Figs. 10, 11, 21 et 23; Lamothe et al., 1993). Plus à l'est, les structures magnétiques sont plutôt orientées vers l'WNW et le NW (Fig. 21). Il n'y a pas de structures magnétiques linéaires reliant le lac Guillaume-Delisle au lac Cambrien (Fig. 21). Des linéaments interprétés à partir des images satellites, orientés vers l'ESE, peuvent être tracés du lac Guillaume-Delisle vers l'est sur une distance de plus de 100 km jusqu'au lac à l'Eau Claire (Fig. 10; Portella, 1980; Lamothe et al., 1993). Plus à l'est, les couloirs sont plutôt orientés vers l'WSW à environ 255° (Portella, 1980; Lamothe et al., 1993), parallèles à l'alignement des grabens de la Formation de Sakami dans cette région. Le prolongement de l'alignement des grabens de la Formation de Sakami vers l'ouest intersecte la partie NE de la baie James, à environ 30 km au nord du village de Chisasibi, soit à plus de 225 km au sud du lac Guillaume-Delisle. En résumé, il n'y a pas d'évidence de structures magnétiques ou de photolinéaments d'un aulacogène linéaire qui découperait le craton du Supérieur entre le Lac Guillaume-Delisle et le lac Cambrien. Si un rift a existé, il aurait été formé de deux aulacogènes distincts; un segment d'environ 110 km de long, orienté E-W à ESE, près de la baie d'Hudson et un autre segment, plus à l'est, d'environ 300 km de long, orienté à 250°, entre les lacs Cambrien et Saindon (Fig. 23; Portella, 1980).

#### 4.10) Le couloir de Tasiat-Allemand

Ce couloir est situé dans la partie nord de la Sous-Province de Minto, au sud de la Fosse de l'Ungava (Fig. 1). Il est orienté vers le NNW à 345°, avec une largeur approximative de 70 km et une longueur d'environ 320 km. Il représente le couloir le plus mal défini de la Province du Supérieur et n'est appuyé que par la présence de 5 intrusions alcalines. Le grain magnétique de ce secteur est sub-parallèle au couloir (Fig. 21). Aucune étude de linéaments ne semble avoir été faite dans ce secteur. Au nord, le couloir comprend les roches alcalines localisées au contact entre le socle et la Fosse de l'Ungava. Ces roches sont des diatrèmes et des volcanoclastites mafiques et ultramafiques, d'affinité carbonatitique, d'âge protérozoïque inférieur. Elles sont situées près du lac Leclair (Baragar et al., 1992; Moorhead, 1996) et du lac Allemand (Moorhead, 1989). Les volcanoclastites du lac Leclair sont interlitées avec les sédiments de la partie inférieure de la Fosse de l'Ungava. Une datation de zircons par la méthode U-Pb d'un filon-couche de gabbro recoupant les sédiments de la partie inférieure de la Fosse a livré un âge de 2038  $\pm$  4/-2 Ma (Machado et al., 1993). Les volcanoclastites alcalines seraient probablement légèrement plus vieilles que cet âge. Au nord du lac Allemand, dans le secteur du lac Chukotat de la Fosse de l'Ungava, il existe des dykes de lamprophyres riches en biotite et calcite et des horizons de brèches riches en calcite et en cristaux détritiques de plagioclase et de biotite (Taylor, 1982; Moorhead, 1989). Les horizons de brèches pourraient représenter le faciès explosif d'un magmatisme alcalin associé possiblement à des diatrèmes (Taylor, 1982). À environ 65 km plus à l'est, dans la région des lacs Esker, Nuvilik et Cécilia, des laves et des volcanoclastites fortement alcalines, comprenant des basinites/néphélinites et des phonolites ont été reconnues (Gaonac'h et al., 1989; Picard et al., 1990). Ces laves alcalines sont intercalées avec des laves et volcanoclastites felsiques datées à 1959  $\pm$  3 Ma (Parrish, 1989).

Plus au sud, dans le socle archéen, un dyke de carbonatite riche en fragments ultramafiques de 3 m d'épaisseur et 500 m de longueur, orienté vers le SW, a été identifié à proximité du lac Couture (Percival et al., 1996). Une datation de zircons par la méthode U-Pb a livré un âge de 2659  $\pm$  1,9 Ma, alors que les zircons hérités ont donné un âge de 2704 Ma  $\pm$  7,4 Ma (Skulski et al., 1997). Plus au sud, une intrusion de syénite à néphéline de forme circulaire, d'environ 1 km de diamètre, a été reconnue près du lac Tasiat lors des travaux de cartographie de Percival et al. (1995). Cette intrusion est localisée le long d'une faille orientée à 275°. Plus à l'est, dans le feuillet SNRC 24M, près de la Fosse du Labrador, des dykes ultramafiques à phlogopite riches en xénolites ont été

notés près du lac Peters (Louis Madore, communication personnelle, 1999). Le couloir englobe les domaines lithotectoniques de Tikkerutuk, de Qalluviartuuq et de Lake Minto (Percival et al., 1995, 1996). Le domaine de Qalluviartuuq comprend des roches volcaniques et plutoniques datées à 2840 Ma et 2832 Ma (Percival et al., 1996). Ce domaine forme le prolongement vers l'WNW du domaine de Goudalie qui renferme des gneiss tonalitiques datés entre 2900 et 3100 Ma (Percival et al., 1996). Le domaine de Lake Minto renferme des paragneiss et des volcanites datés à 2760 Ma et des plutons datés entre 2780 et 2720 Ma qui renferment des xénolites de gneiss tonalitiques datés autour de 3 000 Ma (Percival et al., 1996). Il existe une zone de dimension importante dans la partie NE de la Province du Supérieur qui renferme roches avec des âges plus anciens, entre 2,8 et 3,1 Ga (voir Card et Poulsen, 1998). La présence de socle ancien plus vieux que 3,0 Ga est l'un des critères importants pour la localisation de kimberlites diamantifères dans le modèle de Groves et al. (1987).

## 5.0) Géophysique

Dans cette section, nous présentons un résumé des caractéristiques magnétiques et électromagnétiques des cheminées de kimberlite, une compilation d'anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire dans la région de la baie James et un résumé de deux études de tomographie sismique pour le craton du Supérieur.

### 5.1 ) Levés magnétiques et électromagnétiques aéroportés

Les kimberlites renferment entre de 5 et 10 % d'oxydes de fer, constitués de magnétite, d'ilménite et de solution solide entre les deux phases (Macnae, 1979; Urquhart et Hopkins, 1993; St-Pierre, 1999). Une grande portion de la magnétite est formée lors de la serpentinisation de l'olivine, une des composantes principales des kimberlites. Ces minéraux procurent une susceptibilité magnétique généralement supérieure à la majorité des roches communément présentes dans les cratons archéens, telles les granitoïdes, les orthogneiss et les paragneiss. Les cheminées de kimberlite, comprenant généralement le faciès de diatrème, ont généralement une forme de carotte avec des pendages abrupts de 75° -85° vers l'intérieur (Fig. 24; Mitchell, 1986). Les diamètres de ces cheminées de diatrème varient de 50 m jusqu'à un maximum d'environ 1000 m. Les profondeurs maximales seraient de l'ordre de 2 000 m (Mitchell, 1986; Pell, 1997). Certaines cheminées ont des diamètres atteignant 1 500 m, mais elles comprennent les faciès volcanoclastiques caractéristiques de la zone de cratère localisée au sommet du volcan kimberlitique (Mitchell,

1986). Étant donné la forme généralement quasi-circulaire des cheminées, les anomalies magnétiques ont communément des formes concentriques. Par contre, plusieurs cheminées de kimberlite sont multiphasées et la susceptibilité magnétique des différents faciès est très variable. Ainsi, les anomalies magnétiques détectées pour plusieurs kimberlites ont des géométries complexes (Atkinson, 1989). Les anomalies peuvent être négatives ou positives, localement situées très près l'une de l'autre (Sage, 1996; St-Pierre, 1999). L'amplitude des anomalies aéromagnétiques varient entre 0 et 1000 nanoteslas, les valeurs les plus communes s'échellonnent entre quelques dizaines et quelques centaines de nanoteslas (Macnae, 1995). De plus, quelques intrusions de kimberlites et de lamproïtes diamantifères ne possèdent pas d'anomalies magnétiques (Atkinson, 1989; Brummer et al., 1992b; Fipke et al., 1995). Sur la propriété BHP/Dia Met située près du lac de Gras dans le craton de l'Esclave, environ 50 % des cheminées ont une signature magnétique. Mondialement, ce pourcentage serait autour de 30% (Martin St-Pierre, communication personnelle, 1999). Par contre, Jennings (1995) mentionne que, d'après son expérience, les levés magnétiques seraient capables de détecter au moins 70% de toutes les kimberlites dans une région.

L'utilisation de différentes méthodes géophysiques pour l'exploration des kimberlites a fait l'objet de nombreux articles synthèses (Macnae, 1979, 1995; Atkinson, 1989; Urquhart et Hopkins, 1993; Reed, 1993a,b, McFayden, 1993; Pegg, 1993). Mentionnons, entre autres, le cours intensif en 1993 sur les méthodes d'exploration géophysiques employées dans l'exploration pour les kimberlites tenu au Hailebury School of Mines en Ontario (Buckle, 1993a). Le levé magnétique aéroporté est une des méthodes les plus utilisées dans l'exploration pour les kimberlites depuis les années cinquante (Atkinson, 1989). Plus récemment, les techniques électromagnétiques aéroportées ont été utilisées (Urquhart et Hopkins, 1993; Carson et Marsh, 1989) avec succès dans les Territoires du Nord-Ouest (Smith et al., 1993; Buckle, 1993b; Fipke et al., 1995; St-Pierre, 1999). Quelques cheminées de diatrème du champ de kimberlite de Desmaraisville ont des anomalies de faible résistivité, coïncidentes avec des anomalies aéromagnétiques positives (Hawley, 1994). Il semble que ce soit la portion sommitale volcanoclastique d'une intrusion de kimberlite (Fig. 24) qui soit la plus conductrice (Macnae, 1979; Jennings, 1995). Les argiles développées au cours de l'altération météoritique peuvent produire une couche très conductive au-dessus des cheminées (Macnae, 1995). La grande porosité des faciès volcanoclastiques et des diatrèmes des cheminées de kimberlite permettent une altération météoritique plus profonde que les roches encaissantes (Macnae, 1995).

Un levé aéroporté magnétique et électromagnétique combiné semble être capable d'identifier plus de cheminées qu'un levé aéromagnétique seul (da Costa, 1989; Smith et al., 1993). Il peut être hasardeux de n'utiliser que les levés géophysiques pour identifier les kimberlites. Dans un programme d'exploration au Botswana, moins de 25 % des forages ont intersecté des kimberlites sous les cibles géophysiques (Jennings, 1990). Dans la région du Témiscamingue, le taux de succès semble être autour de 30% (Sage, 1996). Dans la région de Desmaraisville, où il y a pourtant un levé aéroporté magnétique et électromagnétique détaillé avec des lignes de vols au 200 m, le taux de succès des forages semble se situer autour de 5%. Ceci souligne l'importance de s'assurer au préalable que la région recèle des minéraux indicateurs de la présence de kimberlites (Lee, 1993; Fipke et al., 1995) avant d'explorer systématiquement les cibles géophysiques.

Pour un programme d'exploration de cheminées de kimberlite diamantifère de 100 m à 1000 m de diamètre, avec une moyenne de 300 m, l'espacement optimal des lignes de vols pour un levé aéromagnétique serait de 100 m; un espacement de 200-250 m est considéré comme adéquat (Urquhart et Hopkins 1993). Une altitude entre 50 et 100 m est généralement utilisée (Atkinson, 1989). La région que nous avons étudiée est couverte par le levé aéromagnétique du Gouvernement du Canada fait avec un espacement de lignes de vol de 800 m et à une altitude de 300 m. Ces paramètres sont inférieurs à ceux utilisés dans les programmes d'exploration pour les kimberlites. Néanmoins, à quelques endroits au Canada, notamment dans les Basse Terres de la baie James en Ontario, dans la région de Fort-Lacorne en Saskatchewan et dans le craton de l'Esclave dans les Territoires du Nord-Ouest, des kimberlites et des intrusions alcalines ultramafiques ont été détectées sur les levés régionaux du Gouvernement du Canada (Reed and Sinclair, 1991; Reed, 1993b; Urquhart et Hopkkins, 1993; St-Pierre, 1999). Des levés aéroportés plus détaillés dans les mêmes régions ont permis de reconnaître un plus grand nombre de kimberlites. Les anomalies sur les cartes aéromagnétiques régionales peuvent être très modestes. Dans le craton de l'Esclave par exemple, les anomalies surplombant les cheminées de kimberlites sont de l'ordre de 10 nanotesla (nT) sur les levés régionaux et de 60 nT sur les levés détaillés (Reed, 1993b). Dans ce craton, les cheminées de kimberlites ont généralement des superficies entre 2 et 12 hectares (diamètres de 140 à 350 m) (Pell, 1997). Parmi les 107 cheminées de kimberlite découvertes dans la propriété de BHP/Dia Met dans le craton de l'Esclave, seulement une kimberlite, la cheminée de Grizzly, est clairement visible sur le levé aéromagnétique régional du Gouvernement du Canada (St-Pierre, 1999). Dans ce cas, une ligne de vol coïncidait avec le centre de la

cheminée. Les cheminées de cette propriété ont moins de 400 m de diamètre (St-Pierre, 1999).

## 5.2) Compilation d'anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire dans la région de la baie James

Une compilation d'anomalies aéromagnétiques de forme quasi-circulaire de moins de 2 km de diamètre a été complétée pour la région de la baie James. Cette région est située dans le Moyen-Nord du Québec (carte no. 1) et englobe 19 feuillets SNRC à l'échelle 1:250 000 (33 A,B,C,D,E,F,G,H,I,J,K,L et 32 J,K,L,M,N,O,P). Elle est limitée à l'ouest par la baie James et la frontière ontarienne, à l'est par la longitude 72°, au nord et au sud par les 55<sup>e</sup> et 50<sup>e</sup> parallèles. Une compilation similaire a été faite dans la partie nord de la Sous-Province de l'Abitibi et la partie ouest de la Sous-Province du Pontiac (Moorhead et al., 1996), où des kimberlites avaient déjà été identifiées (Watson, 1955, 1967; Brunet, 1983) et la couverture aéromagnétique est plus détaillée.

Dans le but d'avoir une approche uniforme pour l'ensemble de la région de la baie James, nous avons utilisé que les levés aéromagnétiques du Gouvernement du Canada fait avec un espacement des lignes de vols de 800 m et à une altitude de 300 m du sol. Les levés plus détaillés, avec des espacements de lignes de vols de 200 m du Gouvernement du Québec, disponibles pour la partie nord de la Sous-Province de l'Abitibi et la bande volcanique de Frotet-Evans dans la Sous-Province d'Opatika n'ont pas été utilisés. L'annonce récente de la découverte d'une intrusion de kimberlite diamantifère (DITEM Explorations Inc., communiqué de presse du 3 avril 1998) située près des monts Otish (feuillelet SNRC 32P/16) permet de croire que l'exploration pour les diamants dans la région de la baie James pourrait s'accroître.

Si le relief magnétique des roches encaissantes est relativement faible, des anomalies isolées de forme quasi-circulaire peuvent être facilement discernées sur les cartes aéromagnétiques à l'échelle de 1:63 360 et de 1:250 000. Dans un premier temps, les anomalies aéromagnétiques ont été repérées sur les cartes de compilation du champ total à l'échelle de 1:250 000, pour être ensuite examinées sur les cartes originales à échelle de 1:63 360. Les anomalies ont été ensuite repérées sur les cartes topographiques à l'échelle de 1:50 000 pour extraire l'information physiographique correspondante. Cette compilation d'anomalies aéromagnétiques quasi-circulaires est fortement biaisée vers les régions où le relief magnétique est relativement faible. Les anomalies quasi-circulaires se reconnaissent plus facilement dans ces secteurs que dans ceux où le relief

magnétique est accentué, comme dans la Sous-Province plutonique de Bienville.

La position des anomalies est présentée à la figure 8. Les caractéristiques magnétiques et physiographiques des anomalies sont présentées à l'annexe no. 3

La sélection des anomalies isolées s'appuie sur les critères suivant:

**1) La circularité des anomalies.** Les anomalies qui avaient une forme irrégulière ou trop elliptique n'ont pas été retenues.

**2) L'absence de superposition entre l'anomalie et le tracé d'une crête magnétique.** Les fortes anomalies circulaires se trouvant à une faible distance du prolongement d'une crête magnétique, comme un dyke de diabase ou une formation de fer, ont été écartées, tout comme les anomalies se situant entre deux segments de ce qui nous apparaît comme une même crête magnétique.

**3) La dimension de l'anomalie.** Comme la plupart des cheminées de kimberlites ont une dimension inférieure à 1000 m (Mitchell, 1986), les anomalies aéromagnétiques ne devraient pas dépasser de beaucoup cette dimension. Étant donné que l'espacement des lignes de vols correspond presque au diamètre des plus importantes cheminées de kimberlites, nous avons retenu des anomalies aéromagnétiques atteignant 2 km de diamètre. Il est important de souligner que plusieurs cheminées de kimberlite sont de dimensions restreintes. Les kimberlites de la région du lac de Gras dans les Territoires du Nord-Ouest ont des superficies variant entre moins de 2 hectares à un peu plus de 12 hectares, ce qui donne des diamètres approximatifs de 140 à 350 m (Pell, 1997). Avec un espacement de lignes de vols de 800 m, il serait presque fortuit qu'une cheminée de kimberlite soit détectable sur un levé du type qui couvre la région de la baie James. Néanmoins, certaines des intrusions alcalines ultramafiques des Basses Terres de la baie James en Ontario (Reed and Sinclair, 1991; Reed, 1993b), les deux cheminées de kimberlites au nord du village de Notre Dame du Nord dans la région du Témiscamingue, des cheminées de kimberlite de la région de Fort-Lacorné en Saskatchewan (Urquhart et Hopkins, 1993) et certaines cheminées du craton de l'Esclave peuvent être distinguées sur les levés régionaux dont les lignes de vols sont espacées de 800 m.

### 5.3) Tomographie sismique

L'étude de la réfraction des ondes sismiques permet de calculer, en trois dimensions, les zones où la propagation des ondes est lente ou rapide (Grand,

1987, 1994; Anderson et al., 1992). La vitesse des ondes sismiques est reliée à la densité du milieu de propagation. La densité dans un volume de roche est relié en grande partie aux types de minéraux présents et à la présence de magma. Les zones de propagation les plus rapides correspondent aux zones les plus solides et les plus lentes aux zones les moins rigides, plus chaudes, où il y a eu un magmatisme récent d'envergure. Les modèles de tomographie sismique permettent ainsi de visualiser le flux de chaleur jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres sous la surface de la Terre (Grand, 1987, 1994; Anderson et al., 1992). Helmstaedt et Gurney (1994) ont proposé d'utiliser les études de tomographie sismique pour identifier les zones des cratons archéens qui possèdent une racine lithosphérique où les ondes sismiques se propagent plus vite. Ces zones seraient reliées à des racines lithosphériques de composition périidotitique, relativement froides, réfractaires et peu dense, attachées aux cratons archéens (Helmstaedt et Gurney (1994). De telles racines lithosphériques sont nécessaires à la préservation des diamants sous les cratons archéens (Gurney, 1989; Mitchell 1991). Lors de leur ascension rapide vers la surface, les kimberlites emportent, sous forme de xénolites, des morceaux de cette lithosphère fertile en diamants.

Au Canada, les études de tomographie sismique montrent qu'il y a des zones plus rapides, correspondant à des racines lithosphériques relativement stables et froides, jusqu'à une profondeur de 400 km (Figs. 25 et 26). Elles sont localisées sous le craton de l'Esclave, plus au sud sous les roches paléoprotérozoïques de la Province de Churchill et sous la partie centrale de la Province du Supérieur, centrée sur la région de la baie James. Helmstaedt et Gurney (1994) ont postulé que les kimberlites de la région de la baie James auraient une signature mantellique plus favorable à la présence de kimberlites que celles plus au sud du craton du Supérieur, dans la région du rift du Témiscamingue. Au Québec, d'après les études de tomographie sismique, la région la plus favorable correspond approximativement à la région couverte par notre étude, particulièrement la région limitrophe à la baie James (Grand, 1994).

### 6.0) Géochimie de l'environnement secondaire

Une partie de l'exploration pour le diamant se fait par l'identification, dans des échantillons de till, de minéraux lourds, généralement de densité > 3,3 g/cm<sup>3</sup>, dits traceurs tels le pyrope, la picroilménite, le diopside chromifère, la chromite, la phlogopite chromifère et le zircon. Cette méthode d'exploration est celle qui a été, et de loin, la plus répandue et efficace au Canada. La distribution essentiellement ponctuelle des cheminées de kimberlite avec des diamètres de quelques centaines de mètres, et la nature friable, peu résistive à

l'érosion, des kimberlites les rends particulièrement difficiles à détecter. C'est pour cette raison que les mécanismes de dispersions glaciaires sont mises à contribution lors de levés géochimiques afin d'agrandir la cible qui passe d'une kimberlite essentiellement ponctuelle à une aire de dispersion pouvant atteindre plusieurs kilomètres carrés.

Les échantillons de till recueillis peuvent atteindre 60 à 80 kg chacuns (Muggeridge, 1995) du quel on ne garde que la fraction < 2mm, dont on soutire par liquide lourd la fraction lourde. L'utilisation d'iodure de méthylène permet de récupérer les minéraux dont la densité est supérieure à 3,3 g/cm<sup>3</sup>. Ce seuil de densité ne permet pas de récupérer les orthopyroxènes (enstatite/bronzite) caractéristiques des péridotites et des kimberlites ou encore les phlogopites chromifères caractéristiques de certaines lamproïtes ou de xénolites dans les kimberlites et les lamprophyres. De la fraction restante, il importe de retirer l'hématite et la magnétite. L'ensemble de ces procédures permet d'accroître la résolution ainsi que la distance mesurable de transport qui peut atteindre des dizaines de kilomètres.

Certains chercheurs ont proposé d'autres méthodes d'exploration, dont la biogéochimie (Buks, 1965; Cole, 1980; Mathur et Alexander, 1983). Les travaux de Dunn (1991) dans la région de Sturgeon Lake en Saskatchewan ont mis à jour des concentrations très anormales en Cr, Ni, Sr, Rb ainsi que des teneurs élevées en Mg, P et Ba dans les branches de noisetiers (*corylus cornuta*) à proximité de kimberlites.

On peut donc avancer, en se basant sur ce travail, que des éléments provenant des minéraux indicateurs de kimberlite sont lexiviés sous une forme biologiquement assimilable par la végétation. Ces éléments se retrouvent donc inévitablement dans le bassin de drainage, donc dans les sédiments de ruisseaux et, possiblement même, dans les sédiments de lacs. Les travaux de Shao et Liu (1989) ont démontré cette mobilisation d'éléments traceurs dans les sédiments de ruisseaux jusqu'à 1,6 km en aval d'une kimberlite près de Fu Xian, dans la province de Liaoning en Chine. On peut donc facilement imaginer la dispersion de ces éléments vers le bassin lacustre. Les principaux éléments indicateurs qu'ils ont identifiés sont: Cr, Ba, La, Nb, Ni, Zn, Co, Pb.

Gregory et Tooms (1969) ont pour leur part observé que dans les sédiments de ruisseaux en aval des masses de lamproïtes de Prairie Creek en Arkansas, les éléments indicateurs sont toujours des sidérophiles (Ni, Mg) auxquels sont associés le niobium et les terres rares.

## 6.1) Le chrome

Dans les kimberlites, le chrome est présent sous la forme de chromite, mais est également associé aux pyropes, aux picroilménites, aux diopsides, aux spinelles et aux phlogopites. Muggeridge (1995) souligne que le chrome est un élément indicateur très important au niveau primaire.

En géochimie de l'environnement secondaire, les méthodes analytiques utilisant une attaque partielle ne mettent pas ces minéraux indicateurs en solution. Ainsi, seul le chrome dans les phlogopites, qui sont plus facilement attaquées par l'acide nitrique, utilisé dans les analyses de sédiments de ruisseaux ou de lacs, peut être possiblement libéré par ces attaques partielles. On considère donc le chrome analysé par ces méthodes provient des phases d'altération des minéraux indicateurs. Selon Gibbs (1973), le chrome est surtout fixé aux oxydes de fer. Dans leur travail dans la région de la kimberlite de Guigues au Témiscamingue, Beaumier et al. (1994) ont montré que le chrome est l'élément caractéristique de la kimberlite dans les sédiments de ruisseaux.

## 6.2) Le baryum

Muggeridge (1995) indique que dans la roche en place, le baryum est un élément indicateur d'intrusions ultramafiques alcalines particulièrement important. Les feldspaths potassiques sont les plus grands porteurs de baryum. Au point de vue de l'exploration diamantifère, il est surtout présent dans les minéraux indicateurs d'intrusions ultramafiques alcalines tels que la priderite, un titanate du groupe de hollandite, en remplacement du calcium dans le pyrochlore ou encore dans les micas tel que la phlogopite et la biotite. Ces derniers et les sous-produits d'altération sont les plus susceptibles de contenir, de façon soluble à l'acide nitrique, le baryum présent dans les intrusions ultramafiques alcalines.

Dans leur travail d'orientation à proximité de la kimberlite de Guigues, Beaumier et Kerouac (document inédit) ont démontré que la proximité de la kimberlite était signalée par une augmentation nette des teneurs en baryum de l'ordre de 100%. La proximité de la kimberlite est également reflétée par les éléments lithophiles (Al, Mg, Na, K), les éléments sidérophiles (Fe, Ni, Cr) ainsi que les terres rares légères (Ce) et dans une moindre mesure par l'uranium.

## 6.3) L'uranium

Selon Muggeridge (1995), l'uranium serait essentiellement associé à la présence de zircon, mais que ceux-ci contiendrait exceptionnellement peu d'uranium. Il ne serait donc utile que dans des cas spécifiques.

Dans la région de Guigues, les travaux d'orientation géochimique fait à partir des sédiments de ruisseaux ont montré une augmentation des teneurs en uranium de près de 75% à proximité de la kimberlite (Beaumier et Kerouac, document inédit). Dans ce dernier cas, la relation entre les terres rares (Ce) et l'uranium est assez bonne et directe.

#### 6.4) Autres traceurs

Les travaux de Shao et Liu (1989) ont montré l'intérêt d'ajouter l'arsenic et l'antimoine au cortège mentionné plus haut afin de discriminer les kimberlites diamantifères des kimberlites stériles. On note une plus forte concentration d'arsenic dans la végétation à proximité de la kimberlite de Sturgeon Lake au Saskatchewan (Dunn, 1993).

#### 6.5) Test d'orientation

Dans la région de Guigues au Témiscamingue, Beaumier et al. (1993) ont démontré une relation entre la présence de kimberlite et une anomalie multi-éléments (facteur I) comprenant des éléments sidérophiles (Cr, Ni, Mg) jumelés à des éléments lithophiles (Ba, K, P, Sr) ainsi que certaines terres rares (La, Y, Ce) dans les sédiments de ruisseaux en aval de la kimberlite. La présence du chrome est une des caractéristiques dominantes du facteur. Beaumier et al. (1993) rapporte aussi que, dans l'esker de Ville-Marie, la chromite originaire de la kimberlite de Guigues est spatialement associée à la présence de pyrope mauve. De plus, ces deux minéraux sont présents dans l'esker sur près de quarante kilomètres vers le sud. Dans le levé de sédiments de ruisseau régional effectué dans le même secteur (Beaumier, 1992), les anomalies géochimiques en chrome indiquent aussi cette dispersion. Ceci suggère une remobilisation de la dispersion de l'esker par les sédiments de ruisseaux ou une remobilisation du till par les sédiments de ruisseaux. Dans un cas comme dans l'autre, ceci implique que le till et/ou l'esker présenterait une dispersion suffisamment grande et contrastée pour permettre la persistance du signal géochimique dans le milieu fluvial.

On peut donc avancer sans trop exagérer qu'une certaine expression géochimique des kimberlites est mobilisée dans le système de drainage et que celui-ci pourrait subsister jusque dans le bassin lacustre. Il serait donc possible d'utiliser les

méthodes géochimiques de l'environnement secondaire, tels que les sédiments de ruisseaux et même les sédiments de lacs, pour la définition de cibles d'exploration pour les kimberlites.

#### 6.6) Région du Grand Nord du Québec

La région du Grand-Nord du Québec localisée entre le 55<sup>e</sup> et le 61<sup>e</sup> parallèle a fait l'objet d'un vaste levé de sédiments de fonds de lacs au cours de l'été 1997 comprenant plus de 26 000 échantillons (Coty et al., 1997). La maille est d'un échantillon au 13 km<sup>2</sup>. Cette région renferme les couloirs structuraux de Tasiat-Allemand, de Richmond et de Saindon-Cambrien (Fig. 1). La figure 31 montre des cartes du Ni, du Cr, du Ba et du Ce pour cette région avec les limites des trois couloirs structuraux. La distribution des éléments montre des anomalies de grande dimension couvrant entre un et plusieurs feuillets SNRC à l'échelle 1 :250 000. Dans le coin SE du levé entre le 55<sup>e</sup> et le 56<sup>e</sup> parallèle, une forte anomalie en Cr et en Ni coïncide avec la Sous-Province de l'Ashuanipi. Les autres anomalies de grande envergure reflètent probablement aussi un contrôle lithologique. Vu la nature ponctuelle et la petite dimension des intrusions de kimberlites, ce sont les anomalies ponctuelles qui présentent le plus d'intérêt pour l'exploration diamantifère. Le secteur situé entre le lac Bienville et le lac à l'Eau Claire, englobant la partie ouest du couloir de Saindon-Cambrien, comprend deux anomalies ponctuelles en Ni et plusieurs en Ba. Le Cr et le Ce ne montrent pas d'anomalies ponctuelles isolées dans ce secteur. Plus au nord, le secteur localisé au SW du lac Couture est compris dans la partie centrale du couloir d'Allemand-Tasiat. On y dénote des anomalies ponctuelles en Ni, en Cr. Le Ba et le Ce montrent plutôt de grandes anomalies avec localement quelques anomalies isolées.

#### 7.0) Secteurs d'intérêt

##### 7.1) Introduction

Nous avons présenté plusieurs données géologiques afin d'identifier de grands linéaments représentant possiblement des zones de failles importantes qui auraient pu focaliser la montée de magmas kimberlitiques dans la partie supérieure de la croûte sialique archéenne de la Province du Supérieur. Au Québec, le craton du Supérieur comprend trois champs de kimberlites : le champ de kimberlite du Témiscamingue, daté entre 147 et 159 Ma (Brummer et al., 1992b et références incluses), le champ de kimberlite de Desmaraisville, daté à 1100 Ma (Watson, 1967) et le champ de kimberlite d'Otish, non-daté. La présence de kimberlites de différents âges fait du craton du Supérieur une

province kimberlitique de type 3 (Mitchell, 1986). Les champs de kimberlite ont typiquement des diamètres d'environ 40 km et renferment entre 1 et 40 cheminées de kimberlite selon Janse (1985, 1993) ou entre 8 et 60 cheminées selon Kaminsky et al. (1995). Il y aurait globalement environ 200 champs de kimberlite (Kaminsky et al, 1995). Les champs composés de cheminées de kimberlite, comprenant les faciès sommitaux des diatrèmes, montrent des regroupements en grappes, contenant chacune de 1 à 20 intrusions (Mitchell, 1986). Les cheminées dans ces grappes sont séparées de moins de 1 km. Entre-elles, les grappes sont séparées par des distances de 2 km ou plus (Mitchell, 1986).

L'ensemble de la région étudiée a une racine lithosphérique relativement froide jusqu'à une profondeur de 210 km (Anderson et al., 1992) ou 325 km (Grand, 1994). À des profondeurs plus grandes, la racine lithosphérique froide se rétrécit et se limite à la région adjacente à la baie James (Grand, 1994). Quelques secteurs du craton du Supérieur renferment des éléments qui permettent de croire à un certain potentiel diamantifère. Le couloir de Témiscamie-Corvette représente une structure mal définie, orientée vers le NW, qui s'étend de la limite nord de la Sous-Province d'Opinaca jusqu'au SE de la ceinture parautochtone de la Province de Grenville. Elle aurait une largeur approximative de 110 km et englobe la kimberlite d'Otish, des intrusions ultramafiques et syénitiques et la plus grande partie de l'essai de dykes de Mistassini. Étant donné qu'il n'y a qu'une cheminée de kimberlite et quelques dykes kimberlitiques, identifiés par forage, il est pratiquement impossible de prédire l'alignement du champ de kimberlite pressenti. Si la structure, orientée à 290°, localisée à l'est de la cheminée (Fig. 17; Gehrish et al., 1979) représente l'alignement du champ de kimberlite, il y aurait possiblement d'autres cheminées et dykes au NW et au SE de celle-ci.

Les ilménites analysées dans la kimberlite d'Otish ont des teneurs relativement élevées en MgO (13,0 – 15,5%) et en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,5 – 3,5%), qui sont compatibles avec des conditions réductrices pour le magma (Bernier et Moorhead, en cours). Ces teneurs indiquent que cette kimberlite a un bon potentiel pour la préservation des xénocristaux de diamant lors de la montée du magma vers la surface (McCallum et Vos, 1993; Fipke et al., 1995). Des analyses sur une population représentative de chromite et de grenat permettraient d'établir si le magma a traversé et échantillonné un manteau fertile en diamants. Il ne semble pas que ce soit le cas, car l'échantillon en vrac de 7 tonnes, pris dans la cheminée, ne contient pas de diamant (DITEM Explorations, communiqué de presse du 13 novembre 1999). Gurney et Zweistra (1995) mentionnent que les compositions des ilménites sont utiles pour évaluer la préservation de

diamants seulement dans des kimberlites diamantifères. Dans des cas où elles sont non-diamantifères, les compositions d'ilménites sont sans importance. Néanmoins, généralement un champ de kimberlite renferme plusieurs cheminées qui peuvent avoir des concentrations très variables en diamant (Janse, 1993). Il suffirait que le manteau supérieur dans ce secteur soit hétérogène sur une échelle kilométrique dans son contenu diamantifère pour que les autres kimberlites présumées du champ de kimberlite d'Otish aient un contenu en diamant différent.

## 7.2) Zones d'intérêt limitrophes au craton du Supérieur

Vers le SE de la kimberlite d'Otish, le couloir de Témiscamie-Corvette recoupe la ceinture parautochtone du Grenville qui renferme presque exclusivement des roches archéennes avec localement une suremprise tectonométamorphique à 1100-1000 Ma (Hocq, 1994). Dans ce secteur, la ceinture parautochtone renferme des intrusions ultramafiques localement riches en phlogopite ( $\leq 15\%$ ) (carte no.1; Chown, 1971b). Ce secteur pourrait contenir des intrusions de lamproïtes, possiblement diamantifères. Les lamproïtes sont localisées généralement le long de la marge des cratons ou dans des régions des ceintures mobiles accrétées autour des cratons possédant une croûte épaisse ( $> 40-55$  km) et une lithosphère épaisse ( $> 150-250$  km) (Mitchell, 1991). En Australie, l'intrusion de lamproïte diamantifère d'Argyle est localisée dans une ceinture orogénique en bordure du craton archéen à environ 50 km d'intrusions de kimberlite. L'exploration pour des lamproïtes diamantifères pourrait être difficile, car ces roches ne renferment pas les mêmes assemblages diagnostiques que les kimberlites diamantifères (Scott Smith, 1992). En effet, les lamproïtes ont un contenu beaucoup plus faible en minéraux indicateurs que les kimberlites (Scott Smith, 1992). La lamproïte d'Argyle en Australie, très riche en diamant, ne renferme pas de pyrope chromifère de type G10 et les chromites ont généralement des teneurs en Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> inférieures à 60% (Fig. 27), en dehors du champ des chromites contenues en inclusions dans les diamants (Fipke et al., 1995). Les lamproïtes sont des roches de nature ultrapotassique ( $K_2O/Na_2O > 3$ ) avec de fortes teneurs en K<sub>2</sub>O (6,6-10,4%), en Ba ( $> 2 000$  ppm, communément 5 000 ppm), en Zr ( $> 500$  ppm) et en Sr ( $> 1 000$  ppm) et comportent des teneurs modérément élevées en MgO (8,4-12,3%) et en Ni (420 ppm) (Mitchell, 1991; Fipke et al., 1995). Malgré la faible abondance de minéraux indicateurs, cette combinaison peu commune d'éléments en fait, peut-être, une cible potentiellement détectable par des levés de sédiments de ruisseaux ou de fonds de lacs suffisamment détaillés. Par contre, Fipke et al. (1995) soulignent que les traînées de dispersion géochimique pour ces éléments,



comprenant des valeurs anormales, s'étendent rarement de plus que quelques centaines de mètres au-delà de l'intrusion kimberlitique ou lamproïtite. Une traînée de dispersion géochimique dans les sédiments de ruisseaux en aval de la direction d'écoulement glaciaire de la kimberlite de Guigues, a été observée sur des distances entre 1 km (Beaumier et al., 1994) et 10 km (Beaumier et al., 1993). En Chine, une étude de la dispersion géochimique dans les sédiments de ruisseaux en aval d'une kimberlite a démontré que de très fortes anomalies multi-éléments sont visibles sur une distance de 400 m et que des anomalies sporadiques sont visibles jusqu'à une distance de 1,6 km (Shao et Liu, 1989). Il faut souligner que des levés de géochimie de till effectués par la Commission Géologique du Canada dans le Craton de l'Esclave au début des années soixante-dix ont permis d'identifier plusieurs anomalies en Cr et en Ni dans le secteur du lac de Gras (Allan et al., 1973; Pell, 1997). Ce secteur coïncide bien sûr avec les kimberlites fortement diamantifères du lac de Gras des propriétés de BHP/DiaMet et de Aber/Diavik.

La portion de la ceinture parautochtone du Grenville, englobée par les couloirs de Waswanipi-Saguenay, de Mégiscane-Chasseur et du Témiscamingue, pourrait également contenir des lamproïtes. En outre, la portion de la Province de Grenville englobée par la zone structurale du lac Témiscamingue de Brummer et al. (1992b) contient des intrusions ultramafiques à phlogopite, localement diamantifères (Simandl, 1990; Brack, 1996, 1998). La Province du Supérieur se poursuit sous les roches paléoproterozoïques de la Fosse de l'Ungava et de la Fosse du Labrador et a été remontée à la surface dans les zones internes de ces orogènes protérozoïques par des failles de chevauchement et des grands plis droits (St-Onge et Lucas, 1992; Machado et al., 1989). Ainsi, le craton du Supérieur est cerné par une large bande renfermant des roches archéennes remobilisées au cours d'orogènes protérozoïques et pourrait potentiellement renfermer des intrusions de lamproïtes.

### 7.3) Distances entre les champs de kimberlite

Janse (1985, 1993) mentionne qu'à l'échelle planétaire la distance moyenne entre les principaux champs de kimberlite est de l'ordre de 400 km, mais, dans certains cas, elle peut être nettement inférieure. Les figures 6 et 28 montrent la distribution des champs de kimberlite en Afrique du Sud. Les distances entre plusieurs champs peuvent être moindres que 400 km et, dans certains cas, il y a même empiètement d'un champ sur l'autre. Gurney (1989) émet d'importantes réserves sur la distance interchamps de 400 km pour les champs de kimberlite du craton de Kaap Vaal, car plusieurs kimberlites de nature distincte sont localisées beaucoup plus près l'une de l'autre que 400 km. De

plus, Gurney (1989) mentionne qu'il n'existe pas de carte montrant l'ensemble des localisations de kimberlites de ce craton.

