

TH 1292

APPLICATION DE LA METHODE DE DATATION U-Pb (ZIRCON) A DES ROCHES IGNEES DES ENSEMBLES VOLCANO-SEDIMENTAIRES ARCHEENS DE L'ABITIBI ET DE FROTET-EVANS

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 

14 1292

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

APPLICATION DE LA MÉTHODE DE DATATION U-Pb
(ZIRCON) À DES ROCHES IGNÉES DES ENSEMBLES
VOLCANO-SÉDIMENTAIRES ARCHÉENS DE
L'ABITIBI ET DE FROTET-EVANS

PAR

PIERRE THIBAUT
DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE
FACULTÉ DES ARTS ET SCIENCES

MÉMOIRE PRÉSENTÉ À LA FACULTÉ DES ÉTUDES SUPÉRIEURES
EN VUE DE L'OBTENTION DU
GRADE DE MAÎTRE ES SCIENCES (M.SC.)

MAI 1985



SOMMAIRE

Un pluton tonalitique ainsi que trois unités volcaniques ont été prélevés dans la région limitrophe des lacs Frotet-Troilus (Simard, 1983) à l'extrémité est de l'ensemble métavolcanique-métasédimentaire de Frotet-Evans dans le but de reconnaître et étayer l'ébauche d'une chronostratigraphie pour la succession volcanique reconnue dans ce secteur (Simard, 1983).

Le second volet de notre étude comporte une reconnaissance de la géochronologie des volcanites du secteur de Chibougamau dans la portion nord-est du sillon de roches vertes de Chibougamau-Matagami. Le Groupe de Roy, qui est reconnu régionalement à la base de la succession stratigraphique, a en l'occurrence spécifiquement fait l'objet de notre attention. Deux échantillons de porphyres felsiques ont été prélevés, respectivement, des horizons felsiques de la section du lac Waconichi, et en second lieu, de la Formation de Blondeau, afin de tenter de circonscrire l'âge de cette séquence volcanique et nous permettre ainsi d'être en mesure d'étayer une étude comparative avec la géochronologie des volcanites du secteur des lacs Frotet-Troilus.

La méthode U-Pb de datation appliquée aux zircons a été retenue ici, en raison principalement de sa grande fiabilité et de la précision qui y est généralement rattachée.

Deux des quatre échantillons prélevés de la région d'intérêt de Troilus ont pu donner lieu à des déterminations radiométriques.

L'échantillon PT-82-14 est un tuf intermédiaire à minéraux de la Formation de Frotet provenant de la base de la succession volcanique du Groupe de Troïlus. Quatre analyses ont été réalisées, et ce, à partir de zircons individuels ainsi qu'à l'aide de populations constituées de petits nombres d'individus. La dispersion que dépeignent les données sur le diagramme Concordia indique que les zircons recueillis représentent une mixture de plus d'un type de matériel, et cette constatation vient s'allier à diverses évidences pétrographiques pour suggérer une origine épicastique pour une proportion importante des constituants de cette roche. En regard des données analytiques, un des types de matériel constituant le tuf arbore un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ minimal de 3003 m.a. \pm 28 et se révèle une composante exogène (non-juvénile), héritée de matériel archaïque lors de la consolidation de la roche. Un second constituant, à tout le moins, est présent dans la roche dont l'âge s'avère au minimum de 2750 m.a. et éventuellement près de 2780 m.a. Les résultats analytiques invoquent donc de façon indirecte la présence, dans la région des lacs Troïlus-Frotet, de terrains anciens (sialiques) âgés de plus de 3003 m.a., précurseurs de la succession volcanique du Groupe de Troïlus.

L'échantillon PT-82-16 provient d'un pluton tonalitique pré-tectonique occupant le coeur d'un synclinal majeur reconnu dans le secteur du lac Troïlus Nord. Des quatre fractions ayant fait l'objet d'une analyse, trois définissent un arrangement colinéaire de points sur Concordia permettant de définir un âge de 2734 ± 30 m.a. (2σ) pour la cristallisation de ce pluton. L'intercept inférieur de 1459 ± 34 m.a. est

sans signification géologique apparente. L'âge de 2734 ± 30 fixé pour ce pluton tonalitique contraint indirectement la limite supérieure que l'on doit rattacher à l'âge de la succession volcanique du Groupe de Troilus. De plus, cette détermination permet d'assigner l'avènement de la déformation dans le secteur à une époque ultérieure à 2734 ± 30 m.a.

Les échantillons PT-82-21 et PT-82-4, prélevés dans la région de Chibougamau, ont donné lieu à des déterminations radiométriques. L'analyse de trois fractions, ayant révélé un arrangement colinéaire (sur Concordia), a permis de déterminer un âge de 2704 ± 30 m.a. (2σ) pour la cristallisation de PT-82-21, un porphyre quartzo-feldspathique prélevé des horizons felsiques de la section volcanique du lac Waconichi (Formation de Blondeau). L'âge secondaire de 1150 ± 60 m.a. relevé par l'intercept inférieur de Discordia, traduit un stigmatisme dont l'origine chronologique et effective est rattachée à l'orogénie grenvillienne. La marge d'incertitude rattachée à la détermination de l'âge de cristallisation du porphyre (2704), fixée à ± 30 m.a., vient nuancer l'écart qu'il nous est permis d'observer entre cette détermination et la détermination d'âge de 2717 ± 2 m.a. réalisée pour le pluton de Chibougamau. Néanmoins, nous croyons 2704 ± 30 m.a. être un estimé, à tout le moins approximatif, de l'âge des volcanites felsiques occupant les niveaux supérieurs de la succession volcanique du Groupe de Roy.

Deux analyses ont été tirées de l'échantillon PT-82-4 qui ont permis la réalisation d'une détermination $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inscrivant un âge minimal de 2616 ± 20 m.a. pour un porphyre quartzo-feldspathique de la Formation de Blondeau.

En regard de l'âge minimal de 2734 ± 30 (2σ) assigné ici à la succession volcanique du Groupe de Troilus, et compte tenu de la précision analytique attachée à cette détermination, la ceinture de Frotet-Evans révèle un développement précoce à l'égard de la zone méridionale de la ceinture d'Abitibi où l'édification de l'empilement volcanique est assignée à une époque plus tardive de l'Archéen. La même relation chronologique paraît pouvoir s'établir, quoique apparemment d'une manière moins prépondérante, à l'égard de la bande (méta) volcano-sédimentaire de Chibougamau-Matagami, en accord avec les âges de 2717 ± 2 m.a. et 2704 ± 30 m.a. qui y sont relevés pour la succession volcanique du Groupe de Roy.

REMERCIEMENTS

Mes remerciements vont au Dr C. Brooks qui m'a initié, au départ, à l'idée directrice et m'a permis de disposer des ressources nécessaires à la conduite de ce projet. Je désire remercier le M.I.T. ainsi que le MERQ, et par personne interposée, Stan Hart et Antoine Franconi respectivement, qui par leurs généreuses contributions en matériel et en équipement ont apporté beaucoup à la réalisation de ce projet.

Je doit également exprimer toute ma gratitude envers M. Gilles Gauthier pour l'assistance technique dont il m'a fait bénéficier tout au long des travaux. Danielle Cossette, Clément Gariépy, Alain Simard, John Ludden ont tous à plusieurs égards contribué directement ou indirectement à la réalisation de ce projet.

Enfin, le CRSNG est vivement remercié pour l'aide financière qu'il m'a assuré au cours des deux dernières années.

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE	i
REMERCIEMENTS	v
TABLE DES MATIÈRES	vi
LISTE DES TABLEAUX, DES FIGURES ET DES PHOTOGRAPHIES	x
CHAPITRE 1: Introduction	1
1.1 Préambule	1
1.2 But de l'étude	2
1.3 Lieu et méthode de travail	3
1.3.1 Région de Troilus (ceinture métavolcanique de Frotet-Evans)	3
1.3.2 Région de Chibougamau	4
CHAPITRE 2: Cadre géologique	
2.1 La province	5
2.1.1 La province tectonique du Supérieur	5
2.1.2 Le contexte géochronologique	9
2.2 Géologie régionale	13
2.2.1 La région des lacs Frotet et Troilus de la bande métavolcanique-métasédimentaire de Frotet-Evans	13
2.2.1.1 Lithostratigraphie	13
2.2.1.2 Les intrusions	15
2.2.1.3 Métamorphisme et structure	15
2.2.2 La région de Chibougamau	16
2.2.2.1 Lithostratigraphie	16
2.2.2.1.1 Groupe de Roy	16
2.2.2.1.2 Groupe d'Opémiska	17
2.2.2.2 Géochimie	17
2.2.2.3 Les intrusions	19
2.2.2.4 La structure	19
2.2.2.5 Métamorphisme	20
CHAPITRE 3: Description des échantillons et morphologie des zircons	21
3.1 Modalités de l'échantillonnage	21
3.2 Localisation et pétrographie des lithologies échantillonnées	21
3.3 Description des populations de zircons sélectionnées pour analyse	27

CHAPITRE 4: La méthode U-Pb de datation appliquée aux zircons	31
4.1 L'abc de la théorie	31
4.1.1 Les isotopes de l'uranium et du plomb	31
4.1.1.1 Les isotopes de l'uranium	31
4.1.1.2 Les isotopes du plomb	31
4.1.2 Les séries de désintégration	32
4.1.2.1 L'uranium 238	32
4.1.2.1 L'uranium 235	32
4.1.3 La détermination de l'âge	33
4.1.3.1 Les âges "207" et "206"	33
4.1.3.2 L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	35
4.1.4 Le diagramme	35
4.1.4.1 La représentation des âges sur le diagramme	35
4.1.4.2 Interprétation de la discordance	37
4.2 Méthodologie	40
4.2.1 Sommaire des procédures	40
4.2.1.1 Échantillonnage, considérations dans le choix des lithologies	40
4.2.1.2 Procédures de séparation et de concentration des zircons	43
4.2.1.3 La sélection des fractions de zircons pour analyse	44
4.2.1.4 Le choix à la main	45
4.2.1.5 Procédures chimiques	45
4.2.2 Analyse	49
4.2.2.1 Préparation des échantillons	49
4.2.2.2 Spectrométrie de masse	49
4.2.2.3 Évaluation du Blanc	50
4.2.2.4 Traitement des données	50
CHAPITRE 5: Résultats	51
5.1 Région de Troilus	51
5.1.1 Échantillon PT-82-14	51
5.1.2 Échantillon PT-82-16	53
5.2 Région de Chibougamau	54
5.2.1 Échantillon PT-82-21	55
5.2.2 Échantillon PT-82-4	56
CHAPITRE 6: Discussion	57
CONCLUSION	65
RÉFÉRENCES	68

APPENDICE A: Traitement préliminaire des échantillons	77
A.1 Procédés d'extraction et de séparation des zircons	77
A.1.1 Broyage de la roche	77
A.1.2 Obtention d'un concentré de zircons à l'aide de la table Wilfley	79
A.1.3 Tamisage du concentré	80
A.1.4 Extraction des particules très magnétiques	80
A.1.5 Séparation des minéraux lourds à l'aide du bromoforme.....	81
A.1.6 Séparation magnétique intermédiaire	81
A.1.7 Séparation des minéraux lourds à l'aide de l'iodure de méthylène	82
A.1.8 Séparation magnétique finale	82
A.1.9 Tamisage des fractions de zircons	83
A.1.10 Choix à la main	83
A.2 Technique d'abrasion des zircons	83
APPENDICE B: Évaluation et critères de sélection des fractions pour analyse	85
B.1 Concentrés de zircons	85
B.2 Évaluation et critères de sélection des fractions pour analyse	85
APPENDICE C: Procédures chimiques	88
C.1 Procédures de nettoyages	88
C.2 Dissolution hydrothermale des zircons	89
C.3 Conversion en composés chlorures	90
C.4 Division des fractions aliquotes et addition du traceur	91
C.5 Préparation de la résine anionique	91
C.6 Extraction du plomb et de l'uranium	92
APPENDICE D: Anatomie du zircon	93
D.1 Considérations minéralogiques	93
D.2 L'occurrence du zircon	94
D.3 La structure cristalline	94
D.4 Géochimie	95
D.5 La distribution des éléments dans le cristal	98
D.6 La métamictisation	99
D.7 Morphologie des zircons	101
D.8 Stabilité du zircon	103

APPENDICE E: Calcul de l'âge	105
E.1 Le principe de la dilution isotopique	105
E.2 Les données du calcul	106
E.3 Le calcul de la concentration du plomb et de l'uranium	107
E.4 Corrections des rapports isotopiques	109
E.5 Le calcul des âges	111
APPENDICE F: Tableaux, figures et photographies	113

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1:	Recueil de quelques âges radiométriques de la province du Supérieur	114
Tableau 2:	Analyse des échantillons PT-83-1, PT-83-2, PT-82-16 pour les éléments trace et les éléments majeurs	120
Tableau 3:	Minéraux de la norme (C.I.P.W.) pour les échantillons PT-82-16, PT-83-1, PT-83-2	121
Tableau 4:	Analyse des constituants majeurs pour les échantillons PT-82-4 et PT-82-21	122
Tableau 5:	Résultats analytiques de PT-82-14	123
Tableau 6:	Résultats analytiques de PT-82-16	124
Tableau 7:	Résultats analytiques de PT-82-21	125
Tableau 8:	Résultats analytiques de PT-82-4	126
Tableau 9:	Description des concentrés de zircons récoltés	87
Tableau 10:	Procédures de nettoyage	88
Tableau 11:	Rayons ioniques (en angstroms) des éléments en substitution du zirconium (site A) et du silicium (site B) dans la structure du zircon	127
Tableau 12:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-16 (1° mag. + 200 mesh)	128
Tableau 13:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-16 (1° mag. P.Z. + 200 mesh)	129
Tableau 14:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-16 (0° mag. + 200 mesh)	130
Tableau 15:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-16 (0° non-mag. + 200 mesh)	131
Tableau 16:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-21 (0° mag. + 200 mesh)	132
Tableau 17:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-21 (1° + 2° + 3° mag.)	133
Tableau 18:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-21 (5° + 6° mag.)	134

Tableau 19:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-4 (6° + 7° mag. - 325 mesh)	135
Tableau 20:	Sommaire des données analytiques pour PT-82-4 (6° + 7° mag. + 325 mesh)	136

LISTE DES FIGURES

Figure 1:	Subdivisions litho-tectoniques de la province du Supérieur et localisations des âges radiométriques présentés au tableau 1	137
Figure 2:	Diagramme schématique des âges U-Pb pour les métavolcanites archéennes du Supérieur	138
Figure 3:	Carte générale de localisation des régions à l'étude dans le cadre des présents travaux	139
Figure 4:	Géologie de la région des Lacs Frotet et Troilus dans la partie est de la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Evans	140
Figure 5:	Carte géologique schématique et formations de la région de Chibougamau	141
Figure 6:	Colonne stratigraphique de la succession volcanique du Groupe de Troilus	142
Figure 7:	Sommaire des formations et stratigraphie de la région de Chibougamau	143
Figure 8:	Le diagramme Concordia	144
Figure 9:	Modèle épisodique	144
Figure 10:	Modèle de diffusion continue	145
Figure 11:	Modèle complexe d'évolution de la perte en plomb	145
Figure 12:	Modèle de dilatation isostasique	146
Figure 13:	Modèle d'altération	146
Figure 14:	Modèle de recristallisation	147
Figure 15:	Modèle de l'hétérogénéité	147

Figure 16:	Organigramme des procédures d'extraction et de concentration des zircons	148
Figure 17:	Organigramme des étapes suivies durant les procédures chimiques	149
Figure 18a:	Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-14	150
Figure 18b:	Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-14	151
Figure 19:	Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-16	152
Figure 20:	Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-21	153
Figure 21:	Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-4	154
Figure 22:	Diagramme schématique de la géochronologie U-Pb des métavolcanites archéennes du Supérieur	155
Figure 23:	Effets de la substitution cationique sur les paramètres cristallographiques chez le zircon	156
Figure 24:	Le hafnium en substitution du zirconium chez le zircon	157
Figure 25:	La morphologie cristalline du zircon en tant qu'indicateur pétrogénétique	158
Figure 26:	Les paramètres affectant la morphologie du zircon	159
Figure 27:	La morphologie cristalline du zircon en tant qu'indicateur pétrogénétique	160
Figure 28:	Les paramètres affectant la morphologie du zircon	160

LISTE DES PHOTOGRAPHIES

Photo 21-1:	Échantillon PT-82-21; population 0°N.M. + 0° M.	162
Photo 21-2:	Échantillon PT-82-21; population 1° + 2° + 3° M.	162

Photo 21-3:	Échantillon PT-82-21; population 5° + 6° M.	163
Photo 4-1:	Échantillon PT-82-4; population 7°M., -200 + 325 mesh	163
Photo 4-2:	Échantillon PT-82-4; population 7°M., -325 mesh	164
Photo 16-1:	Échantillon PT-82-16; population 0°N.M, -100 ± 200 mesh	164
Photo 16-2:	Échantillon PT-82-16; population 1°M., P.Z.	165

CHAPITRE 1

INTRODUCTION

1.1 PRÉAMBULE

Dans le cadre de la province tectonique du Supérieur, l'investigation géochronologique menée à ce jour à l'aide des diverses méthodes radiométriques s'est davantage attardée à l'étude des terrains de roches vertes (figure 1). En particulier, ces dernières années, la quête d'information en ce domaine a connu un essor considérable, attribuable en grande partie à la systématisation de l'emploi de la méthode U-Pb de datation appliquée aux zircons. Cette méthode est à présent généralement reconnue pour sa fiabilité et souvent davantage pour sa grande précision. De ce fait, elle se révèle un outil d'une remarquable utilité, à l'aide duquel on est parvenu à étayer la chronostratigraphie de la plupart des bassins volcano-sédimentaires archéens du Supérieur (figure 2).

L'étude dont a fait l'objet les assemblages métavolcaniques-métasédimentaires des sous-provinces Abitibi, Uchi, Wabigoon, Gods Lake, a mené à l'élaboration d'une chronologie du volcanisme archéen dans le Supérieur (figures 1 et 2), mais d'une manière plus prépondérante encore, relève la présence de métavolcanites âgées de plus de 2900 m.a.; Uchi-Confederation Lake (Nunes et Thurston, 1980), North Spirit Lake (Nunes et Wood, 1980).

En particulier, les données radiométriques semblent suggérer au sujet des ceintures de roches vertes localisées vers le nord-ouest de la province, une certaine précocité dans leurs développements comparativement à leurs contreparties du sud-est (figure 2). À la lumière de ces révélations, certains auteurs ont invoqué l'hypothèse d'une migration graduelle du volcanisme vers le sud dans le temps (Krogh et Davis, 1971; Turek et Van Schmus, 1983). Ainsi présentée dans son ensemble, la somme des données radiométriques établies à travers le Supérieur devient une fresque susceptible de nous éclairer davantage quant à la nature des processus géotectoniques ayant façonné le craton à l'Archéen (Goodwin, 1966; Krogh et Davis, 1971; Nunes et Thurston, 1980; Turek et Van Schmus, 1983).

De plus, les révélations radiométriques ont amené une connaissance plus précise quant à la durée et la chronologie des cycles volcaniques à l'Archéen. Des intervalles de temps de l'ordre de 200-300 m.a. se sont révélés nécessaires à la constitution des ensembles volcano-sédimentaires du nord-ouest de la province (Nunes et Thurston, 1979; Nunes et Wood, 1979) comparativement à des intervalles de moins longue durée (≈ 50 m.a.) pour les ensembles du sud-est (Davis et autres, 1979; Nunes et autres, 1980).

1.2 BUT DE L'ÉTUDE

Au Québec, la bande métavolcanique-métasédimentaire de Frotet-Evans n'ayant pas encore fait l'objet d'une investigation, une étude géochronologique dans ce secteur est entreprise visant à atteindre les objectifs suivants:

- a) circonscrire l'âge du volcanisme dans cette région
- b) étayer la chronostratigraphie de cet ensemble volcano-sédimentaire
- c) la chronologie relative de l'évolution de plusieurs bassins volcano-sédimentaires archéens du Supérieur nous étant donnée (figure 2), examiner comment vient s'inscrire dans ce cadre, la chronologie de l'évolution propre au bassin de Frotet-Troilus, et,
- d) appliquer la méthode U-Pb de datation (appliquée aux zircons) à différents types de lithologies qui sont: 1- le porphyre felsique synvolcanique, 2- la volcanite intermédiaire à felsique (incluant volcanoclastite), et 3- le granitoïde.

1.3 LIEU ET MÉTHODE DE TRAVAIL

1.3.1 Région de Troilus (ceinture métavolcanique de Frotet-Evans)

Se référant à la stratigraphie reconnue pour le secteur des lacs Frotet-Troilus (Simard, 1983), à l'extrémité est de l'ensemble métavolcanique-métasédimentaire Frotet-Evans (figures 3, 4 et 6), trois unités furent échantillonnées (figure 6):

- 1) deux unités de tuf, localisées respectivement, d'une part au sommet et d'autre part près de la base de la séquence;
- 2) une unité de lave felsique porphyrique occupant une position médiane dans la stratigraphie de la séquence;
- 3) une intrusion tonalitique pré-tectonique.

1.3.2 Région de Chibougamau (figures 3 et 5)

Le Groupe de Roy, reconnu à la base de la stratigraphie régionale (figure 7), est constitué surtout de métavolcanites, qui par ailleurs, sont susceptibles de s'avérer parmi les plus anciennes de la sous-province d'Abitibi (Nunes et Jensen, 1980 et tableau 1) en regard de la détermination d'âge obtenu pour le pluton de Chibougamau; i.e. 2739 m.a. (Krogh (1971) dans Brooks, 1981) où 2717 ± 2 m.a. (Krogh, 198?, non publié). Ces unités n'ont cependant jamais encore été datées directement à l'aide de la méthode U-Pb (Jones et autres, 1974).

Deux échantillons de porphyre felsique ont été prélevés, provenant respectivement des horizons felsiques de la section du Lac Waconichi (Formation de Waconichi; Caty, 1978), et en second lieu, de la Formation de Blondeau, afin de tenter de circonscrire l'âge du volcanisme ancien dans la région (figures 4, 5 et 7) et permettre d'étayer une étude comparative avec le secteur de Frotet-Evans.

CHAPITRE 2

CADRE GÉOLOGIQUE

2.1 LA PROVINCE

2.1.1 La province tectonique du Supérieur

Délimitée vers l'est et au nord par un chapelet de sutures protérozoïques (cryptiques ou non), et au sud, par une discordance marquée, et dans le style structural, et dans le patron des âges radiométriques (Stockwell et autres, 1970), la province tectonique du Supérieur se distingue des provinces contiguës par un style tectonique caractéristique conféré par un alignement est-ouest (nord-est, sud-ouest à nord-ouest, sud-est) des éléments structuraux (sauf en Ungava), (Douglas et autres, 1975; Stockwell (1965) dans Condie, 1976). Tel que révélé par les déterminations d'âges Rb-Sr, K-Ar, réalisées à travers la province, les roches sur toute cette superficie témoignent de l'orogénèse kénorienne (King, 1969; Stockwell et autres, 1970; Stockwell, 1982).

Plusieurs domaines litho-tectoniques sont reconnus au sein du Supérieur qui sont à l'origine d'une subdivision en dix-sept sous-provinces structurales (Price et autres, 1972) d'orientation générale est-ouest. Les frontières délimitant les diverses sous-provinces ont été définies principalement en regard des contrastes lithologiques (Wilson, 1971; Ayres, 1978) et coïncident souvent, en partie, avec un changement dans le style et le patron structural et également le grade de métamorphisme (Weber et Scoates, 1978; Hubregtse, 1980). Un trait dominant de

la disposition des domaines à l'échelle du Supérieur est constitué par l'alternance de zones à caractère volcanique-granitique, de grade métamorphique bas à moyen, et de zones à caractère métasédimentaire-granitique (gneissique), (figure 1) d'un grade métamorphique élevé (Goodwin, 1970; Price et Douglas, 1972; Fraser et Heywood, 1978).

Certaines évidences nous amènent à présumer que les divers domaines litho-tectoniques reconnus actuellement ne constituaient, vraisemblablement pas, originellement, des zones tectoniquement individualisées et indépendantes. Pour Ermanovics et autres (1979), Ayres (1978) et plusieurs autres (Weber, 1971; McRitchie, 1971), les métasédiments composant le domaine de English River représentent des lithofaciès équivalents latéralement avec les successions volcano-sédimentaires du domaine de Uchi au sud. Les unités supracrustales de Sachigo s'avèrent transgresser les limites du domaine et sont retracées dans les assemblages granulitiques de Pikwitonei (Weber et Scoates, 1978).

Plutôt, il s'avère de plus en plus probable, en regard des données radiométriques, que les domaines se soient individualisés et aient connu un développement indépendant les uns des autres tardivement lors de l'évolution thermo-tectonique subséquente à l'orogénie initiale (Ermanovics et Wanless, 1983). Les données radiométriques de précision (Krogh et autres, 1982) démontrent qu'à l'échelle de la province, la chronologie de la déformation, du métamorphisme, du plutonisme, ne révèle pas une culmination pan-orogénique (Kénorienne), mais présente une succession d'épisodes distincts affectant les diverses sous-provinces à travers le Supérieur (Krogh et autres, 1974; Ermanovics et

Wanless, 1983). Tard à l'Archéen, le soulèvement crustal affectant les régions cratonisées (Ermanovics et autres, 1976), et subséquentement au cours du Protérozoïque, les événements thermo-tectoniques, en occasionnant une réjuvenation isotopique étendue (Ermanovics et Fahrig, 1975; Stockwell, 1982; Ermanovics et Wanless, 1983), ont également achevé de façonner la configuration actuelle des sous-provinces à l'intérieur du Supérieur.

Les ceintures métavolcaniques-métasédimentaires occupant les domaines à prédominance volcanique ont été abondamment étudiées; elles ont été décrites par Goodwin (1967), Goodwin et Ridler dans Price et Douglas (1972) et dans Baragar et autres (1977). Selon Goodwin (1970), la séquence stratigraphique typique des bassins volcano-sédimentaires archéens de la province du Supérieur peut s'établir ainsi: un empilement volcanique qui présente généralement des séquences de composition mafique à felsique. On retrouve successivement d'abord à la base les basaltes et leurs intrusions gabbroïques associées, puis en progressant dans la stratigraphie, apparaissent en proportions grandissantes, intercalées aux basaltes, les coulées et pyroclastites andésitiques. Au sommet de la stratigraphie se retrouvent des roches felsiques de composition dacitique à rhyolitique d'une importance économique capitale parce que l'on y retrouve généralement associés, des dépôts de sulfures massifs.

Les roches sédimentaires (volcaniclastites) sont restreintes aux niveaux supérieurs de l'empilement. Selon Baragar et Goodwin (1969), les unités basaltiques comptent pour près de 50-60% de la totalité des roches volcaniques du Supérieur tandis que les andésites, les rhyolites

et dacites, constituent respectivement près de 20-30% et 10-15% de l'ensemble. La présence des roches alcalines à caractère shoshonitique est réduite à de rares occurrences (Ridler, 1970; Goodwin, 1972; Smith et Longstaffe, 1974; Hubregtse, 1976). C'est également en proportion très réduite que l'on retrouve les komatiites dans les secteurs de Rouyn-Noranda, de Munro et de Wawa (figure 1), mais elles ont néanmoins été largement considérées (Naldrett, 1970; Brooks et Hart, 1972; Dimroth et autres, 1973; Pyke et autres, 1973).

Les ensembles volcano-sédimentaires des ceintures vertes du nord-ouest de l'Ontario, des sous-provinces de Wabigoon, Uchi, Sachigo, Gods Lake, ont fait l'objet, plus récemment, d'études plus détaillées (Blackburn et autres, 1978; Thurston et autres, 1978; Thurston et Fryer, 1979; Wood, 1977, 1979). À certains égards, les ceintures de cette région semblent présenter certaines particularités qui les distinguent de leurs vis-à-vis plus au sud (i.e., Wawa, Abitibi). L'épaisseur des séquences stratigraphiques y est moindre (figure 2). Chronologiquement, le développement de ces ceintures s'est effectué sur des intervalles de temps importants, singulièrement plus considérables que les durées invoquées par les datations radiométriques, pour les ceintures plus au sud (voir section 2.1.2), (Nunes et Jensen, 1980). L'élaboration de la chronostratigraphie de ces ceintures (figure 2) a révélé, par la même occasion, la présence de hiatus considérables dans les successions stratigraphiques qui sont relevés dans les empilements par de profondes discordances angulaires qui généralement marquent le passage entre les cycles volcaniques successifs (voir section 2.1.2).

Pour Ayres (1977), Baragar et McGlynn (1978), le socle sous-jacent aux ensembles de roches vertes est constitué par les terrains gneissiques adjacents. Cette interprétation rend compte de l'observation des discordances et de la présence des conglomérats à clastes de granitoïde, à la base des ensembles volcano-sédimentaires, à certains points du Supérieur (figure 1). Jusqu'à tout récemment, les relations rendues par les déterminations d'âge radiométrique semblaient corroborer cette interprétation, mais l'afflux des nouvelles données suggère à présent, pour les ceintures métavolcanique-métasédimentaires du nord-ouest de l'Ontario, un développement concomittant de la formation des terrains gneissiques adjacents (Nunes et Wood, 1980). Windley en 1977 écrivait:

"Future research on the relation between the high and low-grade parts of the Archean continents will depend heavily on radiometric age data."

2.1.2 Le contexte géochronologique

Afin de nous permettre d'esquisser le contexte géochronologique de la province du Supérieur, un répertoire constitué d'une centaine de déterminations d'âges en provenance de diverses localités (figures 1) a été compilé de la littérature (tableau 1). La sélection des données de la littérature s'est effectuée tout en exerçant un biais en faveur des déterminations U-Pb, celles-ci se traduisant généralement par l'âge de formation de la roche.

En regard de l'ensemble des déterminations radiométriques effectuées à ce jour, il apparaît que l'évolution de la croûte archéenne

dans le Supérieur se soit déroulée depuis près de 3100 millions d'années (ceci est considéré comme étant un minimum) et ait été marquée de deux épisodes majeurs d'activité ignée, séparés d'un intervalle de 200 à 300 m.a., i.e. vers 2700 (orogénie Laurentienne; Stockwell, 1982) et 2950 (orogénie Wanipigowan; Stockwell, 1982). Les déterminations radiométriques en provenance des terrains de haut grade métamorphique, des domaines de English River, Quetico, Opatica, Berens (tableau 1: 50, 51, 54, 68, 95 et 102) révèlent des âges dans l'intervalle 2900-3000 m.a., celles-ci n'ont pas permis de relever, de façon directe et non-équivoque, la présence de reliques d'une croûte sialique plus ancienne dans le Supérieur, à l'image des gneiss de Morton, Montevideo (tableau 1: 24), et de Watersmeet au Michigan (tableau 1: 25). La détection de xénocristaux de zircons dans les roches ignées (tableau 1: 4, 6 14 et 17), et la présence d'individus de plus de 3000 m.a. dans les sédiments (28) témoignent néanmoins indirectement des vestiges d'une croûte sialique primitive ancestrale. Ermanovics et Wanless (1983) arrivent à des conclusions plutôt à l'inverse en s'appuyant sur des données des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et en regard de l'impossibilité de détecter des composantes héritées dans certains zircons investigués. Les évidences quant à elles semblent indiquer que le processus d'édification de la croûte par plutonisme s'est effectué entre 3100 m.a. et 2700 m.a., en apparence sans l'apport significatif d'un matériel sialique pré-existant.

L'ensemble des déterminations d'âge en provenance des terrains de roches vertes des domaines, Uchi, Wabigoon, Wawa, Abitibi, dépeint quant au développement des ceintures métavolcaniques-métasédimentaires

du Supérieur, une évolution depuis près de 3000 m.a. (tableau 1: 1-11) jusque vers 2700 m.a., concomittante du développement des domaines adjacents de haut grade métamorphique. Les durées évoquées pour l'édification des empilements volcano-sédimentaires apparaissent varier de 280 m.a. (figure 2, North Spirit Lake), à 7 m.a. (Abitibi-Kirkland).

C'est la schématisation de la chronostratigraphie des ensembles volcano-sédimentaires archéens qui a permis d'illustrer (figures 1 et 2, tableau 1: 1-15) en outre, deux traits dominants de l'évolution des ceintures de roches vertes du Supérieur. L'activité volcanique revêt un caractère épisodique, et par surcoit, le processus d'édification des ensembles de roches arbore également de nombreuses intermittences, dont est témoin la présence des discordances angulaires, ou encore, des discontinuités par lacune (paraconformity) relevées dans les empilements.

"The presence of prominent iron formation in the sequence south of Timmins contrast with the absence of significant quantities of chemical sediments in the stratigraphic section north of Kirkland Lake... suggests that the iron formation may represent a paraconformity analogous to the possible paraconformities marked by the carbonate rocks in the Uchi Lake area... (Nunes et Pykes, 1978)

Les intermittences dans le volcanisme, exprimées par les discordances et les discontinuités, se traduisent par des lacunes (hiatus) considérables dans les successions stratigraphiques.

La chronologie comparative des ceintures du Supérieur élaborée à partir des données U-Pb (figure 2) met en lumière la synchronicité des épisodes volcaniques d'une ceinture à l'autre. En outre, la configuration régionale esquissée par les données, apparaît démontrer un

développement précoce des ceintures du nord-ouest de la province (Uchi, North Spirit, Wabigoon) en contrepartie de leurs vis-à-vis du sud-est (Wawa, Abitibi). Quant aux âges minimaux enregistrés pour la formation des ceintures, ils dépeignent une dualité d'événements ignés majeurs qui sont évoqués aux environs de 3000 m.a. et de 2750 m.a. respectivement.

Par ailleurs, les durées invoquées pour le développement des diverses ceintures expriment un gradient, allant d'intervalles considérables au nord-ouest de la province (280 m.a., Uchi) à des périodes de moindre durée, en progressant vers le sud-est. Pour Turek et Van Schmus (1983), la configuration régionale dépeinte par les données U-Pb, semble traduire un diachronisme dans l'évolution de la croûte, à l'Archéen, dans le Supérieur. Parallèlement, cette interprétation se trouve corroborée par l'apport récent des données isotopiques (U-Pb, Rb-Sr, K-Ar) qui expriment quant à la chronologie de la déformation, du métamorphisme et du plutonisme, à l'échelle du Supérieur, non pas un synchronisme pan-régional (pan-orogénique), mais bien une discrimination d'événements locaux affectant les divers domaines de la province (tableau 1: 4, 6, 9, 15, 18). La culmination du plutonisme post-tectonique dans la portion nord-ouest du Supérieur (Sachigo, Berens, Uchi), en regard des données U-Pb établies à partir des zircons, paraît se situer dans un intervalle restreint, allant de 2770 à 2705. Comparativement, leurs vis-à-vis dans le sud-est de la province (Wabigoon, English River, Abitibi) ont des âges allant de 2737 à 2616, l'âge moyen des plutons investigués oscillant autour de 2660 m.a.

Quant aux systèmes isotopiques Rb-Sr et K-Ar, ils peuvent donner lieu à des âges apparents ("rejuvenated age") dont la signification géologique se révèle obscure (Field et Raheim, 1979v). Dans les cas où une signification géologique intrinsèque peut être rattachée à l'âge Rb-Sr (et K-Ar) appliqué aux roches totales et aux minéraux, celle-ci relève généralement d'un événement secondaire; i.e., épisode de métamorphisme, refroidissement plutonique ou tectonique (Stockwell, 1982; Ermanovics et Wanless, 1983).

2.2 GÉOLOGIE RÉGIONALE

2.2.1 La région des lacs Frotet et Troilus de la bande métavolcanique-métasédimentaire de Frotet-Evans

La ceinture métavolcanique-métasédimentaire de Frotet-Evans s'étend sur plus de 250 kilomètres d'est en ouest (figure 1), à moins de 100 kilomètres au nord de l'axe du sillon de roche verte Matagami-Chibougamau. La région des lacs Frotet et Troilus, à l'extrémité est de la ceinture, a fait l'objet récemment, de travaux de cartographie détaillés (Simard, 1979, 1980, 1981a, 1981b). C'est cette région qui a été considéré dans cette étude (figure 4) et que je vais m'attacher à présenter maintenant.

2.2.1.1 Lithostratigraphie

De l'observation d'une séquence homoclinale qui s'étend entre les lacs Châtillon et Troilus (figure 4), Simard (1983) a élaboré la lithostratigraphie pour le secteur des lacs Troilus et Frotet

(figure 6). Le Groupe de Troilus se constitue de six formations. La succession stratigraphique proprement dite, d'une épaisseur de plus de 6000 m se caractérise par une intercalation d'unités sédimentaires et d'unités volcaniques (figure 6).

Les métalaves du secteur (Formations Odon, Crochet, Mésière) sont des basaltes, massifs et coussinés, le faciès coussiné étant répandu dans toute la région. Essentiellement, ils sont d'affinités tholéitiques et magnésiennes. Simard (1983), en regard des traits du chimisme des basaltes, a distingué quatre séries volcaniques géographiquement attachées à des territoires spécifiques. Toujours d'après Simard (1983), les basaltes ont constitué des plaines de laves; les unités de lave varient peu en épaisseur latéralement et se poursuivent sur des distances de plusieurs kilomètres.

Les Formations de Frotet, Testard et Habitation sont constituées essentiellement de roches volcaniques qui forment environ 65% de la colonne stratigraphique (figure 6) établie pour le secteur. Ils comprennent des pyroclastites calco-alcalines; des tufs à minéraux et des tufs à blocs, de compositions intermédiaires, et des tufs cristallins felsiques (figures 4 et 6). Ces formations comptent, également intercalées aux tufs felsiques, des niveaux de chert, d'argilite et de grauwackes (figure 6). Les volcanoclastites de la région se présentent sous forme d'unités tabulaires qui ne montrent horizontalement pas de variations de faciès importantes.

2.2.1.2 Les intrusions

Plus de 30% de la superficie cartographiée de la région de Frotet-Troilus (Simard, 1983) est constituée par les intrusions mafiques qui se présentent sous forme de filons couches différenciés de gabbro et de serpentinite. Les intrusions acides de la région comprennent les porphyres quartzo-felspathiques formant des filons-couches [ainsi que des dômes synvolcaniques (Simard, 1983)]. Chez les granitoïdes, Simard (1983) distingue les granodiorites tardi-tectoniques foliées "externes" qui ceinturent la bande métavolcanique (figure 4), et les plutons de l'intérieur de la ceinture (figure 4) où l'on retrouve le cortège granodiorite - trondhjémite. La grande majorité d'entr'eux serait post-tectonique (Simard, 1983).

