

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

THÈSE PRÉSENTÉE À

L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES

OFFERT À L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EN VERTU D'UN PROTOCOLE D'ENTENTE

AVEC L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

PAR

YOUCEF LARBI

CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE (ÉLÉMENTS MAJEURS ET ÉLÉMENTS EN
TRACES), TRAÇAGE ISOTOPIQUE (Sm-Nd, Lu-Hf) ET GÉOCHRONOLOGIE (Pb-Pb,
U-Pb) DU GROUPE DE WAKEHAM, N.E. QUÉBEC : BASSIN SÉDIMENTAIRE
PROTÉROZOÏQUE DANS LA PROVINCE DE GRENVILLE

SEPTEMBRE 2003



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Le Groupe de Wakeham, situé dans le segment oriental de la Province de Grenville, est principalement composé d'arénites, d'arkoses, de shales et d'un petit volume de roches volcaniques felsiques et mafiques. Les roches sédimentaires sont recoupées par des gabbros et des granites peralumineux, post-tectonique et syn-tectonique tardif. Le Groupe de Wakeham se distingue de la plupart des unités lithotectoniques de la Province de Grenville par une déformation peu prononcée et par la présence de roches métamorphisées au faciès des schistes verts. Afin de caractériser les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et leurs sources, de déterminer leurs provenances et de connaître l'âge de ces sources ainsi que d'évaluer l'âge de dépôt des matériaux sédimentaires, nous avons entrepris une étude géochimique, isotopique (Sm-Nd et Lu-Hf) et géochronologique (Pb-Pb et U-Pb).

La géochimie des éléments majeurs indique que le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham renferme à la fois des sédiments très matures (SiO_2 élevé et MgO faible) et des sédiments immatures (SiO_2 faible et MgO élevé). Ces roches sont potassiques et de nature essentiellement arénitique à arkosique ce qui reflète la composition de la roche mère qui varie de roche sédimentaire quartzitique à granitique. Les profils de terre rares montrent généralement une grande similarité avec ceux des shales nord américains (NASC). Ceci suggère que la majorité des sédiments du Groupe de Wakeham ont des caractéristiques de roches sédimentaires protérozoïques.

Les analyses Sm-Nd sur des arénites, des arkoses et des shales provenant de la partie est du Groupe de Wakeham révèlent des valeurs ϵNd (1,6 Ga) variant entre -5 et +6. Les âges modèles calculés définissent quatre pics d'âges à 1800, 1900, 2300 et 2700 Ma. Ceci suggère que ces grès sont composés d'un mélange de matériaux provenant de source essentiellement protérozoïque avec une contribution archéenne de moindre importance. Leurs âges modèles font ressortir deux régions-sources majeure: 1) une source à 1900-1800 Ma qui est similaire à ceux de l'orogène trans-labradorien ; 2) une autre source d'âge 2700-2600 Ma qui est semblable aux âges des cratons archéens (provinces du Supérieur, de Rae et de Nain). Les granites intrusifs dans les sédiments du Groupe de Wakeham ont des âges U-Pb qui varient entre 1495 Ma et 1510 Ma et des valeurs ϵNd (1,5 Ga) entre +1 et +3. Ces données indiquent que les granites ont probablement été contaminés par des sédiments d'une croûte protérozoïque ou ont été le résultat de la fusion d'une croûte protérozoïque. Les données isotopiques du Hf sur des zircons prélevés à partir d'échantillons provenant des parties est et ouest du Groupe de Wakeham sont en accord avec les isotopes du Nd et supportent aussi la présence de sources protérozoïques et archéennes.

Des zircons des mêmes échantillons analysés pour les isotopes du Hf ont été datés par la méthode Pb-Pb. Ces âges sont ceux des sources des sédiments du Groupe de Wakeham qui sont semblables aux âges des batholites trans-labradoriens ainsi qu'à ceux

trouvés dans les provinces du Supérieur, de Nain et de Rae. Enfin, dans le but de déterminer l'âge d'un événement magmatique affectant le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham, nous avons analysé des zircons de l'échantillon de granite du Lac au 22^{ème} mille qui révèlent un âge U-Pb elzévirien ($1,3 \pm 0,1$ Ga). Cet âge dans la partie ouest du Groupe de Wakeham et ceux connues dans la partie est montrent que l'ensemble du bassin sédimentaire du Groupe Wakeham a été affecté par le même événement tectonomagmatique elzévirien.

ABSTRACT

The Wakeham Group is located in the eastern part of Grenville Province. It consists of arenites, arkoses, shales with minor amounts of rhyolite and mafic lavas resting unconformably on a Proterozoic gneissic basement and intruded by peraluminous granitic and gabbroic plutons, late syn-tectonic. The Wakeham Group rocks are distinct amongst the sedimentary sequences of the Grenville Province because of their weakly deformed and greenschist facies metamorphosed rocks. Geochemical, isotopic (Sm-Nd and Lu-Hf) and geochronological (Pb-Pb and U-Pb) studies are used to constrain the character of the sediment source and depositional age of the Wakeham Group sedimentary rocks.

Major element abundances indicate that sedimentary rocks of the Wakeham Group contain a mature material rich SiO₂ and low MgO, and immature material low SiO₂ and rich MgO. The Wakeham Group rocks are generally arenitic to arkosic and potassic in composition, consistent with a source area dominated by quartzitic and granitic compositions. However, trace element data are similar for both and REE profiles are comparable to the NASC which is representative of the Proterozoic crust composition.

Sedimentary rocks from the Wakeham Group yield initial ϵ_{Nd} (1.6 Ga) values ranging from -5 to +6; and depleted mantle model ages groupings at 1800, 1900, 2300 and 2700 Ma. The Nd data suggests that the material for the sedimentary rocks was derived from at least two main sources, one Proterozoic the other Archean: 1) sources with ages 1900-1800 Ma that overlap the ages of Trans-Labradorian orogeny; 2) sources with ages 2700-2600 Ma which resemble to the Archean cratons ages such as the Superior, Rae and Nain provinces. The late peraluminous granites (1495-1510 Ma) have ϵ_{Nd} values of +1 to +3 and model ages of 1800 to 1900 Ma that reflect the formation of the granites from melting of a predominantly Proterozoic crustal source or their contamination by a proterozoic crust. The Hf isotope data for detrital zircons from the Wakeham Group yield a range of model ages comparable to the Nd model ages and support the concept of a predominantly Proterozoic source with minor Archean contribution.

Zircons from the same samples analysed for Hf isotopes were used for Pb-Pb geochronology. The Pb-Pb age groupings for Wakeham Group sedimentary rocks resemble the ages from the Proterozoic Trans-labradorian batholiths and those found in the Archean Superior, Nain and Rae provinces. A U-Pb age of 1.3 ± 0.1 Ga determined for the Lac au 22^{ème} mille granite in the eastern part of the Wakeham Group indicates that both of the eastern and the western parts of the Wakeham Group were affected by the same Elzevirian tectono-magmatic event.

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier principalement mon directeur de thèse, M. Ross Stevenson, pour son aide, ses conseils judicieux, sa confiance et ses encouragements continus et à M. Pierre Verpaël (Ministère des Ressources naturelles du Québec) qui a agit comme co-directeur et m'a apporté une aide essentielle à l'accomplissement de cette étude. Une pensée profonde pour le docteur James Bourne pour son aide inconditionnelle et sa générosité. Je tiens à remercier les membres du comité de cette thèse : M. Alain Simard (Ministère des Ressources naturelles du Québec), M. Nuno Machado du GÉOTOP (UQAM) et M. Walter E. Jr Trzcienski (Université de Montréal) pour avoir accepter d'évaluer cette thèse et me donner le moyen de l'améliorer.

Je tiens aussi à remercier mes compagnons de terrain Louis Madore, Daniel Brisebois et Sébastien Lavoie, pour leur aide durant la période d'échantillonnage et de cartographie. Je suis également reconnaissant envers Gill Gauthier (U de M), Rénald Lapointe, Sophie Leblanc, Geneviève Leblanc et Leïf Campo (UQAM) pour leur assistance technique dans les laboratoires et pour la préparation des échantillons. Je remercie Robert Marquis (Ministère des Ressources naturelles du Québec) pour ses encouragements à aller au bout de cette thèse et Johanne Jobidon pour son soutien technique en graphisme.

Je voudrais également exprimer mes remerciements envers Charles Gower (Département des Mines et de l'Énergie de Terre-Neuve), Toby Rivers (Université Memorial à Terre-Neuve, Michel Hocq (Ministère des Ressources naturelles du Québec) et à mes grands amis Hélène Isnard (GÉOTOP, UQAM) et Yan Ducharme (Cambior) ainsi que le corps professoral de l'Université du Québec à Montréal, notamment Michel Jébrak pour toutes les discussions et pour leurs commentaires très bénéfiques pendant l'élaboration de cette thèse. Merci également à Micheline Lacroix (assistante à la gestion des programmes d'études) pour être toujours prête à aider et faciliter les procédures administratives.

J'exprime aussi ma reconnaissance au ministère des Ressources naturelles du Québec (projet Wakeham, Pierre Verpaël et Louis Madore), au CRSNG (subvention Clément Gariépy et Ross Stevenson) et à Ross Stevenson (différentes subventions de recherche) pour le support financier accordé lors de la réalisation de cette étude. Les travaux de terrain et les frais d'analyses géochimiques des éléments majeurs et en traces ont été financés en grande partie par le Ministère des Ressources naturelles du Québec et toutes les analyses isotopiques ont été financées par le GÉOTOP grâce à l'implication des chercheurs Jean David et Antonio Simonetti.

Enfin, j'adresse à tous les membres de ma famille (papa, maman, mes sœurs Chérifa, Ilhem et les jumelles Meriama et Aldjia et mon petit frère Abdessamed) et leur exprime toute ma gratitude. Je leurs dis un gros *saha*.

TABLE DES MATIÈRES

	pages
RÉSUMÉ.....	ii
ABSTRACT.....	iv
REMERCIEMENTS.....	v
TABLE DES MATIÈRES.....	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	viii
LISTE DES FIGURES.....	ix
 INTRODUCTION.....	 1
 CHAPITRE 1 : GEOLOGIE.....	 6
1.1 Géologie générale.....	7
1.2 Géologie du Groupe de Wakeham.....	10
 CHAPITRE 2 : GEOCHIMIE.....	 18
2.1 Introduction.....	19
2.2 Procédure analytique.....	21
2.3 Résultat.....	22
2.3.1 Éléments majeurs.....	22
2.3.2 Éléments en traces.....	28
 CHAPITRE 3 : ISOTOPES DU Nd.....	 34
3.1 Introduction.....	35
3.2 Procédure analytique.....	39
3.3 Résultat.....	41
3.3.1 Roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.....	41
3.3.2 Roches granitiques intrusives dans le Groupe de Wakeham.....	49
 CHAPITRE 4 : ISOTOPES DU Hf.....	 53
4.1 Introduction.....	54

4.2 Procédure analytique.....	59
4.3 Résultats.....	60
CHAPITRE 5 : GEOCHRONOLOGIE Pb-Pb et U-Pb.....	69
5.1 Introduction.....	70
5.2 Procédures analytiques.....	74
5.2.1 Procédure pour le système Pb-Pb.....	74
5.2.2 Procédure pour le système U-Pb.....	75
5.3 Résultat.....	77
5.3.1 Datation Pb-Pb.....	77
5.3.2 Datation U-Pb.....	83
5.3.2.1 La Suite felsique de Kataht.....	83
5.3.2.2 Granite au 22 ^{ème} mille.....	85
6 CHAPITRE 6 : DISCUSSION.....	88
6.1 Évolution géochimique des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.....	89
6.2 Évolution isotopique.....	91
6.3 Contraintes sur l'âge des régions-sources des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.....	93
6.4 Contraintes sur l'âge de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham.....	99
6.5 Environnement de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham.....	101
6.6 Modèle tectonique de mise en place du Groupe de Wakeham.....	102
CONCLUSIONS.....	108
RÉFÉRENCES.....	112
ANNEXE : DONNÉES GÉOCHIMIQUES, ISOTOPIQUES, GÉOCHRONOLOGIQUES ET ANALYTIQUES.....	139

LISTE DES ANNEXES ET DES TABLEAUX

ANNEXE 1 : Tableau comparatif des rapports ^{176}Lu - ^{177}Hf des échantillons provenant de différentes régions dans le monde.

TABLEAU 1 : Données lithogéochimiques des éléments majeurs et des éléments en trace pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

TABLEAU 2 : Résultats analytiques Sm-Nd sur roche totale des sédiments du Groupe de Wakeham et de quelques granites intrusifs.

TABLEAU 3 : Position des collecteurs pour mesurer les isotopes du Sm en mode statique.

TABLEAU 4 : Résultats analytiques Lu-Hf sur les zircons des échantillons (ZR2, ZR3 et ZR5) du Groupe de Wakeham.

TABLEAU 5 : Positions des collecteurs pour mesurer les isotopes du Hf *in-situ* d'après les travaux de Machado et Simonetti (2001).

TABLEAU 6 : Conditions de fonctionnement du *LA-ICPMS* d'après les travaux de Machado et Gauthier (1996).

TABLEAU 7 : Configuration des collecteurs pour le système isotopique U-Pb.

TABLEAU 8 : Résultats géochronologiques U-Pb sur les zircons des échantillons (ZR2, ZR3 et ZR5) du Groupe de Wakeham.

TABLEAU 9 : Résultats analytiques U-Pb sur des zircons du granites du lac au 22ème mille.

LISTE DES FIGURES

- FIGURE 1 : Subdivisions tectoniques de la Province de Grenville (modifiée d'après Rivers et al., 1989)..... 2
- FIGURE 2 : a) Âges et stratigraphie des principaux événements géologiques dans le Groupe du Wakeham et la Province de Grenville; modifié d'après Madore et al. (1997) et b) Carte géologique simplifiée de la région incluant le Groupe de Wakeham (tirée de Avramtchev, 1983; Indares et Martignole, 1993) avec la localisation des échantillons analysés pour les isotopes du Nd.)..... 11
- FIGURE 3 : Diagramme de classification des sédiments terrigènes (Pettijohn et al., 1972) pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham..... 23
- FIGURE 4 : a) Diagramme $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 montrant la maturité du matériel sédimentaire formant le Groupe de Wakeham; b) Diagramme MgO versus SiO_2 montrant la maturité du matériel sédimentaire; c) Diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 montrant le caractère potassique du matériel sédimentaire..... 29
- FIGURE 5: a) Diagramme de discrimination $\log(\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O})$ versus SiO_2 tiré de Roser et Korsch (1986) contraignant l'environnement de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham; b) Diagramme de discrimination D1 versus D2 de Roser et Korsch (1988) montrant la composition des régions-sources des sédiments du Groupe de Wakeham. Où $D1 = -1,773\text{TiO}_2 + 0,607\text{Al}_2\text{O}_3 + 0,76\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} - 1,5\text{MgO} + 0,616\text{CaO} + 0,509\text{Na}_2\text{O} - 1,224\text{K}_2\text{O} - 9,09$ et

$$D2=0,445\text{TiO}_2 + 0,07\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,25\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0,76\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{total})} - 1,124\text{MgO} + 0,438\text{CaO} \\ + 1,475\text{Na}_2\text{O} + 1,426\text{K}_2\text{O} - 6,861 \dots\dots\dots 27$$

FIGURE 6 : Diagrammes de variation des éléments en traces pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham : (a) Hf versus Zr, (b) Th versus U..... 29

FIGURE 7 : Profils d'abondance des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDounough, 1989) montrant le profil des NASC (*North American Shale Composite* ; en ligne foncée) a) les profils des roches sédimentaires de la partie ouest du Groupe de Wakeham et; b) les profils des roches sédimentaires de la partie est du Groupe de Wakeham..... 32

FIGURE 8 : Histogramme des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham..... 42

FIGURE 9 : Diagramme ϵNd en fonction de l'âge montrant l'évolution isotopique Sm-Nd des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et des granites qui les recoupent..... 44

FIGURE 10 : Histogramme des âges modèles du Nd pour a) les roches sédimentaires de l'ensemble du Groupe de Wakeham, b) les roches sédimentaires de la partie est et c) les roches sédimentaires de la partie ouest..... 45

FIGURE 11 : a) Diagramme $f(\text{Sm-Nd})$ versus $\epsilon\text{Nd}(1,6 \text{ Ga})$ montrant les différentes sources possibles pour le matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham. Le champ hachuré représente la variation isotopique de la Province du Supérieur (McCulloch et Wasserburg, 1978; Stevenson et Patchett 1990) et des roches sédimentaires du Supergroupe du Huronien (McLennan et al., 2000). Le

champ en petits points représente la variation isotopique des gneiss de Tasiuyak, de la Province de Rae et les métasédiments du Groupe de Ramah (Thériault et Ermanovics, 1997). Le champ en barres obliques représente les batholites et les sédiments labradoriens (Dickin, 1998). Les granites intrusifs dans les séquences sédimentaires du Groupe de Wakeham sont représentés en losanges ouverts (cette étude); b) Diagramme $f(\text{Sm-Nd})$ versus âge modèle montrant la nature et la localisation dans le temps des différentes régions-sources du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham..... 48

FIGURE 12 : Carte géologique simplifiée de la région du Groupe de Wakeham tirée de Avramtchev (1983) et Indares et Martignole (1993), montrant la localisation des échantillons de géochimie isotopique Lu-Hf et de géochronologie Pb-Pb et U-Pb. Les numéros encerclés correspondent aux sites de prélèvement d'échantillons ayant fait l'objet d'analyses géochronologiques :

- 1) Anorthosite : 1062 ± 4 Ma (Van Breemen et Higgins, 1993),
- 2) Mangérite : $1126^{+7/-6}$ Ma (Emslie et Hunt, 1990),
- 3) Granite : 948 ± 2 Ma (Fowler et Doig, 1983),
- 4) Porphyre felsique : 1246 ± 5 Ma (Clark et Machado, 1995),
- 5) Gneiss granitique : 1495 ± 2 Ma (Clark et Machado, 1995),
- 6) Gabbro : $1177^{+5/-4}$ Ma (Martignole et al., 1994),
- 7) Monzonite foliée : 1079 ± 5 Ma (Loveridge, 1986),
- 8) Gneiss : $1665^{+58/-40}$ Ma (Loveridge, 1986),
- 9) Granite : 993 ± 3 Ma (Loveridge, 1986),
- 10) Granite folié : 1245 ± 3 Ma (Indares et Martignole, 1993),
- 11) Granite folié : 1239 ± 3 Ma (Indares et Martignole, 1993),
- 12) Rhyolite : $1271^{+13/-3}$ Ma (Loveridge, 1986),
- 13)

Monzonite porphyrique : 1322 ± 7 Ma (Martignole et al., 1992), 14) Gneiss granitique : 1515 ± 30 Ma (Verpaelst et al., 1997a), 15) Gneiss granitique : 1535 ± 5 Ma (Wodicka et al., 2002), 16) Granite gris : $1498 \pm 4/-3$ Ma (Wodicka et al. 2002), 17) Granite gneissique : $1485 \pm 63/-31$ Ma (Wodicka et al., 2002), 18) Granite porphyrique : $1496 \pm 8/-7$ Ma (Verpaelst et al., 1997a), 19) Porphyre felsique du lac Le Doré : 1510 ± 10 Ma (Verpaelst et al., 1997a), 20) Porphyre felsique du lac Porphyre : $1503 \pm 6/-4$ Ma (Verpaelst et al., 1997a), 21) Granite rapakivi : $1497 \pm 15/-9$ Ma (Wodicka et al. 2002), 22) Porphyre felsique de la rivière Olomane : 1495 ± 2 Ma (Verpaelst et al., 1997a), 23) Granite tardif : 981 ± 2 Ma (Wodicka et al., 2002), 24) Granite du Lac au 22^{ème} mille : $1,3 \pm 0,1$ Ga (présente étude)..... 50

FIGURE 13 : Diagramme montrant la variation des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ versus les valeurs ϵHf pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham..... 62

FIGURE 14 : Diagramme $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ versus l'âge présumé des dépôts du bassin sédimentaire montrant l'évolution isotopique Lu-Hf des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, celles du manteau appauvri, de CHUR et d'une croûte vieille de 2,9 Ga..... 63

FIGURE 15 : Histogramme des âges modèles Lu-Hf pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham..... 64

FIGURE 16 : Figure 16 : Histogrammes comparatifs des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ des échantillons: a) du Bouclier Canadien, d'Afrique du Sud et du Craton du Wyoming (Stevenson et Patchett, 1990); b) de la partie centrale de la sous-

province de Uchi (Corfu et Stott, 1993; Corfu et Stott, 1996); c) des Gneiss d'Amîtsoq, ceux de la Formation Green Mountain et de la région de Gunnison au Colorado (Vervoort et Blichert-Toft, 1999); d) des échantillons du Groupe de Wakeham (cette étude)..... 68

FIGURE 17 : Histogrammes des âges Pb-Pb pour a) les zircons des échantillons ZR2, ZR3 et ZR5 extraits des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham; b) les zircons de l'échantillon ZR2; c) les zircons de l'échantillon ZR3 et d) les zircons de l'échantillon ZR5..... 78

FIGURE 18 : Concordia des âges U-Pb illustrant les résultats analytiques de zircons provenant des veines granitiques du lac au 22^{ème} mille et qui recoupent les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham 87

FIGURE 19 : Carte représentant une reconstruction du Supercontinent Protérozoïque Rodinia nommé aussi AUSWUS (Australia-Southwest U.S.) d'après Karlstrom et al. (1999) et Karlstrom et al. (2001) montrant les âges modèles de différentes entités lithostratigraphiques qui pourraient être corrélés avec les âges modèles des sédiments du Groupe de Wakeham..... 95

FIGURE 20 : Croquis montrant l'évolution tectonomagmatique du Groupe de Wakeham..... 103

Introduction

Le Bouclier Canadien est constitué d'un ensemble de terrains archéens bordés par des ceintures orogéniques protérozoïques. La Province du Supérieur notamment qui constitue la majeure partie du territoire est bordée au nord-est et nord-ouest par l'orogène trans-hudsonien, dont les événements tectonométamorphiques ont été datés à ca. 1,8 Ga, et au sud par la Province de Grenville (Wynne-Edwards, 1972). Avec ses 200 à 600 km de largeur et ses 2000 km de longueur dans l'est du continent nord-américain, la Province de Grenville est l'un des plus larges terranes protérozoïques (figure 1). Elle est composée de roches supracrustales protérozoïques et de roches archéennes remaniées par des événements protérozoïques. Ces roches ont enregistré les événements Labradorien à 1710-1600 Ma, Pinwarrien à 1530-1450 Ma, Elzévirien à 1300-1200 Ma et Ottawaien à 1100-1000 Ma (Wynne-Edwards, 1972; Gower, 1996a). Ces roches ont été déformées et métamorphisées par l'orogénèse grenvillien à 1080-970 Ma (Gower, 1996b). Malgré de nombreuses études, la Province de Grenville n'est que très peu comprise en terme d'évolution tectonique en raison du degré de métamorphisme élevé et de l'intense déformation qui ont obstrué l'information sur les origines de ses multiples composantes. Le cycle orogénique grenvillien en particulier est responsable en grande partie du haut degré de métamorphisme et de la déformation ductile des roches de la Province de Grenville (Gower, 1996a, b). Généralement le grade de métamorphisme est élevé, et seuls, quelques terranes isolés possèdent un degré de métamorphisme relativement faible (p. ex. le Groupe de Flinton dans la région de Hastings, Ontario; Martignole et al., 1994

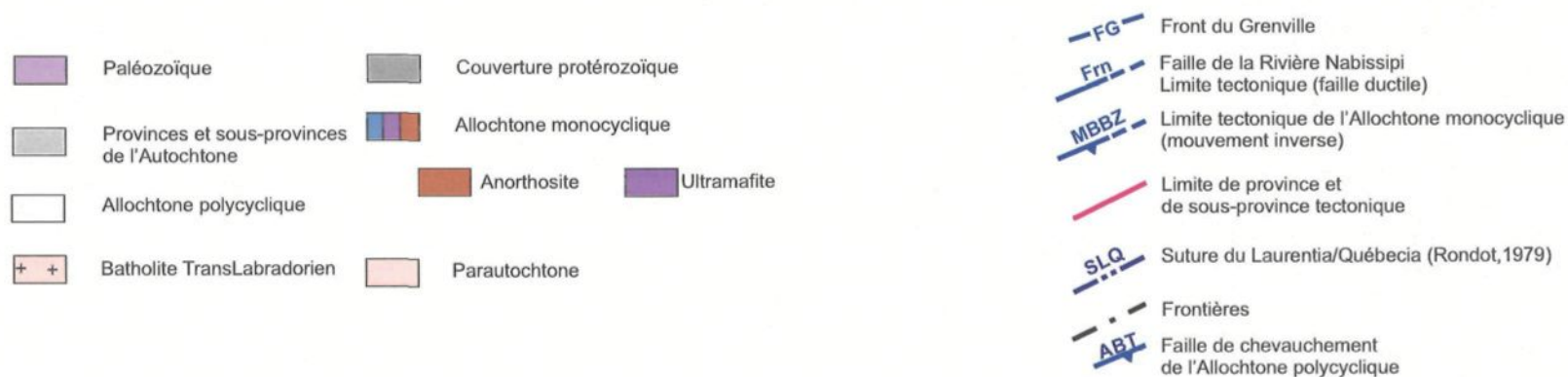
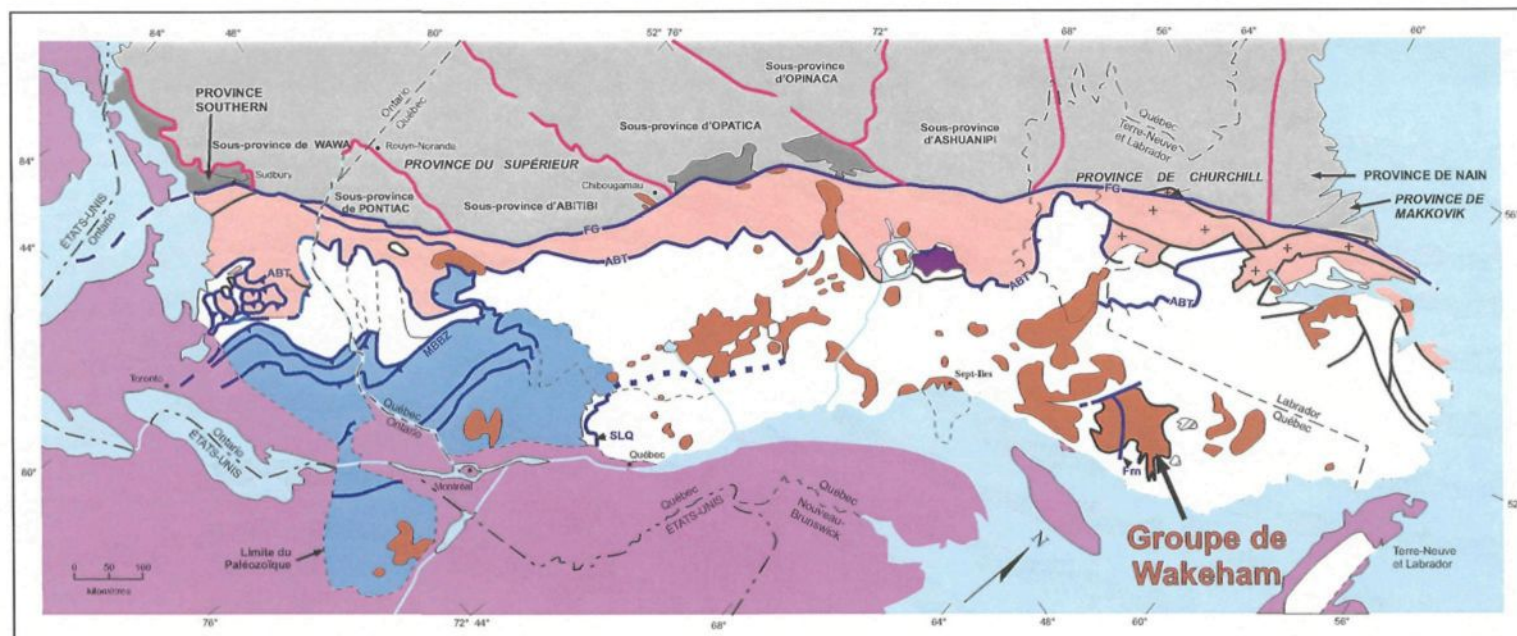


Figure 1 : Subdivisions tectoniques de la Province de Grenville (modifiée d'après Rivers et al., 1989).

et le Groupe de Wakeham, Québec; Martignole et al., 1987; Rivers et al., 1989; Camion, 1990).

La présente étude porte à la fois sur les caractères géochimiques, isotopiques et géochronologiques des roches sédimentaires protérozoïques du Groupe de Wakeham dans la Province de Grenville.