Nous avons utilisé la figure de distribution des champs de kimberlites de l'Afrique australe de Mitchell (1986) pour compiler les distances individuelles entre un champ et les champs adjacents (Fig. 28; tableau 4 et 5). Il semble y avoir une distribution bimodale des distances, avec un maximum entre 200 et 250 km et un autre maximum entre 450 et 500 km (Fig. 29). La distance interchamp moyenne pour les kimberlites de l'Afrique australe est de 375 km (Tableau 4). Les champs de kimberlites localisés dans le craton de Kaap Vaal en Afrique du Sud semblent être répartis le long de trois bandes orientées E-W, séparées l'une de l'autre par environ 350-400 km. À l'intérieur de chacune des bandes, les champs sont localisés plus près l'un de l'autre que la distance moyenne de 375 km pour l'ensemble de l'Afrique du Sud (Fig. 30). La bande la plus au sud (no. 1) comprend les champs de Barkly West, de Kimberley, de Winburg, de Kroonstadt et Northern Lesotho. La moyenne des distances entre les champs adjacents pour la bande sud est de 184 km. Dawson (1980) mentionne que les kimberlites de la partie sud du craton sont associées avec des fractures et des dykes orientés majoritairement E-W et WNW-ESE, plusieurs autres sont orientés vers le NE, le N et le NW. La bande médiane (no. 2) comprend les champs de Tsabong, de Jwaneng, de Swartruggens, de Premier et de Dokolwayo. La moyenne des distances entre les champs adjacents le long de la bande médiane est de 230 km. Des intrusions alcalines localisées à proximité des champs de Swartruggens et Premier semblent être distribuées le long d'un axe orienté WNW-ESE, subparallèle à la bande médiane de kimberlites. Les dykes de kimberlites du champ de Swartruggens sont orientés E-W (Dawson, 1980), parallèles à la bande et à l'alignement des intrusions alcalines. La bande la plus au nord (no. 3) comprend les champs de Orapa, de Colossus et de Venetia. La moyenne des distances entre les champs le long de la bande nord est de 323 km. La moyenne des distances entre les champs pour l'ensemble des champs de kimberlite situés dans ces trois bandes est de 223 km, ce qui correspond au mode de l'une des deux populations visibles dans l'histogramme de la figure 29. L'autre mode de la distribution bimodale est de 450-500 km, ce qui se rapproche des distances entre les trois bandes et de la distance interchamps des kimberlites hors-craton. Les distances entre les champs de kimberlites localisés le long de ces trois bandes sont inférieures à la séparation entre les trois bandes (350-400 km) et à la moyenne de l'ensemble des distances interchamps pour l'Afrique du Sud (375 km). Un espacement plus serré (223 km) pour les champs de kimberlite localisés le long de ces trois bandes comparativement à la distance de 350-400 km qui sépare les bandes semble expliquer la

distribution bimodale pour les distances interchamps de l'ensemble de l'Afrique du Sud. Les études sur le contrôle structural des kimberlites en Afrique du Sud (Dawson, 1970; White et al., 1995) indiquent que les kimberlites sont généralement alignées parallèlement et orthogonalement au graben de Ventersdorp, d'âge protérozoïque, orienté vers le NE. Il semble que les trois bandes de kimberlites, orientées E-W, décrites ci-dessus ne correspondent pas à des structures connues.

En Angola, les quatre champs de kimberlite localisés le long du couloir de Lucapa sont séparés par une distance moyenne d'environ 320 km (White et al., 1995). Le champ adjacent au Congo est localisé à environ 400 km plus au NE (Fig. 32; Janse 1985; Mitchell, 1986).

L'étude de Kaminsky et al. (1995) sur les kimberlites du craton sibérien, situé dans la province de Yakutie en Sibérie orientale, montre que la plupart des champs de kimberlite sont alignés dans une zone de direction NE d'environ 1000 km de longueur. Les autres champs sont distribués le long de la marge nord du bouclier d'Anabar. La distance inter-champ moyenne pour tous ces champs est de l'ordre de 92 km (carte de Kaminsky et al., 1995). Les champs de kimberlite situés dans la partie NW de la Russie et en Finlande sont distants d'environ 210 km en moyenne (données de White et al., 1995). Par contre, les kimberlites du craton de l'Esclave dans les Territoires du Nord-Ouest (Fig. 33) ne présentent pas les types de distribution observés ailleurs dans le monde. En effet, les kimberlites ne semblent pas définir des champs de 40 km de diamètre bien circonscrits. Ce craton est relativement petit, ne faisant que 630 km dans la direction N-S et 430 km dans la direction E-W.

#### 7.4) Champs de kimberlite du Québec et de l'Ontario

Six champs de kimberlite sont connus au Québec et en Ontario (Fig. 19).

- 1) Le champ de la rivière Attawapiskat est localisé en Ontario dans les sédiments paléozoïques à l'ouest de la baie James (Sage, 1996). Il est contenu dans la zone structurale du lac Témiscamingue (Sage, 1996). Ce champ comprend deux secteurs comprenant des kimberlites. Le premier, centré sur la rivière Attawapiskat, comprend 19 cheminées de diatrèmes kimberlitiques distribuées dans une zone de forme elliptique, orientée vers 335°, longue de 36 km et d'une largeur de 18 km. Le deuxième est localisé à 110 km vers l'WSW, près du lac Missisa, et contient seulement une intrusion d'affinité kimberlitique (Sage, 1996).
- 2) Le champ du Témiscamingue, localisé surtout en Ontario, est centré sur la zone de rift du Témiscamingue. Il forme une zone elliptique, allongée vers le NNW à 340°, de 125 km de long par environ 40 km de large (Brummer et al., 1992b; Pegg, 1993; Sage, 1996). Il est englobé par la zone structurale du lac Témiscamingue (Brummer et al., 1992b). Les kimberlites sont regroupées dans deux secteurs, celui de Kirkland Lake au nord et celui de Cobalt au sud. Trois cheminées de diatrème du secteur de Cobalt sont localisées au Québec. Le champ renferme au total 17 cheminées de diatrèmes et 12 occurrences de dykes, localement diamantifères (Sage, 1996). Plusieurs cheminées et dykes ont été datés, les âges se distribuent entre 125 et 159 Ma (Brummer et al., 1992b; Sage, 1996)
- 3) Le champ de Belleville est localisé au NE du lac Ontario dans les sédiments paléozoïques des Basses Terres du St-Laurent, et est englobé par la zone structurale du Lac Témiscamingue (Brummer et al., 1992b; Sage, 1996). Il comprend deux dykes de moins de 70 cm d'épaisseur recoupant des calcaires ordoviciens. Ces dykes ont été datés à 170 et 173 Ma par la méthode K-Ar sur des phlogopites (Barnett et al., 1984).
- 4) Le champ de Desmaraisville (Fig. 14) est localisé dans la partie centre-nord de la Sous-Province de l'Abitibi, à environ 125 km à l'WSW de la ville de Chibougamau. Il forme une zone elliptique, allongée vers le NW à 310°, de 55 km de long par 40 km de large. Les cheminées de kimberlite sont concentrées dans deux secteurs, celui du canton d'Ailly au nord et celui du canton Le Tac au sud. Ce champ renferme 5 cheminées de kimberlite et de brèche kimberlitique de faciès hypabyssal (Tableau 2), localement diamantifères, ainsi qu'une multitude de minces dykes, généralement de moins de 1 m de d'épaisseur. Un dyke a été daté à 1100 Ma (Watson, 1967) à proximité de la mine Coniagas, dans le canton Le Sueur.
- 5) Le champ d'Otish est localisé dans la partie est de la Sous-Province de l'Opatika, sur le flanc nord de la partie occidentale du bassin des monts Otish. Il comprend une cheminée de brèche kimberlitique diamantifère et quelques minces dykes de moins de 30 cm d'épaisseur (DITEM, 1997; Gehrisch et al., 1979).
- 6) Le champ des Torngat est localisé sur la côte NE de la baie d'Ungava dans le secteur du Fjord d'Abloviak (Digonnet et al., 1996a). Une douzaine de dykes de kimberlite, d'une épaisseur maximale de 2 m, ont été découverts dans ce secteur (Digonnet, 1997; Digonnet et al.,

1996a,b). Un macrodiamant de qualité gemme a été découvert. Ces dykes ont été datés par la méthode Ar/Ar sur des phlogopites à  $544 \pm 12$  Ma (Digonnet et al., 1996a).

- 7) Le secteur de Wawa est localisé à l'intersection de la zone structurale de Kapuskasing avec le lac Supérieur. Il n'y a pas de kimberlites connues dans cette région. Par contre, de nombreux minéraux indicateurs et quelques diamants ont été identifiés dans les dépôts meubles de ce secteur, ce qui laisse présager la présence de kimberlites (Sage, 1996).

### 7.5) Zones d'intérêt du craton du Supérieur

Les distances entre les champs de kimberlite adjacents de la Province du Supérieur sont présentées au tableau 6. La moyenne des distances est de 449 km. En combinant les couloirs structuraux de cette étude avec un espacement d'environ 400 km entre les champs de kimberlites, les champs de kimberlites non-découverts pourraient être localisés dans les secteurs suivants (Fig. 34) :

- 1) Le secteur localisé entre le village de Wemindji et le barrage hydroélectrique LG2, à l'extrémité ouest du couloir de Wemindji-Caniapiscau, est situé à 420 km au NNW des kimberlites de Desmaraisville et à 410 km au NW de la kimberlite d'Otish. De plus, ce secteur est localisé à environ 385 km à l'est du champ de kimberlite de la rivière Attawapiskat situé dans la partie ontarienne des Basses Terres de la baie James. Ce secteur est également localisé dans le prolongement NNW de la partie médiane de la Zone Structurale de Kapuskasing (Portella, 1980), riche en intrusions de carbonatite (Sage, 1991). Les études de tomographie sismique indiquent que la région limitrophe de la baie James possède une racine lithosphérique relativement froide et profonde. Des permis d'exploration ont été pris par Monopros dans le secteur du village de Wemindji.
- 2) Les grabens contenant les sédiments siliciclastiques protérozoïques de la Formation de Sakami situés le plus à l'est le long du couloir de Wemindji-Caniapiscau, adjacents au réservoir hydroélectrique LG4, sont situés à environ 400 km à l'ENE du village de Wemindji et à 230 km au nord de la kimberlite d'Otish. Les distances entre les champs de kimberlite du couloir de

Témiscamingue sont de 625 km pour les champs d'Attawapiskat-Témiscamingue et de 475 km pour ceux de Témiscamingue-Belleville. Ainsi, la portion orientale du couloir de Wemindji-Caniapiscau, entre les réservoirs hydroélectriques LG4 et la Fosse du Labrador, pourrait être intéressante pour l'exploration de kimberlites. Il semble que le prolongement vers le NE d'une ligne liant les champs du Témiscamingue, de Desmaraisville et d'Otish intersecte l'extrémité est du couloir de Wemindji-Caniapiscau, là où celui-ci intersecte la Fosse du Labrador (Fig. 34).

- 3) La partie ouest du couloir de Saindon-Cambrien, dans le secteur du graben de Mildred au nord du lac Bienville, centré sur le lac Saindon, est située à environ 400 km au nord de la kimberlite d'Otish et à environ 410 km au NE du secteur du village de Wemindji. Le linéament de Saindon-Cambrien pourrait représenter une structure analogue aux linéaments structuraux notés en Angola, en Namibie et en Afrique du Sud qui comprennent des intrusions alcalines dans la partie la plus proche de la croûte océanique et des kimberlites dans l'extension du linéament vers le craton (Mitchell, 1986). Ce secteur a été couvert par les projets d'exploration diamantifère de Monopros Ltd. (Gaudreau et Perreault, 1995) et d'Ashton Mining Canada – SOQUEM (SOQUEM, 1997).
- 4) Le secteur localisé à environ 400 km au nord du secteur du graben de Mildred, dans le couloir d'Allemand-Tasiat, est situé au cœur de la péninsule de l'Ungava, entre les 58<sup>e</sup> et 59<sup>e</sup> parallèles. Ce secteur s'étend du village d'Inukjuak sur la baie d'Hudson jusqu'au village de Tasiujaq dans la baie aux Feuilles, en bordure de la baie d'Ungava. Cette vaste zone englobe la portion sud du couloir d'Allemand-Tasiat qui renferme des intrusions de syénite à néphéline et de carbonatite (Percival et al., 1995, 1996). Les échantillons de sédiments de fonds de lacs de la partie sud du couloir renferment des anomalies ponctuelles de Ni et Cr (Fig. 31). La présence de masses de pyroxénite et de péridotite jusqu'à 2 km de largeur observées dans les granitoïdes de cette région (Percival et al., 1995, 1996) pourrait expliquer ces anomalies géochimiques. À ce que l'on sait, ce secteur ne semble pas avoir fait l'objet

d'exploration détaillée pour les kimberlites.

Cette approche est probablement trop simpliste pour la localisation de champs de kimberlite et ne doit être vue que comme un exercice empirique permettant une extrapolation sommaire. Elle n'est appuyée que sur l'information disponible, très fragmentaire, représentée par la position de 5 champs de kimberlite connus du Bouclier Canadien renfermant au total 42 cheminées et de nombreux dykes. Compte tenu du faible nombre de cheminées de kimberlite découvertes dans le craton du Supérieur comparativement aux 150 kimberlites du craton de l'Esclave (Pell, 1997) et aux 580 kimberlites du sud de l'Afrique (White et al., 1995), 2000 selon Gurney (1989), il est évident qu'il serait téméraire de prétendre que l'espacement des champs de kimberlite du craton du Supérieur est de l'ordre de 450 km. Néanmoins, cette distance se compare bien à la distance globale inter-champs de 400 km préconisée par Janse (1985, 1993), la moyenne de 375 km pour les distances inter-champs en Afrique australe et la moyenne d'environ 340 km pour les distances inter-champs du craton du Congo. Aucune interpolation avec les dykes de kimberlite des Torngat n'a été faite étant donné qu'ils sont localisés à l'extérieur de la Province du Supérieur, près d'un autre craton, soit celui du Nain.

Le secteur no. 1 à l'ouest du village de Wemindji (Fig. 34), identifié à partir d'une interpolation plus ou moins équidistante d'environ 400 km à partir des champs de kimberlite de Desmaraisville, d'Otish et d'Attawapiskat qui intersecte le couloir structural de Wemindji-Caniapiscau nous semble le mieux appuyé. De plus, il est situé sur le prolongement de la Zone Structurale de Kapuskasing, riche en intrusions alcalines et dans la zone de transition entre 2 réseaux de fracturation dominants (Portella, 1980) qui pourrait représenter une structure transversale, propice à la mise en place de kimberlites dans le couloir de Wemindji-Caniapiscau. Ce secteur est également situé le plus près de la baie James, là où les études de tomographie sismique indiquent que la racine lithosphérique est la plus froide.

Les secteurs 2, 3 et 4 (Fig. 34) ont la particularité d'être situés dans des couloirs ou des linéaments qui possèdent des intrusions alcalines généralement concentrées dans la portion la plus près de la marge du craton. Cette morphologie n'est pas sans rappeler les champs de kimberlite et les intrusions alcalines localisés le long de linéaments en Namibie et en Angola (Figs. 6 et 7). Dans ce cas, les kimberlites localisées près de la marge du craton sont généralement faiblement diamantifères alors que les kimberlites localisées plus près du centre sont généralement plus riches en diamant (Fig. 30; Janse,

1985; White et al., 1995). Ainsi, le contenu diamantifère des kimberlites peut changer le long d'un même linéament. Dans le craton du Congo, les kimberlites et les roches alcalines sont localisées le long d'un linéament orienté vers le NE (Figs. 32 et 35) désigné comme le couloir de Lucapa (White et al., 1995). Les kimberlites sont pour la plupart localisées dans des zones d'intersection entre le couloir et des failles transversales (White et al., 1995). Le champ de kimberlite de Nova Lisboa ne contient pas de diamant, alors que les kimberlites de Luanda et Mbuji Mayi, localisées plus près du centre du craton, en contiennent (Fig. 7; Janse, 1985; White et al., 1995). Si la même distribution et variation dans les kimberlites existent dans la Province du Supérieur, les portions des couloirs de Allemand-Tasiat, de Saindon-Cambrien et de Wemindji-Caniapiscau localisées le plus près du centre du craton seraient les plus propices aux kimberlites diamantifères. Dans ce sens, il serait intéressant de connaître pour un même couloir, celui du Témiscamingue, si la chimie des minéraux indicateurs et le contenu diamantifère est meilleure pour le champ d'Attawapiskat comparativement à celui du Témiscamingue. Les études de tomographie sismique (Grand, 1987, 1994; Anderson et al., 1992) suggèrent l'existence d'une racine lithosphérique plus froide et plus profonde dans la région de la baie James comparativement avec la région plus au sud. Ceci pourrait suggérer un potentiel diamantifère plus élevé des kimberlites d'Attawapiskat par rapport à celles du Témiscamingue.

La région localisée entre les couloirs de Wemindji-Caniapiscau et Saindon-Cambrien, particulièrement le quadrilatère défini par les réservoirs hydroélectriques LG3 et LG4 et les grabens de Mildred et Gayot, présente quelques caractéristiques intéressantes pour l'exploration de kimberlites. Cette région est parcourue par de grandes failles et linéaments orientés subparallèlement aux couloirs (Figs. 10 et 11). Des datations de zircons par la méthode U-Pb provenant d'une volcanoclastite felsique contenue dans la ceinture volcanosédimentaire de Coulon (feuillelet SNRC 23M/03) (Simard et al., 1998; Labbé et al., 1998) a donné des âges préliminaires compris entre 2940 Ma et 3200 Ma (Jean David, communication personnelle, 1999). L'âge plus jeune pourrait être un âge de cristallisation, l'âge plus ancien pourrait provenir d'un zircon hérité (Jean David, communication personnelle, 1999). Les gneiss tonalitiques encaissants ont rapporté un âge U-Pb préliminaire sur zircons de 2810 Ma (Jean David, communication personnelle, 1999). Cette ceinture est localisée à la jonction de la Sous-Province de La Grande, à l'ouest, et le domaine de Goudalie au nord (Simard et al., 1998). Ces âges indiquent que des lambeaux du Complexe de Langelier observés plus à l'ouest dans le secteur de LG2 et LG3 (Goutier et al., 1998a,b; Gauthier et al., 1997) pourraient s'étendre plus à l'est sur des distances importantes et former une

composante lithotectonique importante de la Sous-Province de La Grande. Au nord, la Sous-Province de La Grande passe progressivement au domaine de Goudalie. Des datations de 2900 et 3100 Ma ont été obtenues sur des zircons provenant de gneiss tonalitique dans le domaine de Goudalie au nord de la rivière aux Feuilles (Percival et al., 1996). Des lambeaux de socle gneissique tonalitique plus anciens que 2800 Ma pourraient être distribués sur l'ensemble de la Sous-Province de La Grande et du domaine de Goudalie. La présence d'un socle archéen aussi ancien qu'environ 2940 Ma dans le secteur de la ceinture de Coulon et des grandes failles ENE-WSW font de la région localisée entre les couloirs de Wemindji-Caniapiscou et de Saindon-Cambrien une région intéressante pour l'exploration de kimberlites.

### 7.6) Structures transversales

Dans le craton du Congo et la partie nord du craton de l'Europe de l'Est, les kimberlites sont localisées à l'intersection de failles et de linéaments transversaux à la structure principale (White et al., 1995; Kaminsky et al., 1995). Une étude de photos aériennes et d'images de télédétection permettrait d'identifier des structures similaires dans les couloirs de Wemindji-Caniapiscou, de Saindon-Cambrien et d'Allemand-Tasiat, possiblement situées à l'intérieur ou à proximité des secteurs identifiés. Portella (1980) a fait une étude des linéaments de télédétection à grande échelle de la partie nord de la Province du Supérieur. Sa compilation est présentée à la Fig. 10. Dans le secteur no. 1 situé entre Wemindji et LG-2, on ne retrouve qu'une faible quantité de linéaments, transversaux au couloir de Wemindji-Caniapiscou, orientés vers le NW à 320° et le NE à 40° entre les 77° et 78° longitudes. La portion localisée plus près de la baie James ne semble pas contenir de linéaments.

La portion du secteur no. 2 située entre LG-4 et Caniapiscou renferme plusieurs types de structures transversales (Fig. 10). À l'ouest près du réservoir LG-4, il y a quelques grands linéaments orientés vers le NE à 40°. Dans la partie centrale de la zone 2, entre les 72° et 73° longitudes, la faille de la Rivière La Grande, orientée ENE, est morcelée en échelons, progressivement décalés vers le nord (Figs. 10 et 12). Un grand linéament orienté vers le NE à 40° coïncide avec cette zone (Fig. 10). La partie orientale du secteur no. 2 est recoupée par plusieurs grands linéaments importants orientés vers le NNE à environ 25° qui forment le réseau dominant de la Sous-Province d'Ashuanipi (Fig. 10).

Le secteur no. 3, localisé dans le couloir de Saindon-Cambrien, est recoupé par quelques linéaments transversaux. Dans sa partie occidentale, située au nord du lac Bienville, des linéaments orientés vers l'ESE à environ 120° recoupent le couloir. Ces

linéaments forment le réseau dominant plus à l'ouest dans la région du Golfe de Richmond. La partie orientale du secteur no. 3, localisée autour du graben de Gayot, est recoupée par 2 réseaux de linéaments et de failles bien développés, orientés vers le NNE et NW (Portella, 1980; Simard et al., 1998; Labbé et al., 1998). Celui orienté vers le NW à 310°-320° est bien développé entre les grabens de Gayot et Mildred. Le réseau de linéaments, orientés vers le NNE à environ 25°, est particulièrement bien développé au SE du bassin de Gayot jusqu'au lac Cambrien. La région au sud du bassin de Gayot a été cartographiée en 1998 par Simard et al. (1998) (Fig. 36). Elle comprend 2 réseaux de failles tracées grâce à des linéaments aéromagnétiques et/ou Landsat correspondant aux réseaux de linéaments décrits ci-dessus. Les deux réseaux convergent dans une zone située au sud du bassin de Gayot (Fig. 36; Labbé et al., 1998). Des dykes de diabase et, localement, de pyroxénites sont disposés parallèlement aux failles, particulièrement celles du réseau NE (Simard et al., 1998). Les dykes sont peu déformés et métamorphisés, ils sont interprétés comme étant d'âge Protérozoïque (Simard et al., 1998). Les failles sont marquées par des zones de mylonites et d'altération hématitique qui réorientent la foliation régionale, indiquant une composante tardive importante (Simard et al., 1998). La disposition des enveloppes lithologiques et la position de segments de failles de part et d'autre de l'une de ces failles NNE, la faille Vaujourn, suggère une composante de mouvement dextre (Fig. 36). Par contre dans le graben de Gayot, la majorité des failles, orientées vers le NE entre 25° et 40°, qui découpent le contact entre les sédiments de la Formation de Sakami et le socle archéen sous-jacent, ont des mouvements apparents senestres (Orr, 1977, 1979; Gehrisch, 1987). Les indicateurs cinématiques observés sur le terrain dans les zones de faille NNE semblent être majoritairement senestres (Martin Simard, communication personnelle, 1999).

Le réseau de linéaments orientés vers le NE à 20-30° domine dans la Sous-Province d'Ashuanipi. Il se prolonge vers le nord jusque dans le secteur du lac Cambrien et au sud jusqu'au bassin d'Otish (Fig. 37; Portella, 1980). Plusieurs des failles associées au Front du Grenville à l'est de la Sous-Province de l'Abitibi sont parallèles à ce réseau. Portella (1980) souligne que ce réseau est subparallèle à la zone tectonique de Kapuskasing et aux failles de la région du lac Nipigon (Fig. 38). Comme le souligne Portella (1980), la zone tectonique de Kapuskasing est séparée de l'extension sud du réseau 20-30° de la Sous-Province d'Ashuanipi par une distance de 400 km, ce qui correspond approximativement à la distance inter-champs pour les kimberlites du craton du Supérieur. Portella (1980) interprète que la zone tectonique de Kapuskasing et le réseau de failles orientées vers le NNE à 20-30° dans la partie est de la Province du Supérieur ont subi un mouvement décrochant dextre qui a formé un réseau

de failles de riedel de type R, orienté à 50-60°, disposées en échelon entre les deux structures NNE limitrophes (Fig. 38). Des dykes de diabase de l'essai de Preissac, maintenant désigné comme l'essai de Bicotasing (Buchans et al., 1993), auraient par la suite envahi le réseau de failles de riedel (Portella, 1980). L'étude de West et Ernst (1991) sur la distribution des dykes de diabase de l'essai de Matachewan de part et d'autre de la Zone Tectonique de Kapuskasing a permis de démontrer qu'il y a eu un mouvement dextre apparent d'environ 60-80 km le long de la zone. Les dykes de Matachewan ont été datés à 2452  $\pm$  3/-2 Ma (Heaman, 1989; cité dans Buchan et al., 1993). La zone tectonique de Kapuskasing a une histoire tectonique complexe comprenant des failles inverses, normales, dextres et senestres qui ont accomodé un raccourcissement de 27 km et un déplacement global dextre (Percival et West, 1994). Deux périodes de magmatisme alcalin ont été reconnues dans la zone. La première comprend deux complexes alcalins, datés à 1885 Ma par la méthode U-Pb sur des zircons, qui sont légèrement affectés par la déformation subhorizontale dextre. La deuxième comprend des intrusions alcalines et des lamprophyres, datés entre 1145 et 1015 Ma, qui sont distribués près des failles mais sont peu déformés (Percival et West, 1994). Cette déformation aurait perduré pendant plusieurs centaines de millions d'années au Protérozoïque. Selon Percival et West (1994) une partie importante aurait culminé autour de 1900 Ma. Si le réseau de failles et de linéaments orientés vers le NNE de la partie est de la Province du Supérieur est comparable, du moins en partie, à la structure du Kapuskasing, ce réseau pourrait être caractérisé par un mouvement décrochant dextre d'âge Protérozoïque et une zone de perméabilité au magmatisme alcalin. Le prolongement vers le sud du réseau NNE vers le sud intersecte les couloirs de Témiscamie-Corvette, de Waswanipi-Saguenay et de Mégiscane-Chasseur le long du Front de Grenville. La syénite à néphéline des monts Témiscamie et le complexe de carbonatite du lac Mercier sont localisés là où les couloirs intersectent le réseau NNE.

Le secteur no. 4, localisé dans le couloir d'Allemand-Tasiat, est situé au nord de la région étudié par Portella (1980). Nous ne connaissons pas d'étude de télédétection couvrant ce territoire. Il existe des failles d'envergure orientées E-W concentrées dans la partie est de la Péninsule de l'Ungava (Fig. 1; Avramtchev, 1986). L'intrusion syénitique à néphéline, localisée dans la partie sud du couloir, est située près d'une faille E-W (Percival et al., 1995).

## 8.0) Discussion

Au Québec, il semble que les trois champs de kimberlite de la Province du Supérieur (Témiscamingue, Desmaraisville et Otish) soient

alignés le long d'un axe NE, orienté approximativement à 45°. Le prolongement de cet axe intersecte la partie est du couloir de Wemindji-Caniapiscou dans le secteur localisé entre le réservoir hydroélectrique Caniapiscou et la Fosse du Labrador. Dans le craton du Supérieur, il est intéressant de noter que les distances entre les champs du Témiscamingue, de Desmaraisville et d'Otish (315 et 380 km) sont inférieures à la moyenne globale du craton (449 km). Ainsi, l'axe NE renfermant ces trois champs pourrait être un analogue d'une des trois bandes de kimberlites du craton du Kaap Vaal en Afrique du Sud dans lesquelles les champs de kimberlite sont plus rapprochés que pour l'ensemble du craton. Au Québec, les champs de kimberlite de la Province du Supérieur sont localisés relativement près de la marge du craton. Ainsi, le champ du Témiscamingue est situé à environ 45 km du Front de Grenville, celui de Desmaraisville est localisé à environ 90 km du Front et la kimberlite d'Otish à environ 50 km du Front. Si la distribution des kimberlites diamantifères de la Province du Supérieur est comparable à celle des cratons de l'Esclave et du Congo, le contenu diamantifère des kimberlites devrait augmenter de la bordure vers le centre du craton. Par contre, les kimberlites diamantifères dans le craton du Kaap Vaal ne sont pas toutes concentrées au centre du craton, plusieurs étant localisées près de la marge comme les champs de Kimberley et d'Orapa.

Si l'espacement postulé d'environ 450 km pour les champs de kimberlite du craton du Supérieur s'avère exact, la partie ouest de la Province du Supérieur, localisée au nord du lac Supérieur, pourrait en contenir d'autres. L'intersection de l'arc de cercle de 400 km de rayon, ayant comme centre le champ de kimberlite d'Attawapiskat, avec celui ayant comme centre le champ de kimberlite présumé de la région de Wawa, serait une région localisée au nord du lac Nipigon et au sud de la rivière Attawapiskat (Fig. 39). Cette région est localisée près de l'extrémité SE de la ceinture de carbonatite du nord-ouest de l'Ontario et au nord-ouest de la province alcaline de Coldwell (Fig. 18; Currie, 1976). Ces deux structures renferment des complexes alcalins et des carbonatites d'âge Protérozoïque (Fig. 39; Sage, 1996). Une grande portion de la partie occidentale du craton du Supérieur renferme des roches crustales antérieures à 2800 Ma, localement des roches sédimentaires clastiques reposent en discordance sur une croûte sialique plus vieille que 3000 Ma (Card et Poulsen, 1998).

Les cratons plus intensément explorés en Afrique australe, dans les Territoires du Nord-Ouest et en Sibérie orientale ne montrent pas toujours un espacement régulier bien défini (Mitchell, 1986; Pell, 1997). La valeur prédictive de l'intersection entre les couloirs structuraux définis par la présence d'intrusions alcalines et de zones d'extension crustale et d'un espacement présumé d'environ 400 km des champs de

kimberlites reste à démontrer par la découverte des prochaines kimberlites dans la Province du Supérieur. Cette approche pourrait néanmoins guider la localisation de travaux plus détaillés, tels que les levés de till régionaux, nécessaires pour l'exploration diamantifère. Il est important de souligner que les levés de till permettant de vérifier la présence de minéraux indicateurs de kimberlites sont incontournables pour évaluer le potentiel diamantifère d'une région.

En terminant, nous aimerions souligner que les intrusions ultramafiques isolées situées dans la partie est de la Sous-Province d'Opatca (carte no. 1) présentent plusieurs similarités avec l'intrusion gabbroïque isolée, cernée de granitoïdes et adjacente à la ceinture volcanique de Frotet-Evans qui renferme la minéralisation de Ni-Cu-EGP récemment découverte par Nuinsco Resources Ltd. Les intrusions ultramafiques isolées, localisées à l'ouest du bassin des monts d'Otish et celles situées près de la bande volcanique de Frotet-Evans, ont peut-être été mises en place de manière indépendante dans les couloirs de Témiscamie-Corvette et de Nottaway respectivement. Par contre, les intrusions ultramafiques isolées de ces deux secteurs sont peut-être reliées par une même structure constituée d'un grand chapelet de segments de dykes de diabase de l'essai de Preissac. Ce dyke, découpé en segments, est orienté vers le NE à 50° et se poursuit sur une distance de plus de 500 km dans les feuillets SNRC 32K, O, J, P et 33A (carte no. 1). Cette diabase n'a pas encore été datée. Une étude paléomagnétique effectuée sur un dyke orienté vers le NE, dans le feuillet 33 F/06, au sud du barrage hydroélectrique de LG2, indique un paléopôle compatible avec celui des dykes de Senneterre (Buchan et al., 1998). Les dykes de Senneterre forment un sous-ensemble de l'essai de Preissac dans la Sous-Province de l'Abitibi. Ils ont été datés à  $2214 \pm 12$  Ma (Buchan et al., 1993).

## 9.0) Conclusion

Dans cette étude, nous avons présenté une compilation des kimberlites, des intrusions alcalines et des carbonatitiques au Québec. Nous avons également présenté la distribution de grands couloirs structuraux définis par la présence de magmatisme alcalin, de bassins de rifts, d'éléments structuraux et de linéaments de télédétection. Les différents types de dykes de diabase de la région de la baie James ont été décrits.

Au Québec, la Province du Supérieur renferme trois champs de kimberlite, ceux du Témiscamingue, de Desmaraisville et d'Otish, localisés au sud du 52<sup>e</sup> parallèle. Plus de 75 % de la surface de la Province du Supérieur est localisé au nord de ce parallèle. Il n'y a pas de raison de croire

qu'il ne pourrait pas exister d'autres intrusions de kimberlite dans cette portion du craton. Nous avons postulé que la distance d'environ 400 km séparant les champs de kimberlite à l'échelle globale (Janse, 1985;1993) pouvait s'appliquer au craton du Supérieur. L'espacement des quatre champs de kimberlites du Supérieur est d'environ 450 km, soit à moins de 12 % de la distance de 400 km pressentie par Janse (1985, 1993). Tenant compte de la position des couloirs structuraux et en utilisant un espacement d'environ 400 km à partir des champs d'Attawapiskat, de Desmaraisville et d'Otish, nous avons délimité quatre secteurs où l'exploration diamantifère pourrait être priorisée. L'aire de ces secteurs représente moins de 10% de la surface du craton du Supérieur au nord du 52<sup>e</sup> parallèle. La même approche pourrait être utilisée dans la partie occidentale du Supérieur pour prioriser certains secteurs.

Les structures transversales permettraient de réduire d'avantage les secteurs d'intérêt. Nous croyons que les structures les plus importantes sont : la zone tectonique de Kapuskasing, car elle marque clairement une zone de perméabilité pour le magmatisme alcalin (Sage, 1991; Percival et West, 1994), et le réseau subparallèle de failles NNE particulièrement bien développées dans la Sous-Province de l'Ashuanipi (Portella, 1980). Ainsi, le prolongement de la zone tectonique de Kapuskasing vers le NNE intersecte le couloir de Wemindji-Caniapiscou dans le secteur du village de Wemindji, ce qui correspond à la partie est du secteur no. 1. Le réseau de failles NNE (20-30°) intersecte le couloir de Wemindji-Caniapiscou dans le secteur à l'ouest de Caniapiscou, centré sur la 71<sup>e</sup> longitude, ce qui correspond à la partie centrale du secteur no. 2. Ce réseau intersecte également la partie orientale du couloir de Saindon-Cambrien entre le bassin de Gayot et les autres bassins localisés près du lac Cambrien. Cette dernière zone comprend la partie est du secteur no. 3 mais déborde de plusieurs dizaines de kilomètres vers l'est.

Au Québec, les ceintures orogéniques limitrophes au craton du Supérieur comprennent la Fosse de l'Ungava au nord, la Fosse du Labrador à l'est et la Province du Grenville au sud. Ces zones pourraient avoir un certain potentiel de contenir des intrusions de lamproïtes.

## RÉFÉRENCES

- ALLAN, J.F., 1992. Geology and Mineralization of the Kippawa Yttrium-Zirconium Prospect, Quebec. *Exploration and Mining Geology*, vol. 1, p. 283-295.
- ALLAN, R.J. – CAMERON, E.M. – DURHAM, C.C., 1973. Reconnaissance geochemistry using lake sediments of a 36,000 square mile area of the northwestern Canadian Shield. Geological Survey of Canada, paper 72-50.
- ALIBERT, C. – ALBAREDE, F., 1988. Relationships between mineralogical, chemical and isotopic properties of some North American kimberlites. *Journal of Geophysical Research*, vol. 93, no. B7, p. 7643-7671.
- ANDERSON, D.L. – TANIMOTO, T. – ZHANG, Y.-S., 1992. Plate Tectonics and Hotspots : The Third Dimension. *Science*, vol. 256, p. 1645-1650.
- ATKINSON, W.J., 1989. Diamond exploration philosophy, practice, and promises : a review. *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference in Perth Australia*. Geological Society of Australia, Special Publication no. 14, vol. 2, p. 1075-1107.
- 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. – CLARK, T. – MARCOUX, P. – BÉLANGER, M. – WILSON, C., 1990. Cartes des gîtes minéraux du Québec – Région de la Fosse du Labrador. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 84-01, 42 pages, carte no. M-379.
- 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.
- BANDYAYERA, D. – MORIN, R., 1999. The Rocher Lake showing (the Nuinsco discovery) and the nickel-copper potential of Frotet-Evans area. Ministère des Ressources naturelles, Québec. PRO 99-06, 12 pages.
- BARAGAR, W.R.A. – MADER, U. – LE CHEMINANT, G.M., 1992. Lac Leclair carbonatic ultramafic center, Cap Smith Belt, Quebec. In : *Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 92-1C.*, p. 103-109.
- BARNETT, R.L. – ARIMA, M. – BLACKWELL, J.D. – WINDER, C.G. – PALMER, H.C. – HAYATSU, A., 1984. The Picton and Varty Lake ultramafic dikes : Jurassic magmatism in the St. Lawrence Platform near Belleville, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 21, p. 1460-1472.
- BÉDARD, L. – CHOWN, E.H., 1992. The Dolodau Dykes, Canada : an Example of an Archean Carbonatite. *Mineralogy and Petrology*, 46, p. 109-121.
- BEAUMIER, M., 1992. Géochimie des sédiments de ruisseaux. Région de Belleterre-Ville-Marie. M.E.R. MB91-28X.
- BEAUMIER, M. – KIROUAC, F., (document inédit). Signal géochimique multi-élément dans les sédiments de ruisseaux dans le secteur de la kimberlite diamantifère de Guigues. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- BEAUMIER, M. – DION, D.J. – LASALLE, P. – MOORHEAD, J., 1993. Exploration du diamant au Témiscamingue. Ministère des Ressources naturelles, Québec. PRO 93-08, 7 pages.
- BEAUMIER, M. – RIVARD, P. – LEFEBVRE, D.L., 1994. Contribution de la géochimie et de la géophysique à la recherche de diamants le long du rift du Témiscamingue. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 94-63, 18 pages.
- BÉLAND, S., 1989. Rapport d'évaluation de la propriété Montviel, canton Montviel, Québec, Corona Corporation. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 48820, 14 pages.
- 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.
- BERNIER, L. – MOORHEAD, J., (en cours). Étude pétrographique et minéralogique de la kimberlite des monts Otish. Ministère des Ressources naturelles, Québec.
- BIRKETT, T.C., 1980. Lake Mercier Carbonatite Complex. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 39037, 15 pages.