2.2.1.3 Métamorphisme et structure

Le grade du métamorphisme régional dans la ceinture varie du faciès amphibolite au faciès schiste vert. En regard de la répartition géographique des différents assemblages de minéraux, Simard (1983) conclut à une zonation du métamorphisme de la bordure de la bande (hornblende + plagioclase + quartz) vers son centre (actinote + albite + clinozoïsite ± chlorite).

La structure de la région est de nature complexe. Les traits structuraux majeurs mis en évidence par Simard (1983) consistent en une génération d'antiformes et synformes, de direction générale O-NO à O-SO (figure 4). Au nord du lac Domergue, des failles majeures viennent

découper le sud de la bande en plusieurs domaines structuraux distincts (figure 4).

2.2.2 Géologie de la région de Chibougamau

2.2.2.1 Lithostratigraphie

Les roches archéennes du secteur de Chibougamau constituent un assemblage volcano-sédimentaire où l'on reconnaît (Allard et autres, 1983) un nombre de sept formations (figure 7) regroupées en deux grands groupes; le Groupe de Roy à la base, surmonté en discordance du Groupe d'Opémisca. Une succession protérozoïque représentée par a) la Formation de Chibougamau (tillite) et b) le Supergroupe de Mistassini (détritique) repose en discordance majeure sur les roches archéennes.

2.2.2.1.1 Groupe de Roy

Le Groupe de Roy représente un empilement volcanique majeur constitué de deux cycles de volcanisme successifs, passant chacun de mafique à felsique (Daigneault et Allard, 1983). Le premier cycle est représenté par les formations Obatogamau et Waconichi (figure 7); il comprend, à la base, une épaisse séquence de basalte coussiné (Obatogamau) d'une puissance de 300 mètres, surmontée de volcanites felsiques (Waconichi) où prédominent les roches pyroclastiques. Les pyroclastites qui comprennent des masses rhyolitiques porphyriques sous forme de dômes, filons couches, dykes, constituent une séquence d'une épaisseur de 200 à 1000 mètres. La Formation Waconichi marque la phase terminale de l'épisode volcanique et s'avère très fertile en concentrations stratiformes de cuivre-zinc (Daigneault et Allard, 1983).

La manifestation du second cycle de volcanisme est marquée par le retour à un volcanisme mafique; le Gilman (3600 mètres) consiste en une séquence de laves coussinées et de filons couches comagmatiques mafiques. La terminaison du second cycle est marquée, ici encore, par la manifestation d'un volcanisme à caractère explosif de composition felsique; le Blondeau (1000 mètres) est un assemblage volcano-sédimentaire de pyroclastites felsiques, et de sédiments épiciastiques fins (chert, argilite) qui transitionnellement évoluent en des grès volcanogéniques (Formation de Bordeleau).

2.2.2.1.2 Groupe d'Opémiska

Le Groupe d'Opémiska se caractérise par la prédominance de sédiments épiciastiques; ils comprennent une séquence de turbidité (Formation de Chebistouan) dominée par des grès quartzo-feldspathiques ainsi que des dépôts de type fluviatil (Formations Stella et Haüy) et littoral. La Formation de Haüy comprend, intercalées avec les conglomérats et les grès fluviatils, des laves continentales andésitiques et basaltiques à caractère potassique.

2.2.2.2 Géochimie

D'après une compilation de données établie par Allard (1976), la plupart des roches du Groupe de Roy sont d'affinités calco-alcalines. Ludden (1983, 1984), s'appuyant de l'abondance relative des éléments en trace (Terres Rares, Zr, Y), effectue une subdivision du Groupe de Roy en trois séquences ou cycles distincts.

Les basaltes tholéitiques et les andésites de l'Obatogamau et du Gilman ainsi que les horizons felsiques du Waconichi, sont réunis dans le cycle inférieur (Ludden, 1984) et se caractérisent par des rapports (Zr/Y) et (Terres Rares légères/Terres Rares lourdes) peu élevés. Les roches du second cycle se caractérisent par des abondances relatives, plus élevées en Zr et en éléments des Terres Rares légères, au détriment respectivement, de Y et des éléments des Terres Rares lourdes. Les roches de composition basaltique à dacitique de la Formation de Blondeau et du Gilman Supérieur constituent ce second cycle volcanique.

Des rapports (Zr/Y) et (T.R. légers/T.R. lourds) élevés sont caractéristiques du troisième cycle volcanique (Ludden, 1984). Ce cycle regroupe des roches pyroclastiques de compositions intermédiaires à felsiques (Ludden, 1984) et réunit la Formation de Scorpio (Charbonneau, 1983) ainsi que les horizons felsiques du secteur du lac Waconichi, ces horizons ayant été par ailleurs, jusqu'à présent, assignés à la Formation de Waconichi (section du lac Waconichi de la Formation de Waconichi, par Caty, 1978).

Picard (1983) reconnaît deux séquences volcaniques à l'intérieur de la Formation de Haüy. Les roches de la séquence inférieure sont des basaltes d'affinité calco-alcaline ainsi que des andésites et des trachytes d'affinité alcaline à shoshonitique. La séquence supérieure comprend des basaltes calco-alcalins et des andésites hautement potassiques d'affinité subalcaline.

2.2.2.3 Les intrusions

Le sillon de roches vertes Matagami-Chibougamau, et plus spécifiquement le secteur qui nous occupe, se distingue de l'Abitibi méridional par l'occurrence de complexes stratiformes (figure 5) tels les complexes du lac Dorée (Allard, 1976) et de Bell River qui sont à l'image des grandes intrusions stratifiées de type Bushveld. Le complexe de Cummings (Duquette (1976) dans Daigneault et Allard, 1983) est une autre intrusion majeure de la région; il comprend trois filons couches différenciés (figure 7) qui fournissent pour le secteur d'excellents repères stratigraphiques.

Chez les granitoïdes, le pluton de Chibougamau, avec une superficie de 400 km² représente la masse la plus importante de la région. Cette intrusion pré-tectonique (Daigneault et Allard, 1983) est le seul indice quant à l'âge des volcanites encaissantes; i.e., le Groupe de Roy (figure 7). Des masses plutoniques post-tectoniques de plus petite envergure sont réparties un peu partout à travers la région (figure 5).

2.2.2.4 La structure

Le grain tectonique régional que Daigneault et Allard (1983) associent à la deuxième phase de déformation possède une orientation est-ouest et s'exprime à l'échelle régionale par trois structures majeures; l'anticlinal de Chibougamau (figure 5) dont l'axe passe au coeur du pluton de Chibougamau, et de part et d'autre de celui-ci, les

synclinaux de Chapais et de Chibougamau. Daigneault et Allard (1983) ont identifié la présence de structures en dômes et bassins dans les cantons de Barlow, McKenzie et Roy, qu'ils rattachent à l'intersection des axes P1 attachés à une première phase de déformation nord-sud, et du plissement P2, d'orientation est-ouest, auquel le synclinal de Chibougamau est associé.

2.2.2.5 Le métamorphisme

Dans la région limitrophe de Chibougamau, le faciès schiste vert prédomine, le gradient métamorphique augmentant considérablement à l'approche du front du Grenville (Baker (1980) dans Daigneault et Allard, 1983).

CHAPITRE 3

DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS ET MORPHOLOGIE DES ZIRCONS

3.1 MODALITÉS DE L'ÉCHANTILLONNAGE

La cueillette des échantillons s'est effectuée, dans un premier temps, au mois de juin 1982, dans le cadre d'un projet de géochronologie mené par le Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec dans les régions de Chibougamau-Chapais et du Lac Troilus (Bande Frotet-Evans). Ce projet, initié pendant l'été 82, a été conduit par Antoine Franconi en collaboration avec Christopher Brooks du département de Géologie de l'Université de Montréal. Au cours de la saison d'été 1983, le MERQ a été disposé à m'offrir un emploi au sein d'une équipe de géologues oeuvrant dans le secteur du lac DeMaurès (près du lac Frotet) me permettant ainsi d'échantillonner à nouveau dans la région. Les échantillons et la géologie régionale sont présentés dans le chapitre 3.

3.2 LOCALISATION ET PÉTROGRAPHIE DES LITHOLOGIES ÉCHANTILLONNÉES

PT-82-21

L'échantillon provient du canton de Richardson, d'une localité située à l'est du lac Waconichi, le long de la route menant au lac Mistassini à 12,35 km de l'entrée du parc (figure 5).

La roche est un porphyre quartzo-feldspathique ($dm \approx 3$ mm) gris jaunâtre clair (Daigneault et Allard, 1983) (figure 7). La roche comprend près de 10% de phénocristaux de quartz bipyramidaux ($dm \approx 2,0$ mm, $d_{max} = 3$ mm) et près de 10% de phénocristaux de plagioclase mâclés (polysynthétique) ($dm \approx 2,5$ mm, $d_{max} = 6$ mm). Les plagioclases sont intensément saussuritisés.

Les phénocristaux se présentent dans une matrice qui se compose à 80% d'un agrégat microcristallin ($dm \approx 0,03$ mm) quartzo-feldspathique (albite), et d'environ 20% de (séricite) disposé le long des clivages de la roche. Ici et là, on relève la présence de vestiges de bâtonnets de plagioclase entrelacés témoignant de la texture originelle microlitique de la matrice. Accessoirement, la calcite et la pyrite sont disséminées à travers la roche.

PT-82-4

L'échantillon a été prélevé dans le canton de McKenzie au nord de Chibougamau, en bordure de la route 15 à proximité de la borne kilométrique L-207 (figure 5). La roche est un porphyre quartzo-feldspathique gris clair, carbonatisé et (séricitisé) appartenant à la Formation de Blondeau (Allard, comm. pers.) (figure 7).

La roche se compose de 25% de phénocristaux de quartz bipyramidaux et de plagioclase ($dm \approx 2,5$ mm, $d_{max} = 7$ mm). Les plagioclases sont totalement recristallisés en un assemblage de quartz, (séricite) et calcite. D'un intérêt particulier, la présence d'un phénocristal de zircon de 1 mm de longueur a en outre été relevé. Les phénocristaux

baignent dans une mosaïque microcristalline ($dm \approx 0,04$ mm) constituée essentiellement d'un agrégat quartzo-feldspathique (60% de la roche) et de calcite (15% de la roche). Accessoirement, (la séricite), le leucoxène, la pyrite sont disséminés dans la matrice.

PT-83-2

L'échantillon provient d'une localité au nord du lac Frotet et correspond à la sous-unité 4 de Simard (1983), celle-ci étant stratigraphiquement attribuée à la partie sommitale de l'unité B (Simard, 1983) (figures 4 et 6).

Mégascopiquement, la roche, foliée et crénelée, de couleur gris verdâtre clair, se révèle trachytique; elle comprend 15% de phénocristaux de feldspath millimétriques ($dm \approx 3$ mm) dans une matrice aphanitique.

En lame mince, la roche se révèle gloméroporphyrique. Les phénocristaux de plagioclase ($dm \approx 1,5$ mm, $d_{max} = 5$ mm) qui représentent près de 25% de la roche sont totalement recristallisés (quartz + calcite \pm albite \pm épidote). Les cristaux tabulaires de biotite se présentent en amas glomérocrystallins aux pourtours des phénocristaux.

La matrice est quartzo-feldspathique (albite) et comprend près de 5% de chlorite et de calcite intersticielle. La texture originelle est conservée, et se caractérise par un enchevêtrement de microlites dont l'orientation préférentielle est relevée à l'échelle de la lame mince par une texture trachytique. Accessoirement, le leucoxène et les opaques sont disséminés dans la matrice.

PT-82-14

L'échantillon provient de la berge sud-est du lac Troilus sud et correspond à la sous-unité 2 de Simard (1983) (figures 4 et 6). La lithologie de la sous-unité 2 évolue latéralement, et est transitionnelle vers l'est, avec des tufs à lapilli et à blocs (Simard, 1983). La roche est un tuf à minéraux de composition andésitique, avec près de 20% de phénocristaux de plagioclase ($dm \approx 2$ mm) dans une matrice aphanitique gris vert foncé.

Elle est constituée essentiellement d'un agrégat microcristallin ($dm \approx 0,03$ mm) de quartz et d'albite engrené, de chlorite et de carbonate. L'épidote est disséminée dans la roche et forme également des amas glomérocrystallins aux pourtours des minéraux opaques (pyrite et magnétite).

La roche comprend occasionnellement des fragments lithiques felsiques centimétriques ($dm \approx 10$ mm) contrastant par leur couleur jaune clair sur le fond verdâtre de la matrice. Les bordures des phénoclastes sont généralement marquées par des auréoles réactionnelles. La stratégie que nous avons adoptée a consisté à effectuer le tri et l'extraction de ces fragments lithiques lors des procédures de broyage de la roche.

Minéraux	Estimation modale
quartz + albite	70%
épidote	15%
chlorite	10%
carbonate	5%
pyrite + opaque	1%

PT-82-16

L'échantillon provient de la zone de trempe du flanc sud-est de l'intrusion tonalitique du lac Troilus Nord (figure 4). La roche est porphyrique, avec près de 25% de phénocristaux de feldspath, de quartz et de biotite ($d_m \approx 3,4$ mm, $d_{max} = 8$ mm), dans une matrice aphanitique gris verdâtre moyen.

En lame mince, la roche comprend près de 20% de phénocristaux de biotite, de quartz bipyramidal et de plagioclase intensément saussuritisés, partiellement ou totalement recristallisé (quartz). La matrice consiste en un agrégat quartzo-feldspathique ($d_m \approx 0,04$ mm) à séricite. Accessoirement, la chlorite, l'épidote, le leucoxène sont disséminés à travers la matrice.

Minéraux	Estimation modale
phénocristaux	20%
quartz	2%
biotite	5%
plagioclase	13%
	(séricite) + quartz ± calcite
matrice	80%
quartz + albite	75%
séricite	4%
leucoxène + opaque	trace
épidote	1%
chlorite	1%
carbonate	1%

PT-83-1

L'échantillon provient de la berge sud-est du lac Troilus Nord et appartient à l'unité D de Simard (1983) (figures 4 et 6). Il a été tiré d'un banc de 1,5 m d'épaisseur localisé à quelques mètres du contact avec l'intrusion tonalitique. Il s'agit d'un tuf à minéraux, massif, de couleur gris verdâtre clair, de composition rhyolitique (tableaux 2 et 3), constitué de 20% de phénoclastes de plagioclases automorphes zonés et 15% de fragments lithiques felsiques ($d_m \approx 2$ mm, $d_{max} = 8$ mm) dans une matrice microcristalline ($d_m \approx 0,5$ mm) composée de clastes lithiques (30%), de fragments de cristaux (plagioclase et quartz), avec près de 5% de chlorite intersticielle.

Typiquement, les fragments lithiques sont porphyriques, les phénocristaux de quartz et de plagioclase (1-2 mm) baignent dans un agrégat ($d_m \approx 0,05$ mm) recristallisé de quartz et feldspath. Certains fragments sont constitués de mosaïques de lattes de plagioclases entrelacées; certains possédant une texture trachitique (microlites). Une origine volcanique à subvolcanique (porphyre) est donc assumée pour les fragments. En regard de la présence des fragments lithiques et de la prédominance du plagioclase dans la roche, une origine pyroclastique est assumée pour celle-ci.

minéraux	estimation modale	observation
fragments lithiques	30-40% de la roche	origine volcanique à subvolcanique
plagioclase	40%	(damouritisé), phénocristaux zonés ± mâcles polysynthé- tiques, et microlites
quartz	10%	occassionnellement cristaux corrodés
chlorite (Fe)	5%	
opaque	1%	
carbonate	1%	
zircon	trace	

3.3 Description des populations de zircons sélectionnées pour analyse

Les fractions sélectionnées pour analyse ont fait l'objet d'un tri à la main sous le binoculaire visant à constituer une où éventuellement de multiples populations d'individus en prenant en considération la morphologie des cristaux, l'opacité, la couleur. Cette procédure, en particulier, vise davantage à exercer un test quant à l'homogénéité des zircons d'une roche et se révèle particulièrement critique lorsque l'on traite avec des pyroclastites (Davis et Trowell, 1981; Davis et autres, 1981). Un sommaire des observations effectuées sur les populations de zircons, et susceptibles de revêtir un intérêt dans l'interprétation des données isotopiques, est rendu maintenant.

PT-82-21

0°N.M.+0°M.; la morphologie est variable, on dénombre en particulier des individus prismatiques de classe G_1 selon la typologie de Pupin et Turco (figure 25), où les faces [110] et [101] sont très développées sinon seules présentes. Également, on compte des prismes très trapus, globulaires, de typologie S_2 , (Pupin et Turco, 1980) où [100], [101], [211] sont dominantes. Les cristaux sont limpides, brun pâle. On dénombre peu d'inclusions opaques (photo 21-1, appendice G).

1°+2°+3°M.; les prismes tétraonaux de la morphologie G_1 (figure 25) dominant. De granulométrie non-uniforme, les cristaux sont brun jaunâtre, translucides, et présentent ceci de particulier qu'ils montrent aux extrémités des faces [101] des "excroissances" blanchâtres laiteuses. Certains individus montrent des lignes de croissance, brun jaune et blanchâtre, en alternance (zonation oscillatoire) (photo 21-2, appendice G).

5°+6°M.; semblable à la fraction 1°+2°+3°M. avec ceci de particulier que la proportion des zones blanchâtres laiteuses a augmenté chez les grains. La corrélation, notée chez cette fraction, entre le degré de susceptibilité magnétique et l'abondance de ces zones, suggère que ces régions constituent des domaines enrichis en uranium (photo 21-3, appendice G).

PT-82-4

7°N.M., -200+325 mesh; constituée d'individus brisés, craquelés pour la plupart. La morphologie cristalline dominante se compose de prismes tétragonaux bipyramidés de couleurs variables, brun, rougeâtre foncé (opaque) chez les individus de grandes tailles à brun clair (translucide) chez les petites tailles. La présence d'inclusions opaques a été relevée sur certains grains. Plusieurs cristaux montrent des angles arrondis (cyrtolite) ce qui est typiquement de caractère métamicté. Cette fraction ne présente pas un grand degré d'homogénéité (photo 4-1, appendice G).

7°M., -325 mesh; cette fraction présente des traits analogues à la fraction -200+325, quoique les cristaux s'avèrent plus limpides et translucides (photo 4-2, appendice G).

PT-82-16

0°N.M.-100+200; composée de cristaux euhédraux, pour la plupart fragmentés, de type morphologique bipyramidal [211] à primatique, où le type bipyramidal est prédominant. Les cristaux sont exceptionnellement clairs, translucides, brun pâle clair et présentent très peu d'inclusions. Il existe un degré élevé d'homogénéité chez les zircons de PT-82-16, les populations 0°M.-100+200 et 1°M.-100+200 ne présentent, en effet, aucune dissemblance notable avec 0°N.M.-100+200 (photo 16-1, appendice G).

1°M.P.Z.; cette population a été extraite de la fraction 1°M.-100+200; elle est constituée d'un tri d'individus qui présentent une zonation (voir photo 16-4, appendice G) et se démarque ainsi des populations ci-haut décrites.

La plupart des grains sont constitués, au coeur, d'une zone de croissance (euhédrale) blanche laiteuse enrobée d'une enveloppe brun pâle translucide. Ce patron s'explique par une zonation du grain et non par la présence de xénocristaux. D'ailleurs, certains individus montrent une occurrence répétitive du phénomène (zonation oscillatoire). (photo 16-2, appendice G).

PT-82-14

Quatre "populations" ont été constituées à partir des fractions +200 et -200 mesh.

Population 1; un cristal brisé dont le rapport largeur/longueur est de 5. L'aiguille de granulométrie +200 mesh est brun pâle et translucide.

Population 2; un cristal de forme ovoïde, anhédral et arrondi, brun foncé, métamicté, +200 mesh.

Population 3; formée de 15 cristaux (aiguilles), fragmentés, brun pâle, translucides (-200 mesh).

Population 4; formée de 10 aiguilles (-200 mesh) de couleur brun pâle, translucides.

Les populations de PT-82-14 ont été sélectionnées par Clément Gariépy à l'Institut de Physique du Globe à Paris.

CHAPITRE 4

LA MÉTHODE U-Pb DE DATATION APPLIQUÉE AUX ZIRCONS

4.1 L'ABC DE LA THÉORIE

4.1.1 Les isotopes de l'uranium et du plomb

4.1.1.1 Les isotopes de l'uranium

L'uranium possède trois isotopes naturels, tous radioactifs, de masse 238, 235 et 234 respectivement. L'abondance relative de ces isotopes dans la nature est fixe, si l'on fait exception du phénomène des réacteurs naturels (ex: Oklo, Gabon).

4.1.1.2 Les isotopes du plomb

Le plomb possède quatre isotopes naturels de masse 208, 207, 206 et 204. Le plomb de masse atomique 208, 207 et 206 provient de la désintégration radioactive du thorium et de l'uranium tandis que le plomb 204, non radiogénique, constitue l'isotope de référence. On le considère stable bien qu'il se désintègre lentement en Hg-200, son temps de demi-vie étant de l'ordre de 1.4×10^{17} années (Faure, 1977).

La composition isotopique du plomb dans la nature varie; dans un minéral donné, recelant de l'uranium, la composition isotopique du plomb contenu dans un minéral au temps t (le temps écoulé depuis la formation du minéral) peut s'exprimer par les équations;

$$\text{équation 1: } \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left\langle \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right\rangle_0 + \left\langle \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \right\rangle (e^{\lambda t} - 1)$$

et

$$\text{équation 2: } \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0 + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} (e^{-\lambda_2 t} - 1)$$

où λ_1 , λ_2 sont les constantes de désintégration.

$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ et $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$ sont les rapports isotopiques du plomb présent au temps t dans le minéral.

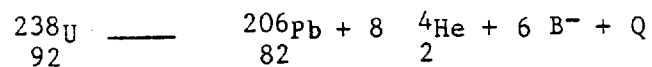
où $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0$, $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0$ = représente les rapports isotopiques initiaux, au temps $t = 0$, du Pb incorporé lors de la fermeture du système (formation du minéral).

et où $\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$ et $\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}$ représente les rapports actuels mesurés dans le minéral.

4.1.2 Les séries de désintégration

4.1.2.1 L'uranium 238

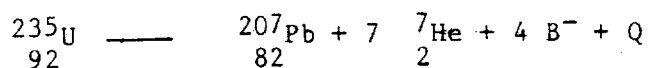
La désintégration spontanée de ^{238}U donne naissance à la série de désintégration de l'uranium (Faure, 1977) constituée d'une chaîne d'isotopes fils intermédiaires instables dont le produit final s'avère le ^{206}Pb :



$Q = 47.4 \text{ MeV/atome}$ (Wetherill dans Faure, 1977).

4.1.2.1 L'uranium 235

L'uranium 235 se désintègre spontanément pour donner naissance à la série de désintégration de l'actinium (Faure, 1977) formée d'une chaîne d'isotopes fils intermédiaires dont le produit final est le plomb 207 :



Q = 45.2 MeV/atome (Wetherill dans Faure, 1977).

4.1.3 La détermination de l'âge

4.1.3.1 Les âges "207" et "206"

$$\text{équation 3: } \tau(206) = \frac{1}{1} \ln \frac{\frac{{}_{204}\text{Pb}}{238\text{U}} - \frac{{}_{206}\text{Pb}}{204\text{Pb}}_0}{\frac{{}_{206}\text{Pb}}{204\text{Pb}}_0} + 1}$$

et

$$\text{équation 4: } \tau(207) = \frac{1}{2} \ln \frac{\frac{{}_{204}\text{Pb}}{235\text{U}} - \frac{{}_{207}\text{Pb}}{204\text{Pb}}_0}{\frac{{}_{207}\text{Pb}}{204\text{Pb}}_0} + 1}$$

Ce sont les équations de la détermination de l'âge. Lorsque l'on satisfait aux conditions des exprimants de la droite des équations, on obtient deux âges indépendants, qui concordent et représentent l'âge de formation du minéral si les conditions suivantes sont respectées:

- 1- Le minéral s'est comporté comme un système fermé depuis sa formation à l'égard de U, Pb et des produits intermédiaires des chaînes de désintégration.
- 2- Les facteurs $\frac{{}_{207}\text{Pb}}{204\text{Pb}}_0$ $\frac{{}_{206}\text{Pb}}{204\text{Pb}}_0$, i.e. la composition du plomb initial incorporé lors de la formation du minéral ($t = 0$) est connu avec justesse.
- 3- Les constantes de désintégration de ${}^{238}\text{U}$ et ${}^{235}\text{U}$ sont justes.
- 4- La composition isotopique de l'uranium est normale (section 4.1.1).

5- Les résultats d'analyse sont exempts d'erreur analytique systématique.

Afin de résoudre les équations 3 et 4, pour obtenir les âges (206) et (207), il faut déterminer:

1- La valeur de $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}_0$; on peut

A) la mesurer directement en analysant une phase minérale cogénétique du zircon qui n'a pas incorporé d'uranium lors de sa formation; en conséquence celle ci contient uniquement du plomb commun dont la composition isotopique représente $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}_0$ si le minéral est demeuré un système fermé à l'égard des isotopes du plomb depuis sa formation. De telles phases minérales sont le quartz, les feldspaths potassiques.

B) estimer cette valeur à l'aide du modèle d'évolution du plomb terrestre de Stacey et Kramers (1975).

2- Les valeurs de $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_t$, $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_t$, $\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}_t$, $\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}_t$

Par spectrométrie de masse; il est nécessaire d'effectuer les analyses de la composition isotopique du plomb (CI) et les analyses de la concentration de l'uranium et du plomb (DI) par dilution isotopique (Appendice E). Les données analytiques seront corrigées relativement à la contamination lors des procédures analytiques et il sera tenu compte de la fractionation de masse dans l'appareil. Les calculs pour arriver à la détermination de l'âge sont présentés en Appendice E; les corrections y sont également discutées.

4.1.3.2 L'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$

En combinant les équations 1 et 2 et après transformation, on obtient:

$$\text{équation 5: } \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} * = \frac{^{235}\text{U} (e^{1t} - 1)}{^{238}\text{U} (e^{2t} - 1)}$$

où $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} *$ est le rapport isotopique du plomb radiogénique, i.e. corrigé pour le plomb commun:

$$\frac{\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{mesure}} - \frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0}{\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_{\text{mesure}} - \frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}_0} = \frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}} *$$

L'équation résolue pour t nous donne l'âge $^{207}/^{206}$; cet âge présente de grands avantages sur les âges "207" et "206":

- a) Il élimine la nécessité de mesurer les concentrations du plomb et de l'uranium par dilution isotopique; l'âge est obtenu directement du rapport corrigé $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})*$.
- b) Il se montre insensible aux pertes en plomb qu'à pu subir le zircon, si et seulement si, il ne s'est pas produit de fractionation isotopique entre le plomb retenu et le plomb évacué.

4.1.4 Le diagramme Concordia (Wetherill, 1956)

4.1.4.1 La représentation des âges sur le diagramme

Les âges calculés des équations 1, 2 et 5, sont généralement présentés sur ce graphique qui se révèle également un outil efficace pour interpréter les résultats.

Les âges déterminés des équations 1, 2 et 5, rapportés sous forme de rapports atomiques $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont reportés respectivement en ordonnée et en abscisse sur le graphique (figure 8).

A) Les âges concordants: La courbe Concordia constitue l'emplacement des points pour lesquels l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ se trouve concordant avec l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Sa configuration est courbe en raison de l'écart entre les temps de demi-vie de l'uranium 235 et 238. Lorsqu'il existe une parfaite concordance entre l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ le point figuratif sur le graphique est localisé sur cette courbe.

B) Les âges discordants: Généralement, les âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, ne concordent pas et on observe la relation suivante; âge 207/206 \gg âge 207/235 \gg âge 206/238 (Gebauer et Grünenfelder, dans Jäger et autres, 1979). Ce patron de discordance s'obtient lorsque le zircon ne s'est pas comporté en système fermé depuis sa formation, à l'égard du plomb, de l'uranium et des produits intermédiaires de désintégration; en particulier, on peut présumer l'éventualité où le zircon ne parvient pas à effectuer totalement la rétention du radon présent dans les deux séries de désintégration (^{238}U , ^{235}U). L'effet de cette perte serait davantage accentuée au niveau des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ qui seraient amoindris, et en contrepartie, le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ serait augmenté d'autant. En effet, le gaz radon se trouve dans la série de l'uranium 238 où il possède un temps de demi-vie de 3.8

jours comparativement à un temps de demi-vie de 3.9 secondes dans la série de l'uranium 235 (Gebauer et Grünenfelder, 1979 dans Gauthier, 1981).

- C) La droite Discordia: Lorsqu'un nombre de populations de zircons appartenant à une même suite cogénétique est analysé, les données se répartissent sur le diagramme Concordia et définissent un alignement de points (figure 8) traduisant divers degrés de perte en plomb; en général, il s'établit une relation directe entre la susceptibilité magnétique, la taille, le degré de discordance et le contenu en uranium des zircons analysés (figure 8). La répartition linéaire des points permet de définir la droite Discordia (figure 8). Les intercepts de cette droite avec la courbe concordia sont "géologiquement" significatifs; l'intercept supérieur (figure 8) correspond à un événement géologique primaire qui a vu la cristallisation des zircons (où la recristallisation de ceux-ci). L'interprétation que l'on donne à l'intercept inférieur est fonction du mécanisme que l'on fait intervenir afin de rendre compte de la perte en plomb (ou du gain en U) qui est à l'origine du comportement discordant des données isotopiques.

4.1.4.2 Interprétation de la discordance

Plusieurs modèles faisant intervenir divers mécanismes de perte en plomb ont été proposés afin d'expliquer le comportement discordant des données isotopiques. Quelques-uns seront présentés ici:

- 1) Le modèle épisodique (Wetherhill, 1956) (figure 9): Les zircons se comportent en système fermé à l'égard du système U-Pb jusqu'au temps t (figure 9) où ils subissent un épisode de perte partielle en plomb. Les zircons, dépendant de leurs tailles et des contenus en uranium sont alors affectés à divers degrés. Le système représenté maintenant par $(t-0)$ évolue jusqu'à $(t_2 t_3)$ où (t_3) est l'âge primaire et (t_2) l'âge du bouleversement du système isotopique (ex: métamorphisme).

Lorsque l'intercept inférieur coïncide avec l'époque d'une orogénie où un événement thermique majeur, ce modèle se prête assez bien à l'interprétation des données.

- 2) Le modèle de diffusion continue (Nicolaysen, 1957; Tilton, 1960; Wasserburg, 1963) (figure 10): La perte en plomb s'effectue par diffusion à l'extérieur du cristal pendant un long intervalle de temps. L'âge inférieur perd alors toute signification (figure 10). Cependant Shestakov (1972) a démontré que le mécanisme de diffusion à des températures de 300 à 500°C est négligeable, dans les conditions expérimentales.
- 3) Le modèle complexe (Wetherills, 1963; Allègre et autres, 1974) (figure 11): Ce modèle fait appel aux deux modèles précédents combinés, où en plus, il y a superposition de plusieurs épisodes successifs de perte en plomb; celui-ci se prête davantage à l'interprétation des données en provenance des terrains polymétamorphiques. La figure 11 montre comment l'âge inférieur est sans signification.

- 4) Le modèle de dilatation isostatique (Goldich et Mudrey, 1972) (figure 12): Ce modèle interprète la perte en plomb comme étant le résultat de l'expulsion des fluides recèlant les produits radio-géniques hors des microchenaux du zircon, lors de la remontée isostatique. L'âge secondaire reflète alors cet événement.
- 5) Le modèle d'altération (Krogh et Davis) (figure 13): Les zircons métamictes recèlent des zones affectées par un événement d'altération; les zones altérées donnent des âges plus jeunes que les zones fraîches. L'âge de l'événement d'altération correspond à l'intercept inférieur et est révélé par l'analyse de la solution obtenue du lessivage des zones altérées.
- 6) Le modèle de recristallisation (Gebauer et Grünenfelder, 1976) (figure 14): Le plomb est expulsé lors de la désagrégation des zones métamictes en un agrégat microcristallin de zircon (voir appendice D). Ce phénomène est susceptible de survenir à basse température (300°C) lorsque déclenché par des événements thermiques locaux, ce qui explique que l'âge inférieur ne coïncide à aucun épisode orogénique reconnu.
- 7) Le modèle de l'hétérogénéité; terrain de haut grade métamorphique (figure 15): Un arrangement linéaire des données peut résulter du mélange de zircons "hérités", anciens, avec des zircons juvéniles produits lors d'un épisode de métamorphisme de haut grade (figure 15). L'âge inférieur correspond alors à un événement juvénile (épisode de métamorphisme de haut grade). L'intercept supérieur représente un événement distinct, plus ancien, et révèle ici, en l'occurrence, l'âge de la source des zircons détritiques.

4.2 MÉTHODOLOGIE

4.2.1 Sommaire des procédures

Le traitement des échantillons ainsi que l'ensemble des procédures menant à l'obtention des données sont brièvement revus dans cette section. Pour de plus amples détails, on se réfèrera aux appendices A à C à la fin ainsi qu'aux figures 16 et 17, et à Gauthier (1982) qui a déjà produit un recueil sur la technique dont on peut prendre connaissance.

4.2.1.1 Échantillonnage, considérations dans le choix des lithologies

La sélection des lithologies, lorsqu'une étude géochronologique est entreprise, doit répondre avant tout à des considérations d'ordre géologique; l'échantillonnage est conduit en fonction des objectifs à atteindre, de la problématique posée. En deuxième lieu, on doit s'arrêter à des considérations d'ordre technique ou analytique.

Théoriquement, toute la gamme lithologique, des gabbros aux granites, est susceptible de recéler des zircons (Gebauer et Grünfelder, dans Jäger, 1979). Toutefois, lorsqu'il s'agit de leurs équivalents volcaniques, plus de réserves s'imposent; les roches aphanitiques où très finement grenues ne produisent généralement qu'une piètre récolte de zircons. Cet inconvénient peut être contourné en considérant des lithologies à caractère porphyrique, où encore, des porphyres synvolcaniques qui sont d'ailleurs davantage prisés par les géochronologues.

La quantité de matériel que l'on doit recueillir sur le terrain pour fins d'analyse dépend de deux facteurs; la composition de la lithologie mère et la teneur en uranium des zircons de la roche. En dépit du fait qu'une quantité de 100 nanogrammes d'uranium et de plomb se révèle parfois suffisante pour la détermination par spectrométrie, et qu'en général cinquante kilos de roches les fourniront amplement (Gebauer et Grünenfelder dans Jäger et autres, 1979), il pourrait s'avérer judicieux de prendre en considération ces facteurs dans la conduite des travaux d'échantillonnage.

a) La composition de la lithologie mère

Des travaux de Dietrich (1968) et Watson (1979) portant sur le comportement du zirconium au sein du milieu magmatique, il ressort que la solubilité de l'élément dans le liquide magmatique est dictée en parties par la composition de ce liquide. Expérimentalement, les solubilités du zirconium dans un liquide felsique (système $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O-K}_2\text{O}$) montrent que le niveau de saturation en zirconium du liquide, donc l'apparition virtuelle des premiers cristaux de zircons au sein du magma, dépend principalement du rapport molaire $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ du liquide.

La température, la concentration en SiO_2 , le rapport des alcalis $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, ont beaucoup moins de contrôle sur l'apparition de la phase zircon (Watson, 1979). Pour les liquides hyperalumineux, de même que pour ceux situés dans le plan compositionnel quartz-orthose-albite, moins de 100 ppm de zirconium sont requis pour la matérialisation de la phase zircon au sein du magma. Dans le cas des liquides hyperalcalins,

$[(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3=20]$, jusqu'à 3.9% (poids) en zirconium ne provoquera vraisemblablement pas l'apparition du zircon (Watson, 1979); i.e. le point de saturation en zirconium d'un liquide est fonction du facteur d'alcalinité du liquide $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$.

En conclusion, dans un premier temps, lors de la cueillette, notre cible devrait s'avérer une lithologie "felsique", et le zirconium étant un élément incompatible, il faut présumer que sa concentration s'avèrera d'autant amplifiée chez les roches affichant un indice de différenciation plus élevé. Les roches à caractère calco-alcalin doivent être recherchées en prêtant davantage d'attention aux lithologies porphyriques lorsqu'il s'agit de volcanites. À l'inverse, les roches alcalines (trachytes...) constituent des cibles douteuses sur lesquelles il ne faudra pas fonder trop d'espairs.

Afin d'évaluer la fertilité d'un échantillon, on peut choisir indirectement d'y déterminer la concentration en zirconium par fluorescence X par exemple, ou plus directement, l'on peut traiter une portion de 5 kilos de notre échantillon par la procédure routinière afin d'y établir ou non, la présence de zircons.

b) Teneur en plomb des zircons

Elle dépend du contenu en uranium et de l'âge des zircons. Le contenu en uranium des zircons est prescrit par le chimisme de la roche mère. Par exemple, les magmas tholéitiques engendreront des zircons pauvres en uranium comparativement aux zircons qui seraient issus de magmas calc-alcalins ou sub-alcalins. On doit prévoir un échantillonnage plus volumineux pour les roches plus jeunes et les lithologies de composition mafique à intermédiaire.

4.2.1.2 Procédures de séparation et de concentration des zircons

L'obtention d'un concentré purifié de zircons de quelques dizaines de milligrammes à partir d'un échantillon de 50 kg de roche (1-2 parties dans 5×10^6) exige une somme considérable de travail. La procédure d'extraction des zircons qui fut mise en application ici, est conforme à la description détaillée qu'en a fait Gauthier (1981). La figure 16, tirée de Gauthier (1981), est un organigramme résumant très bien la succession des étapes suivies en vue d'obtenir un concentré de zircons purifié.

Les premières étapes de la procédure consistent à réduire la roche en un silt fin de particules monominérales. La granulométrie de la roche dictera la dimension des particules qu'il faudra réaliser afin d'obtenir des grains non-composites. Toute une gamme d'appareils permet d'arriver à ce résultat (appendice A). Par la suite, le traitement de ce sable (silt) permet la séparation des particules de grandes densités. Ce procédé produit l'extraction d'une large part des sulfures, des oxydes lourds, ainsi que d'un cortège de minéraux accessoires tels l'apatite, le sphène, le zircon, et conduit à l'élimination d'une grande portion du matériel constitué de minéraux moins denses (quartz, feldspaths, etc.).

Ce concentré est séché puis tamisé (-70 mesh) afin d'éliminer les particules composites de grandes dimensions qui ont pu se glisser. Ultérieurement, le traitement à l'aide de l'aimant conduit à

l'extraction des grains fortement magnétiques (limaille de fer, magnétite, pyrrhotine).