L'activité des plaques tectoniques était plus intense et le recyclage de la croûte terrestre était plus rapide durant l'Archéen que durant le Protérozoïque (p. ex. Condie, 1973; McLennan et Taylor, 1982). Dans cette perspective, le Protérozoïque est considéré comme une période géologique pendant laquelle la stabilisation et la croissance de la croûte continentale ont été particulièrement importantes (p. ex. McCulloch, 1987). Le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham représente une excellente opportunité pour l'étude des terrains protérozoïques car il se compose de roches généralement métamorphisées au faciès des schistes verts et sont relativement peu déformées. Ces roches ont préservé, par conséquent, des informations reliées à des événements géologiques normalement masqués ailleurs par le haut degré de métamorphisme et l'intense déformation. À ce jour, de nombreuses incertitudes demeurent quant à la localisation et aux caractéristiques des sources du matériel présent dans le bassin du Wakeham, ainsi qu'à l'âge du dépôt des sédiments et la nature du milieu de dépôt de matériaux sédimentaires. Dans cette étude, nous tenterons de déterminer ces différents aspects à l'aide d'une combinaison de la géochimie des éléments majeurs et en traces, de la géochimie isotopique (Sm-Nd, Lu-Hf) et de la géochronologie (Pb-Pb et U-Pb).

L'intégration des données géologiques et géochronologiques de la partie Est du Grenville durant ces dernières décennies a permis d'établir la chronologie d'événements importants et l'élaboration de modèles tectoniques (p. ex. Schärer et al., 1986; Gower et al., 1992; Connelly et Heaman, 1993; Kamo et al., 1996; Wasteneys et al., 1997; Corrigan et al., 2000). À la suite de la campagne de cartographie détaillée du Ministère des Ressources naturelles (1996) des secteurs choisis du bassin sédimentaire du Wakeham situé dans le segment oriental de la Province de Grenville (figure 2b), nous avons entrepris les études géochimiques, isotopiques et géochronologiques. Cette thèse présente ces résultats et élargit le cadre géologique et géochronologique proposé par Martignole et al. (1994). Les éléments majeurs et en traces nous permettent de déterminer les caractéristiques des régions-sources des sédiments qui ont formé le Groupe du Wakeham. Les isotopes du Nd et du Hf, qui ont prouvé leurs utilités pour déterminer la source des roches sédimentaires (p. ex. McCulloch et Wasserburg, 1978; McLennan, 1990, Patchett et al., 1981) apportent de nouvelles informations sur la composition des régions-sources des sédiments du Groupe de Wakeham et sur les différentes composantes qui ont contribué à la formation de ces sédiments. Les systèmes isotopiques Pb-Pb et U-Pb sont d'excellents géochronomètres. Les isotopes du Pb, réalisés sur des zircons détritiques, nous renseignent sur les âges des régions-sources des roches sédimentaires. Le système isotopique U-Pb appliqué sur des zircons provenant de roches plutoniques qui recoupent le Groupe du Wakeham révèle l'âge de ces intrusions et celui des événements magmatiques qui ont affecté le Groupe de Wakeham.

Cette thèse apporte un complément d'informations pertinentes aux travaux de cartographie géologique réalisés par le ministère des Ressources naturelles du Québec dans

cette région et permettra donc de caractériser les régions-sources des roches sédimentaires, de déterminer les conditions de leur transport et de définir les processus de dépôt associés aux bassins sédimentaires protérozoïques. Ceci permet d'apporter de nouvelles idées sur l'évolution mésoprotérozoïque de cette partie la Province du Grenville.

CHAPITRE 1

GÉOLOGIE

CHAPITRE 1

GÉOLOGIE

1.1 Géologie générale

La Province de Grenville constitue la dernière province d'âge Précambrien à s'être ajoutée au Bouclier canadien. Elle se prolonge au-delà du territoire canadien (figure 1) puisqu'elle s'étend au sud des Grands-Lacs sous les plaines du centre des États-Unis (Hoffman, 1989). Elle est observée dans la partie interne des Appalaches jusqu'aux états de la Caroline, sous forme d'écaillés de socle imbriquées (Bartholomew, 1984). La province de Grenville se prolonge vers l'est au Groenland, dans les Calédonides au nord-ouest de l'Irlande et de l'Écosse (Haller, 1971) et jusqu'au sud de la Norvège et de la Suède où elle correspond à la Province Svéconorvégienne (Max, 1979).

La Province de Grenville, dans l'Est canadien, forme une longue bande NE-SW délimitée au Nord par une discontinuité métamorphique et structurale, connue sous le nom de Front de Grenville (figure 1). Cette structure marque le contact du Grenville avec la fosse du Labrador et les provinces archéennes du Supérieur, de Nain et de Rae. Au Sud, la

Province de Grenville disparaît sous la couverture de la Plate-forme du Saint-Laurent d'âge paléozoïque. En se basant sur la structure, l'âge et la composition des roches, Rivers et al. (1989) ont subdivisé la Province du Grenville en trois unités, le Parautochtone (au Nord-Ouest), l'Allochtone polycyclique (au centre) et l'Allochtone monocyclique (au Sud-Est) (figure 1). Comparée aux subdivisions précédentes (Wynne-Edwards, 1972), celle-ci a la qualité d'intégrer des données structurales lithologiques, géochimiques, géochronologiques et géothermobarométriques obtenus depuis. Cependant, les limites entre ces unités informelles sont mal définies en raison du haut degré de métamorphisme, de la déformation ductile intense (Rivers et al., 1989) et de l'absence d'une cartographie suffisamment détaillée.

La ceinture Parautochtone, située entre le Front du Grenville et le front de chevauchement de la ceinture Allochtone polycyclique, est caractérisée par des lithologies continues et similaires à celle des provinces géologiques adjacentes (Provinces du Supérieur, du Rae et du Nain; Rivers et al., 1989). Cette ceinture est constituée de terrains d'âges Archéen, Protérozoïque inférieur (Aphibien) et moyen (Hélikien) (p. ex. Hocq, 1994). Des levés gravimétriques montrent un épaississement du Parautochtone qui correspond en partie à la zone tectonique du Front de Grenville (Wynne-Edwards, 1972). Cet épaississement n'est pas uniquement un produit de l'orogénie grenvillienne, mais pourrait lui être antérieur (Hocq, 1994). La limite avec l'Allochtone polycyclique située au Sud est en discordance tectonique. Celle-ci est causée par des failles inverses inclinées vers le sud-est, représentées par la zone de failles de charriage de l'Allochtone.

La ceinture Allochtone polycyclique est constituée de terranes chevauchés sur le Parautochtone. Elle est définie comme polycyclique car les roches supracrustales montrent des évidences d'épisodes tectonomagmatiques précoces antérieures à celui de l'orogénie grenvillien. En général, l'Allochtone polycyclique contient des intrusions de granite, de gabbro et d'anorthosite ainsi que des gneiss dont le degré du métamorphisme varie des faciès des amphibolites aux faciès des granulites (Rivers et al., 1989). Elle est séparée de l'Allochtone monocyclique par une limite tectonique appelée Zone de faille de l'Allochtone monocyclique. Cette limite a été appelée Limite de la Ceinture des Métasédiments centraux par Wynne-Edwards (1972). C'est une zone de failles ductiles complexes large de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres dans le secteur occidental de la Province de Grenville (Hocq, 1994).

L'Allochtone monocyclique dans lequel Martignole et al. (1987) et Rivers et al., (1989) ont inclus le Groupe de Wakeham, ne semble pas affecté par les déformations pré-grenvilliennes (Rivers et al., 1989). Cette ceinture est composée de roches supracrustales, de massifs anorthositiques et de granitoïdes contenant parfois des orthopyroxènes. La majeure partie de l'allochtone monocyclique de l'ouest du Québec est constituée de deux principaux terrains : le terrain de Mont-Laurier (Corriveau, 1989) et celui de Morin (Rondot, 1986). Dans la partie est du Québec, l'Allochtone monocyclique est représenté par le bassin sédimentaire du Wakeham. Celui-ci a été proposé par Martignole et al. (1987) pour les roches épimétamorphiques du Supergroupe de Wakeham (Groupe de Wakeham, pour cette étude).

Dans l'est de la Province de Grenville (figure 1), les âges U-Pb sur des zircons indiquent la présence de suites intrusives felsiques anciennes. Elles se sont mises en place entre 1676 et 1576 Ma dans le Parautochtone et dans la zone de nappes de l'Allochtone polycyclique (Gower et al., 1992). L'Allochtone monocyclique est recoupé par des événements plutoniques d'âge ca. 1500 Ma (Verpaelst et al. 1997a) et d'âge ca. 1000 Ma (Bourne, 1991).

1.2 Géologie du Groupe de Wakeham

Le Groupe de Wakeham est localisé dans le Nord-Est du Québec au sein de la ceinture Allochtone monocyclique de la Province de Grenville (figure 1). Il est composé de roches métasédimentaires peu déformées et le métamorphisme peut être aussi faible que le faciès des schistes verts (Wynne-Edwards, 1972; Bourne et al., 1977; Rivers et al., 1989; Martignole et al., 1994; Verpaelst et al., 1996). Les unités lithologiques (figure 2a) comprennent des roches volcaniques felsiques peralcalines (Bourne, 1986), des sills de gabbros, des basaltes et plus de 1000 mètres d'épaisseur de roches sédimentaires. Ces dernières sont recoupées par des granites tardifs d'âge ca. 990 Ma (Bourne, 1991) et par d'autres granites qui se sont mis en place pendant et après le dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham, dont le plus vieil âge est autour de 1500 Ma (Verpaelst et al., 1997b; Verpaelst et al., 1999). Les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham sont composées surtout d'arénites quartzitiques et feldspathiques (arkose) avec des intercalations de shales/pélites, de carbonates et d'un peu de conglomérat. La combinaison de roches

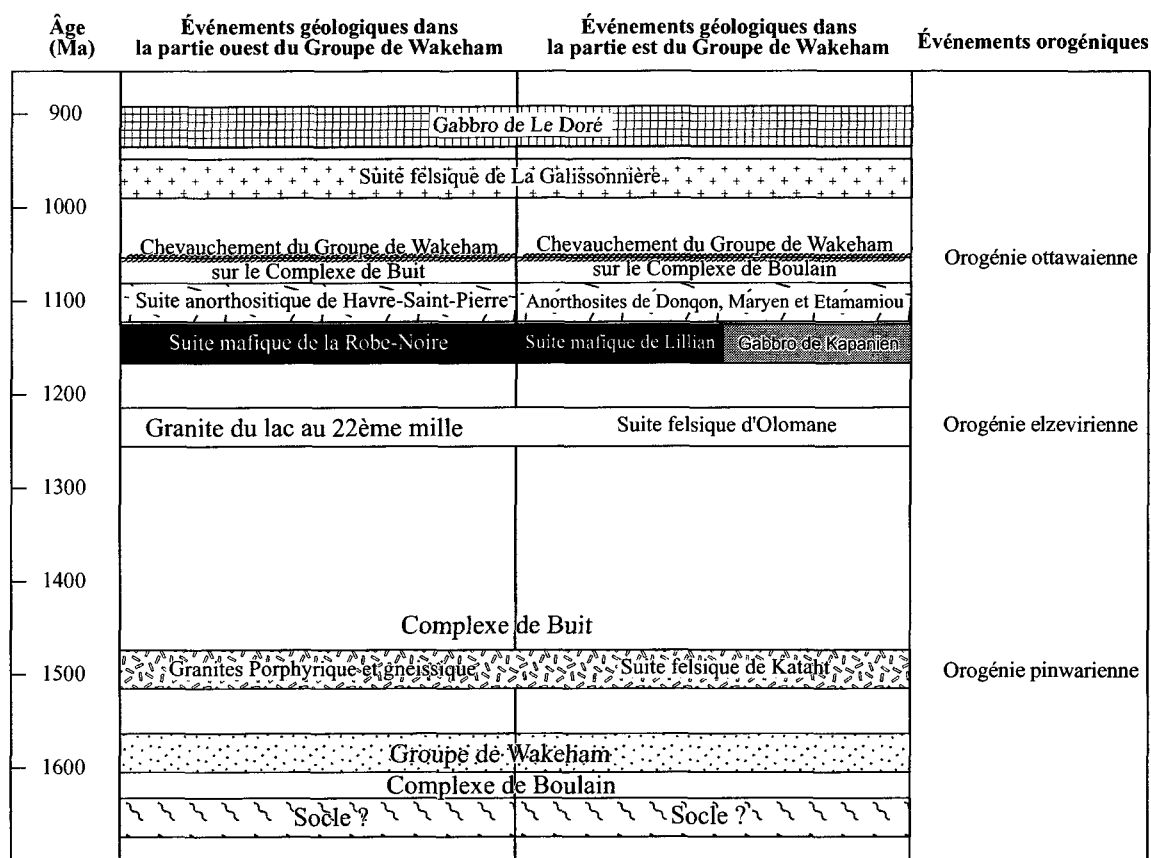


Figure 2 : a) Âges des principaux événements géologique et stratigraphie dans le Groupe du Wakeham et la Province de Grenville modifié d'après Madore et al. (1997).

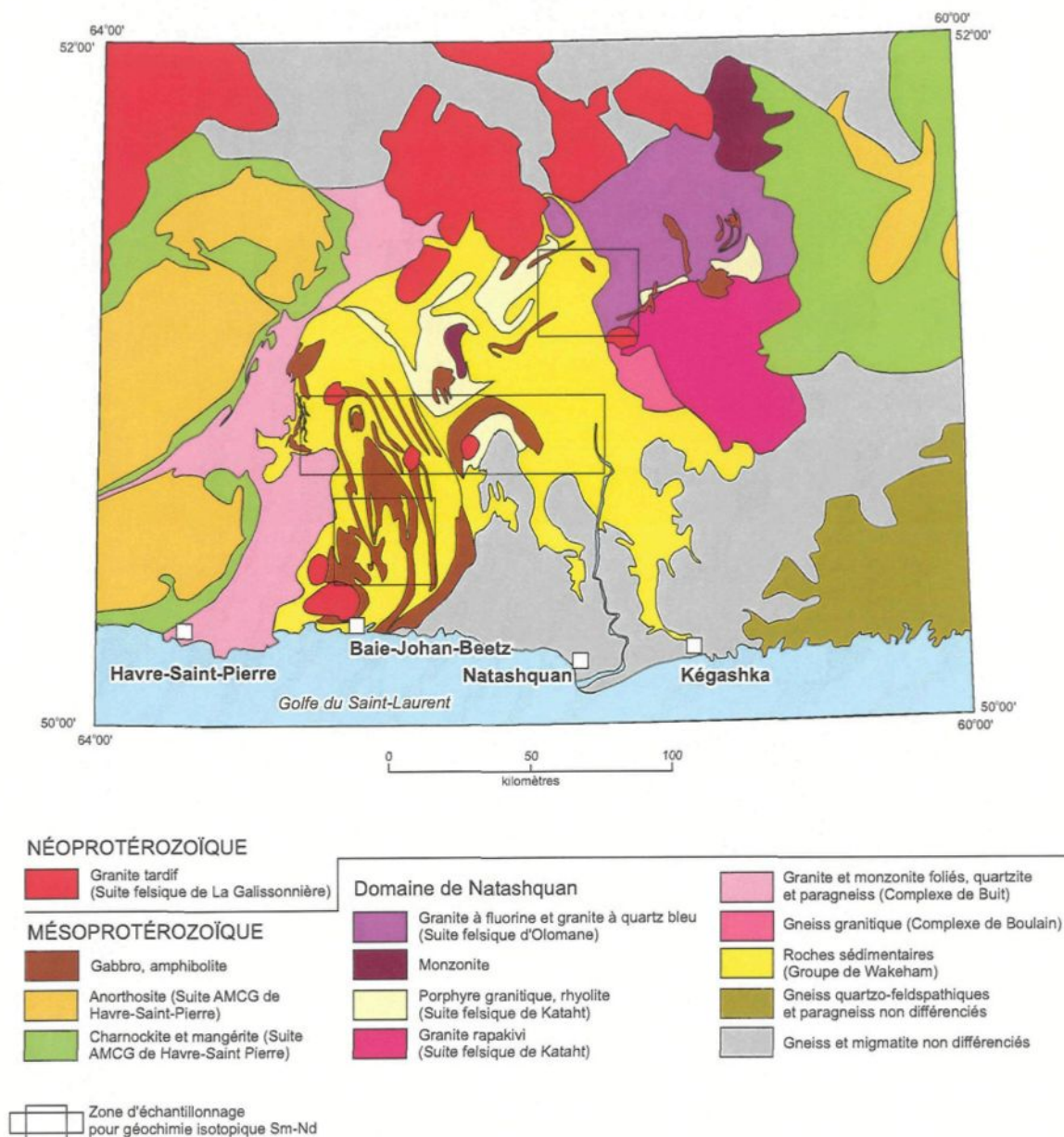


Figure 2 (suite) : b) Carte géologique simplifiée de la région incluant le Groupe de Wakeham (tirée de Avramtchev, 1983; Indares et Martignole, 1993) avec la localisation des zones échantillonnées pour les analyses des isotopes du Nd (les coordonnées NAD27 de chaque échantillon dans le tableau 2).

volcaniques felsiques, de granitoïdes hypabyssaux et de roches sédimentaires riches en quartz suggèrent que ces sédiments se sont déposés dans un environnement de type rift (Bourne et al., 1977; Martignole et al., 1994). Ces roches sont métamorphisées au faciès des schistes verts et au faciès des amphibolites, par endroit. Les travaux de cartographie géologique de la région étudiée mettent le Groupe du Wakeham dans le domaine de Natashquan (Claveau, 1949 ; Madore et al., 1997; Verpaelst et al., 1997a). Ce dernier est un domaine tectonostratigraphique qui comprend une ceinture de roches supracrustales mésoprotérozoïques, le groupe de Wakeham, ainsi que des complexes de roches intrusives. Il aurait évolué, en partie de façon indépendante, et s'est juxtaposé aux autres entités géologiques environnantes lors de l'orogénie grenvillienne (Gobeil et al., 2002).

Claveau (1949) a reconnu un empilement sédimentaire à proximité du lac Wakeham qu'il a désigné comme «roches sédimentaires du Lac Wakeham». Il a divisé la séquence en trois lithofaciès qui sont, du plus ancien au plus récent: 1) Un quartzite impur et micaschiste 2) Un quartzite blanchâtre massif à grains fins et 3) Un quartzite calcaire (sic) et un calcaire cristallin. Sharma et Jacoby (1972) ont identifié pour la première fois, des roches volcaniques felsiques dans la séquence sédimentaire. Ils ont introduit le terme de Groupe de Wakeham pour désigner la séquence de roches sédimentaires, de basalte et de rhyolite, métamorphisés aux faciès des schistes verts ou des amphibolites. Martignole et Indares (1987) ont élevé le Groupe de Wakeham au rang de supergroupe et l'ont subdivisé en deux groupes: le Groupe d'Aguanus situé à l'est et considéré comme étant à la base, et le Groupe de Davy à l'ouest et au sommet. Ces deux groupes sont séparés par la zone de cisaillement de la rivière Nabisipi selon Martignole et al. (1992) et Indares et Martignole (1993). Le

critère distinctif entre les deux groupes serait la présence de silicoclastites et de volcanites bimodales dans le Groupe d'Aguanus. Cependant, la superposition stratigraphique des deux groupes est loin d'être prouvée et ils ne se distinguent nullement l'un de l'autre sur la base de leurs caractéristiques lithologiques (Madore et al., 1997). Martignole et al. (1994) ont introduit la notion de terrane de Wakeham qui englobe l'ensemble des lithologies incluant les métasédiments et les intrusions qui les recoupent. Madore et al. (1997) ont ramené le Wakeham du rang de supergroupe à celui de groupe et les termes Aguanus et Davy ont été abandonnés. Cette nomenclature est celle que nous adoptons dans cette thèse. D'autres arguments géochimiques et isotopiques sont présentés dans cette thèse pour corroborer les ressemblances entre l'est et l'ouest du Groupe de Wakeham.

Madore et al. (1997) ont décrit en détail les principales lithologies (arénite quartzitique, arkose, shale et conglomérat) qui constituent le Groupe de Wakeham ainsi que leurs textures et leurs minéralogies.

L'arénite quartzitique et l'arkose sont les lithologies les plus abondantes du Groupe de Wakeham. En dépit de la recristallisation qui confère à la roche une texture granoblastique, le grès est à grain fin, généralement bien arrondi à très bien arrondi. Les feldspaths constituent 5% à 25% de la fraction principale. La plupart des échantillons contiennent les mêmes minéraux accessoires dont l'actinote, l'épidote, le zircon, l'apatite, le sphène et la tourmaline. La matrice est composée de matériaux quartzo-feldspathiques finement recristallisés, de petits feuillets de muscovite généralement parallèles au litage et de porphyroblastes de biotite qui recoupent les structures sédimentaires. Un ciment de silice ou de carbonate est présent dans certaines parties de la séquence. Ces arénite et arkose sont

généralement en lits épais à très épais. Les lits sont pour la plupart tabulaires, mais on observe aussi des strates lenticulaires. La structure sédimentaire la plus commune est la lamination oblique tangentielle de type fosse (Blatt et al., 1972). On observe des lamines obliques planaires abruptes de plus d'un mètre d'amplitude. Des laminations parallèles planaires et, plus rarement, ondulantes, des laminations obliques de type «*hummocky cross-beds*», un granoclassement grossier, des rides de courant, des cupules («*dish structures*»), des rides d'oscillation, de petits chenaux d'érosion, des lits convolutés et des dykes clastiques ont été observés à quelques endroits (Daniel Brisebois, communication personnelle). Des «*rip-up clasts*» de shale sont présents à quelques endroits à la base de lits gréseux épais. Les plis synsédimentaires sont fréquents.

Le shale constitue généralement moins de 1% de la séquence observée. Les lits ont généralement entre un et cinq centimètres d'épaisseur, mais certains sont laminés de grès et atteignent près d'un mètre. Le shale est principalement composé de matériaux quartzofeldspathiques finement recristallisés, de muscovite, de biotite et d'amphibole. Les feuillets de muscovite, sont orientés parallèlement au litage. La biotite prend la forme de porphyroblastes et est remplacée partiellement la chlorite. Le shale contient parfois une fraction carbonatée qui varie entre 1% et près de 50% de la roche. Cette roche est généralement gréseuse et silteuse, laminée de mudstone carbonaté. Elle est de couleur grisâtre très foncée et se présente en lits épais. Quelques autres niveaux de roches carbonatées ont été trouvés ailleurs (Claveau, 1949; Cooper, 1957). En plus du shale carbonaté plus ou moins silicoclastique, certaines roches arkosiques sont légèrement calcaireuses.

Le conglomérat est une lithologie rare dans le Groupe de Wakeham et est interprétée comme une preuve de la présence d'une discordance dans la séquence du Groupe de Wakeham (Martignole et al., 1992). Trois types de conglomérat sont présents : un conglomérat intraformationnel à "*rip-up clasts*" de shales, un conglomérat monogénique à cailloux et galets de quartzite et un conglomérat polygénique à cailloux et galets de quartzite et de porphyre granitique. En général, les conglomérats sont concentrés dans la partie inférieure présumée de la séquence. Le conglomérat monogénique intraformationnel est composé de fragments de shale et l'épaisseur des lits n'excède pas un mètre. La matrice est généralement gréseuse. Le conglomérat monogénique contient des cailloux et galets de quartz ou quartzite. Il est rarement observé sur l'ensemble de l'aire d'affleurement du Groupe de Wakeham. Le conglomérat polygénique est constitué de cailloux et galets de quartzite et de granite porphyrique à phénocristaux de quartz bleuté.

Deux types de masses granitiques (précoce et tardive) viennent recouper l'empilement sédimentaire du Groupe de Wakeham. Il s'agit de granites à hornblende ou biotite, parfois à texture rapakivi, de porphyre et de monzonite quartzifère. Ces roches peuvent être peu à pas foliées (Bourne et al., 1977; Madore et al., 1997). Les granites post-tectoniques qui recoupent les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham (p. ex. granite de LaGalissonnière ; Bourne, 1991) ont un âge maximum de 993 ± 3 Ma (Loveridge, 1986). Des zircons et des titanites provenant de granites antérieurs à l'orogénie grenvillienne révèlent des âges autour de 1240 Ma (Martignole et al., 1994) et des âges sur zircons d'autres granites anté-grenvilliens autour de 1500 Ma (Madore et al., 1997). Parmi ces

granites, se trouvent des plutons de la suite d'Olomane (granite à fluorine, granite à quartz bleu ainsi que des granites à texture rapakivi ; Verpaelst et al., 1997a) et des veines granitiques métriques (p. ex. granite du Lac au 22^{ème} mille). Les granites les plus anciens ont des textures granitiques, rapakivi et porphyrique comme les granites de la suite de Katah (porphyre de Katah, porphyre du lac Le Doré, porphyre du lac Porphyre et porphyre de la rivière Olomane ; Verpaelst et al., 1997a), et une texture gneissique comme ceux du Complexe de Boulain (gneiss granitique; Verpaelst et al., 1997a).

CHAPITRE 2

GÉOCHIMIE

CHAPITRE 2

GÉOCHIMIE

2.1 Introduction

Dans cette section, nos objectifs sont de classer et déterminer la composition des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, celle des régions-sources ainsi que de caractériser l'environnement de dépôt de ces sédiments. Ceci permet de comparer les deux parties du Groupe de Wakeham. Pour ce faire, nous utilisons des outils géochimiques tels que les éléments majeurs et les éléments en traces.

Lorsque les magmas se refroidissent dans un système clos, c'est leur composition qui impose la nature et la proportion des phases minérales qui cristallisent. Lorsqu'il y a extraction de minéraux, leur composition stœchiométrique permet de calculer l'évolution chimique du liquide résiduel ainsi que la chimie des roches cumulatives (Rollinson, 1993). Cette observation est d'autant plus valable lorsqu'il s'agit de roches sédimentaires dont les fragments détritiques sont d'origine magmatique.

L'application des éléments majeurs dans la classification et la nomenclature des roches est largement utilisée pour les roches ignées. Ils sont aussi utiles quand il s'agit de roches sédimentaires. La seconde application des éléments majeurs consiste à élaborer des diagrammes avec des données bivariées et trivariées (diagramme binaire et diagramme ternaire). Ces diagrammes montrent les relations entre les éléments chimiques qui ont une implication directe sur les processus géochimiques. Un autre type d'utilisation des éléments majeurs consiste en une projection de l'évolution magmatique d'une roche dans un diagramme de phase. Dans ce cas-ci, on assume que ces événements se déroulent dans un système fermé.

Au contraire des éléments majeurs, les éléments en traces (éléments à concentrations inférieures à 0,1 %, soit 1000 parties par million) forment des solutions solides diluées obéissant à la loi de Henry selon laquelle la valeur des coefficients d'activité est constante et indépendante de la concentration (Rollinson, 1993). Donc, dans le cas idéal, un élément en trace se substitue à un autre élément en trace ou à un élément majeur dans son site cristallographique en formant une solution solide. Selon les règles de substitution de Goldschmidt qui régissent la localisation des éléments traces dans les phases minérales, la valence et le rayon ionique d'un élément sont les critères principaux. Parmi ces éléments en traces, les éléments de terres rares (ETR) occupent une place privilégiée dans la géochimie endogène et exogène (Rollinson, 1993). Les ETR, aussi appelés des lanthanides, comprennent 15 éléments dont 14 éléments sont naturels. Leurs numéros atomiques varient entre 57 et 71 depuis le lanthane jusqu'au lutécium. Les propriétés géochimiques des ETR sont très voisines du fait qu'ils ont en commun deux couches électroniques externes

trivalentes dans les conditions naturelles, à l'exception du Ce qui peut être tétravalent en milieu oxydant et de l'Eu qui peut être bivalent en milieu réducteur. Les ETR sont généralement considérés comme les moins solubles des éléments en traces. Ils sont relativement immobiles au cours du métamorphisme, de l'érosion et de l'altération hydrothermale (Taylor et Mc Lennan, 1985).

2.2 Procédure analytique

Parmi les échantillons qui sont analysés pour les isotopes du Nd du Hf et du Pb, une vingtaine d'échantillons représentatifs de chaque lithologie (arénite, arkose et shale) des régions est et ouest du Groupe de Wakeham ont été analysés pour la géochimie des éléments majeurs et des éléments en traces. Les analyses des éléments majeurs et des éléments en traces ont été effectuées au Centre de Recherche Minéral (Ministère des Ressources naturelles du Québec) et au Services analytiques de l'Université du Québec à Chicoutimi. Les éléments majeurs et quelques éléments en trace ont été déterminés par fluorescence X avec une précision de 1%. Seuls les éléments des terres rares sont analysés par activation neutronique avec une précision inférieure à 5%. Les concentrations des éléments des terres rares (ETR) ont été normalisées par rapport aux valeurs chondritiques présentées par Sun et McDonough (1989).

2.3 Résultats

2.3.1 Éléments majeurs

Les classifications géochimiques des roches sédimentaires ne sont pas aussi développées que celles des roches ignées et la majorité des classifications utilisent plutôt des caractéristiques visibles à l'œil nu ou sous microscope que la géochimie. Il est aussi difficile de trouver une relation simple entre la minéralogie des clastes et la composition chimique de la roche sédimentaire car les grains formant une roche sédimentaire pourraient provenir de l'érosion de roches dont les compositions chimiques sont différentes. Les classifications basées sur l'assemblage quartz-feldspath-fragments lithiques permettent de différencier entre des sédiments matures et immatures. Les caractères géochimiques les plus utilisés pour déterminer la maturité des sédiments sont le contenu en SiO_2 et le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (Potter, 1978). Ceci reflète l'abondance du quartz et le contenu en argile et en feldspath. Pettijohn et al. (1972) ont proposé une classification pour les sédiments terrigènes dans un diagramme basé sur $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ versus $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$; figure 3). Cependant, les auteurs de ce diagramme s'entendent sur le fait que la classification proposée n'est pas particulièrement fiable pour nommer des roches sédimentaires à cause de la mobilité des éléments tels que Na et K durant la diagenèse et le métamorphisme. Ce diagramme est par contre, d'une grande utilité pour montrer la relation entre la composition en éléments chimiques et les minéraux qui constituent les roches.