- BIRKETT, T.C. - GIRARD, R. - MOORHEAD, J. - MARCHILDON, N., 1992 - Carte géologique de la Province de Grenville à l'est de l'axe Louvicourt - Val-d'Or - Senneterre. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 92-15, 15 pages.
- BIRKETT, T.C. - CLARK, T., 1991. Géologie et potentiel métallifère de la carbonatite protérozoïque du lac Lemoyne dans le nord du Québec. Commission Géologique du Canada. Forum des travaux en cours, programme et résumés, p.20.
- BLAKE, D.A.W., 1949. Région du lac Waswanipi (Moitié Est), comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec. RP 233, 9 pages.
- BLAKE, D.A.W., 1953. Région du lac Waswanipi (Moitié Est), comté d'Abitibi-Est. Ministère des Mines, Québec. RG 59, 25 pages.
- BORDUAS, B., 1993. Historique de la découverte d'une intrusion de kimberlite dans le canton le Tac, Abitibi, Québec avec rapports d'échantillonnage, de pétrographie, de géochimie et de potentiel géologique local et régional. Explorations Minières du Nord, document interne.
- BOSSÉ, J., 1990. Les lamprophyres de la région du lac Shortt. Projet de fin d'études, Université du Québec à Montréal, 39 pages.
- BOUDREAULT, A.P., 1983. Campagne d'exploration 1982, Projet Crevier 100745-02, SOQUEM. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 40040, 53 pages.
- 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.
- BOURQUE, Y., 1994. Rapports des travaux, Projet du Lac Castignon, Nouveau Québec, Société Minière Écudor Inc.. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52771, 19 pages.
- BRACK, W., 1996. Assessment report on the Témiscamingue diamond prospect, Campeau Township, Témiscamingue County, Quebec, Canada, DITEM Explorations Inc.. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM 53918, 22 pages
- BRACK, W., 1998. Diamond drill report on the Témiscamingue diamond prospect, Campeau Township, Témiscamingue County, Quebec, Canada, DITEM Explorations. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec. GM 55658, 19 pages
- BRISSE, H., 1998. Minéralisations aurifères et potentiel minier de la région du lac Shortt. Dans : *Géologie et métallogénie du district minier de Chapais-Chibougamau*, édité par P. Pilote, Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 98-03, p. 53-59.
- BROOKINS, D.G. - WATSON, K.D., 1969. The strontium geochemistry of calcite associated with kimberlite at Bachelor Lake, Quebec. *Journal of Geology*, vol. 77, p. 367-371.
- 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.
- BRUNET, J.E., 1983 - Monopros Limited, Assessment report on 4 mining claims in Guigues township, Témiscamingue county, Quebec. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. GM 40320.
- 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.
- BUCHAN, K.L., MORTENSEN, J.K., CARD, K.D., 1993. Northeast-trending Early Proterozoic dykes of southern Superior Province: multiple episodes of emplacement recognized from integrated paleomagnetism and U-Pb geochronology. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 30, p.1286-1296.
- BUCKLE, J., 1993a. The Geophysical Response of Kimberlite Pipes. In : *Geophysical Methods in the Exploration of Kimberlites*, Short Course Notes, Haileybury School of Mines and Canadian Exploration Geophysical Society, 32 pages.
- BUCKLE, J., 1993b. Detection of Kimberlite Pipes in the Lac de Gras area with Helicopter-borne Electromagnetics and Magnetics. In : *Geophysical Methods in Exploration of Kimberlites*, Haileybury

School of Mines and Canadian Exploration Geophysical Society, 12 pages.

BURKE, K. – DEWEY, J.F., 1973. Plume generated triple junctions : Key indicators in applying plate tectonics to old rocks. *Journal of Geology*, vol. 81, p. 406-433.

BUKS, I.I., 1965. The use of geobotanical method in the search for kimberlite tubes in the Yakutian polar region. In : A.G. Chikishev (editor), *Plant indicators of Soils, rocks and subsurface Waters*. Consultants bureau, New York, p.173-175.

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.

CANADIAN MINES HANDBOOK, 1994-95. *Company Profiles*, Mountain Lake Resources Inc., p. 256.

CANADIAN MINES HANDBOOK, 1995-96. *Company Profiles*, Mountain Lake Resources Inc., p. 225.

CARD, K.D. – POULSEN, K.H., 1998. Géologie et gîtes minéraux de la province du lac Supérieur, bouclier Canadien. Dans : *Géologie des provinces précambriennes du lac Supérieur et de Grenville et Fossiles du Précambrien en Amérique du Nord*, S.B. Lucas et M.R. St-Onge coordonateurs. Commission Géologique du Canada, *Géologie du Canada* no. 7, p. 17-205.

CARD, K.D. – CIESIELSKI, A., 1986. DNAG no. 1 Subdivisions of the Superior Province of the Canadian Shield. *Geoscience Canada*, vol. 13, p. 5-13.

CARLSON, J.A. – MARSH, S.W., 1989. Discovery of the George Creek kimberlite dikes, Colorado. In : *Kimberlites and related rocks*, edited by J. Ross. Geological Society of Australia, Special Publication no. 14, p. 1169-1178.

CATY, J.L. – SIMARD, A. – LECLAIR, A., 1997. Le nouveau programme du Grand-Nord : un regard vers l'avenir. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Dans : « Vers de nouvelles découvertes », Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés, DV 97-03, p. 9.

CHANDLER, F.W. – SCHWARZ, E.J., 1980. Tectonics of the Richmond Gulf area, northern Quebec – a hypothesis. In : *Current Research, Part C*, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p.59-68.

CHARLTON, J., 1993. Mining exploration permit 923, lac Castignon, sampling and analysis programs and budgets, Eudor Mining Co. Inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52772, 14 pages.

CHARRE, R., 1975. Région des lacs Mégiscane et Mesplet. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RG 166, 31 pages.

CHENARD, D., 1993. Rapport des travaux de terrain autonome 1993, projet Senneterre, Explorations Diabior Inc.. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52944, 41 pages.

CHEVÉ, S., 1993. Cadre géologique du complexe carbonatitique du lac Castignon, Fosse du Labrador. Ministère des Ressources naturelles du Québec. MB 93-64, 87 pages.

CHEVÉ, S. – MACHADO, N., 1988. Reinvestigation of the Castignon Lake carbonatite complex, Labrador Trough, New Quebec, Association Géologique du Canada, réunion annuelle 1988, programme et résumés, vol. 13, p.A20.

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.

CLARK, T., 1994. Géologie et gîtes de l'Orogène du Nouveau-Québec et de son arrière-pays. Dans : *Géologie du Québec*, p. 47-65, Ministère des Ressources naturelles du Québec, MM 94-02, 154 pages.

CLARK, T., 1984. Géologie de la région du lac Cambrien – Territoire du Nouveau- Québec. Ministère de l'Énergie et des Ressources. ET 83-02, 71 pages.

CLEMENT, R.R. – SKINNER, M.K. – SCOTT SMITH, B.H., 1984. Kimberlite redefined. *Journal of Geology*, vol.92, p. 223-228.

CLIFFORD, T.N., 1966. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 1, p. 421-434.

COCKBURN, G.H., 1977. Atlas géochimique des sédiments de ruisseau. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV-455

CORBEIL, R. – VILLENEUVE, D., 1994. Rapport sur les travaux d'exploration effectués sur l'ensemble des propriétés du projet diamant II, région de Miquelon et de Matagami, Diabex Inc.. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52874, 336 pages.

CORFU, F. – ANDREWS, A.J., 1986. A U-Pb age for mineralized Nippising diabase, Gowganda, Ontario. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 23, p. 107-109.

CROUGH, S.T., 1981. Mesozoic hot spot epeirogeny in eastern North America. *Geology*, vol. 9, p.2-6.

CURRIE, K.L., 1976. The Alkaline rocks of Canada. *Geological Survey of Canada, Bulletin 239*, 228 pages.

CURRIE, K.L. – VAN BREEMEN, O., 1994. Tectonics and age of the Kipawa syenite complex, Western Quebec. *Geological Association of Canada – Mineralogical association of Canada, Annual Meeting, program and abstracts*, p. A25.

DA COSTA, A., 1989. Palmietfontein kimberlite pipe, South Africa – A case history. *Geophysics*, vol. 54, p. 689-700

DAVID, J., 1996. Géochronologie du Moyen-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne, 29 pages.

DAVID, J. – PARENT, M., 1997. Géochronologie du Moyen-Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne, 88 pages.

DAVIS, W.J. – MACHADO, N. – GARIÉPY, C. – SAWYER, E.W. – BENN, K., 1995. A U-Pb geochronology of the Opatoca 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 Opatoca 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., 1980. Kimberlites and their xenoliths. Springer-Verlag, 252 pages.

DAWSON, J.B., 1970. The structural setting of African kimberlites. In: *African Magmatism and tectonics*, edited by T.N. Clifford and I.G. Gass. Oliver and Boyd, Edinburgh, p. 321-335.

DAWSON, J.B., 1964. An aide to prospecting for kimberlites. *Economic Geology, Scientific Communications*, vol. 59, p.1385-1386.

DESBIENS, H. – CHENARD, D., 1994. Rapport de la campagne de sondage 1993 et compte-rendu des travaux de terrain effectués sur les propriétés Wilson-W1, Bourbaux-W1 et Ailly-W1, Ressources Williams. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52926, 82 pages.

DIGONNET, S., 1997. Étude pétrochimique de kimberlites dans les Monts Torngat, Nouveau-Québec. M.Sc., Université du Québec à Montréal, 80 pages.

DIGONNET, S. - GOULET, N. - BOURNE, J. - STEVENSON, R., 1996a. Modèle de mise en place des kimberlites diamantifères dans les Torngats, Nouveau Québec. Dans: *Vers de Nouvelles découvertes, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés*, Ministère des Ressources naturelles, Québec, Séminaire. DV 96-02, p. 18.

DIGONNET, S. - GOULET, N. – BOURNE, J. – STEVENSON, R., 1996b. Petrographical-geochemical study and petrogenetic model of kimberlite dykes, Eastern part of Ungava Bay, Quebec. *Geological Association of Canada – Mineralogical Association of Canada, volume 21*, p. A-22.

DIMROTH, E., 1978. Région de Fosse du Labrador/Labrador Trough area (54° 30' –56° 30'). Ministère des Richesses naturelles du Québec. RP 193, 396 pages.

DIMROTH, E. – BARAGAR, W.R.A. – BERGERON, R. – JACKSON, G.D., 1970. The filling of the Circum-Ungava geosyncline. Dans: *Symposium on basins and geosynclines of the Canadian Shield*, édité par A.J. Baer. Commission Géologique du Canada. Papier 70-40, p. 45-142.

DION, D.J. – LEFEBVRE, D.L., 1997. Données numériques (profils) des levés géophysiques

aéroportés du Québec – SNRC 32 B,C,D,E,F,G,H,I,J,K,L, et 31 M. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DP 96-01 à DP 96-08.

DION, D.J. – DUMONT, R., 1994. Diffusion des données numériques, mailles du champ magnétique total résiduel. Territoire du Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 94-08x.

DION, C. - MACHADO, N. – JOANISSE, A., 1995. Géochronologie préliminaire des intrusions felsiques et alcalines associées aux minéralisations aurifères du segment de Caopatina, région de Chibougamau. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 95-04, p. 45.

DITEM EXPLORATIONS INC., 1997. Rapport Annuel, 1997, 12 pages.

DOIG, R., 1970. An alkaline rock province linking Europe and North America. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 7, p. 22-28.

DOIG, R. - BARTON, J.M., 1968 - Âges de carbonatites and other alkaline rocks in Quebec. Canadian Journal of Earth Sciences, Volume 15, p. 1401-1407.

DUMONT, P., 1978. Propriété Montviel, Rapport sur les sondages 71-1 à 77-8, Société de développement de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 33767, 331 pages.

DUNN, C.E., 1993. Diamondiferous kimberlite in Saskatchewan, Canada : a biogeochemical study. Journal of Geochemical Exploration, vol. 47, p.131-141.

EADE, K.E., 1966. Fort George River and Caniapiscou river map areas, New Quebec. Geological Survey of Canada. Memoir 339, 84 pages.

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.

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.

ERNST, R.E. – BUCHAN, K.L. – PALMER, H.C., 1995. Giant dyke swarms : Characteristics, distribution and geotectonic applications. In : Physics and Chemistry of Dykes, edited by Baer and Heimann, p. 3-21.

FAESSLER, C., 1936. Suzor-Letondal Area, Roberval County. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport Annuel du bureau des mines, Québec, 1936 partie B.

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

FAHRIG, W.F., 1956. Cambrian Lake (West half), New Quebec. Geological Survey of Canada. Paper 55-42.

FIELD, M. – TAINTON, K., 1993. The petrology of core specimens from Le Tac Township kimberlite, Explorations Minières du Nord. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52652, 157 pages.

FIPKE, C.E. – GURNEY, J.J. – MOORE, R.O., 1995. Diamond exploration techniques emphasising indicator mineral geochemistry and Canadian examples. Geological Survey of Canada, Bulletin 423, 86 pages.

FRANCONI, A., 1978. La bande volcanosédimentaire de la rivière Easrmain inférieure.

Rapport géologique final. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 574, 184 pages.

FRYER, B.J., 1972. Âge déterminations in the Circum-Ungava Geosyncline and evolution of Precambrian banded iron formations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 9, p. 652-663.

FUMERTON, S.L. – BARRY, A.P., 1984. Probable Archean nepheline syenite plutons in the Superior Province adjacent to the Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 21, p. 615-618.

GAONAC'H, H. – PICARD, C. – LUDDEN, J.N. – FRANCIS, D.M., 1989. Alkaline rocks from a proterozoic volcanic island in the Cape Smith Thrust Belt, New Quebec. *Geoscience Canada*, vol. 16, no. 3, p. 137-139.

GAUDREAU, R., 1994. District minier de Côte-Nord – Nouveau Québec. Dans : *Rapports des géologues résidents sur l'activité minière régionale*, Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 95-01, p. 147-174.

GAUDREAU, R. - PERREAULT, S., 1995. District minier de Côte-Nord – Nouveau Québec. Dans : *Rapports des géologues résidents sur l'activité minière régionale*, Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 95-01, p. 141-165.

GAUTHIER, M., 1998. Concepts et méthodes de la métallogénie régionale. Notes du cours intensif de l'Association Professionnelle des Géologues et des Géophysiciens du Québec, 73 pages.

GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M., 1998. Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques de la Basse et Moyenne Eastmain, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles. MB 98-10, 86 pages.

GAUTHIER, M. – LAROCQUE, M. – CHARTRAND, F., 1997. Cadre géologique, style et répartition des minéralisations métalliques du bassin de La Grande Rivière, Territoire de la Baie James. Ministère des Ressources naturelles. MB 97-30, 65 pages.

GAUTHIER, N., 1995. Rapport de la campagne de sondage, décembre 1993, projet Ailly (#1153), SOQUEM. Ministère des Ressources naturelles. GM 53154, 35 pages.

GAUTHIER, N., 1994. Campagne de forages, projet diamant-Oasis (#1144), novembre-décembre 1993, SOQUEM. Ministère des Ressources naturelles. GM 53153, 79 pages.

GEHRISCH, W., 1987. Late Archean Syngenetic Uranium Mineralization at Gayot Lake, Northern Quebec, Canada. *Monograph Series on Mineral Deposits*, vol. 27, p. 49-57; Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

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.

GIBBS, R.J., 1973. Mechanisms of trace metal transport in rivers. *Science* 180, 71 (1973).

GIGUÈRE, E. – HÉBERT, R. – SHARMA, K.N.M., - CIMON, J., 1997. Les péridotites grenvilliennes de l'Ouest du Québec et leur potentiel diamantifère. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Dans : *Vers de Nouvelles découvertes, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés*, 1997, DV 97-03, p.39.

GIGUÈRE, E. – HÉBERT, R. – SHARMA, K.N.M., - CIMON, J., 1998. Les roches ultramafiques de la région de Témiscaming et Fort Coulonge. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Dans : *Vers de Nouvelles découvertes : Le Nord et ses ressources, Séminaire d'information sur la recherche géologique, programme et résumés*, 1998, DV 98-05, p.41.

GIRARD, R., 1994. Pétrographie et minéralogie des intrusions lamprophyriques et des tufs à lapilli du secteur du lac Hématite, Fosse du Labrador. Rapport interne préparé pour Gestion STG Inc et Ressources KWG Inc., 96 pages.

GIRARD, R., 1993a. Étude pétrographique et minéralogique de l'intersection de kimberlite du Forage AI-93-01, projet Diatac, Ressources Williams. Ministère des Ressources naturelles, Québec, GM 52925, 40 pages.

GIRARD, R., 1993b. Pétrographie, minéralogie et potentiel diamantifère de l'intrusion ultramafique bréchique KNG du lac Kénogami, canton de Jonquière. Rapport interne préparé pour Exploration Diabior Inc., 49 pages.

GIRARD, R. - BIRKETT, T. - MOORHEAD, J. - MARCHILDON, N., 1993 - Géologie de la région de Press-Clova. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. MB 93-04, 54 pages.

GITTINS, J. – HEWINS, R.H. – LAURIN, A.F., 1975. Kimberlitic- Carbonatitic dikes of the Sagueany river valley, Quebec, Canada. *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 9, p. 137-148.

- GOLD, D.P., 1972. Les collines Montérégiennes : Diatrèmes, kimberlites, lamprophyres et brèches intrusives à l'Ouest de Montréal. Congrès Géologie Internationale, 24<sup>e</sup> session, excursion B-10, 35 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. – DOUCET, P. – DION, C. – BEAUSOLEIL, C. – DAVID, J. – PARENT, M. – DION, D.-J., 1998b. Géologie de la région du lac Kowskatehkakmow (SNRC 33F/06). Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 98-16, 48 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.
- GRAND, S.P., 1987. Tomographic inversion for shear velocity beneath the North American plate. *Journal of Geophysical Research*, vol. 92, p. 14 065-14 090.
- GRAND, S.P., 1994. Mantle shear structure beneath the Americas and surrounding oceans. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, p. 11 591-11 621.
- GREGORY, P., - TOOMS, J.S., 1969. Geochemical prospecting for kimberlites. *Quarterly, Colorado School of Mines*, 64(1), p. 265-305.
- GROVES, D.I. – HO, S.E. – ROCK, N.M.S. – BARLEY, M.E. – MUGGERIDGE, M.T., 1987. Archean cratons, diamond and platinum: Evidence for coupled long-lived crust-mantle systems. *Geology*, Volume 15, p. 801-805.
- GURNEY, J.J., 1989. Diamonds. *Proceedings of the Fourth International Kimberlite Conference In Perth, Australia*. Geological Society of Australia, Special Publication no. 14, vol. 2, p. 935-965.
- 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.
- GURNEY, J.J. – ZWEISTRA, P., 1995. The interpretation of the major element compositions of mantle minerals in diamond exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, vol. 53, p. 293-309.
- HAGGERTY, S.E., 1980. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Rumble III D., Editor, *MSA Reviews in Mineralogy*, volume 3: Oxide Minerals, p. 101-300.
- HAGGERTY S. E. - HARDIE III R.B. - McMAHON, B.M., 1979. The mineral chemistry of ilmenite nodule associations from the Monastery diatreme. In: *American Geophysical Union Special Volume on : The mantle Sample*, p. 249-256.
- HAMILTON, E., 1994. Logistics report on high sensitivity magnetic airborne geophysical survey, Projet Le Tac, Explorations Diabior Inc.. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52942, 56 pages.
- HANES, J.A. – YORK, D., 1979. A detailed <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age study of an Abitibi dike from the Canadian Superior Province. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 16, p. 1060-1070.
- HASHIMOTO, T., 1961. Rapport préliminaire sur la région du lac Hippocampe, District de Mistassini. Ministère des Mines, Québec. RP 438, 5 pages.
- HAWLEY, P.J., 1994. Report on the 1993 detailed geophysics and diamond drilling project on the Le Sueur property for Ressources Unifiées Ojibway Ltée., Le Sueur township, Quebec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 52644, 106 pages.
- HEAMAN, L.M., 1989. U-Pb dating of mafic dyke swarms: what are the options? In: *International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior General Assembly, Program of Abstracts*. New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, Bulletin 131, p. 125.
- 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.
- HEAMAN, L.M., 1995. U-Pb dating of mafic rocks: past, present and future. *Association Géologique du Canada, Programme et résumés, réunion annuelle*, vol. 20, p. A-43.
- 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.
- HOFFMAN, P.F., 1988. United Plates of America, the Birth of a Craton : Early Proterozoic Assembly and Growth of Laurentia. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, vol. 16, p. 543-603.
- HOWELL, F. – HOLLISTER, V., 1973. Report on the Montviel carbonatite complex. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 48949, 36 pages.
- HUNT, P.A. – RODDICK, J.C., 1993. A compilation of K-Ar and <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages : report 23. In : Radiogenic age and isotopic studies : report 7, Geological Survey of Canada, vol. 93-2, p. 144-145.
- HUSSON, B., 1994a. Campagne de forages hiver 1993-1994, bloc Ailly-W-1, Projet Diatac, Explorations Diabior Inc. - Ressources William Inc. . Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53078, 85 pages.
- HUSSON, B., 1994b. Campagne de forages hiver 1993-1994, propriété Ailly-Ouest, SOQUEM, Ressources Unifiées Oasis Inc., Explorations Diabior Inc., Ressources William Inc. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53330, 51 pages.
- JACOB, H.-L., 1987. Inventaire des gisements de minéraux industriels offrant un potentiel pour la production de charges minérales. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 87-43, 68 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., 1992. 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., 1985. Kimberlites - where and when. Dans : Kimberlite Occurrence and Origin : A Basis for Conceptual Models In Exploration, édité par J.E. Glover and P.G.Harris. Geology Department and University Extension, University of Western Australia, publication no. 8, p.19-61.
- 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.
- JENNINGS, C.M.H., 1995. The exploration context for diamonds. Journal of Geochemical Exploration, vol. 53, p. 113-124.
- JENNINGS, C.M.H., 1990. Exploration for diamondiferous kimberlites and lamproites. In : Modern Exploration Techniques, edited by L.S. Beck

and C.T. Harper. Saskatchewan Geological Society, Special Publication no. 10, p. 139-148.

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.

KROGH, T.E. – CORFU, F. – DAVIS, D.W. – DUNNING, G.R. – HEAMAN, L.M. – KAMO, S.L., MACHADO, N. – GREENOUGH, J.D., - NAKAMURA, E., 1987. Precise U-Pb Isotopic Ages of Diabase Dykes and Mafic to Ultramafic Rocks Using Trace Amounts of Baddeleyite and Zircon. In : *Mafic dyke swarms*, edited by H.C. Halls and Fahrig, W.F., Geological Association of Canada, special volume 34, p. 147-152.

KUMARAPALI, P.S., 1985. Vestiges of Iapetan Rifting in the Craton West of the Northern Appalachians. *Geoscience Canada*, vol. 12, no. 2, p.54-58.

LABBÉ, J.Y. – CHOINIÈRE, J. – BEAUMIER, M., 1999. Secteurs propices à la découverte de nouvelles ceintures de roches volcano-sédimentaires dans la Sous-province de Minto. Ministère des Ressources naturelles, Québec. PRO 99-04, 8 pages.

LABBÉ, J.Y. – BANDYAYERA, D. – GOSSELIN, C. – LECLAIR, A. – MADORE, L. – PARENT, M. – SIMARD, M., 1998. Potentiel minéral du Nord du Québec : Nouvelles ceintures volcano-sédimentaires dans la Sous-Province de Minto. Ministère des Ressources naturelles, Québec. PRO 98-04, 10 pages.

LAMARCHE, L., 1994. Summary report of drilling 1994 winter project, Témiscamingue area, P.Q. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53622, 22 pages.

LAMOTHE, D. - DION D.J. - CHOINIÈRE, J. - RIVARD P., 1993. Localisation d'anomalies magnétiques circulaires entre le 56<sup>ème</sup> et le 58<sup>ème</sup> parallèle, Territoire-du-Nouveau-Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 93-62, 23 pages.

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.

LAURIN, R.G., 1975. Le bassin du Réservoir Gouin. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 130, 20 pages.

LEE, J.E., 1993. Indicator mineral techniques in a diamond exploration program at Kokong, Botswana. In : *Diamonds : Exploration, Sampling and Evaluation*. Proceedings of a short course presented by the Prospectors and Developers Association of Canada, p. 213-236.

MACHADO, N. – CLARK, T. – DAVID, J. – GOULET, N., 1997. U-Pb ages for magmatism and deformation in the New Quebec orogen. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 34, p. 716-723.

MACHADO, N. – DAVID, J. – SCOTT, D.J. – LAMOTHE, D. – PHILLIPE, S. – GARIÉPY, C., 1993. U-Pb geochronology of the western Cape Smith Belt, Canada : new insights on the age of initial rifting and arc magmatism. *Precambrian Research*, vol. 63, p. 211-223.

MACHADO, N. – CHEVÉ, S., 1991. U-Pb geochronology of the Northeastern Ashuanipi Complex, Superior Province, Québec. Réunion annuelle de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, programme et résumés, vol. 16, p. A78.

MACHADO, N. – GOULET, C. – GARIÉPY, C., 1989. U-Pb geochronology of reactivated Archean basement and Hudsonian metamorphism in the northern Labrador Trough. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 26, p. 1-15.

MADORE, L. - GIRARD, R., 1993. Étude pétrographique et recommandations de travaux dans le cadre de l'exploration pour le diamant dans le secteur du lac Castignon, Fosse du Labrador. Rapport interne pour la Société Minière Écudor Inc. et Ressources KWG Inc, 37 pages.

MANNARD, G., 1968. The surface expression of kimberlites. *Geological Association of Canada Proceedings*, vol. 19, p. 15-21.

MARCOUX, P., 1983. Évaluation du potentiel minéral du bassin de la Grande Rivière de la Baleine. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 40598, 17 pages.

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.



MATHUR, S.M. - ALEXANDER, P.O., 1983. Preliminary pedogeochemical and biogeochemical studies on the Hinota kimberlite, Panna District, MP. Proc. Indian. Acad. Sci. (Earth Planet Sci.), 92/1, p. 81-88.

MACNAE, J., 1995. Applications of geophysics for the detection and exploration of kimberlites and lamproïtes. Journal of Geochemical Exploration, vol. 53, p. 213-243.

MACNAE, J., 1979. Kimberlites and exploration geophysics. Geophysics, vol. 44, p. 1395-1416.

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.

McFAYDEN, D.A., 1993. Discovery of kimberlites in the Kirkland Lake area, Northern Ontario, Canada (part III) : A decisive contribution by aeromagnetic data analysis in conditions of deep overburden. In : Mid-Continent Diamonds, edited by K.P.E. Dunne and B. Grant. Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada Symposium Volume, Edmonton Alberta. p. 31-34.

MITCHELL, R.H., 1991. Kimberlites, orangeïtes, lamproïtes, mellilites and minettes : A petrographic Atlas. Almaz Press Inc., 243 pages.

MITCHELL, R.H., 1991. Kimberlites and Lamproïtes : 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.

MITCHELL, R.H., 1983. The Ile Bizard intrusion, Montreal, Quebec - kimberlite or lamprophyre? : Discussion. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 20, p. 1493-1496.

MOORHEAD, J., 1989. Géologie de la région du lac Chukotat. Ministère des Ressources naturelles, Québec. ET 87-10, 56 pages.

MOORHEAD, J., 1996. Géologie de la région du lac Vigneau, Fosse de l'Ungava. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 96-21, 84 pages.

MOORHEAD, J. - GIRARD, R. - BOUDREAU, M.A., 1996. Anomalies

aéromagnétiques circulaires possiblement reliées à des intrusions de kimberlite dans le nord-ouest Québécois. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 93-49, 23 pages.

MORIN, R., 1998. Géologie de la région du lac Ouagama, SNRC 32K/11. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 97-15, 18 pages.

MORIN, R. - DION, D.J. - BEAUMIER, M. - BOIVIN, R., 1992 - Couverture géoscientifique de la région de Chibougamau, feuillet SNRC 32G. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec. PRO 92-08, 8 pages.

MORRIS E. M., 1987. The Cretaceous Arkansas alkalic province; A summary of petrology and geochemistry. Geological Society of America Special Paper 215, p. 217-233.

MORTENSEN, J.K. - CIESIELSKI, A., 1987. U-Pb zircon and sphene geochronology of Archean plutonic and orthogneissic rocks of the James Bay region and Bienville Domain, Quebec. In : Radiogenic age and Isotopic Studies : Report 1. Geological Survey of Canada; Paper 87-2, pages 129-134.

MOUCHAKKAA, P.F., 1994. A petrographic and chemical study of supposed kimberlites from Bachelor Lake in Quebec. Projet de fin d'études, Université Carleton, Ottawa, 48 pages.

MUGGERIDGE, M.T., 1995. Pathfinder sampling techniques for locating primary sources of diamond : Recovery of indicator minerals, diamonds and geochemical signatures. Journal of Geochemical Exploration, vol. 53, p.183-204.

NADEAU, L. - BROUILLETTE, P., 1998. Le graben du Saguenay : expression topographique, failles et patron régional de fractures. Association Géologique du Canada, Recueil des résumés, vol. 23, p. A-133.

NEILSON, J.M., 1966. Région de la rivière Takwa. Ministère des Ressources naturelles, Québec. RG 124, 65 pages.

NOBLE, S.R. - LIGHTFOOT, P.C., 1992. U-Pb baddeleyite ages of the kerns and triangle mountain intrusion, Nippising Diabase, Ontario. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 29, p.1424-1429.

ORR, R.G., 1979. Assessment Report 1978, Project 71-86, Gayot Lake Permit Areas, Uranerz Exploration and Mining Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 34390, 20 pages.

- ORR, R.G., 1977. Assessment Report 1977, Project 71-86, Gayot Lake Area, Uranerz Exploration and Mining Ltd. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 33655, 102 pages.
- PARENT, M., 1998. Géochronologie U-Pb du Projet Moyen-Nord, phase II. Ministère des Ressources naturelles, Québec. Rapport interne, 61 pages.
- PARRISH, R.R., 1989. U-Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec. *Geoscience Canada*, vol. 16, no.3, p. 126-130.
- PELL, J.A., 1997. Kimberlites in the Slave Craton, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, vol. 24, p. 77-90.
- PELLETIER, Y. – DAXL, H. – BERNIER, L. – BOILY, M., 1994. Preliminary report on the 1993-1994 winter exploration field work, Le Tac-Chesbar Project, Exploration Orbite V.S.P.A. Inc. . Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53372, 176 pages.
- PEGG, C., 1993. The ABC Diamond District – Kirkland Lake : Regional Setting, Geophysics and Potential. In : *Geophysical Methods in the Exploration of Kimberlites, Short Course Notes*, , Haileybury School of Mines and Canadian Exploration Geophysical Society, 70 pages.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – NADEAU, L., 1996. Geology, Lac Couture, Quebec, Geological Survey of Canada, Open File 3315, scale 1 : 250 000.
- PERCIVAL, J.A. – SKULSKI, T. – CARD, K.D. – LIN, S., 1995. Geology of the Rivière Kogaluc – Lac Qalluviartuuq (parts of 34J and 34O), Québec; Geological survey of Canada, Open File 3112, scale 1 :250 000.
- PERCIVAL, J.A. – WEST, G.F., 1994. The Kapuskasing uplift : a geological and geophysical synthesis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 31, p. 1256-1286.
- PERCIVAL, J.A. – MORTENSEN, J.K. – STERN, R.A. – CARD, K.D. - BÉGIN, N., 1992. Giant granulite terranes of the northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 29, p. 2287-2308.
- PERREAULT, S., 1996. District minier de Côte-Nord – Nouveau Québec. Dans : *Rapports des géologues résidents sur l'activité minière régionale*, Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 96-01, p. 115-136.
- PICARD, C. – LAMOTHE, D. – PIBOULE, M. – OLIVER, R., 1990. Magmatic and geotectonic evolution of a Proterozoic oceanic basin system : the Cape Smith Thrust-Fold Belt (New-Quebec). *Precambrian Research*, vol. 47. p. 223-249.
- 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.
- PORTELLA, P., 1980. Les bassins sédimentaires protérozoïques du lac Tilly et de la rivière Laforge. Leur place dans l'agencement structural du territoire du Nouveau-Québec dégagé par photographies de satellites et cartes aéromagnétiques. Thèse de doctorat, Université scientifique et médicale de Grenoble, 197 pages.
- PROULX, M., 1990. Géologie de la région des lacs Esther et Wedding. Ministère des Ressources naturelles, Québec. MB 89-67, 48 pages.
- PROULX, M. – RIOUX, J., 1991. Synthèse du sillon de roches vertes de Currie-Le Sueur. Ministère des Ressources naturelles, Québec. SIG 91-01, carte no. 2155.
- PROUSE, D.E., 1999. Exploration by majors, juniors leads to optimism in Manitoba. In : *Exploration and Development Highlights, an annual publication of the Prospectors and Developers association of Canada*, march 1999, p. 16-18.
- PRUD'HOMME, N., 1991. Caractérisation pétrographique et géochimique de la carbonatite et de la syénite de la mine Lac Shortt. Mémoire de M.Sc. non-publiée, Université du Québec à Chicoutimi, Québec, 64 pages.
- RAESIDE, R.P. – HELMSTAEDT, H., 1983. The Ile Bizard intrusion, Montreal, Quebec – kimberlite or lamprophyre? : Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 20, p. 1496-1498.
- RAESIDE, R.P. – HELMSTAEDT, H., 1982. The Ile Bizzard intrusion, Montreal, Quebec – kimberlite or lamprophyre? *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 19, p. 1996-2011.
- REED, L., 1993a. The Geophysics of Kimberlite. In : *Diamonds : Exploration, sampling and*

evaluation. Short Course Proceedings, Prospectors and developers Association of Canada, p. 289-304.

REED, L., 1993b. Geophysics and the search for diamonds. In : GAC-MDD Diamond Short Course, edited by B. Jago, H. Thorleifson and L.E. Reed. P.

REED, L.E. – SINCLAIR, I.G.L., 1991. The search for Kimberlite in the James Bay Lowlands of Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, vol. 84, p. 132-139.

REMICK, J.H., 1977. Wemindji area, municipality of James Bay. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV-446, 51 pages

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..

ROHON, M.L. – VIALETTE, Y. – CLARK, T. – ROGER, G. – OHNENSTETTER, D. – VIDAL, P., 1993. Aphebian mafic-ultramafic magmatism in the Labrador Trough (New Quebec) : age and nature of the mantle source. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 30, p. 1582-1593.

RONDOT, J., 1961. Preliminary report on Langelier area, Laviolette and Quebec counties. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RP 450, 13 pages.

SAGE, R.P., 1996. Kimberlites of the Lake Timiskaming Structural Zone. Ontario Geological Survey, Open File Report 5937, 435 pages.

SAGE, R.P., 1991. Alkalic Rocks, Carbonatite and Kimberlite Complexes of Ontario, Superior Province. Dans : Geology of Ontario, Ontario Geological Survey, special volume no. 4, part I, p. 683-709.

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 Opatica belt and adjacent low-grade Abitibi Subprovince; an Archean mountain

front. Journal of Structural Geology, vol. 15, p. 1443-1458.

SCOTT SMITH, B.H., 1992 - Contrasting Kimberlites and Lamproites. Journal of Exploration and Mining Geology, Vol. 1, No. 4, p. 371-381.

SÉGUIN, M. – SHARMA, K.N.M. – WOUSSEN, G., 1981. Étude paléomagnétique des roches protérozoïques de la Formation de Sakami, région de la Grande Rivière, Territoire du Nouveau-Québec, Canada. Journal Canadien des Sciences de la Terre, vol. 18, p. 1893-1899.

SHAO, Y. – LIU, J., 1989. A geochemical method for the exploration of kimberlite. Journal of Geochemical Exploration, vol. 33, p. 185-194.

SHARMA, K., 1977. Région de la Grande Rivière. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. RG 184, 75 pages.

SHARMA, K. – LAUZIÈRE, K., 1983. Géologie de la région de Desmaraisville. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. DP 84-10.

SIMANDL, G.L., 1990. Géologie et potentiel économique du secteur de la mine Narco. Ministère des Richesses Naturelles, Québec. MB 89-68, 26 pages.

SIMARD, P., 1996. Propriété La Grande sud – rapport des travaux (95-96). Mines d'Or Virginia Inc., rapport interne, 35 pages.

SIMARD, M. – GOSSELIN, C. – N'DAH, É., 1998. Projet Grand-Nord : Géologie de la région du lac Gayot. Dans : Vers de nouvelles découvertes : Le Nord et ses ressources, Séminaire d'information sur la recherche géologique, Programme et résumés, 1998, Ministère des Ressources naturelles, Québec. DV 98-05, p. 9.

SKULSKI, T. – VILLENEUVE, M., 1999. Geochronological Compilation of the Superior Province. Geological Survey of Canada, Open File 3715.

SKULSKI, T. – ORR, P. – TAYLOR, B., 1997. Archean carbonatite in the Minto Block, NE Superior Province. Réunion annuelle de l'Association Géologique du Canada et de l'Association Minéralogique du Canada, vol. 22, p. A138-139.

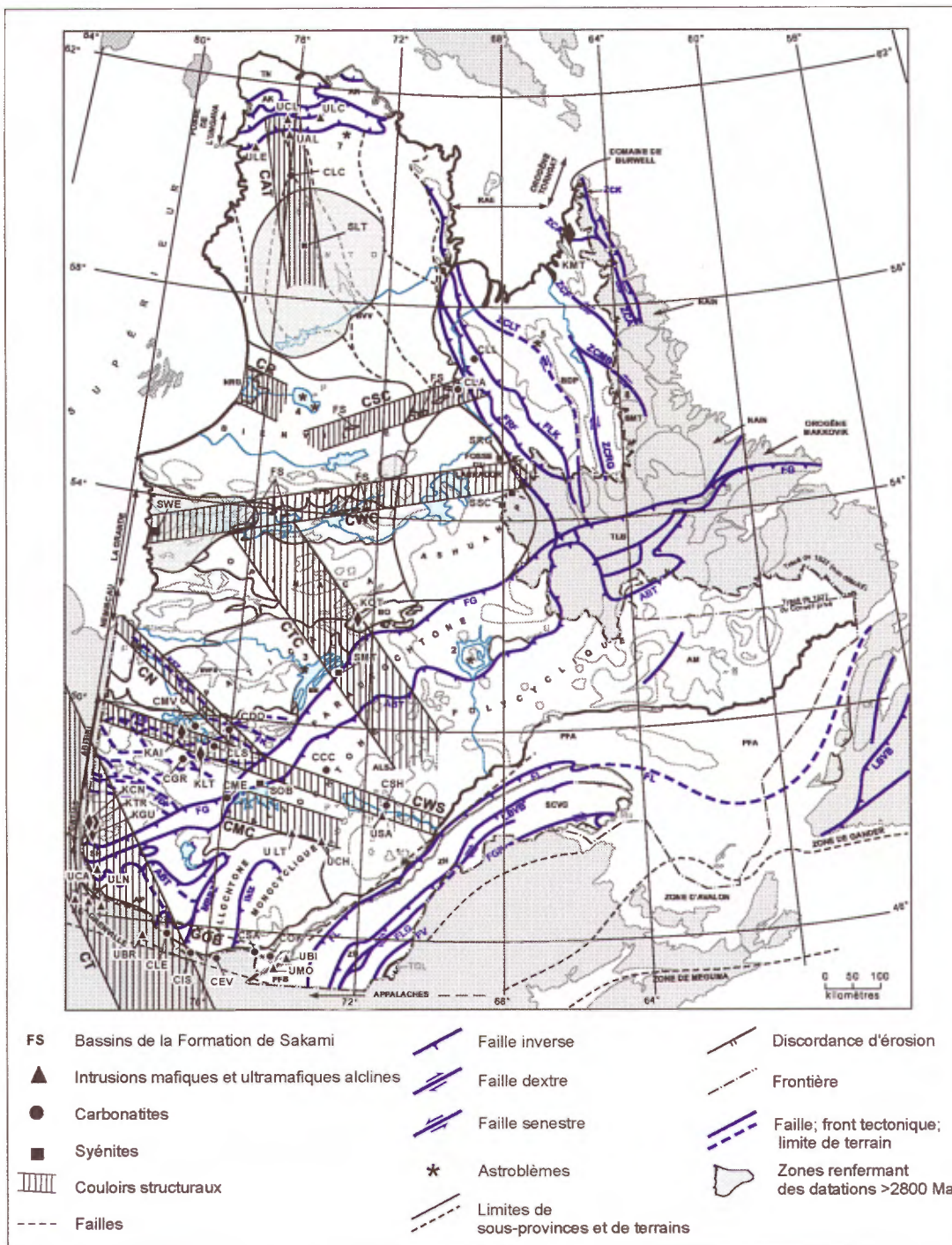
SMITH, R.S. – ANNAN, A.P. – LEMIEUX, J. – PEDERSEN, R.N., 1993. Exploration for kimberlites : A review of geophysical exploration methods with examples from Point Lake, NWT, using optimized GEOTEM® system. Geotrex Ltd., document interne, 13 pages.