À ce stade, le concentré de minéraux lourds est baigné dans le bromoforme afin d'y extraire le matériel de densité moindre de 2.9. La quantité résiduelle constitue une "fraction lourde" (densité > 2.9), de laquelle sont éliminés les minéraux les plus magnétiques à l'aide du séparateur Frantz. L'immersion de la fraction résiduelle dans l'iodure de méthylène ($d = 3.3$) conduit à l'élimination des grains de minéraux ferromagnésiens.

La fraction résiduelle à cette étape est constituée d'un assemblage de minéraux accessoires (rutile, monazite, apatite, sphène, zircon, barytine...) où éventuellement prédominent les zircons. Selon la stratégie adoptée, on peut choisir de tamiser immédiatement le concentré de zircon où de purifier davantage celui-ci par séparation magnétique. Une séparation plus complète entre les phases minéralogiques, plus particulièrement entre les zircons et les sphènes, peut généralement s'effectuer à l'aide du séparateur Frantz dont l'ajustement peut être varier entre 9° et 0° d'inclinaison (Appendice A).

4.2.1.3 La sélection des fractions de zircons pour analyse

Afin d'étayer et de délimiter la droite Discordia, et d'autre part, de circonscrire aussi sévèrement que possible l'intercept supérieur avec Concordia (chapitre 4.1), il convient de sélectionner; 1) la fraction de zircons de susceptibilité magnétique moindre dont la

granulométrie est la plus grossière; 2) un répertoire de fractions de diverses susceptibilités magnétiques et de tailles variées afin d'obtenir un étalement des données aussi vaste que possible sur le diagramme Concordia (chapitres 4 et 5).

4.2.1.4 Le choix à la main

Les fractions sélectionnées pour analyse sont examinées sous le binoculaire. Les cristaux sont choisis et sélectionnés individuellement à la main en regard des critères morphologiques, puis rassemblés pour constituer des populations (chapitre 3 et appendice A). Les populations font par la suite l'objet des procédures chimiques.

4.2.1.5 Procédures chimiques

1) Cheminement des procédures: Les procédures chimiques ont été appliquées suivant la technique décrite par Gauthier (1981). La dissolution, l'extraction de l'uranium et du plomb des zircons étudiés, ont été effectués selon la méthode établie par Krogh (1973). L'organigramme de la figure 17 résume le cheminement des étapes suivies. L'appendice C renferme un complément de renseignements sur chacune des étapes et l'on peut se référer également à l'ouvrage de Gauthier (1981).

Le nettoyage du matériel (bêchers, pipettes, colonnes, etc.) a été réalisé suivant la procédure décrite par Gauthier (1981). Un résumé sous forme de tableaux est présenté en appendice C.

La préparation des acides ultrapurs utilisés dans le cours des procédures chimiques a été réalisée suivant la méthode de Mattinson (1971, 1972).

- 2) Nettoyage des zircons: Les fractions de zircons, préalablement purifiées lors du choix à la main doivent par la suite subir un nettoyage à l'acide nitrique (HNO_3 7.0 N) à chaud. La solution d'acide nitrique élimine d'une façon certaine les impuretés et les corps étrangers qui ont pu subsister. D'autre part, les pourtours des cristaux, les surfaces des craquelures représentent des zones particulièrement sensibles à la contamination du plomb commun. Toutefois, Davis et autres (1983) ont émis l'hypothèse suivant laquelle l'acide nitrique pénètre dans les zones métamictes et s'infiltré dans les microfissures du grain pour déloger une certaine quantité de plomb radiogénique. Ces auteurs suggèrent l'emploi d'une solution de plus faible normalité (1.5N) et préalablement au traitement, de soumettre les grains à un "recuit" à 750°C pour une heure, ce qui a pour effet de refermer les microfractures (Davis et autres, 1983).

Une solution d'une normalité de 7.0 N fut tout de même employée dans le cas présent tout en réduisant l'immersion à une durée de trois à cinq minutes.

- 3) Dissolution hydrothermale des zircons (Krogh, 1973) et transformation en composés de chlorure: Les fractions de zircons nettoyées sont introduites dans des capsules de Teflon propres. Quelques millilitres d'acide fluorhydrique (HF 48%) et d'acide nitrique

concentré ultrapur (Mattinson, 1972) sont ajoutés aux fractions. Les capsules sont scellées, insérées dans des cellules d'acier inoxydable et placées au four à une température de 180°-200°C pendant une durée de 5 à 7 jours.

Notez bien que la procédure de dissolution s'est effectuée d'une manière non-routinière, en ce qui concerne les fractions 16 0° non-magnétique, 16 0° magnétique, 21 0° magnétique, 4 SILT, qui ont dû séjourner 10 jours au four pour leur assurer une dissolution complète. Après un séjour d'une durée de cinq jours, la présence virtuelle de cristaux non dissous a pu être retracée; 1 ml d'acide fluorhydrique a été ajouté à chacune d'entr'elles avant qu'elles ne soient replacées au four pour un séjour additionnel de cinq jours. Après ce séjour, un examen visuel n'a permis de déceler de particules non dissoutes dans aucun cas. La procédure a donc poursuivi son cours, pour ces fractions, avec l'étape de la conversion en composés chlorures.

Après dissolution complète, les composés fluorés et les nitrates obtenus doivent être convertis en chlorures. À cette fin, après évaporation complète des solutions, quelques ml de HCl 3.1N ultrapur sont ajoutés aux précipités, les capsules montées dans leurs cellules d'acier sont replacées au fourneau à 180°-200°C pendant un jour.

- 5) Division aliquote des solutions - ajout du traceur: La solution de chlorure est divisée en deux fractions aliquotes. L'une d'entr'elles est vouée à la détermination de la concentration de l'uranium et du

plomb par dilution isotopique; on procèdera à l'addition d'une quantité mesurée (pesée) de traceur isotopique mixte ($^{208}\text{Pb} - ^{235}\text{U}$) à cette fraction aliquote. La seconde fraction aliquote permettra de déterminer la composition isotopique du plomb de notre solution.

- 5) Extraction du plomb et de l'uranium par chromatographie en phase liquide: Une résine anionique (Dowex 1-8, 200-400 mesh) de BIORAD a été utilisée. Elle est chargée dans des colonnes de polypropylène propres de dix centimètres. Elle doit être alors soumise à un préconditionnement établi selon la méthode décrite par Gauthier (1981) et rendu en appendice C. Les fractions aliquotes sont chargées dans des colonnes jumellées. On procède tout d'abord à l'élution du zirconium par l'addition d'acide chlorhydrique 3.1N ultrapur. L'élution et la séparation du plomb s'effectuent par l'addition d'acide chlorhydrique 6.2N ultrapur. Consécutivement, l'addition d'eau ultrapure à la colonne contenant la solution mixte de traceur produit l'élution de l'uranium qui est récupéré conjointement avec le plomb; cet échantillon fera ultérieurement l'objet d'une analyse spectrométrique combinée (chapitre 5).
- 6) Dissolution des résidues dans H_3PO_4 : Les échantillons de plomb et d'uranium issus des procédures de chromatographie sont dissous dans une quantité minimale (0.5 ml) d'acide phosphorique (H_3PO_4) 0.75N ultrapur; une goutte de H_3PO_4 est ajoutée aux précipités de plomb et d'uranium, et chauffée à faible température afin d'assurer une dissolution complète.

4.2.2 Analyse

4.2.2.1 Préparation des échantillons

Des filaments de rhénium, préalablement dégazés, ont été utilisés pour la réalisation de l'analyse du plomb et l'analyse combinée du plomb et de l'uranium. Les filaments ont été recouverts, au préalable, d'une pellicule de gel de silice (Cameron et autres, 1969; Tatsumoto et autres, 1972). À l'aide d'une pipette propre, une goutte d'échantillon est montée sur le filament puis un chauffage progressif est appliqué au filament pour assurer la solidification de l'échantillon.

4.2.2.2 Spectrométrie de masse

Les mesures des compositions isotopiques ont été réalisées à l'Université de Montréal ainsi qu'au M.I.T., à l'aide de spectromètres de masse à source solide modifiés du N.B.S. munis de tubes de 30 cm de rayon de courbure (60°) et de systèmes de détection constitués de collecteurs de Faraday ainsi que d'électromètres de type Cary. Les données ont été recueillies à l'aide d'une version modifiée du programme BASIC de Stacey et Hope (1975).

Les filaments sont portés à une température aux environs de 1500°C pour l'ionisation du plomb. Après récupération des données du plomb, la température est ajustée aux environs de 1600°C pour l'ionisation de UO_2^+ dans le cas des analyses combinées (DI).

4.2.2.3 Évaluation du Blanc

La valeur du "blanc" a été évaluée à 2.5 ng de ^{206}Pb , et 2.5 ng de ^{235}U . La correction des données relativement au contaminant s'est effectuée suivant la procédure de Stacey et Kramers (1975).

4.2.2.4 Traitement des données

La réduction des données a été effectuée à l'aide d'une version du programme "U-Pb data reduction" de Van Schmus. Dans le traitement statistique des données U-Pb, le programme de régression de York (1966) a été utilisé. L'erreur à 2σ , tenant compte de l'incertitude relativement à la composition du blanc et du traceur, est estimée à $\pm 1.0\%$ des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et à $\pm 0.20\%$ du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

CHAPÎTRE 5

RÉSULTATS

Les résultats analytiques sont présentés sous forme tabloïde aux tableaux V à IIX et également aux figures 18, 19, 20 et 21. En ce qui à trait au calcul des âges (Appendice E), les constantes recommandées par l'IUGS (Steiger et Jaeger, 1977) ont été considérées.

5.1 Région de Troilus

Un groupe de quatre échantillons a été recueilli dans le secteur (PT-82-14, PT-82-16, PT-83-1, PT-83-2). Parmi ce groupe, les échantillons PT-82-14 et PT-82-16 ont fait l'objet d'une analyse à ce jour et seront considérés ici. PT-83-1 s'est avéré infertile (tableau IX). Quant à PT-83-2, l'analyse est au stade de la préparation.

5.1.1 Échantillon PT-82-14

Il s'agit d'un tuf intermédiaire à minéraux (chapitre 3.2) appartenant à la Formation de Frotet (figure 6). Quatre analyses ont été réalisées(1), et ce, à partir de zircons individuels ainsi qu'à l'aide de populations constituées d'un petit nombre d'individus (chapitre 3.4). Chez les diverses fractions analysées, le contenu en uranium et en plomb, rendu en picomoles(2), de même que les valeurs

(1) Réalisé à l'Institut de Physique du Globe à Paris par Clément Gariépy (été 1983).

(2) 10^{-12} moles.

mesurées de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ affichent une variation considérable (tableau 5). Une corrélation directe paraît s'établir, entre d'une part, la dispersion présentée par les valeurs mesurées de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et d'autre part les contenus en plomb des diverses fractions.

Les résultats de l'analyse de ces quatre fractions ne constituent pas une répartition colinéaire de points sur le diagramme Concordia (figure 18). Si l'on met de côté la fraction 1 qui repose à l'écart, les fractions deux, trois et quatre, comme le révèle d'ailleurs un simple coup d'oeil (figure 18), ne constituent pas davantage un arrangement colinéaire de points. Étant donné la répartition disparate des données sur le diagramme, et prenant en considération l'incidence considérable qu'exerce l'incertitude vis-à-vis de la composition du contaminant sur l'erreur relative attachée aux mesures des rapports isotopiques (Scharer, 1982), toutes tentatives d'en arriver à quelques conclusions que ce soit quant à l'âge de formation du tuf ne s'avèreraient rien de moins qu'hasardeuse.

Néanmoins, la dispersion des données sur le diagramme nous indique que les zircons de cette roche n'appartiennent pas à une unique population cogénétique. Les zircons recueillis paraissent plutôt représenter une mixture de plus d'un type de matériel. En regard des données, un des types de matériel constituant le tuf arbore un âge minimal de 3003 m.a. (fraction 1, tableau 5). La présence dans le tuf d'au moins un second constituant est invoquée afin d'expliquer la répartition des données, dont l'âge est au minimum de 2750 m.a. et éventuellement près de 2780 m.a. (figure 18). La diversité morphologique reconnue au sein

de la population des zircons analysés semble corroborer la présence dans la roche de plus d'un type de matériel.

5.1.2 Échantillon PT-82-16

Approximativement 100 livres (\approx 50 kilos) de matériel ont été prélevées à partir de la zone de trempe d'un pluton tonalitique (chapitre 2.2; figure 4). L'intrusion échantillonnée est apparemment pré-tectonique (syn-volcanique?, Simard, comm. pers.) et occupe le coeur d'un synclinal majeur reconnu dans le secteur du lac Troilus nord (Simard, 1983).

Quatre fractions ont été analysées qui montrent une grande variation de leurs teneurs en uranium et en plomb (tableau 12). La fraction 1° magnétique + 200 mesh "population zonée" s'avère relever des teneurs en U et en Pb nettement plus élevées que ce qu'il nous est permis d'observer chez les trois autres fractions (tableau 12). Conformément à la normale, le contenu en U, chez les fractions, varie directement avec le degré de susceptibilité magnétique affiché. Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montre également une variation de 1500 à 400. Toutefois, aucune corrélation n'apparaît pouvoir se relever entre d'une part, la variation du rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et d'autre part le poids de la fraction analysée comme ce serait le cas si cette variation était indument contrôlée par l'intromission de plomb commun des procédures analytiques. Une source additionnelle (Pb initial) peut donc être invoquée afin de rendre compte de la présence d'une partie du plomb non-radiogénique incorporé dans le système.

Des quatre fractions analysées, les fractions 0° mag., 1° mag. et 1° mag. P.Z., relèvent un arrangement colinéaire de points sur le diagramme Concordia (figure 19), la fraction 0° non-mag s'écartant notablement pour reposer dans le champ au-dessus de la droite Concordia. L'incongruité affectée par les coordonnées de la fraction 0° non-mag revêt un caractère anormal dont l'origine relève sans doute des procédures analytiques. Ceci nous incite à ne pas tenir compte de cette fraction dans l'évaluation de l'âge.

Les trois fractions colinéaires, 0° mag., 1° mag. et 1° mag. P.Z. définissent une droite Discordia dont l'intercept supérieur correspond à un âge de 2734 ± 30 m.a. à 2σ (figure 19). Un âge secondaire de 1439 ± 34 m.a. est indiqué par l'intercept inférieur de Discordia. La signification que l'on doit attacher à cet âge n'est pas déterminée (chapitre 4.4).

L'intercept 2734 ± 30 m.a. est interprété comme étant l'âge de cristallisation de l'intrusion tonalitique. La colinéarité affectée par les données sur le diagramme, ainsi que la systématique qui s'établit entre le contenu en U, le degré de susceptibilité magnétique, et le degré de discordance de chaque population de zircons sont autant de facteurs qui militent en faveur de cette interprétation.

5.2 Région de Chibougamau

Deux échantillons (PT-82-21, PT-82-4) ont été prélevés dans le secteur de Chibougamau (figure 5).

5.2.1 Échantillon PT-82-21

PT-82-21 est un porphyre quartzo-feldspathique attaché à la Formation de Blondeau (Daigneault; comm. pers.); en outre, il existe la possibilité que l'unité prélevée soit comagmatique des horizons felsiques de la section volcanique du lac Waconichi (chapitre 2.2).

Trois fractions ont été analysées (tableau 7) qui témoignent d'une teneur élevée en U et en Pb. Ici encore, les contenus en U et en Pb ainsi que le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont variables. Cette variation est inversement proportionnelle au degré de susceptibilité magnétique affecté par les diverses fractions. Les données analytiques reportées sur le diagramme Concordia dépeignent un arrangement colinéaire de points (figure 20). Le degré de discordance affecté par chacune des fractions est élevé. En outre, une relation directe s'observe entre le degré de discordance, chez une fraction, et son degré de susceptibilité magnétique (tableau 7; figure 20). Les intercepts de la droite Discordia permettent de définir un âge "primaire" (figure 20) de 2704 ± 30 m.a. à 2σ , ainsi qu'un âge secondaire de 1150 ± 60 m.a. (2σ). L'âge de 2704 ± 30 m.a. défini par l'intercept supérieur est interprété comme étant l'âge de cristallisation du porphyre. Quant à l'intercept inférieur de 1150 ± 60 m.a., il paraît refléter un événement d'âge Grenvillien. Les zircons semblent avoir été affectés par l'avènement du thermométamorphisme associé à l'orogénèse Grenvillienne qui a affecté de manière sévère par endroits les roches du secteur à l'ouest de Chibougamau [Allard, G.O. et Gobeil, A. (1984); Kline, S. (1984) dans Special CIM, vol. 34].

5.2.2 Échantillon PT-82-4

Un échantillon d'un porphyre quartzo-feldspathique de la Formation de Blondeau (figure 5) s'est révélé ne recèler que peu de zircons (tableau 9). Deux fractions ($6^{\circ}+7^{\circ}$ non-mag. -325 mesh, $6^{\circ}+7^{\circ}$ -200+325 mesh) seulement ont pu être constituées pour fin d'analyse. Les résultats illustrent deux fractions qui diffèrent de par leurs contenus en plomb et en uranium, et qui cependant revêtent approximativement les mêmes coordonnées sur le diagramme Concordia (figure 21). Un âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ minimal de 2616 ± 20 m.a. est indiqué pour la cristallisation du porphyre.

CHAPITRE 6

DISCUSSION

La détermination radiométrique de l'analyse PT-84-14 présente de l'intérêt à plusieurs égards. Tout d'abord, le fait qu'elle ait été réalisée à l'aide de zircons individuels a permis d'appliquer une certaine discrimination nécessaire afin de mettre en lumière l'hétérogénéité du matériel analysé, relevant ainsi une systématique qui autrement aurait pu demeurer masquée. Un aspect singulier, également, est la présence d'une composante très ancienne dans le matériel échantillonné, le zircon de la fraction 1 étant âgé au minimum de 3003 m.a. Les zircons des fractions 2, 3 et 4 témoignent d'au moins une autre composante, moins ancienne (juvénile?), dans la roche. L'âge de 3003 m.a. ne peut donc s'avérer représentatif de l'âge de formation de l'unité volcanoclastique échantillonnée (figure 6), la fraction 1 mettant en évidence une composante héritée (xénocrystal) dans la roche.

Les zircons des fractions 2, 3 et 4 portent des traces d'abrasion plus ou moins prononcées, témoignant d'un transport relativement important. Paradoxalement, l'individu de la fraction 1 conserve des facettes (et des arêtes) relativement intactes. De plus, de par la fragilité que revêt sa morphologie cristalline, il apparaît invraisemblable que cet individu ait été soumis à l'action directe d'un transport important. En outre, un examen microscopique et mégascopique du matériel de PT-82-14 (chapitre 3.2) révèle la présence de xénoclastes

millimétriques à centimétriques, de couleur beige très clair, contrastant fortement du vert moyen que revêt le matériel dominant constituant la matrice. À la lumière de ces évidences, il nous semble qu'il existe de fortes probabilités pour que l'individu de la fraction 1 provienne de ces xénoclastes, ce qui rendrait compte à priori que l'on ne puisse relever de marques d'abrasion sur les facettes du cristal. En surcroît des xénoclastes clairs déjà mentionnés, la roche nous est apparue polygénique à l'examen microscopique et mégascopique, l'arrondi des clastes lithiques se révélant dans bon nombre de cas accentué (voir chapitre 3.2). Ces évidences semblent suggérer apparemment une origine épicyclastique pour une proportion importante du matériel de la roche, l'apport en matériaux juvéniles proprement dits restant difficile à évaluer. Les âges relevés par les fractions 2, 3 et 4 ne peuvent être tenus représentatifs de l'âge de formation du tuf. Ils indiquent toutefois qu'une proportion importante de la roche est constituée de matériaux provenant d'une (ou de) source(s) dont les (l')âge(s) s'avère(nt) au minimum de 2750 m.a. et éventuellement près de 2780 m.a. (voir figure 18 et tableau 5).

Davis (1982) rapporte que dans un bon nombre de cas, les pyroclastites qu'il lui a été donné d'étudier ont comme ici donné lieu à des résultats analytiques présentant une grande disparité sur le diagramme Concordia. Et celui-ci fait remarquer:

"One explanation may be that zircons in the tuff are derived from wall-rock material in the vent area. If that is so, then tuffs in general may prove to be poor lithologies for geochronologic work."

Lorsque ce type de lithologie est pris en considération, le traitement des zircons sur une base individuelle constitue donc une approche des plus valable afin d'appliquer une discrimination pouvant s'avérer déterminante, ultérieurement, lors de l'interprétation. Ceci apparaît d'autant plus crucial lorsque l'on considère que jusqu'ici, parmi les volcanites du Supérieur ayant fait l'objet d'une investigation, il s'avère que les âges les plus anciens nous proviennent d'unités pyroclastiques.

L'investigation géochronologique dont a fait l'objet, dans le cadre de ces travaux, la région de Frotet-Evans étant sans précédent, la présence de la fraction 1 dans le matériel analysé constitue la première évidence que nous possédions de l'existence de roches âgées de plus de 3000 m.a. dans la région de Frotet-Evans. Toutefois, on note que Dalmeyer (1977), rapportant des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de plus de 2800 ± 40 m.a. pour des gneiss en provenance des terrains gneissiques-granitiques s'étendant au sud de la bande métavolcanique de Frotet-Evans, conclue d'emblée à la présence dans la région de terrains sialiques ancestraux à l'égard des terrains de roches vertes adjacents (bandes volcaniques de Frotet-Evans et d'Abitibi). En outre, les travaux de Gariépy (1983) ont fait état de certaines évidences radiométriques et isotopiques à la fois au sein des sédiments du Groupe de Pontiac et également dans les granitoïdes syn- à tardi-tectoniques de l'Abitibi qui témoignent de l'existence dans cette région d'une croûte continentale ancestrale.

L'unité (pyroclastique) E reconnu par Simard (1983), i.e. la roche hôte recelant le xénoclaste de la fraction 1, étant stratigraphiquement située près de la base de la succession volcanique du Groupe

de Troilus, une question se pose quant à la source (roche-mère) du matériel de la fraction 1. À la lumière de cette observation, les données analytiques de PT-82-14 nous semblent invoquer la présence de terrains sialiques ancestraux dans cette région, précurseurs de la succession volcanique du Groupe de Troilus. Et si d'après Pupin (1980), la morphologie du cristal de la fraction 1 est davantage caractéristique des roches effusives, la présence dans la région de Frotet-Troilus de roches "supracrustales" plus anciennes que le Groupe de Troilus reste peut-être à déterminer?

L'âge fixé pour le pluton pré- à syn-tectonique du lac Troilus nord (figures 4 et 19) contraint indirectement la limite supérieure de l'âge de formation de la succession du Groupe de Troilus, tout en assignant l'avènement de la déformation dans le secteur à une époque ultérieure à (ou près de) 2734 ± 30 m.a. (2σ). Dans la sous-province d'Abitibi, les intrusions acides pré- à syn-tectoniques recèlent des âges allant de 2717 ± 2 m.a. (Krogh, 1982) à 2706 ± 86 m.a. (Gariépy, 1983). La culmination de la phase majeure de déformation dans la sous-province d'Abitibi apparaît donc pouvoir être assignée à une époque près de 2705-2650 m.a. (Nunes et Thruston, 1983) compte tenu des âges arborés par les intrusions post- à tardi-tectoniques de la région (voir tableau 1). En outre, l'âge de la dernière période de déformation et de métamorphisme majeur ayant affecté la ceinture métavolcanique de Uchi-Confédération est cernée indirectement par les travaux de Nunes et Thurston (1983) à 2734 m.a. La configuration dépeinte par ces données

radiométriques paraît relever l'aspect diachronique de l'évolution de l'orogène kénorienne à travers la Province du Supérieur (Nunes et Thurston, 1983) à l'Archéen.

La marge d'erreur attachée à l'analyse PT-84-16 (2734 ± 30 à 2σ) étant relativement importante. Cet âge ne peut nous être utile afin de déceler si un écart significatif se révèle dans la chronologie de la déformation à l'échelle régionale, au delà de la région de Frotet-Evans.

Des porphyres quartzo-feldspathiques prélevés dans la région de Chibougamau ont été analysés pour l'uranium et le plomb. L'un de ces échantillons, prélevé au sein des horizons felsiques de la section du lac Waconichi, donne un âge de 2704 ± 30 m.a. (2σ), (voir chapitre 5). Ces porphyres sont assignés à la Formation de Blondeau par Daigneault (1984, comm. pers.) qui fait observer au sujet de ceux-ci, qu'ils ne sont pas confinés exclusivement aux horizons du Waconichi mais se retrouvent également au sein des volcanites du Gilman. On note que la position assignée aux horizons felsiques de la section du lac Waconichi dans la stratigraphie régionale ne fait pas l'objet d'un consensus. À ce sujet, Ludden (1984) fait remarquer qu'à l'égard de l'abondance relative des éléments en trace (éléments Terres Rares, Zr, Y), les felsites de la section du lac Waconichi sont distinctes des volcanites de la section de Lemoine (Formation de Waconichi). S'appuyant sur des évidences pétrologiques, il tente d'établir la réalité de l'existence de liens de consanguinité qui uniraient les volcanites de la section du lac Waconichi, leurs vis-à-vis de la Formation de Scorpio, avec les phases intrusives du pluton de Chibougamau (voir chapitre 2.2.2). En dépit du

fait que l'assignation des felsites de la section du lac Waconichi à une quelconque formation se révèle un sujet de débat, il n'en demeure pas moins que les porphyres prélevés dans ce secteur doivent s'afficher, selon toute vraisemblance, comme les équivalents comagmatiques des volcanites felsiques occupant les niveaux supérieurs de la stratigraphie du Groupe de Roy.

Prenant en considération les marges d'erreur rattachées aux données, on note qu'il n'existe qu'un très faible degré de chevauchement entre les âges recueillis pour ces felsites; soit le premier, 2704 ± 30 m.a., tiré du porphyre, et le second, le "meilleur estimé de l'âge" (best estimate age) du pluton de Chibougamau cité par Krogh (1978) à 2734 ± 30 m.a. Toutefois, si l'âge de 2717 ± 2 m.a. (Krogh, 1982) est retenu de préférence à 2734 ± 30 m.a., un accord plus cohérent est établi avec l'âge obtenu pour le porphyre (2704 ± 30 m.a. à 2σ).

La colinéarité affectée par les données, la valeur intrinsèque de l'âge secondaire relevé par l'intercept inférieur, représentent des facteurs qui m'apparaissent témoigner de la cohérence de la détermination effectuée à l'aide du porphyre (PT-82-21). En second lieu, analytiquement, il apparaît difficile d'imaginer un processus susceptible d'affecter, tout en le minimisant, l'âge obtenu, sans dérégler sensiblement la colinéarité des données. L'intercept de 2704 ± 30 m.a. (2σ) est donc considéré ici, à l'intérieur des limites fixées par la marge d'erreur, le meilleur estimé de l'âge du porphyre et devrait s'avérer une approximation assez fidèle de l'âge des volcanites felsiques des niveaux supérieurs de la succession du Groupe de Roy.

Mais d'autre part, les liens génétiques unissant les volcanites du Scorpio ainsi que leurs vis-à-vis de la section du lac Waconichi aux phases intrusives du pluton de Chibougamau étaient-ils confirmés, alors, une contemporanéité n'aurait-elle pas dû s'établir de manière plus convaincante en ce cas entre les âges des différents intervenants? On ne peut l'assurer avec certitude, mais notons à ce sujet ce qui est rapporté dans les travaux de Davis et autres (1978) touchant les régions des lacs Savant-Crow de la sous-province de Wabigoon:

"The consistently older ages for granitic batholithic rocks compared to their postulated subvolcanic and volcanic phases is at first puzzling."

Apparemment, il semble que, dans nombre de cas, la présence au sein des zircons des intrusions acides (sensu lato) d'une (de) composante(s) héritée(s) puisse être évoquée, ce qui alors rendrait compte des écarts relevés dans les âges entre les différents membres effusifs et plutoniques d'une même série magmatique.

D'autre part, un porphyre quartzo-feldspathique prélevé dans le canton de Mackenzie (PT-82-4) permet d'établir pour les volcanites de la Formation de Blondeau un âge minimal de 2616 ± 20 m.a. Évidemment, on ne peut guère élaborer en s'appuyant sur ces quelques résultats fragmentaires et cette détermination ne vient bousculer en rien notre connaissance de la géochronologie de la région. Néanmoins, ce résultat analytique vient illustrer éloquemment, à quel point s'avère crucial dans

notre méthodologie, l'aspect touchant à la sélection de la lithologie. Le choix en cette matière devrait se voir dicté par l'appréciation de certains critères, tels que la composition de la roche, le type lithologique versus la quantité de matériel échantillonné, la granulométrie de la roche, etc.

Enfin, la figure 22 est présentée en guise de conclusion. Elle établit un sommaire des résultats analytiques qui sont par ailleurs présentés dans le cadre du schéma global de la chronologie du volcanisme archéen du Supérieur. Cet histogramme permet d'illustrer, en ce qui a trait à la chronologie du volcanisme durant l'Archéen, les traits de contemporanéités présentés par les successions volcaniques des Groupes de Roy et de Troilus respectivement. Cependant, l'ensemble volcanique que constitue le Groupe de Troilus pourrait receler à sa base des constituants à fortiori beaucoup plus anciens et, à cet égard, se présenterait davantage à l'image, chronologiquement parlant, des ensembles volcano-sédimentaires qui sont dénombrés plus au nord-est du Supérieur, au sein de la ceinture de Savant-Crow (sous-province de Wabigoon) par exemple. Par ailleurs, les volcanites de la région de Troilus témoignent du développement précoce de la ceinture de Frotet-Evans à l'égard du sillon méridional de la ceinture d'Abitibi, où le développement de l'empilement volcanique est assigné à une période plus tardive de l'Archéen (voir figure 22).

CONCLUSION

L'âge de 2734 ± 30 m.a. (2σ) fixé pour la cristallisation du pluton tonalitique pré-tectonique à syn-tectonique du Lac Troilus Nord permet d'assigner un âge minimal pour les volcanites de la succession du Groupe de Troilus (Simard, 1983), et indirectement, contraint à une époque ultérieure à 2734 ± 30 m.a. (2σ) la fin de l'épisode final de déformation dans cette région.

Quatre fractions, dont deux constituées de zircons individuels ont été tirées de l'échantillon PT-82-14 et analysées pour l'uranium et le plomb. Les résultats démontrent que le matériel composant cette unité volcanoclastique est hétérogène. La présence dans la roche d'au moins deux constituants est invoquée; un premier dont l'âge est au minimum de 2750 ± 28 m.a., et éventuellement près de 2780 ± 28 m.a.; un second, plus ancien, qui témoigne d'un âge minimal de 3003 ± 28 m.a. Les résultats analytiques corroborent les évidences pétrographiques et morphologiques chez les zircons qui témoignent de la présence dans la roche d'une fraction importante de matériel d'origine épicyclastique. La présence d'une composante de 3003 ± 28 m.a. dans l'unité volcanoclastique de Mézières qui est reconnue à la base de la succession volcanique du Groupe de Troilus, constitue une évidence indirecte de l'existence dans la région d'un terrain sialique ancestral, précurseur des volcanites du Groupe de Troilus.

Des porphyres à quartz et feldspath prélevés dans la région de Chibougamau, ont été analysés pour l'uranium et le plomb; des âges U-Pb et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, respectivement de 2704 ± 30 m.a. et de 2696 ± 20 m.a. ont été établis. Bien que l'âge de 2717 ± 2 m.a. établi pour le pluton de Chibougamau ne s'accorde pas en apparence avec la détermination d'âge de 2704 ± 30 établi ici pour le porphyre, notre détermination apparaît témoigner d'une grande cohérence en raison de la colinéarité affectée par les données sur le diagramme Concordia et en regard également de la vraisemblance intrinsèque rattachée à l'âge secondaire révélé par l'intercept inférieur. Néanmoins, nous désirons nuancer notre interprétation de cette détermination, et en conséquence, 2704 ± 30 m.a. est considéré ici, à l'intérieur des limites fixées par la marge d'erreur, le meilleur estimé de l'âge du porphyre et devrait amener à tout le moins, une approximation de l'âge des volcanites felsiques occupant les niveaux supérieurs du Groupe de Roy.

Lorsqu'insérées dans la perspective d'une chronologie du volcanisme transposée à l'échelle du Supérieur (voir figure 22), les données recueillies, bien que fragmentaires, laissent apparaître les traits de contemporanéités présentés par les successions volcaniques des Groupes de Roy et de Troilus respectivement. Cependant, l'ensemble volcanique du Groupe de Troilus pourrait receler vers sa base des volcanites à fortiori beaucoup plus anciennes en regard des résultats qu'ont laissé apparaître les déterminations effectuées à l'aide de la Formation de Mézières (échantillon PT-82-14). Par ailleurs, en regard de l'âge minimal de 2734 ± 30 m.a. (2σ) assigné ici à la succession volcanique du

Groupe de Troilus et compte tenu de la précision analytique rattachée à cette détermination, la ceinture de Frotet-Evans révèle un développement précoce à l'égard de la zone méridionale de la ceinture d'Abitibi (Dimroth et autres, 1982) où l'édification de l'empilement volcanique est assignée à une époque plus tardive de l'Archéen.

RÉFÉRENCES

- ALLARD, G.O. et GOBEIL, A. (1984): General geology of the Chibougamau region, dans J. Guha et E.H. Chown (eds.), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special, Vol. 34.
- BARAGAR, W.R.A. et McGLYNN, J.C. (1976): Early Archean Basement in the Canadian shield: a review of the evidence, Geological Survey of Canada, paper 76-14.
- BROOKS, C. et autres (1972): Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data, Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 10, no. 2, pp. 551-577.
- BROOKS, C. (1980): The Rb-Sr geochronology of the Archean Chibougamau pluton, Quebec, Canadian Journal Earth Sciences, vol. 17, pp. 776-783.
- BUTLER, J.R. et THOMPSON, A.J. (1964): Zirconium: hafnium ratios in some igneous rocks, Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 29, pp. 167-175.
- CARUBA, R. et autres (1974): Nouvelles synthèses hydrothermales du zircon: substitutions isomorphiques; relation morphologie-milieu de croissance, Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975, vol. 39, pp. 11-26.
- CATY, J.L. (1978): Canton de Richardson, MERQ DP-606.
- CLARK et CHEUNG, (1980): Rb-Sr ages from the Oxford Lake-Knee Lake greenstone belt, northern Manitoba, Canadian Journal Earth Sciences, 17, pp. 560-568.
- DIETRICH, R.V. (1968): Behavior of zirconium in certain artificial magmas under diverse P-T conditions. Lithos I, pp. 20-29.
- DIMROTH et autres (1983): Stratigraphie et évolution du bassin de transition entre les groupes de Roy et d'Opémisca, région de Chibougamau-Chapais, MERQ, DV 83-11, pp. 21-35.
- DOE, B.R. (1970): Lead Isotopes. Springer-Verlag, New York, 137 pp.
- DOUGLAS, R.J.W. (1980): Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield, Part 2: A provision of standard for correlating Precambrian rocks. Geological Survey of Canada, Paper 80-24, 19 pp.
- DELIENS, M. et autres (1977): Metamictization and U-Pb systematics. A study by infrared absorption spectrometry of a Precambrian zircon, EPSL 33, pp. 331-344.

- DAIGNEAULT, R. et ALLARD, G.O. (1984): Évolution tectonique d'une portion du sillon de roches vertes de Chibougamau. Dans J. Guha et E.H. Chown (eds.), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special, Vol. 34.
- DALLMEYER, R.D. (1974): Ar⁴⁰/Ar³⁹ incremental release ages of biotite and hornblende from Pre-Kenoran Gneisses between the Matagami-Chibougamau and Frotet-Troilus Greenstone Belts, Quebec, Canadian Journal Earth Sciences, 11, pp. 1586-1593.
- DAVIS, D.W. et autres (1982): Zircon U-Pb ages from the Wabigoon-Manitou Lakes region, Wabigoon Sub-province, north west Ontario, Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 254-266.
- DAVIS, D.W. (1982): Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data, Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 2141-2149.
- DAVIS, D.W. et TROWELL, N.F. (1981): U-Pb zircon ages from the eastern Savant Lake-Crow Lake metavolcanic-metasedimentary belt, north west Ontario, Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 868-877.
- DAVIS, D.W. et autres (1980): Geochronology of the Savant-Crow Lakes area, western Wabigoon sub-province, Districts of Kenora, Rainy River, and Thunder Bay dans Summary of geochronological studies 1977-1979, Édité par E.G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 24-33.
- DAWSON, P. et autres (1971): The vibrational spectrum of zircon (ZrSiO₄) J. Phys. C.: Sol. St. Phys., 4, pp. 240-255.
- ERMANOVICS, I.F. (1973): Evidence for early Precambrian Mg-rich crust and "Pre-Kenorian" sialic crust in northwestern Superior Province of the Canadian Shield; in Volcanism and volcanic rocks; Geological Survey of Canada; Open file 164, pp. 163-176.
- ERMANOVICS, I.F. (1980): Rb-Sr age of the Rice River gneiss, Hecla-Caroll Lake map area, Manitoba and Ontario; dans Loveridge, W.D., Rb-Sr and U-Pb isotopic age studies, Report 3; in Current Research, Part 1c, pp. 213-215.
- ERMANOVICS, I.F. et WANLESS, R.K. (1983): Isotopic age studies and tectonic interpretation of Superior Province in Manitoba. G.S.C., Paper 82-12.
- FIELDING, P.E. (1970): The distribution of uranium, rare earths, and color centers in a crystal of natural zircon, The American Mineralogist, vol. 55, pp. 428-440.