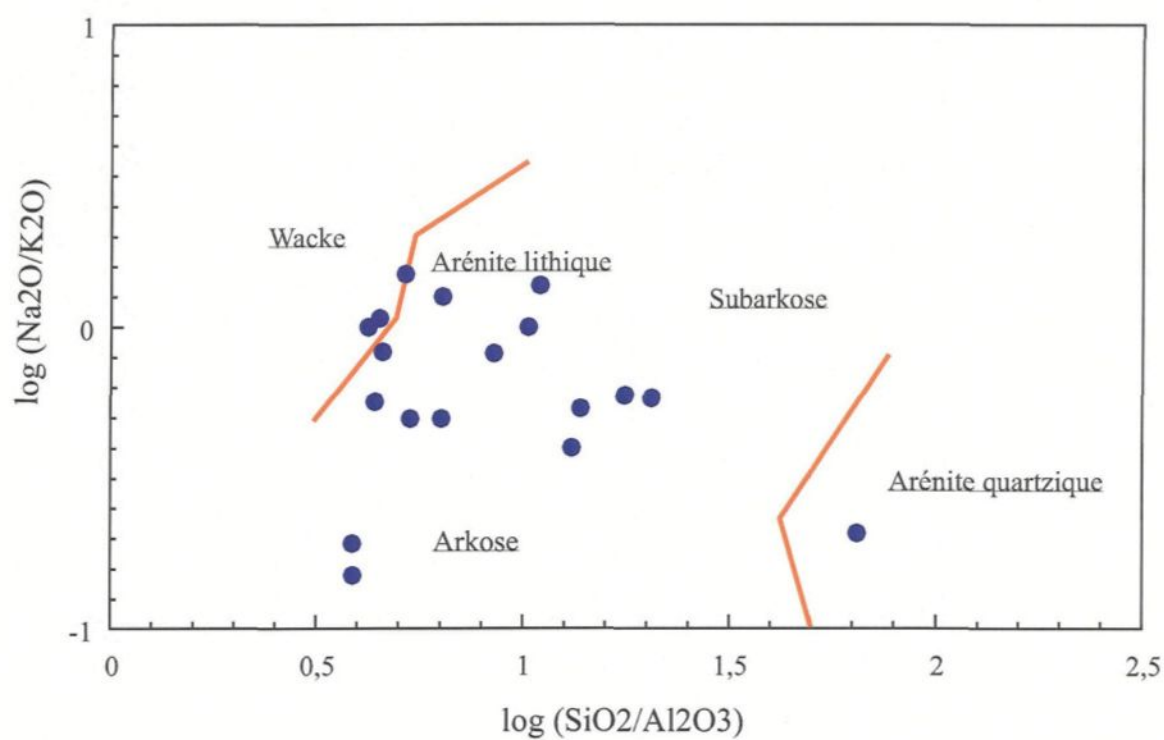


Figure 3 : Diagramme de classification des sédiments terrigènes (Pettijohn et al., 1972) pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Les lignes continues représentent des limites de composition.

Les variations dans les compositions chimiques des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham reflètent la diversité des roches échantillonnées (figure 3) et indiquent la variabilité des sources présentes dans la région. On note toutefois une dominance des lithologies riches en quartz. La quantité de SiO_2 varie de 98% dans les arénites quartzifères à 18% dans les shales carbonatés (tableau 1). Le MgO est très élevé, 4% dans quelques échantillons de la partie est du Groupe de Wakeham (figure 4a). Dans le diagramme SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (figure 4b), la maturité des sédiments semble être indépendante de la localisation géographique des échantillons. Les éléments majeurs $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ sont négativement corrélés avec SiO_2 (figure 4a, b). Ceci reflète la dilution du quartz dans quelques échantillons et la maturité du matériel sédimentaire dans d'autres échantillons de roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Les échantillons riches en carbonates, tous de la partie est du Groupe de Wakeham montrent de très faibles teneurs en SiO_2 et de très fortes teneurs en CaO (tableau 1). Dans la figure 4c, le diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 montre que la majorité des roches sédimentaires analysées du Groupe de Wakeham sont potassiques et quelques-uns de ces échantillons sont plutôt alcalins. La variation des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ versus SiO_2 (figure 5a), dans le diagramme de discrimination de Roser et Korsch (1986), place les échantillons des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham dans le champ des marges continentales actives. Quelques échantillons essentiellement des shales se trouvent dans le champ d'arc insulaire. La composition de la région-source semble varier entre des roches sédimentaires quartzieuses "quartzose" et de roche ignée felsique (figure 5b) selon le diagramme de fonctions discriminantes de Roser et Korsch (1988). Cependant, la majorité des échantillons ont des

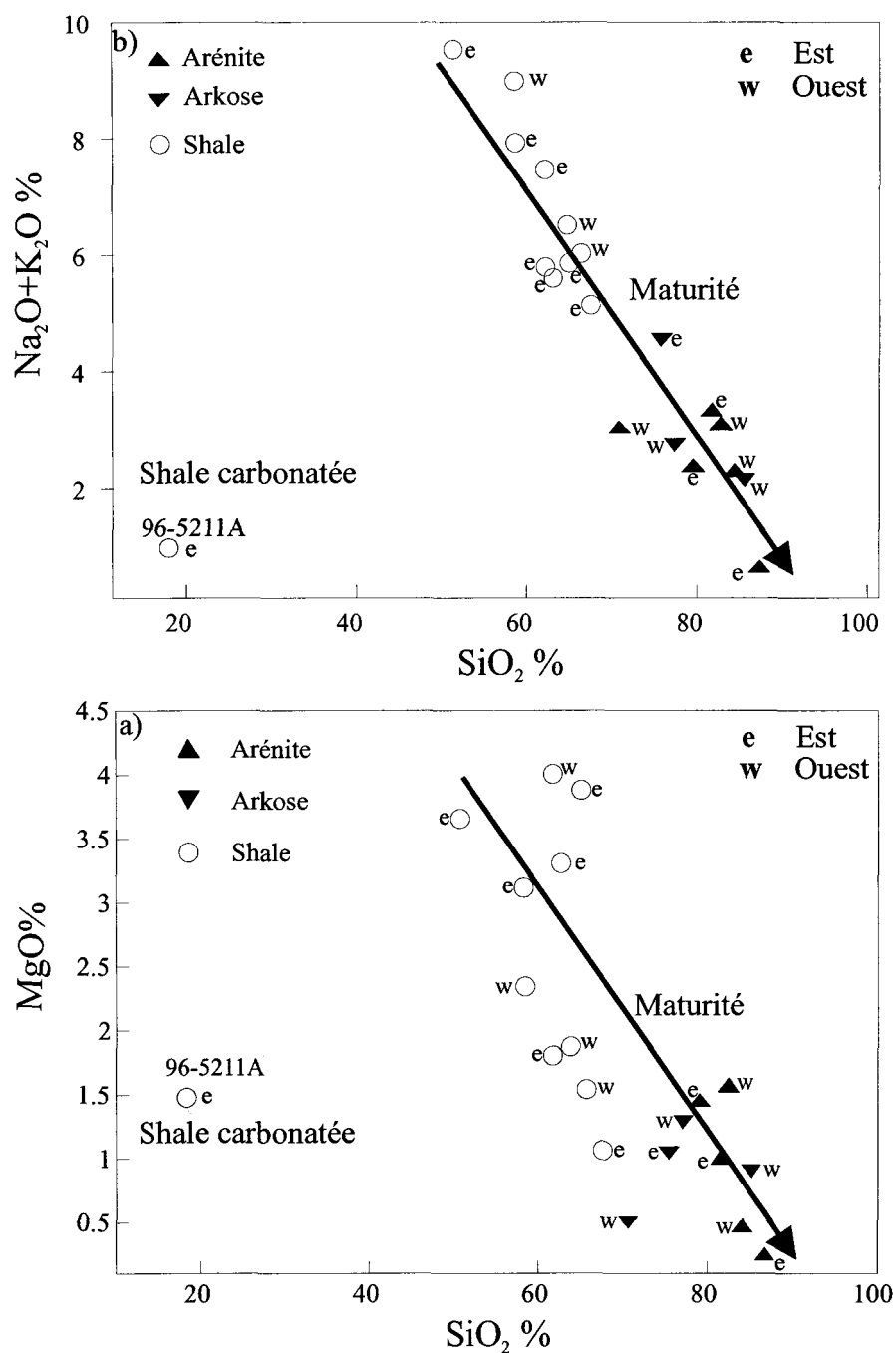


Figure 4 : a) Diagramme Na₂O+K₂O versus SiO₂ montrant la maturité du matériel sédimentaire formant le Groupe de Wakeham et b) Diagramme MgO versus SiO₂ montrant la maturité du matériel sédimentaire.

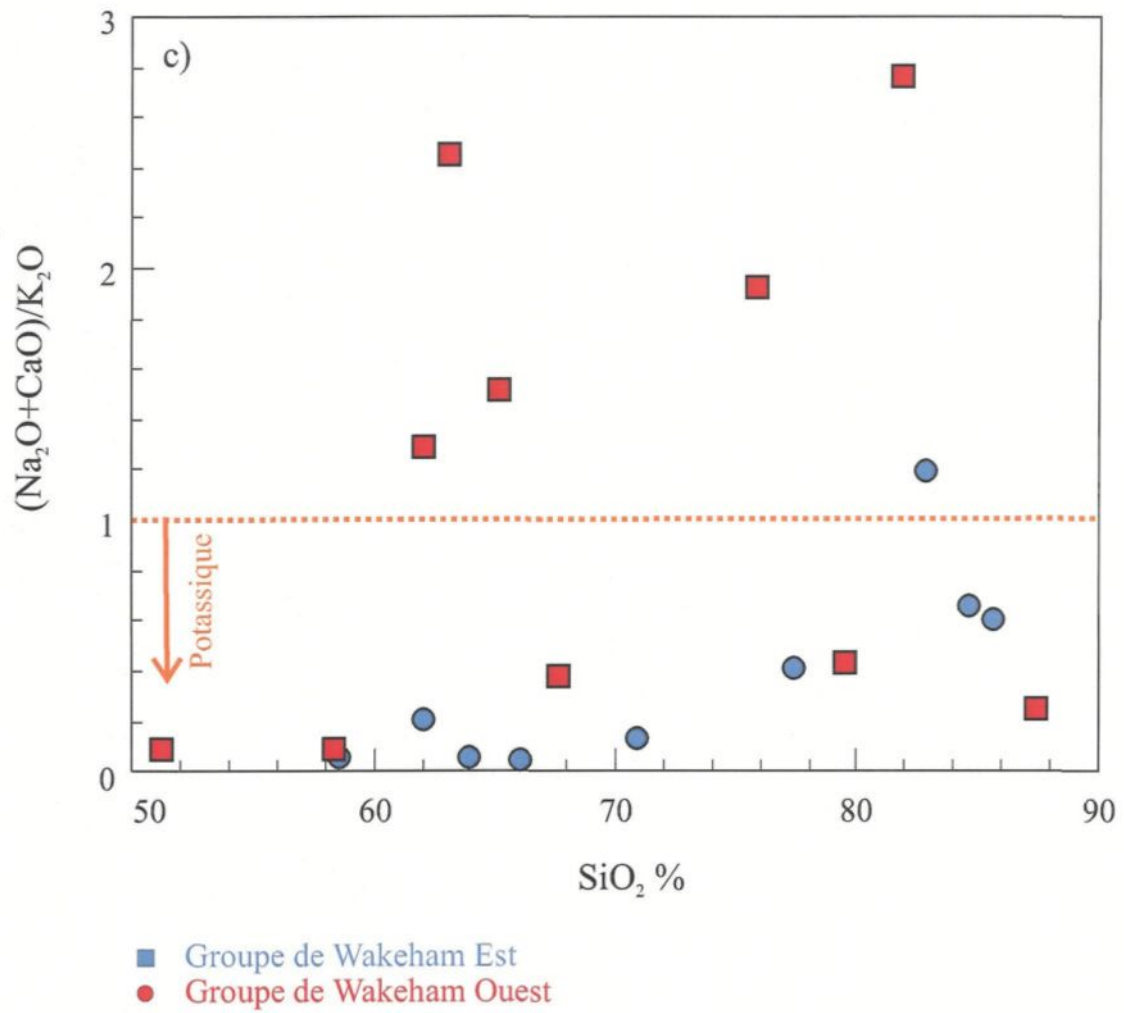


Figure 4 : c) Diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{CaO})/\text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 montrant le caractère potassique du matériel sédimentaire.

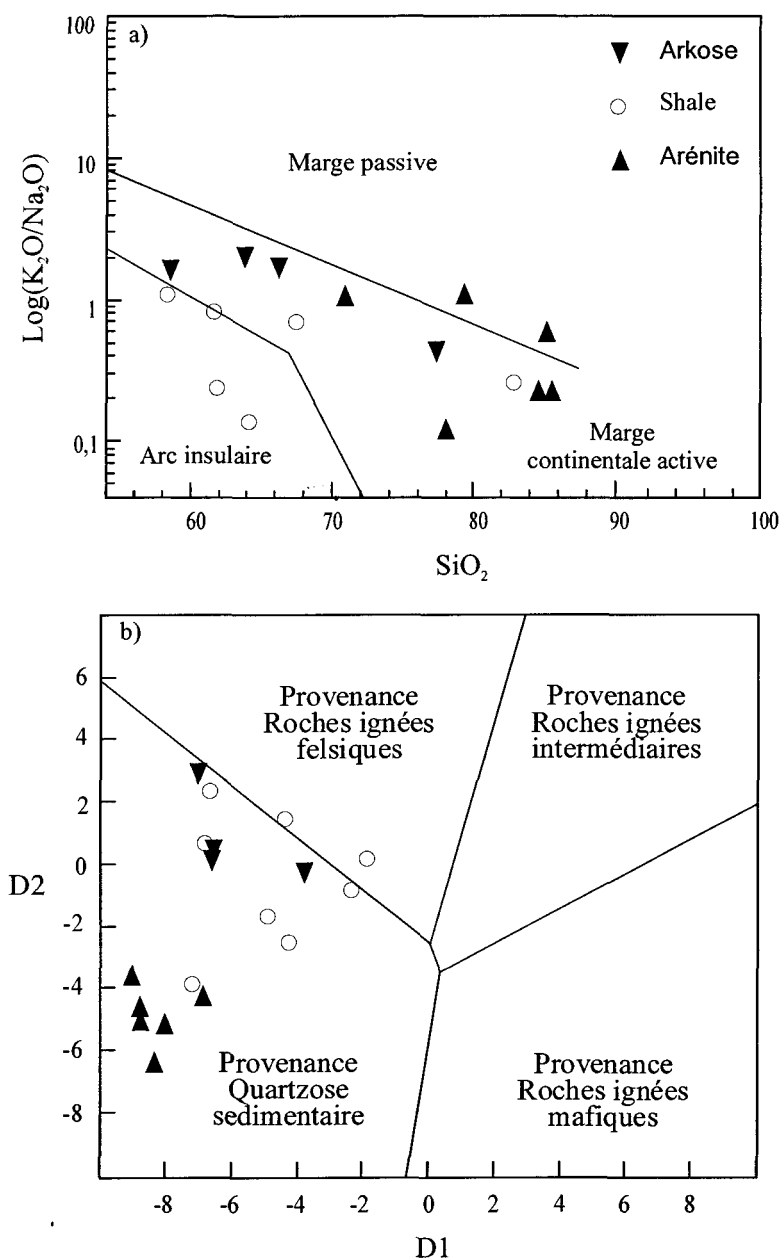


Figure 5: a) Diagramme de discrimination $\log(K_2O/Na_2O)$ versus SiO_2 tiré de Roser et Korsch (1986) contraignant l'environnement de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham; b) Diagramme de discrimination $D1$ versus $D2$ de Roser et Korsch (1988) montrant la composition des régions-sources des sédiments du Groupe de Wakeham. Où $D1 = -1,773TiO_2 + 0,607Al_2O_3 + 0,76Fe_2O_{3(total)} - 1,5MgO + 0,616CaO + 0,509Na_2O - 1,224K_2O - 9,09$ et $D2 = 0,445TiO_2 + 0,07Al_2O_3 - 0,25Fe_2O_{3(total)} - 1,124MgO + 0,438CaO + 1,475Na_2O + 1,426K_2O - 6,861$

sources de composition sédimentaire riche en quartz.

2.3.2 Éléments en traces

Les éléments en traces contrastent avec les éléments majeurs par leur très grande variation de teneur en fonction du type de roches. Ils sont donc *a priori* beaucoup plus discriminants. Leur répartition dans les roches magmatiques est une fonction complexe de l'état et de la composition des régions-sources ainsi que des processus magmatiques eux-mêmes. Les éléments en traces sont influencés surtout par leur source mais aussi par l'érosion et la diagenèse. Les concentrations d'éléments en traces les plus élevées se trouvent dans les roches sédimentaires argileuses.

Des diagrammes utilisant certains éléments en traces (Hf, Zr, Th et U), qui sont les plus discriminants, sont présentés dans les figures 6a et 6b. Le Hf et le Zr sont immobiles et ne sont distribués que mécaniquement. Leurs concentrations dépendent de celle des minéraux lourds. Pour sa part, le Th est transporté dans des clastes et reflète la géochimie de la source. Le diagramme Hf versus Zr (figure 6a) montre une bonne distribution des concentrations et une corrélation positive. Les rapports Zr/Hf sont généralement supérieurs à 36 (rapport chodritique). Le diagramme Th versus U (figure 6b) montre également une corrélation positive et des concentrations relativement élevées. Les rapports U/Th varient entre 0,14 et 0,84 et ont généralement des rapports autour de 0,25 (rapport chodritique). Ces éléments en traces reflètent des signatures caractéristiques d'une source felsique.

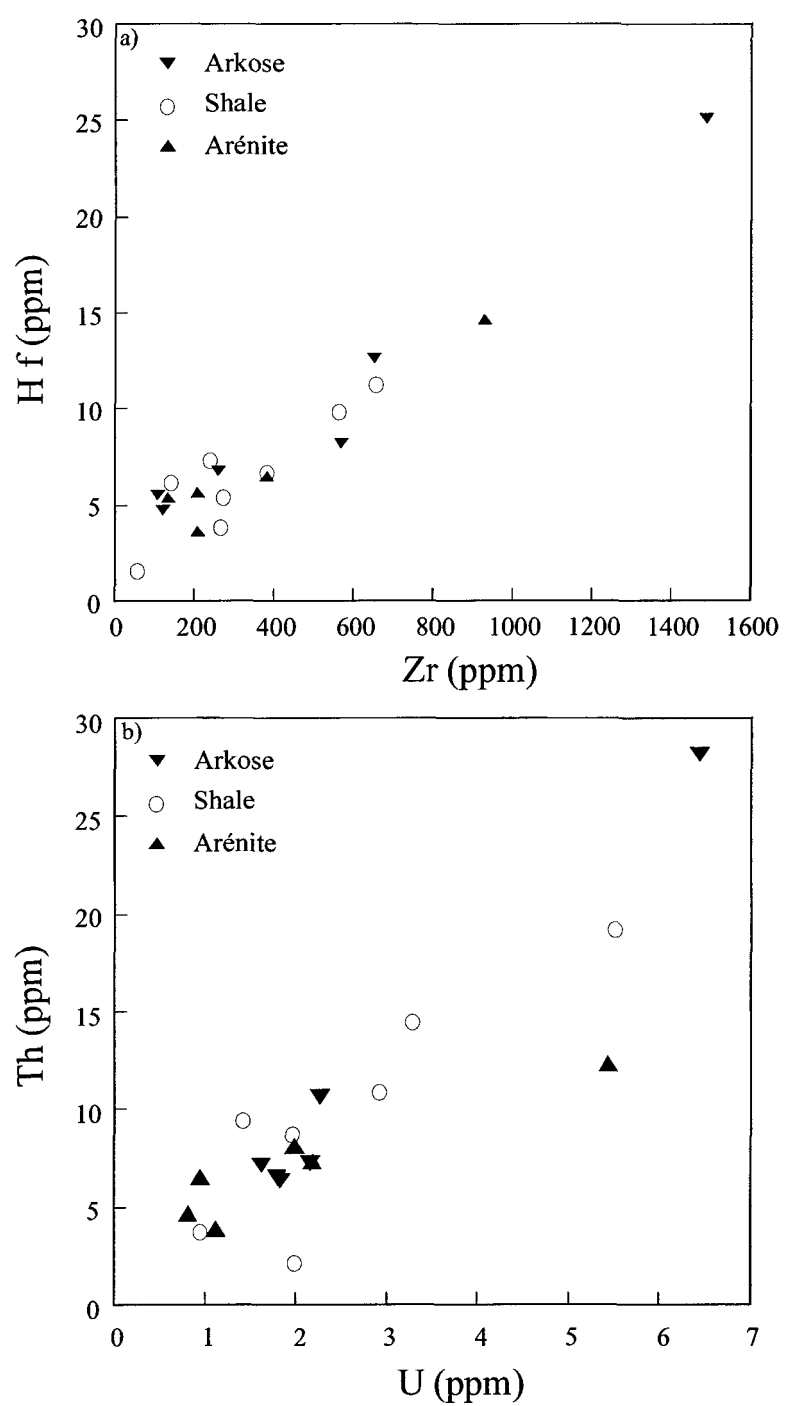


Figure 6 : Diagrammes de variation des éléments en traces pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham : (a) Hf versus Zr, (b) Th versus U.

La concentration des éléments des terres rares (ETR) dans les roches sédimentaires est généralement normalisée par rapport aux standards sédimentaires, p. ex. NASC (*North American Shale Composite*). Dans cette étude, les concentrations sont normalisées par rapport à la chondrite C1 et comparées aux NASC. Ces derniers sont aussi normalisés par rapport à la chondrite C1.

Le facteur le plus important qui influence la variation des profils des ETR dans les roches sédimentaires est leur provenance (Fleet, 1984; McLennan, 1989). Ceci est dû au caractère insoluble des ETR et au fait que ces éléments ne sont présents qu'en faible concentration dans l'eau de mer et de rivière. Comme le transport de ces éléments n'affecte pas leur concentration, celle-ci reflète la chimie de leurs sources. L'effet de l'altération et de la diagenèse sur ces éléments est minime (Nesbitt et al., 1990). La diagenèse n'a que peu d'influence sur la redistribution des ETR, car il faut un rapport eau/roche très élevé pour pouvoir causer un changement dans la proportion relative de ces éléments (Nesbitt et al., 1990).

Une étude faite par Cullers et al. (1987) sur l'effet du tri des sédiments sur la concentration des ETR, a montré que les profils des ETR de la source des roches sédimentaires sont fidèlement représentés dans la fraction argileuse de ces sédiments. Il est entendu que la concentration des ETR est plus élevée dans la fraction argileuse que dans la fraction clastique grossière (p. ex. Cullers et al., 1987; McLennan, 1989). C'est la raison pour laquelle nous avons analysé de préférence des shales et des arkoses dont la fraction argileuse est élevée. Ce choix nous permet de préciser les processus sédimentaires les plus actifs et d'identifier la composition de la provenance de ces roches sédimentaires. La

présence du quartz et des carbonates a un effet de dilution sur la concentration des ETR. La présence des minéraux lourds tels que le zircon, la monazite et l'allanite a un effet significatif mais erratique sur le profil des ETR d'un échantillon.

Les profils d'abondance en terres rares des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham marquent un enrichissement en terres rares légères (ETRL) et un profil de terres rares lourdes (ETRL) plat. La majorité de ces profils sont similaires à la composition des shales Nord Américain (NASC) (Taylor et McLennan, 1985; McLennan, 1989; McLennan, 1990; Girty et al., 1994). Certains échantillons du Groupe de Wakeham ne présentent que de faibles anomalies en Eu, alors que les autres sont caractérisés par d'importantes anomalies en Eu (figure 7a, b). Dans le premier cas, la faible anomalie en Eu reflète l'érosion d'un haut relief suivi d'un transport relativement court qui a permis une bonne conservation des minéraux tel que le plagioclase. Dans le 2^{ème} cas, la forte anomalie en Eu est due au fractionnement sédimentaire de minéraux, tels que le plagioclase, issu de l'érosion d'un relief faible suivi d'un long transport. Les concentrations élevées des ETRL dans les sédiments du Groupe de Wakeham suggèrent une source felsique. Les échantillons (97-YL-5428B, 97-YL-5405A; situés dans la partie ouest du Groupe de Wakeham) présentent des anomalies négatives et accentuées en Eu (figure 7a). Leur matériel sédimentaire serait le résultat de l'érosion d'une roche mère différenciée et d'un fractionnement sédimentaire des plagioclases pendant le transport. Des échantillons de la partie ouest du Groupe de Wakeham (97-YL-5428B, 97-YL-5405 et 96-BR-3145B;

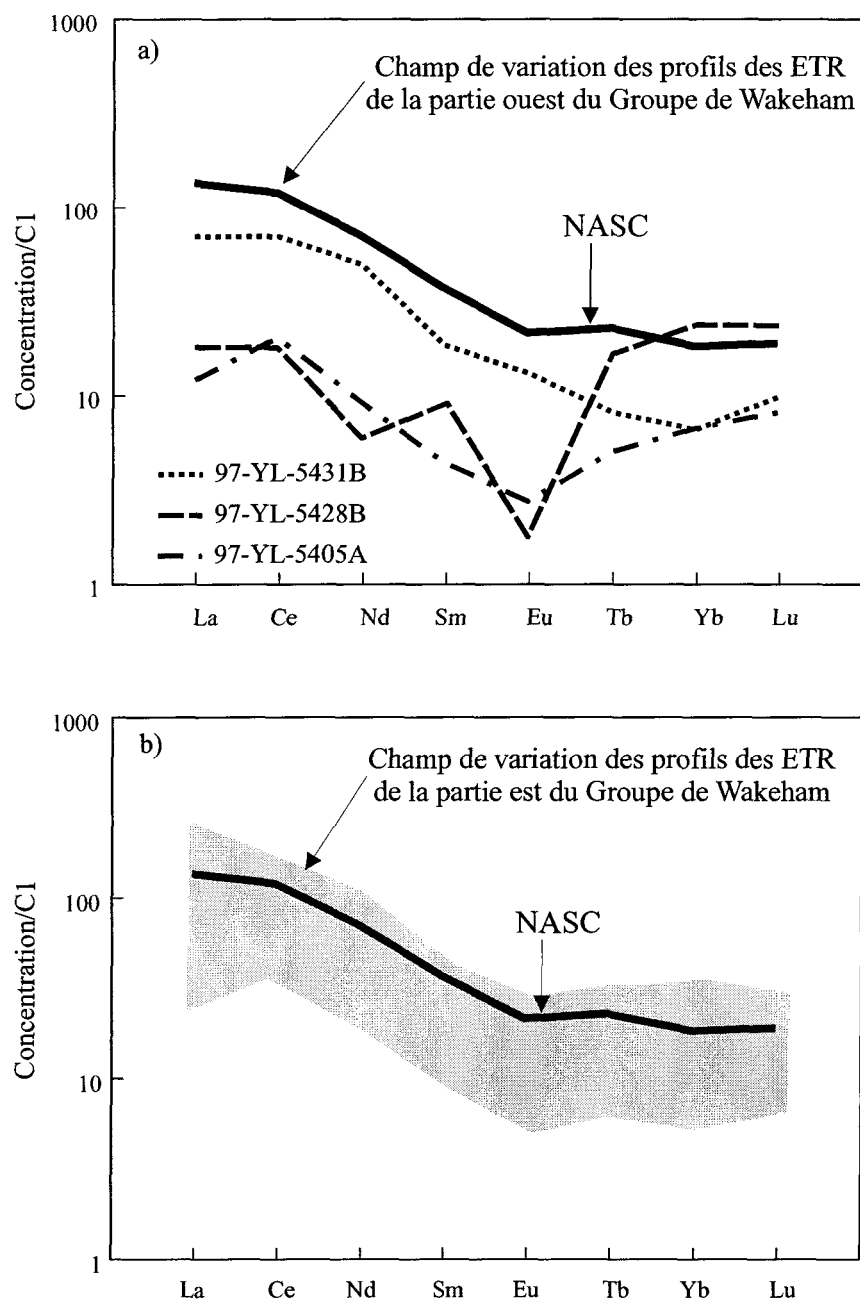


Figure 7 : Profils d'abondance des terres rares normalisés aux chondrites (Sun et McDounough, 1989) montrant le profil des NASC (*North American Shale Composite*; en ligne foncée), a) les profils des roches sédimentaires de la partie ouest du Groupe de Wakeham (n=9) et b) les profils des roches sédimentaires de la partie est du Groupe de Wakeham (n=11).

figure 7a) présentent des anomalies positives en ETRL. Ces anomalies sont l'expression d'une abondance de minéraux lourds, tels le grenat ou le zircon, dans la roche totale. Mis à part ces quelques variations isolées dans les profils de ETR, les roches de la partie est (figure 7b) et de la partie ouest (figure 7a) du Groupe de Wakeham ne montrent aucune différence relative sur le plan géochimique.