- SOQUEM, 1998. Rapport annuel, 1997-1998. 30 pages.
- SOQUEM, 1997. Rapport annuel, 1996-1997. 28 pages
- SPENCER, K.J. – LINDSLEY, D.H., 1981. A solution model for coexisting iron-titanium oxydes. *American Mineralogist*, vol. 60, p. 1189-1201.
- ST-ONGE, M. R. – LUCAS, S.B., 1992. New insight on the crustal structure and tectonic history of the Ungava Orogen, Kovic Bay and Cap Woltenholme, Quebec. In : *Curent Research*, part C, Geological Survey of Canada, Paper 92-1C, p. 31-41.
- 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.
- STOTT, G.M. – CORFU, F., 1991. Uchi subprovince. In : *Geology of Ontario*, edited by P.C. Thurston, H.R. Williams, R.H. Sutcliffe and G.M. Stott. Ontario Geological Survey, Special Volume 4, part I, p. 145-236.
- ST-PIERRE, M., 1999. Diamonds in the Northwest Territories, Geophysical Characteristics of the BHP/Dia Met Kimberlites, NWT Canada. Congrès de l'Association Professionnelle des géologues et des géophysiciens du Québec, actes du congrès, p. 171-180.
- TAYLOR, F.C., 1982. Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, Northern Quebec and Northwest Territories. Geological Survey of Canada, memoir 399, 32 pages.
- THIVIERGE, S. – ROY, D.W., CHOWN, E.H. – GAUTHIER, A., 1983. Évolution du Complexe Alcalin de St-Honoré (Québec) après sa Mise en Place. *Mineralium Deposita*, vol. 18, p. 267-283.
- THOMAS, R.D., 1994. Diamond drilling programme, Spider 2, Notre Dame du Nord, Nédelec Township, Québec. Ministère des Ressources naturelles, Québec. GM 53230, 80 pages.
- TREMBLAY, M., 1992. Explorations Minières du Nord Ltée., option SOQUEM, projet Le Tac Ouest (#4041), Potentiel kimberlite et diamant de la région et du projet. Rapport interne de Explorations Minières du Nord Ltée., 24 pages.
- TREMBLAY, R., 1994a. 1993-94 Abitibi Diamond Exploration Program, Joint Venture, Volume II, Geological Follow-up and Diamond Drilling, Wiscan Resources Inc. and Storimin Exploratio Limited, Le Tac, Prevet, Carpiquet, Effiat, Marest, Muy and Ruelle Townships. TSJ Consultants, internal report, 23 pages.
- TREMBLAY, R., 1994b. 1993-94 Abitibi Diamond Exploration Program, Joint Venture, Volume II, Geological Follow-up and Diamond Drilling, Wiscan Resources Inc., Murgor Resources Inc. and Consolidated Gold Hawk Resources Inc., Bossé, Duplessis, Le Sueur and Boyvinet Townships. TSJ Consultants, internal report, 21 pages.
- TREMBLAY-CLARK, P. – KISH, L., 1978. Le district radioactif de Kipawa. Ministère des Ressources naturelles, Québec. DPV 579, 28 pages.
- URQUHART, W.E.S. – HOPKINS, R., 1993. Exploration Geophysics and the Search for Diamondiferous Diatremes. In : *Diamonds : Exploration, sampling and evaluation*. Short Course Proceedings, Prospectors and Developers Association of Canada, p. 249-288.
- WANLESS, 1972. Carte d'âges isotopiques du Canada. Commission Géologique du Canada. Carte no. 1256A.
- WATSON, R.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, R.D., 1955 - Kimberlite at Bachelor Lake, Quebec. *American Mineralogist*, Vol. 40, pages 565-579.
- WEST, G.F. – ERNST, R.E., 1992. Evidence from magnetics on the configuration of Matachewan dykes and the tectonic evolution of the Kapuskasing Structural Zone, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 28, p. 1797-1811.
- 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.
- WOUSSEN, G. – GAGNON, G. – BONNEAU, J. – BERGERON, E. – DIMROTH, D.W. – ROY, S. – THIVIERGE, S., 1979. Lithologie et tectonique des roches Précambriennes et des carbonatites du Saguenay-Lac St-Jean. Association Géologique du Canada 1978, livret guide de l'excursion A-3.

WRIGHT, W.R. – MARIANO, A. – HAGNI, R.D., 1999. Pyrochlore, mineralization and glimmerite formation in the Eldor (Lake LeMoyne) carbonatite complex, Labrador Trough, Quebec, Canada. CIM Special Volume 50 : 33<sup>rd</sup> Forum on the Geology of Industrial Minerals, Proceedings, p. 205-213.

**FIGURES 1 À 39**





**Figure 1. Carte tectonique du Québec d'après Hocq (1994) avec la localisation des couloirs structuraux associés à des zones de rifts et à des plutons alcalins, syénitiques (généralement à néphéline), carbonatitiques et kimberlitiques. Les plutons sont décrits au tableau 1.**

*Couloirs structuraux* : CAT : couloir d'Allemand-Tasiat, CR : couloir de Richmond, CSC : couloir de Saindon-Cambrien, CWC : couloir de Wemindji-Caniapiscau, CTC : couloir de Témiscamie-Corvette, CN : couloir de Nottaway, CWS : couloir de Waswanipi-Saguenay, CMC : couloir de Mégiscane-Chasseur, CT : couloir de Témiscamingue, GOB : graben d'Ottawa-Bonnechère.

*Failles* : ABT : zone de faille de charriage de l'Allochtone; FB : faille Bergeron; FCB : faille de Casa-Berardi; FCL : faille de Cadillac-Larder Lake; FDP : faille de Destor-Porcupine; FG : front de Grenville; FGP : faille du Grand-Pabos; FK : faille Kapunapotagen; FL : faille Logan; FLG : faille de la Guadeloupe; FLK : faille du lac Keato; FRF : faille de la rivière Ferrum; FV : faille Victoria; LBVB : ligne Baie Verte-Brompton; MBBZ : zone de faille de l'Allochtone monocyclique; ZCA : zone de cisaillement d'Abloviak; ZCK : zone de cisaillement de Komarktorvik; ZCLT : zone de cisaillement du lac Tudor; ZCMB : zone de cisaillement de Moonbase; ZCRG : zone de cisaillement de la rivière George; KFZ : zone de faille Keynion; ZFLK : zone de faille Labelle-Kinonge.

*Structures* : AK : antiforme de Kovik; ALSJ : anorthosite du lac Saint-Jean; AM : allochtone monocyclique; AP : allochtone polycyclique; BDP : batholite de De Pas; BM : bassin de Mistassin; BMT : batholite de Mistastin; BO : bassin d'Otish; BVFE : bande volcanique de Frotet-Evans; Fc : Formation de Chibougamau; LR : terrain de Long Range; MQ : groupe de Maquereau; NRG : gorupes de Nastapoka et de Richmond Gulf; PFA : plate-forme d'Anticosti; PFB : plate-forme des Basses-Terres du Saint-Laurent; SCVG ; Synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé; SH : Supergroupe du Huronien; SPB : suite plutonique de Bienville; TCL : terrain de Chain Lakes; TLB : batholite Trans-Labrador; TN : terrane de Narsajuaq; ZD : zone de Dunnage; ZH : zone de Humber.

*Astroblèmes* : 1 : Charlevoix (360 Ma); 2 : Manicouagan (210 Ma); 3 : île Rouleau (<300 Ma); 4 : lac à l'Eau-Claire (290 Ma); 5 : lac La Moinerie (400 Ma); 6 : lac Couture (425 Ma); 7 : Nouveau-Québec (1,6 Ma); 8 : lac Mistastin (T-N; 38 Ma).



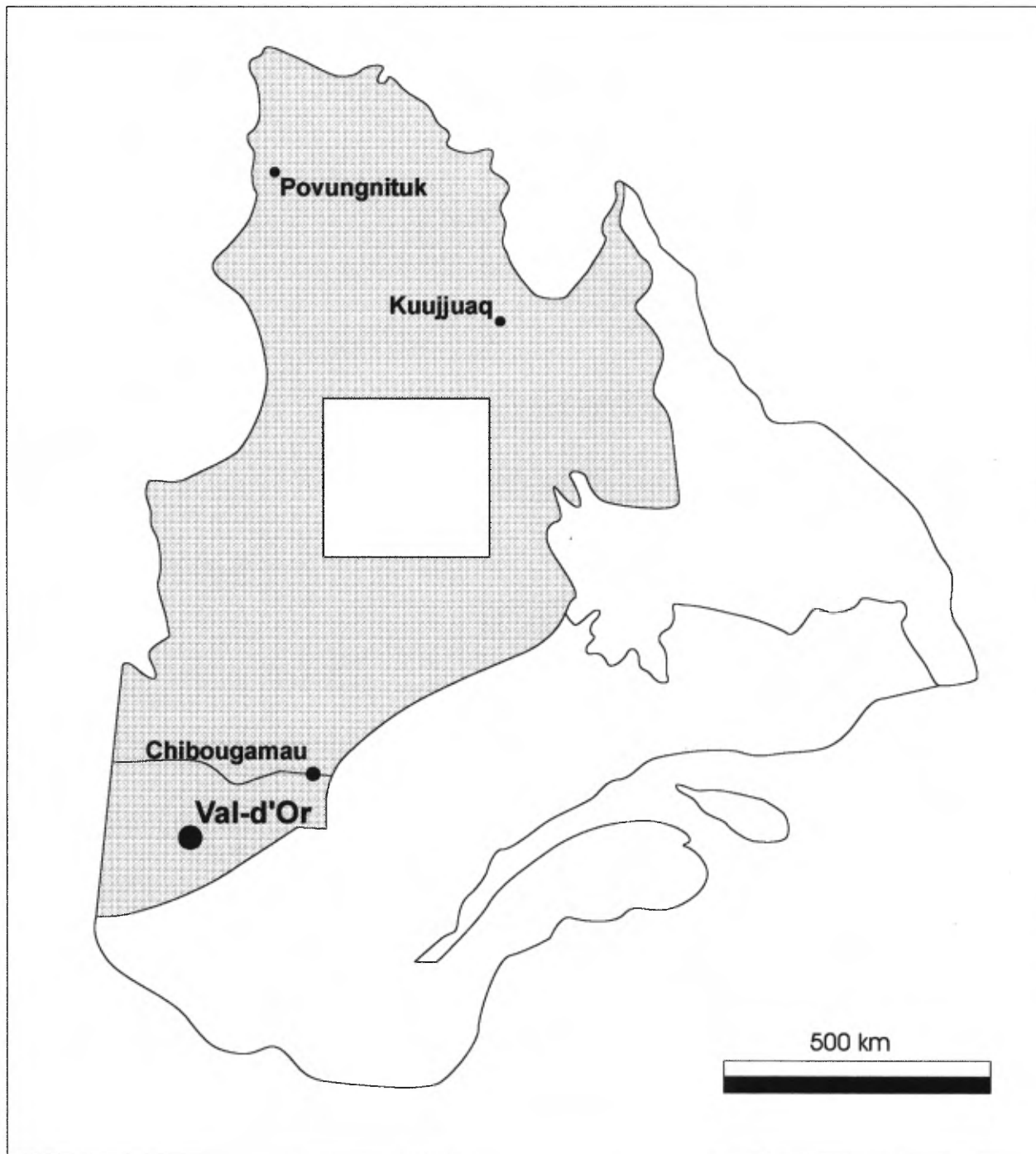


Figure 2. Localisation des travaux d'exploration de SOQUEM-Ashton en 1996-97, d'après le rapport annuel de SOQUEM (1998).

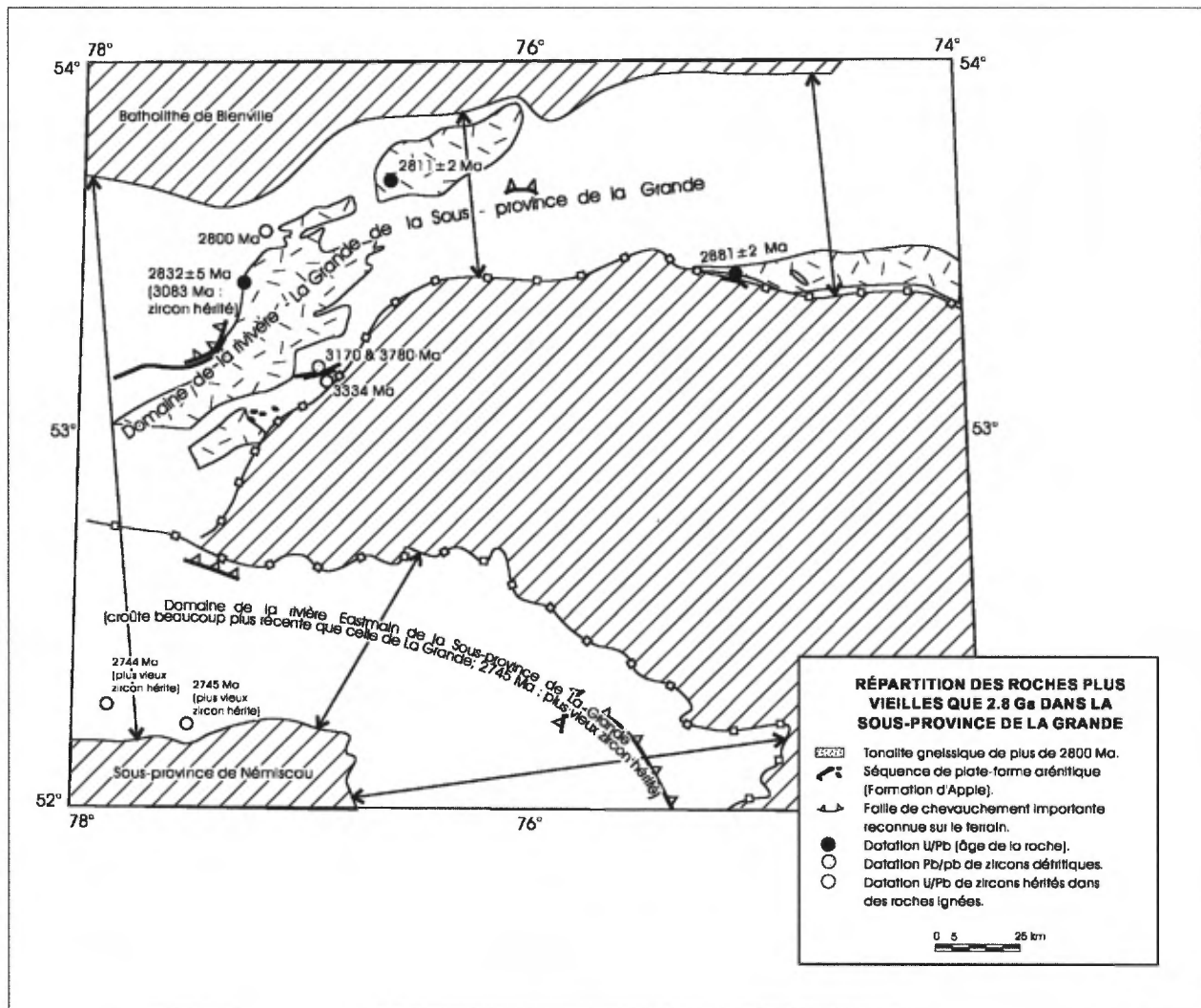


Figure 3. Localisation des unités de socle tonalitique du Complexe de Langelier dans la Bande volcanique de la rivière La Grande, avec les datations plus vieilles que 2800 Ma, d'après Gauthier et al. (1997).

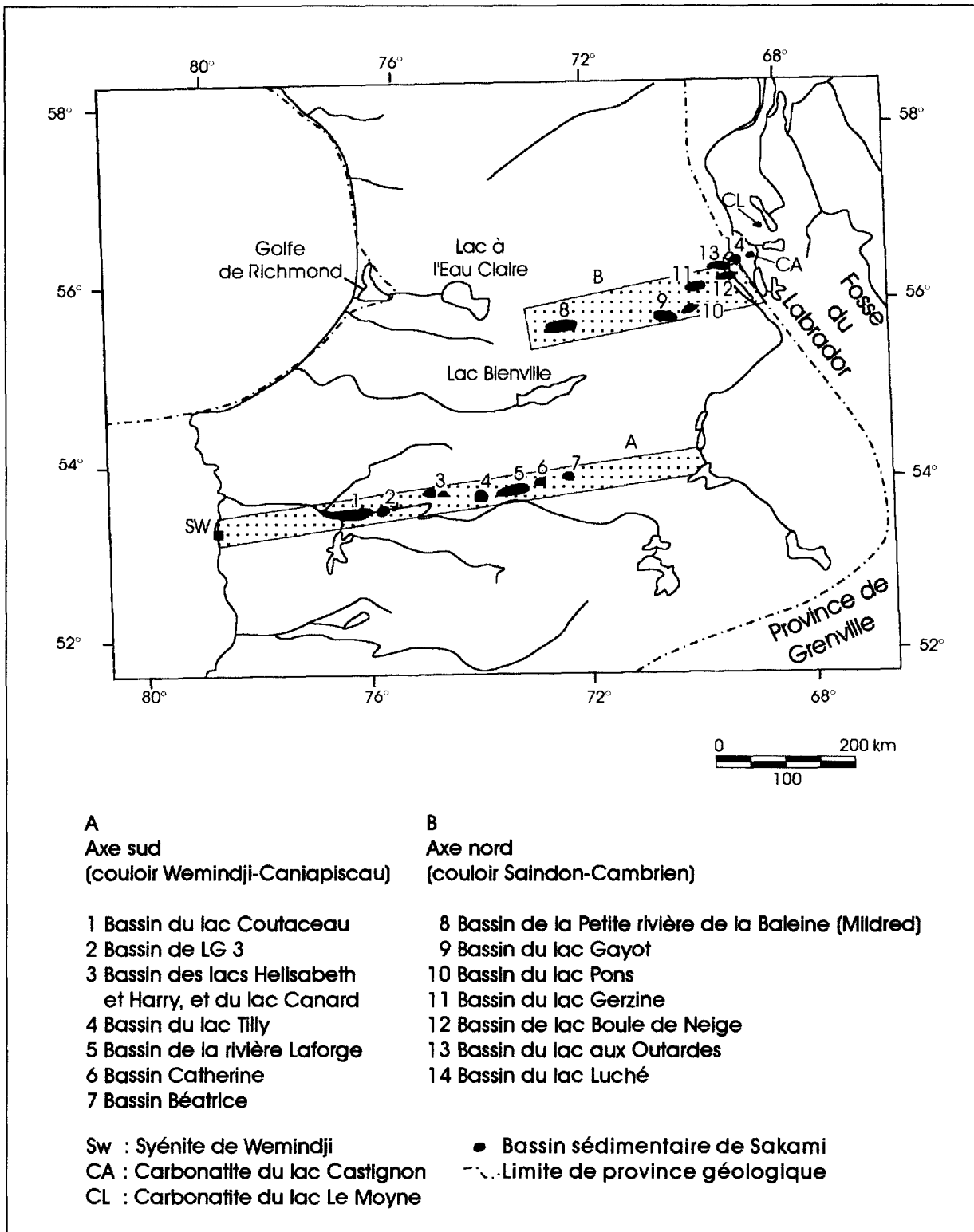


Figure 4. Localisation des bassins de la Formation de Sakami, d'après Portella (1980).

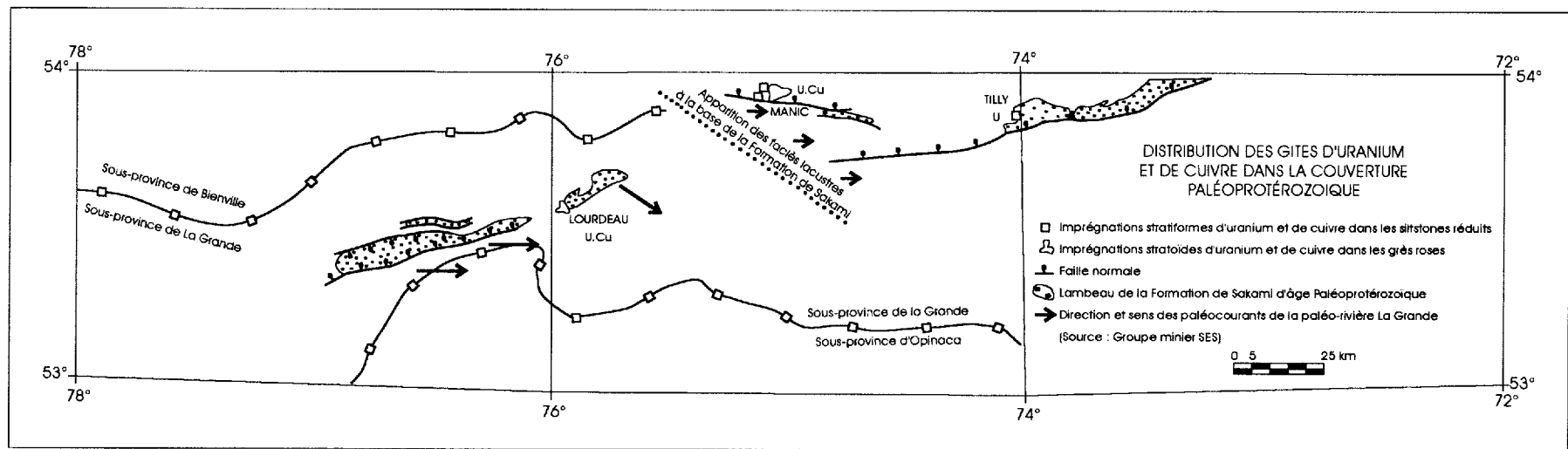


Figure 5. Minéralisations d'uranium et cuivre et paléocourants des bassins paléoprotérozoïques de la rivière La Grande, d'après Gauthier et al. (1997).

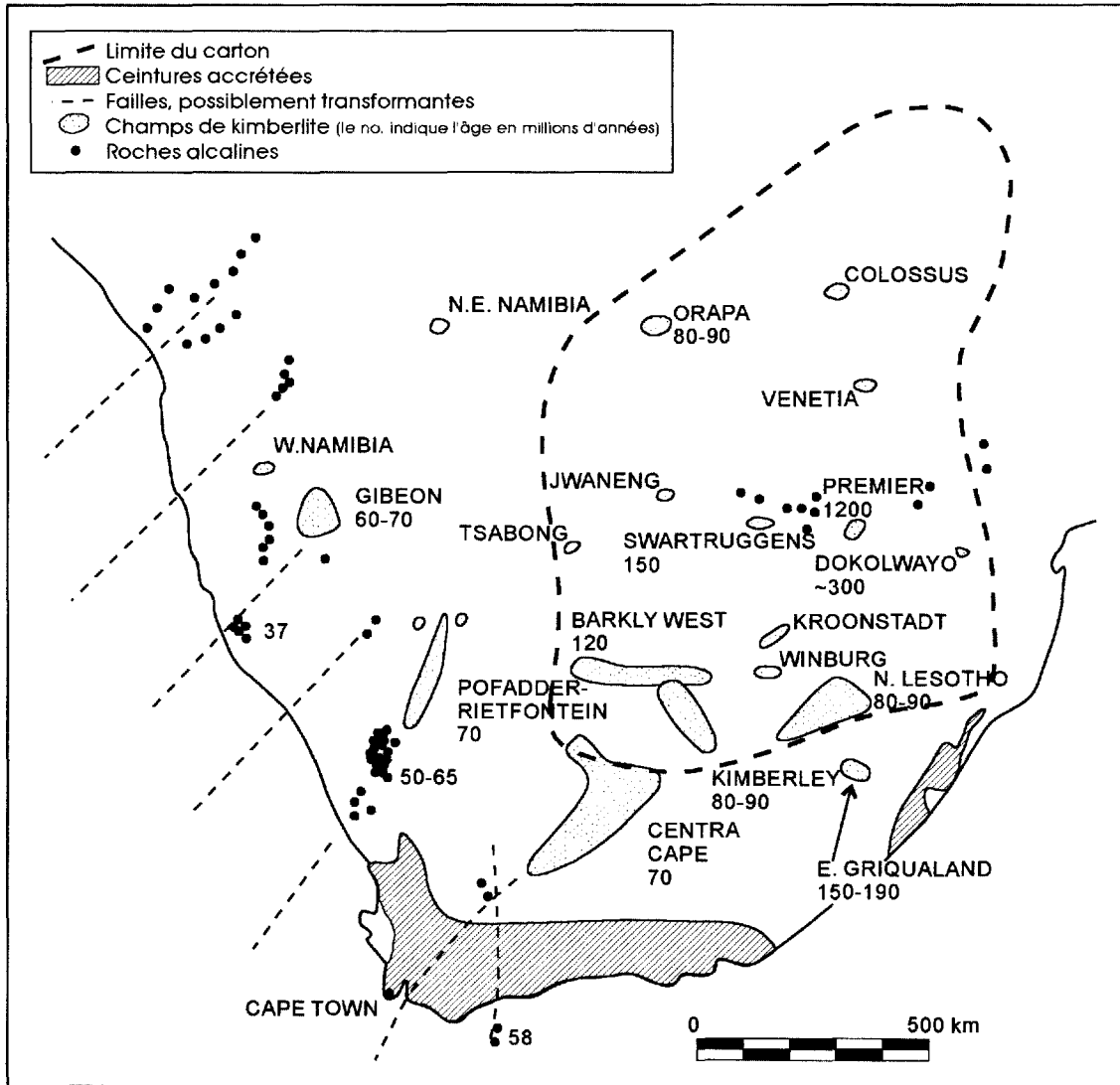


Figure 6. Localisation des champs de kimberlite en Afrique australe, d'après Mitchell (1986).

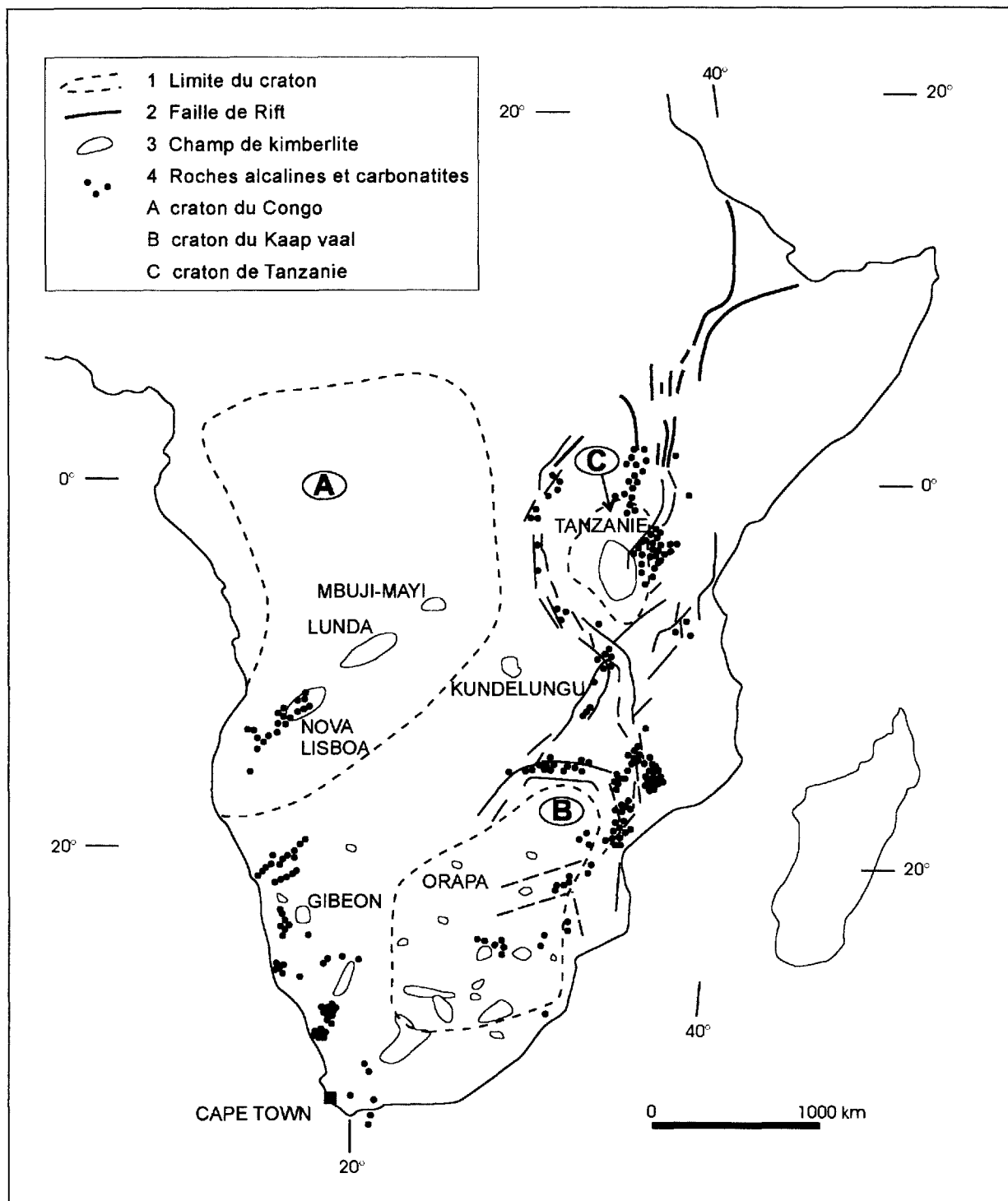


Figure 7. Localisation des champs de kimberlite et des intrusions alcalines dans la portion sud du continent africain avec la position des failles reliées au rift africain, d'après Mitchell (1986).

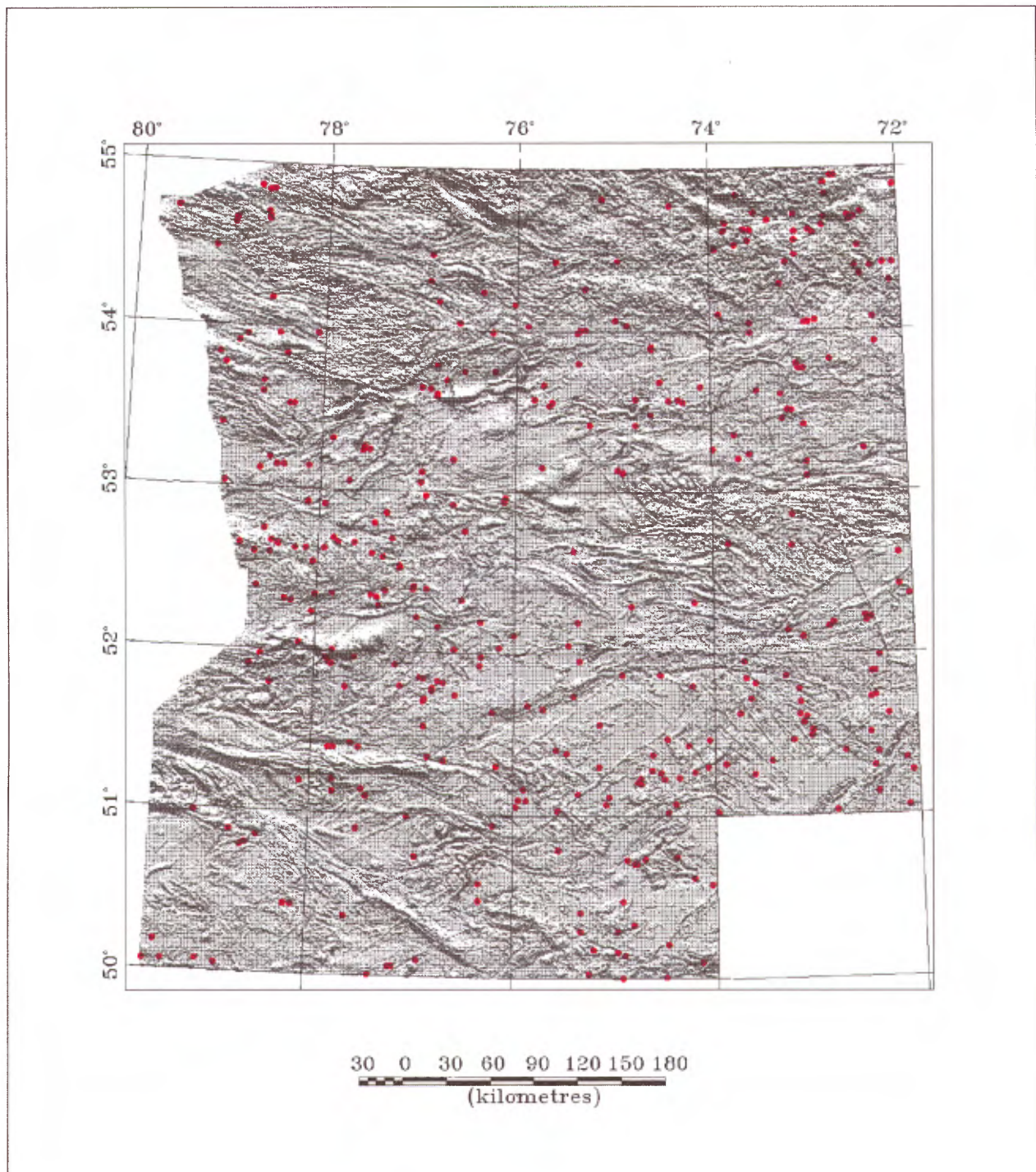


Figure 8. Carte ombragée du champ magnétique, avec la localisation des anomalies circulaires positives. Plusieurs des dykes de diabase sont bien visibles, particulièrement l'essaim de Mistassini, orienté vers le NW et l'essaim de Preissac, orienté vers le NE. Le couloir structural de Nottaway est caractérisé 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.

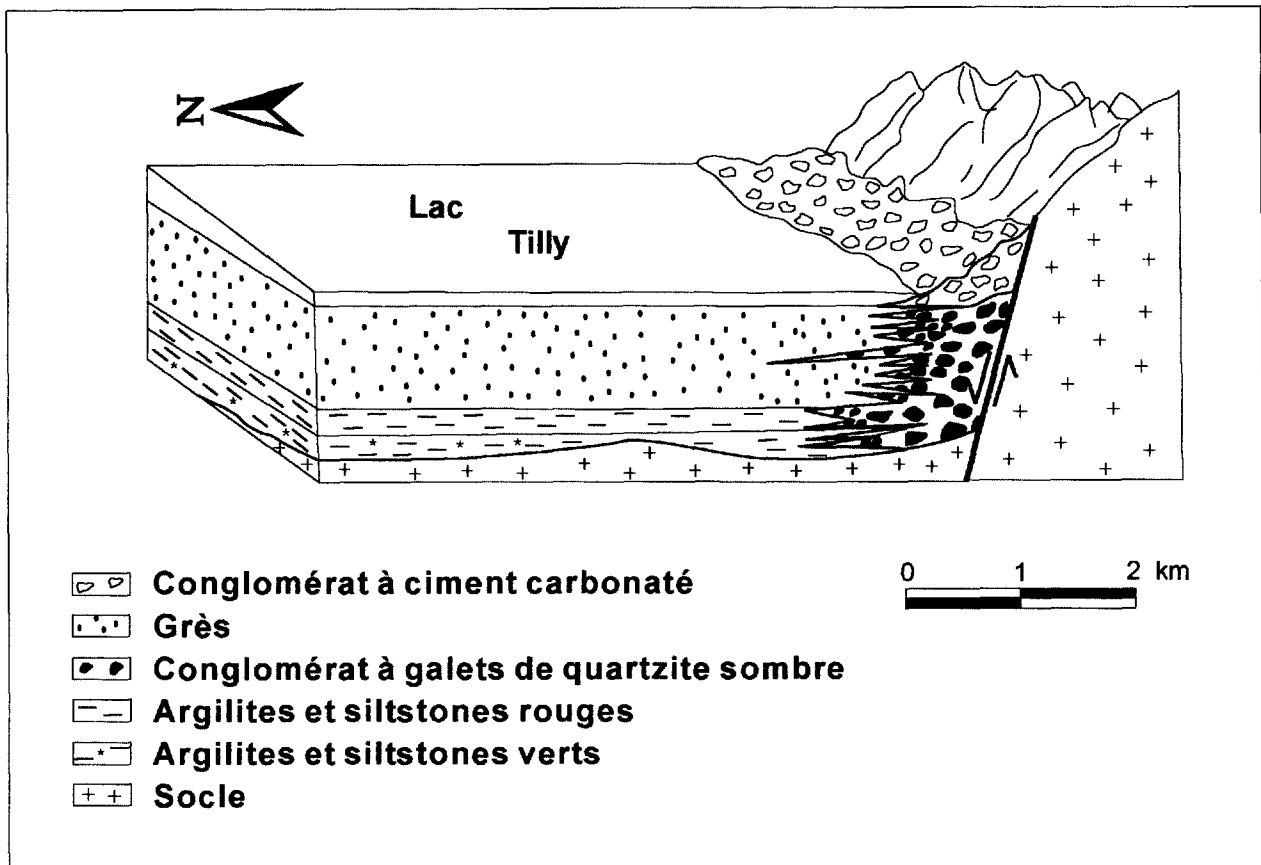


Figure 9. Diagramme schématique du paléo-environnement de la Formation de Sakami, montrant l'agencement des unités le long d'une faille syn-sédimentaire, d'après Portella (1980).





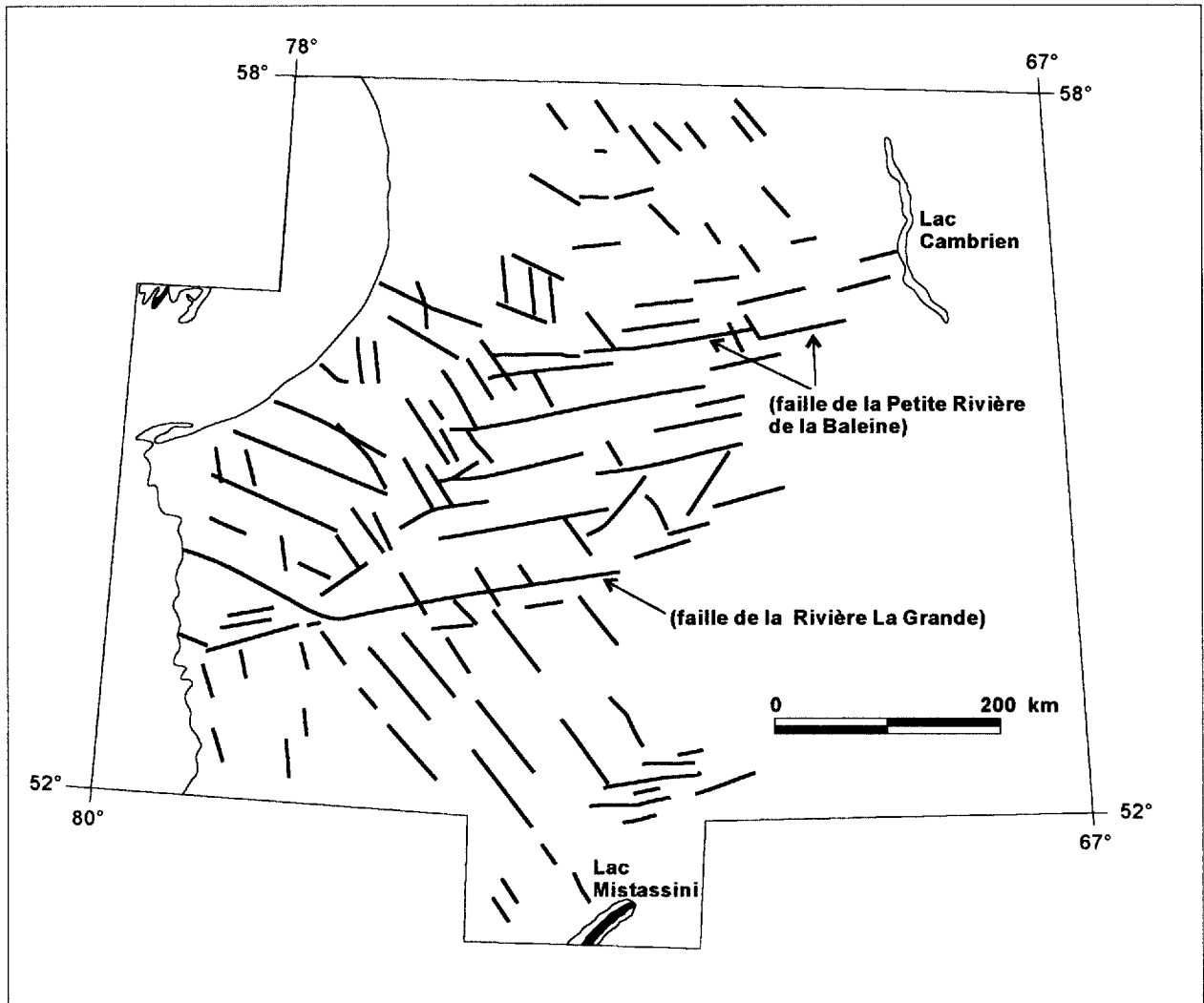


Figure 11. Carte schématique simplifiée des linéaments dans le Moyen-Nord du Québec, d'après Portella (1980).