- FRITH, R.A. et DOIG, R. (1975): Pre-Kenoran tonalitic gneisses in the Grenville Province, Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 12, no. 5, pp. 844-849.
- FRONDEL, C. (1953): Hydroxyl substitution in thorite and zircon, American Mineralogist, 38, pp. 1007-1018.
- FRONDEL, C. et COLLETTE, R.L. (1957): Hydrothermal synthesis of zircon, thorite and huttonite, American Mineralogist, vol. 42, pp. 759-765.
- GAHE, E. et SÉGUIN, M.K. (1983): Paléomagnétisme de formation des bandes archéennes Frotet-Evans et Matagami-Chibougamau, MERQ, DV-83-11.
- GARIÉPY, C. (1983): Géochimie et géochronologie des granitoïdes intrusifs de l'Abitibi: évidences de la présence d'une croûte continentale ancienne, MERQ, DV-83-11, pp. 71-83.
- GEBAUER, D. et GRÜNENFELDER (1979): U-Th-Pb dating of minerals. E. Jäger et J.C. Hunzider, eds., Lectures in Isotope Geology. Springer-Verlag, Berlin, pp. 105-131.
- GÖRZ, H. et WHITE, E.W. (1970): Minor and trace elements in HF-soluble zircons, Contribution to Mineralogy and Petrology, 29, pp. 180-182.
- GRAUERT, B. et autres (1974): Uranium and lead gain of detrital zircon studied by isotopic analyses and fission track mapping, EPSL 21, pp. 389-399.
- GRÜNENFELDER (1968): U-Pb discordance and phase unmixing in zircons, in: abstracts for 1966 Geological Society, America, Special Paper 101, p. 80.
- GUPTA, L.N. (1973): Unusual zircons from the Leinster Pluton, Mineralogical Magazine, vol.. 39, p. 253-5.
- HOLLAND, H.D. et GOTTFRIED (1975): The effect of nuclear radiation on the structure of zircon, Acta Crystallographica., 8, pp. 291-300.
- HILLARY et AYRES (1980): Trondhjemite basement enclave near the Archean Favourable Lake Volcanic complex, Northwestern Ontario, Canada, Canadian Journal of Earth Sciences, 17, pp. 652-667.
- HINTON, R.W. et LONG, J.V.P. (1979): High resolution ion-microprobe measurement of lead isotopes: variations within single zircons from Lac Seul, northwestern Ontario, EPSL, Vo; 45, p. 139.
- HURLBUT, J. et KLEIN, C. (1977): Dans Manuel of Mineralogy, 19th ed., J.D. Dana, éditeur.

- HURST, R.W. et FARHAT, J. (1977): Geochronologic investigations of the Sudbury Nickel Irruptive and the Superior Province granites north of Sudbury, *Geochimica et Cosmochimica acta*, 1977, vol. 41, pp. 1803-1815.
- ITO, J. et JOHNSON, H. (1968): Synthesis and study of Yttrialite, *American Mineralogist*, vol 53, pp. 1940-1952.
- JAFFEY et autres (1971): Precision measurement of half lives and Specific Activities of U₂₃₅, *Physics Review*, vol. C4, pp. 1889-1906.
- JONES, L.M. et autres (1974): The Rubidium-Strontium whole-rocks age of major units of the Chibougamau Greenstone belt, Quebec, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 11, pp. 1550-1561.
- KÖPPEL, V. et SOMMERAUER, J. (1974): Trace Elements and the behaviour of the U-Pb system in inherited and nearly formed zircons, *Contribution to Mineralogy and Petrology* 43, pp. 71-82.
- KRASNOBAYEV, A.A. et autres (1974): Laboratory evidence on radiation and the genetic nature of metamict zircon, *Geochemistry International*, vol. 11, pp. 195-209.
- KROGH, T.E. (1970): A low contamination method for decomposition of zircon and extraction of uranium and lead for isotopic age determination, *Carnegie Institute of Washington, Yearbook* 70, pp. 258-266.
- KROGH, T.E. et DAVIS, G.L. (1971): Zircon U-Pb ages of Archean metavolcanics rocks in the Canadian Shield, *Carnegie Institute of Washington, Yearbook* 70, pp. 241-242.
- KROGH, T.E. et autres (1973): Two episodes of metamorphism and deformation in the Archean rocks of the Canadian Shield, *Carnegie Institute of Washington Yearbook*, pp. 573-575.
- KROGH, T.E. et DAVIS, G.L. (1973): Alteration in zircons with discordant U-Pb ages, *Carnegie Institute of Washington, Yearbook* 73, pp. 560-567.
- KROGH, T.E., ERMANOVICS, I.F. et DAVIS, G.L. (1973): Two episodes of metamorphism and deformation in the Archean rocks of the Canadian Shield, *Carnegie Institute of Washington, Yearbook* 73.
- KROGH, T.E. et DAVIS, G.L. (1973): Orogenic structural and metamorphic overprints; Archean intrusive and metamorphic rocks within a region of 1000 m.y. deformation and migmatization, *Carnegie Institute of Washington, Yearbook* 73, pp. 569-573.
- KROGH, T.E. et autres (1974): Isotopic ages in the eastern Lac Seul region of the English River gneiss belt, *Carnegie Institute of Washington, Yearbook* 74, p. 623.

- KROGH, T.E. et DAVIS, G.L. (1975): Alteration in zircons and differential dissolution of altered and metamict zircon, Carnegie Institute of Washington, Yearbook 74, pp. 619-623.
- KROGH, T.E. et autres (1976): Archean rocks from the eastern Lac Seul region of the English River Gneiss Belt, northwestern Ontario, part 2 Geochronology, Canadian Journal of Earth Sciences, 13, pp. 1212-1215.
- KROGH, T.E. (1981): Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique, Geochimica et Cosmochimica Acta 46, pp. 637-649.
- KROGH, T.E. et TUREK, A. (1981): Precise U-Pb zircon ages from the Gamitagama greenstone belt, southern Superior Province, Canadian Journal of Earth Sciences, 19, pp. 859-867.
- LIPOVA, I.M. et autres (1965): An investigation of the metamict state in zircons and cyrtolites, Geochemistry International, vol. 2, p. 513.
- LOWE, D.R. (1980): Archean sedimentation, Annual Review of Earth and Planetary Science, no. 8, pp. 145-167.
- LUDDEN, J. et autres (1984): The geochemistry and evolution of the volcanic rocks of the Chibougamau Region of the Abitibi volcanic belt dans J. Guha et E.H. Chown (eds.), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special, Vol. 34.
- LUDWIG, K.R. (1980): Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data, Earth and Planetary Science Letters, 46, pp. 212-220.
- MATTINSON (1970): Preparation of Ultrapure Hf, HCl, and HNO₃, Carnegie Institute of Washington, Yearbook 70, pp. 266-267.
- MAYER, S.W. et TOMPKINS, E.R. (1947): Ion exchange as a separation method. IV. A Theoretical Analysis of the column separation Process, Journal of American Chemistry Society, 69, pp. 2866-2874.
- MEDENBACH, O. (1976): Geochemie der Elemente in Zirkon und ihre räumliche Verteilung-Eine Untersuchung mit der Elektronenstrahlmikrosonde. Thèse M.Sc., Ruprecht Karl Universität, Heidelberg.
- MURALI, A.W. et autres (1983): Trace element characteristics, REE pattern and partition coefficients of zircons from different geological environments - A case study on Indian zircons, Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 47, pp. 2047-2052.
- NAGASAKA, H. (1970): Rare earth concentration in zircons and apatites and their host dacites and granites, EPSL 9, 359.

- NUNES, P.D. et JENSEN, L.S. (1980): Geochronology of the Abitibi Metavolcanic Belt, Kirkland Lake Area - Progress Report dans Summary of geochronological studies 1977-1979, Édité par E.G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 24-33.
- NUNES, P.D. et PYKE, D.R. (198): Geochronology of the Abitibi Metavolcanic Belt, Timmins-Matachewan Area - Progress Report dans Summary of geochronological studies 1977-1979, Édité par E.G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 24-33.
- NUNES, P.D. et THURSTON, P.C. (1980): Two hundred and twenty million years of Archen evolution: a zircon U-Pb age stratigraphic study of the Uchi-Confederation Lakes Greenstone belt, northwestern Ontario, Canadian Journal of Earth Sciences, 17, pp. 710-721.
- NUNES, P.D. et THURSTON, P.C. (1980): An absolute age framework for the stratigraphy of the Uchi-Confederation Lakes metavolcanic-metasedimentary belt, District of Kenora dans Summary of geochronological studies 1977-1979, Édité par E.G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 24-33.
- NUNES, P.D. et WOOD, J. (1980): Geochronology of the North Spirit Lake area, District of Kenora - Progress Report dans Summary of geochronological studies 1977-1979, Édité par E.G. Pye. Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 92, pp. 24-33.
- OBERLI et autres (1981): U-(Th)-Pb systematics and mineralogy of single crystals and concentrates of accessory minerals from the Cacciola granite, central Gotthard massif, Switzerland, Schweiz. mineral. petrogr. Minh. 61, pp. 323-348.
- OVERSBY, V.M. (1978): Lead isotopes in Archean plutonic rocks, Earth and Planetary Science Letters, 38, pp. 237-248.
- PANKHURST, R.J. et PIDGEON, R.T. (1976): Inherited isotope systems and the source region pre-history of early Caledonian granites in the Dalradian Series of Scotland, EPSL, 31, pp. 55-68.
- PERCIVAL, J.A. (1983): Preliminary results of geological synthesis in the Western Superior Province; dans Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, pp. 125-131.
- PERCIVAL, J.A. et COE, K. (1981): Parallel evolution of Archean low- and high-grade terrane: a view based on relationships between the Abitibi, Wawa and Kapuskasing belts, Precambrian Research, 14, pp. 315-331.

- PERCIVAL, J.A. et KROGH, T.W. (1983): U-Pb zircon geochronology of the Kapuskasing structural zone and in vicinity of the Chapleau-Falayet area, Ontario, Canadian Journal of Earth Sciences, 20, pp. 830-843.
- PICARD, C. et autres (1984): Pétrogenèse des volcanites archéennes hautement potassique du Groupe d'Opemiska (région de Chapais-Abitibi est) dans J. Guha et E.H. Chown (eds.), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special, Vol. 34.
- PIDGEON, R.T. et autres (1966): Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. Science, 154, pp. 1538-1540.
- PIDGEON, R.T. et autres (1974): A comparison of zircon U-Pb and whole rocks Rb-Sr systems in three phases of the Carn Chuinneag Granite northern Scotland, EPSL 25, p. 105.
- PIDGEON, R.T. et autres (1978): Cogenetic and inherited zircon U-Pb systems in granites: Paleozoic granites of Scotland and England. Dans Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions. Édité par D.R. Bowes et B.E. Lake, Geological Journal, Special Issue, 10, pp. 183-220.
- PHILLIPS, E.R. (1974): Tabular zircon from an adamellite in the New England Batholith, New South Wales, Mineralogical Magazine, vol 39, pp. 715-16.
- POLDERVAART, A. (1956): Zircons in rocks; Igneous rocks. American Journal of Sciences, 254, 521.
- PRICE et DOUGLAS (1972): Variations in tectonic styles in Canada, Geological Association of Canada, Special Paper no. 1.
- PUPIN (1980): Zircon and granite petrology, Contr. Mineral. Petrol. 73, pp. 207-220.
- PUPIN et TURCO (1970): Observations nouvelles sur les nucléi et le zonage des cristaux de zircons. Problèmes génétiques qui en découlent. Schweiz. Mineral. Petrogn. Mitt., 50, pp. 527-538.
- RACICOT, D. et autres (1984): Plutons of the Chibougamau-Desmaraisville belt: a preliminary survey dans J. Guha et E.H. Chown (eds.), Chibougamau-Stratigraphy and Mineralization, CIM Special, Vol. 34.
- ROBINSON, K. et autres (1971): The structure of zircon: a comparison with garnet. American Mineralogist, 56, pp. 782-790.
- ROBINSON, K. (1978): The occurrence of rare earths elements in zircon. Ph. D. Dissertation, Queen's University, Kingston, Canada.

- ROMANS, P.A. et autres (1975): An electron microprobe study of Yttrium, Rare Earth, and Phosphorus distribution in zoned and ordinary zircon, *American Mineralogist*, vol. 60, pp. 475-480.
- RUDNITSKAYA, E.S. et LIPOVA, M. (1972): Infrared spectroscopic and nuclear magnetic resonance study of metamict zircon. *Izv. Vyssh. Uchedb. Zaved., Geol. Razved.*, 4, 43-50, chem. Abstract 77 22810f.
- SCHÄRER, U. et ALLÈGRE, C.J. (1982): Investigation of the Archean crust by single-grain dating of detrital zircon: a graywacke of the Slave Province, Canada, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 1910-1918.
- SCHÄRER, U. et ALLÈGRE, C.J. (1982): Uranium-lead system in fragments of a single zircon grain, *Nature*, vol. 295, pp. 585-587.
- SCHÄRER, U. et ALLÈGRE, C.J. (1983): The Palung granite (Himalaya); high-resolution U-Pb systematics in zircon and monazite, *EPSL*, 63, pp. 423-432.
- SÉGUIN, M.K. et SHARMA, K.N.M. (1983): Paléomagnétisme de roches volcaniques archéennes et des dykes protérozoïques de la région du lac Écho, Nouveau Québec, *MERQ*, DV-83-11, pp. 161-171.
- SHESTAKOV, G.I. (1972): Diffusion of lead in monazite, zircon, sphère, and apatite, *Geochemistry International*, vol. 19, p. 801.
- SHIDLOWSKI, M.O.G. (1963): Recrystallisation of zircon as an indication of contact metamorphism nature, 197, pp. 68-69.
- SIMARD, A. (1983): Stratigraphie de la région des lacs Frotet et Troilus, bande Frotet-Evans, *MERQ*, DV-83-11, pp. 83-93.
- SOMMERAUER, J. (1974): Trace element distribution patterns and the mineralogical stability of zircon - an application for combined electron microprobe techniques. *Electron Microsc. Society of Southern Africa, Proc.*, vol. 4.
- SPEER, J.A. (1982): Ortho-Silicates dans *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, P.H. Ribbe (eds), Vol. 5, Chapitre 3, p. 67.
- STACY, J.S. et KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model, *EPSL*, 27, pp. 207-221.
- STEIGER, R.H. et WASSERBURG, G.J. (1966): Systematics in the ^{206}Pb - ^{238}U systems. *J. Geophys. Res.*, 71, pp. 6065-6090.

- STRELOW, F.W. et autres (1965): Ion exchange selectivity scales for cations in nitric acid and sulfuric acid media with sulfonated polystyrene resin, *Anal. Chem.*, 37 (1), pp. 106-111.
- TARDIF, Yves (1982): Étude pétrographique, géochimique et géophysique d'un filon couche différencié de gabbro de la ceinture volcano-sédimentaire de Frotet-Évans, Abitibi, Québec (u.n.p.l.).
- TERA, F. (1981): Aspects of Isochronism in Pb isotope systematics: application to planetary evolution. *Geochemica et Cosmochemica*, Vol. 45, p. 1439.
- TITTERINGTON, D.W. et HALLIDAY, A.N. (1979): On the fitting of parallel isochrons and the method of maximum likelihood, *Chemical Geology*, 26, pp. 183-195.
- TUREK, A. et autres (1982): Rb-Sr and U-Pb ages of volcanism and granite emplacement in the Michipicoten belt - Wawa, Ontario, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, pp. 1608-1626.
- VANCE, E.R. et ANDERSON, B.W. (1972): Study of metamict Ceylon zircons *Mineralogical Magazine*, 38, pp. 605-613.
- VANCE, E.R. (1974): The anomalous optical absorption spectrum of low zircon, *Mineralogical Magazine*, vol. 39, p. 709-14.
- VANCE, E.R. (1975): Recoil damage in zircon. *Radiation Effects*, 24, pp. 1-6.
- WATSON, B. (1979): Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element Geochemistry, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70, pp. 407-419.
- WATSON, E.B. (1980): Some experimentally determined zircon liquid partition coefficients for the rare earth elements Earth, and *Planeraty Science Letters*, vol. 44, pp. 895-897.
- WOLFF, J.M. et autres (1979): Geochronology and geochemistry of felsic rocks in an Archean volcanic-plutonic suite in the Wabigoon belt, northwestern Ontario, *Canadian Journal Earth Sciences*, vol. 16, 1979, pp. 1978-1987.
- YELISEYEVA, O.P. et autres (1974): On the types of distribution of uranium in accessory zircon, *Geo. Inter.*, vol. 11, p. 960.
- YORK, D. (1968): Least squares fitting of a straight line with correlated errors, *EPSL* 5, pp. 320-324.

APPENDICE ATRAITEMENT PRÉLIMINAIRE DES ÉCHANTILLONSA.1 PROCÉDÉS D'EXTRACTION ET DE SÉPARATION DES ZIRCONSA.1.1 Broyage de la roche

Afin de réduire les fragments volumineux (100 cm^3) de roche obtenus de l'échantillonnage sur le terrain en une fraction silteuse qui se prête adéquatement aux procédures de séparation minéralogique, trois appareils sont utilisés successivement; d'abord le piston hydraulique, puis le broyeur à machoire et finalement le pulvérisateur à disque.

- a) Le piston hydraulique (Gauthier, 1981) est un appareil qui permet de briser les blocs de dimension de la taille du poing et davantage, en fragments de 5 cm^3 environ. Généralement, les blocs doivent auparavant être débarassés des contaminants potentiels (pellicule de terre, de boue, etc.) par un lavage à l'eau ou un nettoyage à l'air comprimé.

Il est de bon conseil d'éliminer les surfaces d'altération. Il est particulièrement critique d'éliminer le matériel des veines, veinules, etc., à ce stade des procédures.

Les critères de propreté élémentaire que je respecte à ce stade, afin de contrecarrer le contamination sont les suivants:

- 1) nettoyage de la pièce de travail (à l'aide du pistolet à air comprimé);

- 2) brossage du couteau supérieur à l'aide d'une brosse d'acier;
- 3) couvrir le plateau de l'appareil avec du papier tout usage;
- 4) utilisation de contenants vierges (sacs).

B) Le broyeur à machoire: il se démonte aisément ce qui facilite son nettoyage à l'air comprimé et à l'eau. En particulier, les plaques des mâchoires sont amovibles, elles peuvent être démontées, sablées et rincées à l'eau.

L'appareil est ancré au sein d'un cubicule muni d'un système d'évacuation des poussières. Le cubicule ainsi que la pièce de travail sont nettoyés 1) à l'aide du fusil à air comprimé, 2) l'aspirateur et 3) à l'eau claire.

La dimension des particules que l'on désire obtenir est de l'ordre du centimètre cube. Le produit du broyage est transféré dans des sacs vierges qui sont aussitôt scellés.

C) Le pulvérisateur à disques: les disques sont amovibles et l'appareil est doté de mécanismes d'ouverture ce qui permet un nettoyage sans problème. Les disques sont sablés, rincés à l'eau et asséchés à l'acétone. Le cubicule et l'appareil sont débarassés des poussières à l'aide du fusil à air comprimé, l'aspirateur, puis rincés à l'eau claire (éponge humide). La pièce est également nettoyée d'une manière qui éliminera les risques de contamination.

La distance entre les disques s'ajuste mécaniquement, à l'aide d'une manette, afin de contrôler la granulométrie que l'on désire produire. À cette étape, il convient d'examiner le produit pour déterminer si les particules sont monominéraliques; il faut

s'assurer de libérer les cristaux de zircons de leurs gangues sans les fragmenter. L'examen microscopique révèle si la pulvérisation s'est avérée adéquate.

Cette étape s'avère sans doute la plus délicate de la procédure de séparation et peut poser éventuellement certains problèmes.

aa) Les disques s'usent rapidement et se dégradent de sorte qu'il devient problématique d'obtenir un silt fin sans provoquer un frottement des disques l'un contre l'autre. Cette situation est particulièrement susceptible de se produire pour des roches qui possèdent un degré élevé de cohésion interne: i.e. les lithologies aphanitiques siliceuses. Les disques d'acier trempé communément utilisés ont une durée d'utilisation restreinte mais peuvent être recyclés (remodelés). Afin de leur assurer un maximum d'efficacité et de fidélité, il faut s'assurer qu'ils sont parfaitement ajustés l'un contre l'autre lorsqu'ils sont montés sur le broyeur.

bb) La roche est d'une dureté telle que le moteur de l'appareil s'échauffe, ce qui amène son arrêt automatique, exemple: rhyolite, tuf "aphanitique" felsique, etc.

Il n'existe pas de solution véritable, il faut user de patience et réduire, soit la taille des particules, soit le débit, ou utiliser un autre genre de broyeur.

A.1.2 Obtention d'un concentré de zircons à l'aide de la table Wilfley

La table à secousses Wilfley est constituée d'une table en fibre de verre, de 50 cm par 130 cm, qui est munie d'un réseau de raies

parallèles en saillies. La table repose sur un rail et se rattache à un appareillage mécanique, qui actionné, lui procure un mouvement de translation. Un flot d'eau continu, dont on contrôle le débit, va alimenter la surface de la table. En variant l'inclinaison de la surface de la table de concert avec l'ajustement du débit d'eau, l'on peut contrôler la quantité de particules qui sont entraînées par les raies jusqu'au bout de la table versus la quantité de particules franchissant les raies pour passer par dessus bord jusqu'au drain.

Les particules sont transportées en saltation, les particules de grandes densités ne parvenant pas à franchir les raies sont entraînées le long de celles-ci par le mouvement de translation jusqu'au bout de la table où elles sont recueillies dans des contenants sous un module en forme d'entonnoir. On recueille habituellement un concentré de minéraux lourds (sphène, zircon, sulfures, oxydes) qui représente près de 5% de la quantité de matériel originel. Il faut retirer le concentré de la table et le sécher dans les plus brefs délais.

A.1.3 Tamisage du concentré

À cette étape, si cela s'avère nécessaire, le concentré est tamisé à l'aide de tamis de 70 mesh pour éliminer les particules composites grossières.

A.1.4 Extraction des particules très magnétiques

Cette étape peut être réalisée à l'aide d'un aimant à main relativement puissant ou un séparateur Frantz positionné à la verticale.

Un tube en verre agit comme conduit par lequel est introduit le concentré. On applique l'aimant sur la surface du tube afin que le champ magnétique balaie le trajet emprunté par les particules lorsqu'elles passent dans le tube positionné à la verticale. Le concentré est déversé dans le conduit en prenant soin de laisser s'écouler lentement un mince filet. Les particules magnétiques piégées par le champ adhèrent aux parois du tube. On élimine ainsi la limaille de fer provenant des broyeurs avec la magnétite et la pyrrhotine.

A.1.5 Séparation des minéraux lourds à l'aide du bromoforme

Une ampoule à décanter est remplie de bromoforme aux trois quarts (600 ml). L'échantillon y est versé; le contenant est remué afin de favoriser le contact entre le liquide et tous les grains. Le mélange doit reposer pour quelques minutes (10 à 15 minutes) afin de permettre aux grains d'atteindre l'équilibre. Les grains de densité inférieur à 2,9 flottent tandis que les minéraux lourds vont s'accumuler au fond de l'ampoule. On élimine ainsi tous les minéraux légers (quartz, feldspaths, etc.). La fraction lourde produite comprend les sulfures, les sphènes, les zircons et les ferromagnésiens.

La fraction lourde est recueillie, puis doit subir plusieurs immersions dans l'acétone afin d'éliminer toutes traces de bromoforme.

A.1.6 Séparation magnétique intermédiaire

Un séparateur magnétique Frantz modifié (le conduit est muni d'un vibreur asymétrique) permet d'éliminer graduellement des minéraux de susceptibilités magnétiques supérieures aux zircons.

L'inclinaison de l'appareil est ajusté à 15° pour un premier passage. Le champ magnétique est d'abord fixé à 0,5 ampère puis l'on fait subir un second passage à la fraction résiduelle à 1,0 ampère; un troisième passage à 1,5 ampère. Par la suite, la fraction résiduelle "non-magnétique" subit une seconde série de passages (0.5A à 1.5A) à une inclinaison de 10°. Par cette procédure, la fraction résiduelle est graduellement concentrée de plus en plus en zircons qui sont de susceptibilités magnétiques très faibles.

A.1.7 Séparation des minéraux lourds à l'aide de l'iodure méthylène (d=3.3)

Cette procédure est similaire à la description de l'étape A.1.5. De cette procédure subsistera une fraction de minéraux lourds qui s'avèrera éventuellement un concentré de zircons mais où l'on peut retrouver une gamme de minéraux accessoires tels rutile, sphène, topaze, monazite, apatite, béryl, etc.

A.1.8 Séparation magnétique finale

Le champ magnétique du séparateur Frantz est réglé à son maximum. Le concentré de zircons est soumis à plusieurs passages successifs; le premier passage s'effectue à une inclinaison de 9°, la fraction résiduelle non-magnétique est soumise à un second passage cette fois à 7° d'inclinaison et ainsi de suite à 5°, 3°, 2°, 1°, 0° d'inclinaison.

Les zircons devraient se retrouver dans les fractions de 4°, 3°, 2°, 1° et 0° magnétique et constituent généralement jusqu'à 99% des

populations. Occasionnellement, des zircons plus magnétiques sont observés au delà de 5° d'inclinaison; ceux-ci sont riches en inclusions magnétiques.

A.1.9 Tamïsage des fractions de zircons

Les fractions de zircons de différentes susceptibilités magnétiques sont tamisées à l'aide de tamis de nylon de 100, 200 et 325 mesh. Les tamis sont utilisés qu'à une seule occasion puis éliminés.

À ce stade, nous pouvons disposer de quelques 20 catégories différentes de zircons desquelles seront tirées les populations pour les analyses.

A.1.10 Choix à la main

Les fractions sélectionnées pour les analyses sont transférées dans des vases pétris en plastique; quelques millilitres d'alcool sont ajoutés pour restreindre le mouvement des grains lors des manipulations. L'examen sous le binoculaire permet de purifier les fractions de tout corps étrangers, d'éliminer les grains laiteux, craquelés, porteurs d'inclusions et de rassembler des populations morphologiques.

A.2 TECHNIQUE D'ABRASION DES ZIRCONS

Les zircons des populations sélectionnées pour fin d'analyses et purifiés par le choix à la main peuvent être soumis à une abrasion afin d'accroître leurs degrés de concordance (voir chapitre 4). Le mérite revient à T.E. Krogh (Krogh, 1981) d'avoir développé et mis au

point une technique d'abrasion à air pour les zircons qui se traduit par l'élimination de près de 80% du plomb commun contenu dans les zircons. Cette technique élimine les couches externes des cristaux qui contiennent une grande quantité de plomb commun; les zones périphériques des cristaux sont détruites aisément lors de l'abrasion en raison de l'état métamicté dans lesquelles elles se trouvent comparativement aux régions internes des grains qui montrent davantage de cohésion.

L'appareil est conçu de façon à permettre la récupération de la totalité de l'échantillon après traitement. Un tamis de nylon (20 à 40 mesh) jetable (figure 23) est fixé au sommet du cylindre inférieur restreignant le mouvement des grains à la chambre d'abrasion. Cette chambre est conçue en acier inoxydable. L'air pénètre dans la chambre d'abrasion par trois aspérités situées autour de la circonférence inférieure de la cellule pressurisée. Un jet d'air pressurisé (2 à 5 psi) est pressé dans le conduit jusqu'à la cellule pressurisée; le jet d'air pénètre dans la chambre d'abrasion à grande vitesse provoquant l'abrasion des zircons par impacts répétitifs et est évacué par les sorties latérales.

Une quantité de 1 mg de zircons sélectionnés pour leurs limpidités est insérée dans la chambre d'abrasion avec 4 à 5 mg de pyrite. On procède à l'abrasion en prenant bien soin de contrôler la pression (2 à 5 psi) appliquée. Lorsque 80% de la pyrite est éliminée, l'abrasion devrait être satisfaisante; la pyrite augmentant considérablement le poli des grains de zircons. Par la suite la pyrite résiduelle est éliminée à la main. La fraction de zircons polis peut faire l'objet d'une sélection manuelle de nouveau si la quantité est adéquate.

APPENDICE BDESCRIPTION DES CONCENTRÉS DE ZIRCONS RÉCOLTÉSB. 1 CONCENTRÉS DE ZIRCONS

Les procédures d'extraction et de purification (chapitre 3) ont mené, chez la majorité des échantillons, à la séparation de concentrés de zircons qui ultérieurement ont été divisés en diverses fractions suivant la granulométrie et le degré de susceptibilité magnétique (tableau 10). L'échantillon PT-83-2 s'est avéré infertile, tandis que PT-82-14 ne révélait qu'une très faible quantité de ce minéral.

B.2 ÉVALUATION ET CRITÈRES DE SÉLECTION
DES FRACTIONS POUR ANALYSE

Les faibles quantités de zircons extraits de PT-82-4, PT-82-21 et PT-82-14 n'offraient pas une grande marge de manoeuvre dans la sélection des fractions pour analyse. Dans le cas de PT-82-14, la quantité totale extraite s'avérait nettement en deça de la quantité minimale requise afin d'effectuer une seule analyse isotopique. Concernant cet échantillon, la décision fut prise, à la suite d'une concertation avec Dr C. Brooks, de faire effectuer les analyses au laboratoire de géochimie et cosmochimie de l'Institut de Physique du Globe à Paris. Les techniques analytiques mises en application à cet endroit permettent de réaliser des déterminations à partir de quantités très réduites de zircons.

Le concentré extrait de PT-82-4 recèle un nombre élevé d'individus qui ont dû être rejetés, en général porteurs d'inclusions opaques. La piètre qualité des zircons n'a pu permettre la constitution que de deux fractions au total (tableau 10).

Concernant PT-82-21, les fraction 0° non-magnétique et 0° magnétique ont dû être regroupées, 0° non-magnétique ne constituant guère plus d'un milligramme. De même, (1°+2°+3°) magnétique et (5°+6°) magnétique forment des regroupements pour des raisons similaires.

Les quantités recueillies de PT-82-16 et PT-83-1 se sont avérées suffisantes afin de procéder à un choix à la main plus élaboré. La sélection de fractions pour analyse s'est effectuée selon les critères élaborés à la section 3 du chapitre 4 et visait à atteindre les objectifs suivants:

- 1) Obtenir un âge aussi concordant que possible (0° non-magnétique).
- 2) Élaborer le plus sévèrement possible la droite discordia (0° magnétique + 1° magnétique).
- 3) Vérifier la cogénéité des zircons (1° magnétique P.Z.).

TABLEAU 9: DESCRIPTION DES CONCENTRÉS DE ZIRCONS RÉCOLTÉS

Numéro d'échantillon	Quantité traitée (lb)	Zircons récoltés (mg)	Fractions obtenues		Fractions sélectionnées pour analyse
			Granulométrie (mesh)	susceptibilité magnétique	
PT-82-4	40	13.6	+325-200 -325*	6° - 7° M.	-6° + 7° M., -325 -6° + 7° M., +325-200
PT-82-21	60-70	18	---	0° N.M. 1°, 2°, 3°, 5° et 6° M.	-0° N.M. + 0° M. -1° + 2° + 3° M. -5° + 6° M.
PT-82-16	80-100	25	+200 -200 + 325 -325	0° N.M. 0° - 2° M.	-0° N.M. + 200 m -0° M. + 200 m -1° M. + 200 m -1° M. P.Z. + 200 m
PT-83-1	150	300	+100 -100 + 200 -200 + 325 -325	0° N.M. 0° - 5° M.	-0° N.M. + 100 M. -0° M. - 100 + 200 m -1° M. - 100 + 200 m
GG-82-14	80-100	- de 1	-200 +200	--- ---	-200 mesh +200 mesh
PT-83-2	150	nil	---	---	---

* Fraction silteuse ayant adhéree au conduit du séparateur magnétique Frantz.

APPENDICE C

PROCÉDURES CHIMIQUES

C.1 TABLEAU 10 - PROCÉDURES DE NETTOYAGE

ÉLÉMENT	PROCÉDURES DE NETTOYAGE
pipettes teflon	1- Aspirer dans la pipette une solution de HNO_3 pure concentrée puis évider - répéter plusieurs fois. 2- Aspirer dans la pipette une solution de HNO_3 pure concentrée en prenant soin de la remplir - plonger celle-ci dans un bain de HNO_3 pur concentré à chaud. 3- Favoriser la circulation de l'acide - centrifugeuse ou à l'aide d'un bâtonnet magnétique. 4- Retirer et évider la pipette - rincer à l'eau ultrapure. 5- Répéter les étapes 1 à 3 avec HCl concentré ultrapur 6- Répéter l'étape 4. 7- Répéter les étapes 1 à 3 avec l'eau ultrapure.
résine anionique	1- Ajouter à la résine une solution de H_2O pure. 2- Remuer afin d'homogénéiser le mélange. 3- Laisser reposer - décanter la solution. 4- Répéter les étapes 1 à 3 à dix reprises avec H_2O puis HCl 6.2N pur. 5- Répéter les étapes 1 à 3 une fois avec NaOH 0.5 M. 6- Rincer à l'eau pure. 7- Rincer à HCl 3.1N ultrapur.
bêchers (T.P.X.)	1- Solution 50% HCl - 50% H_2O ultrapure + 1-5 ml HF à chaud pour 2 à 3 heures. 2- Rincer H_2O ultrapure. 3- Sécher et couvrir de parafilm.
capsules teflon	1- Solution 50% HCl - 50% H_2O ultrapure + 1-5 ml HF . 2- Rincer H_2O ultrapure. 3- Charger de 3 ml de HF ultrapure + 2-3 gouttes HNO_3 concentré ultrapur - sceller sous caissons et mettre au four à 22°C pour 2 jours environ. 4- Laisser refroidir - rincer la capsule à l'eau ultrapure 3 fois et répéter la procédure 3. 5- Laisser refroidir - rincer à l' H_2O ultrapure 3 fois - sécher et couvrir de parafilm.

ÉLÉMENT	PROCÉDURES DE NETTOYAGE
colonnes teflon	<ol style="list-style-type: none"> 1- Débarrasser la colonne de la résine séchée d'une utilisation antérieure s'il y a lieu (en tapant légèrement la colonne). 2- Rincer à H₂O ultrapure. 3- Injecter à travers le filtre de la colonne quelques gouttes de HNO₃ concentré ultrapur par l'extrémité de la colonne. 4- Rincer l'acide à l'acétone et bien rincer l'extrémité inférieure de la colonne. 5- Placer la colonne sur un support - remplir celle-ci de HNO₃ ultrapure. 6- Remplir d'acétone ultrapure - laisser égoutter. 7- Remplir d'H₂O ultrapure.
fractions de zircons	<ol style="list-style-type: none"> 1- Remplir des béchers (TPX) de HNO₃ ultrapur et placer sur une plaque chauffante pour 30 minutes. 2- Rincer à H₂O pure. 3- Transférer les zircons dans le bécher en transvasant à l'aide d'acétone pure. 4- Décanter l'acétone en prenant soin de ne pas drainer les zircons. 5- Rincer les zircons à H₂O ultrapure - décanter. 6- Remplir le bécher au $\frac{3}{4}$ de HNO₃N ultrapur - agiter quelques secondes dans le bain ultrasonique. 7- Placer sur une plaque chauffante pour 4-5 minutes. 8- Répéter l'étape 6. 9- Évider la solution de HNO₃. 10- Répéter l'étape 6 avec H₂O ultrapure et décanter. 11- Répéter l'étape 10 avec acétone ultrapure. 12- Sécher.

C.2 DISSOLUTION HYDROTHERMALE DES ZIRCONS

Les manipulations suivantes sont effectuées sous une hotte en raison de la nocivité élevée des acides employés. Une boîte en fibre de verre qui consiste en réalité en une hotte miniature à flux laminaire, est introduite dans l'abri de la hotte principale et servira à recueillir et isoler les capsules de teflon propres lors des manipulations.

Une quantité de 2 ml d'acide fluorhydrique ultrapur concentré est additionnée à chaque fraction de zircons qui ont déjà été transférées dans leurs capsules de teflon respectives. Chaque capsule est refermée, sceinturée d'une gaine, et scellée dans un caisson d'acier inoxydable. Les caissons scellés sont par la suite introduits au four où il séjourneront de 6 à 7 jours (5 jours au minimum). À la sortie, les caissons sont laissés à refroidir (3 heures minimum), puis les capsules sont ouvertes pour nous permettre de vérifier si le processus de dissolution s'est effectué normalement. Un examen minutieux sous un bon éclairage, devrait permettre de déterminer s'il subsiste des traces de zircons non-dissous. Si la dissolution s'avère complète, l'étape subséquente, i.e. la conversion chlorure peut être entreprise.

C.3 CONVERSION EN COMPOSÉS. CHLORURES

Les capsules sont placées sur des plaques chauffantes dans l'abri de la hotte à flux laminaire et chauffées à basse température (120°F) jusqu'à évaporation complète de la solution. Elles sont par la suite laissées à refroidir à la température de la pièce. Une quantité de 2 à 3 ml de HCl 2.5N est ajoutée au précipité. Les capsules sont refermées, scellées, et placées au four pour une période de 24 heures à 220°C pour assurer une dissolution complète. Par la suite, les capsules sont laissées à refroidir à la température de la pièce.

C.4 DIVISION DES FRACTIONS ALIQUOTES ET ADDITION DU TRACEUR

Chacune des solutions sera divisée en deux fractions aliquotes; l'une fera l'objet de l'analyse de la composition isotopique du plomb et la seconde fraction sera additionnée de traceur dans le but d'arriver à la détermination de la concentration en plomb et en uranium de la solution par dilution isotopique.

Pour ce faire, à la salle de pesée, l'on disposera des capsules (couvertes), de béciers de teflon propres, du traceur isotopique et des feuilles de route. On procédera ainsi: une portion de la solution (30-40%) est transvidée de la capsule dans un bécier (DI) qui a préalablement été pesé. On pèse sans perdre de temps, d'abord le bécier (DI) et la solution, puis la capsule avec la fraction résiduelle qui est aussitôt convertie de parafilm. Par la suite, la fraction résiduelle est transvidée dans un second bécier (CI) prépesé et l'on procédera à nouveau à la pesée du bécier (CI) et de la solution. Le bécier (CI) est couvert de parafilm et mis en réserve. Une quantité de 0.5 à 1 ml de traceur est ajouté à la solution du bécier (DI) et le mélange traceur-solution est immédiatement pesé de sorte que l'on connait la quantité exacte de traceur ajouté. Les béciers couverts sont mis en réserve.

C.5 PRÉPARATION DE LA RÉSINE ANIONIQUE

Dans un premier temps, les colonnes de teflon propres sont montées adéquatement sur des supports en plexiglass sous une hotte à flux laminaire. Chacune des colonnes est chargée d'une quantité de 2 ml

de résine. Les étapes du préconditionnement de la résine préalablement aux procédures d'extraction du plomb et d'uranium ont été décrites par Gauthier (1981) et sont rendues dans le tableau 11.

C.6 EXTRACTION DU PLOMB ET DE L'URANIUM

Une fois la résine proprement activée, le contenu des bécchers (CI) + (DI) est transféré dans les colonnes; à chaque support est alloué deux colonnes, l'une servira pour la solution du béccher (CI), la seconde recueillera la solution du béccher (DI). L'élution complète du liquide doit s'effectuer avant de passer à l'étape suivante.