Les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham sont donc en majorité des arénites à arénites quartzitiques. Leurs compositions suggèrent que ces roches soient formées de matériel mature riche en quartz et un peu de matériel immature riche en MgO. Les sédiments du Wakeham proviendraient de sources sédimentaires quartzitique et granitique, et se sont déposés dans un environnement de marge continentale parfois active et d'autres fois passive. Les sédiments semblent être bien homogénéisés et déposés sans perturbation majeure dans le bassin du Wakeham.

CHAPITRE 3

LES ISOTOPES DU Nd

CHAPITRE 3

LES ISOTOPES DU Nd

3.1 Introduction

Ce chapitre présente les résultats des travaux d'analyse isotopiques Sm-Nd effectués dans le bassin sédimentaire du Wakeham (figure 2b, tableau 2). Nous tenterons d'identifier les régions-sources du matériel sédimentaire et leurs compositions à partir de leurs âges modèles et de leurs signatures isotopiques Sm-Nd. De nouvelles données nous permettent d'élargir nos connaissances sur le Groupe de Wakeham et sur la partie est de la Province de Grenville.

Le Sm et le Nd sont des terres rares légères et le rapport Sm/Nd quasi constant dans la croûte reflète leur patron d'abondance. Un rapport Sm/Nd faible indique un patron de terres rares légères enrichi par rapport aux terres rares lourdes. Un rapport Sm/Nd élevé indique un patron de terres rares légères appauvri. Ce rapport constitue une propriété importante du Sm et du Nd car l'information obtenue des études isotopiques du Nd engendre de l'information sur la chimie des terres rares des réservoirs parents des roches étudiées

(DePaolo, 1988). Ces éléments chimiques sont réfractaires, c'est-à-dire que ces derniers ont condensé tôt dans la séquence des éléments qui ont condensé à partir du refroidissement de la nébuleuse solaire, il y a 4,5 milliards d'années (Grossman et Larimer, 1974). L'étude géochimique des variations isotopiques du Sm et du Nd sur des échantillons de la Terre, de la Lune et de météorites produit des valeurs précises de l'abondance relative des isotopes de ces deux éléments (DePaolo, 1988).

Le système Sm-Nd est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Son succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du Sm par rapport au Nd. De plus, ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations postérieures à la mise en place des roches et autant à l'altération qu'au métamorphisme (Dickin, 1998). Le Sm et le Nd ont le même comportement géochimique car leurs rayons ioniques sont très proches et ont des valences identiques. Le Sm possède sept isotopes, dont seul l'isotope 147, représentant 15 % du Sm total, est radioactif. Il se transforme par émission α en donnant l'isotope 143 du Nd. Le Nd est également composé de sept isotopes dont seul l'isotope 143, qui compte pour 12 % du Nd total, est radioactif. Le fractionnement des rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ lors de l'analyse par spectrométrie de masse requiert des corrections. L'utilisation de l'écart (ϵ) par rapport à la droite d'évolution isotopique des chondrites, dont le rapport Sm/Nd est proche à celui de la Terre, permet de pallier à cette difficulté. Par ailleurs le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ne varie que très peu, du fait de la valeur élevée de la demi-vie du ^{147}Sm et les faibles variations des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$. La mesure de (ϵ) accentue donc la variation isotopique des échantillons analysés et permet de comparer plus facilement les différences.

Les équations suivantes sont utilisées, sachant que λ = constante de désintégration du ^{147}Sm ($6,54 \times 10^{-12}$ années $^{-1}$) :

$$(1) (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 - (147\text{Sm}/144\text{Nd}) \times (e^{\lambda t} - 1)$$

$$(2) \varepsilon\text{Nd}(t) = 10^4 \times \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},t}}{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},t}}$$

où CHUR est le Réservoir Chondritique Uniforme dont l'évolution isotopique est semblable à celle de la terre indifférenciée. Le modèle CHUR assume qu'à la formation de la terre, la composition isotopique globale de cette dernière était la même que celle d'une météorite chondritique moyenne et que son évolution isotopique est semblable à celle de la référence chondritique. La valeur de son rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ actuel est de 0,512638 et celle de son rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ actuel est de 0,1967 d'après l'équation :

$$(3) (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR},t} = 0,512638 - 0,1967 (e^{\lambda t} - 1)$$

$\varepsilon\text{Nd}(t)$ représente la valeur initiale de εNd dans une roche au moment de la cristallisation. Cette variable nous renseigne sur la source. Par exemple, si la valeur de $\varepsilon\text{Nd}(t) = 0$ le matériel provient d'une source magmatique semblable au réservoir mantellique qui a un rapport Sm/Nd chondritique de l'origine jusqu'à l'âge (t). Une valeur $\varepsilon\text{Nd}(t) > 0$ pour des roches ignées suggèrent que leur source magmatique a des rapports Sm/Nd plus élevés que

ceux du CHUR ce qui correspond à un manteau appauvri. Des valeurs négatives de ε_{Nd} (t) impliquent une source magmatique dont les rapports Sm/Nd sont plus faibles que ceux du CHUR. Cette région-source pourrait être le manteau enrichi ou la croûte terrestre.

$$(4) f(\text{Sm/Nd}) = [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0 / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] - 1$$

Le paramètre f est le facteur de fractionnement et est pour le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ce que ε est pour le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

L'âge modèle est calculé en utilisant le modèle du manteau appauvri de Jacobsen (1988) qui est adéquat pour les roches sédimentaires à cause des variations isotopiques dues à l'érosion des reliefs les plus élevés qui sont généralement les plus jeunes et qui ont donc un temps de résidence plus court dans la croûte que celui des vieilles roches (Jacobsen, 1988). L'équation pour estimer l'évolution du manteau appauvri est :

$$(5) T_{DM}^{Nd} = \frac{1}{\lambda_{Sm}} \ln \left[1 + \frac{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{mesuré}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{mesuré}} - (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM}} \right]$$

où T représente l'âge modèle en milliards d'années, $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,2136$ et $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0,512359$. L'âge modèle est déterminé par l'intersection entre la courbe d'évolution de la roche analysée, basé sur le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de la roches et la courbe d'évolution du manteau appauvri. À ce point d'intersection, l'âge modèle = T = t (Patchett et Ruiz, 1989). L'âge modèle d'une roche est la mesure de la période de temps qui s'est

écoulée depuis que cette roche a été séparée du manteau. L'âge modèle est généralement mesuré en utilisant le système isotopique Sm-Nd car il peut être calculé pour un seul échantillon à partir d'un rapport isotopique d'une seule paire (père et fils). Cependant, il est important de l'interpréter avec prudence car celui-ci ne représente pas l'âge de cristallisation de la roche et il peut être influencé par le recyclage de la croûte (DePaolo, 1981).

3.2 Procédure analytique

Un total de trente cinq échantillons de shale, d'arénite, d'arkose et 4 échantillons de granites, recoupant les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, ainsi qu'un granite gneissique du Complexe de Boulain ont été choisis en vue d'analyses isotopiques du Nd. Ce sont des échantillons qui contiennent un peu de fraction fine argileuse et de minéraux pouvant assimiler les ETR. Ils proviennent de l'ensemble du Groupe de Wakeham afin d'avoir un contrôle géographique et lithologique sur les variations isotopiques.

Les roches ont été réduites en petits fragments au moyen d'une presse hydraulique et pulvérisées dans un broyeur en agate. Entre chaque échantillon, ce dernier est nettoyé avec de la poudre de silice et lavé au savon et à l'eau afin d'éviter tout risque de contamination. Environ 100 à 200 mg de poudre sont pesés dans une salle propre afin de protéger l'échantillon de toute contamination par du Nd et/ou du Sm exotique. Les poudres sont dissoutes dans une solution de HF-HNO₃ et dopées par une solution enrichie en ¹⁴⁹Sm-

¹⁴⁴

Nd. L'attaque chimique de ces poudres est faite dans des bombes en Téflon mises au four à une température de 150 °C. Cette procédure permet de mettre l'échantillon en solution et d'éliminer toute trace de matière organique. Après une semaine de dissolution dans le four, les échantillons sont mis à évaporer sur une plaque chauffante et sont repris dans les bombes en téflon avec du H₃BO₂ pendant 24 heures dans le four. Une fois sorti du four et évaporé sur la plaque chauffante, l'échantillon est mis une dernière fois en solution avec du HCl (6N) et replacé dans les bombes dans le four pour une autre période de 24 heures. Cette étape permet de détruire la structure cristalline des silicates. L'échantillon est dissout dans une solution de HCl (2,5N) et passé à la centrifugation pour se débarrasser des particules solides restantes.

Les ETR sont séparés de cette solution par la méthode d'échange sur résine cationique, puis le Nd et le Sm sont isolés, dans des colonnes de poudre de Téflon, par la méthode HDEHP (acide bis-2-orthophosphate) suivant la procédure de Richard et al. (1976). Les concentrations et les rapports isotopiques du Nd et du Sm sont mesurés à l'aide d'un spectromètre de masse VG Sector-54 sur double filament (filament latéral en Ta et filament central en Re). La routine a été élaborée par Ross Stevenson dans les laboratoires du GÉOTOP à l'Université du Québec à Montréal. Le signal capté par la cage de Faraday (multi-collecteur) est produit par ionisation thermique à des températures approximatives de 1020 °C pour le Nd et d'un petit peu plus de 1075 °C pour le Sm. Le Nd est analysé en mode dynamique dans une routine de 12 séquences d'analyses répétitives par échantillon. Le Sm est analysé en mode statique dans une routine de 8 séquences. La configuration des collecteurs durant ces analyses est illustrée dans le tableau 3. Durant cette étude le standard

de Nd La Jolla a livré un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51186 \pm 19$ (2 σ , N=16). La précision sur les concentrations et le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ est inférieure à 1% et le blanc total pour le Nd et le Sm était <100 pg.

3.3 Résultats

3.3.1 Roches sédimentaires du Groupe de Wakeham

Les données isotopiques Sm-Nd apparaissent dans le tableau 2. Tous les ϵNd ont été calculés à 1600 Ma (âge proposé pour le dépôt des roches sédimentaires; Larbi et al., 1997) et l'âge modèle a été déterminé par rapport à la courbe du manteau appauvri de DePaolo (1980). Les concentrations en Nd varient de 1 ppm à 45 ppm. Ce sont les arénites (97-YL-5420 et ZR3 des parties est et ouest du Groupe de Wakeham, respectivement) qui ont les concentrations les plus fortes. Les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ varient de 0,0815 à 0,1584, ce qui est comparable aux données des roches granitiques qui constituent la croûte continentale supérieure (Allègre et Ben Othman, 1980; De Paolo, 1980; DeLaeter et al., 1981; Dia et al., 1990; Halliday, 1984; McCulloch et Chappell, 1982; Nelson et DePaolo, 1985), et ont une valeur moyenne de 0,13 (figure 8) légèrement supérieure aux valeurs moyennes de la croûte supérieure actuelle telle que définie pour des shales et des grès par

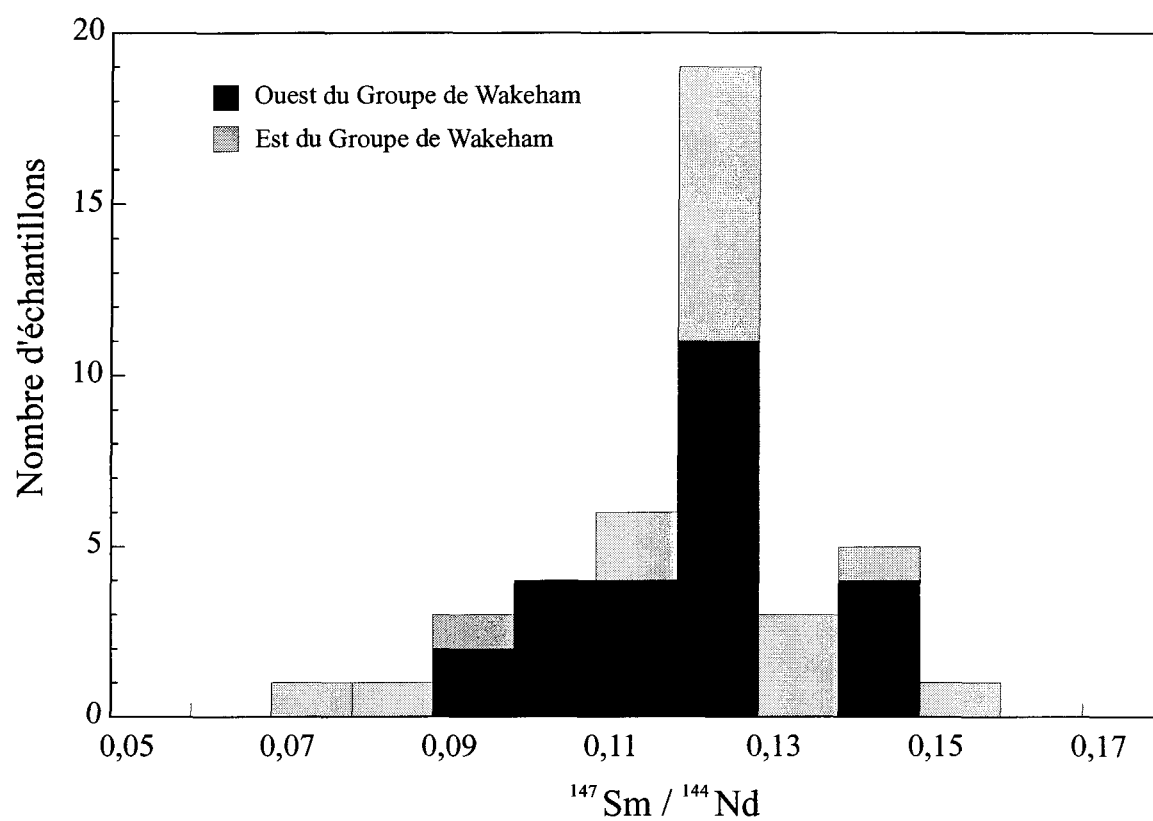


Figure 8 : Histogramme des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

Taylor et McLennan (1985). Cette valeur suggère la présence de matériaux mafiques dans les sédiments du Wakeham ou du matériel sédimentaire caractérisées par une abondance élevée en minéraux lourds riches en Sm.

Les valeurs ϵNd varient entre -5 et +6 (figure 9). D'un point de vue géographique on peut noter que les échantillons de l'ouest du Groupe de Wakeham ont des compositions isotopiques positives et supérieures à +1 tandis que les échantillons de l'est peuvent avoir des valeurs ϵNd allant jusqu'à -5 (figure 9). Cette grande variation en valeurs de ϵNd pourrait indiquer la présence de régions-sources plus vieilles que 1,8 Ga. Les âges modèles (TDm) représentés sous forme d'histogramme (figure 10a) mettent en évidence deux pics principaux à 1800 et 1900 Ma, ce qui reflète la prédominance de sources d'âge protérozoïque. Néanmoins si, l'on refait les mêmes histogrammes en séparant les roches à l'Ouest et les roches à l'Est on s'aperçoit que les âges modèles dans la partie ouest (figure 10b) sont de 1700, 1800, 1900 et 2000 Ma, et pour ceux de la partie est (figure 10c) les âges sont de 1700, 1800, 1900, 2000, 2300 et 2700 Ma avec un pic principal à 1800 Ma. À ce niveau d'interprétation des résultats, on peut envisager la présence de sources plus anciennes (archéennes) à l'Est en addition aux importantes sources protérozoïques. Ces âges modèles sont comparables à ceux des cratons, des terranes et des ceintures vertes qui se trouvaient en contact avec le Front de Grenville actuel entre 1,7 Ga et 0,8 Ga, selon la reconstruction du super-continent Rodinia par Brookfield (1993). Une compilation des âges U-Pb dans le Bouclier Canadien (Supérieur, Rae et Nain) avoisinant la Province de Grenville permet d'envisager plusieurs sources potentielles: la plus jeune source est labradorienne entre 1650 et 1600 Ma (Schärer et Gower, 1988; Gower et al., 1992; Bussy

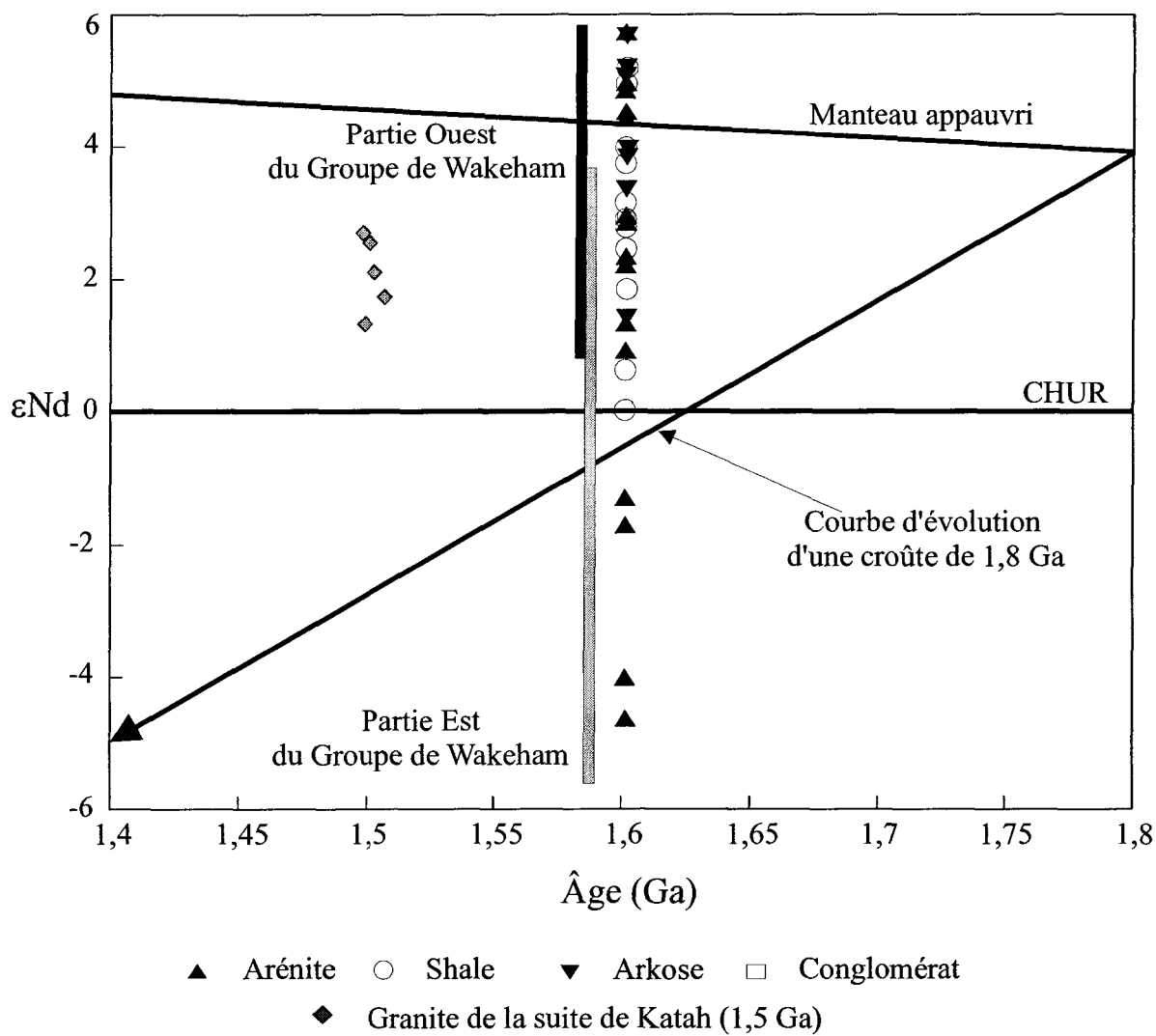


Figure 9 : Diagramme ϵ_{Nd} en fonction de l'âge montrant l'évolution isotopique Sm-Nd des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et des granites qui les recoupent.

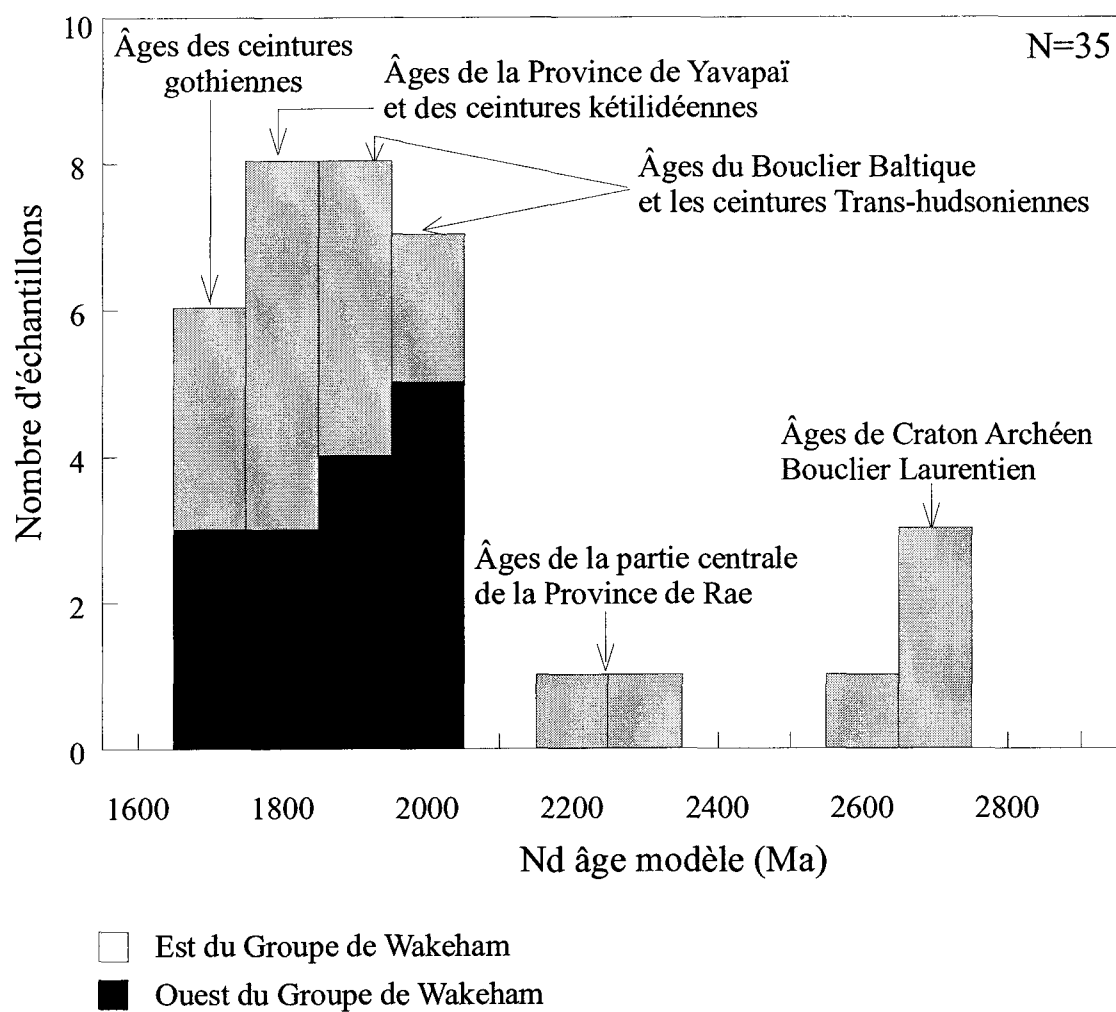


Figure 10 : Histogramme des âges modèles du Nd pour a) les roches sédimentaires de l'ensemble du Groupe de Wakeham.

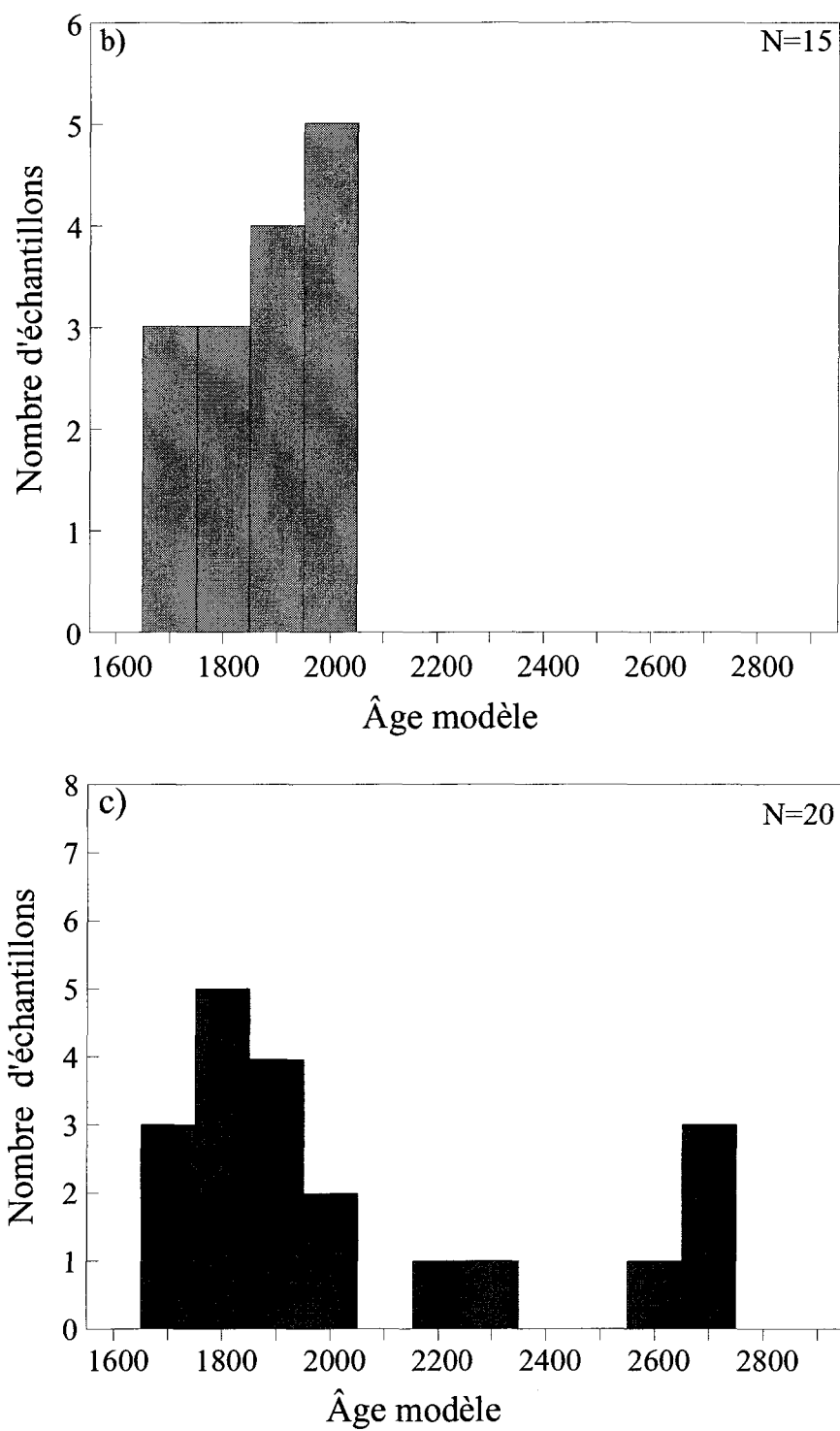


Figure 10 (suite) : Histogramme des âges modèles du Nd pour b) les roches sédimentaires de la partie est et c) les roches sédimentaires de la partie ouest.

et al., 1995; Connely et Heaman, 1993), on peut d'ailleurs noter la grande abondance de batholites trans-labradoriens au Nord du Groupe de Wakeham, une source trans-hudsonienne à 1800 Ma que l'on retrouve dans l'orogène des Torngat et du Nouveau Québec (Hoffman, 1988; Hoffman, 1989) et enfin une source archéenne provenant des provinces du Supérieur, du Rae ou du Nain.