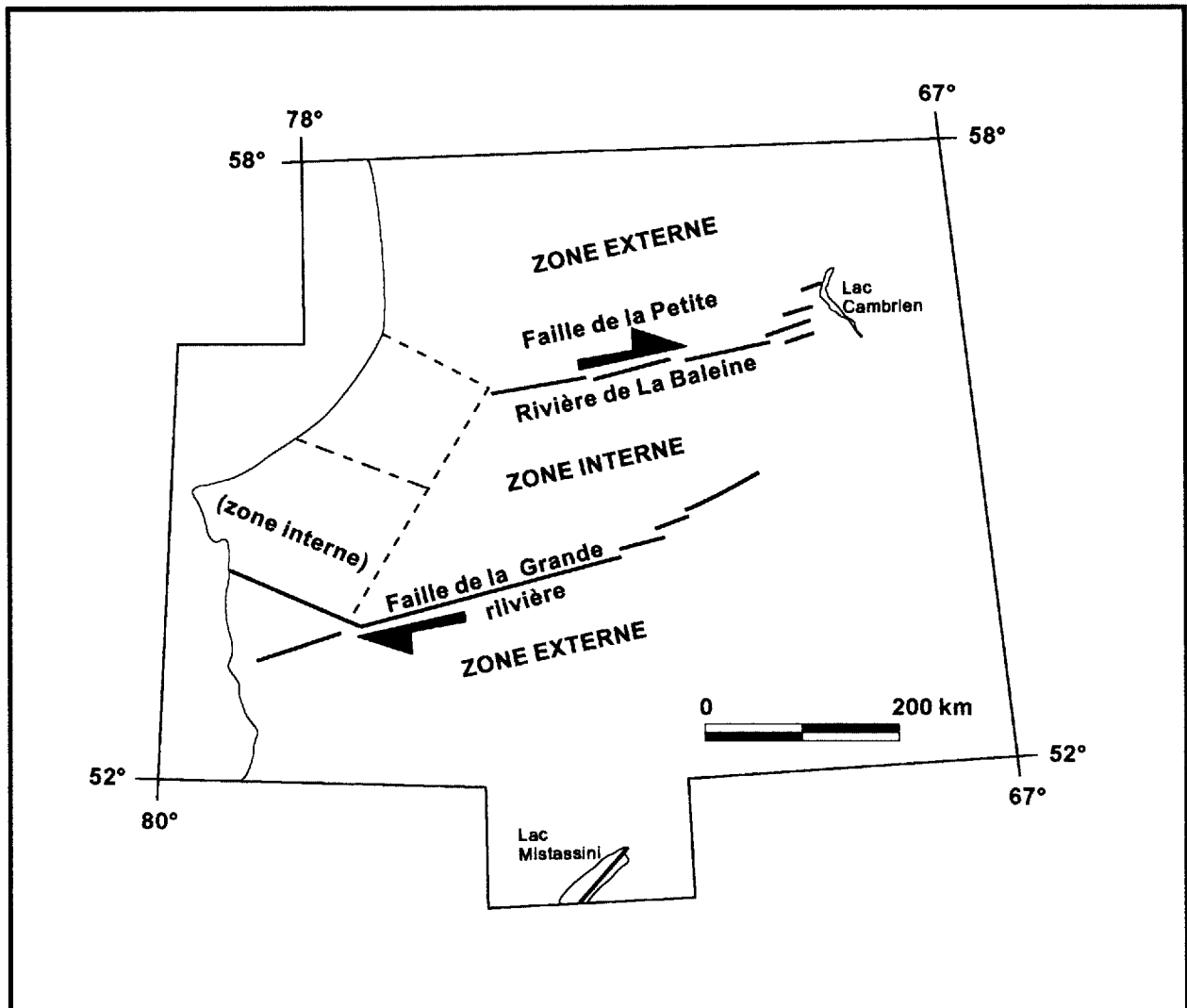


Figure 12. Carte schématique de l'agencement structural du Moyen-Nord du Québec en zone de décrochement dextre, d'après Portella (1980).

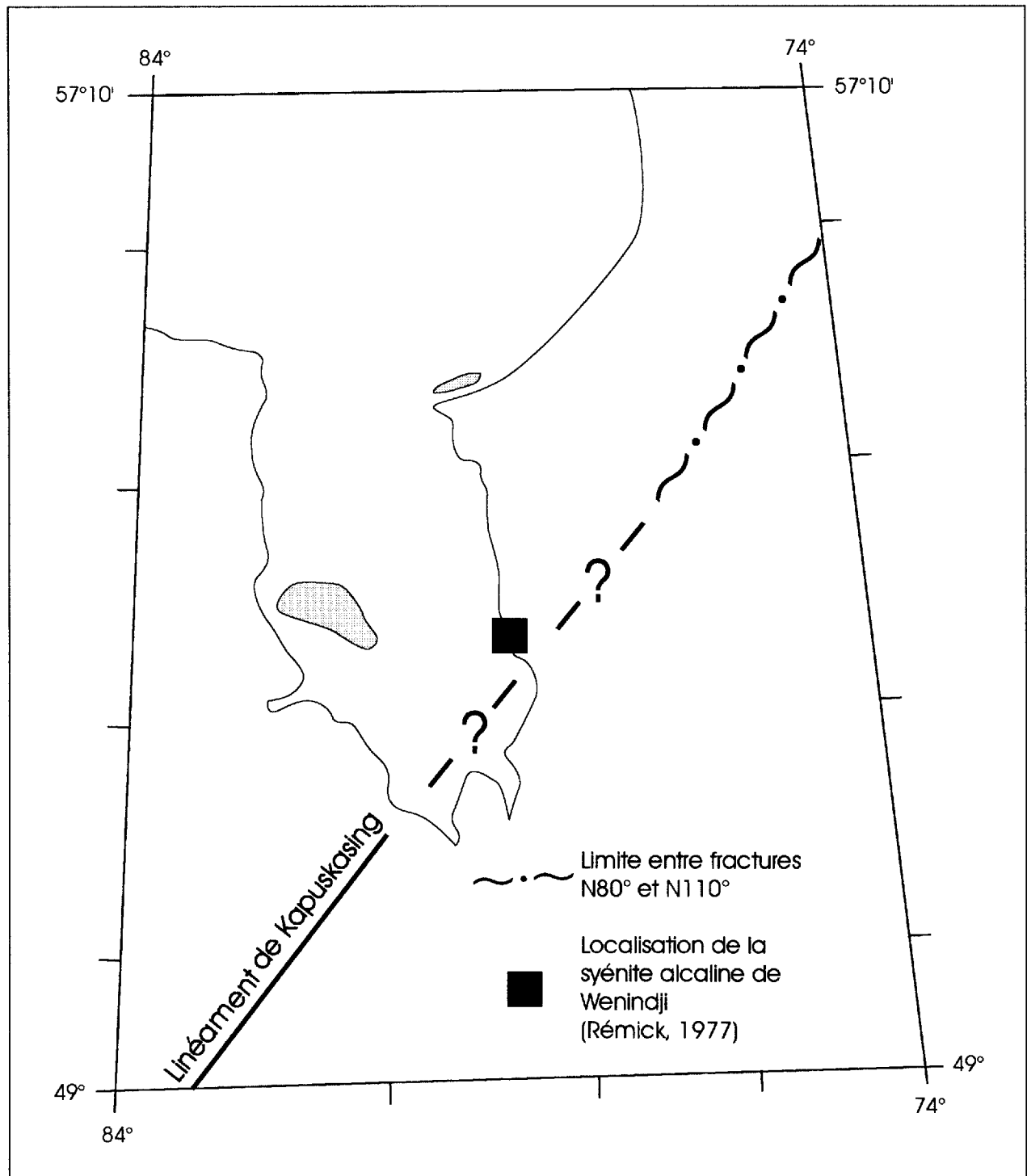
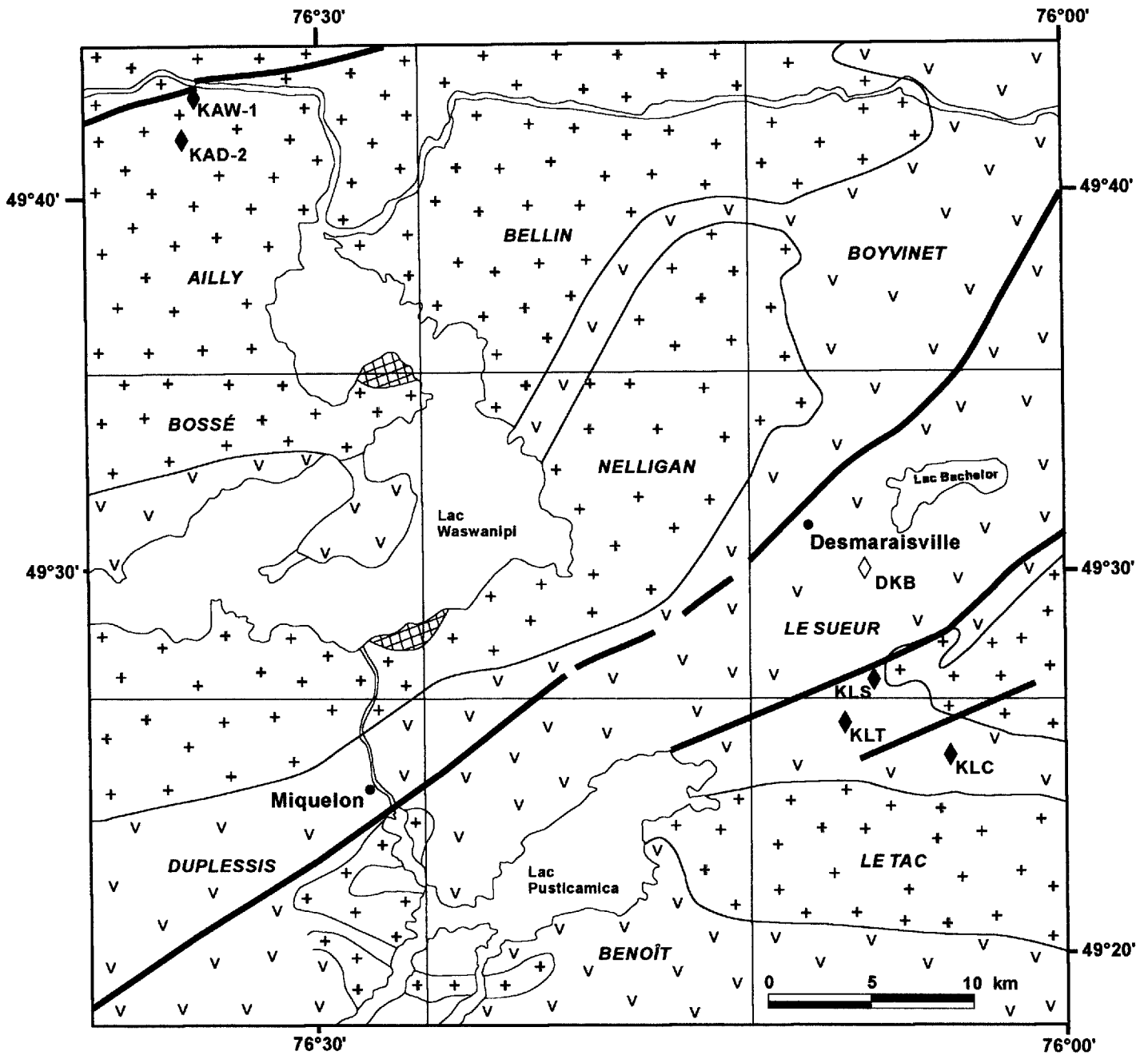


Figure 13. Prolongement possible du linéament de Kapuskasing vers le NNE. Au Québec ce prolongement coïncide avec une zone de transition entre deux réseaux de fracturation dominant, à l'ouest l'orientation est de 110°, à l'est l'orientation est de 80°, (voir figures 19 et 20), d'après Portella (1980).



<b>Paléozoïque</b>	<b>Champ de kimberlite de Desmaraisville</b>
☒ Calcaires ordoviciens	
<b>Protérozoïque</b>	<b>1) secteur Ailly</b>
◆ Chiménées de kimberlite	Kaw-1 : cheminée de Ailly-W-1, Ressources William-Explorations Diabior
◇ Dykes de kimberlites	Kad-2 : cheminée de Ailly-Diabex-2, Diabex
▣ Dykes de diabase	
<b>Archéen</b>	<b>2) secteur de Le Tac</b>
⊕ Granitoïdes	Kls : cheminée de Le Sueur, Ressources Unifiées Ojibway
∇ Volcanites et sédiments	Klt : cheminée de Le Tac, Exploration Minière du Nord- SOQUEM-Monopros
	Klc : cheminée du lac Céré, Explorration Orbite V.S.P.A.
	Dkb : dyke de kimberlite du lac Bachelor

Figure 14. Localisation des cheminées de kimberlite du champ de Desmaraisville. Les cheminées sont concentrées dans deux secteurs; celui au NW, centré sur le canton d'Ailly et celui au SE, centré sur le canton Le Tac. Les secteurs (grappes?) sont localisés à proximité de dykes de diabase orientés vers l'ENE, ce qui pourrait représenter le contrôle structural local du couloir de Waswanipi-Saguenay pour leur mise en place.

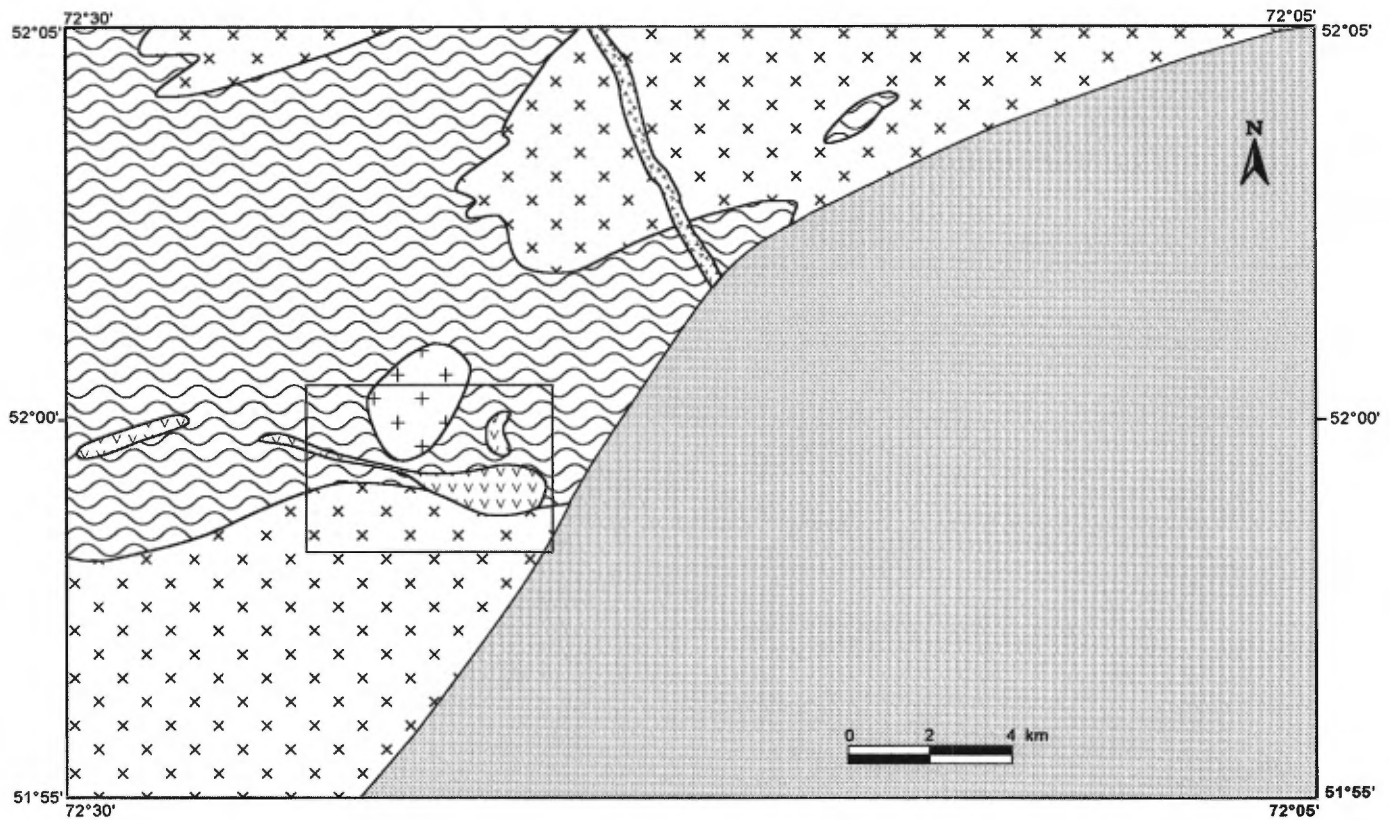


Figure 15. Géologie du secteur au NE de la partie Ouest du bassin des monts Otish, d'après Gehrisch et al. (1979). L'encadré représente les limites de la figure suivante.

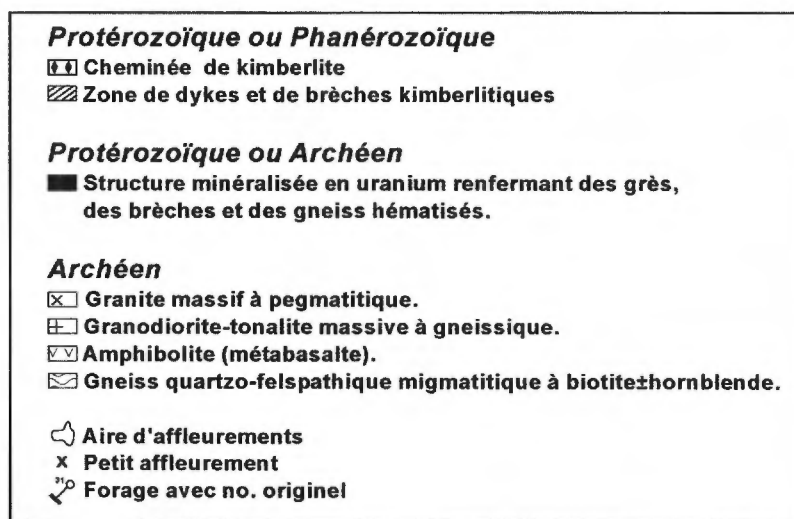
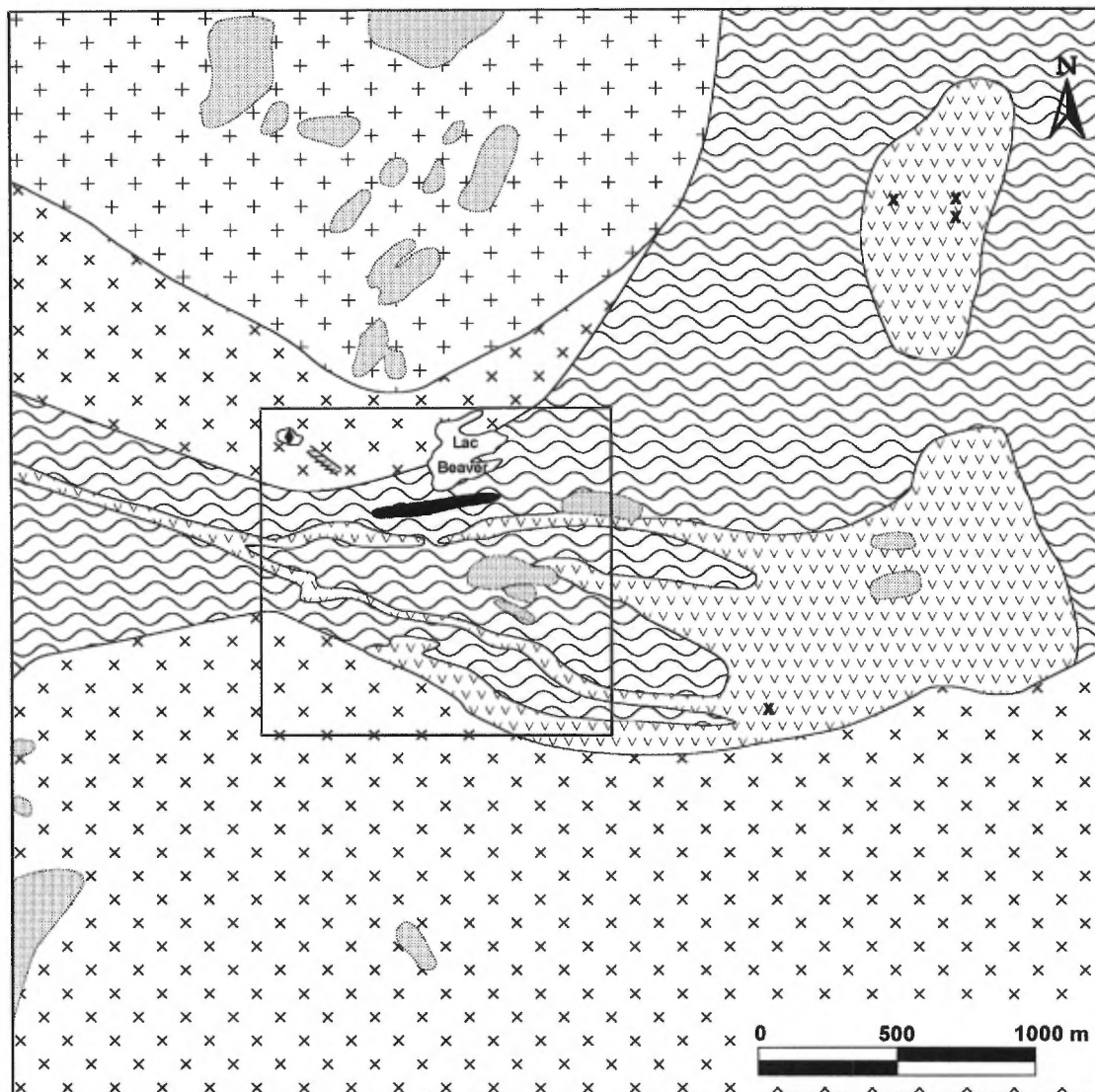


Figure 16. Géologie plus détaillée du même secteur, avec la localisation de la cheminée et de la zone de dykes de kimberlite, d'après Gehrisch et al. (1979). L'encadré correspond à la figure suivante.

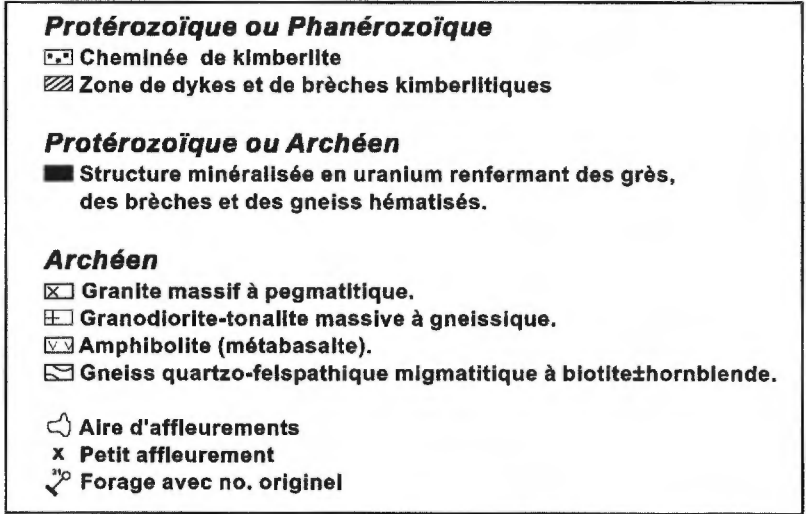
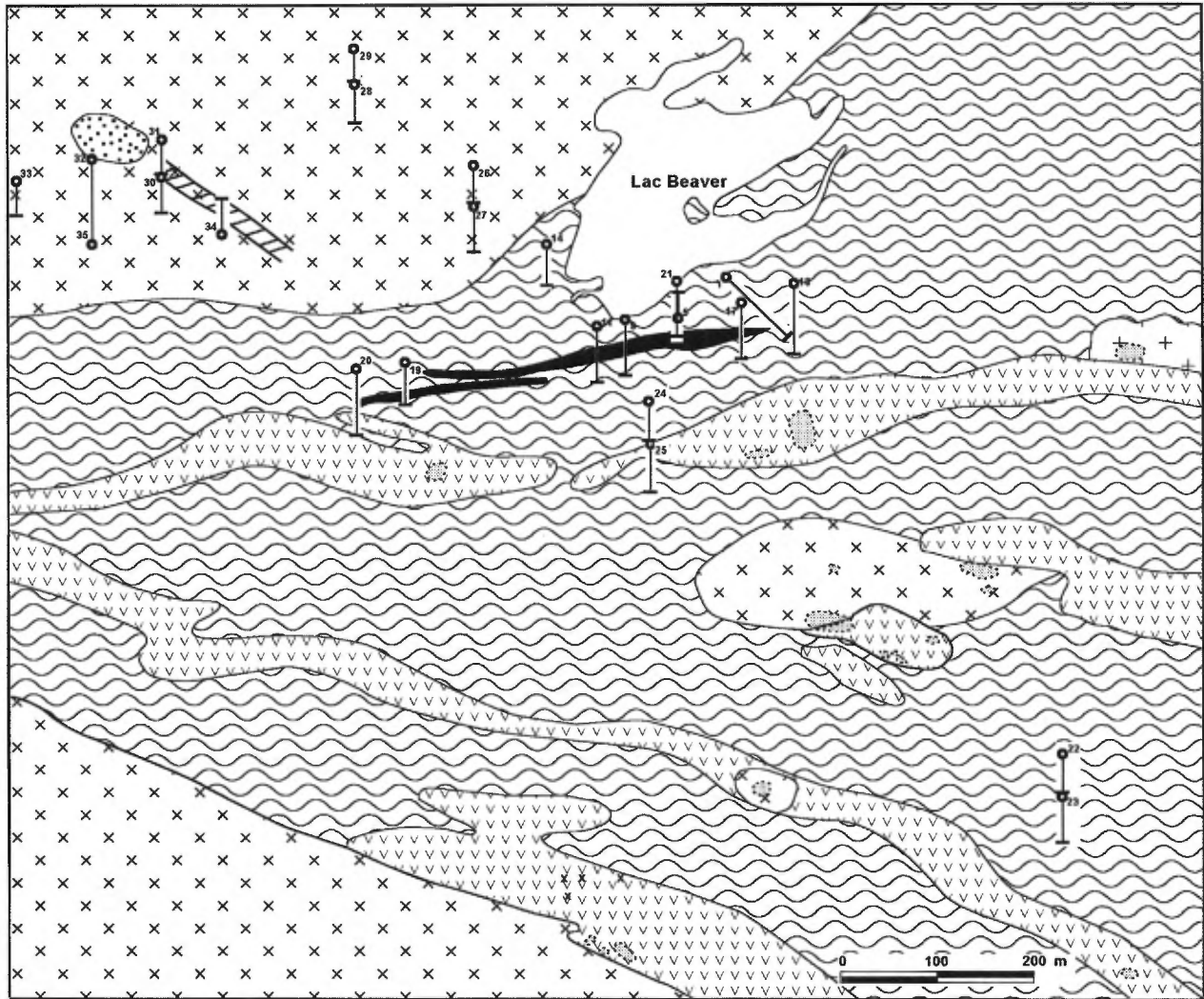


Figure 17. Géologie détaillée de la propriété Beaver-Zoran/Otish West, projet 71-85, avec la position de la cheminée et de la zone de dykes de kimberlite ainsi que la localisation des trous de forages, d'après Gehrisch et al. (1979).



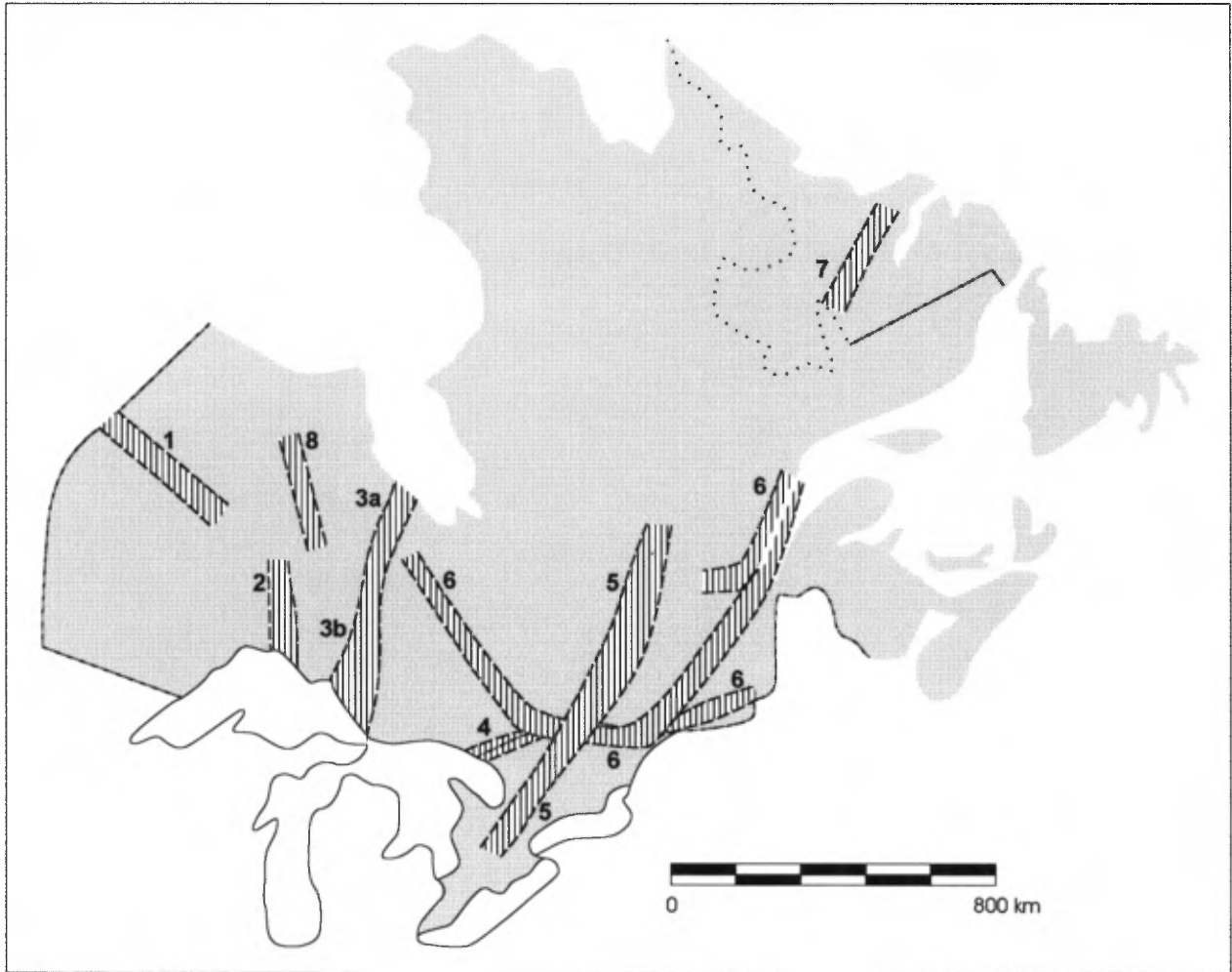


Figure 18. Ceintures de roches alcalines dans l'Est du Canada, d'après Currie (1976).  
 (1) Province de carbonatites du nord de l'Ontario, (2) Province alcaline de Coldwell, (3) Province alcaline de Kapuskasing, (4) Province alcaline de Nippising, (5) Province alcaline du Grenville, (6) Province alcaline d'Ottawa-St-Laurent, avec l'extension des collines Montérégiennes, (7) Province alcaline du Labrador, (8) Ceinture de la rivière Nagagami.

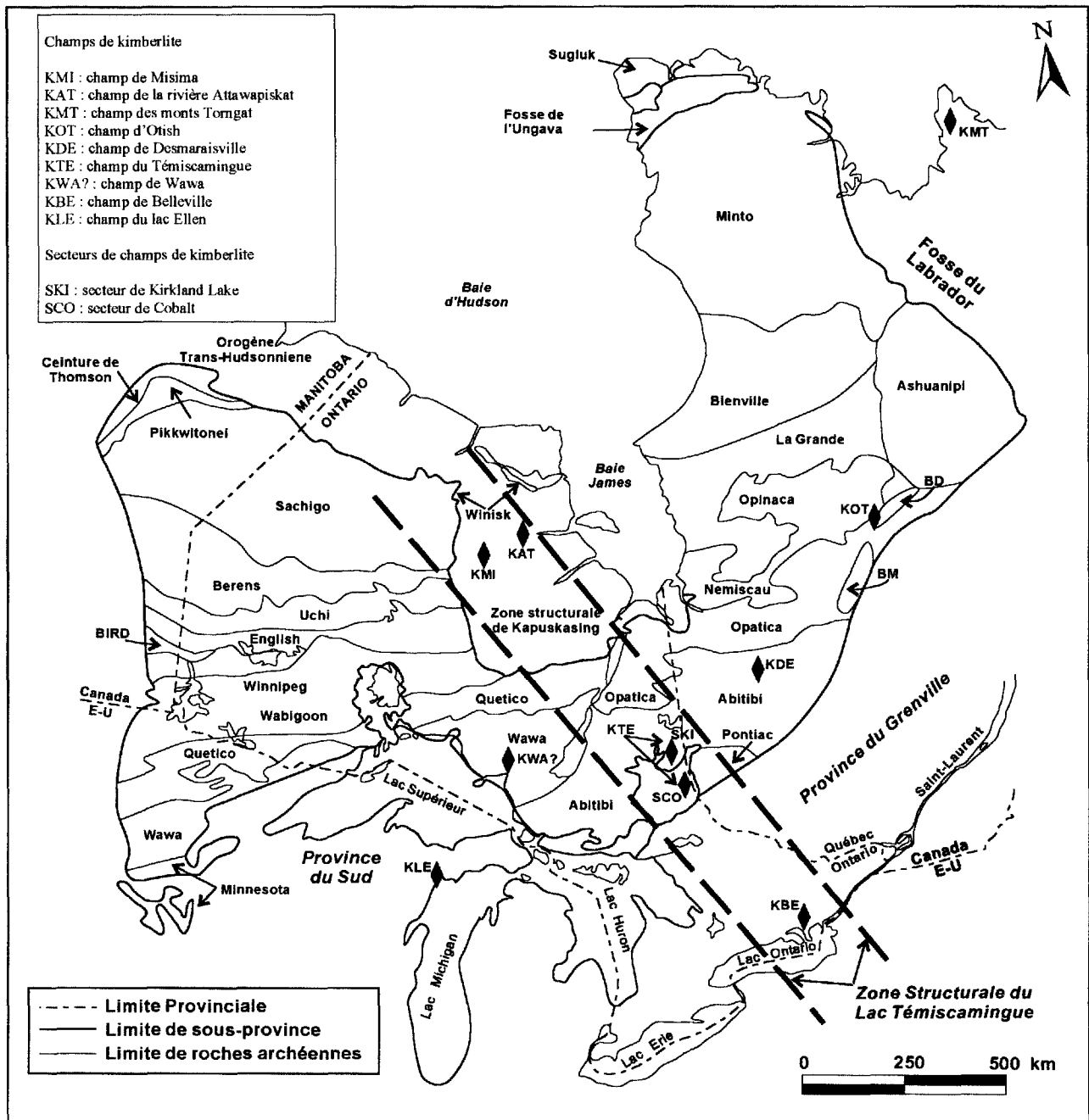


Figure 19. Localisation des champs de kimberlite et des divisions tectoniques majeures du bouclier Canadien, la géologie provient de Stott et Corfu (1991), les limites du couloir structural du Témiscamingue sont d'après Brummer et al. (1992b).

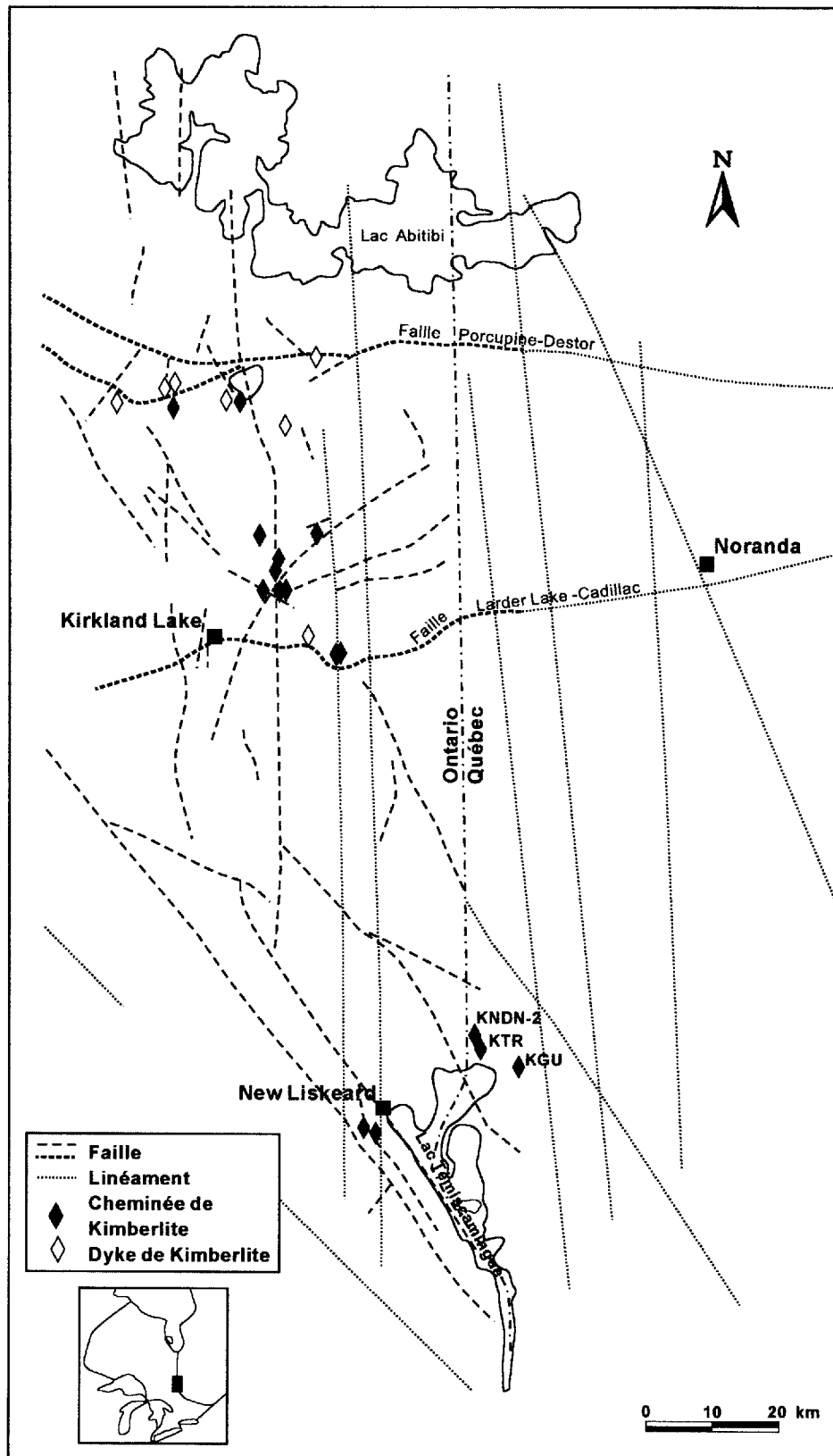


Figure 20. Localisation des cheminées de kimberlite et des failles principales dans la région du Témiscamingue, d'après Pegg (1993) et Sage (1996). Les failles et les linéaments N-S semblent contrôler, en partie, la localisation des cheminées.