Les colonnes sont chargées à la demi ou au $\frac{1}{2}$, de HCl 3.1N ultrapur. Cette étape procède au lessivage du zirconium de la résine. Par la suite, des bécchers (TPX) propres sont disposés sous les colonnes. Les colonnes sont alors chargées à la demi ou au $\frac{1}{2}$ de HCl 6.2N ultrapur. Le plomb est lessivé et est récupéré au bas dans le béccher. Les bécchers placés sous les colonnes ayant servi à l'élution des solutions (CI) sont retirés, couverts et mis en réserve. Les colonnes ayant recueilli les solutions (DI) sont chargées de H₂O ultrapure à la demi ou au $\frac{1}{2}$. L'élution de l'uranium est effectuée, la récupération étant assurée par les bécchers au bas des colonnes. Les bécchers sont alors retirés et couverts. Par la suite, tous les bécchers sont disposés sur des plaques chauffantes jusqu'à évaporation complète des solutions.

APPENDICE D

ANATOMIE DU ZIRCON

En considérant combien les méthodes géochronologiques de datation U-Pb dépendent des propriétés minéralogiques du zircon, il m'apparaît nécessaire de consacrer quelques lignes à présenter un sommaire des traits physiques et chimiques du minéral, susceptibles d'offrir un intérêt dans la conduite des travaux géochronologiques.

D.1 CONSIDÉRATIONS MINÉRALOGIQUES

Afin de s'avérer un outil utile en géochronologie (système isotopique U-Pb), un minéral doit satisfaire à certains critères:

- 1) Accepter l'uranium (et le thorium) en quantité non-négligeable.
- 2) Constituer un système fermé, i.e. assurer la rétention des produits de la désintégration radioactive de l'uranium (et du thorium).
- 3) Être exempt de plomb lors de sa cristallisation (ou en contenir en quantité minimale vis-à-vis de la quantité produite par désintégration).
- 4) Être présent en abondance et se manifester au sein d'une grande variété de lithologies.

L'uranium et le thorium, tous deux des éléments incompatibles, se retrouvent en faibles concentrations dans la plupart des minéraux silicatés (< 10 ppm), à l'exception de certains minéraux accessoires; uraninite, thorianite (oxydes); zircon, thorite, allanite (silicates);

sphène (titanosilicate). Cependant, seulement quelques-uns parmi ceux-ci se prêtent adéquatement à l'application de la datation radiométrique en raison de certaines restrictions amenées précédemment en 2), 3) et 4).

D.2 L'OCCURENCE DU ZIRCON

Bien qu'il soit généralement présent en quantité réduite, son occurrence est générale; on le retrouve à la fois dans les roches ignées, métamorphiques, sédimentaires, ou encore dans les xénolithes du manteau (Davis, 1976, 1977), les roches lunaires [Ehmann et autres, 1979; dans Speer, 1982), les météorites [Ehmann et autres, 1979; dans Speer, 1982). Cette manifestation au sein d'un nombre impressionnant d'environnements reflète la stabilité du minéral et son habilité à survivre aux cycles d'érosion-transport-diagénèse (Köppel et Sommerauer, 1974) ainsi qu'aux épisodes de métamorphisme (Schidlowski, 1963) et d'anatexie (Pankhurst et Pidgeon, 1976).

D.3 LA STRUCTURE CRISTALLINE

De la classe des orthosilicates ($ZrSiO_4$), le zircon appartient au système tétragonal et possède la structure type "zircon" (Hurlbut et Klein, (1977).

La construction du réseau structural du zircon (Robinson et autres, 1971) apporte au cristal une grande rigidité et lui confère également des propriétés similaires à celles que possède le grenat; grande densité, dureté et indice de réfraction élevé (Robinson et autres, 1971).

La structure cristalline, affectant une grande rigidité interne se prête difficilement à la substitution cationique du Zr^{+4} sans subir une déstabilisation et un affaiblissement des forces atomiques qui assurent sa cohésion interne. La substitution cationique affecte les paramètres cristallographiques du minéral (figure 24). La structure cristalline et la concentration des éléments trace en substitution cationique, pourraient représenter des facteurs génétiques, à l'origine du phénomène de métamictisation chez le zircon; i.e., l'incorporation de U, Th, (éléments Terres Rares), Hf, Ca, etc. dans le réseau cristallin, en substitution du zirconium, instaure une certaine instabilité et prédispose le cristal aux effets des radiations (Krasnobayev et autres, 1974; Lipova et autres, 1965; Köppel et Sommerauer, 1974).

D.4 GÉOCHIMIE

L'investigation de la composition du zircon a mené à l'identification d'une cinquantaine d'éléments; (Vance, 1974; Butler et autres, 1965; Görz et autres, 1970; Deliens et autres, 1970; Caruba et autres 1975; Fielding, 1970; Köppel et Sommerauer, 1974; Romans et autres, 1975). Le tableau 11 tiré de Speer (1982) présente les principaux éléments ainsi que la position qu'ils occupent dans la structure cristalline.

a) L'hafnium s'avère le substitut le plus important du zirconium dans la structure (tableau 11 et figures 23 et 24); une solution complète existe entre le zircon ($ZrSiO_4$) et l'hafnon ($HfSiO_4$). L'occurrence des zircons les plus hafnifères est relevée chez les pegmatites et

se révèle généralement de pair avec la manifestation de phases minérales de tantale et nobium.

- b) Les éléments Pb, Tl, He, Xe et possiblement Ra, Bi qui sont retracés dans les zircons proviennent de la désintégration radioactive de l'uranium et du thorium. La quantité incorporée dans le zircon dépendra du contenu initial en U et Th, et de la durée de désintégration des éléments. Cependant, l'incorporation de faibles quantités de plomb lors de la cristallisation du cristal, est susceptible de se produire lorsque l'environnement est saturé en plomb (Schärer et Allègre, 1983). En outre, l'incorporation du Pb et des éléments des Terres Rares est fortement favorisé par une cristallisation très rapide où un déséquilibre est maintenu à l'interface liquide/solide (Köppel et Sommerauer, 1974).
- c) La distribution des éléments du groupe des Terres Rares dans le zircon est dictée par la règle d'Oddo-Harkins et la similarité du rayon ionique avec l'ion Zr^{+4} ; l'abondance relative des éléments suit l'ordre $Yb > Y=Dy > Tm > Lu=Er=Gd > Tb=Eu=Ho=Ce > La > Sm > Nd=Pr$ (Robinson, 1978). Afin d'expliquer l'incorporation des Terres Rares par le zircon, la substitution $(Zr_{1-x}, *TR_x)(SiO_4, OH)$ a été proposée (Caruba et autres, 1974; Medenbach, 1976; Robinson, 1978). L'incorporation des Terres Rares et de l'élément P se fait de pair dans certains zircons, ce qui suggère l'existence d'une solution solide entre le zircon et le xénotime, $*TR^{+3}+P^{+5}=Si^{+4}$ (Robinson, 1978). Romans et autres (1975), Parker et Fleischer (1968) ont suggéré $(Ca,Al,Fe,S)^{+5}$, ou encore $(Ta,Na)^{+5}$, pour assurer la balance

* TR = Eléments du groupe Terres Rares.

des charges avec les éléments Terres Rares dans les hydrozircons. L'incorporation des éléments Terres Rares et des autres éléments trace dans la structure se traduit, à l'échelle du cristal, par un abaissement de la translucidité (Köppel et Sommerauer, 1974; Fielding, 1970; Romans et autres, 1975).

- d) U et Th: La concentration en U et Th dans les zircons varie entre 5-4000 ppm et 2-2000 ppm respectivement (Görz, 1970), mais peut atteindre des valeurs aussi élevées que 5.06% (UO₂) et 3.68% (ThO₂) du poids des constituants (Medenbach, 1976). Les zircons riches en U et Th sont généralement métamictes et hydratés et référés sous les termes cyrtolites ou malaçons.
- e) H₂O: Sous forme d'ion OH⁻ ou de molécule H₂O, la présence de (H₂O) a souvent été relevée chez les zircons (Dawson et autres, 1971; Rudnitskaya et Lipova, 1972; Krasnobayev et autres, 1974; Caruba et autres, 1974). Chez certains zircons métamictes (hydrozircons), l'eau peut même s'avérer un constituant majeur (Speer, 1982). La substitution OH⁻ pour SiO₄⁻⁴ apparaît mineure, (H₂O) semble plutôt n'être que faiblement retenu dans le minéral métamicté sous forme de OH⁻ ou H₂O (Caruba et autres, 1974; Romans et autres, 1975; Davis et autres, 1982; Köppel et Sommerauer, 1974). La métamictisation constitue vraisemblablement la condition préalable à l'incorporation de H₂O dans le zircon (Görz et White, 1970; Köppel et Sommerauer, 1974).

D.5 LA DISTRIBUTION DES ÉLÉMENTS DANS LE CRISTAL

Les travaux conduits à l'aide de la microsonde (Romans et autres, 1975; Görz et White, 1970; Köppel et Sommerauer, 1974) par spectrométrie de l'ultraviolet et par cathodoluminescence (Fielding, 1970; Romans et autres, 1975; Sommerauer, 1974; Steiger et Wasserberg, 1966) ont démontré, comment les éléments trace (Th, U, Hf, P, Ca, Fe, etc.) ne sont pas répartis uniformément à l'intérieur du cristal; la concentration des éléments varie au sein du cristal, ce qui permet de discriminer des domaines montrant des enrichissements. Ces domaines peuvent constituer des poches réparties irrégulièrement dans le cristal et également des bandes régulières parallèles aux faces de croissance du cristal. Ils correspondent présumément à des zones dans la structure où les substitutions cationiques du Zr^{+4} par (Tr, Th, U, P...), prévalent ou encore à la présence de xénotime (YPO_4) en solution solide (Görz et White, 1970; Romans et autres, 1975; Köppel et Sommerauer, 1974).

Généralement, la concentration des éléments trace s'accroît du coeur vers la périphérie du cristal (Köppel et Sommerauer, 1974). D'après ces auteurs, la susceptibilité magnétique est directement proportionnelle à la concentration en éléments trace du zircon (en substitution de Zr^{+4} et également comme constituants des inclusions tels monazite, xénotime...). Présumément, la présence du fer bivalent peut être reliée au degré de susceptibilité magnétique (Krogh et Davis, 1975). Les conditions ambiantes de température et le taux de refroidissement au cours de la cristallisation des zircons pourraient, à

priori, dicter l'incorporation des éléments trace dans la structure du zircon; soit en substitution cationique, dans le cas d'une cristallisation rapide, ou en ségrégation au sein des phases, xénotime, monazite, si la cristallisation est plus lente (Köppel et Sommerauer, 1974).

D.6 LA MÉTAMICTISATION

Les relations générées par la désintégration radioactive du thorium et de l'uranium s'avèrent présumément le facteur prépondérant à l'origine de la métamictisation (Holland et Gottfried, 1955; Vance et Anderson, 1972; Lipova et autres, 1965; Vance, 1975). Les particules alpha, ainsi que les particules de seconde énergie ("recoil"), entrent en collision avec les atomes du réseau cristallin et déplacent les atomes de leurs sites. Lorsque les dommages des radiations atteignent le stade critique, une instabilité s'instaure dans le réseau qui provient de la création d'un trop grand nombre de sites vacants où les atomes délogés vont occuper les interstices cristallins (Holland et Gottfried, 1955). Selon Köppel et Sommerauer (1974), le phénomène de métamictisation chez le zircon est fonction, non seulement des dommages radioactifs, mais s'avère relié également à un facteur génétique chez le minéral; i.e., la substitution cationique sur les sites Zr^{+4} , Si^{+4} par les éléments trace (Éléments Terres Rares, Hf, U, Th, etc.). D'une part, les larges cations tels Hf^{+4} possèdent une section de capture neutronique (115 barns) élevée comparativement au cation Zr^{+4} (0.18 barn) (Krasnobayev et autres, 1974) et par conséquent seront évictés du site plus aisément. D'autre part, les zones périphériques du zircon, contenant plus d'éléments trace (appendice D) seraient prédisposées au phénomène de métamictisation.

Les effets de la métamictisation sur les propriétés du zircon sont dans un ordre croissant:

- 1- l'absorption de H_2O (ou OH^-);
- 2- indice de réfraction et biréfringence diminuent (figure 23);
- 3- les paramètres du réseau cristallin changent (figure 23);
- 4- la densité diminue;
- 5- dureté diminue;
- 6- degré de thermoluminescence augmente;
- 7- la couleur du cristal s'accroît, l'opacité augmente (Krogh et Davis, 1975);
- 8- la susceptibilité à l'attaque chimique augmente (Krasnobayev et autres, 1974);
- 9- la diffusion intracristalline s'accroît;
- 10- la conductivité thermique, les constantes d'élasticité, l'intensité des spectres d'absorption optique et infrarouge, diminuent ensemble.

On présume, qu'à un stade très avancé du phénomène, les zones très métamictes subissent une recristallisation et se décomposent en un agrégat microcristallin, composé de microcristaux de zircons et de matériel amorphe (ZrO_2+SiO_2) (Vance et Anderson, 1972; Lipova et autres, 1975; Vance, 1975). La rétention des produits radiogéniques (Pb, He, Ra...) lors de cet événement ne serait pas assurée (Gebauer et Grunenfelder, 1979).

D'une manière plus générale, il semble qu'à un stade indéterminé du phénomène, les zones métamictes que renferme le cristal, ne se comportent plus en système fermé à l'égard des produits radiogéniques

(Krogh et Davis, 1975; Gebauer et Grünenfelder, 1979; Sommerauer, 1979; Vance, 1975).

La métamictisation s'avère donc un facteur important dont on doit tenir compte en géochronologie, et le phénomène est en effet à l'origine de plusieurs modèles mis de l'avant afin d'expliquer la discordance des données isotopiques (chapitre 4) du système U-Pb dans les zircons (Krogh et Davis, 1975; Gebauer et Grünenfelder, 1979; Goldich et Mudrey, 1972).

D.7 MORPHOLOGIE DES ZIRCONS

- a) La morphologie cristalline va de prismatique à bipyramidal (figure 26). Typiquement, l'élongation des cristaux varie autour de 2:1. La morphologie, chez les zircons, s'est révélée un outil utile dans l'interprétation pétrogénétique de la roche hôte (Polvervaart, 1956; Pupin et Turco, 1970; Caruba et autres, 1974; Pupin, 1980). Le développement des formes cristallines est directement relié aux conditions physico-chimiques prévalant dans le magma lors de la cristallisation. La morphologie cristalline sera dictée par la vitesse de cristallisation, la température, l'acidité, l'alcalinité et la teneur (figure 26) en eau du magma, la taille des cristaux et enfin la concentration en éléments trace.
- b) Croissance épitaxiale: Les cristaux sont parfois constitués de plusieurs générations de zircons; on arrive quelquefois à distinguer un coeur xéno-cristallin anhédral (arrondi) à euhédral, enrobé d'une enveloppe épitaxiale de croissance ultérieure. Les xéno-cristaux,

qui sont dérivés de l'encaissant, par l'entremise de l'anatexie, ou directement hérités de la source magmatique, vont agir comme nuclei de cristallisation pour les zircons de la génération magmatique. Le coeur xénocristallin se distingue présumément de l'enveloppe externe juvénile, par ses caractères géochimiques et isotopiques; Köppel et Sommerauer (1974) ont relevé des différences marquées dans la concentration des éléments trace entre les composantes xénocristalline et juvénile, l'enveloppe juvénile s'avérant plus riche en ces éléments. Dans l'éventualité où les coeurs hérités sont demeuré fermés à la diffusion des éléments radiogéniques à travers le cristal, ceux-ci révéleront un âge indépendant (âge de la source), distinct de l'âge de l'enveloppe juvénile qui correspond à l'époque de l'incorporation des xénocristaux (Pankhurst et Pidgeon, 1976).

- c) L'étude des morphologies, dans la conduite des travaux de datation, peut amener la discrimination des composantes, si par exemple, il existe des raisons de douter de la cogénéité des zircons, le choix à la main établi sur des critères morphologiques peut s'avérer une méthode efficace afin de contrer un "mixing" des diverses composantes en présence. Les tufs, en particulier constituent une lithologie susceptible de receler plus d'une composante (i.e. plus d'une génération de zircons); ils révèlent à l'occasion des âges ambigus, dont l'interprétation est rendue difficile (Davis et autres, 1980; Nunes et Wood, 1980, Nunes et Thurston, 1980).

L'examen des morphologies permet, à certaines occasions, de relever des critères de sélection, en regard desquels, le choix manuel des

populations est établi; cette approche fut tentée ici, dans le cas des échantillons PT-83-1 et PT-82-14 (chapitre 3).

D.8 STABILITÉ DU ZIRCON

- a) Face aux processus d'intempérisme, le zircon s'avère résistant à l'altération sauf lorsqu'il se trouve en présence d'un environnement très alcalin où il se décompose rapidement. La mobilité des éléments du système isotopique U-Pb pendant l'intempérisme, dans la majorité des cas, se révèle négligeable; le zircon dans ces conditions, se comportant toujours comme un système fermé, à l'égard du plomb en particulier (Gebauer et Grünenfelder, 1979). Les études menées avec les zircons détritiques (Grauert et autres, 1974; Gebauer et Grünenfelder, 1979; Köppel et Sommerauer, 1974) ont révélé l'habilité du minéral à survivre aux cycles d'érosion-transport-diagenèse, et à assurer la rétention du plomb pendant ce processus. L'abrasion des portions métamictes (périphérie) des zircons ainsi que l'élimination préférentielle des zircons les plus métamictes durant les cycles sédimentaires, assure une sélection des cristaux non-métamictes dont l'aptitude à retenir le plomb est supérieure (Köppel et Sommerauer, 1974).
- b) Face au métamorphisme; sous les conditions de métamorphismes régionaux (ou de métamorphisme de contact) de grades élevés, une recristallisation s'effectue, affectant les régions périphériques ou la totalité du cristal; cet événement se traduit par une mobilité

des produits radiogéniques (Poldervaart, 1956; Schidlowski, 1963; Davis et autres, 1980; Köppel et Sommerauer, 1974; Gulson et Krogh, 1975 dans Speer, 1987). Dans le cours des épisodes de métamorphisme de contact, les zircons dans l'auréole de métamorphisme sont susceptibles de connaître, un gain en U et Th et, en contrepartie, une perte en plomb radiogénique, affectant préférentiellement la périphérie des grains (Davis et autres, 1980).

- c) Coefficient de diffusion du plomb: Sous des conditions de température peu élevée (400°C à 600°C) les coefficients de diffusion du plomb dans le zircon, établis expérimentalement par Shestakov (1972) indiquent que la perte en plomb engendrée par ce mécanisme est négligeable. Néanmoins, Pidgeon et autres (1966) ont démontré expérimentalement, la vulnérabilité du zircon métamicté en présence d'une solution hydrothermale; dans une solution de NaCl 2M à des conditions de 1000 bars et de 500°C, le zircon métamicté perd en quelques heures, près de la moitié de son contenu en plomb tandis que l'uranium n'est pas mobile.

APPENDICE ECALCUL DE L'ÂGEE.1 LE PRINCIPE DE LA DILUTION ISOTOPIQUE

Les analyses spectrométriques nous ont permis d'une part de déterminer la composition isotopique du plomb par le biais de l'analyse CI; d'autre part, l'objet de l'analyse DI, est la détermination de la concentration du plomb et de l'uranium dans notre échantillon, par l'application de la technique de dilution isotopique (Moore et autres, dans Faure, 1977). Cette méthode se base sur la détermination de la composition isotopique d'un élément, en l'occurrence le plomb et l'uranium, contenus dans une mixture constituée d'une proportion de traceur et d'inconnu. Le traceur est une solution calibrée, à l'égard d'un élément (Pb et U) dont on a modifié la composition isotopique en l'enrichissant en l'un de ses isotopes. L'inconnu, c'est notre échantillon qui recèle en concentration indéterminée l'élément qui nous intéresse (uranium et plomb) dont on connaît la composition isotopique par le biais d'une analyse séparée individuelle, sans traceur (analyse CI).

Ainsi, lorsque l'on produit une mixture par l'addition d'une quantité connue de traceur et d'une quantité connue d'échantillon en solution, la composition isotopique du mélange obtenu, déterminée à l'aide du spectromètre de masse, est utilisée pour calculer la quantité de plomb et d'uranium dans l'échantillon.

E.2 LES DONNÉES DU CALCUL

Afin d'effectuer le calcul des âges Pb-Pb, U/Pb de l'échantillon, il est nécessaire auparavant de disposer des données suivantes:

- la composition isotopique du plomb de l'échantillon (E), i.e. les valeurs mesurées de l'analyse CI;

(204/206)E

(207/206)E

(208/206)E

- la composition isotopique du plomb et de l'uranium de la solution mixte (M) de traceur et d'échantillon, i.e. les valeurs mesurées de l'analyse DI;

(208/206)M et (238/235)M

- la composition isotopique du plomb du spécimen étalon ou Blanc (B), les valeurs mesurées de l'analyse du blanc;

(206/204)B, (207/204)B, (208/204)B

- ou les valeurs de la composition du plomb commun moderne d'après Stacey et Kramers (1975);
- la composition isotopique du plomb et de l'uranium du traceur, (208/206)T et (238/235)T; dans le cas présent, le traceur utilisé est un traceur mixte enrichi de plomb 208 et d'uranium 235;
- le poids de la solution de traceur ajouté, (PT);
- la concentration en plomb 208 et en uranium 235 dans le traceur, [208], [235];

- la fraction aliquote, AL;
- le poids de l'échantillon de zircon, PZ;
- la quantité de plomb 206 et d'uranium 238 présent dans le spécimen étalon Blanc, 206B, 238B.

E.3 LE CALCUL DE LA CONCENTRATION DU PLOMB ET DE L'URANIUM

Les mesures de la composition isotopique de notre échantillon (analyse CI) doivent subir des corrections, relativement à la quantité de plomb provenant de la contamination des procédures et également, à l'égard du plomb initial incorporé lors de la formation des zircons. Pour ce faire, il est nécessaire tout d'abord de déterminer la quantité totale de plomb présent dans la solution d'échantillon qui a fait l'objet de l'analyse CI.

Le plomb contenu dans la solution mixte diluée au traceur est un mélange (M) de plomb 204, 206, 207 et 208 provenant de deux constituants, le traceur (T) et la solution inconnue d'échantillon (E). Donc, cette relation s'exprime par:

$$\text{équation 1 } (208)M = (208)E + (208)T$$

$$\text{équation 2 } (206)M = (206)E + (206)T$$

ou $(206)M$ est le nombre de moles de plomb 206 dans le mélange.

- On peut démontrer que l'équation 2 est équivalente à:

$$\text{équation 3 } (206)M \times (208/206)M = (206)E \times (208/206)E + (206)T \times (208/206)T$$

ou $(208/206)M$, $(208/206)E$, $(208/206)T$ sont des rapports en moles d'atomes et connus par analyse spectrométrique puisque:

$$208/206 \text{ mesuré au spectromètre} = \frac{\text{nombre d'ions de masse 208}}{\text{nombre d'ions de masse 206}} =$$

$$\frac{\text{nombre de moles d'atome de plomb 208} \times \text{Avogadro}}{\text{nombre de moles d'atome de plomb 206} \times \text{Avogadro}}$$

- Si $(206)T$ est substitué par $(206)M - (206)S$ (équation 2) dans l'équation 3, on obtiens après remaniements:

$$\text{équation 4} \quad \frac{(206)E}{(206)M} = \frac{(208/206)T - (208/206)M}{(208/206)T - (208/206)E}$$

Les valeurs des paramètres du côté droit de l'équation 4 sont connues.

- Considérant les équivalences suivantes:

$$\text{équation 5} \quad (208)E/(206)M = [(206)E/(206)M] \cdot (208/206)E$$

$$\text{équation 6} \quad (208)T/(206)M = (208/206)M - (208)E/(206)M$$

$$\text{équation 7, on pose} \quad \frac{(206)E}{(208)T} = \frac{(206)S/(206)M}{(208)T/(206)M}$$

où les exprimants de droite sont résolus avec 4, 5 et 6

$$\text{alors} \quad (206)E = \frac{(206)S/(206)M}{(208)T/(206)M} = (208)T$$

$$\text{où} \quad (208)T = [208]T \times \frac{\text{Poids de la solution de traceur}}{207.98}$$

$(206)E$ est alors divisé par la fraction aliquote pour obtenir la quantité totale de plomb 206 dans l'échantillon (la somme des fractions aliquote = CI + DI).

$$\text{équation 8 donc} \quad (206)Et = \frac{(206)S/(206)M}{(208)T/(206)M} \times [208]T \cdot \frac{\text{Poids T}}{207.98} \cdot \frac{1}{AL}$$

Le même calcul doit s'effectuer pour l'uranium afin de déterminer la quantité de cet élément dans l'échantillon.

E.4 CORRECTIONS DES RAPPORTS ISOTOPIQUES

Le plomb dans notre échantillon s'avère une mixture de trois composantes dont les provenances sont constituées par le plomb initial (I), le plomb radiogénique (R) et le plomb contaminant (B). Conséquemment, la valeur mesurée lors de l'analyse CI doit être corrigée relativement à l'apport du plomb commun et du contaminant. À cette fin, on peut choisir de procéder en décomposant les rapports isotopiques des analyses CI, qui sont alors réduits en la sommation des diverses composantes constituantes.

Les données analytiques de la fraction 16 0° magnétique présentées au tableau 14 vont servir à étayer un exemple. Pour chaque isotope:

$$204E = 204I + 204B \text{ où } 204R = 0$$

$$206E = 206I + 206B + 206R$$

$$207E = 207I + 207B + 207R$$

$$208E = 208I + 208B + 208R$$

où 206E constituera notre index isotopique, i.e. $206E = 1$.

1) La réduction des composantes du plomb total s'établit ainsi:

	204	206	207	208
échantillon (CI)	0.002498	1.000000	0.200720	0.255340
Blanc (B)	<u>0.000220</u>	<u>0.004118</u>	<u>0.003454</u>	<u>0.008467</u>
échantillon corrigé pour le blanc(2)	0.002278	0.995882	0.197266	0.246873
plomb commun (I) (3)	<u>0.002278</u>	<u>0.031065</u>	<u>0.033463</u>	<u>0.076007</u>
échantillon corrigé pour (I) et (B), (R) = plomb radiogénique(4)	0.000000	0.964817	0.163803	0.170866

2) La fraction du plomb de l'échantillon en provenance du contaminant peut s'établir:

$$(206)B/(206)E =$$

$$\frac{206 \text{ Blanc}}{206 \text{ total}} = \frac{0.50000 \text{ g}}{0.12011 \text{ g}} = \frac{2.4200 \times 10^{-6} \text{ micromoles}}{5.8757 \times 10^{-4} \text{ micromoles}} = 0.004118$$

où le plomb 206 total est obtenu en résolvant l'équation 8

$$\text{et } (204)B/(206)E = (204/206)B \times (206)B/(206)E$$

$$\text{d'où } (204)B/(206)E = \frac{1}{18.67} \times 0.004118$$

$$(204)B/(206)E = 0.000220$$

$$(207)B/(206)E = (207/206)B \times (206)B/(206)E = 0.003454$$

$$(208)B/(206)E = (208/206)B \times (206)B/(206)E = 0.008467$$

3) La composition isotopique du plomb corrigé pour la contamination est:

$$204/206 \text{ corrigé} = \frac{(204/206)E - (204)B/(206)E}{1 - (206)B/(206)E} = \frac{0.002498 - 0.000220}{1.000000 - 0.004118} =$$

$$\frac{0.002278}{0.995882} = 0.002287$$

$$\text{de même } 207/206 \text{ corrigé} = \frac{0.197266}{0.995882} = 0.198082$$

$$208/206 \text{ corrigé} = \frac{0.246873}{0.995882} = 0.24789$$

Maintenant, l'on désire apporter la correction relativement au plomb commun (3).

Le plomb 204 résiduel qui subsiste de la correction à l'égard du contaminant s'avère du plomb initial; les fractions du plomb 206, 207 et 208 d'origine "initial" sont établies ainsi:

$$\begin{aligned} (206)I/(206)E &= (206/204)I \times (204)I/(206)E \\ &= 13.637000 \times 0.002278 \\ &= 0.031065 \end{aligned}$$

$$(207)I/(206)E = 14.690 \times 0.002278 = 0.033463$$

$$(208)I/(206)E = 33.366 \times 0.002278 = 0.076007$$

4) Il ne reste qu'à retrancher les fractions de plomb initial et l'on obtient par la suite les valeurs des rapports isotopiques corrigées:

$$(207/206)R = \frac{(207)R/(206)E}{(206)R/(206)E} = \frac{0.163803}{0.964817} = 0.169776$$

$$(208/206)R = \frac{0.170866}{0.964817} = 0.17710$$

N.B. Il existe de légers écarts entre les valeurs ci-dessus et les résultats obtenus du programme de réduction des données (Van Schmus, zircon U-Pb Data Reduction) qui proviennent présument du contrôle exercé sur le nombre de décimales employées durant les opérations.

E.5 LE CALCUL DES ÂGES

Le rapport du plomb radiogénique $(207/206)R$, obtenu après corrections (D.4), détermine directement l'âge Pb-Pb (chapitre 4). Celui-ci est calculé à l'aide d'une routine dans le programme "Réduction des données U-Pb" qui effectue une série d'itérations jusqu'à l'obtention d'une approximation précise à 0.001.

- Les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont en moles d'atomes et le nombre de moles de ^{206}Pb radiogénique est obtenu à partir de:

$$(206)R = (206 R + I + B)_{\text{moles}} \times (206)R/(206)E$$

où $(206 R + I + B)$ a été établi à l'aide de l'équation 8

$$(206)R = 5.880 \times 10^{-4} \text{ micromoles} \times 0.964817 = 0.567 \text{ nanomoles}$$

- Le nombre de moles de ^{238}U s'obtient de la quantité totale d'uranium (tableau 14):

$$317.228 \text{ ng} = 317.73 \text{ ng (U total)} - 0.00158 \times 317.73 \text{ ng (Blanc)}$$

dont 1.321 nanomole d'uranium 238

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0.567 \text{ nmoles} / 1.321 \text{ nmoles} = 0.42922$$

$$\text{De même } (207)\text{R} = (206 \text{ R} + \text{I} + \text{B})_{\text{moles}} \times (207)\text{R} / (206)\text{E}$$

$$= 0.588 \text{ nanomoles} \quad \times \quad 0.163803$$

$$= 0.963 \text{ nanomoles}$$

$$\text{et } \frac{317.228 \text{ ng U} \times 0.0071}{235.05 \text{ gr/moles}} = 0.00958 \text{ nanomoles}$$

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 0.097 \text{ nanomoles} / 0.0097 \text{ nanomoles} = 10.052$$

- Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont alors obtenus des équations:

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} = e^{\lambda_2 t} - 1 \quad \text{et} \quad \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}} = e^{\lambda_1 t} - 1$$

$$\text{ou } \lambda_1 = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ (Steiger et Jaeger, 1977)}$$

$$\lambda_2 = 9.8485 \times 10^{-10}$$

$$t(207/235) = \ln \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}} + 1 \right) / 9.8485 \times 10^{-10}$$

$$= 2439.5 \times 10^6 \text{ années}$$

$$t(206/238) = 2302.2 \times 10^6 \text{ années}$$

Les valeurs des rapports atomiques, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ reportées sur le diagramme Concordia (chapitre 4), constituent les coordonnées d'un répertoire de données d'où l'on tire Discordia et les âges Concordia. La régression des données a été réalisée avec le programme "Least Squares Cubic" de York (1969). Le calcul des âges U-Pb a été établi à l'aide d'une version du programme "U-Pb ages program" de Van Schmus (U.N.P.L.).

APPENDICE F

TABLEAUX, FIGURES ET PHOTOGRAPHIES

TABLEAU 1: RECUEIL DE QUELQUES ÂGES RADIOMÉTRIQUES DE LA PROVINCE DU SUPÉRIEUR

	LOCALISATION	LITHOLOGIE	MÉTHODE	ÂGE (m.a.)	RÉFÉRENCE
	<u>VOLCANITES</u>				
1	région de Favourable Lake	V*	U-Pb zircon	2950	(1)
2	région de Rainy Lake	V	U-Pb zircon	2750	(2)
3	région de Sturgeon Lake	V	U-Pb zircon	2750 ?	(1)
	<u>Ceinture Savant Lake-Crow Lake</u>				
4	Groupe de South Sturgeon Lake	tuf felsique	U-Pb zircon	2727.9 ± 2.7	(3)
5	Groupe de Handy Lake	tuf dacitique	U-Pb zircon	2745.2 ± 1.8	(3)
6	Groupe de Handy Lake	tuf dacitique	U-Pb zircon	2732.7 ± 1.7	(3)
7	Fm. de Wabigoon	rhyolite	U-Pb zircon	2734.8 ± 3.1	(4)
8	Fm. de Wabigoon	dacite	U-Pb zircon	2742.8 ± 1.2	(4)
8	Fm. de Wabigoon	V	U-Pb zircon	2776 ?	(4)
9	Fm. du Lac Boyer	tuf rhyolitique	U-Pb zircon	2702.9 ± 4.6	(4)
10	Fm. du lac Boyer	V	Pb/Pb	2704	(4)
11	volcanites de Wapageisi	V	Pb/Pb	(2755)	(4)
	<u>Ceinture Uchi-Confederation Lake</u>				
12	région de Uchi Lake, cycle I	tuf rhyolitique	U/Pb	2958.6 ± 1.7	(5, 6)
13	région de Uchi Lake, cycle II	rhyolite	U/Pb	2794 ± 6	(5, 6)
14	région de Uchi Lake, cycle III	rhyolite	U/Pb	2738 ± 5	(5, 6)
15	région de Uchi Lake	V	U/Pb	2800	(2)
	<u>Ceinture North Spirit Lake</u>				
16	séquence inférieure	tuf	U/Pb	3013 ± 10	(7)
17	séquence supérieure (porphyre Bijou Point)	porphyre dioritique (subvolcanique)	U/Pb	2730 ± 6	(7)

	LOCALISATION	LITHOLOGIE	MÉTHODE	ÂGE (m.a.)	RÉFÉRENCE
	<u>Ceinture Oxford Lake - Knee Lake - Gods Lake</u>				
18	Groupe de Hayes River	tuf rhyolitique	Rb/Sr	2680 ± 125	(8)
	Groupe de Hayes River	dacite	U/Pb	2700	(9)
	région de Stevenson Lake	amphibolite	U/Pb	2895 ± 25	(9)
	région de Stevenson Lake	amphibolite	Rb/Sr hornblende	3188 ± 68	(9)
	<u>Ceinture d'Abitibi Région de Timmins-Matachewan</u>				
19	Supergroupe Inférieur	tuf dacitique	U/Pb	2725 ± 2	(10)
20	Supergroupe Supérieur	rhyolite	U/Pb	2703 ± 2	(10)
21	rhyolite de Kidd Creek	rhyolite	Pb/Pb	2708 ± 1	(10)
	<u>Région de Kirkland Lake</u>				
22	Groupe de Blake River (niveau supérieur)	rhyolite + porphyre	U/Pb	2703 ± 2	(11)
23	Groupe de Hunter Mine (niveau inférieur)	dacite	Pb/Pb	2710 ± 2	(11)
24	région de Noranda	V	U/Pb	2755 ?	(2)
25	canton de Munro	komatiites	Nd/Sm	2765 ± 47	(12)
26	canton de Munro	komatiites	Nd/Sm		(13)
	<u>Ceinture Michipicoten Région de Wawa</u>				
27	niveau inférieur	tuf dacitique	U/Pb	2749 ± 2	(14)
	niveau inférieur	tuf	U/Pb	2744 ± 10	(14)
	niveau inférieur	tuf	Rb/Sr	2530 ± 90	(14)
	niveau inférieur	tuf	Rb/Sr	2285 ± 70	(14)
	niveau inférieur	tuf	Rb/Sr	2680 ± 490	(14)

	LOCALISATION	LITHOLOGIE	MÉTHODE	ÂGE (m.a.)	RÉFÉRENCE
28	niveau supérieur niveau supérieur	tuf tuf	U/Pb Rb/Sr	2696 ± 2 2560	(14) (14)
	<u>Ceinture Gamitagama</u>				
29	région de Red Rock Lake	rhyodacite	U/Pb	2713.2 ± ^{2.6} / _{1.9}	(15)
	<u>Ceinture d'Abitibi</u>				
30	région de Chibougamau (Groupe de Roy)	V	Rb/Sr	2206 ± 85	(16)
	<u>ROCHES INTRUSIVES</u>				
	<u>Sous-province de English River</u>				
50	région du lac Seul	gneiss tonalitique	U/Pb microsonde	3.3 ± 0.1	(17)
51	région du lac Seul	gneiss tonalitique	U/Pb	3040 ± 40	(18, 19)
51	région du lac Seul	gneiss tonalitique	Rb/Sr	2780 ± 90	(20)
52	région du lac Seul	pegmatite	Rb/Sr	2681 ± 20	(19)
52	région du lac Seul	pegmatite	Rb/Sr	2560 ± 40	(19)
53	région du lac Seul	tonalite	Rb/Sr	2660 ± 20	(19)
54	pluton Sen Bay	tonalite	Rb/Sr	2865 ± 115	(20)
	<u>Région Savant Lake - Crow Lake</u>				
55	South Sturgeon Lake	trondhjémite	U/Pb	2733.8 ± ^{1.4} / _{1.3}	(3)
56	South Sturgeon Lake	pluton gabbro	U/Pb	2732.7 ± ^{3.6} / _{4.0}	(3)
57	région de Rice Lake	gneiss quartzo-feldspath.	U/Pb	2900 ± 10	(21)
57	berges du lac Winnipeg	gneiss quartzo-feldspath.	U/Pb	2900 ± 10	(21)
57	berges du lac Winnipeg	gneiss quartzo-feldspath.	U/Pb	2690 ± 10	(21)
57	berges du lac Winnipeg	gneiss métatonalitique	U/Pb	3000 ± 10	(21)
58	berges du lac Winnipeg	granodiorites	U/Pb	2715 ± 10	(21)