Le diagramme $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ en fonction de ϵNd (figure 11a) montre une corrélation positive et une tendance allant d'une source (A) jeune (ϵNd et $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ élevées) protérozoïque d'âge environ 1,7 Ga (figure 11b), à une source (B) moins jeune (ϵNd autour de zéro et faible $f(\text{Sm}/\text{Nd})$) probablement début du Protérozoïque d'âge environ 2,3 Ga (figure 11b). Ces sources ont une composition isotopique comparable à celle des roches supracrustales et des gneiss labradoriens (Dickin et al., 1988). Cependant, une autre source (C) vieille (ϵNd faible) archéenne et d'âge environ 2,7 Ga (figure 11b), faiblement représentée et dont la signature isotopique est semblable à celle de roches granitiques et sédimentaires dans la Province du Supérieur (Thériault et Ermanovics, 1997; figure 11a) a contribué en moindre volume à la formation du Groupe de Wakeham. Les échantillons rattachés à la source (C) montrent, contrairement à tous les autres échantillons, des valeurs ϵNd très faibles jusqu'à $-5,7$ et des rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ élevés jusqu'à $-0,20$. Les valeurs ϵNd suggèrent que la source est enrichie et vieille (archéenne) mais les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ sont généralement ceux d'une source plutôt appauvri ou indifférenciée (voir mafique). Ces perturbations sont reliées aux variations dans les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ qui sont probablement le résultat d'assimilation de minéraux tels que le zircon dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Les zircons riches en Sm par rapport au Nd,

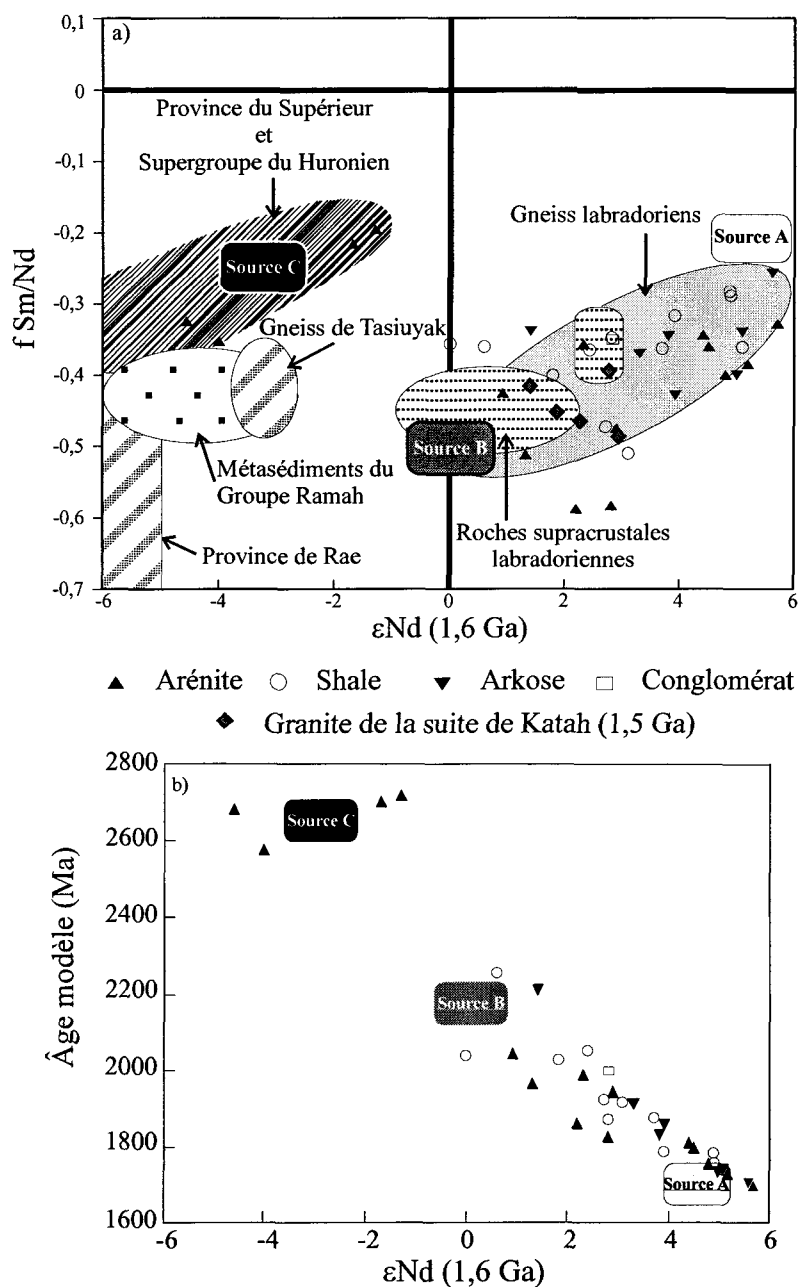


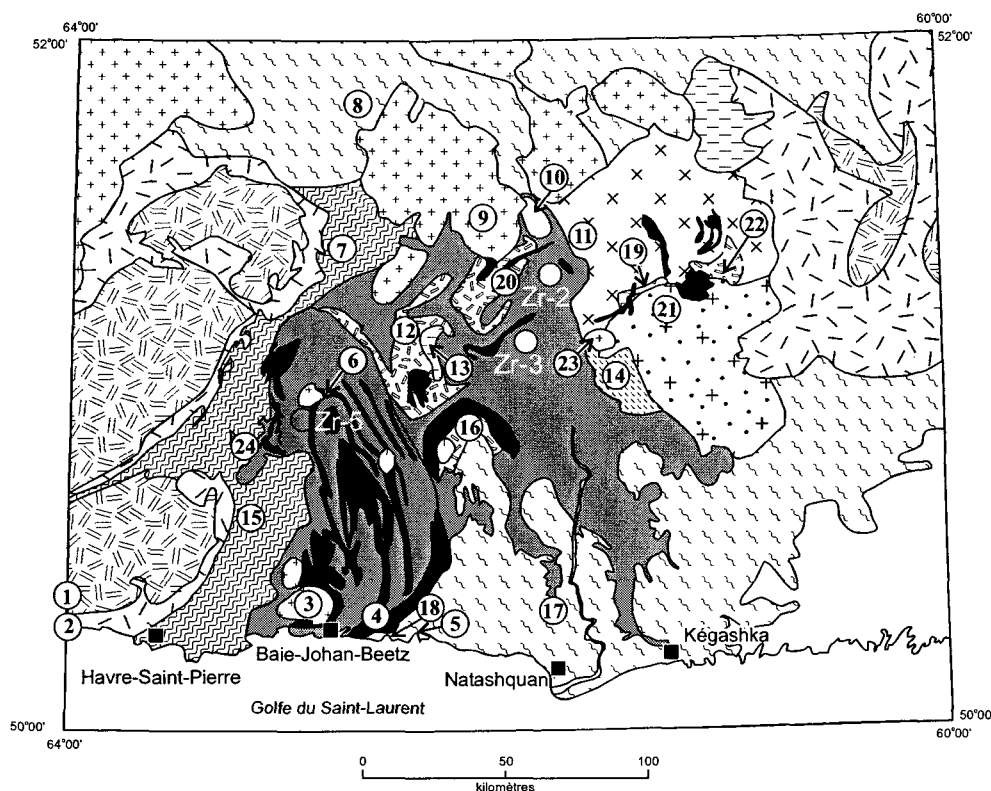
Figure 11 : a) Diagramme $f(\text{Sm-Nd})^*$ versus $\epsilon_{\text{Nd}}(1,6 \text{ Ga})$ montrant les différentes sources possibles pour le matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham : la Province du Supérieur (McDaniel et al., 1994; Stevenson et Patchett, 1990; McCulloch et Wasserburg, 1978) et des roches sédimentaires du Supergroupe du Huronien (McLennan et al., 2000); les gneiss de Tasiuyak de la Province de Rae et les métasédiments du Groupe de Ramah (Thériault et Ermanovics, 1997); les batholites et les sédiments labradoriens (Dickin, 1998). Les granites intrusifs dans les séquences sédimentaires du Groupe de Wakeham sont représentés en losanges (cette étude) et b) Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}}(1,6 \text{ Ga})$ versus âge modèle montrant la nature et la localisation dans le temps des différentes régions-sources du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham. $f(\text{Sm/Nd}) = [(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_0 / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] - 1$ Le paramètre f est le facteur de fractionnement et est pour le rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ce que ϵ est pour le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

contribuent en augmentant la concentration de Sm dans la roche. Le Sm incorporé dans des roches anciennes ($\epsilon_{Nd} < 0$) augmente les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$.

Les résultats d'analyses isotopiques Sm-Nd nous permettent de mettre en perspective les éléments suivants : 1) Les sédiments du Groupe de Wakeham sont formés de mélange de matériaux mafique et surtout felsique et; 2) Ces matériaux proviendraient de sources principales protérozoïques et d'autres de moindre importance, archéennes; 3) Les âges modèles suggèrent que 1800 Ma est l'âge des sources les plus dominantes; et 4) Cet âge correspond probablement aux âges des plutons trans-labradoriens situés au nord-est du bassin sédimentaire de Wakeham.

3.3.2 Roches granitiques intrusives dans le Groupe de Wakeham

Des roches granitiques intrusives dans la séquence sédimentaire du Groupe de Wakeham ont été échantillonnées pour vérifier la possibilité d'une relation génétique ou de contamination avec la roche hôte. Les roches échantillonnées sont le granite Rapakivi (site 21, figure 12), le gneiss granitique (site 14, figure 12), le porphyre de la Rivière Olomane (site 22, figure 12), le porphyre du Lac Le Doré (site 19, figure 12) et celui du Lac Porphyre (site 20, figure 12). Ces roches granitiques sont généralement massives à peu foliées et définissent des âges U-Pb très semblables et autour de ca. 1500 Ma (Verpaelst et al., 1997a, b). Toutes ces intrusions sont calco-alcalines et montrent des caractéristiques de roches très différenciées et riches en minéraux lourds. Elles sont essentiellement



③ Localisation d'échantillons
prélevés pour la datation U-Pb

Zr Site d'échantillonnage pour
la géochronologie Pb-Pb et la
géochimie isotopique Lu-Hf

Figure 12 : Carte géologique simplifiée de la région du Groupe de Wakeham tirée de Avramtchev (1983) et Indares et Martignole (1993), montrant la localisation des échantillons de géochimie isotopique Lu-Hf et de géochronologie Pb-Pb et U-Pb. Les numéros encadrés correspondent aux sites de prélèvement d'échantillons ayant fait l'objet d'analyses géochronologiques : 1) Anorthosite : 1062 ± 4 Ma (Van Breemen et Higgins, 1993), 2) Mangérite : $1126 \pm 7/-6$ Ma (Emslie et Hunt, 1990), 3) Granite : 948 ± 2 Ma (Fowler et Doig, 1983), 4) Porphyre felsique : 1246 ± 5 Ma (Clark et Machado, 1995), 5) Gneiss granitique : 1495 ± 2 Ma (Clark et Machado, 1995), 6) Gabbro : $1177 \pm 5/-4$ Ma (Martignole et al., 1994), 7) Monzonite foliée : 1079 ± 5 Ma (Loveridge, 1986), 8) Gneiss : $1665 \pm 58/-40$ Ma (Loveridge, 1986), 9) Granite : 993 ± 3 Ma (Loveridge, 1986), 10) Granite folié : 1245 ± 3 Ma (Indares et Martignole, 1993), 11) Granite folié : 1239 ± 3 Ma (Indares et Martignole, 1993), 12) Rhyolite : $1271 \pm 13/-3$ Ma (Loveridge, 1986), 13) Monzonite porphyrique : 1322 ± 7 Ma (Martignole et al., 1992), 14) Gneiss granitique : 1515 ± 30 Ma (Verpaelst et al., 1997a), 15) Gneiss granitique : 1535 ± 5 Ma (Wodicka et al., 2002), 16) Granite gris : $1498 \pm 4/-3$ Ma (Wodicka et al., 2002), 17) Granite gneissique : $1485 \pm 63/-31$ Ma (Wodicka et al., 2002), 18) Granite porphyrique : $1496 \pm 8/-7$ Ma (Verpaelst et al., 1997a), 19) Porphyre felsique du lac Le Doré : 1510 ± 10 Ma (Verpaelst et al., 1997a), 20) Porphyre felsique du lac Porphyre : $1503 \pm 6/-4$ Ma (Verpaelst et al., 1997a), 21) Granite rapakivi : $1497 \pm 15/-9$ Ma (Wodicka et al., 2002), 22) Porphyre felsique de la rivière Olomane : 1495 ± 2 Ma (Verpaelst et al., 1997a), 23) Granite tardif : 981 ± 2 Ma (Wodicka et al., 2002), et 24) Granite du Lac au 22^{ème} mille : 1245 ± 4 Ma (présente étude).

peralumineuses, voire de type S et ont évolué dans un environnement de collision intraplaque (Verpaelst et al., 1997a, b).

Le granite rapakivi (site 21, figure 12) est caractérisé par sa texture et son aspect peu déformé. Ce granite a un âge de $1497 \pm 15/-9$ Ma (Verpaelst et al., 1997a). Le gneiss granitique du Complexe de Boulain (site 14, figure 12) est le plus déformé, généralement gneissique à folié par endroits, son âge est de 1515 ± 30 Ma (Verpaelst et al., 1997a). Le porphyre de la Rivière Olomane (site 22, figure 12) a une texture foliée et est daté à 1495 ± 2 Ma (Verpaelst et al., 1997a). Le porphyre du Lac Le Doré (site 19, figure 12) est folié à massif par endroit et a un âge de 1510 ± 10 Ma (Verpaelst et al., 1997a). Le granite porphyrique du Lac porphyre (site 20, figure 12) semble peu folié ce qui reflète une déformation relativement faible. Ce granite est daté à $1503 \pm 6/-4$ (Verpaelst et al., 1997a).

Les résultats analytiques des isotopes du Nd sur ces granites sont présentées dans le tableau 2 et montrent des valeurs ϵ_{Nd} variant entre 1,4 et 2,9 (figure 9). En général, les concentrations en Sm et Nd varient de 6 à 9 ppm et de 38 à 51 ppm respectivement, et le rapport Sm/Nd varie de 0,10 à 0,12. Les âges modèles Sm-Nd de ces granites varient entre 2016 Ma et 1856 Ma. Ils suggèrent que les granites ont les mêmes sources que celles qui ont fourni le matériel détritique du bassin sédimentaire du Wakeham car leurs âges modèles se trouvent dans le même intervalle. Dans le diagramme $f(\text{Sm/Nd})$ en fonction de ϵ_{Nd} , les granites de la Suite de Katah et du Complexe de Boulain (~ 1500 Ma) montrent la même signature isotopique que la source (B) mésoprotérozoïque (figure 11a). Cette dernière est constituée probablement de roches supracrustales labradoriennes et est la source du matériel formant les granites.

Les plutons felsiques de la Suite de Katah avec leur signature isotopique semblable à celles des sédiments qui les encaissent, montrent une étroite relation génétique avec ces roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Le gneiss granitique montre autant d'affinité isotopique avec les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham qu'avec les granites de la Suite de Katah. La géochimie des granites de la Suite de Katah (Verpaelst et al., 1997b) révèle des caractéristiques peralumineuses. Les isotopes du Nd et la lithogéochimie suggèrent que ces granites sont probablement formés par la fusion de roches sédimentaires ou d'anciens granites peralumineux.

CHAPITRE 4

LES ISOTOPES DU Hf

CHAPITRE 4

LES ISOTOPES DU Hf

4.1 Introduction

Le système isotopique (Lu-Hf) est très utile dans la compréhension de l'évolution de la croûte continentale (p.ex. Patchett et al., 1981; Patchett et Tatsumoto, 1980a; Scherer et al., 2001; Stevenson et Patchett, 1990). Pour cette étude, l'analyse des isotopes du Hf nous permet de comparer les variations isotopiques du Hf à celles des isotopes du Nd. Il est vrai que les caractéristiques isotopiques de ces deux systèmes sont comparables dans le contexte de l'évolution de la Terre, mais l'information recueillie peut être différente. La différence consiste dans le fait que les isotopes du Nd sont analysés sur la roche totale, alors que les isotopes du Hf sont analysés sur des zircons. Ces derniers, grâce à leur structure cristalline, peuvent survivre au recyclage de la croûte ainsi qu'aux phénomènes d'érosion et de transport. De même que pour les isotopes de Nd, nous tenterons avec les isotopes du Hf d'identifier les régions-sources possibles des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et de déterminer leurs âges modèles et leurs signatures isotopiques. Ces données sont

comparées à celles des isotopes du Nd afin de vérifier nos résultats. Les zircons choisis proviennent des échantillons prélevés stratégiquement dans les parties est et ouest du Groupe de Wakeham. Ceci permet d'avoir une répartition des analyses (figure 12) permettant la comparaison entre les deux parties du Wakeham.

Le Lu et le Hf sont des éléments cosmochimiquement non-volatils. Le Lu est un ETRL (terre rare lourde) et le Hf est un HFSE (*High Field strength Element*). Ce dernier possède six isotopes avec des masses de 174, 176, 177, 178, 179, 180 et le Lu est constitué de deux isotopes de masses 175 et 176. La systématique Lu-Hf est basée sur la production du ^{176}Hf par la désintégration- β du ^{176}Lu avec une demi-vie de 35,7 Ga. La constante de désintégration (λ) utilisée pour les premiers calculs des valeurs εHf (tableau 4) dans cette thèse est de $(1,865 \pm 0,015 \times 10^{-11} \text{a}^{-1})$, déterminée par Scherer et al. (2001) à partir de la pente d'une isochrone de vieux zircons datés par U-Pb et à l'aide d'analyses précises par ICP-MC-MS. Depuis les premiers travaux de Herr et al. (1958; $1,98042 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$), cette valeur (λ) a été déterminée avec plus de précision par comptage γ (Sguigna et al., 1982; $1,93 \pm 0,03 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$) après une meilleure maîtrise de la technique de séparation chimique du Lu et du Hf par (Patchett et Tatsumoto, 1980b). La constante de désintégration utilisée dans cette étude est en accord avec celle Nir-El et Lavi (1998; $1,86 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$) obtenue par comptage radioactif. Bizzarro et al. (2003) ont récemment proposé une nouvelle valeur ($1,983 \pm 0,033 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$) qui réanime la discussion autour de cette constante de désintégration. Les arguments de Bizzarro et al. (2003) quant à l'utilisation de cette valeur se basent sur des mesures isotopiques Lu-Hf de différents spécimens du système solaire. Ces mesures définissent une isochrone avec un rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ initial de $0,279628 \pm 0,000047$ qui correspond à $\lambda_{\text{Lu}} =$

$1,983 \pm 0,033 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$. L'âge utilisé pour ces mesures est de 4,56 Ga qui est l'âge de formation des chondrites, et qui est plus vieux que l'âge ($>3,9$ Ga) utilisé pour les mesures de Scherer et al. (2001).

Comme pour le système Sm-Nd, le rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de référence est le rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ moyen de la chondrite (Patchett et Tatsumoto, 1980a; Patchett et al., 1981). Les valeurs εHf sont calculées en utilisant les valeurs chondritiques de Blichert-Toft et Albarède (1997). L'évolution de la source mantellique, est quant à elle calculée en utilisant le rapport initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de 0,279718 à 4,56 Ga et un rapport $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de 0,0378 (p. ex. Griffin et al., 2002). L'âge modèle TDM est évalué à partir de l'intersection entre la courbe d'évolution de la roche et celle de l'évolution du manteau appauvri. L'âge donné par cette intersection des deux lignes représente la période pendant laquelle la roche a été extraite d'un manteau primitif. L'âge obtenu par une autre technique isotopique plus précise, comme U-Pb pourrait être utilisé pour déterminer le rapport initial $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ de cette roche (en terme de valeur ε ; voir le tableau 4). Ceci est aussi utilisé pour déterminer en proportions (s'il y a lieu) la contribution des différentes sources (p. ex. réservoir crustal *versus* mantellique ou source archéenne *versus* protérozoïque).

La valeur de εHf est définie comme suit :

$$(6) \quad \varepsilon\text{Hf}(T) = 10^4 \times \left[\frac{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{échantillon}}(T)}{^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}(T)} - 1 \right]$$

et

$$(7) \quad ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}(T) = ^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}(0) - ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}(0) \times [e^{\lambda_{\text{Lu}} T} - 1]$$

où

$$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}(0) = 0,282772 \pm 2$$

$$(8) \quad ^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}_{\text{CHUR}}(0) = 0,0332 \pm 2$$

$$\lambda_{\text{Lu}} = 1,865 \pm 0.015 \times 10^{-11} \text{ année}^{-1}$$

données de Blichert-Toft et Albarède (1997)

Les rapports Lu/Hf de différentes roches, dont la composition varie de basaltique à granitique, révèlent généralement un enrichissement du Hf par rapport au Lu dans les roches granitiques et un appauvrissement de celui-ci dans les roches mafiques. Ceci implique que pendant de fusion du manteau, la concentration en Lu est élevée par rapport au Hf dans le résidu du produit en fusion et la concentration en Hf est élevée par rapport au Lu dans le liquide. À travers le temps géologique, le Hf devient progressivement plus radiogénique dans le manteau que dans la croûte continentale. Le fractionnement entre le Lu et le Hf est environ le double que celui entre le Sm et le Nd ($\epsilon\text{Hf} = 2 \times \epsilon\text{Nd}$; Patchett et al., 1981). Cette corrélation entre les deux systèmes isotopiques a été établie grâce à la similarité dans les variations isotopiques depuis 4,55 Ga jusqu'au temps actuel.

En général, le rapport $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ est exprimé en epsilon (ϵHf). Une valeur >0 suggère que les roches proviennent d'une source appauvrie en terme d'éléments incompatibles et une valeur <0 pour les roches dont la source est enrichie. Alternativement, une valeur $\epsilon\text{Hf}>0$ pourrait être aussi interprétée comme le résultat du recyclage d'une croûte jeune dans la source et $\epsilon\text{Hf}<0$ comme le résultat de l'incorporation d'une vieille

croûte dans la source. Les isotopes du Hf sont particulièrement bien étudiés sur des zircons détritiques archéens et ont permis de mettre en évidence un ajout rapide de matériel crustal entre 3,0 Ga et 2,5 Ga de l'histoire de la Terre (Stevenson et Patchett, 1990).

Les zircons sont particulièrement d'excellents minéraux pour une étude Lu-Hf. En plus de leur grande résistance à l'altération et au métamorphisme, ils contiennent environ 1% de Hf et une faible quantité de Lu. Le rapport Lu/Hf d'un échantillon est donc très faible ce qui a pour conséquence de rendre la correction du Hf radiogénique, produit par la désintégration durant des millions d'années, négligeable. Les compositions isotopiques du Hf que l'on mesure dans des zircons approchent donc de la composition isotopique initiale. Le système isotopique Lu-Hf est plus résistant à la mise à zéro durant le métamorphisme et l'érosion que les autres systèmes isotopiques car le Hf est une composante stœchiométrique dans la structure cristalline du zircon. Le Hf ne peut être enlevée que par la destruction du minéral et ne peut être ajouté sans l'apparition de surcroissance. La présence du Hf dans le zircon est due à sa similarité chimique avec le Zr.

Les travaux antérieurs utilisant la technique de séparation chimique qui permet d'analyser les isotopes du Hf sur TIMS montrent une précision relativement bonne quand ce système radioactif est appliqué comme traceur dans les roches produites par des processus ignés (Patchett et Tatsumoto, 1980a). Les analyses isotopiques du Hf sur TIMS nécessitent cependant une quantité considérable d'échantillon pour compenser le faible potentiel d'ionisation de ces éléments. Une nouvelle technique par MC-ICPMS a rendu possible la routine et la haute précision analytique. Cette technique permet également d'analyser le Hf et le Lu sur de plus petites quantités d'échantillon (p. ex. Machado et

Simonetti, 2001). Le MC-ICPMS a été combiné récemment à un système d'ablation par laser ce qui permet de réaliser des analyses isotopiques *in situ* sur des minéraux riches en Hf, (p. ex. le zircon). Ce nouvel outil s'avère d'une puissance et d'une précision sans équivoque dans le domaine de la géochimie isotopique.

4.2 Procédure analytique

Des zircons (i.e. multiples fractions magnétiques) sont extraits d'environ une quarantaine de kilogrammes de roches pour chaque échantillon. La roche est d'abord débarrassée à la brosse de tout matériel altéré et lavé à l'eau afin d'éliminer tout matériel exotique. L'échantillon est ensuite réduit en fragments centimétriques à l'aide d'une presse hydraulique, puis en sable dans un broyeur à mâchoires et un broyeur à disques. Une préconcentration des minéraux lourds est alors faite à l'aide d'une table à secousses de type "Wilfley". Le produit pulvérisé est tamisé pour ne conserver que la fraction granulométrique de taille inférieure à 300 microns. Ce concentré de minéraux est mis à décanter dans des liqueurs denses (iodure de méthylène, CH_2I_2) pour isoler la fraction de minéraux de densité supérieure à $3,0 \text{ g/cm}^3$. Finalement, les zircons sont isolés grâce à leurs caractéristiques magnétiques propres à l'aide un séparateur magnétique (Frantz). Tous les efforts ont été mis pour préserver la totalité des zircons pendant la séparation des minéraux. Une fraction de zircons représentative est ensuite triée à la main sous binoculaire. Cette fraction est dépourvue d'inclusions et de toutes formes composites. Par la suite, les zircons sélectionnés sont déposés sur une matrice et fixés dans de l'époxy.

Cette méthode n'écarte pas la destruction du grain après avoir subi une ablation au laser mais permet de niveler la surface bombardée. Ceci est important dans le processus car les grains ont un pouvoir d'absorption différent pour chaque longueur d'onde du laser (Machado et Simonetti, 2001). La procédure analytique que nous avons adoptée est celle décrite dans Machado et Simonetti (2001). Les analyses isotopiques du Hf ont été obtenues en utilisant un système d'ablation laser DUV («*deep ultraviolet*») de 193 nm (ArF- argon-fluor) équipé d'un laser LambdaPhysik Compex 102 avec une durée de pulsation du faisceau de 25 ns. Les particules bombardées sont dirigées (avec un débit d'He ou d'Ar gazeux) vers un MC-ICPMS (*multicollector-inductively coupled plasma mass spectrometer- IsoProbe de Micromass*) pour l'acquisition des données isotopiques d'Hf. Les mesures isotopiques sont acquises en utilisant 9 collecteurs Faraday simultanément (i.e. mode statique) dont les masses sont configurées en respectant la procédure de Machado et Simonetti (2001) (tableau 5). Chaque analyse est constituée de 50 mesures d'une seconde chacune. L'aspect technique et les analyses du Hf *in situ* sur les zircons sont développés au GEOTOP-UQAM par Antonio Simonetti.

4.3 Résultats

De même que pour les isotopes du Nd, tous les ε_{Hf} ont été calculés à 1600 Ma (âge proposé pour le dépôt des roches sédimentaires; Madore et al., 1997). Les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ des zircons extraits des trois échantillons (ZR2-Arénite, ZR3-Arkose et ZR5-Arénite) varient entre 0,000040 et 0,002388 (tableau 4). Ils sont relativement faibles et

inférieurs aux données de la croûte continentale supérieure (Patchett et al., 1981; $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf} < 0,005$).

Les valeurs εHf présentent une grande variation entre -15 et $+11$ (tableau 4). La majorité des échantillons analysés semblent avoir des valeurs εHf similaires, mis à part l'échantillon ZR5 qui est situé dans la partie ouest du Groupe de Wakeham (figure 12) et qui contient trois analyses avec des valeurs εHf non radiogéniques de -15 . Les autres échantillons y compris (ZR2 et ZR3; figure 12) ont des valeurs de εHf allant de -9 à $+11$ (figure 13). La grande variation en valeurs de εHf indique l'influence de plusieurs sources certaines très vieilles et d'autres juvéniles, toutes les deux plus vieilles que Groupe de Wakeham. Les échantillons ZR2, ZR3 et ZR5 montrent une grande variation dans la composition isotopique ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$) ce qui suggère un mélange de zircons provenant de régions-sources d'âge archéen et protérozoïque (figure 13). Les mêmes interprétations sont faites à partir du diagramme $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ versus l'âge (figure 14) où les données des roches sédimentaires du Groupe Wakeham sont comparées à celles de la courbe d'évolution d'une croûte de 2,9 Ga qui lui sont plus jeunes et à celles du CHUR et du manteau appauvri. Certains zircons ont une signature mantellique ou d'une croûte juvénile ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf} < 0,2816$) dont la majorité proviennent de l'échantillon ZR3.