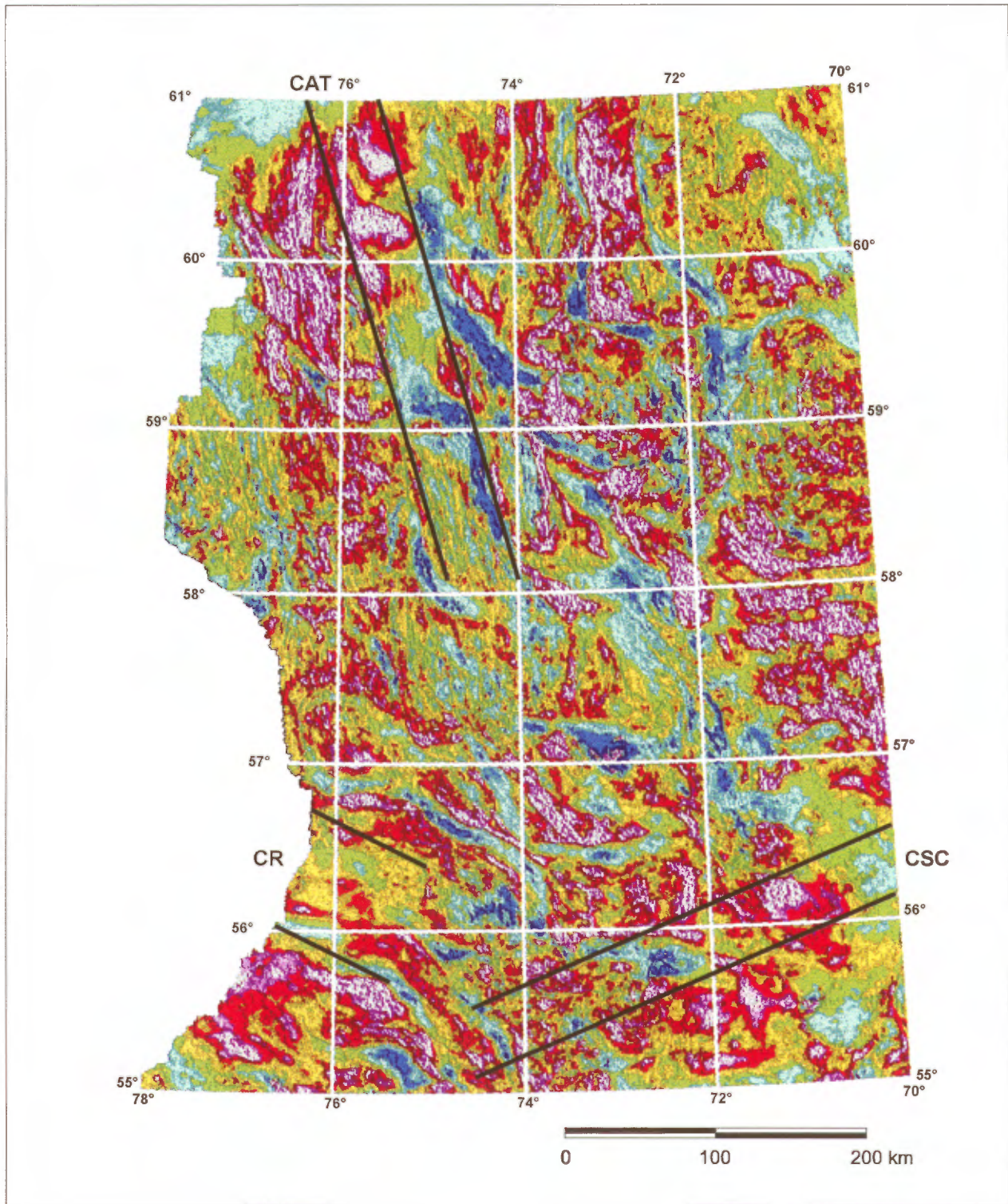


Figure 21. Carte du champ total superposée sur le gradient magnétique vertical ombragé, tirée de Labbé et al. (1999), avec la superposition de trois couloirs structuraux (voir fig.1).

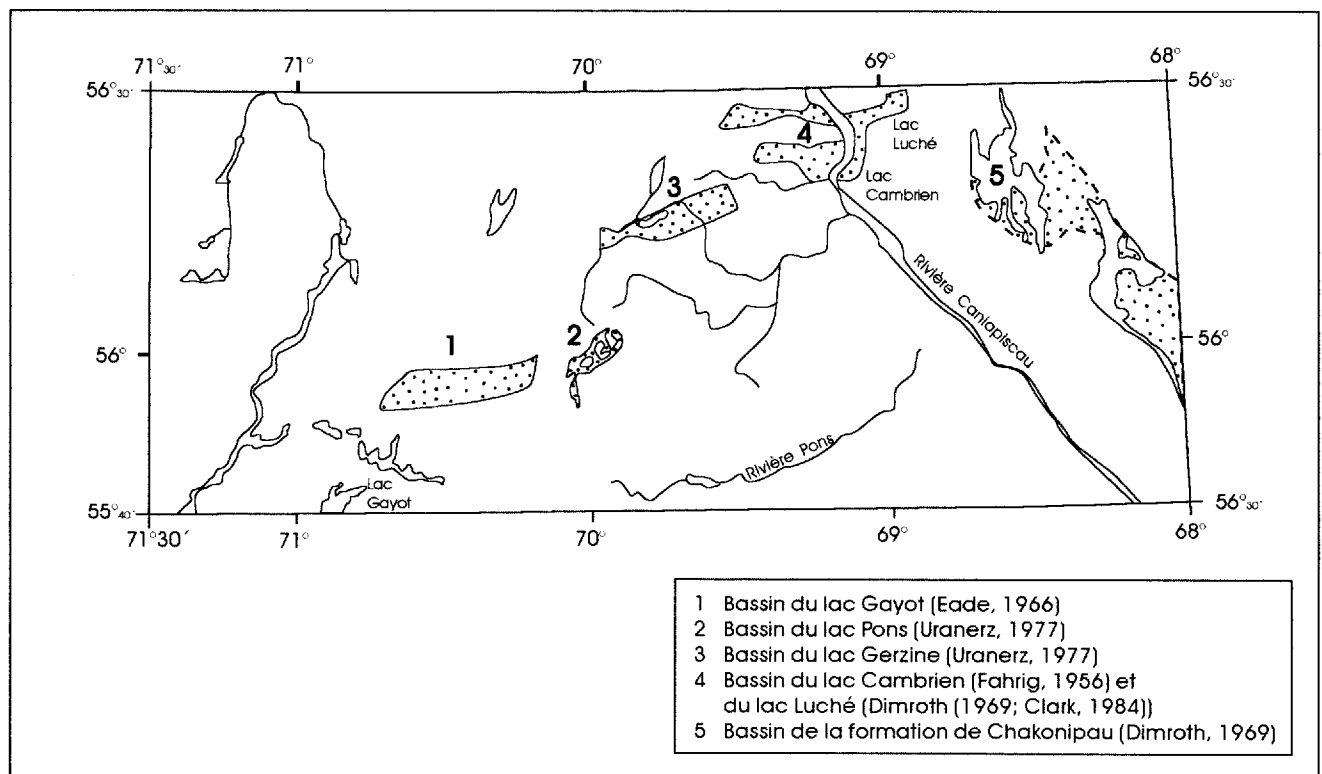


Figure 22. Localisation des grabens de la Formation de Sakami dans la partie Est du couloir de Soudon-Cambrien et de la Formation de Chakonipau dans la Fosse du Labrador, d'après Portella (1980).

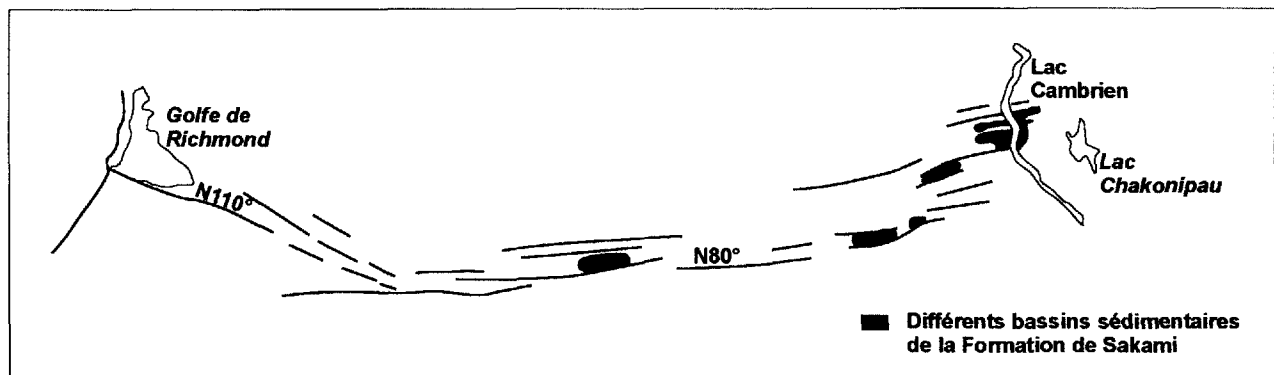


Figure 23. Schéma des réseaux de fractures orientées à 110° et 80° entre le Golfe de Richmond et le lac Cambrien, d'après Portella (1980).

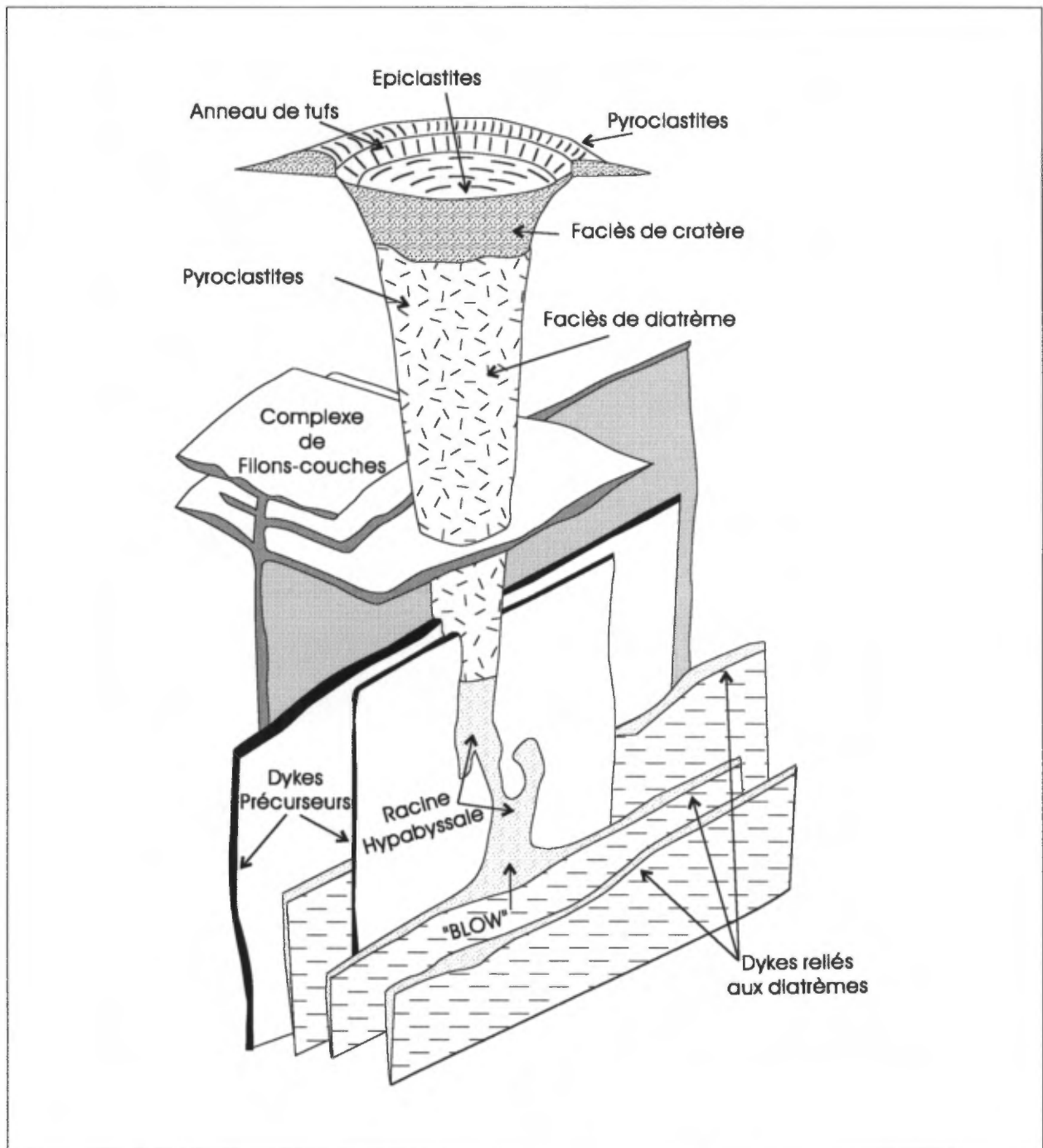


Figure 24. Coupe schématique idéalisée d'un complexe intrusif kimberlitique, d'après Mitchell (1986).





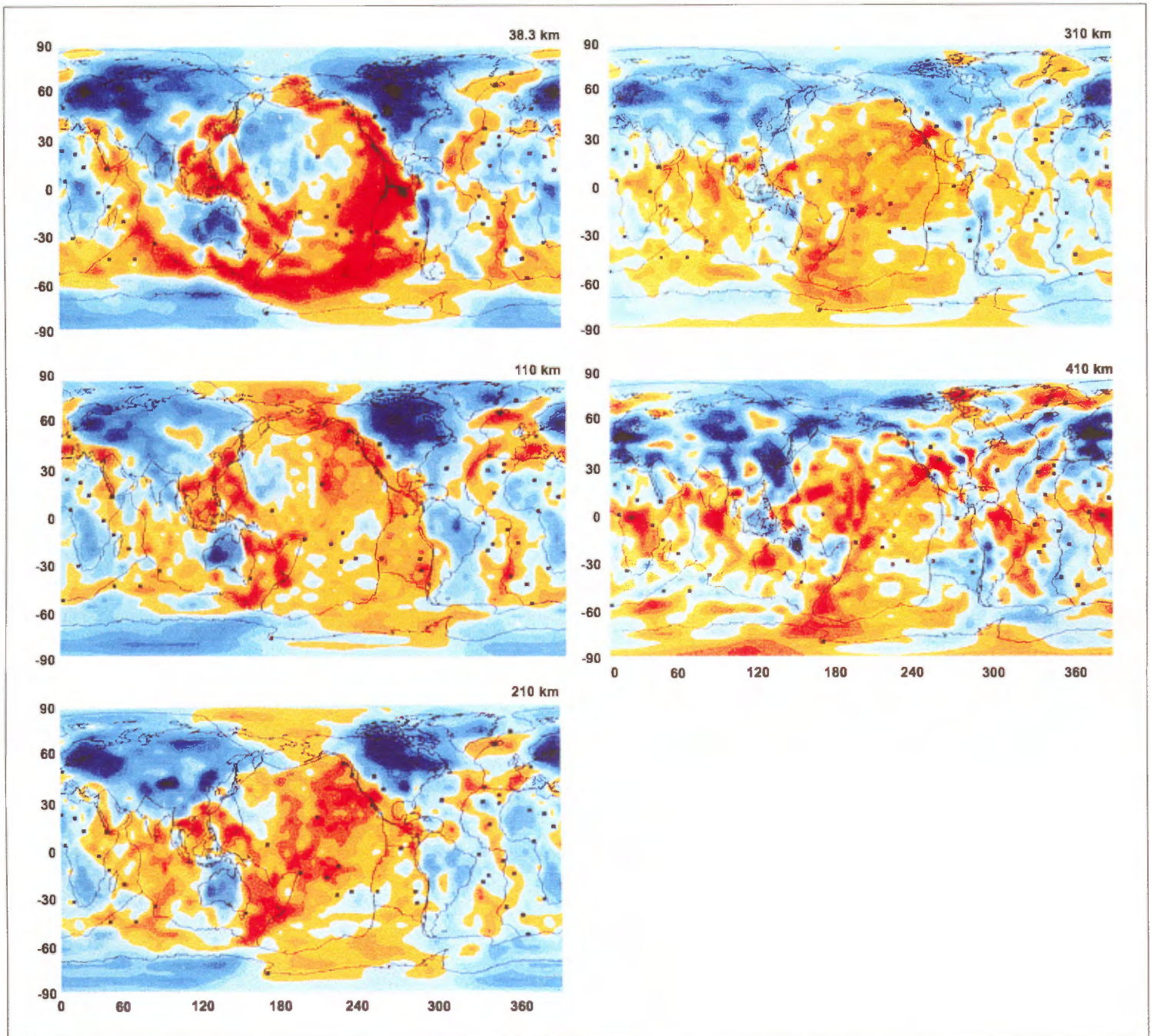


Figure 25. Figure de la vitesse de propagation des ondes à différentes profondeurs, selon Anderson et al. (1992). Les régions en bleu ont des vitesses de propagation rapides, les régions en orange ont des vitesses lentes. Les variations de vitesse sont de  $\pm 5\%$  pour une profondeur de 38,3 km, de  $\pm 4,5\%$  pour une profondeur de 110 km, de  $\pm 4\%$  pour une profondeur de 210 km, de  $\pm 2,5\%$  pour une profondeur 310 km et de  $\pm 1\%$  pour une profondeur de 410 km. Au Québec, une zone relativement froide ayant des vitesses de propagation rapide, localisée au sud du 56<sup>e</sup> parallèle, persiste jusqu'à une profondeur de 310 km. À 410 km de profondeur, il ne reste plus qu'une petite région au sud de la baie James.

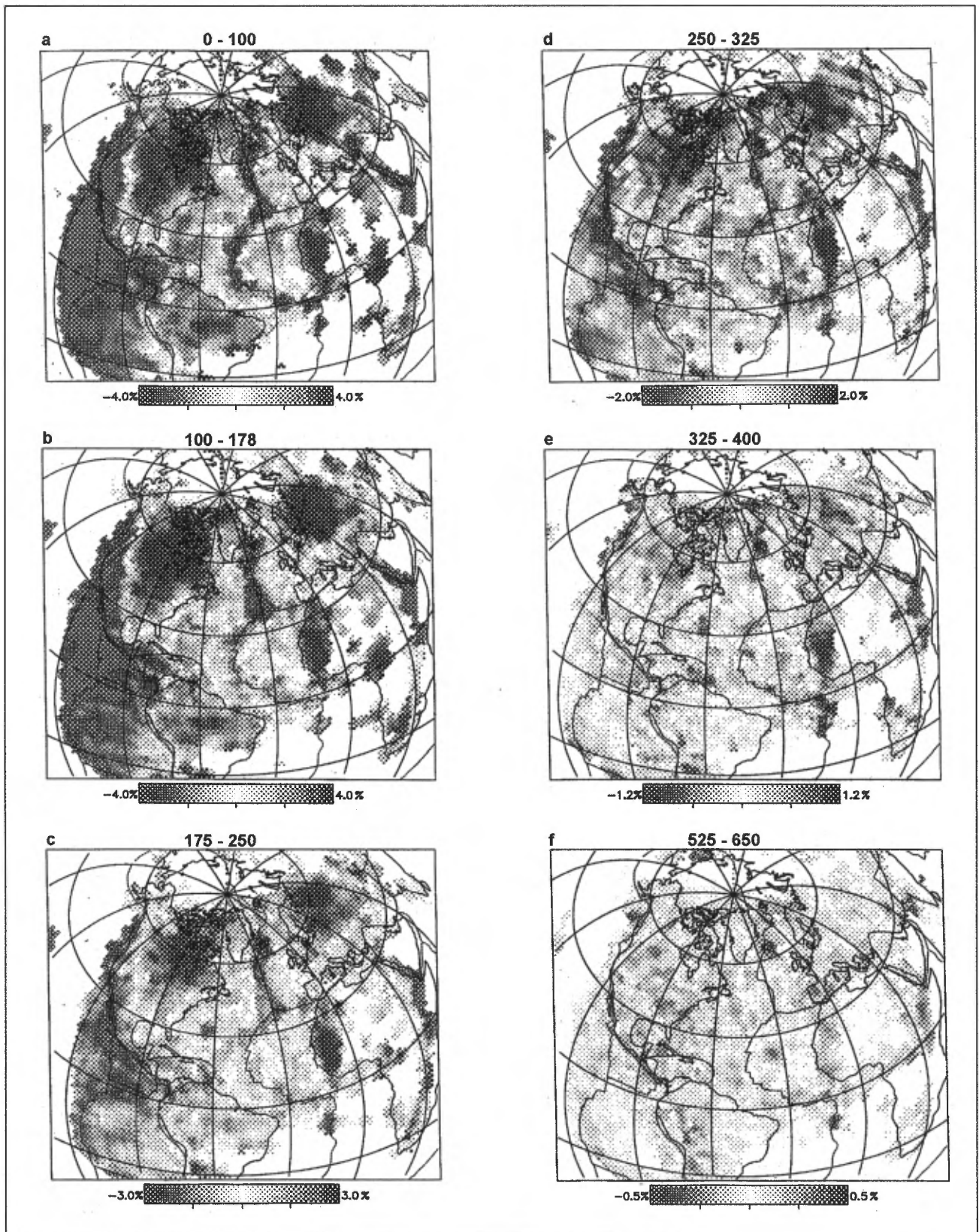


Figure 26. Figure de la vitesse de propagation des ondes à différentes profondeurs, selon Grand (1994). L'échelle de variation des vitesses change avec les profondeurs. Au Québec, la région ayant des vitesses rapides englobe l'ensemble de la Province du Supérieur à des profondeurs entre 0 et 175 km. De 175 à 400 km de profondeur, cette région se rétrécit progressivement vers la baie d'Hudson et la baie James. Aucune zone à haute vitesse n'est perceptible entre 525 et 650 km.

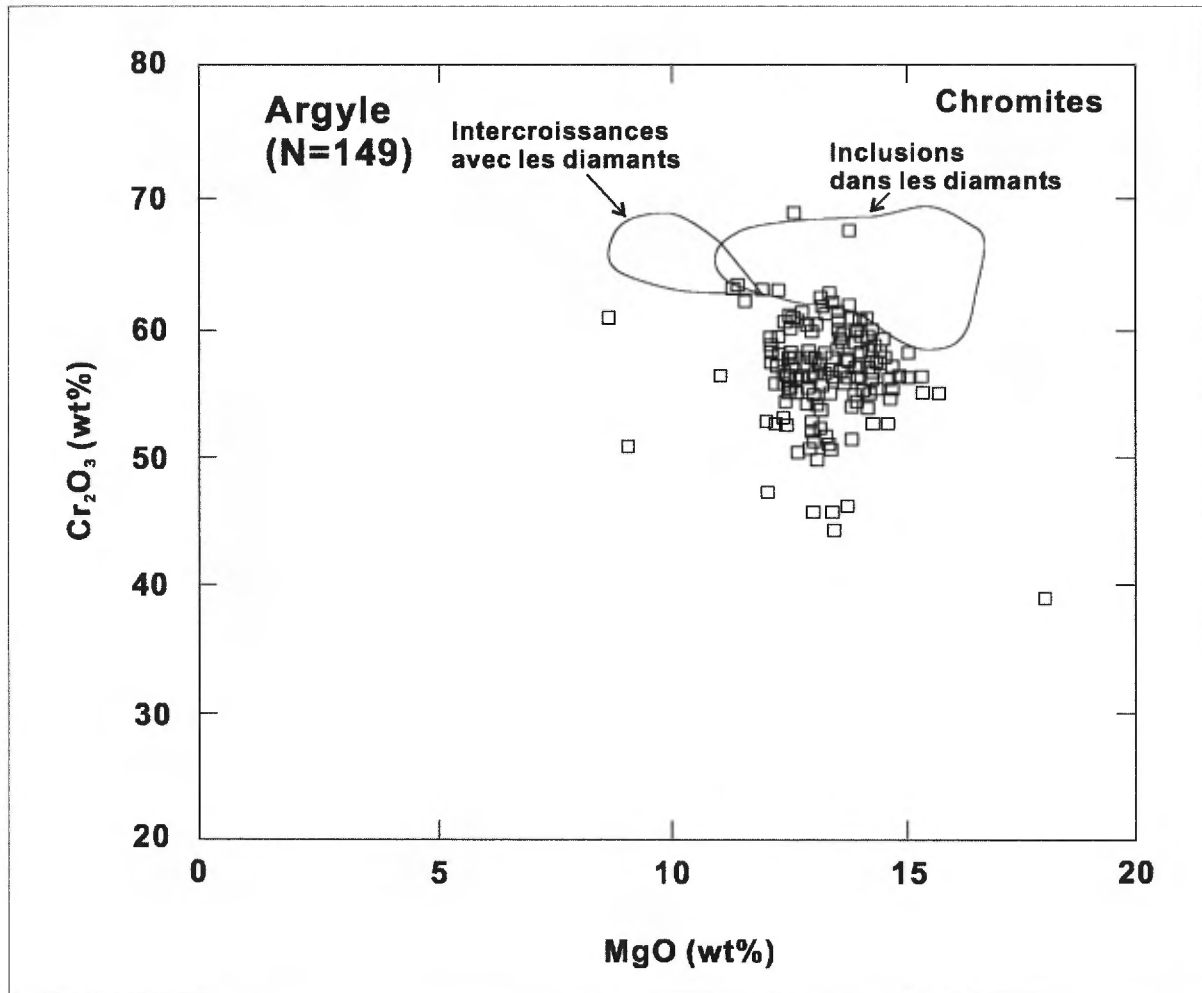


Figure 27. Diagramme  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  –  $\text{MgO}$  pour les chromites de la cheminée de lamproïte d'Argyle en Australie, de Fipke et al. (1995).

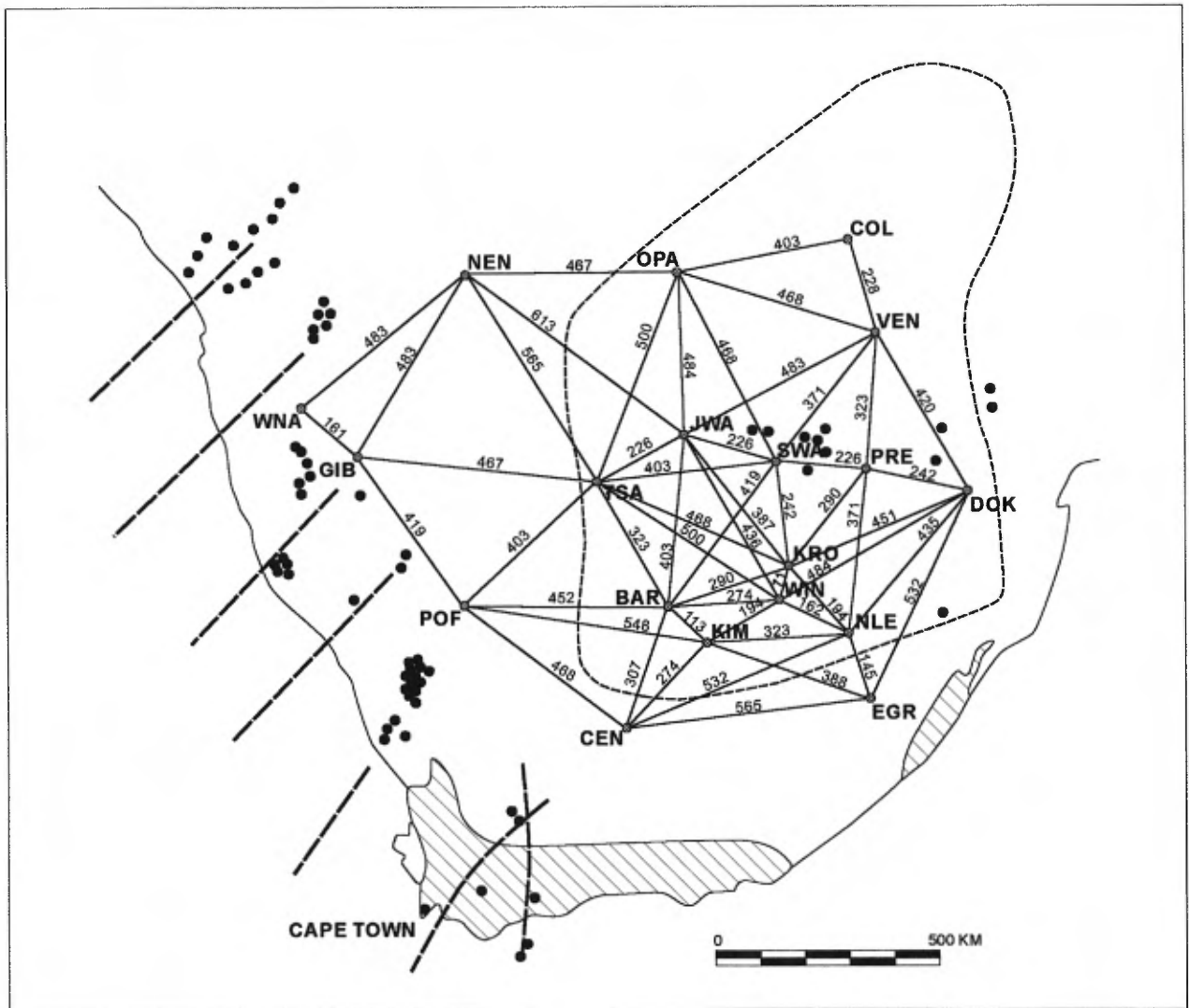


Figure 28. Distances entre les champs de kimberlite adjacents en Afrique australe, la localisation des champs provient de Mitchell (1986).

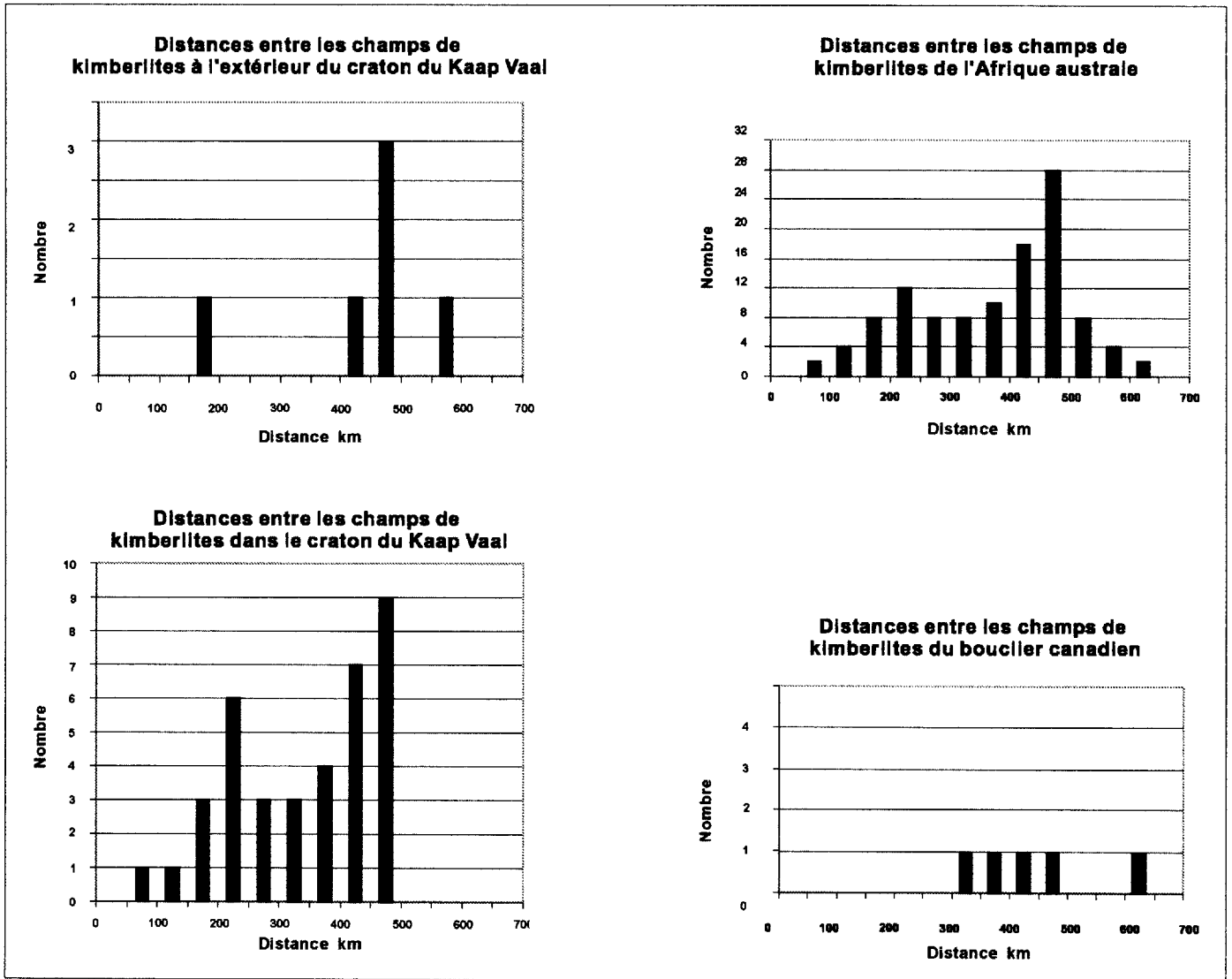


Figure 29. Histogrammes de distances inter-champs de kimberlite pour l'Afrique australe et le bouclier Canadien. Les diagrammes b et c montrent qu'il existe clairement une distribution bi-modale pour les distances inter-champs des champs localisés à l'intérieur du craton du Kaap Vaal et pour l'ensemble de l'Afrique australe, voir texte pour explications.

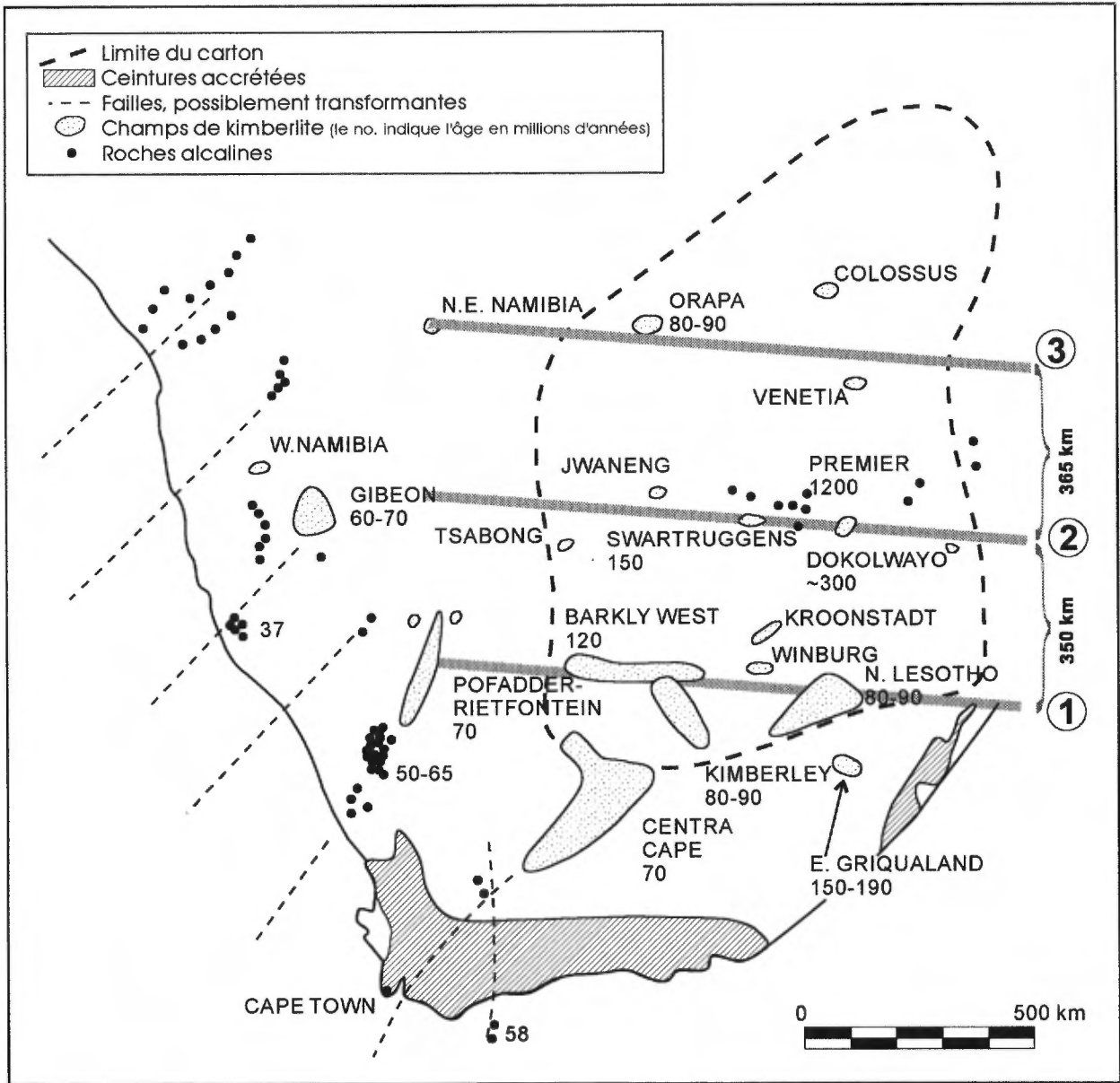


Figure 30. Regroupement des champs de kimberlite du craton du Kaap Vaal en trois bandes sub-parallèles, la localisation des champs provient de Mitchell (1986), voir texte pour explications.