	LOCALISATION	LITHOLOGIE	MÉTHODE	ÂGE (m.a.)	RÉFÉRENCE
59	batholite Atikwa - région de Wabigoon Lake	trondhjémite	U/Pb	2732.2 ± 29	(4)
60	batholite Atikwa - région de Wabigoon Lake	trondhjémite	U/Pb	2731.8 ± $\begin{smallmatrix} 1.6 \\ 1.3 \end{smallmatrix}$	(4)
61	pluton lac Boyer	monzonite	U/Pb	2698.0 ± $\begin{smallmatrix} 0.6 \\ 2.4 \end{smallmatrix}$	(4)
62	Kakagi Lake	phase gabbroïque (sill ultramafique)	U/Pb	2739	(4)
63	pluton Phinney-Dash	phase gabbroïque	U/Pb	2732.1 ± 2.3	(4)
64	batholithe Sabaskong	phase trondhjémite	U/Pb	2752	(4)
65	pluton Stephen Lake	G	Rb/Sr	2534 ± 96	(22)
66	région de Red Lake	G	Rb/Sr	2450 ± 100	(23)
67	région de North Spirit Lake	pluton diorite	U/Pb	2768 ± 17	(7)
68	région de North Spirit Lake	claste de granitoïde-conglomérat basal	U/Pb	2975	(7)
	<u>Région de Uchi Lake - Confederation Lake</u>				
69	pluton Okanse Lake	tonalite	U/Pb	2729.6 ± 1.3	(7)
70	pluton Okanse Lake	granodiorite	U/Pb	2937 ± 5	(7)
71	région de Pikwitonei	gneiss	Rb/Sr	2741 ± 72	(38)
	<u>Région de Oxford Lake - Knee Lake - Cross Lake</u>				
72	pluton Magill Lake	granite	Rb/Sr	2455 ± 35	(8)
72	pluton Bayly Lake	granodiorite	Rb/Sr.	2424 ± 74	(8)
72	pluton Bayly Lake	tonalite	U/Pb	2712 ± 5	(9)
73	région de Island Lake-Stevenson Lake	granodiorite	U/Pb	2757 ± 7	(9)
73	région de Island Lake-Stevenson Lake	tonalite	U/Pb	2765 ± 18	(9)
73	région de Island Lake-Stevenson Lake	orthogneiss	U/Pb	2804 ± 14	(9)
73	région de Island Lake-Stevenson Lake	tonalite	Pb/Pb	2703	(9)
74	gneiss de Morton	gneiss	U/Pb	(3.55)	(24)
75	région de Watersmeet	gneiss	Pb/Pb	(3.4)	(25)

	LOCALISATION	LITHOLOGIE	MÉTHODE	ÂGE (m. a.)	RÉFÉRENCE
76	région de Watersmeet	gneiss	Rb/Sr	(2.75)	(25)
77	région de Wawa	granites	U/Pb	2737 ± 6	(15)
78	région de Wawa	granodiorite	U/Pb	2677 ± $\frac{2.5}{5}$	(26)
79	région de Wawa	gneiss	U/Pb	2707	(26)
80	pluton Hawk Lake (région de Wawa)	granite	U/Pb	2747 ± 7	(15)
80	pluton Hawk Lake (région de Wawa)	granite	Rb/Sr	2550 ± 175	(15)
81	région de Gamitagama				
82	complexe Gamitagama Lake	granites	U/Pb	2667.8 ± 2.0	(16)
	complexe Gamitagama Lake	granodiorite	U/Pb	2668.3 ± 2.3	(16)
83	---	migmatite	U/Pb	2615 ± 10	(16)
84	---	trondhjémite	U/Pb	2755 ± 10	(1)
	<u>Zone structurale de Kapuskasing</u> (région de Chapleau-Foleyet)				
85	pluton Ivanhoe Lake	granodiorite	U/Pb	2680 ± $\frac{3.2}{2.7}$	(26)
86	pluton Shawner	anorthosite	U/Pb	2765	(26)
87	---	gneiss	U/Pb	2650 ± 2	(26)
88	---	gneiss	U/Pb	2627 ± $\frac{5}{3}$	(26)
89	---	gneiss	U/Pb	2698 ± 1.6	(27)
89	---	gneiss	Rb/Sr	(2.71 ± 0.05)	(27)
	<u>Ceinture d'Abitibi</u>				
90	batholite Round Lake	granite	Rb/Sr	2390 ± 80	(23)
91	pluton Dufault	granodiorite	Pb/Pb isochrone	2706 ± 86	(28)
91	pluton Dufault	granodiorite	Pb/Pb	2701	(21)
92	région de Noranda ?	granodiorite	U/Pb	2709	(21)
94	batholite Preissac-Lacorne	adamellite	U/Pb	2695 ± $\frac{6.5}{2.5}$	(29)
	batholite Preissac-Lacorne	adamellite	Pb/Pb isochrone	2697 ± $\frac{4.0}{3}$	(28)
96	pluton Barlow	G	Pb/Pb isochrone	2697 ±	(28)
97	pluton Waswanipi	G	Pb/Pb isochrone	2616 ± 19	(28)
98	pluton Renault	G	Pb/Pb isochrone	2718 ± 12	(28)

LOCALISATION		LITHOLOGIE	MÉTHODE	ÂGE (m.a.)	RÉFÉRENCE
99	pluton Opémisca	granodiorite	Pb/Pb isochrone	2695 ± 8	(28)
100	pluton de Chibougamau	tonalite-diorite	U/Pb	2735 ± 30	(12)
101	pluton de Chibougamau	tonalite-diorite	Rb/Sr	2730 ± 100	(30)
101	pluton de Chibougamau	tonalite-diorite	U/Pb	2717 ± 2	(37)
93	front du Grenville - région du lac Témagami	granite	U/Pb	2689 ± 12	(29)
95	front du Grenville	gneiss tonalitique	Pb/Pb	3000	(31)
102	ceinture Opatica	gneiss	Ar ⁴⁰ /Ar ³⁹ hornblende	2801 ± 40	(32)
103	région de la rivière Eastmain - Massif Duxbury	gneiss tonalitique	U/Pb	2728 ± 3.0	(33)
		gneiss tonalitique	U/Pb	3060 ± 250	(34)
		tonalite	U/Pb	2708 ± 13	(31)
		tonalite	U/Pb	2709 ± 2.1	(33)
		tonalite	U/Pb	2500 ± 85	(34)
<u>GISEMENTS DE SULFURES</u>					
	mine Kidd Creek		Pb/Pb isochrone	2634 ± $\frac{59}{63}$	(35)
	Manitou wadge		Pb/Pb isochrone	(2.71)	(36)

*V, G: volcanite, granitoide indifférencié

- | | | |
|----------------------------------|---------------------------------|--|
| (1) Krogh et Davis (1971) | (13) Machado (comm. pers.) | (25) Peterman et autres (1978) |
| (2) Hart et Davis (1969) | (14) Turek et Van Schmus (1982) | (26) Percival et Krogh (1983) |
| (3) Davis et Trowell (1981) | (15) Krogh et Turek (1981) | (27) Hurst et Farhat (1977) |
| (4) Davis et autres (1981) | (16) Jones et autres (1974) | (28) Gariépy (1983) |
| (5) Nunes et Thurston (1978) | (17) Hinton et Long (1979) | (29) Steiger et Wasserburg (1969) |
| (6) Nunes et Thurston (1980) | (18) Krogh et autres (1975) | (30) Brooks (1979) |
| (7) Nunes et Wood (1978) | (19) Krogh et autres (1976) | (31) Frith et Doig (1975) |
| (8) Clark et Cheung (1980) | (20) Wooden et Goodwin (1980) | (32) Dallmeyer (1974) |
| (9) Ermanovics et Wanless (1983) | (21) Krogh et autres (1974) | (33) Gauthier (1981) |
| (10) Nunes et Pyke (1980) | (22) Wolff et Crocket (1979) | (34) Verpaelst et autres (1980) |
| (11) Nunes et Jensen (1981) | (23) Prudy et York (1968) | (35) Bugnon (1981) |
| (12) Zindler et autres (1978) | (24) Goldich et autres (1970) | (36) Tilton et Steiger (1969) |
| | | (37) Krogh (198?), Thorpe (com. personnelle) |
| | | (38) Gauthier (1981, Thèse M.Sc.) |

Tableau 2

ANALYSE DES ÉCHANTILLONS PT-83-1, PT-83-2, PT-82-16
 POUR LES ÉLÉMENTS TRACE ET LES ÉLÉMENTS MAJEURS*

oxydes	PT-83-1	PT-83-2	PT-82-16
SiO ₂	66.57	63.64	71.6
Al ₂ O ₃	15.23	15.12	14.4
Fe ₂ O ₃	1.29	1.02	0.92
FeO	4.00	3.98	0.96
MgO	3.55	2.96	0.71
CaO	4.09	3.39	2.00
Na ₂ O	4.21	5.60	4.35
K ₂ O	0.16	0.32	3.18
TiO ₂	0.61	0.63	0.25
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.06
S	0.03	0.00	0.01
PAF	2.44	3.27	0.70
Cu	6	—	1
Rb	9	—	62
Sr	230	—	350
Zr	150	—	150
Y	11	—	7

* L'analyse de PT-82-14 pour les éléments majeurs et en trace n'est pas disponible.

Tableau 5

RESULTATS ANALYTIQUES DE PT-82-14

FRACTION 1	ABONDANCE (10 ⁻¹² mole)		RAPPORT*	RAPPORT ATOMIQUE**				AGE (GA)***		
	U	Pb		206Pb/204Pb	207Pb/206Pb	208Pb/206Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U
# 1 (monozircon) +200 mesh	0.65	0.59	46	0.22310	0.25941	0.5827	17.92	2.960	2.986	3.003
# 2 (monozircon) +200 mesh	1.39	0.99	99	0.19446	0.21977	0.5109	13.70	2.650	2.729	2.780
# 3 (population) -200 mesh	9.74	7.10	479	0.19489	0.29055	0.4846	13.02	2.547	2.681	2.784
# 4 (population) -200 mesh	1.33	1.03	52	0.19943	0.23529	0.5434	14.94	2.798	2.812	2.822

* Rapport mesuré

** Corrigé pour le blanc et le plomb initial (Pb²⁰⁴)

*** En milliards d'années

Tableau 6

RESULTATS ANALYTIQUES DE PT-82-16

FRACTION ¹	Pds mg	U ppm	Pb ppm	RAPPORT* 206Pb/207Pb	RAPPORT ATOMIQUE**				AGE (GA)***		
					207Pb/206Pb	208Pb/206Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
0° non-magnétique +200 mesh	3.56	73.4	45.7	1.531	0.18644	0.19765	0.5182	12.9093	2.692	2.673	2.659
0° magnétique +200 mesh	6.55	61.6	35.6	1.427	0.18626	0.19173	0.4830	11.9588	2.540	2.601	2.649
1° magnétique +200 mesh	2.79	115.2	63.6	402	0.19808	0.24790	0.4293	10.0495	2.303	2.439	2.556
1° magnétique p.t.* +200 mesh	3.18	460.9	196.4	560	0.16595	0.20518	0.3517	6.9440	1.943	2.104	2.266

Tableau 7

RESULTATS ANALYTIQUES DE PT-82-21

FRACTION ¹	Pds ng	U ppm	Pb ppm	RAPPORT* 206Pb/204Pb	RAPPORT ATOMIQUE**				AGE (GA)***		
					207Pb/206Pb	208Pb/206Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/232U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
0° magnétique +200 mesh	6.44	254	124	4.762	0.17420	0.13634	0.4276	10.1505	2.255	2.449	2.579
(1°+2°+3°) magnétique	8.26	638	257	2.786	0.15994	0.13123	0.3606	7.7371	1.785	2.201	2.405
(5° + 6°) magnétique	4.06	1076	384	2.155	0.15213	0.13220	0.3211	6.4736	1.795	2.042	2.302

Tableau 8

RESULTATS ANALYTIQUES DE PT-82-4

FRACTION 1	Pb	U	Pb	RAPPORT* 206Pb/204Pb	RAPPORT ATOMIQUE**				AGE (CA)***		
	mg	ppm	ppm		207Pb/206Pb	208Pb/206Pb	206Pb/238U	207Pb/235U	206Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
(60 + 70) magnétique +325 mesh	3.25	2.4	150	1.053	0.13682	0.13514	0.45%	11.1265	2.433	2.534	2.616
(60 + 70) magnétique -325 mesh	3.54	147	77.4	1.332	0.18431	0.12894	0.4609	11.1758	2.444	2.538	2.615

Tableau 11

RAYONS IONIQUES (EN ANGSTROMS) DES ÉLÉMENTS EN SUBSTITUTION
DU ZIRCONIUM (SITE A) ET DU SILICIUM (SITE B) DANS LA
STRUCTURE DU ZIRCON (TIRÉ DE SPEER, 1982)

<u>A</u>	<u>Rayon</u>	<u>A</u>	<u>Rayon</u>	<u>B</u>	<u>Rayon</u>
Zr ⁺⁴	0.84	Pb ⁺²	1.29	Si ⁺⁴	0.26
Hf ⁺⁴	0.83	Pb ⁺⁴	0.94	Al ⁺³	0.39
Y ⁺³	1.02	Ca ⁺²	1.12	P ⁺⁵	0.17
U ⁺³	1.05	Fe ⁺³	0.78	S ⁺⁶	0.12
Th ⁺⁴	1.16	Fe ⁺²	0.92		
La ⁺³	1.27	Na ⁺¹	1.18		
TERRES RARES		K ⁺¹	1.51		
		Ti ⁺⁴	0.74		
		Nb ⁺⁵	0.74		
Lu ⁺³	0.98	Ta ⁺⁵	0.74		

Tableau 12

SOMMAIRE DES DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-16

(1° mag. + 200 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 2.79 mg Aliquot = 0.4081 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.2171 mg

Pb initial 6/4 = 13.637 7/4 = 14.690 8/4 = 33.366

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0024980 7/6 = 0.200720 8/6 = 0.25534
Pb ID 8/6 = 13.2792
U ID 8/5 = 0.0285

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.002498	0.200720	0.25534
Composition du Pb corrigé	0.002287	0.198082	0.24790
Rapports du plomb radiogénique		0.169781	0.17711

âge (Pb/Pb = 2555.5 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.42929 age = 2302.5 m.a.
Pb-297/U-235 = 10.04951 age = 2439.3 m.a.

U total = 115.2 ppm (317.73 ng; blanc = 0.158%)
Pb total = 63.6 ppm (175.60 ng; blanc = 8.8% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)	
115.2	63.6	0.002498	0.20072	0.25534	0.4293	10.0495	0.16978
3.7		0.002287	0.19808	0.24790	2302.5	2439.3	2555.5

Tableau 13

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-16

(1° mag. P.Z. + 200 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 3.2 mg Aliquot = 0.3500 Poids/traceur (Ku-2c) = 0.8764 mg
 Pb initial 6/4 = 13.637 7/4 = 14.690 8/4 = 33.366
 Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390
 Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng
 Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0018430 7/6 = 0.166690 8/6 = 0.20722
 Pb ID 8/6 = 3.1330
 U ID 8/5 = 0.1323

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.001843	0.166690	0.20722
Composition du Pb corrigé	0.001786	0.165950	0.20518
Rapports du plomb radiogénique		0.143200	0.14923

âge (Pb/Pb = 2266.4 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.35170 age = 1942.7 m.a.
 Pb-297/U-235 = 6.94405 age = 2104.3 m.a.

U total = 460.93 ppm (1465.75 ng; blanc = 0.034%)
 Pb total = 196.40 ppm (624.54 ng; blanc = 3.2% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)	(age)
460.9	196.4	0.001843	0.16669	0.20722	0.3517	6.9440	0.14320
3.2		0.001786	0.16595	0.20518	1942.7	2104.3	2266.4

Tableau 14

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-16

(0° mag. + 200 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 6.6 mg Aliquot = 0.3676 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.1717 mg

Pb initial 6/4 = 13.865 7/4 = 14.785 8/4 = 33.574

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0007010 7/6 = 0.188190 8/6 = 0.19724

Pb ID 8/6 = 10.1854

U ID 8/5 = 0.0329

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000701	0.188190	0.19724
Composition du Pb corrigé	0.000544	0.186263	0.19173
Rapports du plomb radiogénique		0.179569	0.17477

âge (Pb/Pb = 2648.8 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.48301 ase = 2540.4 m.a.

Pb-297/U-235 = 11.85879 ase = 2601.2 m.a.

U total = 61.64 ppm (403.77 ng; blanc = 0.125%)

Pb total = 35.61 ppm (233.22 ng; blanc = 22.6% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)
61.6	35.6	0.000701	0.18819	0.19724	0.4830	11.9588	0.17957
6.6		0.000544	0.18626	0.19173	2540.4	2601.2	2648.8

Tableau 15

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-16

(0° non-mag. + 200 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 3.6 mg Aliquot = 0.2900 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.2855 mg

Pb initial 6/4 = 13.865 7/4 = 14.785 8/4 = 33.574

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0007680 7/6 = 0.189470 8/6 = 0.20612

Pb ID 8/6 = 20.1857

U ID 8/5 = 0.0182

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000768	0.189470	0.20612
Composition du Pb corrigé	0.000543	0.186698	0.19822
Rapports du plomb radiogénique		0.180030	0.18137

âge (Pb/Pb = 2653.1 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.51748 age = 2688.5 m.a.

Pb-297/U-235 = 12.84526 age = 2668.4 m.a.

U total = 73.43 ppm (261.42 ng; blanc = 0.192%)

Pb total = 45.67 ppm (162.59 ng; blanc = 29.7% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)	(age)
73.4	45.7	0.000768	0.18947	0.20612	0.5175	12.8453	0.18003
3.6		0.000543	0.18670	0.19822	2688.5	2668.4	2653.1

Tableau 16

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-21

(0° mag. + 200 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 6.44 mg Aliquot = 0.3447 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.0452 mg

Pb initial 6/4 = 13.637 7/4 = 14.690 8/4 = 33.366

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0002100 7/6 = 0.174750 8/6 = 0.13792

Pb ID 8/6 = 2.7808

U ID 8/5 = 0.1236

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000210	0.174750	0.13792
Composition du Pb corrigé	0.000166	0.174205	0.13634
Rapports du plomb radiogénique		0.172153	0.13110

âge (Pb/Pb = 2578.7 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.42763 age = 2295.0 m.a.

Pb-297/U-235 = 10.15049 age = 2448.6 m.a.

U total = 253.6 ppm (1653.16 ng; blanc = 0.030%)

Pb total = 124.1 ppm (799.27 ng; blanc = 20.9% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)	(age)
253.6	124.1	0.000210	0.17475	0.13792	0.4276	10.1505	0.17215
6.44		0.000166	0.17420	0.13634	2295.0	2448.6	2578.7

Tableau 17

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-21

(1° + 2° + 3° mag.)

Données du calcul

Poids/éch. = 8.3 mg Aliquot = 0.3599 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.1664 mg

Pb initial 6/4 = 13.637 7/4 = 14.690 8/4 = 33.366

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0003590 7/6 = 0.160150 8/6 = 0.13182

Pb ID 8/6 = 1.1780

U ID 8/5 = 0.3584

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000359	0.160150	0.13182
Composition du Pb corrigé	0.000343	0.159944	0.13123
Rapports du plomb radiogénique		0.155635	0.12036

âge (Pb/Pb = 2408.8 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.36055 age = 1984.8 m.a.

Pb-297/U-235 = 7.73707 age = 2200.9 m.a.

U total = 638.26 ppm (5284.79 ng; blanc = 0.010%)

Pb total = 256.97 ppm (2127.75 ng; blanc = 4.5% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)	(age)
638.3	257.0	0.000359	0.16015	0.13182	0.3606	7.7371	0.15564
8.34		0.000343	0.15994	0.13123	1984.8	2200.9	2408.8

Tableau 18

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-21

(5° + 6° mag.)

Données du calcul

Poids/éch. = 4.1 mg Aliquot = 0.3709 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.1553 mg

Pb initial 6/4 = 13.637 7/4 = 14.690 8/4 = 33.366

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0004640 7/6 = 0.152130 8/6 = 0.13220

Pb ID 8/6 = 1.4958

U ID 8/5 = 0.3091

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000464	0.152130	0.13220
Composition du Pb corrigé	0.000442	0.151847	0.13141
Rapports du plomb radiogénique		0.146234	0.11736

âge (Pb/Pb = 2302.3 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.32107

age = 1795.0 m.a.

Pb-297/U-235 = 6.47363

age = 2042.3 m.a.

U total = 1076.26 ppm (4369.63 ng; blanc = 0.012%)

Pb total = 384.05 ppm (1559.23 ng; blanc = 4.8% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)	
	384.0	0.000464	0.15213	0.13220	0.3211	6.4736	0.14623
4.1		0.000442	0.15185	0.13141	1795.0	2042.3	2302.3

Tableau 19

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-4

(6° + 7° mag. - 325 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 3.56 mg Aliquot = 0.2662 Poids/traceur (Ku-2c) = 0.8203 mg

Pb initial 6/4 = 13.865 7/4 = 14.785 8/4 = 33.574

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0007510 7/6 = 0.185180 8/6 = 0.13150

Pb ID 8/6 = 4.4735

U ID 8/5 = 0.0716

Sommaire des résultats

	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000751	0.185180	0.13150
Composition du Pb corrigé	0.000681	0.184311	0.12894
Rapports du plomb radiogénique		0.175906	0.10710

âge (Pb/Pb = 2614.6 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.46091

age = 2443.6 m.a.

Pb-297/U-235 = 11.17882

age = 2538.2 m.a.

U total = 147.08 ppm (941.33 ng; blanc = 0.053%)

Pb total = 77.39 ppm (495.28 ng; blanc = 9.5% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)
147.1	77.4	0.000751	0.18518	0.13150	0.4609	11.1788	0.17591
3.56		0.000681	0.18431	0.12984	2443.6	2538.2	2614.6

Tableau 20

SOMMAIRE DE DONNÉES ANALYTIQUES POUR PT-82-4

(6° + 7° mag. + 325 mesh)

Données du calcul

Poids/éch. = 3.3 mg Aliquot = 0.3820 Poids/traceur (Ku-2c) = 1.0771 mg

Pb initial 6/4 = 13.865 7/4 = 14.785 8/4 = 33.574

Pb Blanc 6/4 = 18.670 7/4 = 15.660 8/4 = 38.390

Blanc: Pb-206 = 0.500 ng U-238 = 0.500 ng

Valeurs mesurées Pb IC 4/6 = 0.0009500 7/6 = 0.187760 8/6 = 0.13774

Pb ID 8/6 = 4.1917

U ID 8/5 = 0.0765

Sommaire des résultats

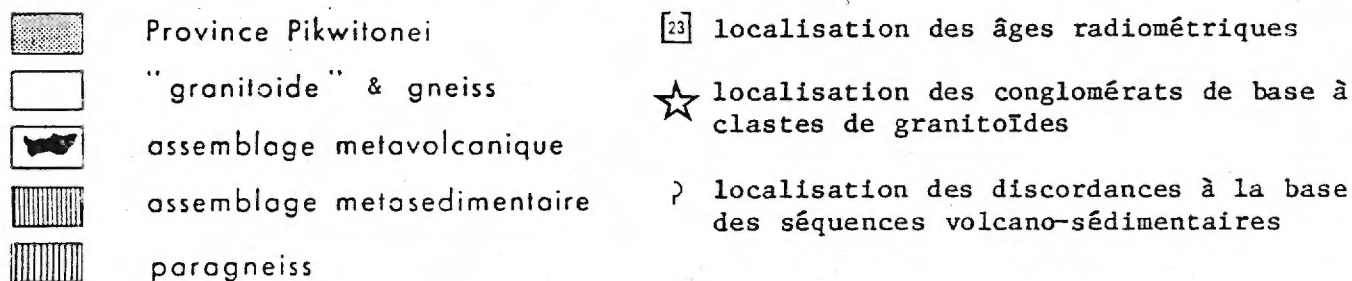
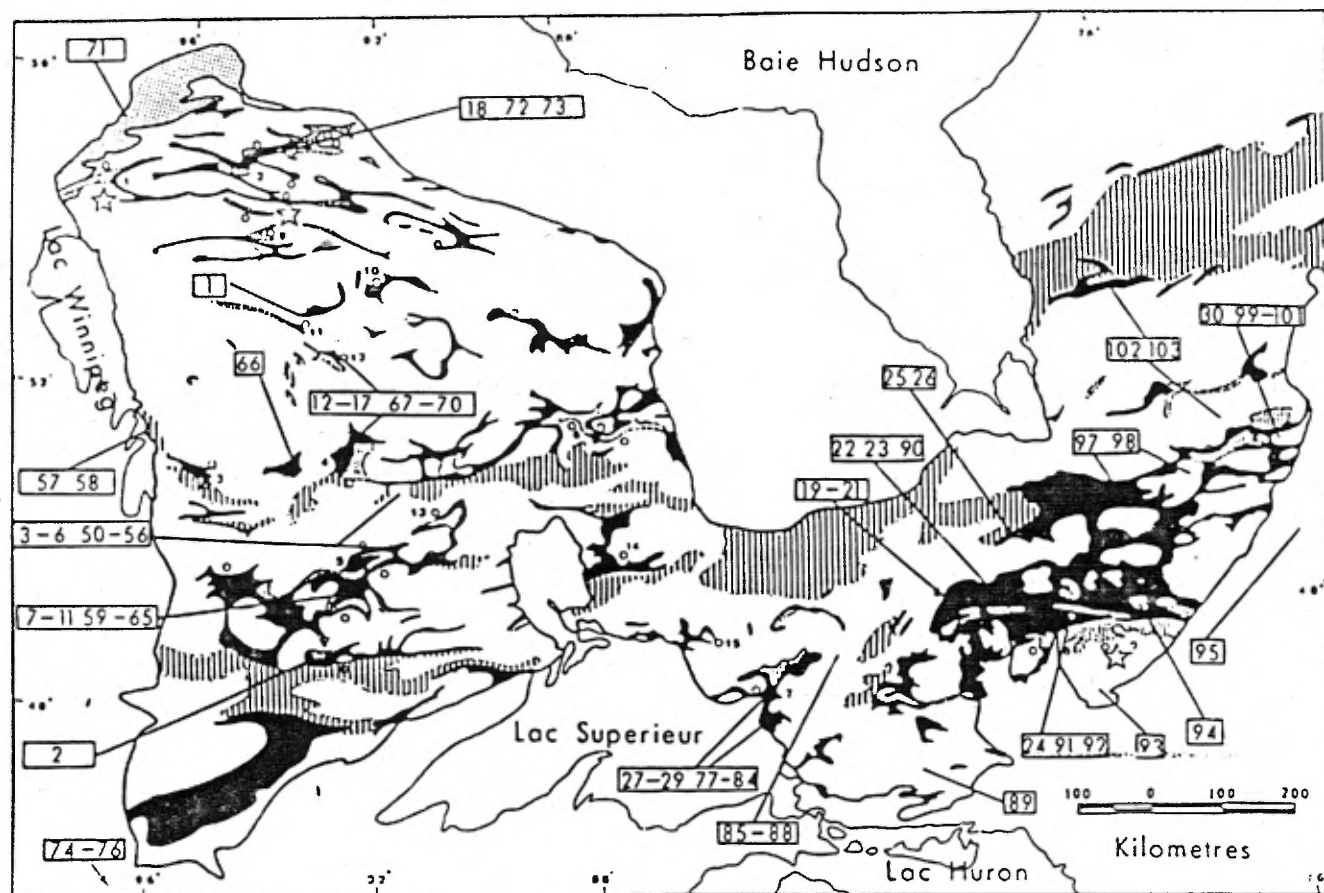
	<u>204/206</u>	<u>207/206</u>	<u>208/206</u>
Composition du Pb observé	0.000950	0.187760	0.13774
Composition du Pb corrigé	0.000879	0.186877	0.13514
Rapports du plomb radiogénique		0.176031	0.10694

âge (Pb/Pb = 2615.8 m.a.)

Pb-206/U-238 = 0.45842 age = 2432.6 m.a.
Pb-297/U-235 = 11.12647 age = 2533.8 m.a.

U total = 283.72 ppm (924.92 ng; blanc = 0.054%)
Pb total = 149.91 ppm (488.71 ng; blanc = 7.6% du 204)

U(ppm)	Pb(ppm)	204/206	207/206	208/206	206/238	207/235	207/206
(mg)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(corr.)	(age)	(age)	(age)
283.7	149.9	0.000950	0.18776	0.13774	0.4584	11.1265	0.17503
3.3		0.000879	0.18688	0.13514	2432.6	2533.8	2615.8



- | | | |
|--------------------------|----------------------|-----------------------|
| 1) Cross Lake | 6) Fort Hope | 11) Favourable Lake |
| 2) Oxford Lake-Gods Lake | 7) Wawa | 12) North Spirit Lake |
| 3) Rice Lake | 8) Rouyn-Noranda | 13) Savant Lake |
| 4) Uchi Lake-Birch Lake | 9) Island Lake | 14) Sturgeon Lake |
| 5) Sioux Lockout | 10) Muskrat Dam Lake | 15) Black River |

Figure 1: Subdivisions litho-tectoniques de la province du Supérieur et localisations des âges radiométriques présentés au tableau 1. Modifié de Baragar (1979).

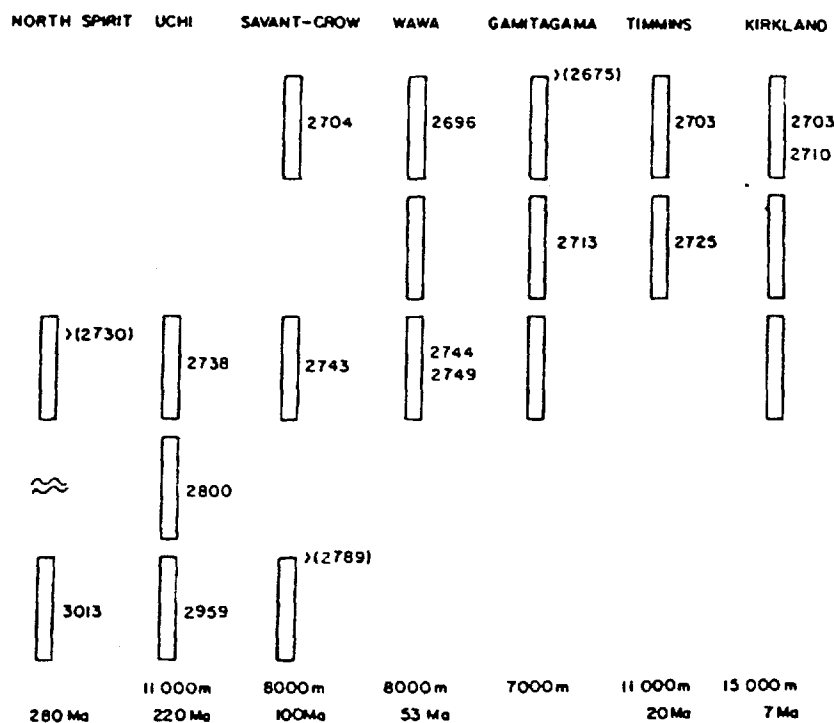


Figure 2: Diagramme schématique des âges U-Pb pour les métavolcanites archéennes du Supérieur. Les bâtonnets représentent les cycles volcaniques. Les nombres en contrebas réfèrent à l'épaisseur stratigraphique et à la durée minimale de formation pour chaque ceintures volcaniques. Les âges entre parenthèses représentent des âges "plutoniques" délimitant les limites chronologiques du volcanisme. Figure tirée de Turek et al. (1982).

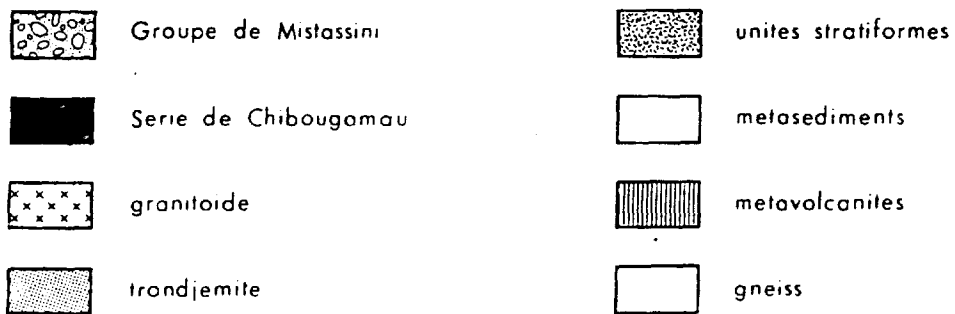
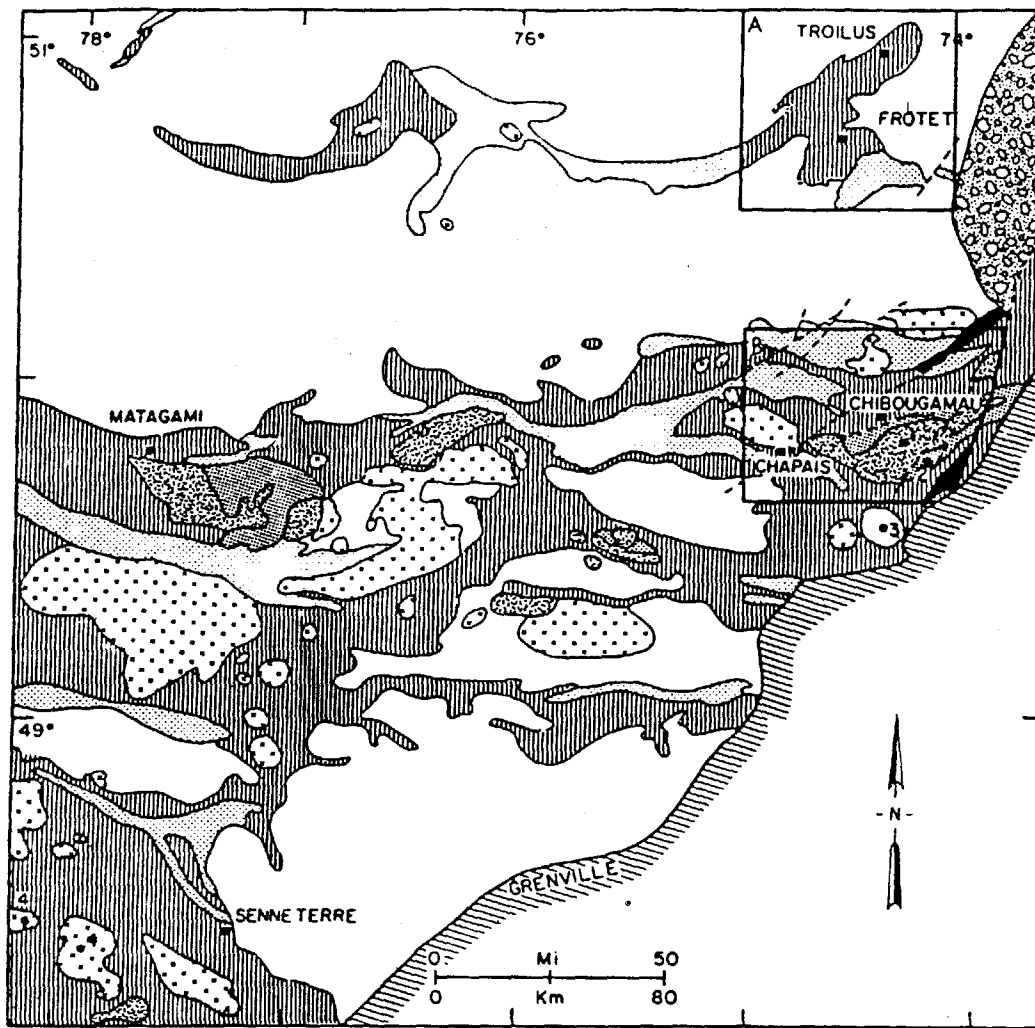


Figure 3: Carte générale de localisation des régions à l'étude dans le cadre des présents travaux.

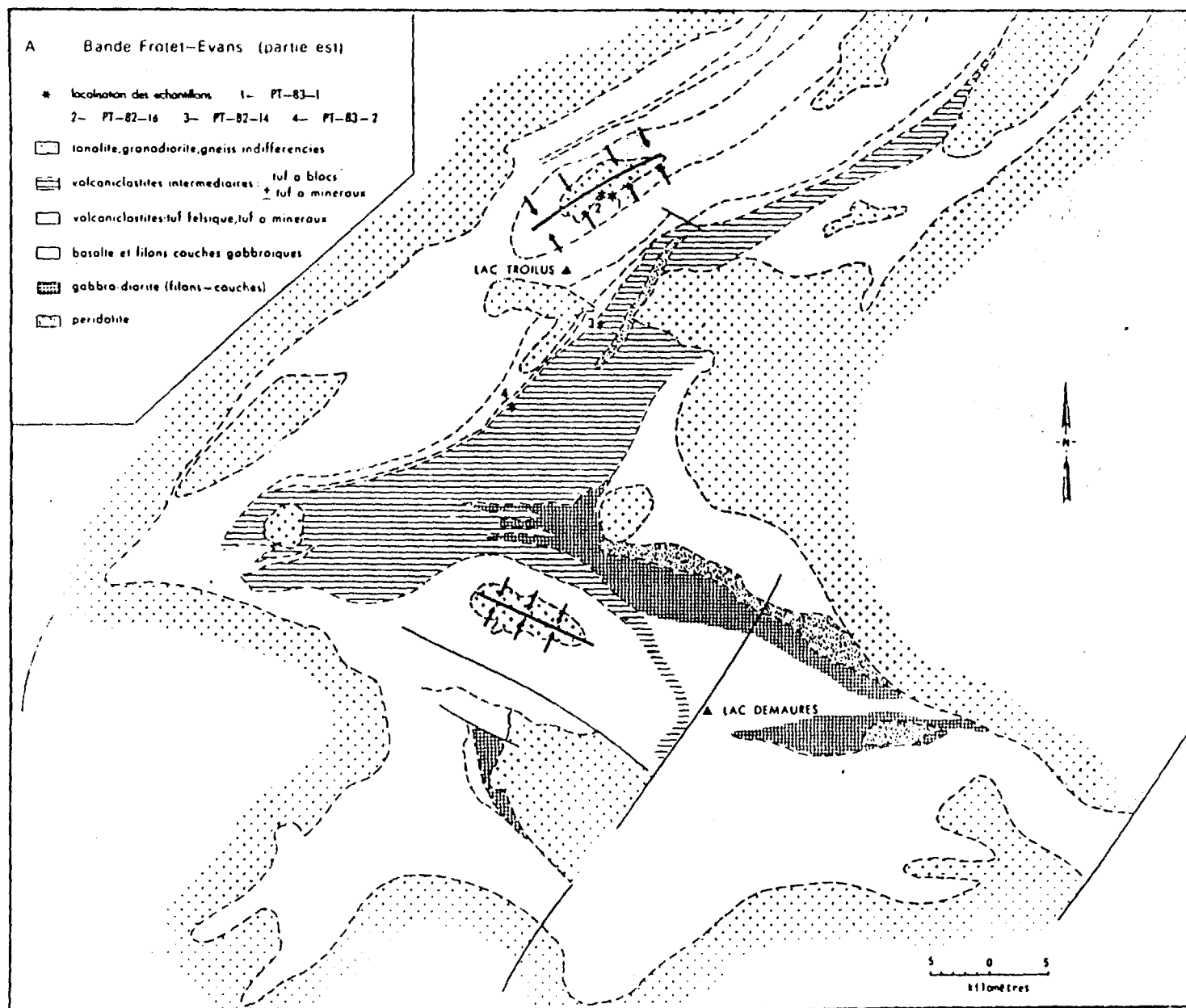


Figure 4: Géologie de la région des Lacs Frotet et Troilus dans la partie est de la bande volcano-sédimentaire de Frotet-Evans. Localisation des échantillons (adapté de Simard, 1983).