Les valeurs εHf varient en fonction de la constante de désintégration utilisé (Bizzarro et al., 2003). Dans cette perspective, nous avons recalculé les valeurs εHf avec cette λ_{Lu} (tableau 4). La comparaison entre les valeurs εHf calculées avec les différentes λ_{Lu} de Scherer et al. (2001) et de Bizzarro et al. (2003) montre que les valeurs εHf calculées avec

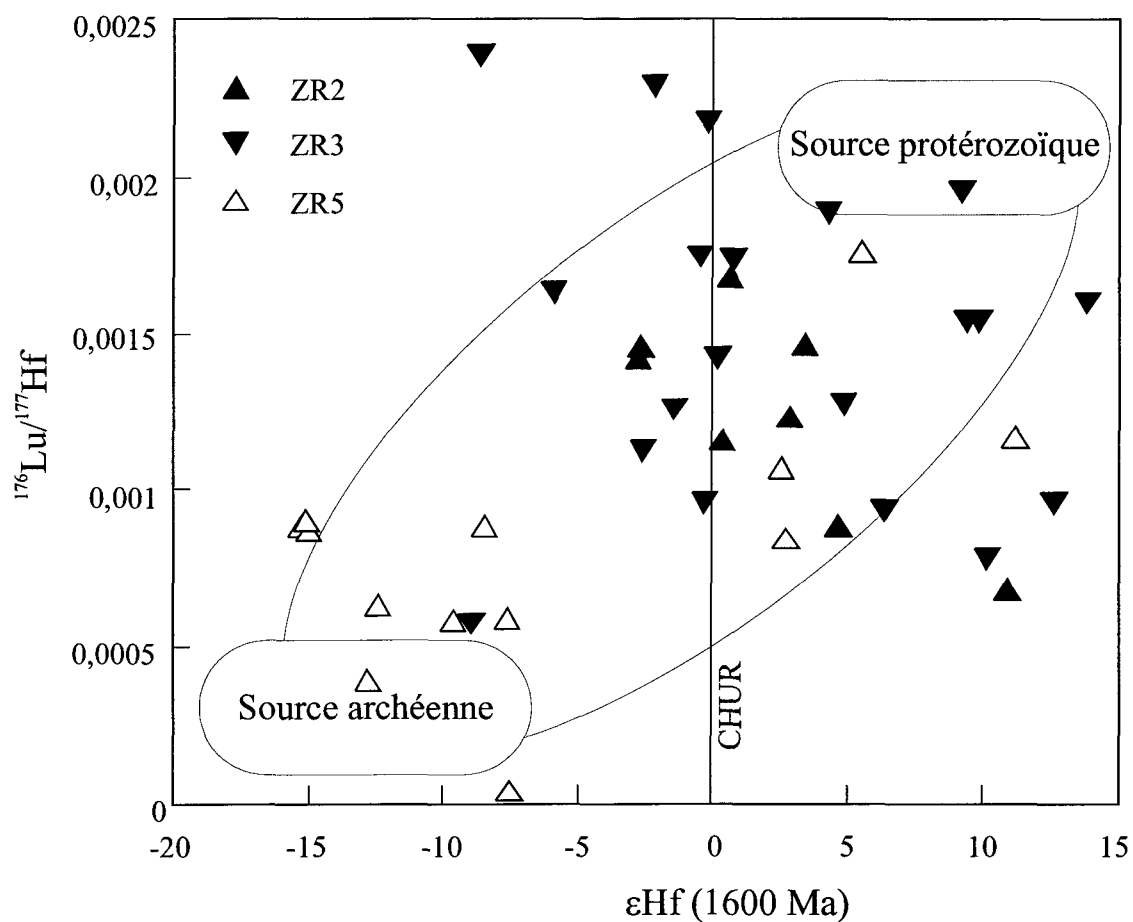


Figure 13 : Diagramme montrant la variation des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ versus les valeurs ϵHf pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

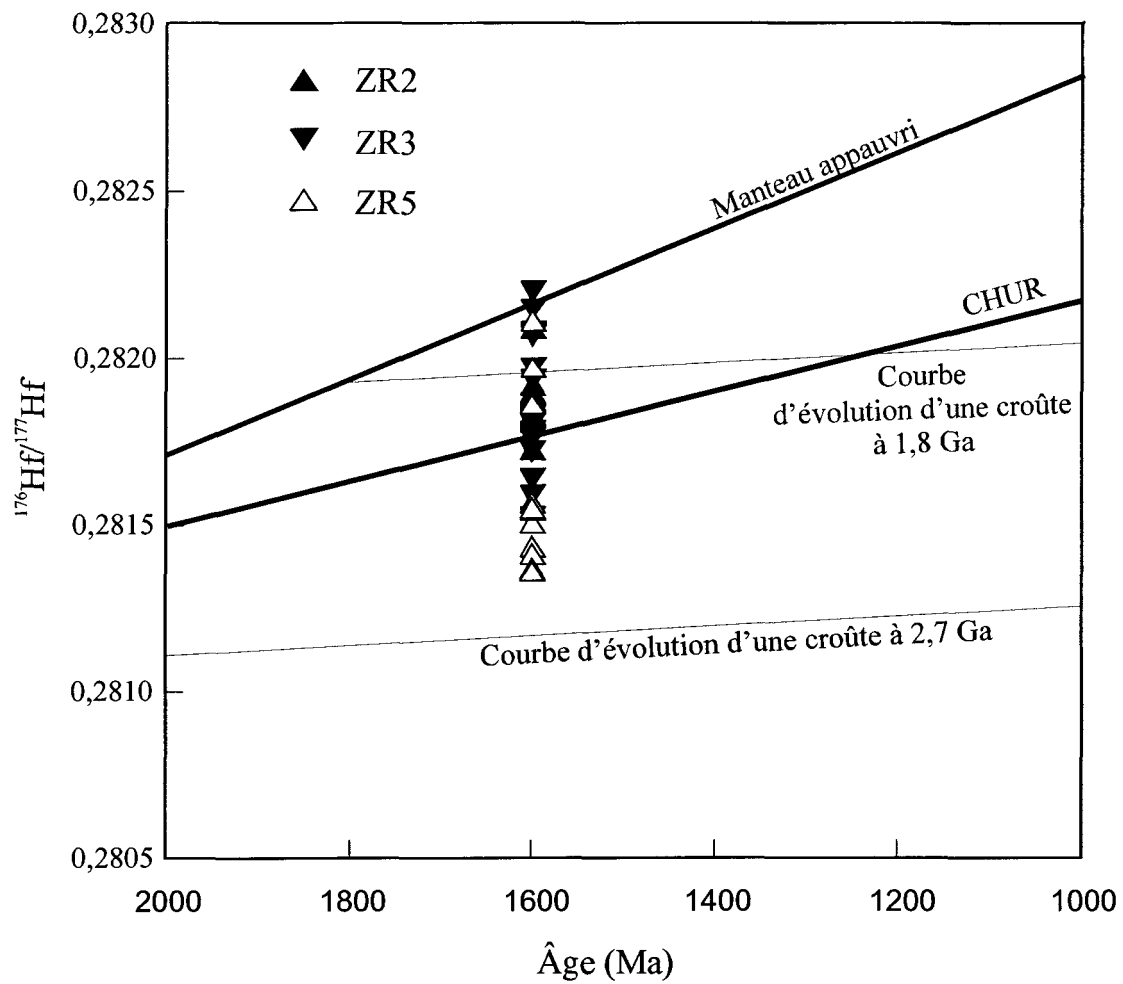


Figure 14 : Diagramme $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ versus l'âge présumé des dépôts du bassin sédimentaire montrant l'évolution isotopique Lu-Hf des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, celles du manteau appauvri, de CHUR et d'une croûte vieille de 2,7 Ga

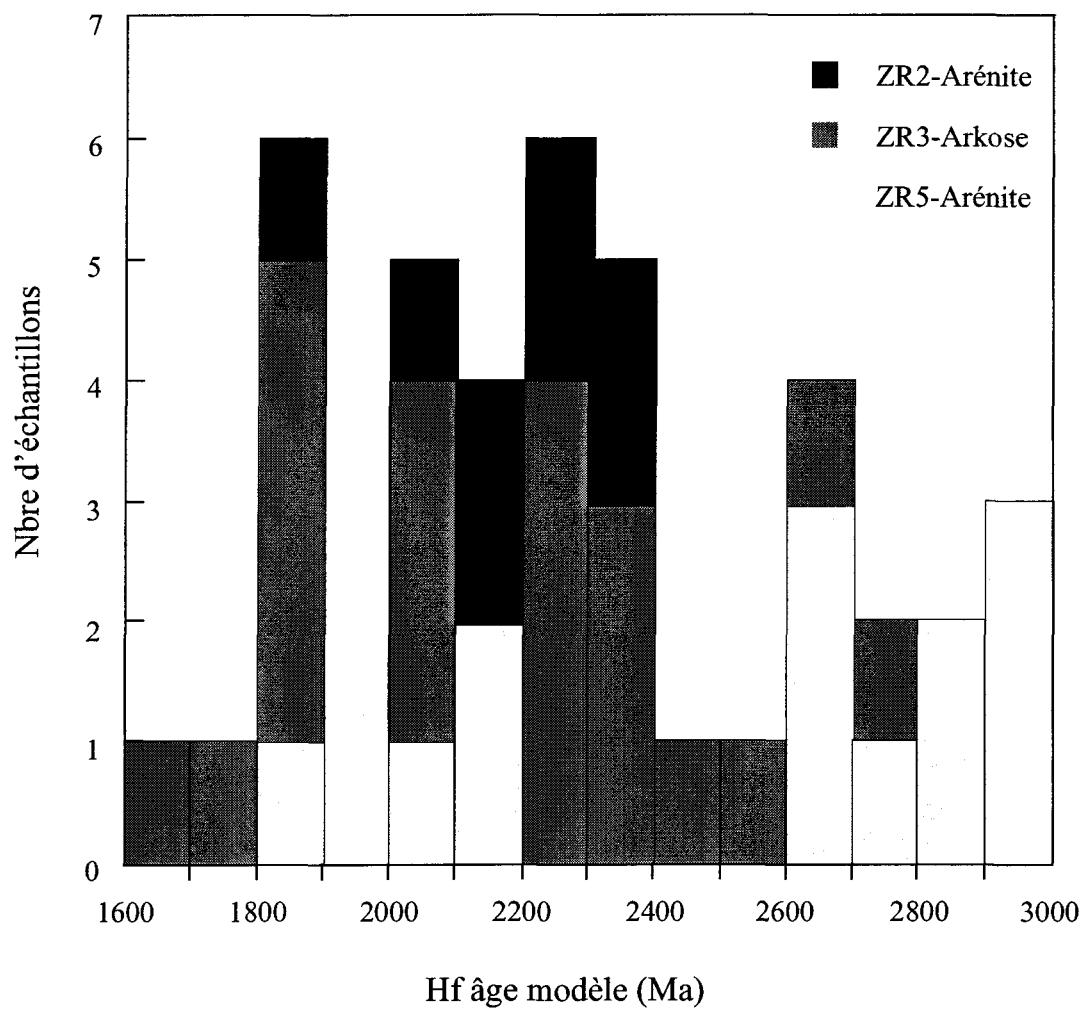


Figure 15 : Histogramme des âges modèles Lu-Hf pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

cette dernière constante de désintégration ont augmenté de deux unités ε . Cette variation n'est probablement pas significative car l'erreur de ε_{Hf} du CHUR est de 1,7 unité ε (Bizzarro et al., 2003). La grande variation des valeurs de ε_{Hf} de Bizzarro et al. (2003) par rapport aux valeurs de Scherer et al. (2001) concerne des roches archéennes. Les roches analysées dans cette étude ont généralement des âges protérozoïques, et l'utilisation des constantes de désintégration des différents auteurs dans le calcul des valeurs ε_{Hf} ne peut apparemment pas causer une grande variation quand il s'agit de roches plus jeunes que l'Archéen.

Les âges modèles (TDm) présentés sous forme d'histogramme (figure 15), montrent une distribution très large. Parmi ces âges modèles variant entre 2962 Ma et 1664 Ma quatre pics principaux sont mis en évidence. Trois d'entre eux correspondent à des âges de 2300 Ma, 2100 Ma et 1900 Ma qui reflètent la prédominance de sources protérozoïques. Un quatrième mode quoique faible en nombre d'échantillon, indique un âge modèle de 2700 Ma. Il représente la contribution archéenne au matériel sédimentaire du Groupe du Wakeham.

Dans le diagramme ε_{Hf} versus $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (figure 13), la corrélation entre ces deux paramètres est positive. Cette corrélation reste quand même mal définie pour quelques échantillons, soit ces échantillons ont des valeurs ε_{Hf} élevées et des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ faibles soit ils ont des valeurs ε_{Hf} faibles et des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ élevés (figure 13). Ceci est probablement dû à des perturbations dans le système isotopique Lu-Hf. Mise à part ces quelques échantillons anomaux, on obtiendrait une bonne corrélation positive entre

les valeurs ε_{Hf} et les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (figure 13). Cette tendance est le résultat d'un mélange de matériel provenant d'au moins deux sources : 1) Une source archéenne avec des valeurs ε_{Hf} faibles et des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ faible, et 2) Une source protérozoïque avec des valeurs ε_{Hf} élevées et des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ hauts. Les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ (tableau 4) sont faibles par comparaison aux rapports moyens de roches totales de grès ou de turbidites autour de 0,0075 (Patchett et al., 1981). Pour mieux comprendre les grandes variations des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$, les rapports des zircons des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham sont comparés à ceux des zircons de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques d'autres régions dans le monde (figure 16, données en annexe 1). Les histogrammes des différentes régions montrent que les zircons archéens et protérozoïques révèlent des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ différents, généralement entre 0,0004 à 0,0008 pour les zircons archéens et entre 0,0014 à 0,0018 pour les zircons protérozoïques. Ceci pourrait expliquer les faibles rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ de la majorité des zircons de l'échantillon ZR5 et de quelques zircons des échantillons ZR2 et ZR3. Généralement les rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ dans les zircons sont sensiblement les mêmes, car tel que discutée au début de ce chapitre, la concentration du Hf dans le zircon est très élevée et celle du Lu est très faible. Cependant, les zircons peuvent se discriminer en rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ durant les processus magmatiques comme le fractionnement et la différenciation, et selon les conditions de cristallisation. Ces rapports peuvent refléter donc le type et la localisation géographique des roches qui contiennent ces zircons (p. ex. Patchett et al., 1981; Corfu et Stott, 1996). Des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ élevés sont observés dans des zircons de roches à

affinité tholéïtique et des rapports faibles sont mesurés dans des zircons de roche calco-alcaline (Corfu et Stott, 1996).

En résumé les isotopes du Hf révèlent des informations concordantes avec ceux des isotopes du Nd. Les valeurs de discrimination ϵ_{Hf} confirment le mélange deux sources, protérozoïques et archéennes. Les âges modèles Hf sont quasi semblables à ceux du Nd et identifient donc les mêmes régions-sources pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Cependant, le système Lu-Hf analysé sur des zircons montre des âges modèles un peu plus vieux que ceux du Sm-Nd et surtout des âges de 3,0 Ga qui ne sont pas détectés par les isotopes du Nd. Ceci est dû au fait que les isotopes de Nd sont analysés sur la roche totale qui donne la moyenne d'âge de différentes fractions or que les isotopes du Hf sont analysés sur zircons qui révèlent l'âge modèle de la fraction analysée. La forte structure cristalline des zircons permet à ces derniers de résister au recyclage de la croûte et d'hériter de vieux âges.

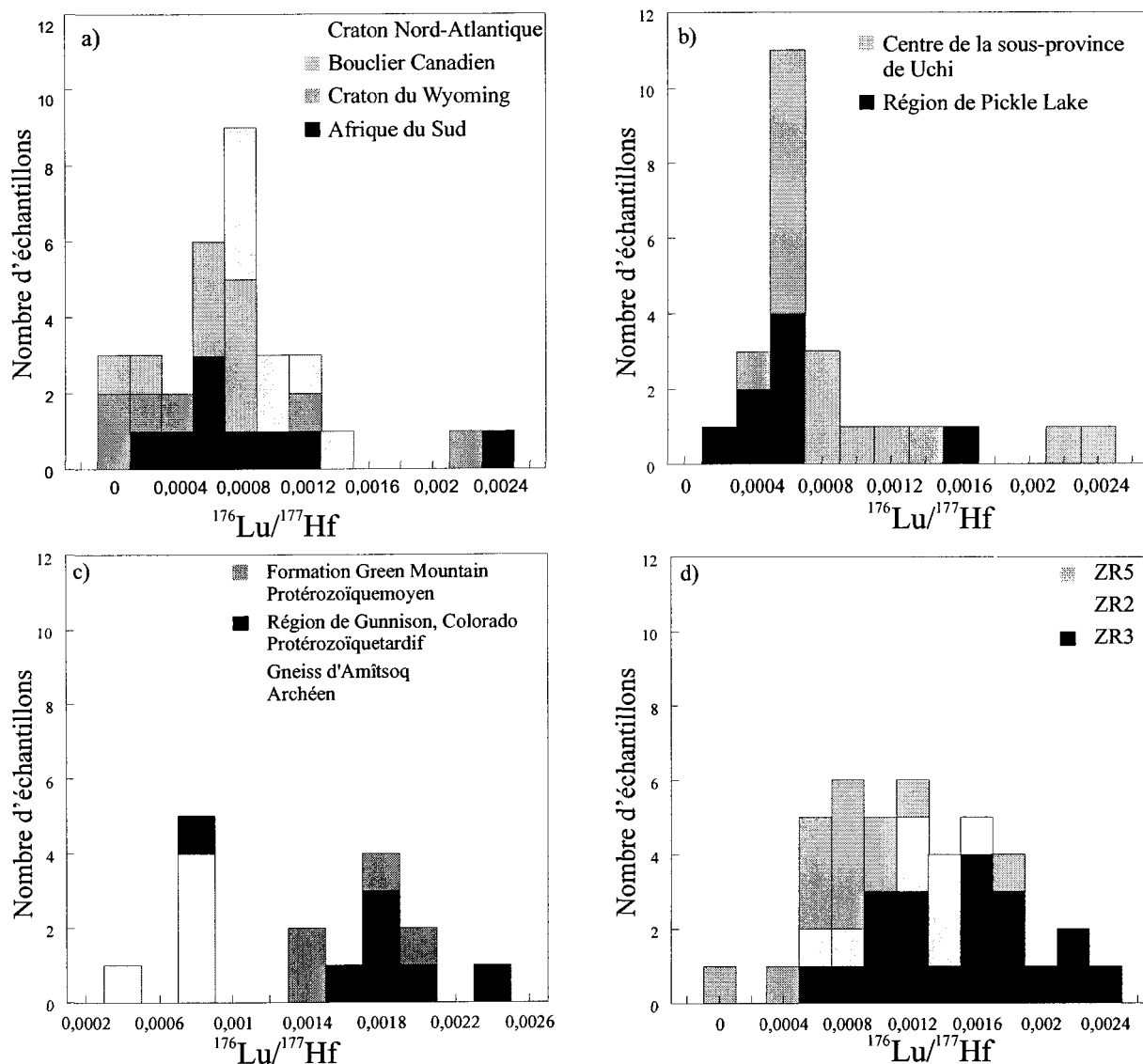


Figure 16 : Histogrammes comparatifs des rapports $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ des échantillons: a) du Bouclier Canadien, d'Afrique du Sud et du Craton du Wyoming (Stevenson et Patchett, 1990); b) de la partie centrale de la sous-province de Uchi (Corfu et Stott, 1993; Corfu et Stott, 1996); c) des Gneiss d'Amîtsoq, ceux de la Formation Green Mountain et de la région de Gunnison au Colorado (Vervoort et Blichert-Toft, 1999); d) des échantillons du Groupe de Wakeham (cette étude).

CHAPITRE 5

GÉOCHRONOLOGIE Pb-Pb et U-Pb

CHAPITRE 5

GÉOCHRONOLOGIE Pb-Pb et U-Pb

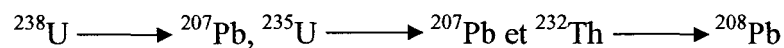
5.1 Introduction

À partir des mêmes échantillons de roches sédimentaires du Groupe de Wakeham analysés pour les isotopes du Hf, d'autres zircons ont été choisis pour la datation par les isotopes du Pb. Il s'agit donc des mêmes échantillons ZR2 (arénite), ZR3 (arkose) et ZR5 (arénite). Ce chronomètre nous permet de déterminer l'âge des régions-sources du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham et ajouter des arguments pour contraindre l'âge de dépôt de ce matériel. Les zircons des deux arénites ont été analysés avec la collaboration de Nuno Machado du GÉOTOP (Université du Québec à Montréal) et ceux de l'échantillon d'arkose ont été analysés avec la collaboration de Jean David du SGQ (Ministère des Ressources naturelles du Québec).

Les isotopes du plomb constituent un excellent outil pour l'étude de l'évolution de la croûte et du manteau car trois de ces isotopes radiogéniques sont issus de parents (U,Th) avec de longues demi-vies et deux d'entre eux sont des isotopes différents. Ces derniers

sont issus d'un même élément chimique (p. ex. Dickin et al., 1988). En utilisant l'ensemble de ces isotopes, il est non seulement possible de déterminer la nature des événements de différenciation mais aussi de préciser leurs âges. La détermination des âges de cristallisation sur des grains de zircons détritiques en utilisant les isotopes du Pb est très efficace pour obtenir directement les âges des régions-sources (Machado et Gauthier, 1996).

L'uranium a la particularité unique de posséder deux isotopes radioactifs, le ^{238}U et ^{235}U ; le thorium est constitué du seul isotope 232. Ces trois nucléides sont à l'origine de la formation des familles radioactives suivantes:



Les constantes de désintégration radioactive sont respectivement :

$$\lambda = 1,55125 \times 10^{-10}, \quad \lambda' = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ et } \lambda'' = 4,9475 \times 10^{-11}$$

La méthode de datation propre au système U-Pb utilise l'équation suivante pour le calcul de l'âge :

$$(9) \quad ^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} (e^{\lambda' t} - 1) \quad \text{et} \quad (10) \quad ^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} (e^{\lambda t} - 1)$$

De même que pour les systèmes isotopiques Rb-Sr, on peut construire un diagramme isochrone pour les systèmes U-Pb et Th-Pb. L'équation de cet isochrone est :

$$(11) \frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Total}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Initial}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Total}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{Initial}}} = \frac{1}{137,88 * \left(\frac{e^{\lambda t} - 1}{e^{\lambda} - 1} \right)}$$

Cette équation, est celle d'une isochrone linéaire dont la pente détermine l'âge d'une suite d'échantillons.

De nombreux granites qui recoupent ou qui sont adjacents aux roches sédimentaires du Groupe de Wakeham ont été datés par différents auteurs (figure 12). Notre intérêt porte sur les roches plutoniques de la suite de Katah qui peuvent contraindre clairement l'âge de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham grâce à leur caractère intrusif observé dans ces roches sédimentaires. L'autre point d'intérêt est la datation des veines granitiques du Lac au 22^{ème} Mille, intrusives dans la partie ouest du Groupe de Wakeham. Ces granites nous renseignent sur la dispersion géographique et temporelle des événements plutoniques dans le Groupe de Wakeham.

La géochronologie U-Pb est la technique la plus utilisée pour dater de vieilles roches. Elle est difficile mais précise et est résistante aux perturbations postérieures à la fermeture du système (Albarède, 2001). Cette technique de datation tire son avantage du fait que les nucléides radioactifs (^{238}U et ^{235}U) et les nucléides radiogéniques (^{206}Pb et ^{207}Pb) sont isotopes d'un même élément, l'uranium pour les uns, le plomb pour les autres. En l'absence de Pb radiogénique initial, les équations appliquées aux systèmes ^{238}U - ^{206}Pb ($\lambda = 0,155125 \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$) et ^{235}U - ^{207}Pb ($\lambda = 0,98485 \times 10^{-9} \text{ an}^{-1}$) sont les mêmes que (9) et (10) :

$$^{207}\text{Pb} = ^{235}\text{U} \times (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

$$^{206}\text{Pb} = ^{238}\text{U} \times (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

Pour les systèmes riches en U et pauvres en Pb primaire, les données U-Pb sont traitées à l'aide du diagramme concordia. Dans un diagramme ^{207}Pb radiogénique/ ^{235}U versus ^{206}Pb radiogénique/ ^{238}U , la courbe concordia est le lieu de tous les points pour lesquels $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})_t = (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})_t$. Si tous les échantillons datés par la méthode U-Pb sont restés en système clos vis-à-vis de l'U et du Pb et si les corrections de Pb initial sont bien évaluées, leurs points représentatifs seront situés sur la courbe concordia. En réalité la plupart des systèmes U-Pb ont été ouverts et les points sont donc situés en dehors de la concordia. Ces derniers pourraient se trouver sur une même ligne, appelée discordia et qui intercepte la courbe concordia en deux points. L'intercepte supérieur correspond à l'âge de cristallisation et l'inférieur correspond à un âge métamorphique. Pour sa grande précision le système U-Pb est utilisé pour dater des minéraux tels que le zircon, la monazite, la titanite et bien d'autre. Le zircon est le minéral le plus utilisé pour dater des événements de cristallisation. Il hérite de cette caractéristique grâce à la résistance de sa structure cristalline aux phénomènes de déformation et de métamorphisme. La technique de datation par dilution isotopique, nécessite de grande précaution dans le traitement géochimique, la séparation de l'U et du Pb, et l'utilisation de la spectrométrie à ionisation thermique. Les granites de la suite de Katah et le gneiss granitique du Complexe de Boulain ont été datés par cette méthode. De récents développements dans la spectrométrie de masse par ablation laser LA-ICPMS (*laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometer*) permettent une alternative à des méthodes pour analyser des grains de zircons à moindre coût, en un temps plus court (Perkins et al., 1992; Feng et al., 1993; Fryer et al., 1993; Hirata et

Nesbitt, 1995) et avec une bonne précision qui satisfait les exigences de nos travaux permettant une interprétation sans ambiguïté.

5.2 Procédures analytiques

5.2.1 Procédure pour le système Pb-Pb

Les zircons utilisés pour la datation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ont été extraits et séparés par la même procédure que celle décrite dans le chapitre des isotopes du Hf (chapitre 4). Les minéraux lourds ont été concentrés dans les laboratoires du GÉOTOP selon les procédures standard établies par Machado et Gauthier (1996). Les concentrés de zircons sont séparés en quatre fractions magnétiques et deux fractions diamagnétiques. Ces dernières constituent le meilleur choix (Machado et Gauthier, 1996). Une quantité de 36 zircons de l'échantillon ZR2, une soixantaine de l'échantillon ZR3 et 94 zircons de ZR5 de taille moyenne supérieure à 80µm, dépourvus de toute altération, d'inclusions, de fractures et de surcroissances ont été sélectionnées sous binoculaire. Ces zircons sont fixés dans de l'époxy en laissant la partie supérieure dégagée pour permettre l'analyse. Le niveau de blanc de l'époxy est inférieur au bruit de fond de tous les isotopes du Pb et ne peut pas affecter l'analyse du grain.

La spectrométrie de masse par ablation laser est décrite d'une façon détaillée dans Machado et Gauthier (1996). Nous avons utilisé un *Laser-Probe Fisons-VG* couplé à un *ICP-MS Fisons-VG PQII* équipé de SX-300 de type quadripôle. Le collecteur compteur

d'ion sur ^{208}Pb est utilisé dans le but d'obtenir une intensité maximale, un bruit de fond minimum et une résolution optimale pour le mode du Pb. Les conditions de mise au point sont présentées au tableau 6. Le cratère dans un grain de zircon résultant de l'ablation est de 40 μm à 50 μm de diamètre et le taux de perforation est de 1 $\mu\text{m/s}$ à 2 $\mu\text{m/s}$. Le standard utilisé est le zircon (UQ-Z1) qui a un âge de 1143 ± 1 Ma. Cet âge U-Pb est produit par méthode de dilution isotopique sur TIMS par Nuno Machado dans les laboratoires du GÉOTOP. La discordia a pour intercepte inférieur une valeur proche de zéro (28 Ma) et indique donc que la perte du Pb est récente. Ceci a permis à Machado et Gauthier (1996) de montrer que la valeur du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est indépendante de la discordance et reste toujours fermé à la valeur d'analyse concordante. La valeur des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est toujours similaire à la moyenne des valeurs avec une discordance $<1\%$, $0,07784 \pm 0,00004$ (95% I.C) qui est une valeur de correction pour l'effet de biais de masse.

5.2.2 Procédure pour le système U-Pb

Les analyses des échantillons de la suite de Katah ont été faites selon la méthode de datation U-Pb par dilution isotopique et spectrométrie de masse à ionisation thermique (TIMS). Une partie de ces échantillons ont été analysés au Centre de recherche en géochimie isotopique et en géochronologie (GÉOTOP de l'Université du Québec à Montréal) et l'autre partie a été effectuée à la Commission géologique du Canada (Wodicka et al., 2002). Les méthodes analytiques sont semblables pour ces deux laboratoires et sont décrites en détails dans Parrish et al. (1987) et Davis et al. (1997) pour la Commission

Géologique du Canada et dans Machado et al. (1991) pour le GÉOTOP-Université du Québec à Montréal.

Pour la datation U-Pb des échantillons des veines granitiques du Lac au 22^{ème} mille, la méthode par ablation laser de Machado et Simonetti (2002) a été utilisée. Les zircons sont extraits selon la même méthode utilisée pour les isotopes du Hf décrite plus haut. Cependant, il y a des étapes qui nécessitent plus de soins. Sur le Frantz, la séparation est basée sur les propriétés magnétiques des minéraux et revêt donc un aspect important en ce qui concerne la datation des zircons (Machado et Simonetti, 2002). En effet, dans une même population de cristaux, les zircons les moins magnétiques contiennent généralement moins d'uranium et sont plus concordants (Machado et al., 1991). Lorsque des zircons se sont comportés en système clos depuis leur cristallisation, les résultats analytiques se placent sur la courbe Concordia et ils sont alors dits "concordants". Le degré de discordance résulte de la perte en plomb laquelle est directement proportionnelle à la teneur en uranium. Les pertes en Pb résultent en partie des dislocations induites dans le réseau cristallin par la désintégration radioactive. Afin d'augmenter la probabilité d'analyser des zircons concordants, nous avons sélectionné à la loupe binoculaire les différents cristaux. Ces cristaux ont la plus grande taille possible ce qui favorise une plus faible diffusion volumique du Pb. Les zircons choisis sont les moins magnétiques, les plus limpides et les plus homogènes possible car ce sont les plus concordants (Machado et al., 1991). Toutes les analyses ont été faites sur des populations de cristaux ayant rigoureusement les mêmes propriétés chromatiques et morphologiques, afin de s'assurer qu'ils représentent un seul et même épisode de genèse. Les zircons sont piégés dans l'époxy en laissant la partie

supérieure dégagée et ensuite abrasés afin d'avoir une surface plane et lisse facilitant l'ablation par laser.