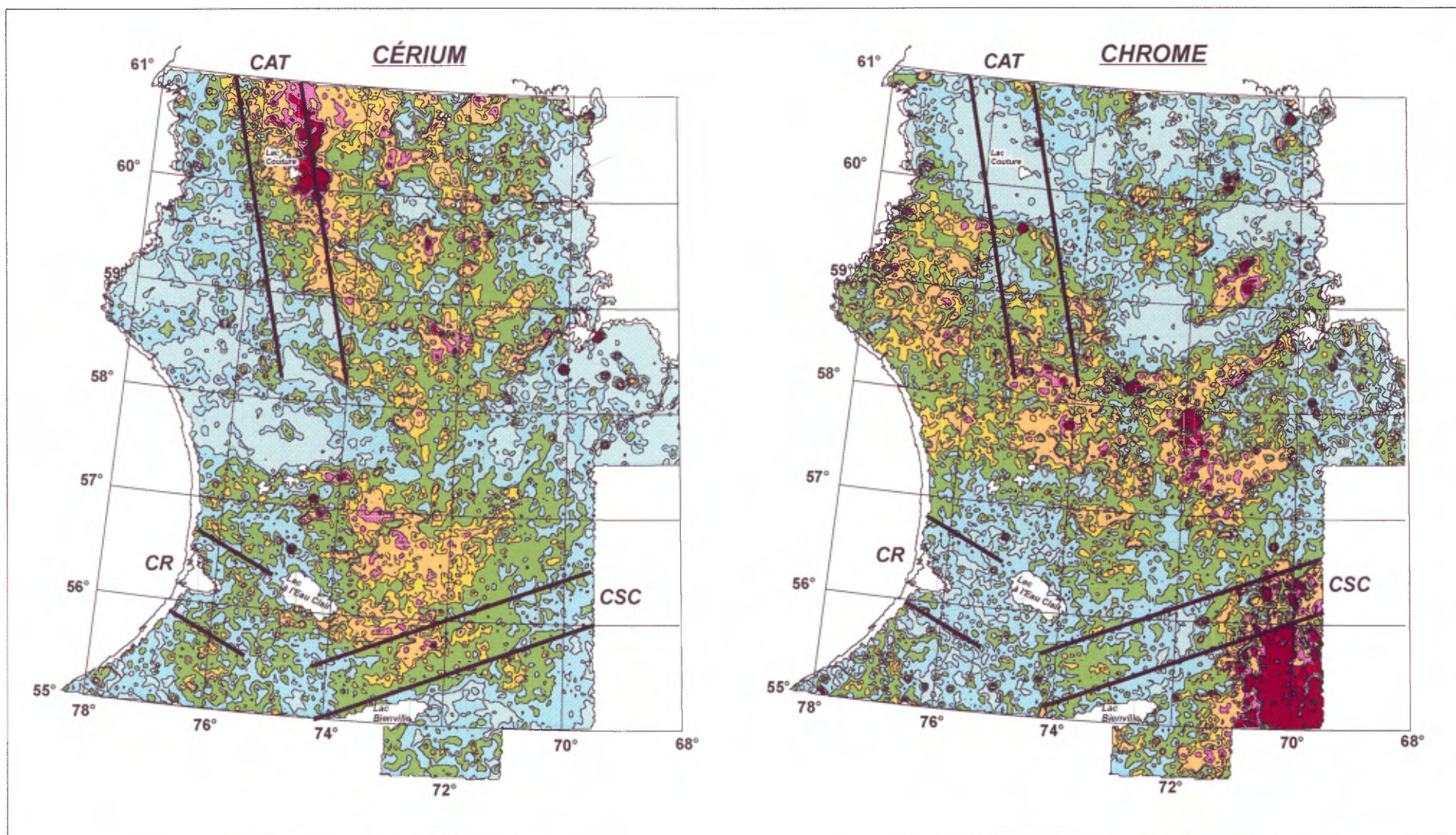


Figure 31. Cartes géochimiques contourées pour la région du Grand-Nord du Québec avec la position de trois couloirs structuraux; CAT : couloir d'Allemand-Tasiat, CR : couloir de Richmond et CSC : couloir de Saindon-Cambrien.



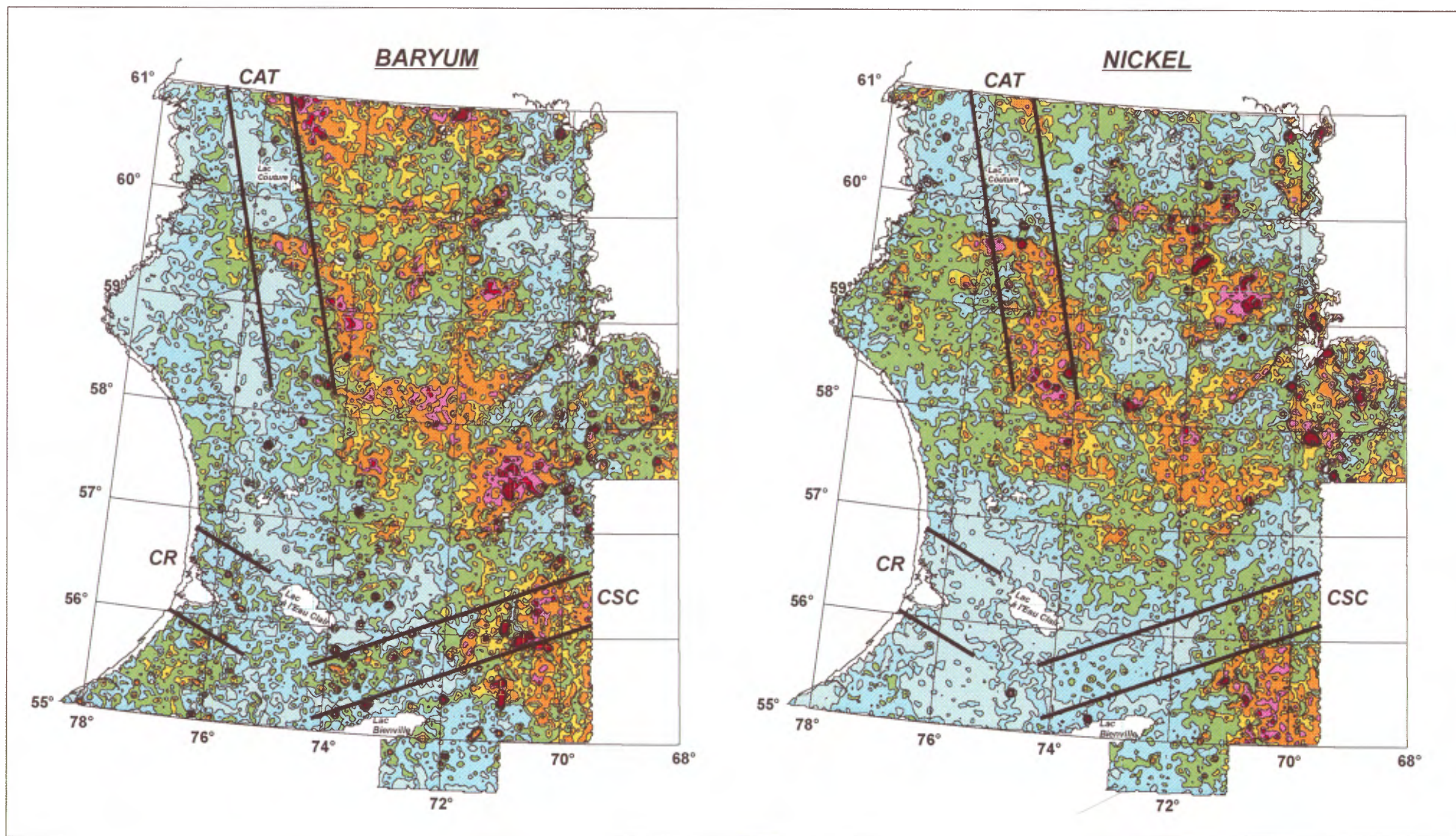


Figure 31. Cartes géochimiques contourées pour la région du Grand-Nord du Québec avec la position de trois couloirs structuraux; CAT : couloir d'Allemand-Tasiat, CR : couloir de Richmond et CSC : couloir de Saindon-Cambrien.

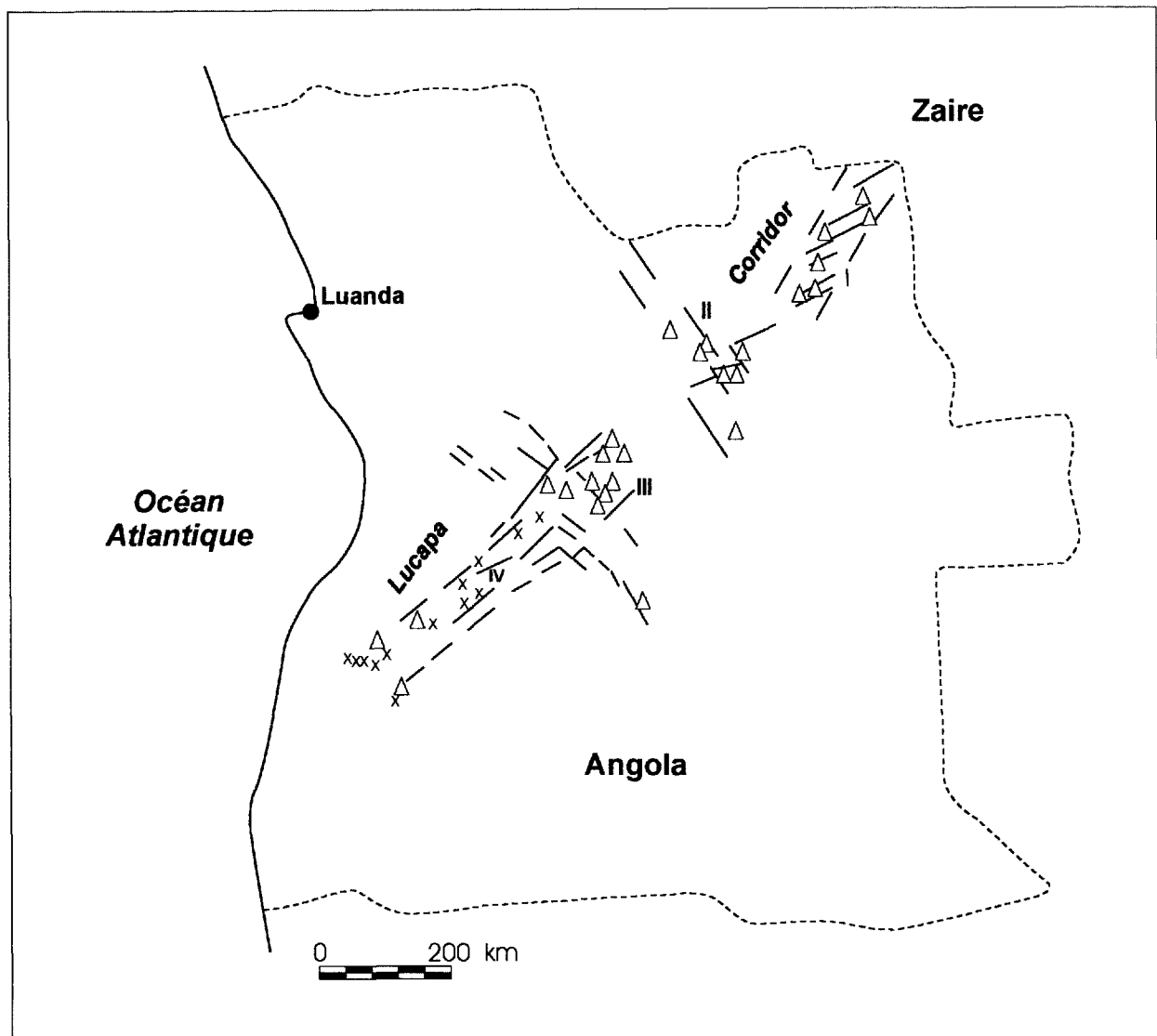


Figure 32. Kimberlites et carbonatites associées au couloir de Lucapa en Angola, d'après White et al. (1995) et références citées. Les champs de kimberlites sont localisés dans le couloir de Lucapa à des intervalles relativement réguliers et semblent être contrôlés en partie par la présence de structures transversales au couloir.

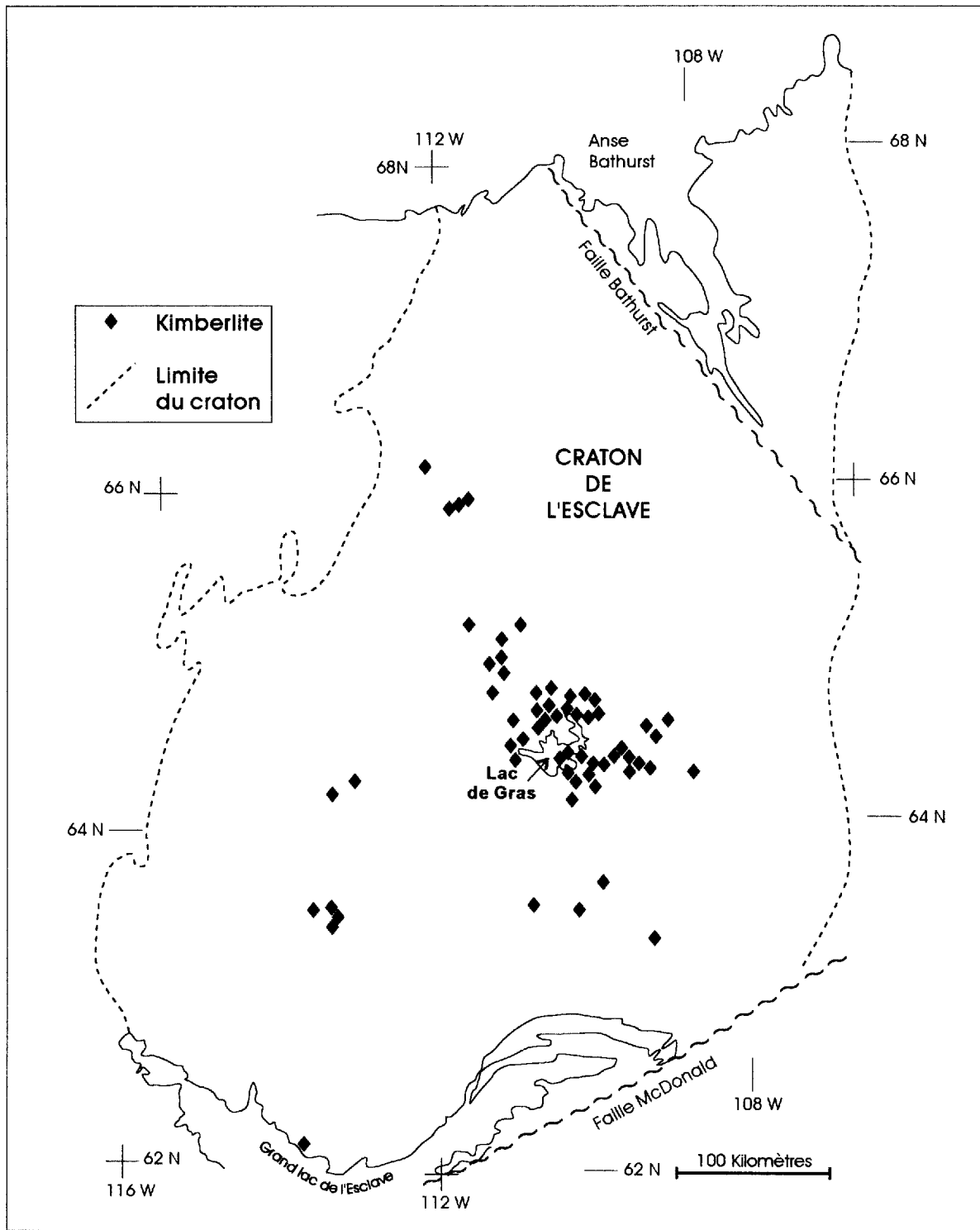


Figure 33 Localisation des cheminées de kimberlites dans le craton de l'Esclave, d'après Pell (1997).



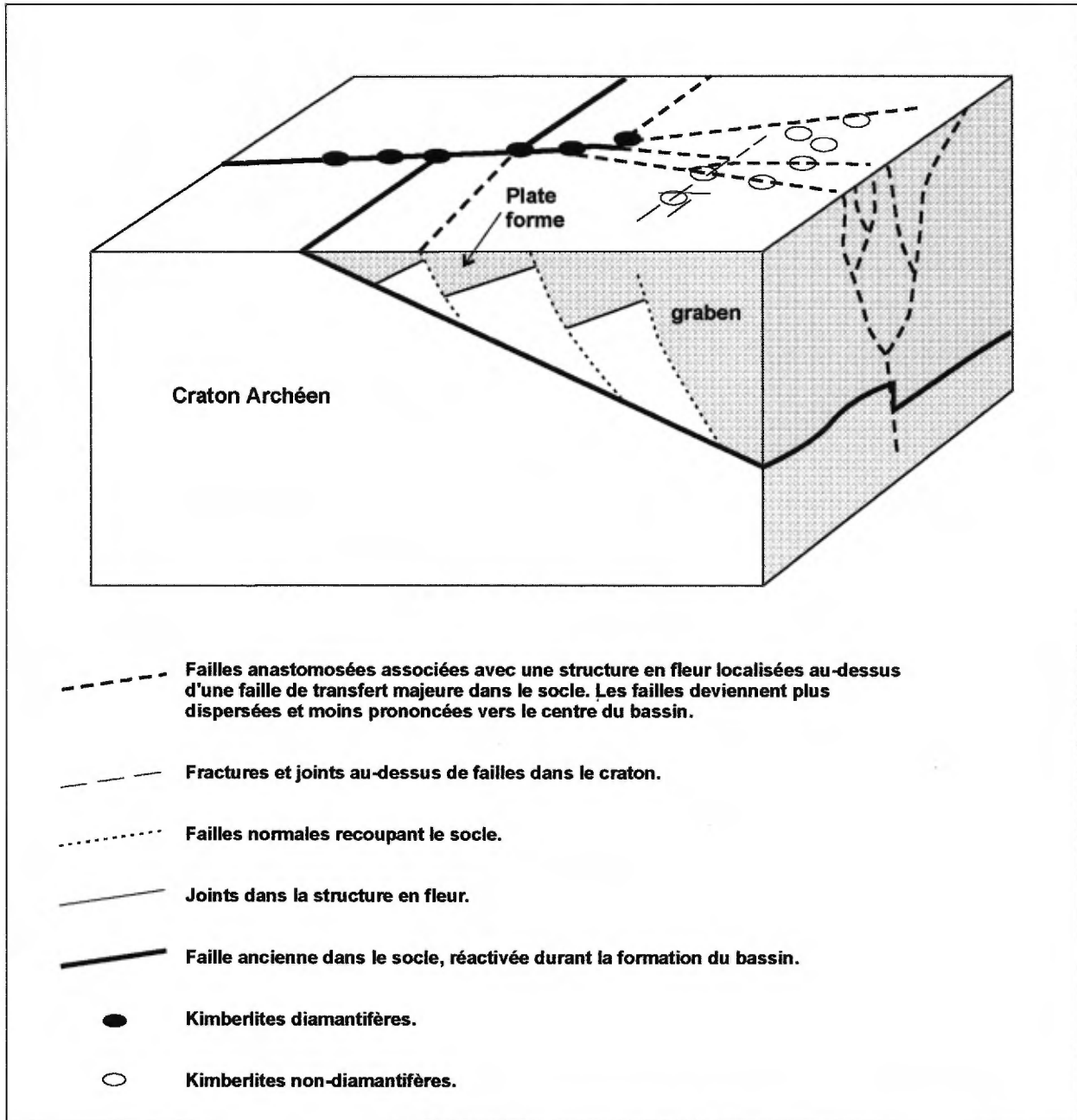


Figure 35. Modèle schématique montrant les relations possibles entre les failles de bassin et les kimberlites associées à un graben, d'après White et al. (1995). Ce schéma montre que les failles orthogonales au bassin et qui recoupent le socle s'évasent vers le centre du bassin et que conséquemment, la distribution des kimberlites devient plus dispersée (White et al., 1995). Ce modèle pourrait s'appliquer au couloir de Saindon-Cambrien, là où il intersecte la Fosse du Labrador. Dans ce cas, les intrusions sont des carbonatites et des intrusions alcalines ultramafiques plutôt que des kimberlites. Il semble d'ailleurs que la carbonatite localisée le plus près du centre de la Fosse, la carbonatite du lac LeMoyne, est située au Nord de la projection du couloir.



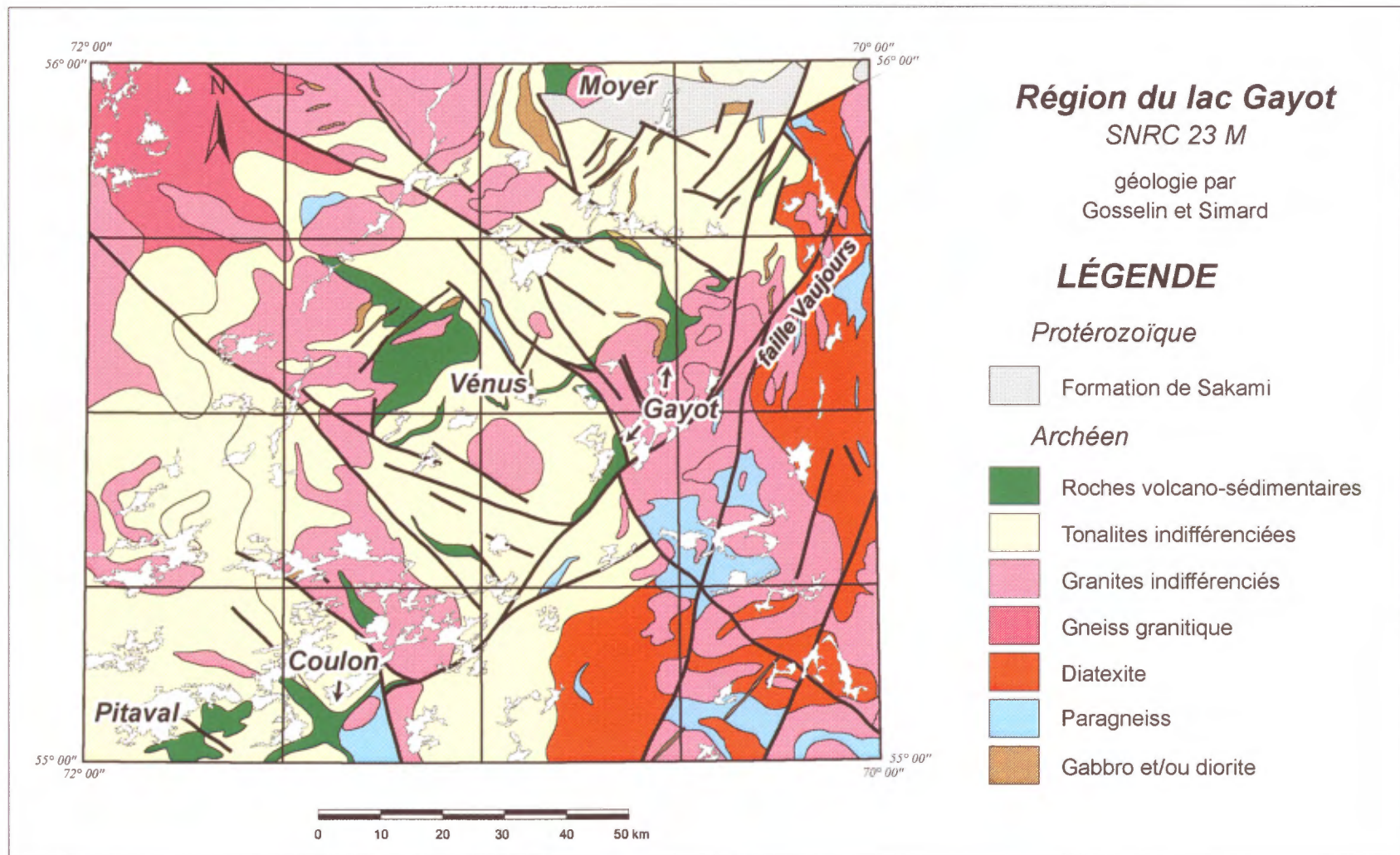


Figure 36. Carte géologique simplifiée de la région du lac Gayot (Simard et al., 1998)

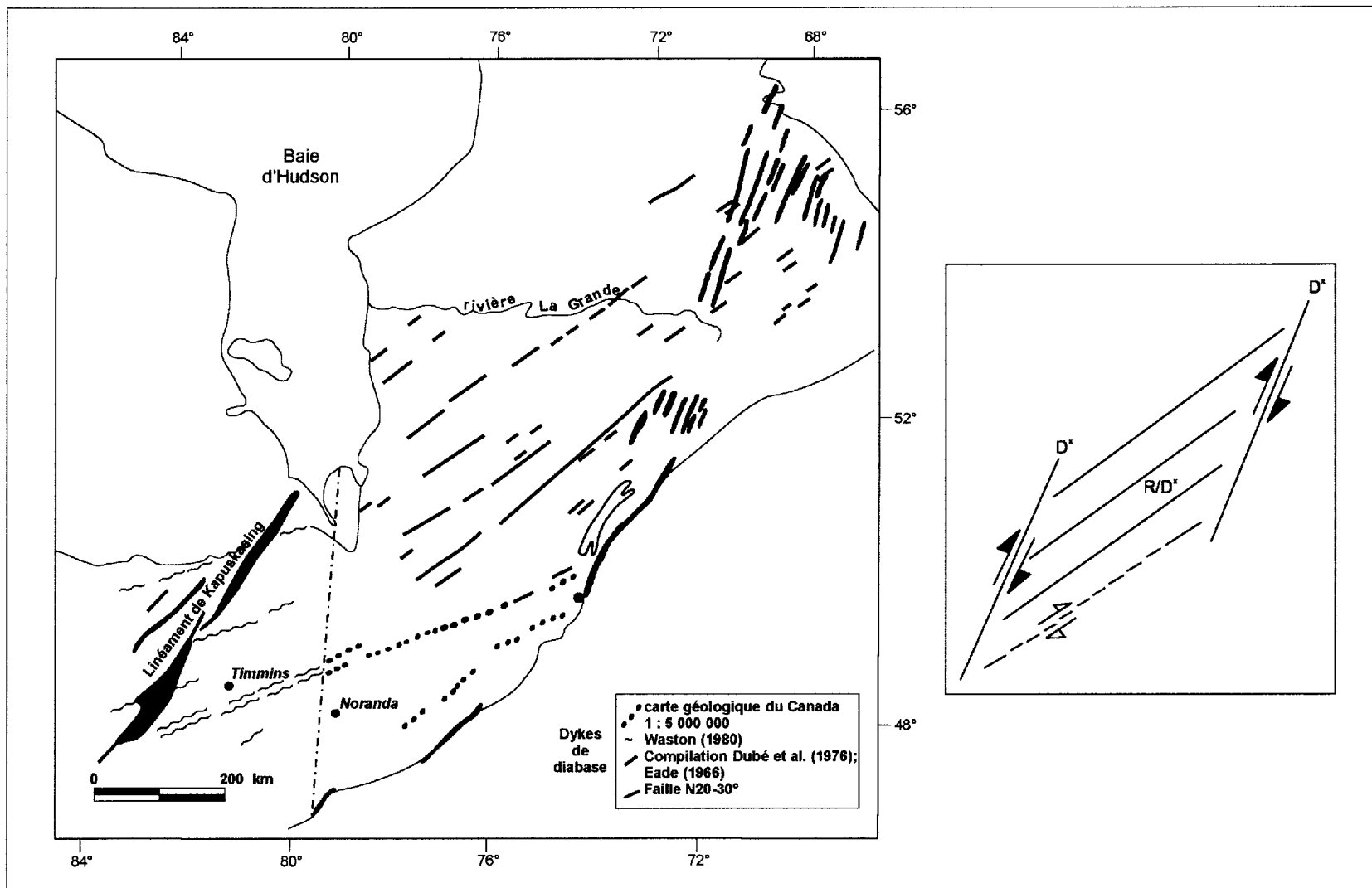


Figure 37. Distribution de dykes de diabase de direction NE ( $50^{\circ}$ - $60^{\circ}$ ) et des zones de failles orientées NNE ( $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ), avec un schéma tectonique explicatif, d'après Portella (1980).



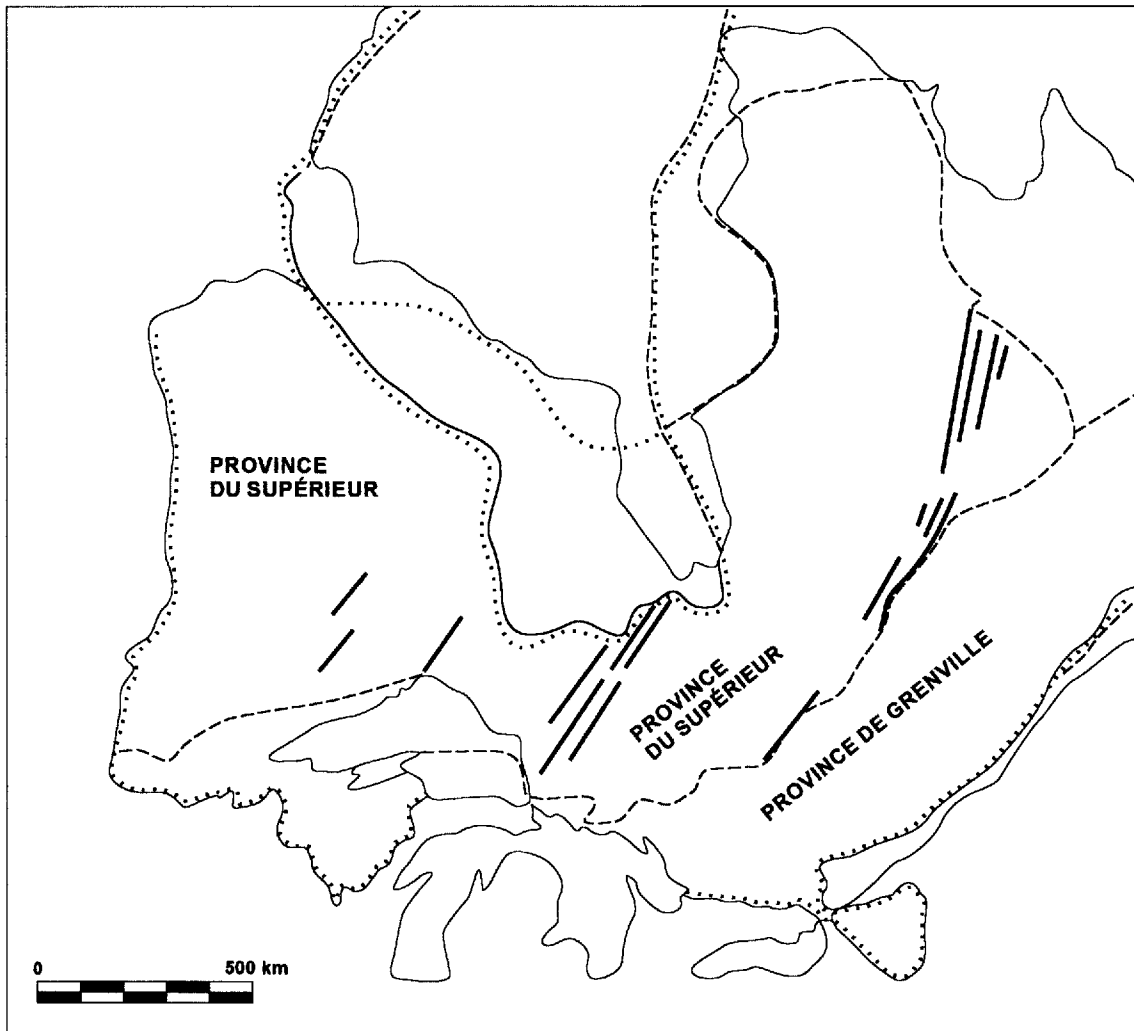


Figure 38. Carte schématique de la répartition des principales zones de failles NNE ( $20^{\circ}$ - $30^{\circ}$ ) de la Province du Supérieur, d'après Portella (1980).

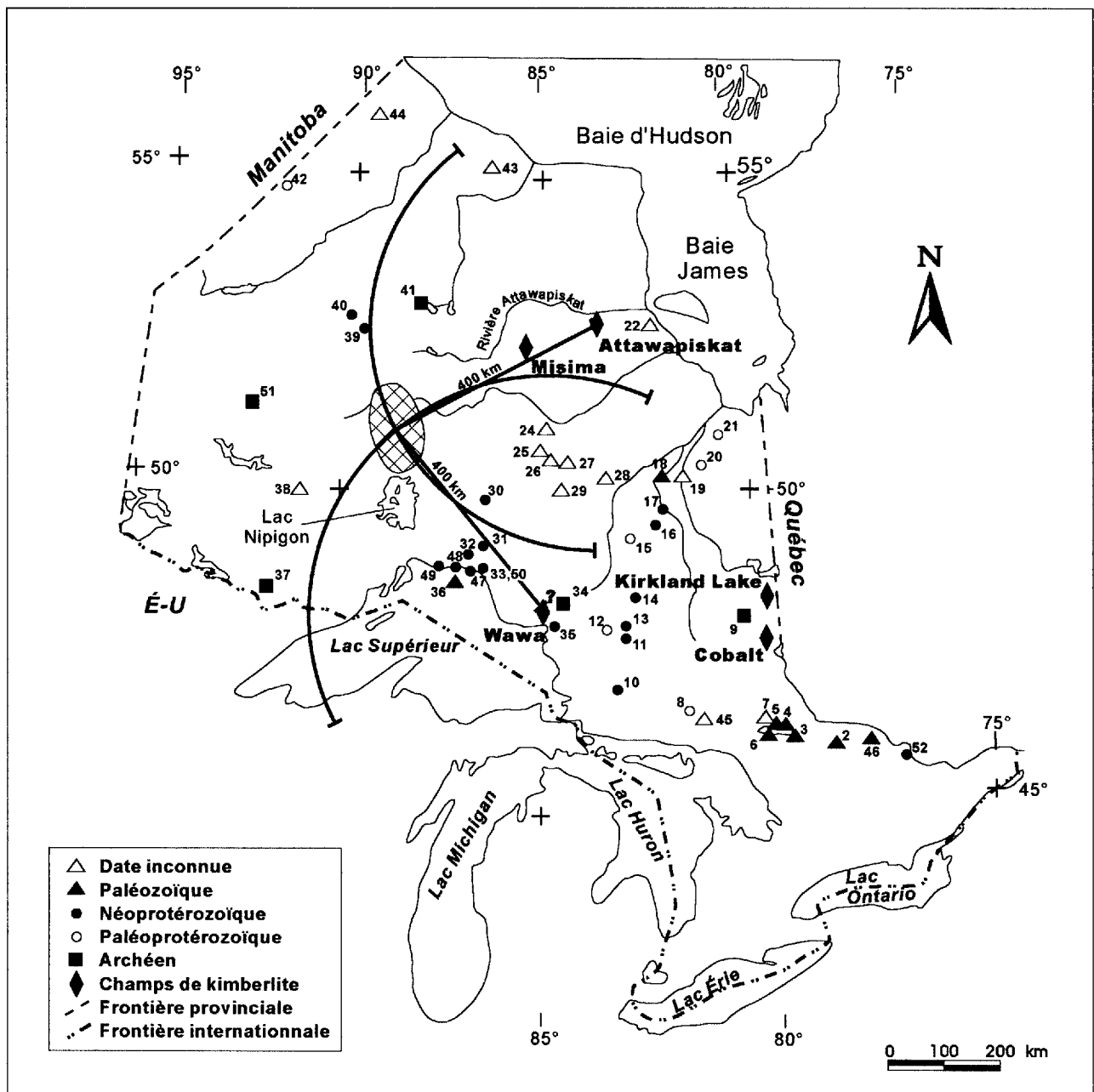


Figure 39. Localisation des complexes alcalins et des intrusions de carbonatites dans la Province du Supérieur et les zones adjacentes en Ontario, d'après Sage (1991). Les arcs de cercle ont été tracés à partir de cercles centrés sur le champ de kimberlite d'Attawapiskat et le secteur de Wawa avec des rayons de 400 km. La zone d'intersection pourrait représenter une zone d'intérêt pour l'exploration de kimberlites (voir texte pour explications).