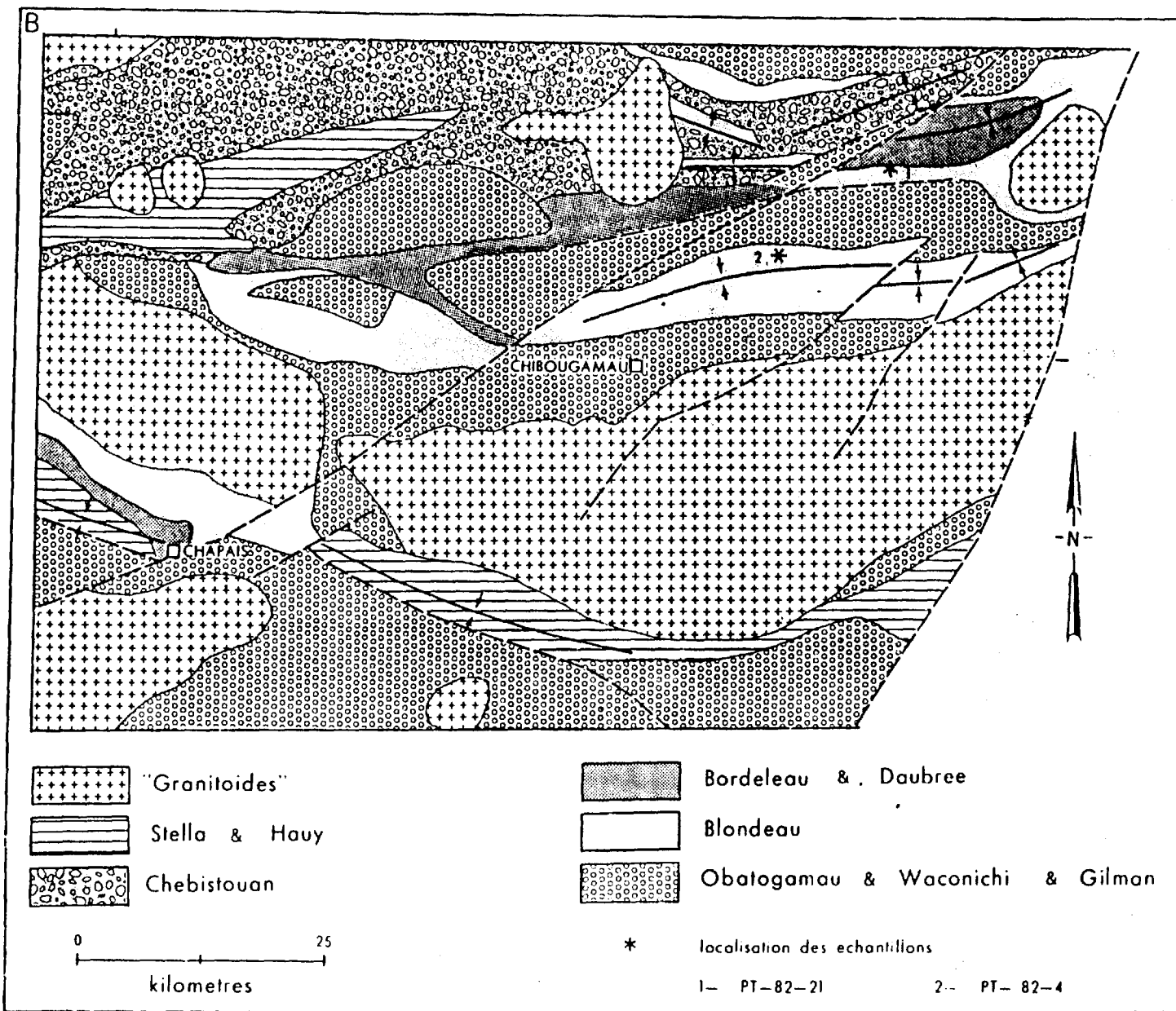


Figure 5: Carte géologique schématique et formations de la région de Chibougamau. Localisations des échantillons (adapté de Dimroth, 1983).

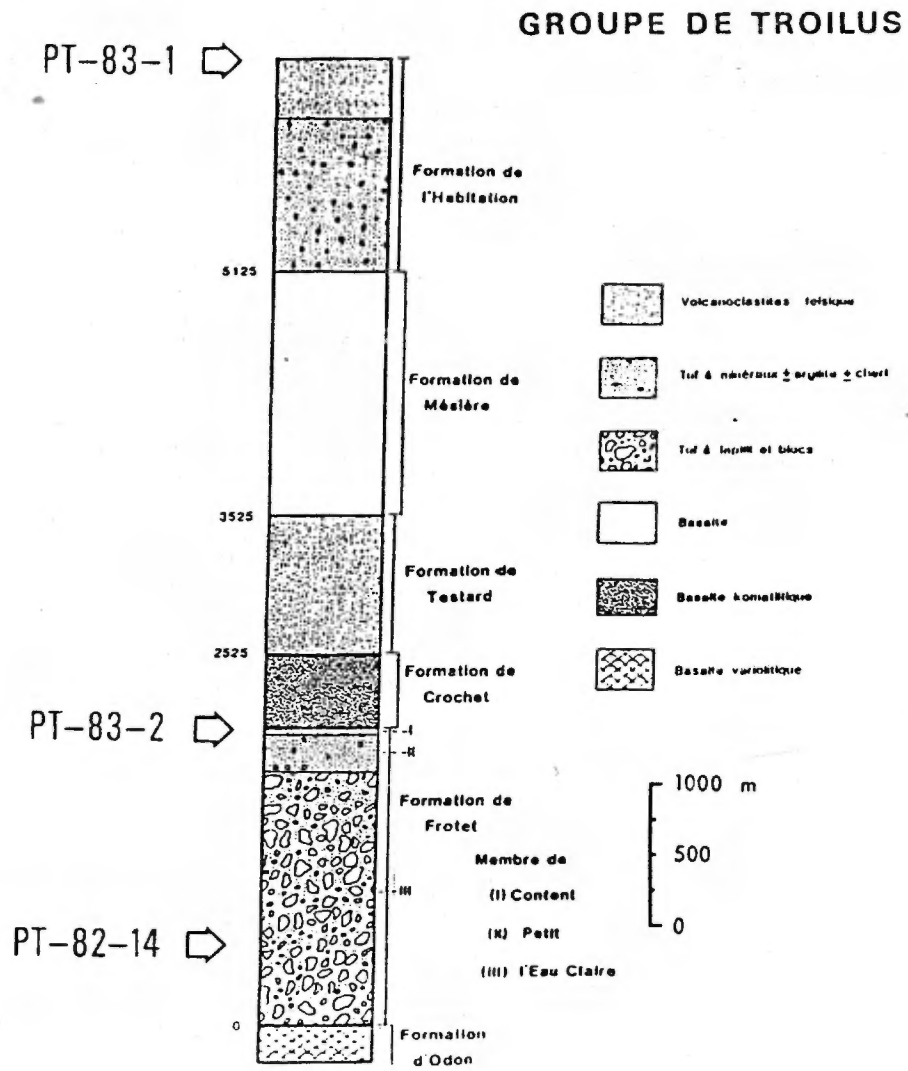


Figure 6: Colonne stratigraphique de la succession volcanique du Groupe de Troilus. Identification des niveaux échantillonnés (adapté de Simard, 1983).

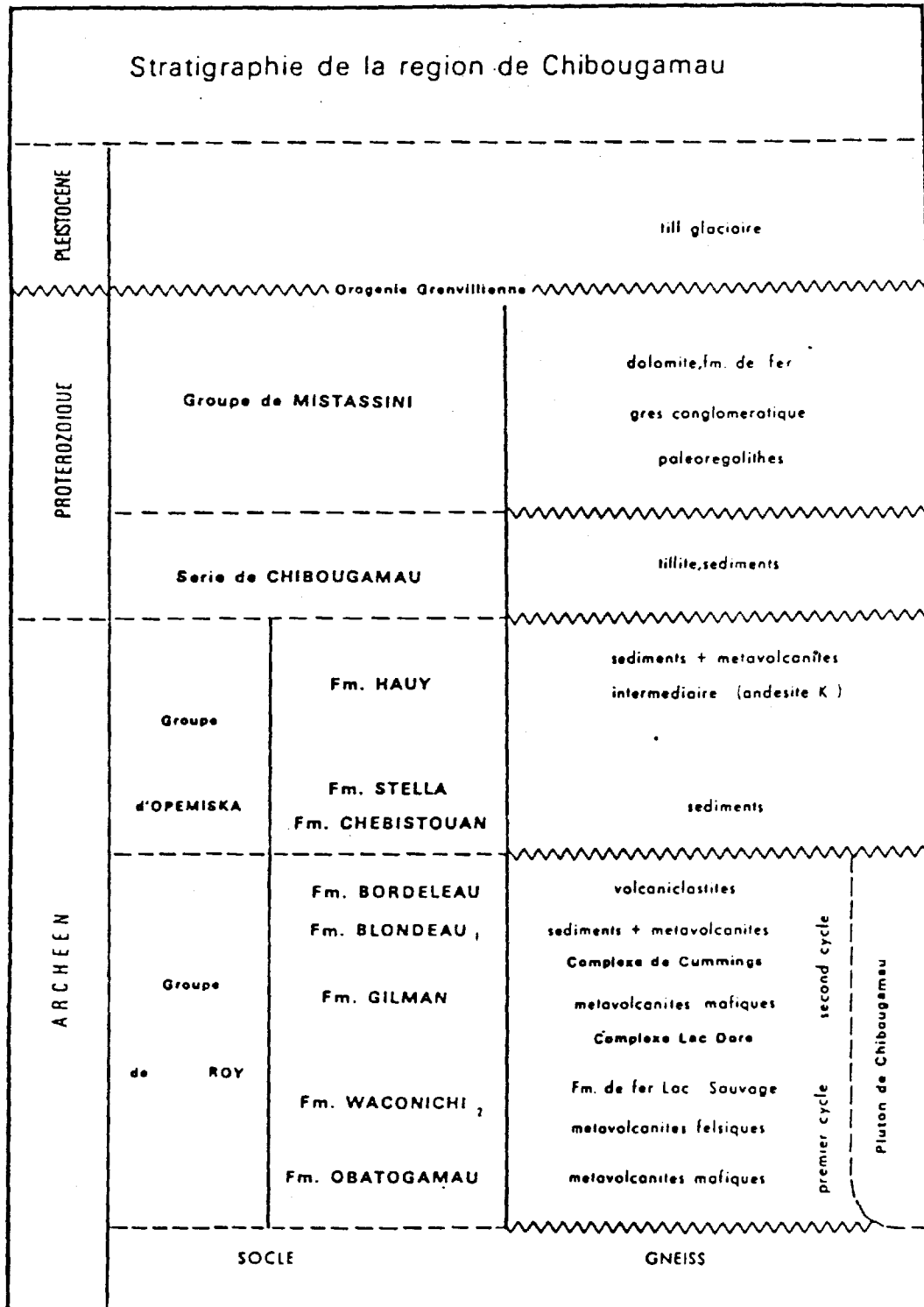


Figure 7: Sommaire des formations et stratigraphie de la région de Chibougamau d'après Allard et al., 1984. Identification des formations échantillonnées (1 = PT-82-4, 2 = PT-82-21).

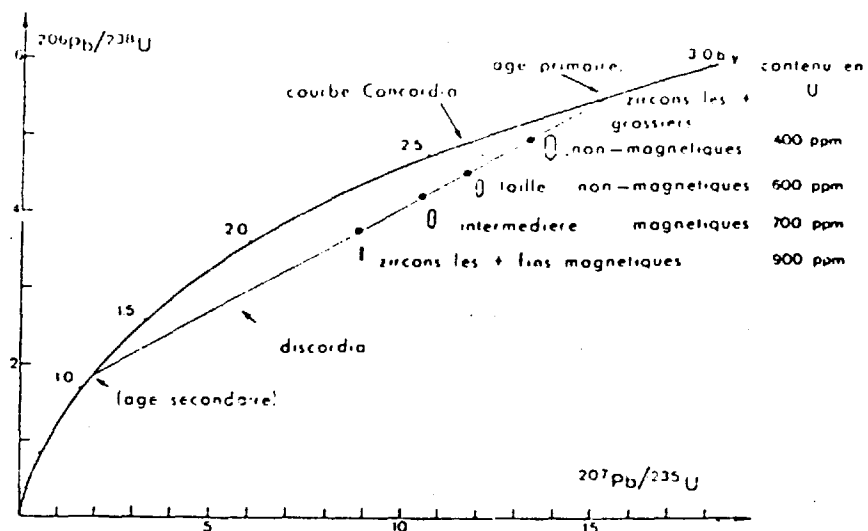


Figure 8: Le diagramme Concordia; la représentation des âges sur le diagramme. Les rapports $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ et $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ sont reportés en ordonnée et en abscisse respectivement. La droite Concordia est établit par l'emplacement des âges concordants. La droite Discordia constitue une trajectoire de perte en plomb. Les zircons discordants montrent une variation inverse de leurs contenus en U avec la susceptibilité magnétique et la taille. Modifié de Doe (1979).

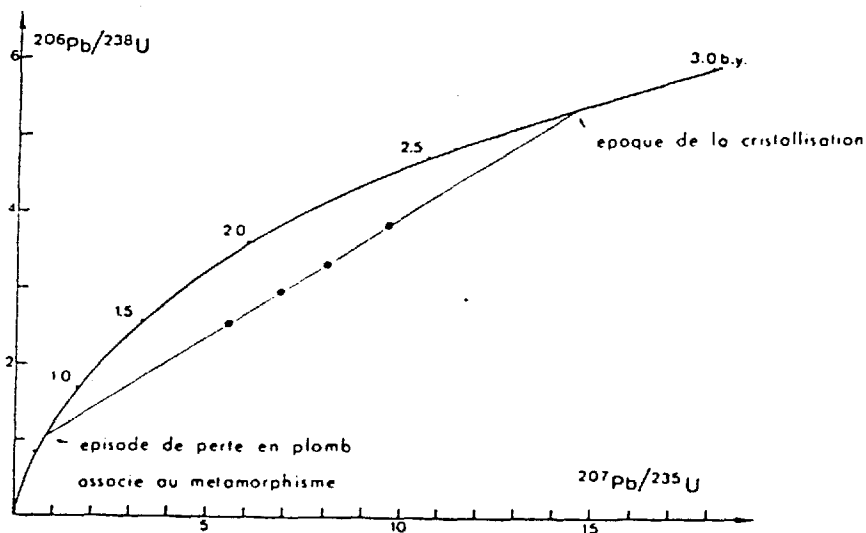


Figure 9: Modèle épisodique (Wetherhill, 1956) L'âge secondaire reflète un épisode de perte en plomb associé au métamorphisme. Modifié de Doe (1970).

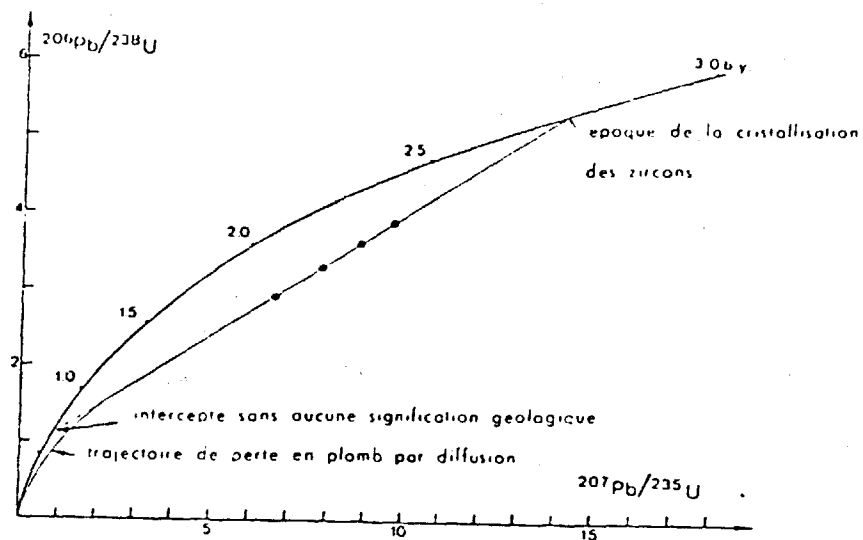


Figure 10: Modèle de diffusion continue (Nicolaysen, 1957; Tilton, 1960; Wasserburg, 1963). La perte en plomb s'effectue par diffusion sur un long intervalle de temps. Tirée de Doe (1970).

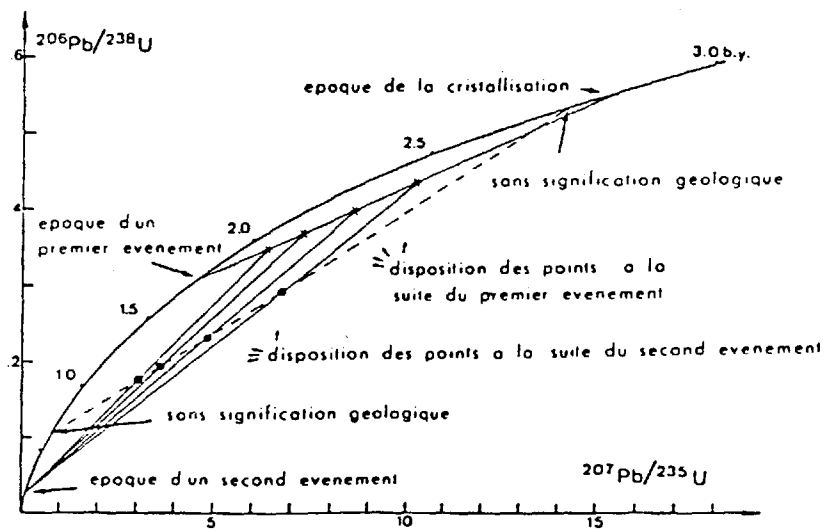


Figure 11: Modèle complexe d'évolution de la perte en plomb (Wetherills, 1963; Allègre et autres, 1972). Il y a superposition de plusieurs épisodes successifs de perte en plomb. Modifié de Doe (1970).

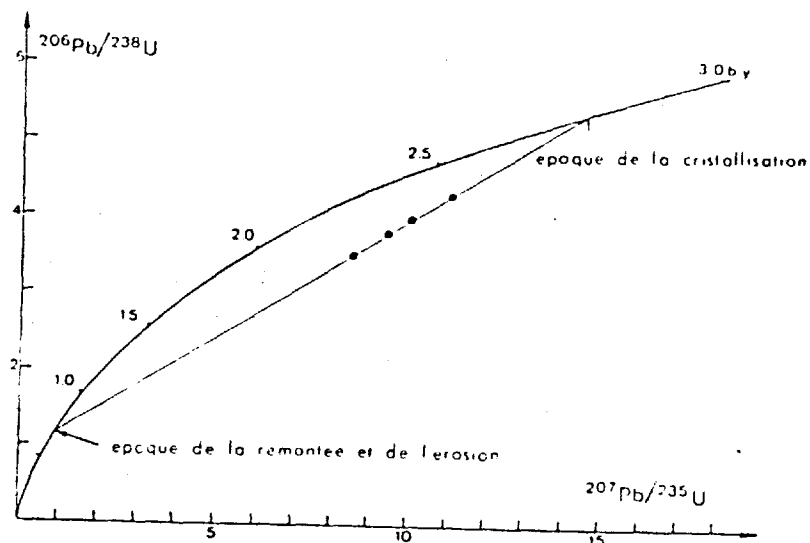


Figure 12: Modèle de dilatation isostatique (Goldich & Mudrey, 1972). La perte en plomb est le résultat de l'expulsion du plomb lors de la remontée isostatique. Modifié de Doe (1970).

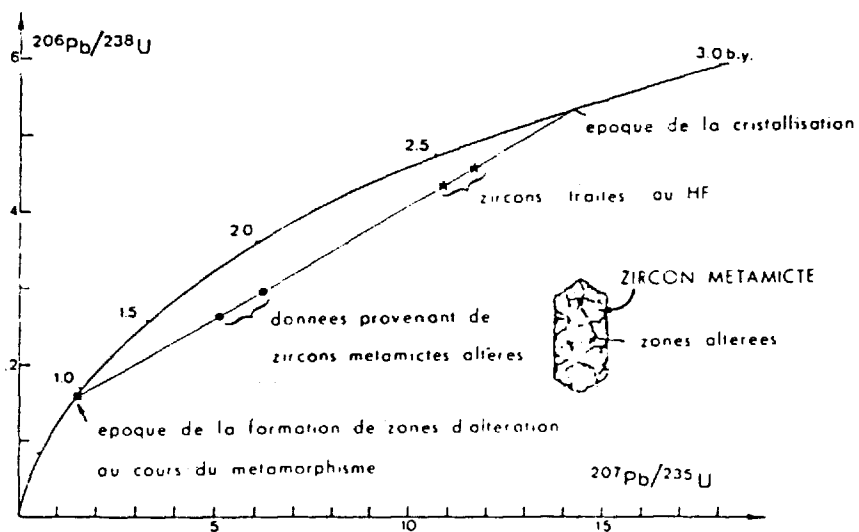


Figure 13: Modèle d'altération (Krogh et Davis). Les zones altérées du zircon donnent des âges plus jeunes correspondant à l'événement d'altération. Modifié de Doe (1970).

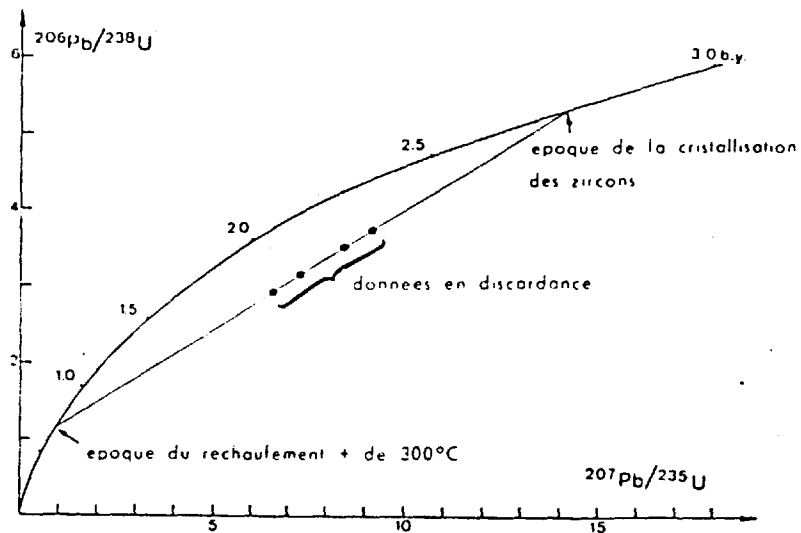


Figure 14: Modèle de recristallisation (Gebauer et Grünenfelder, 1974). Le plomb est expulsé lors de la recristallisation du zircon métamicté. Modifié de Doe (1970).

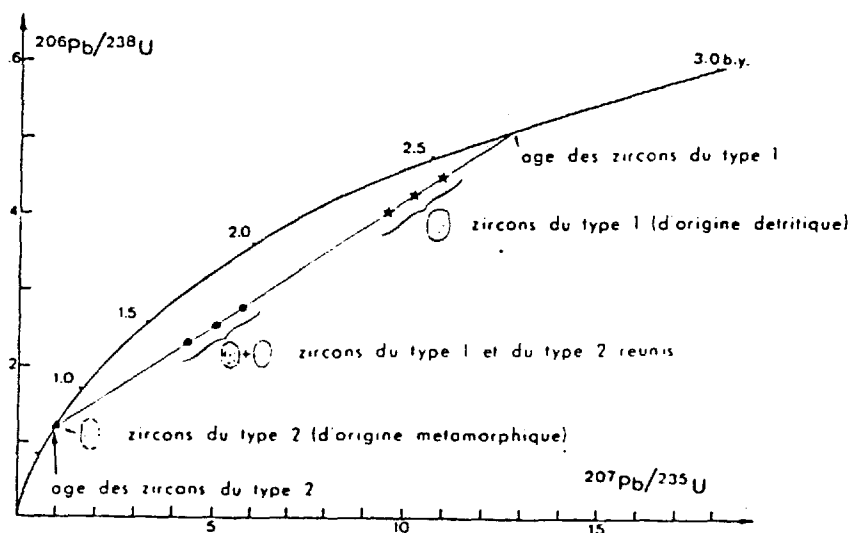


Figure 15: Modèle de l'hétérogénéité: des données colinéaires peuvent résulter du mélange de zircons "hérités" et juvéniles. Modifié de Doe (1970).

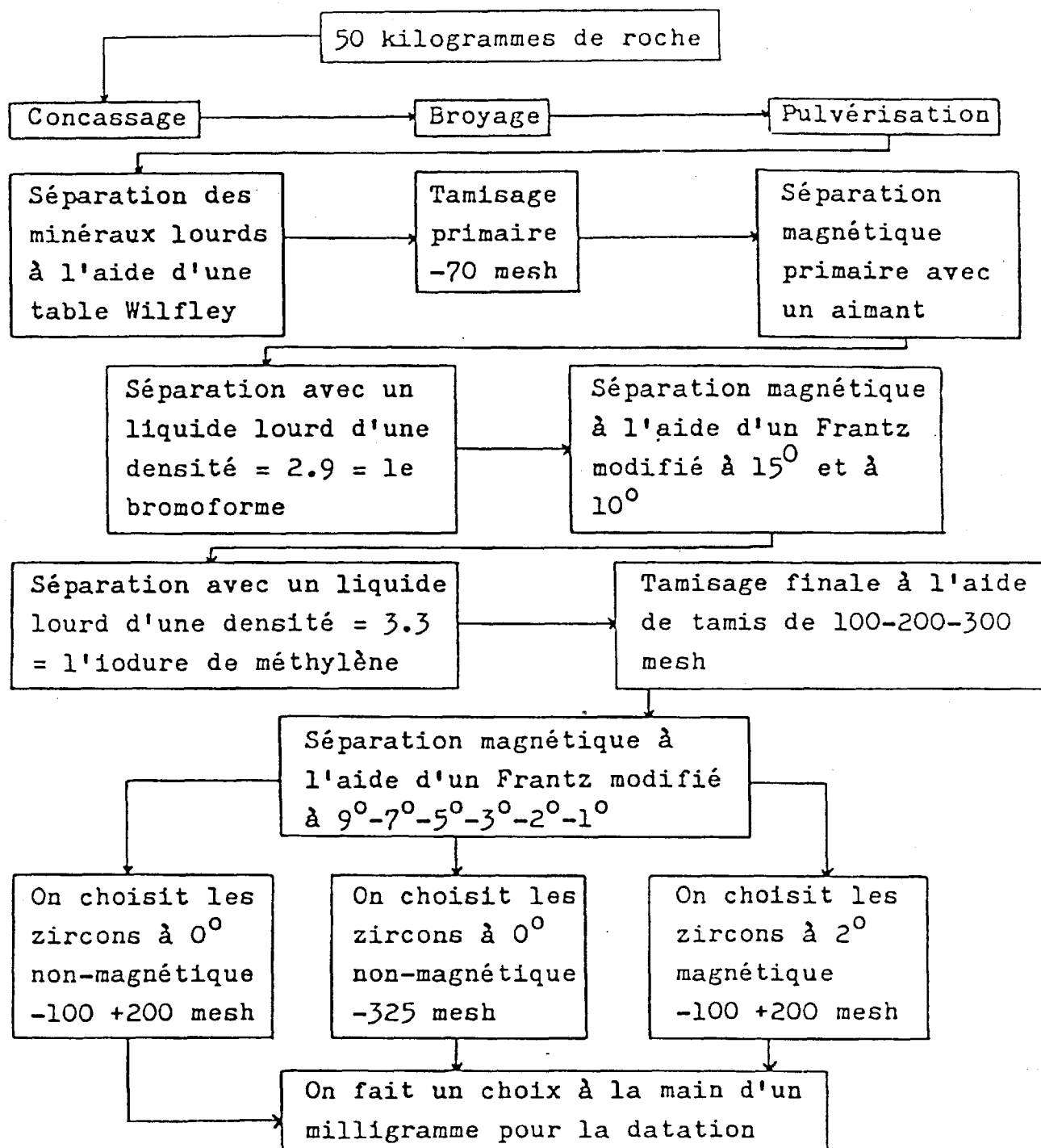


Figure 16: Organigramme des procédures d'extraction et de concentration des zircons. Tiré de Gauthier (1981).

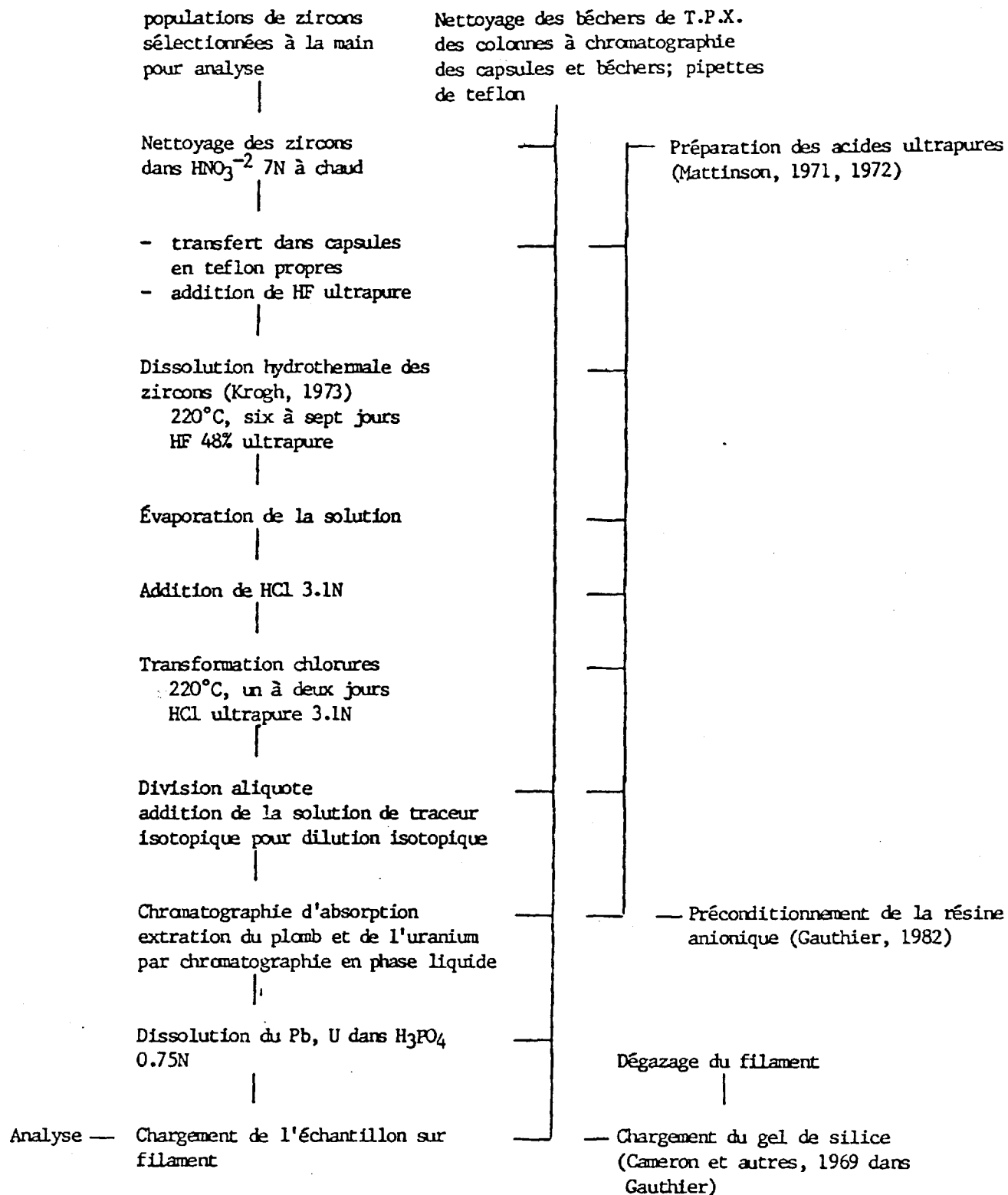


Figure 17: Organigramme des étapes suivies durant les procédures chimiques

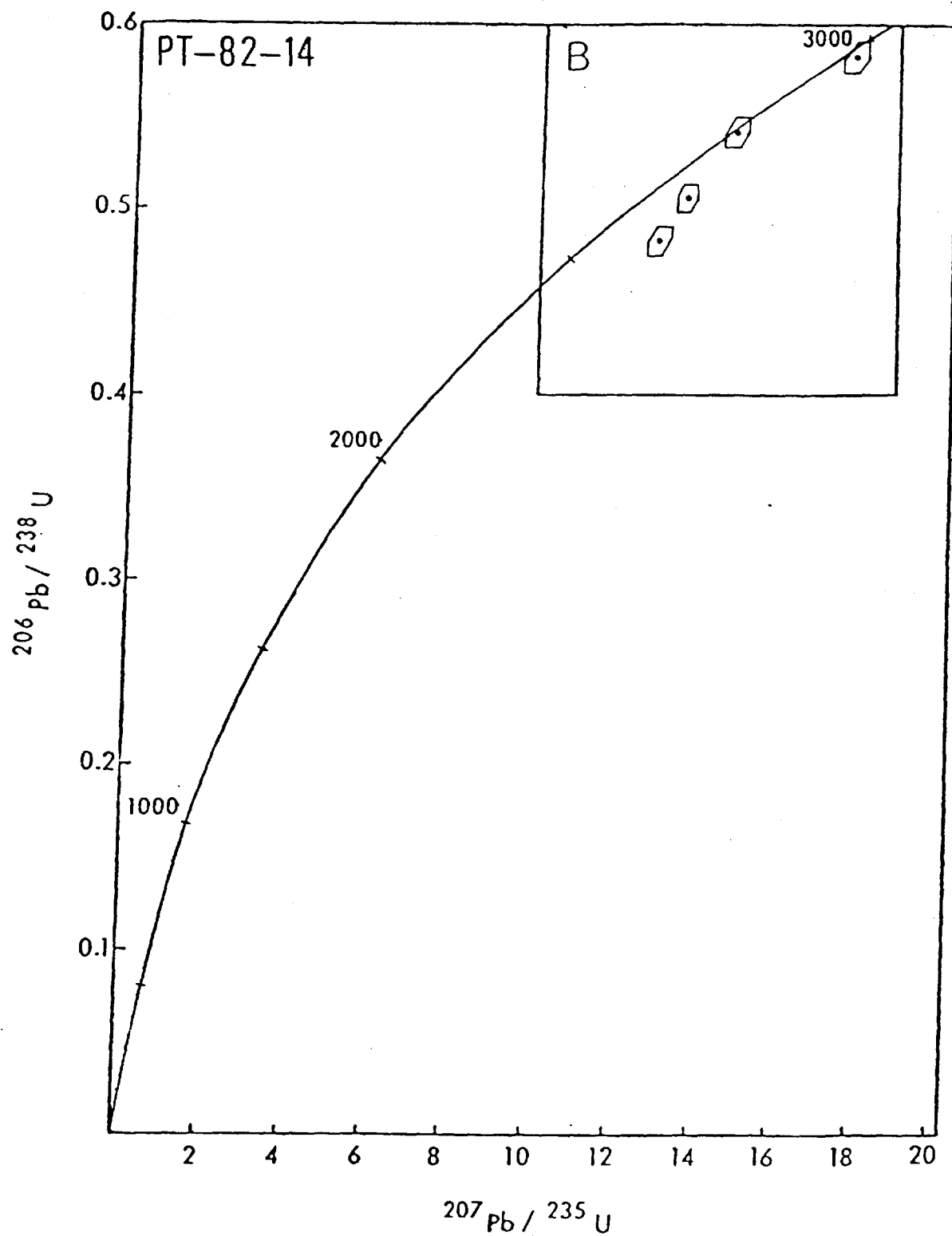


Figure 18a: Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-14. Les erreurs sur les rapports isotopiques (p^{206}/U^{238} , p^{207}/U^{235}) dont on a tenu compte dans le traçage des enveloppes d'erreurs sont respectivement de 2% et 1,5% (voir figure 18b).