Les résultats sont obtenus avec un système de laser couplé à ICP-MS multicollecteur Micromass Isoprobe décrit en détail dans Machado et Simonetti (2002). Les analyses se sont déroulées en mode statique utilisant 6 collecteurs Faraday pour mesurer les masses ^{206}Pb à ^{238}U (Tableau 7). Avant de commencer chaque série d'analyses les positions des collecteurs sont vérifiées en aspirant une solution (~ 10 ppb) qui contient les standards NIST 981 Pb et U500 et chaque analyse débute par une mesure de la ligne de base pour servir de référence. Le standard utilisé est le UQ-Z8 qui est un mégacristal de zircon provenant de la même roche que le standard UQ-Z1 (Machado et Gauthier, 1996), dont l'âge, par ID-TIMS, est de 1143 ± 1 Ma. Le calcul d'âge et la projection des données sur le diagramme concordia sont faits en utilisant le programme Isoplot-EX version 2 (Ludwig, 2000). La précision sur tous les âges est de 95% I.C.

5.3 Résultats

5.3.1 Datation Pb-Pb

Les données isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur des zircons détritiques des échantillons ZR2, ZR3 et ZR5 sont présentées dans la figure 17a où N est le nombre de zircons analysés et dans le tableau 8 où n est le nombre de répétitions d'analyses pour chaque zircon. La majorité des zircons extraits des échantillons de roches sédimentaires du Groupe de

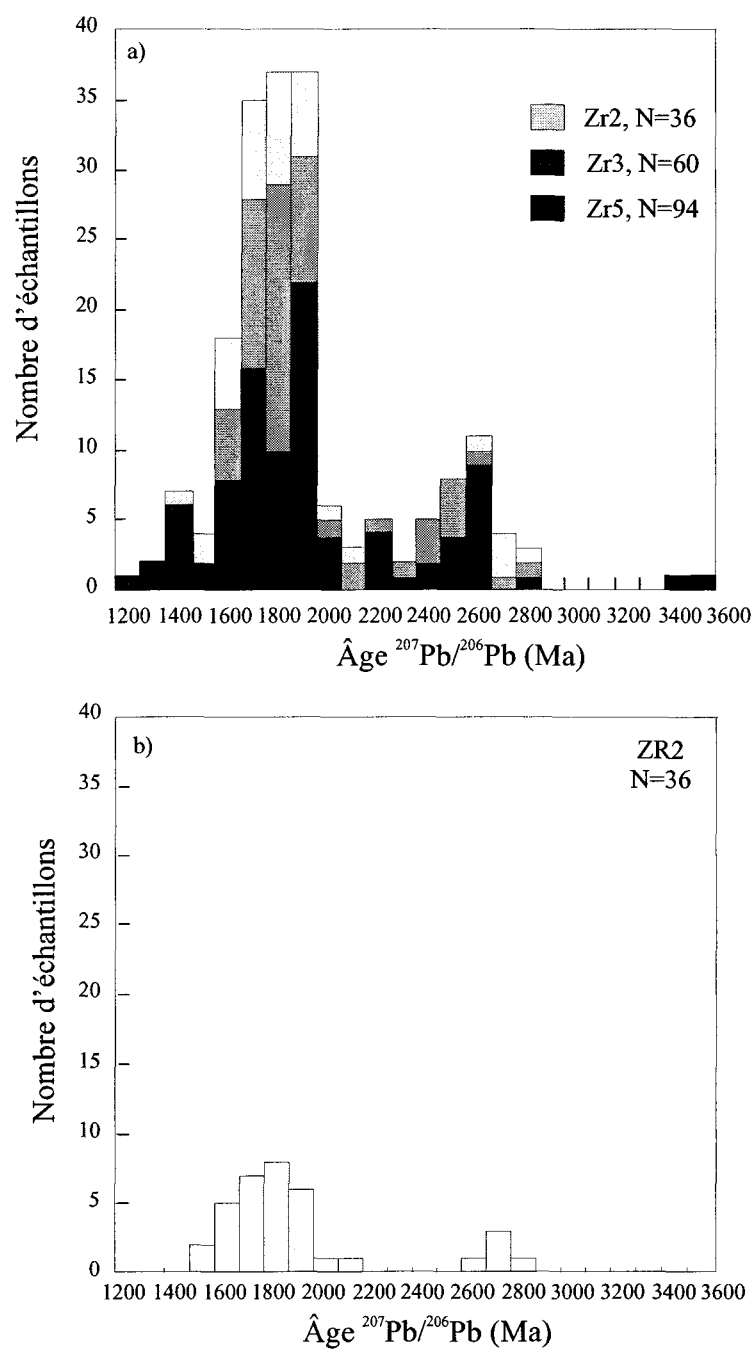


Figure 17 : Histogrammes des âges Pb-Pb pour a) les zircons des échantillons ZR2, ZR3 et ZR5 extraits des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et b) les zircons de l'échantillon Zr2.

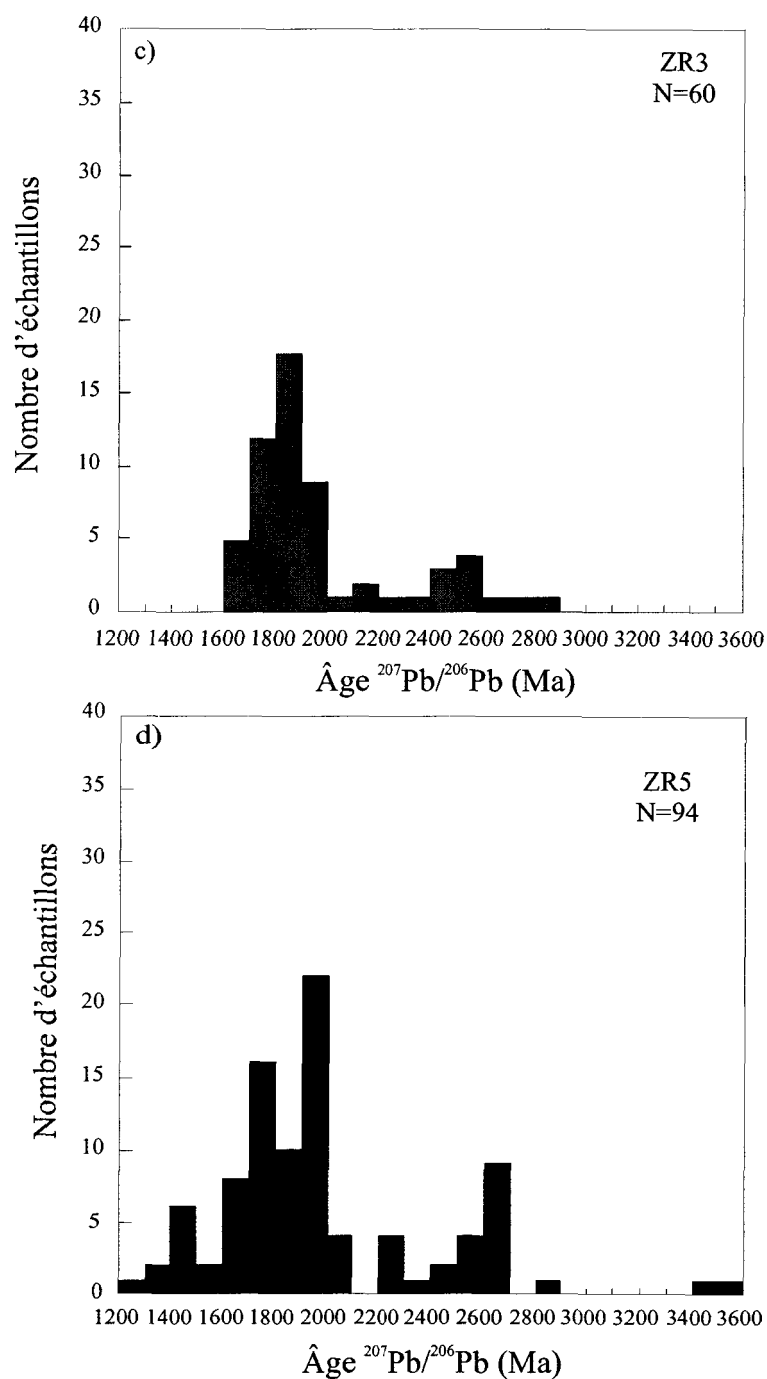


Figure 17 (suite) : Histogrammes des âges Pb-Pb pour c) les zircons de l'échantillon ZR3 et d) les zircons de l'échantillon ZR5.

Wakeham sont arrondis à sub-arrondis et révèlent des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 3600 Ma et 1200 Ma (figure 17a).

Les zircons extraits de ces échantillons sont typiquement très arrondis et ils présentent des surfaces givrées caractéristiques d'un matériau ayant été transporté dans un milieu aqueux agité (Wodicka et al., 2002). Les cristaux sont généralement xénomorphes, incolores à brun rougeâtre, ou légèrement dorés. Quelques cristaux (approximativement 5% de la population totale) subautomorphes et de petites dimensions ($<30\text{-}40\text{ }\mu\text{m}$) se présentent systématiquement sous l'aspect de prismes trapus ou de cristaux équidimensionnels à multifacettes. Nous avons sélectionné des grains dont la taille est largement supérieure à $50\text{ }\mu\text{m}$, une limite imposée par la méthode d'analyse par LA-ICPMS, à l'exception de ZR5 où la taille de quelques zircons atteint à peine les $50\text{ }\mu\text{m}$. Nous nous sommes assurés que tous les types morphologiques de zircon soient présents pour les analyses et qu'elles soient donc aussi représentatives que possible de l'ensemble des grains de chaque échantillon. Il faut noter également que la technique d'analyse par LA-ICPMS utilisée permet de déterminer des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ concordants et semblables aux âges U-Pb produits TIMS (Machado et Gauthier, 1996).

L'arénite (ZR2) est un échantillon de la partie est du Groupe de Wakeham (figure 12). Trente six zircons y ont été extraits et analysés pour la datation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Les résultats sont représentés sous forme d'histogramme dans la figure 17b et livrent des âges protérozoïques compris entre 2200 Ma et 1600 Ma avec un mode à 1900-1800 Ma et des âges archéens montrant une distribution symétrique entre 2900 Ma et 2600 Ma dont le

mode est à 2800-2700 Ma. Ces âges sont quasi semblables aux âges modèles du Nd et du Hf. Les zircons ZR2 n'ont livré aucun âge à 2300 Ma comparativement à ces âges modèles.

Une soixantaine de zircons de l'échantillon (ZR3) prélevé dans la partie est du Groupe de Wakeham présente des données très semblables à ceux des zircons de l'échantillon (ZR2). Les âges de ces zircons varient entre 2900 Ma et 1600 Ma (figure 17c). Même si ces âges ont une distribution continue sur l'histogramme, il en ressort néanmoins un important mode protérozoïque, dont le mode est à 1900-1800 Ma et un monde archéen avec un mode à environ 2600-2500 Ma. Comme les âges de ZR2, ceux de ZR3 sont en accord avec les âges modèles du Nd et du Hf.

L'échantillon de grès (ZR5), de composition subarkosique, a été prélevé dans la partie ouest du Groupe de Wakeham (figure 12). Les résultats de l'analyse de 94 grains de zircons détritiques (tableau 8) sont illustrés sous forme d'histogramme à la figure 17d. Mis à part quelques zircons ayant livré de fortes incertitudes (tableau 8), la moyenne des erreurs analytiques associées aux analyses (calculée pour un intervalle de confiance de 70%) est moyennement de l'ordre de ± 60 Ma. Les résultats obtenus couvrent un spectre d'âge variant de 3600 à 1200 Ma (tableau 8). Une dizaine de grains ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inférieurs à 1600 Ma (1553-1294 Ma). À l'exception du grain d'âge 1294 Ma (analyse 94, tableau 8), les 9 autres grains de zircon ont des erreurs d'incertitude qui les rapprochent du présumé âge de dépôt des sédiments du Groupe du Wakeham. L'âge apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ce grain est manifestement trop jeune puisque les intrusions granitoïdes qui recoupent la séquence sédimentaire ont des âges autour de 1500 Ma (voir le chapitre suivant). Il s'agit d'un zircon de petite taille soit très discordant ou très hétérogène, affecté par une histoire

géologique complexe (voir Machado et Gauthier, 1996, pour une discussion détaillée). Il n'est donc pas conséquent d'interpréter ce résultat comme représentatif de l'âge maximum de la période de sédimentation des matériaux accumulés dans cette séquence. À l'examen de la figure 17d, deux maxima se dégagent dans la fréquence de distribution des âges : le premier, vers 1900-2000 Ma, correspond au plus grand nombre de grains analysés tandis que le second, vers 2600-2700 Ma, est moins fortement représenté. Cette distribution montre que l'essentiel des grains de zircon présents dans l'échantillon analysé est d'âge Paléoprotérozoïque et montre aussi l'existence d'un mode dans la distribution de fréquence correspondant à la fin de l'Archéen.

La combinaison des histogrammes de tous les zircons des trois échantillons montre la présence de deux modes (figure 17a), un protérozoïque à 2000-1700 Ma et un archéen à 2700-2600 Ma. La majorité de ces âges se trouve dans la fourchette 2000-1600 Ma avec une classe modale de 1900-1800 Ma. Une autre concentration d'échantillons mais de moindre importance, se trouve entre 2800-2500 Ma avec une classe modale de 2700-2600 Ma. Ces modes d'âges se démarquent sans continuité avec les autres âges, comme devraient être des âges qui n'ont pas subi l'effet des différents degrés de remise à zéro (Machado et Gauthier, 1996). Les histogrammes combinés suggèrent que les sédiments détritiques du Groupe de Wakeham proviennent essentiellement de l'érosion de sources protérozoïques et en proportion moindre de sources archéennes. En comparaison avec les âges modèles de Nd et de Hf, les âges autour de 2300 Ma ne sont pas représentés. Ceci est probablement dû à une carence d'échantillonnage pour le système isotopique Pb-Pb ou à l'effet mémoire dans la roche total pour les systèmes isotopiques Sm-Nd. Les âges Pb-Pb

entre 3600 Ma et 3400 Ma ne sont également pas représentés. Il s'agit de deux zircons de l'échantillon ZR5. Quoique peu significatif, ces âges de l'Archéen moyen pourraient provenir directement d'un socle archéen distal dont les roches sont présentement exposées au nord-ouest du Groupe de Wakeham. D'autre part, il est également possible, que ces âges représentent des matériaux ayant été recyclés durant le paléoprotérozoïque.

Les âges Pb-Pb sont plus précis que les âges modèles Sm-Nd et Lu-Hf. Dans la présente étude, ils sont en accord avec les âges modèles et mettent en évidence deux importantes sources pour le matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham. Ces sources sont protérozoïques (1800 Ma) et archéennes (2700 Ma). Les isotopes du Pb ont permis de contraindre l'âge de dépôt des sédiments du Wakeham car la plus jeune source trouvée a un âge de 1600 Ma. Cet âge avec les âges U-Pb d'environ 1500 Ma (voir le chapitre suivant) contraint l'âge du plus important dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham, entre environ 1600 Ma et 1500 Ma.

5.3.2 Datation U-Pb

5.3.2.1 La Suite felsique de Kataht

La Suite felsique de Kataht comprend un granite à texture rapakivi et une série d'intrusions de porphyre à quartz et feldspaths (figure 12; Verpaelst et al., 1997a ; Madore et al., 1997). Les porphyres se trouvent sous forme filons occupant des surfaces de plusieurs km² et recoupent les sédiments du Groupe de Wakeham (Verpaelst et al., 1997b;

Madore et al., 1997). Contrairement aux complexes tectonométamorphiques, la fabrique structurale des roches de cette suite est généralement peu développée; les granitoïdes sont massifs ou foliés. La Suite felsique de Kataht a été datée en quatre endroits différents (sites 19 à 22, figure 12). Les analyses géochronologiques U-Pb des granites de cette suite ont été faites par Natasha Wodicka à la Commission Géologique du Canada.

Le Porphyre du lac Le Doré est un porphyre à quartz (site 19, figure 12) dont les zircons ont révélé un âge de 1510 ± 10 Ma, point d'intercepte supérieur de la discordia. Cet âge est interprété comme l'âge maximum de cristallisation. L'intercepte inférieur est à 1020 ± 21 Ma et représenterait un événement thermique grenvillien. La datation du Porphyre du lac Porphyre (site 20, figure 12) sur des zircons donne des âges de $1503 \pm 6/-4$ Ma, l'âge de cristallisation. L'analyse d'une fraction de titanite de ce même échantillon a livré un âge de 1029 ± 11 Ma qui correspondrait au même événement grenvillien. Le granite à texture rapakivi (site 21, figure 12) est très peu folié. Des zircons de ce granite révèlent un âge de cristallisation de $1497 \pm 15/-9$ Ma et un âge de 935 ± 170 Ma témoignant vraisemblablement d'un phénomène de perte en plomb relié à un événement thermique grenvillien. Les zircons qui ont été récupérés de l'échantillon de Porphyre de la rivière Olomane (site 22, figure 12) ont donné des âges de 1495 ± 2 Ma et 65 ± 27 Ma. Ces derniers sont interprétés respectivement comme l'âge de mise en place de l'intrusif et l'âge d'un phénomène de perte en plomb récente.

5.3.2.2 Granite du Lac au 22^{ème} mille

Il s'agit de veines métriques qui se sont injectées dans les roches sédimentaires du Groupe du Wakeham. Ce granite est situé dans l'extrémité ouest du Groupe de Wakeham (site 24; figure 12) et les relations de recoupement avec les sédiments du Groupe de Wakeham sont sans aucune ambiguïté (figure 12). Les zircons extraits de cet échantillon constituent une population homogène de cristaux quasi automorphes, des prismes trapus et de taille variable. Les zircons sont incolores, sans aucune fracture ni inclusion. Plusieurs fractions analytiques ont été préparées. Une quinzaine de grains de zircon choisis de cet échantillon ont été analysés par ablation laser couplé à ICP-MS multicollecteur Micromass Isoprobe dans le but de mieux comprendre l'histoire géologique du granite du Lac au 22^{ème} mille et de rendre accessible l'interprétation de son âge. Les résultats analytiques obtenus pour ces fractions ont livré un âge U-Pb allant jusqu'à $1,3 \pm 0,1$ Ga (tableau 9, figure 18; pour des raisons techniques, les résultats sont présentés sous forme d'histogramme) avec des rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de l'ordre de 0,0819695 (Stacey et Kramers, 1975). Ce résultat diffère de ceux obtenus lors des analyses subséquentes dans la Suite de Katah, où les résultats ont livré des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ variant entre 1446 et 1387 Ma (Wodicka et al., 2000).

Il n'est pas aisé de tirer le sens géologique précis à partir des résultats de cet unique échantillon mais ces veines granitiques nous livrent quand même une information pertinente quant à l'événement tectonomagmatique dans le Groupe de Wakeham. Des âges semblables sont connus dans les différentes parties du Groupe de Wakeham: dans l'Est, le

granite folié daté 1239 ± 3 Ma (site 11 ; Indares et Martignole, 1993) ; dans le Sud, le porphyre felsique d'âge 1246 ± 5 Ma (site 4 ; Clark et Machado, 1995) ; et dans le Nord, la monzonite porphyrique datée 1322 ± 7 Ma (site 13 ; Martignole et al., 1992) et la rhyolite qui est datée par Loveridge (1986, site 12) à $1271 + 13 / - 3$ Ma. Dans l'Ouest, l'âge du granite du Lac au 22^{ème} mille vient uniformiser l'activité magmatique Elzévirienne sur l'ensemble du Groupe de Wakeham (figure 2a).

Quoique loin d'être contradictoire, il est important de noter que mise à part la rhyolite (site 12; Loveridge, 1986), les roches ayant des âges équivalents à celui du granite du Lac au 22^{ème} mille sont toutes plutoniques felsiques. Ce granite ressemble sur les plans géochimique et pétrographique, à ceux de la suite felsique d'Oloman. Cette observation va dans le même ordre d'idées que celles de Verpaelst et al. (1997b) qui invoquent la possibilité que cette roche soit un porphyre felsique intrusif dans les sédiments.

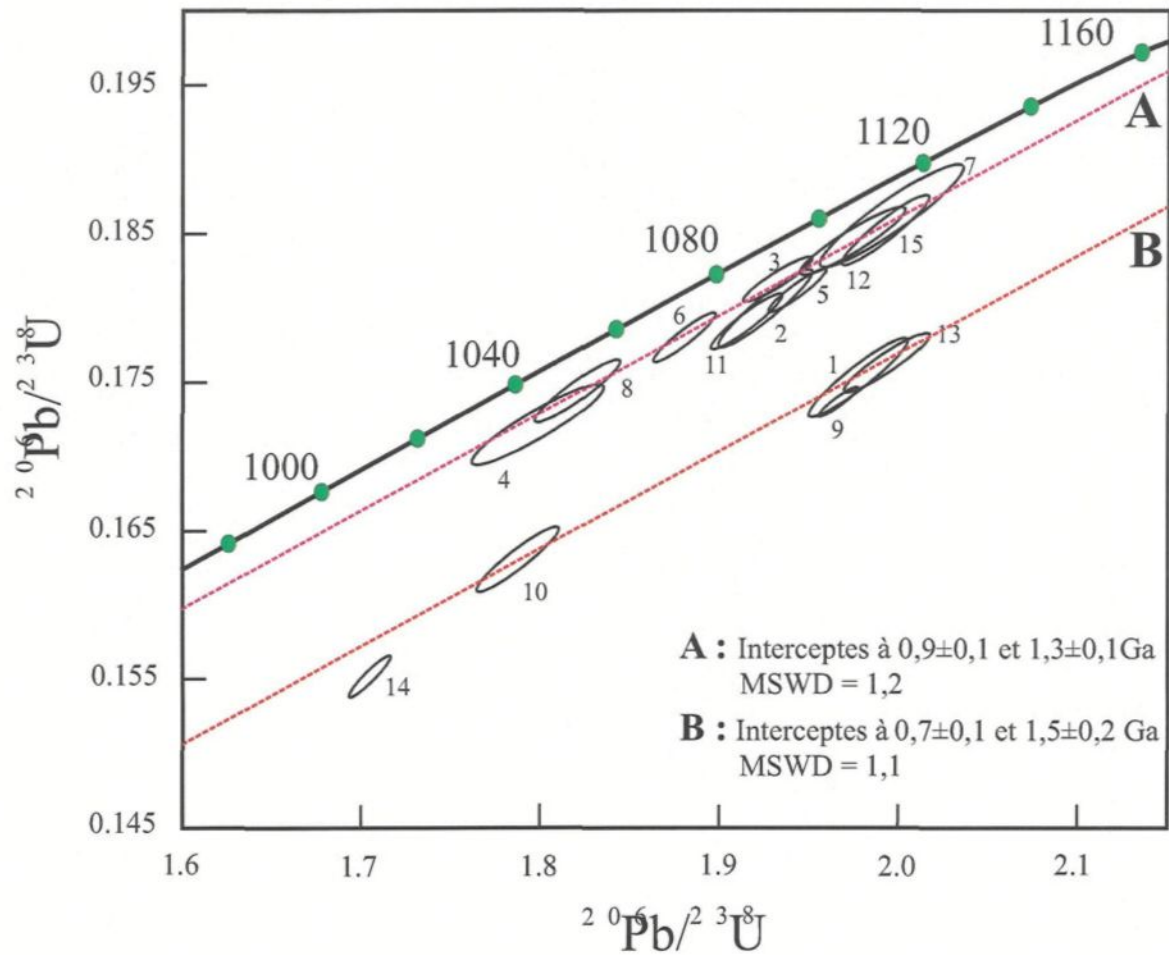


Figure 18 : Concordia des âges U-Pb illustrant les résultats analytiques de zircons extraits des veines granitiques du lac au 22^{ème} mille et qui recoupent les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham.

CHAPITRE 6

DISCUSSION ET MODÈLE TECTONIQUE

CHAPITRE 6

DISCUSSION ET MODÈLE TECTONIQUE

6.1 Évolution géochimique des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham

La caractéristique géochimique principale des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham est la présence à la fois à l'est et à l'ouest de roches riches en SiO_2 ainsi qu'en Al_2O_3 , et généralement pauvres en MgO (figure 4a, b). Ces observations sont en accord avec la contribution d'un matériel mature ou un matériel qui a acquis sa maturité durant le transport, tandis que les faibles valeurs en silice et alumine dans d'autres échantillons suggèrent que le matériau formant ces roches provient de sources immatures. La partie est du Groupe de Wakeham contient les roches avec des proportions en MgO les plus élevées. Ceci suggère qu'une partie des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham est formée par le mélange de matériel mafique et de matériel felsique. Tandis que dans la partie ouest, les roches sédimentaires semblent être plus homogènes et contiennent un mélange de matériel mature et immature. Toutefois, il est important de noter qu'un plus grand nombre

d'échantillons de la partie est du Groupe de Wakeham par rapport à la partie ouest, ont été analysés. Les roches sédimentaires du groupe de Wakeham sont majoritairement potassiques (figure 4c) reflétant ainsi des sources différenciées et granitiques qui contiennent des minéraux riches en potassium tel que les feldspaths potassiques.

L'analyse des éléments en traces dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham témoigne d'une similitude avec les NASC qui suggère que les sédiments sont bien mélangés dans le bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham. Cette similitude avec les NASC témoigne aussi de la présence de composantes essentiellement felsiques dont la composition est semblable à celle de la moyenne de la croûte continentale (p. ex. McLennan, 1989), les sources peuvent être soit des roches ignées indifférenciées ou une croûte jeune se trouvant à des distances variables du bassin de dépôt et présentant des reliefs différents (p. ex. McLennan et al., 2000). Les teneurs en éléments majeurs suggèrent aussi que les sédiments du Groupe de Wakeham se soient déposés dans un contexte de tectonique active (figure 5a), à partir de sources calco-alcalines dont la composition varie de granitique à celle de roches sédimentaires riches en quartz (figure 5b). Ce matériel sédimentaire contient de sédiments archéens matures (figure 4 a et b) qui ont été remaniés au Protérozoïque. Cette observation est en accord avec l'existence de zircons archéens dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham tels que montré par les isotopes du Hf et du Pb.

Des études géochimiques sur des terrains formés à au début du Protérozoïque et la fin Archéen ont révélé que les sédiments riches en quartz sont trouvés dans au moins trois environnements géodynamiques: 1) Plateforme stable, dans un milieu aquatique peu

profond (p. ex. Wood et *al.*, 1986; Thurston et Kozhevnikov, 2000); 2) Deltas de canyon sous-marin avec évidence de cannibalisation des roches de la plateforme (Thurston et Kozhevnikov, 2000); 3) Arénites riches en quartz et des conglomérats dans des bassins d'effondrement (Thurston et Kozhevnikov, 2000). Les arénites et les sédiments riches en quartz se forment généralement dans un environnement de marges continentales (p. ex. Erikson, 1980; Thurston et Kozhevnikov, 2000). Ces successions de roches sédimentaires quartzitiques sont majoritairement syn-rift ou reliées aux plateformes peu profondes (Naqvi et al., 2002).

6.2 Évolution isotopique

Les isotopes du Nd et du Hf montrent une grande hétérogénéité dans les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. ϵNd et ϵHf varient entre des valeurs élevées (+5,7 et 14) et de faibles valeurs (-4,6 et -15). Celles-ci représentent un mélange de roches jeunes (~1600 Ma) et des roches anciennes (~2700 Ma) ainsi que des sédiments matures et d'autres immatures. Entre ces différents pôles se trouvent des roches ayant des valeurs moyennes reflétant un mélange de matériel sédimentaire provenant de sources variées à prédominance Protérozoïque. Mis à part la faible présence de matériel sédimentaire plus vieux et plus différencié dans la partie est du Groupe de Wakeham, les deux parties du Wakeham sont généralement similaires. L'absence dans la partie ouest de matériel aussi vieux que dans la partie est (âges modèles de Nd) pourrait être expliquée par: 1) Une érosion préférentielle des sédiments à partir d'une roche mère formant une topographie

plus élevée; 2) La composition de la roche mère qui peut être granitique peralumineuse ou meta-alumineuse, ou encore sédimentaire (Piercey et al., 2003); 3) Probablement une plus grande distance entre les régions-sources et la partie ouest du bassin de dépôt des sédiments du Wakeham, par rapport à la partie est; 4) une densité d'échantillonnage plus faible dans la partie ouest du Groupe de Wakeham que dans la partie est.

Les granites étudiés (granite rapakivi, gneiss granitique, ainsi que les porphyres de la rivière Olomane, du lac Le Doré et du lac Porphyre) sont peralumineux et semblent s'être mis en place dans un contexte tectonique de collision intraplaques (Verpaelst et al., 1997a). Leurs âges U-Pb déterminés sur zircons sont autour de 1500 Ma (Verpaelst et al., 1997a, Wodicka et al., 2002). Les valeurs ϵ_{Nd} des échantillons de granites sont autour de +2 (figure 9). Ces caractéristiques suggèrent que les granites ont des sources essentiellement protérozoïques et que leurs signatures isotopiques sont reliées d'une façon significative à celle des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Ces dernières ayant des valeurs ϵ_{Nd} essentiellement entre zéro et +5. Les âges modèles des granites étudiés sont similaires aux âges labradoriens trouvés aussi dans les roches sédimentaires encaissantes. Les granites seraient probablement formés par la fusion du même matériau qui constitue le bassin du Groupe de Wakeham. Ces matériaux seraient probablement piégés pendant la fermeture d'un rift et fusionnés avec une probable participation des gneiss qui se trouvent à la base (les gneiss du Complexe de Boulain d'âges labradorien, dans ce cas-ci) sous l'effet de la pression et de la température (p. ex. Ducharme et al., 1997; Larbi et al., 1999) pour donner les granites de la Suite de Katah. L'implication des sédiments dans ce processus de formation des roches granitiques est également observée dans les travaux de Machado

(1999) sur des granites à fluorine (Suite felsique d'Olomane). Ces granites à fluorine sont plus jeune que les granites de la Suite de Katah. Machado (1999) suggère que les granites portent la signature semblable à celle des granites de la Suite de Katah et des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, qui sont plus vieilles. En plus, nos données sont en accord avec la formation des granites de la Suite de Katah par assimilation des sédiments protérozoïques qui les encaissent et qui sont dans ce cas-ci les séquences sédimentaires du Groupe de Wakeham.