## **TABLEAUX 1 À 7**



**Tableau 1: Intrusions alcalines et de syénites, généralement à néphéline, du Québec et localement de la partie Est de l'Ontario**

initiales	nom	type	références sélectionnées
ule	Complexe du lac Leclair	volcanoclastites ultramafiques d'affinité carbonatitique	Baragar et al., 1992; Moorhead, 1996
ual	cheminées du lac Allemand	diatrèmes mafiques-ultramafiques alcalines	Moorhead, 1989
ucl	dykes et brèches du lac Chukotat	dykes de lamprophyres riches en biotite et carbonates et brèches riches en plagioclase, biotite et carbonates	Taylor, 1982; Moorhead, 1989
usa	dykes du Saguenay	dykes et brèches alnoïtiques	Gittins et al., 1975; Girard, 1993b
ult	intrusion du lac Letondal	intrusion alcaline riche (80-95%) en phlogopite (glimmélite)	Faessler, 1936; Jacob, 1987
uch	intrusion du canton Chasseur	intrusion alcaline riche (75%) en phlogopite (glimmélite)	Rondot, 1961; Jacob, 1987
uca	intrusion du canton Campeau	intrusion ultramafique alcaline	Brack 1996, 1998
ubi	diatrème de l'île Bizzard	cheminée de diatrème alnoïtique	Raeseide et Helmstaedt, 1982, 1983; Mitchell, 1983
umo	dykes et brèches alcalins de la région de Montréal	dykes et brèches de lamprophyres et d'alnoïtes	Gold, 1972
ubr	Cratère de Brent	?	Sage, 1991
uln	intrusions alcalines du lac Nippising	complexes alcalins et carbonatites	Sage, 1991
ulc	laves et volcanoclastites alcalines du lac Cécilia	complexes volcaniques de basinites/néphélinites et de phonolites	Gaonac'h et al., 1989 Picard et al., 1990
slt	syénite du lac Tasiac	syénite	Percival et al. (1995)
swe	syénite de Wemindji	syénite	Remick, 1977
srg	syénite de la rivière Goodwood	syénite à néphéline	Fumerton et Barry, 1984 Machado et Chevé, 1991
ssc	syénite de Schefferville	syénite	Percival et al. (1992)
smt	syénite des monts Témiscamie	syénite à néphéline	Neilson, 1966; Chown, 1971b; Currie, 1976
sob	syénite d'Obejwan	syénite à néphéline	Laurin, 1975
ski	syénite de Kipawa	syénite enrichie en Nb et terres rares	Currie et van Breemen, 1994
clc	carbonatite du lac Couture	dyke de carbonatite	Skulski et al., 1997
cil	Complexe carbonatitique du lac LeMoyne	intrusions de carbonatites de glimmérites et de syénites	Birkett et Clark, 1991; Wright et al., 1999
cia	Complexe carbonatitique du lac Castignon	intrusions de carbonatite et de lamprophyres ultramafiques, volcanoclastites de carbonatites, d'ultramafites et de méliilitite à olivine	Chevé, 1993; Chevé et Machado, 1988 Madore et Girard, 1993; Girard, 1994
cmv	Complexe carbonatitique du canton Montviel	intrusions de carbonatites, syéno-diorites, gabbros et pyroxénites	Howell et Hollister, 1973; Dumont, 1978; Béland, 1989
cdo	carbonatite de Dolodau	dykes de carbonatites	Bédard et Chown, 1992
cls	carbonatite du lac Shortt	intrusion de syénite et carbonatite	Brisson, 1998; Prud'homme, 1991

**Tableau 1: Intrusions alcalines et de syénites, généralement à néphéline, du Québec et localement de la partie Est de l'Ontario**

initiales	nom	type	références sélectionnées
<b>cgr</b>	carbonatite du canton Grevet	intrusion de carbonatite	Proulx, 1990; Proulx et Rioux, 1991
<b>csH</b>	Complexe alcalin de St-Honoré	Intrusions de carbonatites et de syénites à néphéline et alcalines	Thivierge et al., 1983
<b>ccc</b>	Complexe alcalin du canton Crevier	Intrusion de syénites à néphéline et de carbonatites	Boudreault, 1983
<b>cme</b>	Complexe de carbonatite du lac Mercier	Intrusion de carbonatites et d'ultramafites, avec des gneiss syénitiques	Charre, 1975; Birkett, 1980
<b>cok</b>	Complexe d'Oka	alnoïte et carbonatite	Gold, 1972
<b>csa</b>	Carbonatite de St-André	carbonatite	Gold, 1972
<b>cev</b>	Carbonatites d'Eastview	carbonatite	Sage, 1991
<b>cis</b>	Carbonatite de l'Île Sullivan	carbonatite	Sage, 1991
<b>cle</b>	Carbonatite du lac Allen	carbonatite	Sage, 1991
<b>kmt</b>	Kimberlites des monts Torngat	dykes de kimberlite	Digonnet (1997), Digonnet et al. (1996a,b)
<b>kot</b>	Kimberlite d'Otish	dykes et cheminée de brèche hypabyssale kimberlitique	Gehrisch et al.(1979), DITEM (1997),
<b>kai</b>	Kimberlites du canton d'Ailly	dykes et cheminées de brèche hypabyssale kimberlitique	Corbeil et Villeneuve, 1994; Girard, 1993a; Desbiens et Chenard, 1994
<b>klt</b>	Kimberlites de Le Tac	dykes et cheminées de brèche hypabyssale kimberlitique	Watson, 1955, 1967; Borduas, 1993; Field et Tainton, 1993
<b>kcn</b>	Kimberlite (NDN-2)	cheminée de brèche hypabyssale kimberlitique	Lamarche, 1994, Thomas, 1994; Sage, 1996
<b>ktr</b>	Kimberlite de Troïka (NDN-1)	cheminée de brèche hypabyssale kimberlitique	Lamarche, 1994, Thomas, 1994; Sage, 1996
<b>kgu</b>	Kimberlite du canton Guigues	cheminée de brèche hypabyssale kimberlitique	Brunet, 1983; Sage, 1996

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

Champ (secteur)	identification		Canton	localisation				signature aéromag.		diamants	compagnie	références choisies
	c: cheminée d: dyke			SNRC	Zone	Estant	Nordant	cartes (MRN et CGC) (+) : anom. positive (-) : anom. négative gammas source				
<b>Témiscamingue (secteur Cobalt)</b>	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-Charlim-Spider	Lamarche (1994), Thomas (1994), Sage (1996)
	Border	c	Nédelec	31M/11	17	611500	5278150	30 -	1493G	oui	KWG-Charlim-Spider	Lamarche (1994), Thomas (1994), Sage (1996)
<b>Desmaraisville (secteur Le Tac)</b>	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
<b>Desmaraisville (secteur Ailly)</b>	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
<b>Otish</b>	Otish	c	-	32P/16	18	679600	5763150	non-visible	2030G	oui	DITEM Explorations-Uranerz-Inco	Gehrish et al. (1979), DITEM (1997), Bernier et Moorhead (en cours)



**Tableau 3: Champs de kimberlites en Ontario, au Québec et au Michigan**

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	?	Sage (1996)
KMI	Missisa	cheminée	?	Sage (1996)
KDE	Desmaraisville	dykes et cheminées de diatrème	1100 Ma, 1104 +/- 17 Ma	Watson (1955, 1967), Bourne et Bossé (1991), Alibert et Albaredo, (1988)
KOT	Otish	dykes et cheminées de diatrème	?	Gehrish et al.(1979), DITEM (1997), Bernier et Moorhead (en cours)
KMT	Torngats	dykes	544 +/-12 Ma	Digonnet (1997), Digonnet et al. (1996a,b)
KLE	Lake Ellen	cheminée	155-209 Ma	Sage (1996)

Tableau 4. Distances (km) entre les champs de kimberlite en Afrique australe

	NEN	WNA	GIB	POF	CEN	EGR	COL	ORA	VEN	JWA	TSA	SWA	PRE	DOK	BAR	KRO	WIN	KIM	NLE	Moy1	Moy2	Moy3	Moy5																																																				
<b>NEN</b>		483	483					467		613	565										522	424																																																					
<b>WNA</b>	483		161																		322				424																																																		
<b>GIB</b>	483	161		419							548										403							424																																															
<b>POF</b>			419		468						403				452			548			458										424																																												
<b>CEN</b>				468		565									307			274	532		429													424																																									
<b>EGR</b>					565									532				388	145		408																424																																						
<b>COL</b>								468	226												347																			424																																			
<b>ORA</b>	467						468		468	371	500	484									460																						424																																
<b>VEN</b>							226	468		483		371	323	420							382																									424																													
<b>JWA</b>	613							371	483		226	226			403	387	436				393																												424																										
<b>TSA</b>	565		548	403				500		226		403			323	468	500				437																															424																							
<b>SWA</b>								484	371	226	403		210		419	242					336																																		424																				
<b>PRE</b>									323			210		242		290			371		287																																					424																	
<b>DOK</b>						532			420					242		451	484		435		427																																								424														
<b>BAR</b>				452	307					403	323	419				290	274	113	403		332																																											424											
<b>KRO</b>										387	468	242	290	451	290		71		194		299																																														424								
<b>WIN</b>										436	500				484	274	71		194	162	303																																																	424					
<b>KIM</b>				548	274	388									113		194		323		307																																																				424		
<b>NLE</b>					532	145							371	435	403	194	162	323			321																																																						
<b>Moy4</b>																					378	424	356	375																																																			

Moyenne 1: distance moyenne entre le champ de kimberlites et les autres champs adjacents

Moyenne 2: distance moyenne entre les champs de kimberlites localisées à l'extérieur du craton

Moyenne 3: distance moyenne entre les champs de kimberlites localisées à l'intérieur du craton

Moyenne 4: distance moyenne entre tous les champs de kimberlite

Moyenne 5: distance moyenne de l'ensemble des distances entre les champs de kimberlite

**Tableau 5: Acronymes des champs de kimberlites en Afrique australe**

BAR	Barkly West
CEN	Central Cape
COL	Colossus
DOK	Dokolwayo
EGR	East Griqualand
GIB	Gibeon
JWA	Jwaneng
KIM	Kimberley
KRO	Kroonstadt
NEN	Northeast Namibia
NLE	North Lesotho
ORA	Orapa
POF	Pofadder-Rietfontein
PRE	Premier
SWA	Swartruggens
TSA	Tsabong
VEN	Venetia
WIN	Winburg
WNA	West Namibia

**Tableau 6: Distances (km) entre les champs de kiberlites adjacents en Ontario et Québec, inférieures à 650 km, dans la Province du Supérieur**

	Bel	Tem	Att	Dem	Oti
Bel		475		450	
Tem	475		625	315	
Att		625			
Dem	450	315			380
Oti				380	
Moyenne	449				

Bel: Belleville

Tem: Témiscamingue

Att: Attawapiskat

Dem: Desmaraisville

Oti: Otish

**Tableau 7 : Noms des intrusions alcalines de l'Ontario, tiré de Sage (1991).**

1. Eastview carbonatite(s)	27. Kingfisher River East aeromagnetic anomaly
2. Brent Crater	28. Martison Carbonatite Complex
3. Callander Bay Alkalic Complex	29. Nagagami River Alkalic Complex
4. Manitou Island Alkalic Complex	30. Chipman Lake fenites and carbonatite dikes
5. Burritt Island Alkalic Complex	31. Killala Lake Alkalic Complex
6. Iron Island Alkalic Complex	32. Prairie Lake Carbonatite Complex
7. Lavergne carbonatite	33. Port Coldwell alkalic complex
8. Spanish River Carbonatite Complex	34. Herman Lake Alkalic Colmplex
9. Otto alkalic complex	35. Firesand River Carbonatite Complex
10. Seabrook Lake Carbonatite Complex	36. Slate Islands diatremes
11. Lackner Lake Alkalic Copmplex	37. Poohbah Lake Complex
12. Borden Township Carbonatite Complex	38. Sturgeon Narrows Alkalic Complex
13. Nemegosenda Lake Alkalic Complex	39. Schryburt Lake Carobnatite Complex
14. Shenango Township alkalic rock	40. Big Beaver House Carbonatite Complex
15. Cargill Township Carbonatite Complex	41. Wapikopa River Alkalic Complex
16. Teetzel Township carbonaitte	42. Carb Lake Carbonatite Complex
17. Clay — Howells Alkalic Complex	43. Gooseberry Brook aeromagnetic anomaly
18. Hecla — Kilmer Alkalic Complex	44. Niskibi Lake aeromagnetic anomaly
19. Valentine Township Carbonatite Complex	45. Nemaq and Lusk lakes fenites
20. Goldray Carbonatite Complex	46. Allen Lake Carbonatite
21. Argor Carbonatite Complex	47. Dead Horse Creek diatreme
22. Lawashi River aeromagnetic anomaly	48. McKellar Creek diatreme
23. Poplar River aeromagnetic anomaly	49. Gold Rande Diatreme
24. Albany Forks Carbonatite Complex	50. Neys diatreme
25. Little Drowning River aeromagnetic anomaly	51. Springpole Lake
26. Kingfisher River West aeromagnetic anomaly	52. Sullivan Island Carbonatite Complex

# **ANNEXE 1**

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



### HOLE no. 31

Project no.		Property		Claim	Grid location
71-85		Beaver lake		361659-A	4475E, 3438N
Dip		Azimut		Lenght	Logged by
45°		180°		71.1m	W. Gehrish
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.	



### 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. Gehrish
Footage (feet)		Subfootage (feet)		Description	
from	to	from	to		
0	24			Overburden	
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)	

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 chalcopryrite	
		79	81.5	Remnants of strongly hematized and contaminated granitic rock	
		86	87.5	Remnants of strongly hematized and contaminated granitic rock	
		<b>81.5</b>	<b>87</b>	<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.	
<b>130</b>	<b>130.8</b>			<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.	
		<b>173.7</b>	<b>174.1</b>	<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 kimberlites.  
(GM 34787)



FORAGES AU DIAMANT					
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

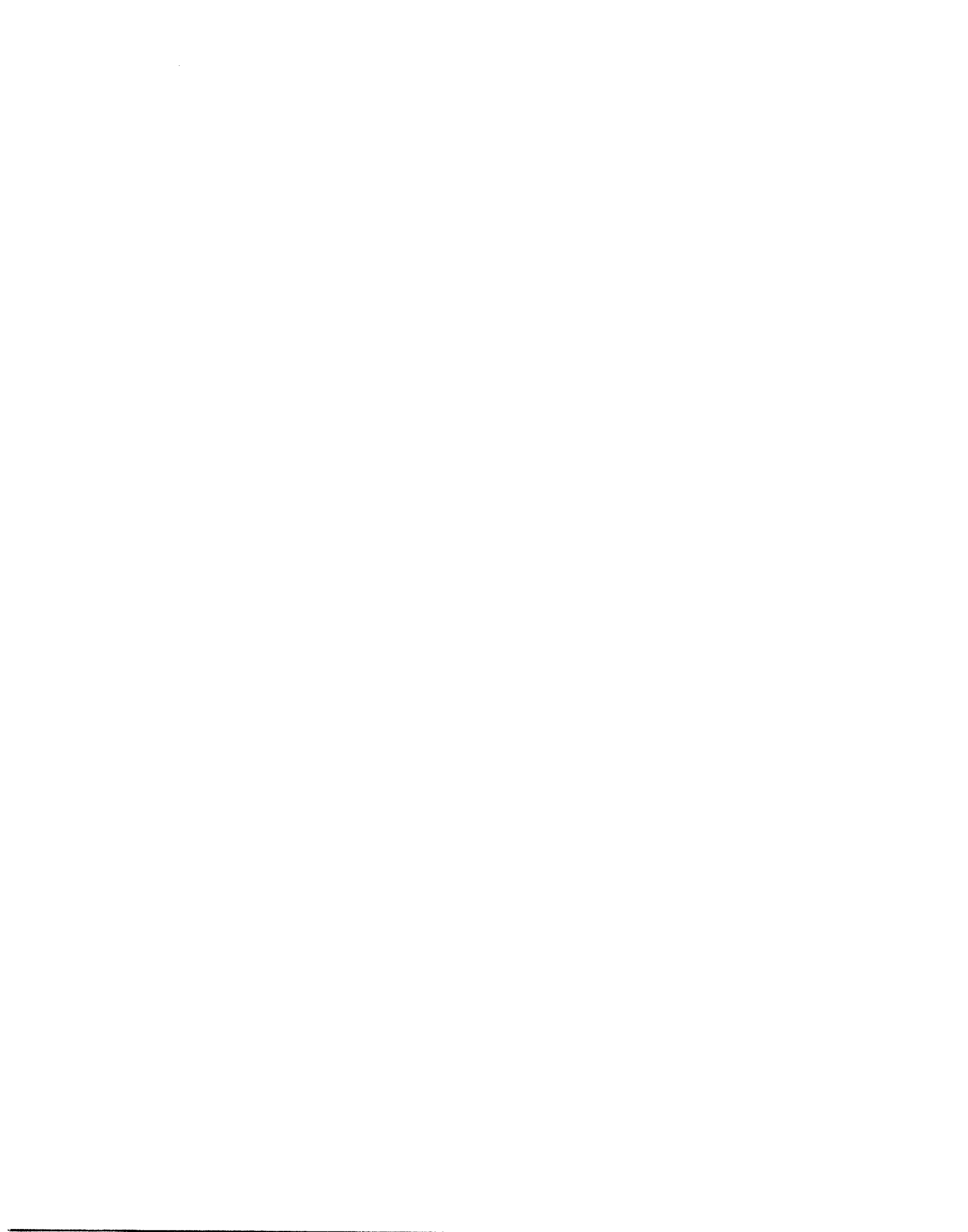
LÉGENDE : BO - Biotite  
 CP - Chalcopryrite  
 I1B - Granite  
 FA - Fracturée  
 M - Roches métamorphiques et tectoniques  
 M1 - Gneiss  
 V - Roches volcaniques  
 V3B - Basalte  
 [FA] - Fracturé



## **ANNEXE 3**

Anomalies aéromagnétiques quasi-circulaires dans la région de la baie James  
entre les 50° et 55° parallèles et les 72° et 80° longitudes.





## **LÉGENDE BAIE JAMES**

**SNRC et NUMÉRO** : Les anomalies ont été numérotées sur les découpures au 1 : 50 000. Le suffixe (X2) indique que l'anomalie comprend deux crêtes.

**ESTANT et NORDANT** : Les anomalies sont localisées par rapport au quadrillage UTM.

**DIMENSIONS** : Les dimensions des anomalies ont été mesurées sur des axes est-ouest et nord-sud.

**Y** : correspond à la différence entre la plus haute valeur en gammas de l'anomalie et la valeur du champs magnétique ambiant. Les valeurs proviennent des cartes de contours du champs magnétique total résiduel à l'échelle 1 : 63 360 du Gouvernement du Canada.

**TOPO** : Cette colonne indique quel élément géographique est présent sous l'anomalie aéromagnétique. Une case vide indique que le terrain est plat et qu'il y a absences de marécage et de cours d'eau. Le symbole +/- indique que l'anomalie n'est que partiellement couverte par l'élément géographique indiqué.

**DYKE DE DIABASE ET FAILLE** : Le symbole X dans ces deux colonnes indique que l'anomalie se situe à une distance de moins de 7000 mètres d'un dyke de diabase ou d'une faille.  
La lettre (E) indique que l'anomalie se situe dans l'extension du dyke ou de la faille.  
Seul les failles de direction NE ont été utilisées.

**DISTANCE** : Cette colonne indique la distance en mètres entre l'anomalie et la faille ou le dyke de diabase le plus près.

**AZIMUT** : L'azimut est calculé à partir du nord dans le sens horaire.

NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
32J\01	1	535925	5539525	600x1600	400	LAC			
32J\01	2	537350	5561850	500x700	300	MARECAGE	X	3000	N 044
32J\02	1	502100	5556500	1200x800	300	MARECAGE	X	5000	N 044
32J\02	2	505900	5538825	1100x900	700	LAC	X	2000	N 044
32J\02	3	507450	5554225	800x500	200	MARECAGE			
32J\03	1	688275	5558300	900x900	40	LAC	X	2500	N 055
32J\03	2	482325	5541375	1700x1350	500	LAC	X	5000	N 150
32J\03	3	688200	5560025	1200x1050	80	MARECAGE			
32J\03	4	485400	5558175	1100x1850	400	MARECAGE	X	5000	N 150
32J\06	1	476500	5583600	900x1500	50	COLLINE			
32J\06	2	476375	5570800	1200x1300	60	COLLINE			
32J\07	1	513625	5575200	1500x1000	120	MARECAGE			
32J\07	2	502000	5570600	1100x850	50	COLLINE			
32J\07	3	505825	5591300	1600x1650	40	COLLINE			
32J\09	1	567325	5603250	1300x700	30				
32J\09	2	543100	5621675	1400x1100	40	MARECAGE			
32J\09	3	555200	5607750	550x550	40	MARECAGE			
32J\10	1	521200	5620250	1200x800	70	MARECAGE			
32J\10	2	515500	5616975	1000x650	50	LAC			
32J\10	3	513925	5617075	850x600	40	MARECAGE			
32J\10	4	508850	5619775	900x600	40	COLLINE			
32J\10	5	522850	5502400	1400x850	20				
32J\13	1	461400	5626400	1500x700	440	COLLINE			
32K\02	1	362850	5551800	1000x600	60		X	4500	N 034
32K\02	2	560800	5549850	1500x1400	60	LAC	X	2000	N 034
32K\03	1	343350	5547600	1500x1200	50	MARECAGE	X	2000	N 055
32K\03	2	329400	5542200	1500x1400	100				
32K\03	3	345950	5547875	600x650	30	MARECAGE	X	1000	N 055
32K\05	1	313000	5582425	2000x1500	20	MARECAGE			
32K\08	1	405500	5591975	1600x2000	110		X	1000	N 142
32K\09	1	405650	5603825	1500x1400	60	MARECAGE	X	4000	N 142
32K\10	1	361800	5622750	1400x1200	140				
32K\10	2	577450	5611125	1400x1500	50	RIVIERE			
32K\14	1	356850	5650150	1200x1400	50		X	1000	N 051
32K\16	1	415900	5643350	950x1000	60	COLLINE			
32K\16	2	321800	5642275	1000x900	40				
32L\02	1	653675	5546350	1200x1300	720				
32L\03	2	617000	5546825	600x400	800				
32L\03	3	611150	5559675	1000x1000	60				
32L\03	4	640650	5548400	500x550	40	MARECAGE			
32L\04	1	604600	5546025	1000x700	20	MARECAGE			
32L\05	1	573575	5579225	900x700	60	LAC			
32L\05	2	578800	5582400	1950x1100	70	MARECAGE			
32L\05	3	581450	5580075	1500x1300	70				
32L\08	1	702900	5590375	1000x1200	320	MARECAGE			
32L\08	2	697900	5590375	1500x1000	60	MARECAGE	X	5000	N 053
32L\13	1	595000	5634425	1300x1000	70	MARECAGE			
32L\13	2	589775	5626225	2000x1200	130	MARECAGE			
32L\14	1	631975	5649900	1400x1500	60				

NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
32L\15	1	675450	5635750	2000x1300	220	ILE			
32L\15	2	668475	5630250	1300x700	20				
32L\15	3	665225	5628475	1600x1500	20	RIVIERE			
32L\15	4	657000	5638475	1300x1400	40				
32M\01	1	702550	5675275	1300x600	40	COLLINE	X	3500	N 060
32M\06	1	631925	5797650	1300x1000	110	MARECAGE			
32M\06	2	635000	5797325	1200x600	40	MARECAGE			
32M\06	3	638800	5796500	900x700	40	MARECAGE			
32M\15	1	669000	5760825	1300x700	90	MARECAGE			
32M\15	2	661800	5753425	1400x900	70	MARECAGE			
32M\16	1	676775	5741300	1000x1600	100	MARECAGE			
32N\03	1	325450	5669225	800x700	80	COLLINE			
32N\03	2	328575	5664475	1400x1700	40				
32N\04	1	305375	5676375	1750x550	40	MARECAGE			
32N\04	2	305625	5668050	2000x1100	80	LAC			
32N\05	1	323550	5698225	1700x1800	70	MARECAGE			
32N\05	2	318475	5701150	1600x1300	80	MARECAGE			
32N\05	3	303225	5698575	1900x900	40	MARECAGE			
32N\05	4	306525	5698600	1900x1000	30	MARECAGE			
32N\07	1	371150	5691050	1500x1200	60	LAC			
32N\07	2	381900	5688225	600x500	40				
32N\08	1	418175	5684200	1200x700	40		X	3000	N 046
32N\09	1	415700	5721150	1800x1000	160				
32N\10	1	390200	5733350	1500x1200	20	COLLINE			
32N\10	2	369025	5731025	1000x1000	30	MARECAGE	X	3200	N 142
32N\10	3	368400	5729600	900x800	80	MARECAGE	X	5000	N 142
32N\10	4	368375	5712175	1500x1100	20	LAC			
32N\13	1	321300	5760600	1100x800	30	MARECAGE			
32N\13	2	314850	5740000	850x1000	40	RUISSEAU			
32N\13	3	303675	5757550	1200x600	30		X	3500	N 046
32N\13	4	305400	5756200	1300x1000	30				
32N\13	5	301650	5760400	1100x500	40		X	500	N 046
32N\14	1	349125	5755200	1300x1200	80				
32N\14	2	352300	5740250	1600x1000	20				
32N\15	1	374450	5738375	1900x1100	300	RUISSEAU	X	500	N 056
32N\15	2	374450	5736575	1400x1000	60	MARECAGE	X	2000	N 056
32N\15	3	368500	5745200	800x400	40	RIVIERE	X	4200	N 141
32N\15	4	365700	5745875	1300x700	60	MARECAGE	X	4000	N 141
32N\15	5	382150	5742175	1300x1050	1000	MARECAGE	X	1500	N056
32N\15	6	378300	5743325	1300x600	500	MARECAGE	X	500	N 056
32N\16	1	408125	5759725	1900x1400	180	MARECAGE	X	2500	N 056
32N\16	2	407025	5753650	2000x1800	50	MARECAGE	X	5000	N 056
32O\01	1	537100	5652200	1400x1100	120				
32O\01	2	542200	5657875	1700x800	40				
32O\01	3	544600	5676175	600x800	40				
32O\02	1	534250	5675175	1200x1300	50				
32O\02	2	518200	5671850	1700x1000	60				
32O\02	3	516425	5672800	1100x1600	30				
32O\02	4	518075	5675525	1100x900	20	COLLINE			

NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
32O\03	1	475025	5664450	800x900	40	LAC	X	500	N 052
32O\03	2	496375	5662525	1100x650	20				
32O\03	3	494225	5657600	1800x1000	20	COLLINE			
32O\04	1	437125	5667950	1800x1100	60	COLLINE			
32O\04	2	439050	5660400	1400x600	20	LAC			
32O\04	3	433775	5660800	1600x1400	20	LAC			
32O\04	4	431975	5655975	1600x1500	20	LAC			
32O\04	5	460950	5653350	1000x1100	40	MARECAGE	X	500	N 052
32O\05	1	459825	5695050	950x750	40	MARECAGE			
32O\06	1	467175	5692600	1600x1000	30		X	4200	N 139
32O\06	2	489450	5683475	1400x1900	40		X	5000	N 048
32O\07	1	531950	5679350	1000x900	20	COLLINE			
32O\07	2	526425	5691800	1300x600	20	COLLINE			
32O\07	3	525975	5680950	1650x1300	30	MARECAGE			
32O\08	1	564350	5683650	1700x1200	20	COLLINE	X	500	N 138
32O\08	2	555300	5680025	1300x1400	20	MARECAGE			
32O\08	3	550875	5698375	1000x1200	40	COLLINE	X	500	N 138
32O\09	1	565300	7022200	950x1100	40		X	2000	N 141
32O\09	2	536200	7025025	1500x1200	20	LAC	X	5000	N 140
32O\11	1	489700	5712700	1400x900	40	COLLINE			
32O\11	2	471975	5732400	1100x900	20				
32O\12	1	440375	5725725	1600x1800	90		X	2000	N 140
32O\12	2	450975	5723225	1800x1600	30	COLLINE	X	2500	N 135
32O\14	1	476150	5756475	1300x1500	30				
32O\15	1	531550	5747000	1600x1100	150	COLLINE	X	5000	N 130
32O\15	2	505350	5747050	1100x800	20		X	500	N 046
32P\01	1	702550	5659375	1400x1100	50	COLLINE			
32P\01	2	681200	5668350	600x1500	40	COLLINE			
32P\02	1	653025	5655375	1100x900	40				
32P\04	1	571550	5652375	1500x1100	40	LAC			
32P\05	1	596325	5678825	1500x1100	60				
32P\05	2	576650	5685700	1000x600	20	LAC			
32P\06	1	608175	5688550	1200x1000	40		X	2000	N 128
32P\06	2	635550	5706275	1000x700	20	MARECAGE	X	2500	N 148
32P\06	3	622800	5702975	1300x1500	20	LAC	X	1000	N 135
32P\07	1	658650	5696400	1100x1000	40	MARECAGE			
32P\08	1	700400	5691975	500x700	20				
32P\08	2	704750	5683475	1500x1200	50	LAC			
32P\08	3	678825	5686425	1100x700	20	MARECAGE			
32P\08	4	681050	5695525	1200x1500	60	COLLINE			
32P\09	1	675875	5709325	900x900	40				
32P\09	2	678825	5734825	1300x1000	30	MARECAGE			
32P\09	3	675700	5733225	1300x1300	20				
32P\09	4	687750	5722450	1500x1500	80	MARECAGE			
32P\11	1	636050	5710300	1600x1300	80				
32P\11	2	629850	5715300	1900x1000	160		X	3000	N 149
32P\11	3	631800	5719475	1000x600	20	LAC			
32P\11	4	627075	5720850	800x1000	20		X	4500	N 149
32P\11	5	627425	5729425	1100x600	20	RUISSEAU			
32P\12	1	586225	5720725	900x1000	20		X	5000	N 145
32P\12	2	593875	5730975	1700x1600	230		X	1500	N 135

NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
32P\13	1	588900	5756650	800x700	20	LAC	X	1000	N 057
32P\13	2	590300	5745325	900x500	100		X	3500	N 135
32P\13	3	596625	5742000	1300x850	60		X	100	N 155
32P\14	1	617275	5747175	1600x2000	190		X	5000	N 115
32P\14	2	626500	5738375	1500x1300	180	LAC			
32P\15	1	553650	5739325	1750x1000	280	COLLINE	X	500	N 115
32P\16	1	678350	5751525	1600x1500	120	MARÉCAGE			
32P\16	2	676000	5751200	1400x1100	80	MARÉCAGE	X	5000	N160
32P\16	3	681200	5762725	2000x1300	280				
33A\01	1	675550	5788600	1800x850	70	COLLINE	X	500	N 161
33A\01	2	672575	5786425	1600x1000	140	COLLINE	X	4000	N 161
33A\01	3	671725	5789600	1650x1150	60	LAC	X	4000	N 161
33A\02	1	650125	5784925	1500x1400	80		X	2000	N 150
33A\02	2	646900	5782275	1800x1200	80	80			
33A\03	1	629400	5774600	1500x1400	70	LAC			
33A\03	2	619075	5779075	1000x750	30	LAC			
33A\08	1	701925	5805150	1000x800	60	MARECAGE			
33A\08	2	694900	5811950	1200x1000	120				
33A\09	1	694250	5833350	1500x800	40	LAC			
33A\11	1	621425	5837275	900x900	50	COLLINE	X	2100	N 153
33A\12	1	578050	5838150	700x700	70				
33A\14	1	621750	5858500	950x1100	60	LAC			
33B\03	1	475100	5783300	1100x1000	50	COLLINE			
33B\03	2	468550	5767225	1300x1000	30				
33B\07	1	511850	5794350	1100x600	20	LAC	X	4000	N 149
33B\08	1	554850	5797100	1200x850	20	LAC			
33B\11	1	472250	5832225	1200x1300	40	COLLINE			
33C\01	1	305900	5765650	1400x750	90	LAC			
33C\01	2	431075	5774250	1200x1000	30	LAC	X	4100	N 148
33C\01	3	420675	5765850	1200x1350	40				
33C\01	4	407725	5783900	1400x1000	90	COLLINE	X	2500	N 148
33C\02	1	378475	5780800	1500x1450	500				
33C\02	2	389600	5764950	900x1250	100				
33C\02	3	363975	5787525	1400x800	60	COLLINE	X	4500	N 146
33C\06	1	361525	5806850	1800x1000	240	COLLINE	X	5000	N 045
33C\06	2	362425	5808950	1900x950	30	COLLINE	X	4000	N 045
33C\06	3	342425	5806300	800x500	40	COLLINE			
33C\06	4	332700	5803500	900x400	40	MARECAGE	X	500	N 167
33C\06	5	338000	5795800	1500x1200	80	MARECAGE	X	1000	N 167
33C\06	6	336700	5801700	850x1000	50				
33C\07	1	395000	5799100	650x700	40	MARECAGE			
33C\07	2	370850	5807025	1100x750	20	COLLINE			
33C\08	1	306300	5804775	1850x1350	80				
33C\11	1	333625	5832025	900x700	20				
33C\11	2	347600	5841950	1200x1200	50				
33C\11	3	341100	5829475	900x650	40				
33C\11	4	352575	5823550	900x600	50				
33C\11	5	352675	5822025	750x800	20	LAC			
33C\12	1	307550	5842800	1250x400	80				

NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
33C\12	2	310475	5839900	700x900	40				
33C\12	3	321775	5839400	1400x800	40	LAC			
33C\12	4	300950	5835800	1200x1200	60				
33C\13	1	301875	5866275	1700x1300	120	COLLINE			
33C\13	2	370950	5870925	1400x1200	80	LAC			
33C\14	1	335950	5852775	1900x1000	50	COLLINE			
33C\14	2	344225	5859600	1100x700	40	COLLINE			
33C\15	1	389450	5864500	1800x1450	70				
33D\01	1	701775	5792025	1100x550	40		X	3500	N 120
33D\01	2	694575	5770125	1400x1200	60	MARECAGE			
33D\07	1	462625	5807325	1600x1800	60	LAC			
33D\08	1	687000	5798775	1250x900	30		X	3000	N 120
33D\08	2	682175	5799550	1800x900	30				
33D\08	3	703150	5804150	1250x500	40				
33D\09	1	687100	5834925	1400x1000	50		X	4000	N 064
33D\09	2	694375	5835425	900x800	30		X	1500	N 064
33D\09	3	700025	5826525	1800x1200	50				
33D\09	4	670300	5839000	900x900	20				
33D\09	5	674475	5837825	1000x1050	30	MARECAGE			
33D\09	6	675400	5836900	900x700	20	MARECAGE			
33D\09	7	669875	5831275	800x600	30	MARECAGE			
33D\10	1	659300	5830875	1300x1100	80	MARECAGE			
33D\10	2	665025	5846975	1200x900	40	COLLINE			
33D\10	3	649150	5835925	1300x1100	50	LAC			
33D\16	1	693800	5867100	1950x1100	50				
33E\01	1	675000	5891400	1300x1300	60		X	3000	N 065
33E\01	2	670250	5891250	1000x1200	40		X	500	N 065
33E\01	3	692175	5891850	1000x1250	440	MARECAGE			
33E\02	1	658825	5888025	1300x1000	30	MARECAGE	X	2500	N 064
33E\02	2	635400	5877800	1300x1200	70	LAC	X	2500	N 032
33E\02	3	665025	5896025	1200x2000	70				
33E\06	1	630950	5918075	900x550	20	ILE			
33E\09	1	675775	5934050	1200x1000	90				
33E\09	2	678675	5934300	1500x1000	50		X	3000	N 027
33E\10	1	657000	5948825	900x600	20				
33E\10	2	657150	5941250	1000x2000	90	MARECAGE			
33E\14	1	625500	5966500	900x550	40	ILE			
33E\14	2	630000	5959500	1150x1200	160		X	3000	N 150
33E\15	1	643650	5979950	1150x700	80	MARECAGE			
33E\15	2	638125	5975000	1300x650	60	LAC			
33E\16	1	691700	5984000	1300x1000	30				
33E\16	2	665450	5982000	1400x700	80				
33E\16	3	671825	5968300	900x700	20	MARECAGE			
33F\02	1	368175	5887425	1200x1000	40		X	5000	N 159
33F\02	2	367375	5880400	1600x1400	80		X	100	N 159
33F\02	3	389800	5895600	1600x1100	80				
33F\04	1	318475	5881950	1000x1200	90				
33F\04	2	328325	5902800	1800x1150	30	LAC	X	4000	N 134
33F\05	1	307675	5911225	1600x900	90				

NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
33F\05	2	329025	5905600	1300x1700	20	LAC			
33F\05	3	332900	5903225	1100x1000	30	COLLINE	X	4000	N 168
33F\10	1	385700	5950900	1450x1500	80		X	2000	N 167
33F\10	2	368800	5946200	1400x1200	40				
33F\10	3	397425	5846250	900x1000	40	COLLINE			
33F\10	4	379225	5941625	850x600	20				
33F\10	5	379075	5939975	700x700	30				
33F\10	6	374600	5945300	1000x1000	20	COLLINE			
33F\15	1	397875	5956700	800x700	40				
33F\15	2	379475	5961425	1050x600	40		X	3500	N 043
33F\16	1	418850	5956550	1200x900	60				
33F\16	2	425350	5868650	100x900	50	ILE			
33F\16	3	424525	5866000	1300x800	50				
33F\16	4	417450	5983300	1300x800	70	COLLINE			
33G\02	1	502675	5887575	1600x1200	30	COLLINE			
33G\02	2	506050	5885850	800x800	20				
33G\04	1	450875	5889575	1400x1800	50	LAC			
33G\06	1	483425	5919100	1600x700	30	LAC			
33G\07	1	524975	5926650	1500x1750	60	LAC	X	500	N 176
33G\07	2	514750	5919100	1300x750	50				
33G\09	1	537175	5935950	1450x650	150	MARÉCAGE			
33G\09	2	543625	5936550	1200x700	20	COLLINE			
33G\09	3	546825	5934950	1050x1000	20	MARÉCAGE			
33G\09	4	558925	5945750	1800x1200	20		X	5000	N 154
33G\10	1	531125	5948925	1800x1200	90				
33G\10	2	514650	5937000	1300x900	20	RIVIÈRE	X	1500	N 156
33G\10	3	531150	5948925	1350x1100	30				
33G\12	1	445800	5937125	1000x1000	40	RÉSERVOIR			
33G\12	2	457800	5934950	1400x1000	60				
33G\12	3	456025	5932800	1400x1150	40				
33G\12	4	452425	5946975	1000x650	20	COLLINE			
33G\14	1	476150	5961750	1500x1450	200	RÉSERVOIR	X	3500	N 145
33G\14	2	475325	5982725	1350x950	80				
33G\15	1	525525	5973125	1700x1600	20	RÉSERVOIR			
33G\15	2	525525	5971575	1500x650	80	ILE			
33H\03	1	632000	5885250	900x850	20				
33H\03	2	631600	5894675	1100x600	120				
33H\04	1	592375	5899375	1950x1200	110		X	2500	N 154
33H\04	2	584875	5895850	1300x700	20		X	3200	N 154
33H\05	1	581875	5912475	1750x1750	20				
33H\05	2	567350	5902075	1500x1800	50	LAC	X	2500	N 154
33H\06	1	614750	5924775	1300x1000	20	LAC			
33H\06	2	629550	5920750	1150x1250	20		X	4500	N 160
33H\08	1	670500	5904650	700x850	20				
33H\11	1	621125	5930600	700x700	30				
33H\11	2	618575	5930850	1150x700	20				
33H\11	3	613750	5941775	1100x1000	20				
33H\12	1	597200	5943450	1200x1400	40		X	4000	N 159
33H\13	1	592575	5983475	1200x1000	40				
33H\14	1	624200	5962550	1300x1300	320				



NTS	#	ESTANT	NORDANT	DIMENSIONS a x b (m) a : E-W b : N-S	Y	TOPO.	DIABASE DYKE	DISTANCE (m)	DIRECTION
		UTM-(NAD 27)							
33H14	2	625850	5959525	1400x800	50	COLLINE			
33H14	3	629025	5959500	1100x900	30	COLLINE			
33H15	1	646875	5966075	750x950	20				
33H16	1	677825	5978650	950x900	20	COLLINE			
33I01	1	676550	5995525	1550x1400	50	MARÉCAGE			
33I02	1	637050	5992800	700x1200	20				
33I02	2	632000	5991600	1000x600	40	MONTAGNE			
33I03	1	629700	5991125	1100x900	40				
33I04	1	571264	5995708	1350x1100	160				
33I04	2	592461	5989713	1150x750	20				
33I06	1	623025	6037725	900x1000	40				
33I06	2	616725	6032250	1000x1000	70	RIVIÈRE			
33I06	3	612725	6017100	1000x600	20				
33I08	1	674800	6030450	1200x750	40				
33I08	2	667725	6025250	1000x550	40				
33I08	3	664250	6030400	850x800	40	LAC			
33I08	4	683150	6032625	900x850	20	LAC			
33I08	5	689625	6032950	800x800	20	LAC			
33I08	6	687950	6020750	900x950	30				
33I09	1	668125	6067525	1000x1100	40				
33I09	2	663725	6064200	600x600	40				
33I09	3	666275	6044450	1000x600	50	LAC			
33I10	1	641650	6058350	1500x800	70	LAC			
33I10	2	659200	6065300	1700x1000	60				
33I10	3	660575	6062100	1000x750	80				
33I10	4	642850	6063850	1000x600	30	MARÉCAGE			
33I10	5	632450	6054975	900x600	20				
33I10	6	635475	6053125	1100x700	60				
33I11	1	622950	6053625	700x1000	20				
33I11	2	604450	6061050	800x850	20	LAC			
33I11	3	622725	6047500	1150x1250	40	LAC			
33I11	4	622175	6065325	800x600	80	COLLINE			
33I12	1	568450	6040200	1300x650	80	LAC			
33I12	2	581925	6043750	700x650	60	MARÉCAGE			
33I12	3	574600	6053225	850x900	80				
33I12	4	591050	6046500	1100x1000	40				
33I12	5	592450	6053825	900x1100	60	LAC			
33I12	6	595000	6066000	1500x1050	50	LAC			
33I12	7	575425	6058525	650x700	80				
33I12	8	587950	6054375	750x700	40	LAC			
33I13	1	582750	6077725	800x800	180	LAC			
33I15	1	643650	6079450	1000x700	50	LAC			
33I15	2	642450	6087250	1300x1150	160				
33I15	3	649800	6092200	1000x800	30	COLLINE			
33I15	4	647600	6092200	1150x700	20	ILE			
33I16	1	689850	6086225	1100x950	40				
33J02	1	508850	5987875	2000x1600	90	LAC			
33J02	2	501200	5991275	1200x850	60				
33J03	1	477100	5984225	1750x1500	60				
33J03	2	480800	5985000	1900x1000	90				