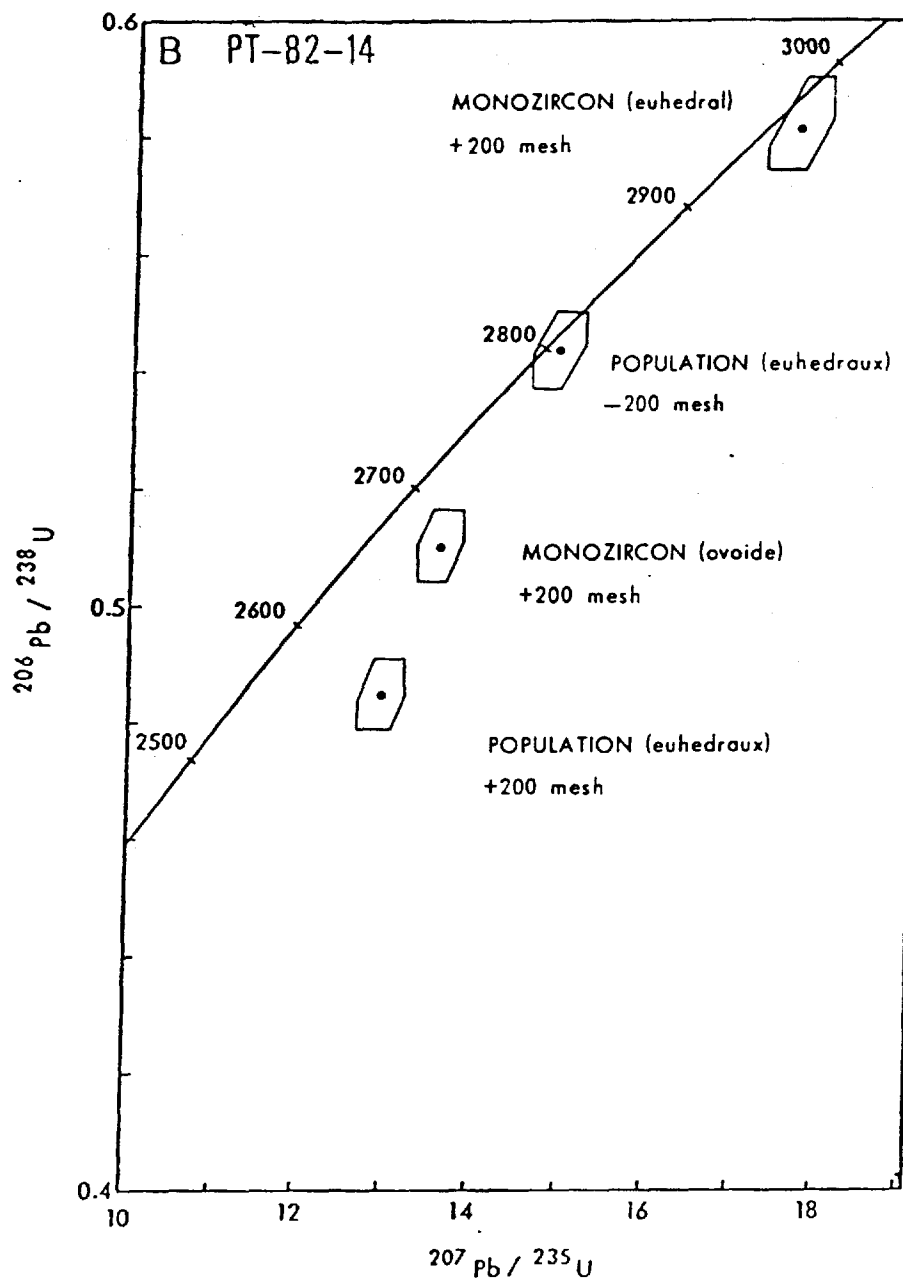


Figure 18b

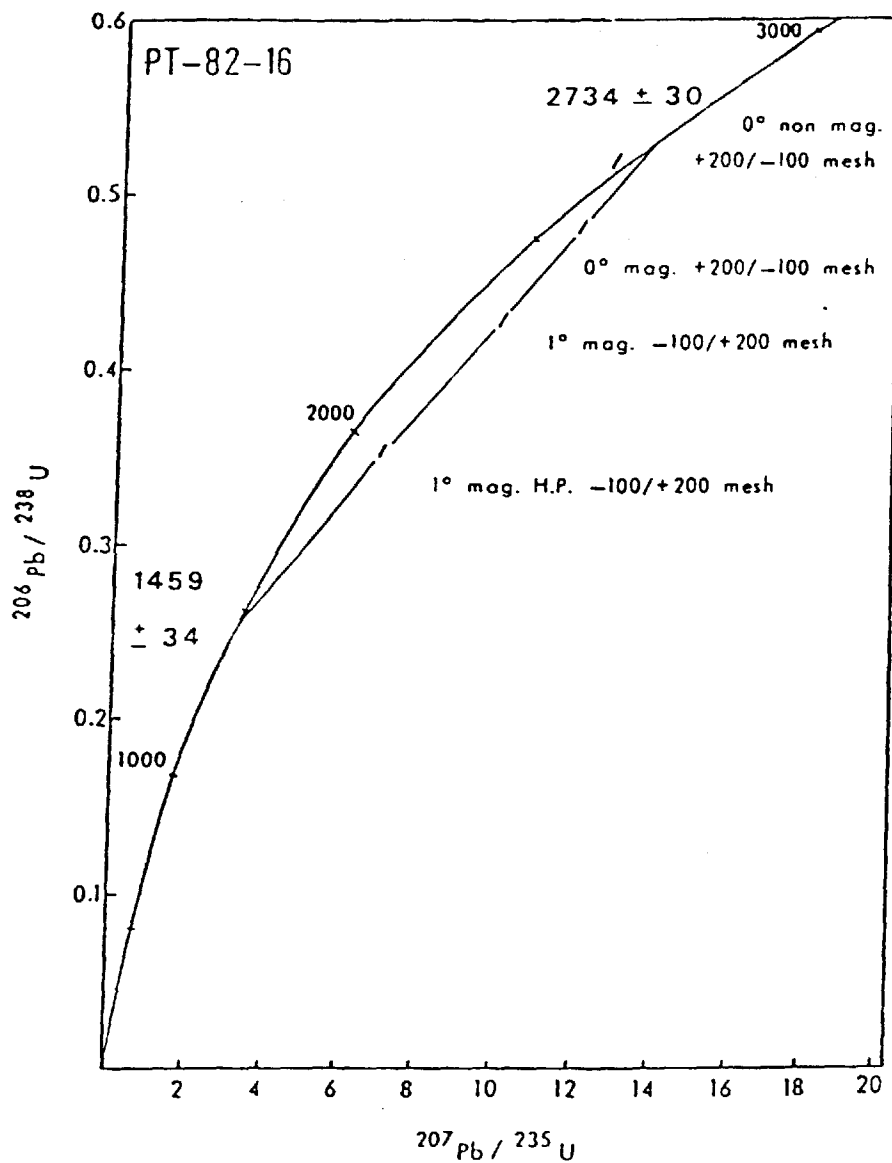


figure 19: Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-16. Les erreurs sur les rapports isotopiques (p^{206}/U^{238} , p^{207}/U^{235}) dans le traçage des enveloppes d'erreurs sont respectivement 1,5% et 1,0%.

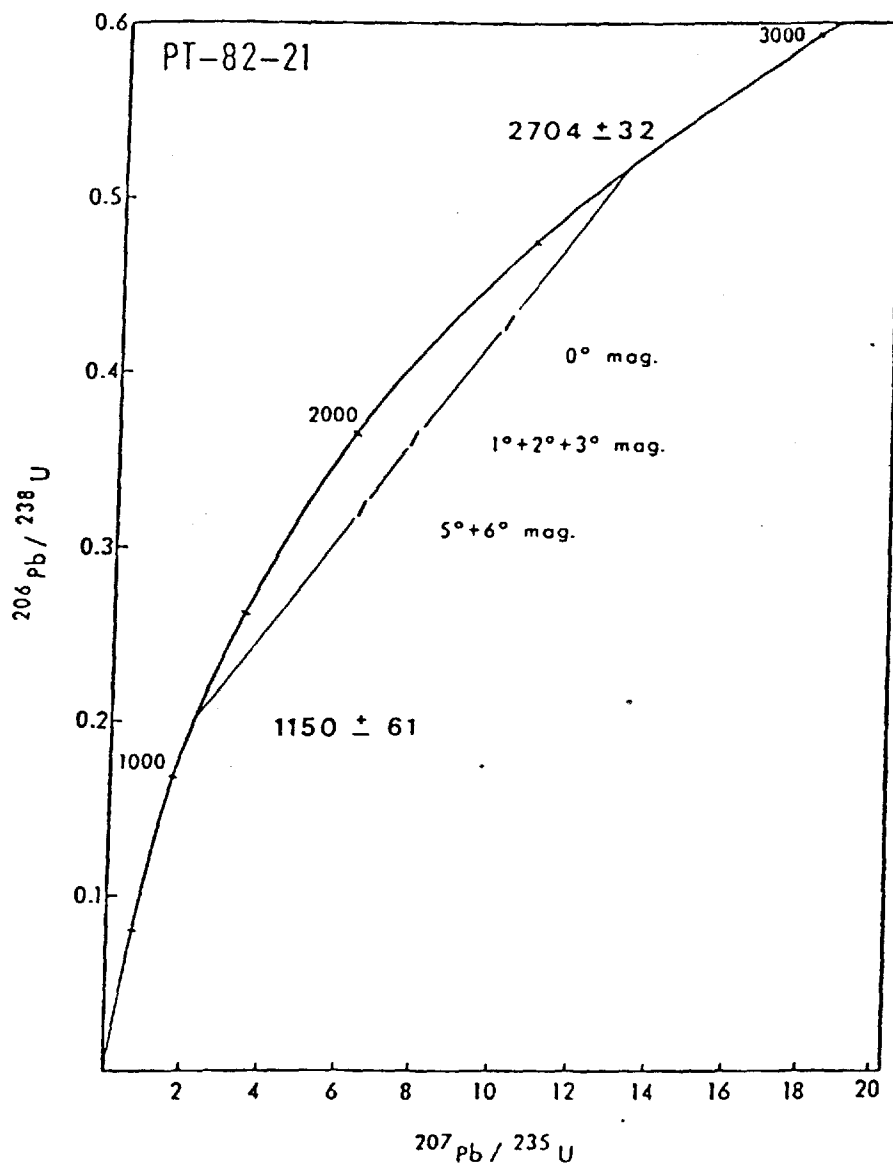


figure 20: Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-21. Les erreurs sur les rapports isotopiques (p^{206}/U^{238} , p^{207}/U^{235}) dans le traçage des enveloppes d'erreurs sont respectivement 1,5% et 1,0%.

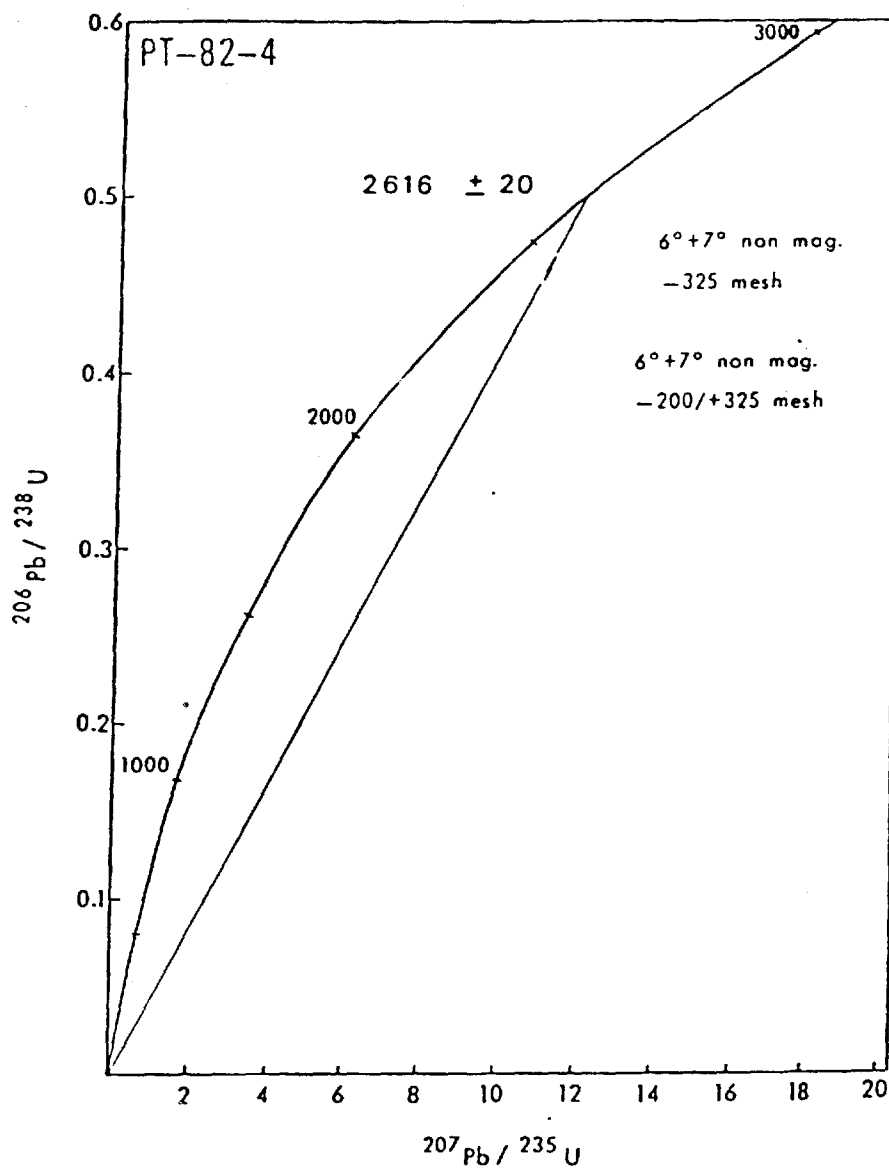


figure 21: Représentation sur le diagramme Concordia des fractions analysées de PT-82-4. Les erreurs sur les rapports isotopiques (p^{206}/U^{238} , p^{207}/U^{235}) dans le traçage des enveloppes d'erreurs sont respectivement 1,5% et 1,0%.

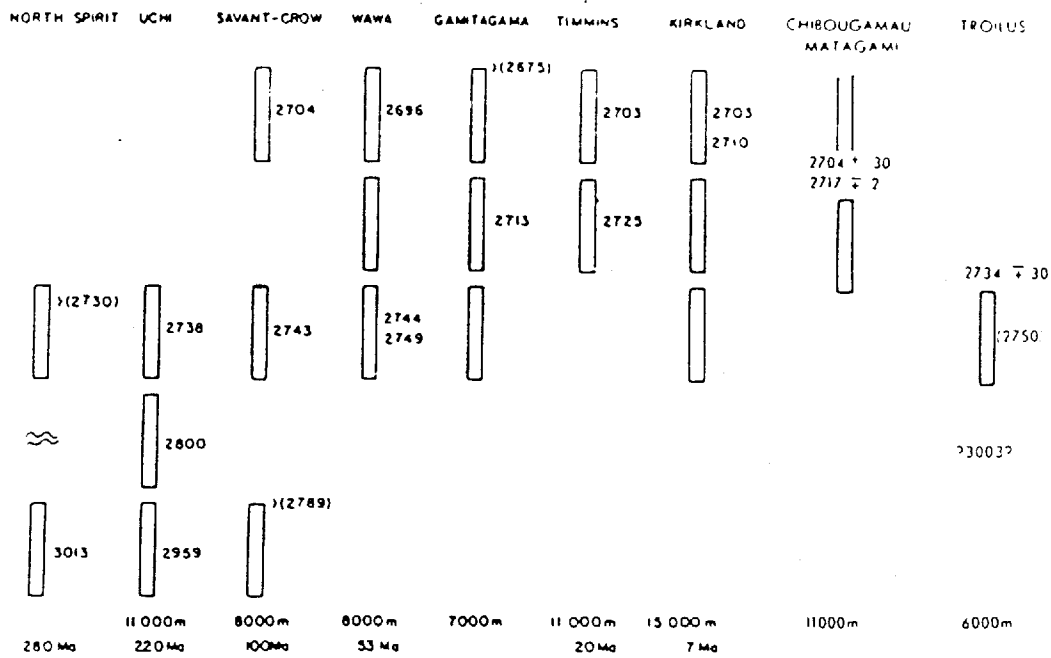


Figure 22: Diagramme schématique de la géochronologie U-Pb des métavolcanites archéennes du Supérieur.

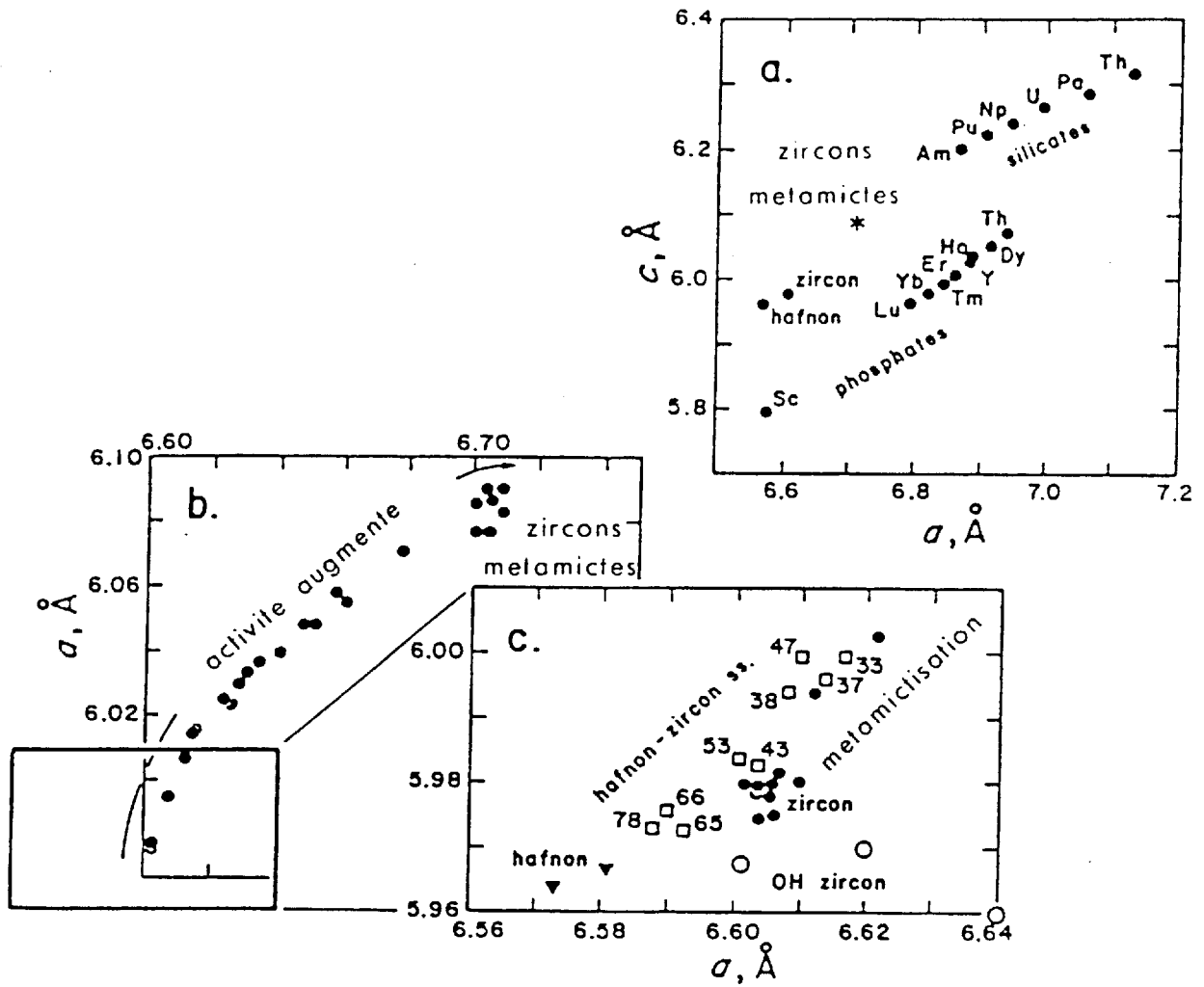


Figure 23: Effet de la substitution cationique sur les paramètres cristallographiques chez le zircon.

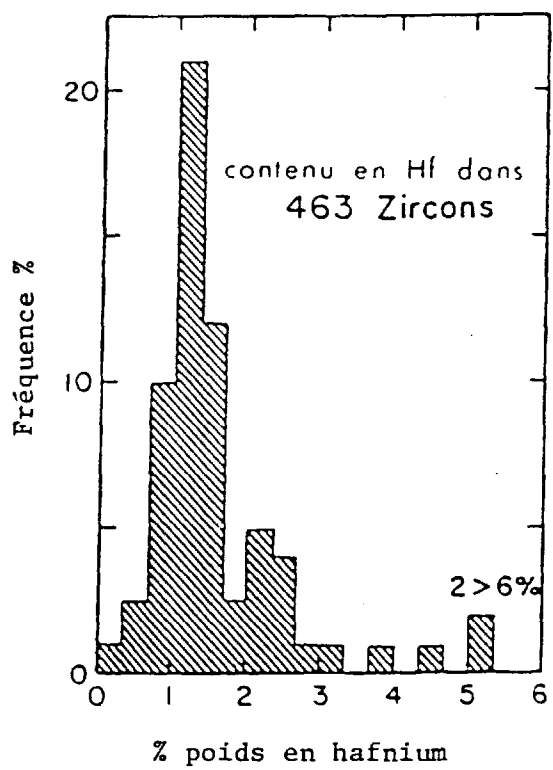


Figure 24: Le hafnium en substitution du zirconium chez le zircon.
Tirée de Speer (1982).

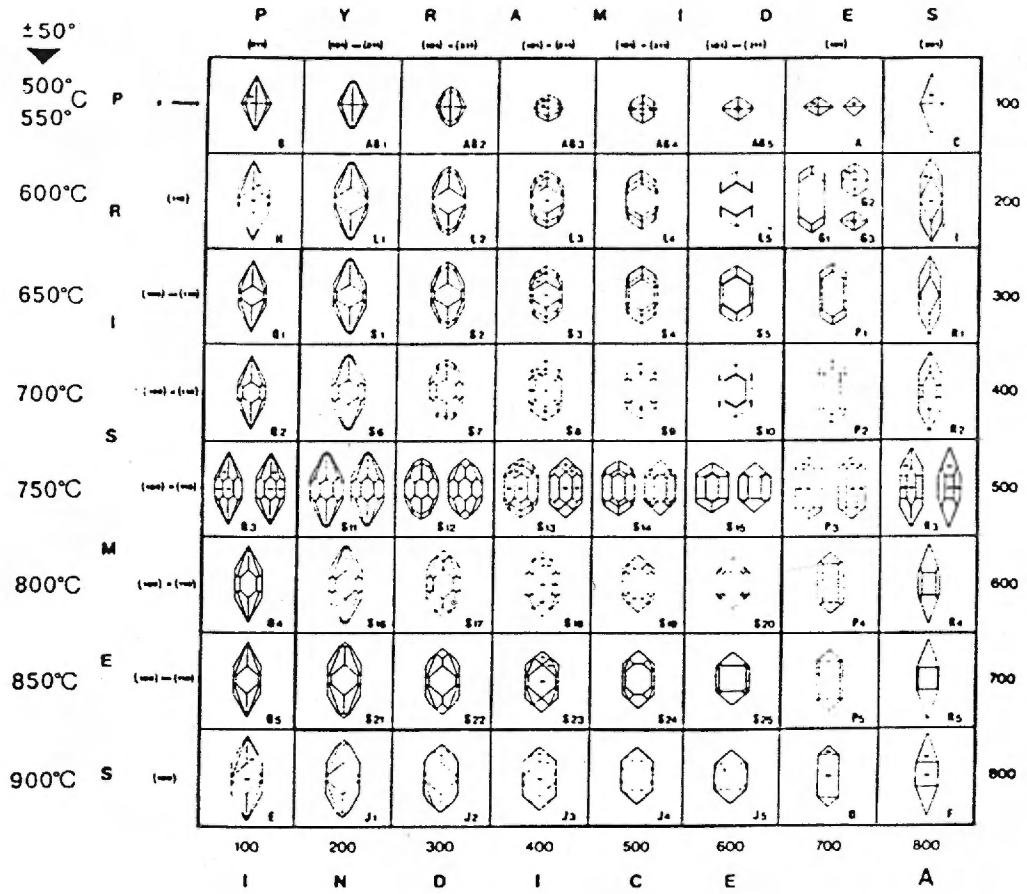


Figure 25: La morphologie cristalline du zircon en tant qu'indicateur pétrogénétique (Pupin (1980) dans Speer, 1982).

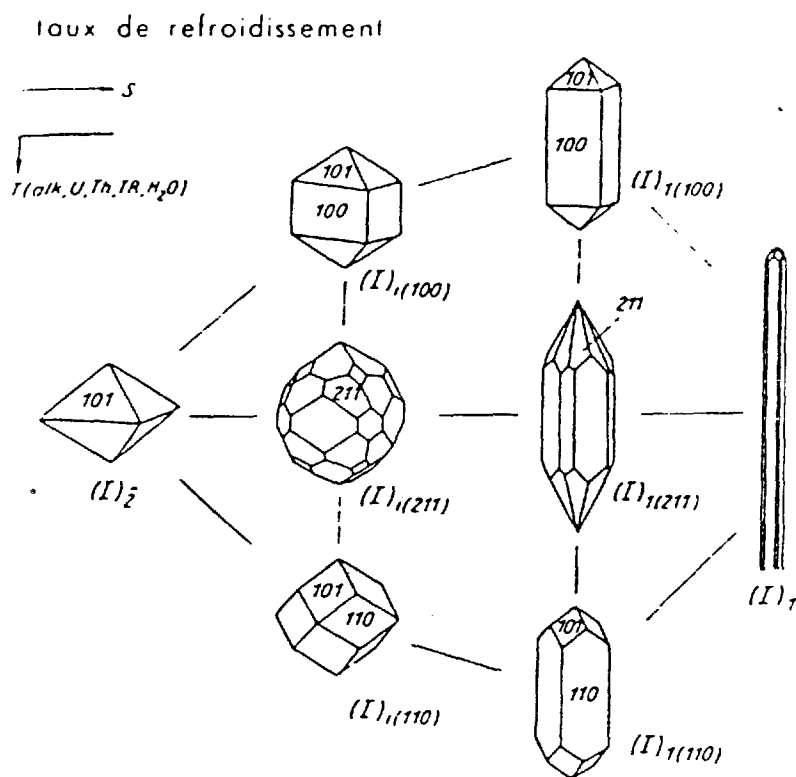
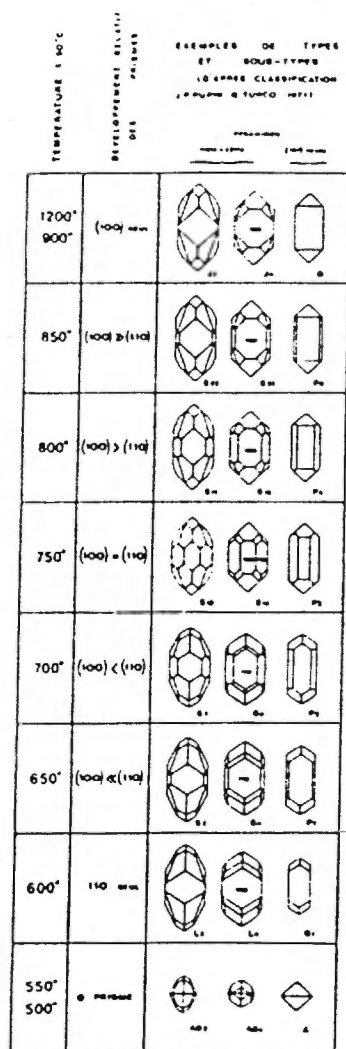


Figure 26: Les paramètres affectant la morphologie du zircon.
Tirée de Speer (1982).



MILIEU	BASIQUE	NEUTRE	ACIDE				
	COMPOSITION	ZrO ₂ + MO ₂ (S, CO ₂ , ...)	ZrO ₂ + SiO ₂	ZrOCl ₂ · nH ₂ O + SiO ₂	Zr(NO ₃) ₂ · nH ₂ O + SiO ₂	Zr(SO ₄) ₂ · nH ₂ O + SiO ₂	Zr(SO ₄) ₂ · nH ₂ O + SiO ₂ + H ₂ SO ₄
COMPOSES	ZIRCONO- SILICATES (Wadsley...)	ZIRCON					
MORPHOLOGIE							

Figure 27: La morphologie cristalline du zircon en tant qu'indicateur pétrogénétique (Pupin (1980) dans Speer, 1982).

Figure 28: Les paramètres affectant la morphologie du zircon. Tirée de Speer (1982).



Photo 21-1: Échantillon PT-82-21; population 0° N.M. + 0° M.

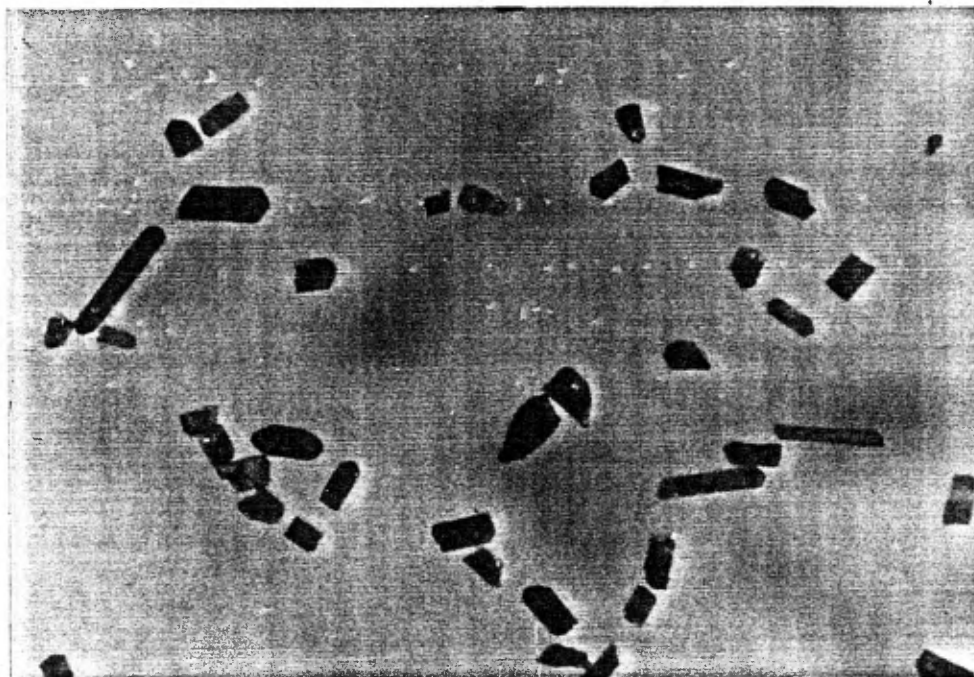


Photo 21-2: Echantillon PT-82-21; population 1° + 2° + 3° M.

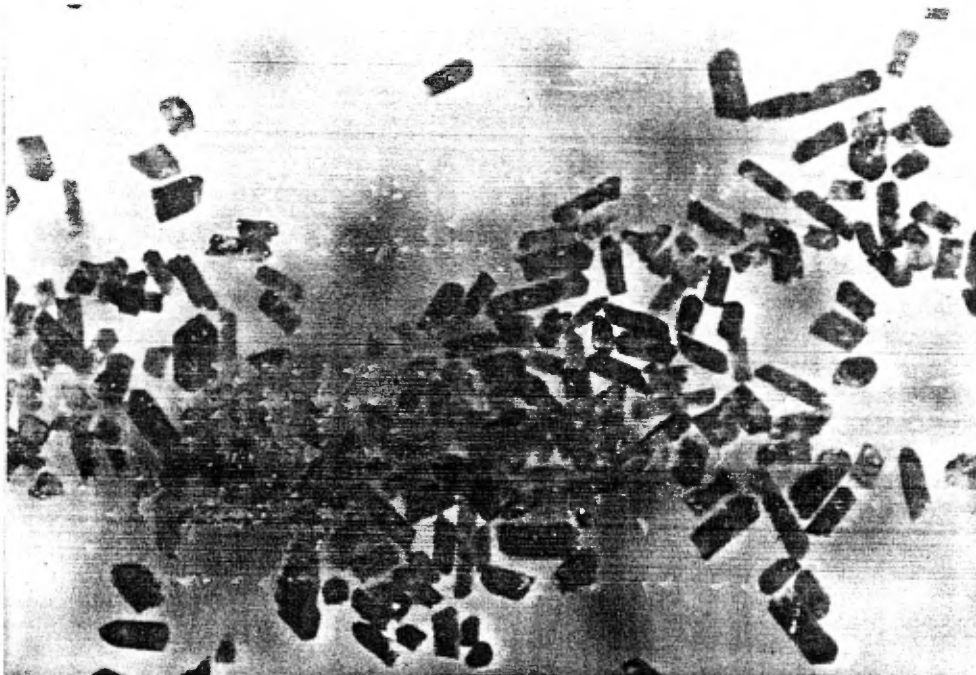


Photo 21-3: Échantillon PT-82-21; population 5° + 6° M.



Photo 4-1: Échantillon PT-82-4; 7° N.M., -200 + 325 mesh.

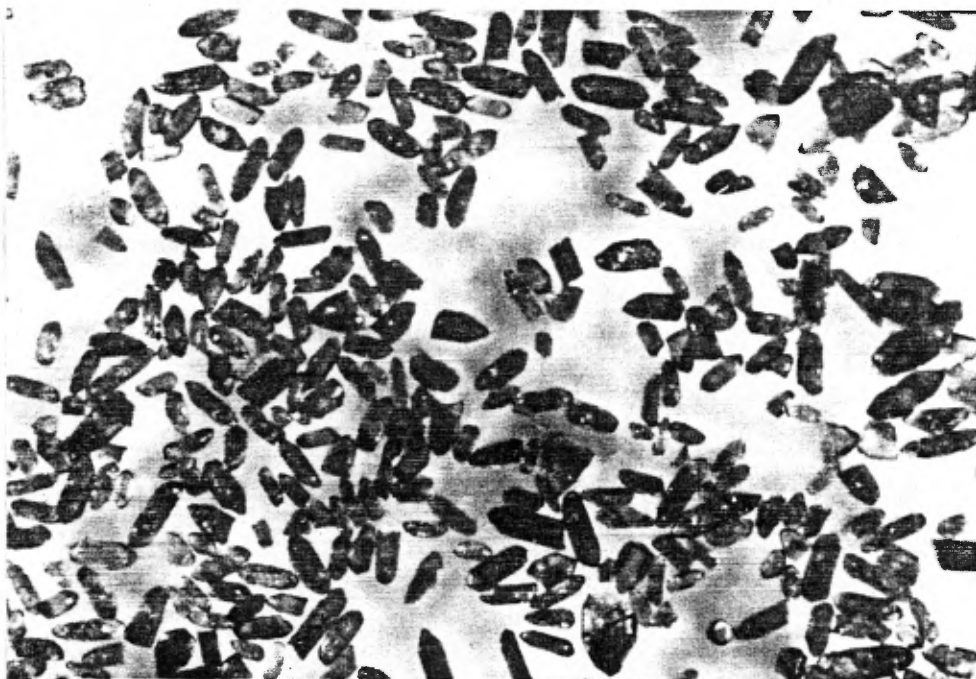


Photo 4-2: Échantillon PT-82-4; 7° M., -325 mesh.

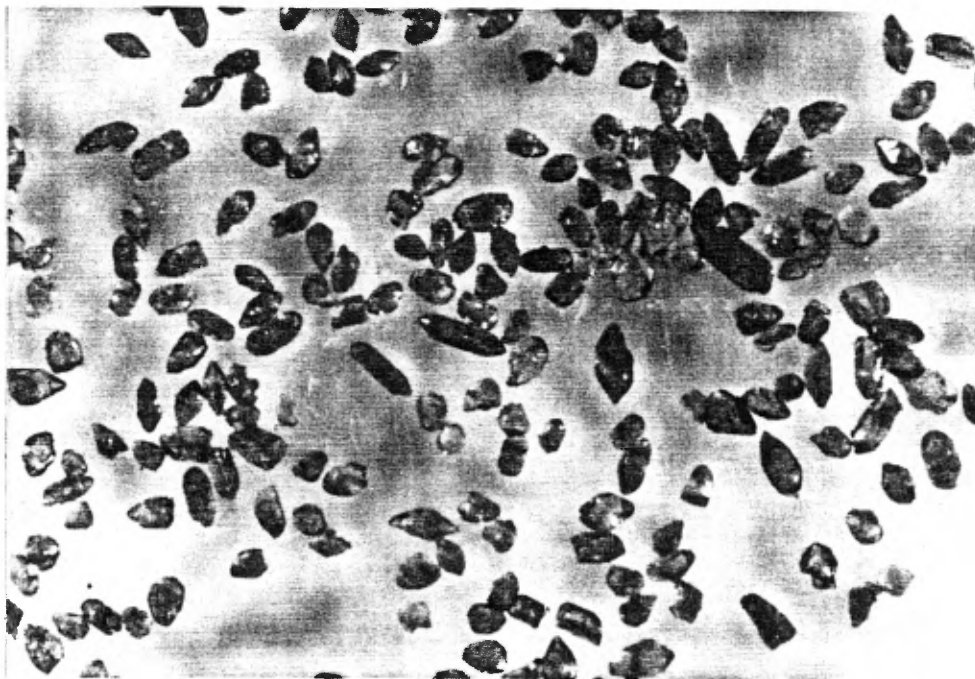


Photo 16-1: Échantillon PT-82-16; 0° N.M., -100 + 200 mesh.

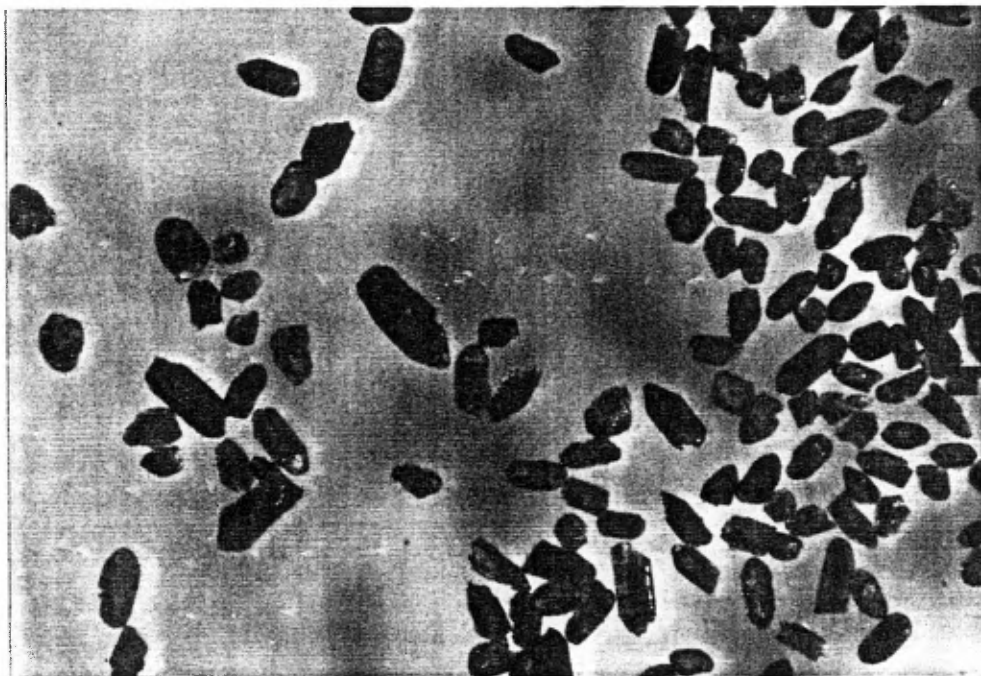


Photo 16-2: Échantillon PT-82-16; 1° M., P.Z.