6.3 Contraintes sur l'âge des régions-sources des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham

Le matériel sédimentaire accumulé dans le bassin du Wakeham a des sources essentiellement protérozoïques, quoique les données Sm-Nd et Lu-Hf suggèrent aussi la présence de sédiments de source archéenne. Les isotopes du Nd et du Hf montrent une signature d'un mélange de sources jeunes et anciennes. Les âges modèles des échantillons de roches sédimentaires du Groupe de Wakeham montrent quatre modes principaux qui correspondent aux sources des sédiments formant le Groupe de Wakeham et aux âges modèles ainsi qu'aux âges U-Pb des différents événements tectoniques de Karlstrom et al. (1999, voir aussi la figure 19) et de Karlstrom et al. (2001): 1) La plus vieille source est archéenne et est représentée par un mode autour de 2700 Ma équivalent aux âges de roches archéennes du bloc Laurentien dont les âges U-Pb sont supérieurs à 2,5 Ga; 2) La plus vieille source protérozoïque est représentée par un mode autour de 2300 Ma qui est

semblable aux âges modèles trouvés dans le Bouclier Baltique, ces âges ne ressortent pas avec les isotopes du Pb et ne peuvent être considérés comme des âges provenant du Bouclier Baltique; car ce dernier est daté par méthode U-Pb entre 2,0 et 1,8 Ga; 3) Un mode à 1900 Ma suggérant une source dont les âges sont semblables à ceux trouvés dans les ceintures Trans-hudsoniennes et le Bouclier Baltique (âge U-Pb entre 2,0 et 1,8 Ga); et enfin 4) La plus jeune des sources est montrée par un important mode de 1800 Ma. Cet âge est retrouvé dans la Province de Yavapai, la ceinture Ketilidienne/Makkovikienne, le Block d'Arunta en Australie et les ceintures orogéniques Trans-scandinaviennes (âge U-Pb entre 1,8 et 2,0 Ga). Les autres âges modèles entre 1750 et 1600 Ma pourraient être reliés à la ceinture Gothienne dans le Bouclier Baltique (âge U-Pb entre 1,75 et 1.55 Ga; Karlstrom et al., 2001) et à l'orogénie labradorien (âge U-Pb entre 1,71 et 1.62 Ga; Gower, 1996b). Ces âges modèles sont également semblables aux âges U-Pb des terrains situés au nord du domaine de Natashquan dans la Province de Grenville (ca. 1,7 Ga; Loveridge, 1986) et dans la plupart des terranes dans l'est de la Province de Grenville. Parmi ces terranes, on trouve celui de Groswater Bay (Schärer et al., 1986; Schärer et Gower, 1988; Philippe et al., 1993; Kamo et al., 1996), de Hawke River (Schärer et al., 1986; Schärer et Gower, 1988; Gower et al., 1992; Kamo et al., 1996), de Lake Melville (Schärer et al., 1986; Scott et al., 1993; Corrigan et al., 2000), de Pinware (Tucker et Gower, 1994; Wasteneys et al., 1997) et de Tshenukutish (Cox et al., 1998).

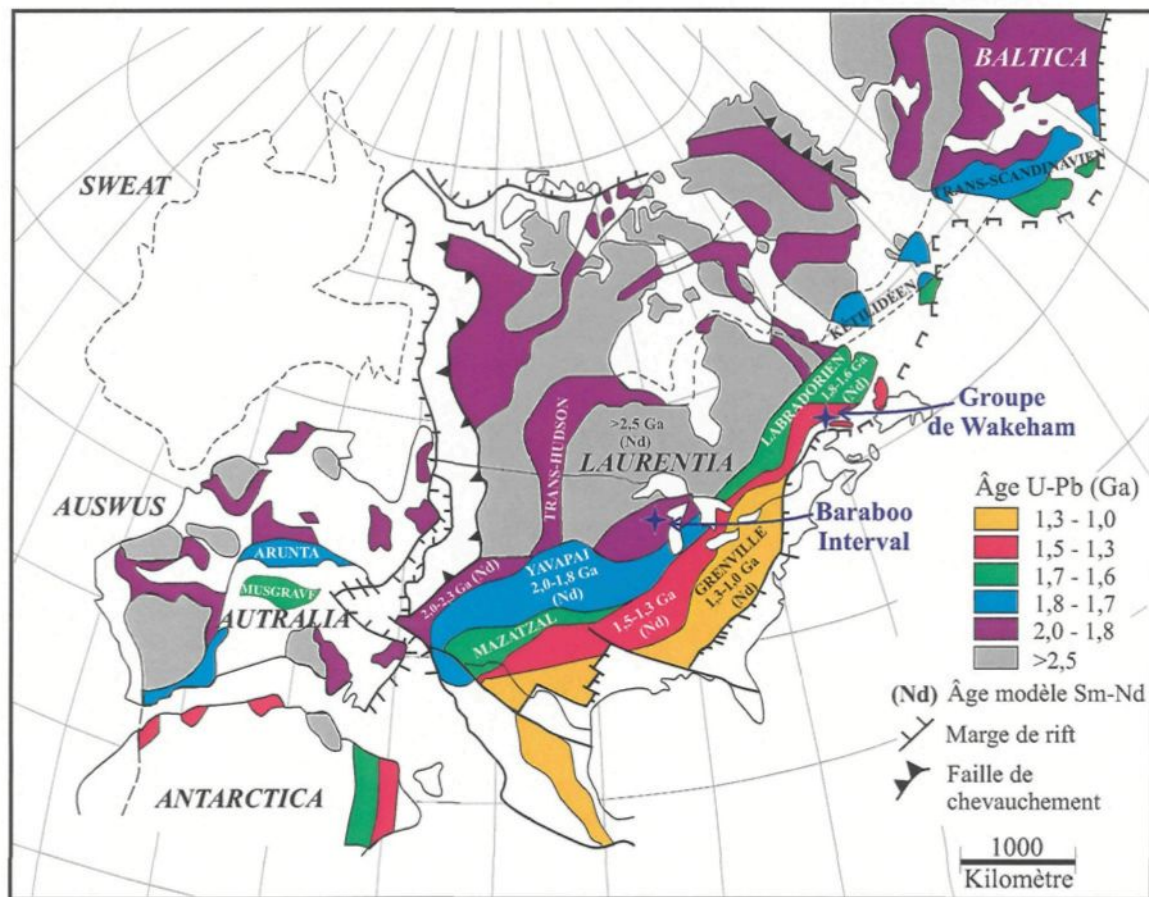


Figure 19 : Carte représentant une reconstruction du Supercontinent Protérozoïque Rodinia nommé aussi AUSWUS (Australia-Southwest U.S.) d'après Karlstrom et al. (1999) montrant les âges modèles et les âges U-Pb (Karlstrom et al., 2001) de différentes entités lithostratigraphiques qui pourraient être corrélés avec les âges modèles des sédiments du Groupe de Wakeham.

Les zircons détritiques provenant des échantillons du Groupe de Wakeham (ZR2, ZR3 et ZR5; figure 12) ont généralement des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ compris entre 1600 et 2800 Ma. Les résultats d'analyse Pb-Pb de ces zircons détritiques montrent quelques âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ inférieurs à 1600 Ma (figure 17). Toutefois, à cause des limites de la technique d'analyse par ICP-MS à ablation laser, la signification géologique de ces résultats reflète plutôt une forte perturbation causant l'ouverture du système U-Pb. La fréquence de distribution des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ montre que l'essentiel des grains de zircon analysés est d'âge Paléoproterozoïque (mode à 1700-1600 Ma), alors qu'un moins grand nombre de zircons est d'âge Archéen (mode à 2600-2700 Ma). Comme discutés précédemment, les âges entre 1700 et 1600 Ma sont situés essentiellement dans l'est de la Province de Grenville qui serait la provenance d'une partie des matériaux qui forment le Groupe du Wakeham et qui se trouve dans cette fourchette d'âge. Les modes à 1900 et 1800 Ma correspondraient aux âges de roches exposées dans la Province de Makkovik (Schärer et Gower, 1988; Wasteneys et al., 1996), dans la partie centrale de l'orogène de Torngat (Bertrand et al., 1993), et dans la partie sud de la Province de Rae telles que les intrusions granitiques du batholite de De Pas (James et al., 1996) et des roches plutoniques des domaines de Crossroads et de McKenzie River (p. ex. Krogh, 1986; James et Dunning, 2000). La source des zircons montrant des âges entre 2300 et 2200 Ma proviendraient de la suite intrusive de Pallatin (domaine de Mistinibi-Raude) datée à environ 2,3 Ga (Girard, 1990) et située dans la partie centrale de la Province du Rae. Les zircons montrant des modes à 2700 et 2600 Ma pourraient être dérivés de roches datées entre 2700 et 2580 Ma de la partie sud-est de la Province du Supérieur (p. ex. Percival et al., 1992), de la région de

Nain dans la Province de Nain (p. ex. Connelly et Ryan, 1996), des domaines de Crossroads et d'Orma dans la partie sud de la Province du Rae (Nunn et al., 1990; James et Dunning, 2000) et de la zone tectonique du front de Grenville dans la partie centrale du Labrador (Nunn et al., 1990). Les régions-sources du matériel sédimentaire du Groupe de Wakeham semblent être situées essentiellement au nord, au nord-est et à l'est du bassin (le Craton Laurentia et l'Orogène labradorien). Les âges archéens, quoique de moindre fréquence, indiquent la présence de sédiments provenant directement de terrains archéens, lesquels constituent une grande partie des roches présentement exposées au Nord de ce bassin du Wakeham (p. ex. Sous provinces de l'Abitibi et de l'Opatika; Complexe d'Ashuanipi).

Ces résultats sont compatibles avec les âges modèles du Nd sur des arénites, des arkoses et des shales du Groupe de Wakeham et ceux du Hf sur des zircons détritiques d'arénite et d'arkose de ce même groupe. Ils sont en accord avec les âges U-Pb cités ci-dessus et indiquent que les matériaux sédimentaires seraient issus en grande partie de sources d'âge Protérozoïque, mais aussi de sources plus anciennes d'âge Archéen. L'ensemble de ces données reflète l'existence de régions-sources situées dans la zone tectonique du Front de Grenville et même au-delà, aussi au nord, au nord-ouest, au sud-ouest, au nord-est et à l'est de la Province de Grenville.

Les âges modèles du Nd sur la roche totale et les âges modèles du Hf ainsi que les âges Pb-Pb sur des zircons montrent une grande contribution de roches protérozoïques à la formation du Bassin sédimentaire du Wakeham. La faible abondance des zircons et de matériel sédimentaire d'âge archéen pourrait s'expliquer par une faible contribution de

sources archéennes ou par le fait que ces sources sont distales. La forte abondance des âges protérozoïques suggère un apport du matériel détritique à partir de sources dont l'âge varie entre 1800-1600 Ma, situées essentiellement à l'est et au nord-est (granites trans-labradorien ; Gower et al., 1991) du bassin sédimentaire du Groupe de Wakeham.

Les matériaux sédimentaires formant le Groupe du Wakeham se sont déposés dans un contexte tectonique particulier qui est le rifting (Bourne et al., 1977; Martignole et al., 1994). Il existe d'autres exemples de bassins sédimentaires qui se sont formés dans un système de rift. Parmi les plus semblables au contexte du bassin de Wakeham, le Baraboo Interval (figure 19; Wisconsin, USA) qui est formé essentiellement de quartzite et qui a été déposé suite à l'orogénie pénokéenne (Van Schmus, 1980). Comme pour le Groupe du Wakeham, l'âge de dépôt des sédiments du Baraboo Interval est de 1600 Ma (Van Schmus, 1980). Le quartzite du Baraboo Interval est déposé dans un environnement extensif, il est faiblement déformé. Ces sédiments ont suivi la formation d'un bassin tectonique (Grabben) relié aux événements tectoniques orchestrés par l'orogénie pénokéenne (1900 Ma, Van Schmus, 1980) dont l'âge correspond à celui de l'orogène trans-hudsonien. L'autre similitude avec le Groupe de Wakeham est la présence d'intrusions granitiques datées à 1500 Ma (La Suite felsique de Katah pour le Wakeham et le batholite de Wolf River pour le Baraboo Interval) qui recoupent les séquences sédimentaires. Le batholite de Wolf River est une large intrusion granitique anorogénique qui apparaît sous forme de satellite granitique sur toute la surface du Baraboo Interval (Van Schmus, 1980). D'autres événements magmatiques sont observés dans la région et sont représentés par: 1) Les roches ignées du Baraboo Interval (1700 Ma) qui sont caractérisées par des intrusions

granitiques anorogéniques et du volcanisme rhyolitique dans le sud du Wisconsin (Van Schmus, 1980); 2) Les intrusions granitiques pénokéennes (1800 Ma) qui sont l'étape finale de l'orogénie pénokéenne et marquent la limite sud de la Province du Supérieur (Van Schmus, 1980) et qui correspond aux ceintures ignées trans-labradoriennes.

6.4 Contraintes sur l'âge de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham

Les âges modèles viennent confirmer les mélanges des sédiments de différentes sources. Ces âges sont représentés par des modes principaux de 2700 Ma et 1800 Ma. Cependant, ils donnent un âge maximum de 1650 Ma pour le dépôt des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Ce maximum est l'âge modèle le plus jeune calculé pour ces roches sédimentaires. Toutefois, il est important de rappeler que cet âge modèle est la moyenne d'âge de la roche totale enregistré au moment de l'extraction de la roche à partir du manteau terrestre. Quoique imprécis, l'interprétation de ces âges modèles est concordante avec les âges U-Pb des roches granitoïdes les plus anciennes qui recoupent les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham. Les dates U-Pb sur zircon, soit de 1503+6/-4 Ma défini pour un porphyre à quartz et feldspaths de la Suite felsique de Kataht, représentent les meilleures contraintes à ce jour pour l'âge minimum de la séquence supracrustale. L'ensemble des données Pb-Pb et U-Pb permettent donc de fixer l'âge maximum de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham entre 1600 Ma et l'âge minimum à 1500 Ma. Ces âges sont précédent de très peu ou contemporains de l'orogénie

pinwarienne (1530 -1450 Ma, Tucker et Gower, 1994; Gower, 1996a; Wasteneys et al., 1997, Madore et al., 1997; Verpaelst et al., 1997a,b).

Ces résultats remettent en question l'âge de dépôt attribué au Groupe de Wakeham jusqu'à maintenant. Les âges précédents du groupe étaient en partie déduits par la datation de lithologies interprétées soit comme des roches volcaniques felsiques soit comme le cœur plutonique des séquences volcaniques. Un âge de $1270 \pm 13/-3$ Ma (Loveridge, 1986) aurait été défini dans une roche volcanique de composition rhyolitique de la partie centrale du Groupe de Wakeham (site 12, figure 12) et interprété comme l'âge de dépôt de cette séquence (p. ex. Martignole et al., 1994). Si cette roche est effusive, il est alors possible que le Groupe de Wakeham contienne des roches supracrustales d'âges très différents. Mais, à la lumière des âges ca. 1500 Ma obtenus sur les porphyres rhyolitiques, Verpaelst et al. (1997b) ont émis l'hypothèse que cet âge de 1270 Ma a pu être déterminé par une intrusion porphyrique felsique intrusive dans les roches sédimentaires. Dans ce cas, les sédiments de l'ensemble du Groupe de Wakeham pourraient être beaucoup plus vieux. De même, si le Groupe de Wakeham ne contenait qu'une seule séquence supracrustale, des âges de 1253 ± 6 et 1246 ± 5 Ma pour des porphyres felsiques (sites 4 et 10, figure 12), ne pourraient être interprétés comme l'équivalent hypabyssal des roches volcaniques felsiques qui l'entourent comme l'avaient supposés Clark et Machado (1995). D'autre part, dans une étude plus récente, Van Breemen et Corriveau (2001) rapportent un âge de $1503 \pm 11/-9$ Ma pour une rhyolite rubanée interlitée avec des roches pyroclastiques dans la partie sud-est du Groupe de Wakeham, ce qui confirme au moins l'âge maximum de la séquence dans cette partie du groupe. En conclusion, une grande portion de la séquence supracrustale du

Groupe de Wakeham a un âge minimum de 1500 Ma environ. Seule la partie centrale a livré un âge plus jeune, à 1270 Ma et 1330 Ma.

6.5 Environnement de dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham

Il est possible, en se basant sur les associations lithologiques, les structures sédimentaires et les caractéristiques géochimiques, de suggérer un environnement de dépôt pour les roches sédimentaire du Groupe de Wakeham. La grande uniformité des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham, leur épaisseur considérable (plus de 1000 m) et la rareté des shales suggèrent un milieu de dépôt stable mais en subsidence et leur composition géochimique indique la présence d'une source cratonique granitique (figure 4b). La maturité des matériaux (figure 4b) ainsi que la rareté des conglomérats indiquent que la région-source a un relief faible ou éloigné du milieu de dépôt. Les études sur des sédiments clastiques matures et des sédiments carbonatés archéens ainsi que paléoprotérozoïques montrent qu'ils ont subi des processus de sédimentations mécanique et chimique similaires que ceux du Phanérozoïque (Altermann et Nelson, 1997). Ceci nous permet de proposer un environnement de dépôt des sédiments basé sur les structures sédimentaires observées dans les roches du Groupe de Wakeham. Les structures sédimentaires des grès (arénite et arkose) suggèrent quant à elle, un milieu de dépôt de haute énergie, où le taux de sédimentation était élevé (*dish structures*, dykes sédimentaires, *climbing-ripples*) et le dépôt périodiquement instable (présence de *slumps*). Ce milieu était, par moment, peu profond (rides d'oscillations) et soumis à l'action de tempêtes («*hummocky*

cross-beds» et «*rip-up-clasts*») (p. ex. Reading, 1996). Ces conditions sont respectées dans une mer épicontinentale ou sur une plate-forme continentale en marge d'un craton (p. ex. Selley, 1985). Un front deltaïque soumis à l'action des courants marins, une série de cordons littoraux ou de grands bancs de sable, soumis à l'action périodique de tempêtes, sont des environnements probables de sédimentation pour le Groupe de Wakeham (Brisebois, communication personnelle). La présence de shales et de roches carbonatées de la bande située dans la partie est du Groupe de Wakeham indique que, par moment, dans des zones restreintes, l'environnement était de moins grande énergie. Un lagon protégé par les cordons littoraux ou encore une transgression locale au cours de laquelle la surface du dépôt se serait trouvée sous la zone de haute énergie auraient permis ce type de sédimentation. De telles conditions sont généralement réunies dans des environnements du type marge continentale qui est tantôt passive et tantôt active comme dans les rifts continentaux (p. ex. Selley, 1985).

6.6 Modèle tectonique de mise en place du Groupe de Wakeham

Les événements tectonomagmatiques sont illustrés dans la figure 20 d'une façon schématique. Notez que les échelles ne sont pas exactement respectées pour ne pas encombrer la figure.

Les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham semblent être déposées dans un contexte tectonique de type rift. Mis à part quelques séquences arénitiques qui sont

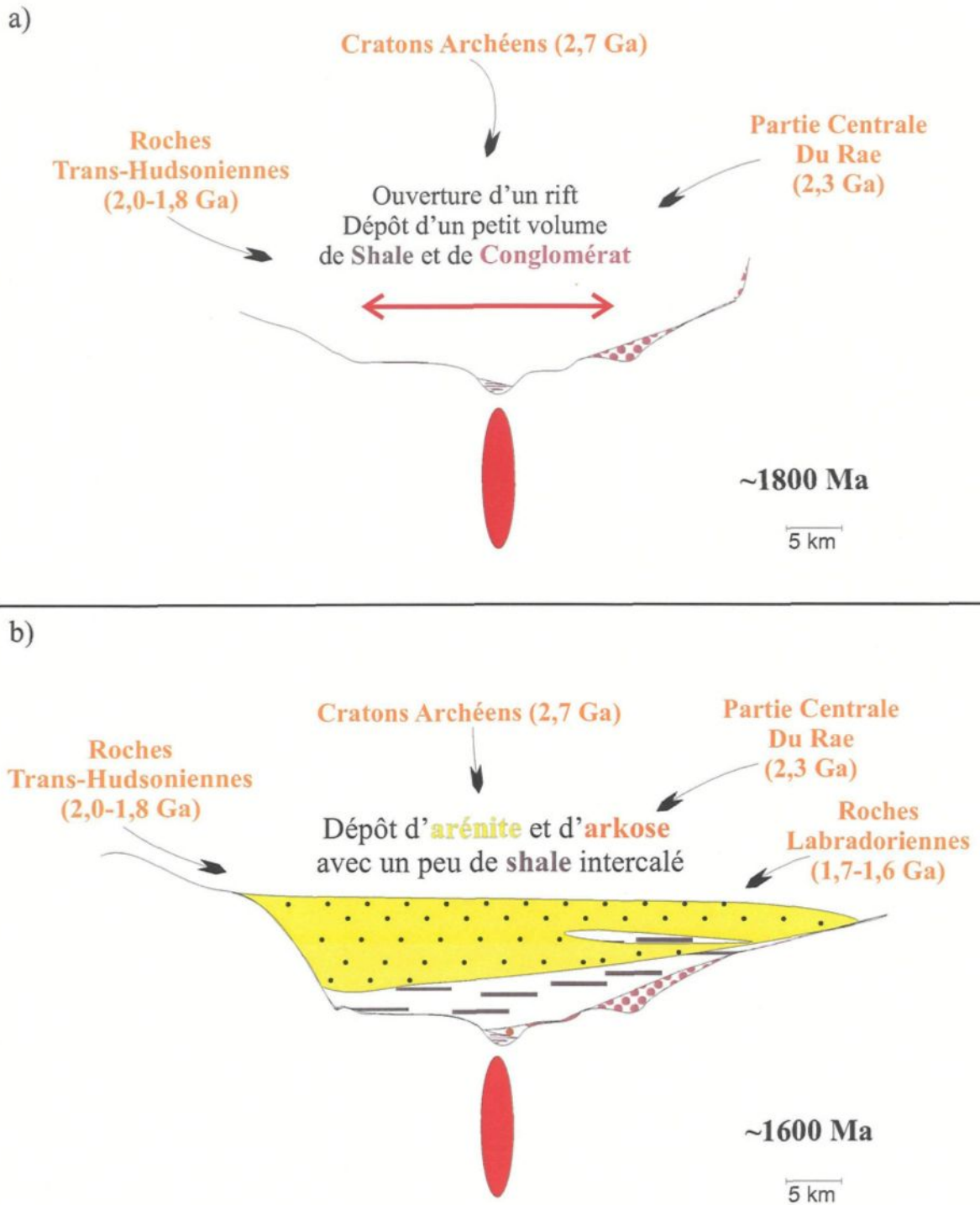


Figure 20: Croquis montrant l'évolution tectonomagmatique du Groupe de Wakeham.

déposées dans un environnement tectonique passif, la majorité des sédiments du Groupe de Wakeham ont été déposés sur une marge continentale active, il y a au moins 1600 Ma. Dans un premier temps (~1800 Ma), des roches supracrustales incluant de faibles volumes de sédiments dont probablement des arkoses, des shales et des shales carbonatés (Gower et Krogh, 2002) ainsi que des conglomérats se seraient déposés pendant la phase d'extension (figure 20a). Ces sédiments sont le résultat de l'érosion de roches essentiellement quartzieuses et de roches ignées felsiques avec des âges de 2,3 Ga (p.ex. la partie centrale de la Province du Rae) et >2,5 Ga (p.ex. la Province du Supérieur). Ceci suggère que les premières affluences viendraient du nord et du nord-est de la province de Grenville. Ces événements sont suivis (1700-1600 Ma) par un apport intense de détritiques arénitiques matures et de petit volume de roches arkosiques (figure 20b). Les matériaux sédimentaires arénitiques et arkosiques continuaient à affluer dans le bassin sédimentaire pendant la phase active du rift. Les régions-sources de ce matériel sédimentaire ont un intervalle d'âges plus large car il y a non seulement les sources plus vieilles que 2,5 Ga mais aussi des sources plus jeunes, pré-labradoriennes. Ces régions-sources étaient situées essentiellement au nord-est (p.ex. la Province de Makkovik et dans la partie centrale de l'orogène de Torngat) et au nord (p.ex. batholite de De Pas). Ces observations sont en accord avec celles de Gower et Krogh (2002) qui proposent la formation d'un bassin de marge continental (>1710 Ma) dans le sud de la Province de Grenville et au sud d'une zone de subduction pentée vers le sud elle aussi et de très courte durée.

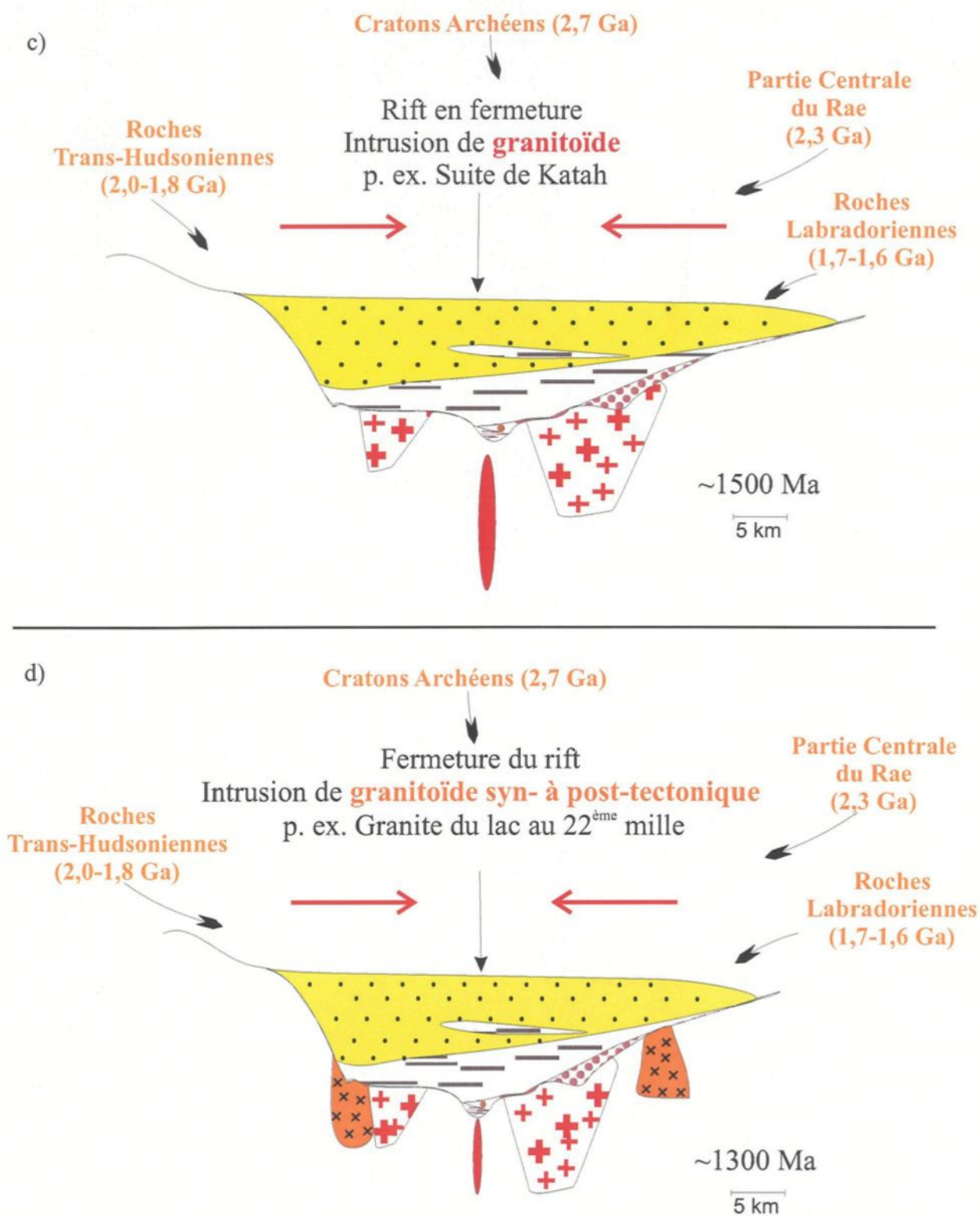


Figure 20 (suite) : Croquis montrant l'évolution tectonomagmatique du Groupe de Wakeham.

Ces mêmes auteurs estiment que cette situation a duré jusqu'à 1520 Ma et qu'entre 1600 et 1620 Ma la région a connu une stabilité qui a permis une grande accumulation de sédiments. Ce qui est encore concordant avec nos observations et notre modèle. Le modèle de Sadowski et Bettencourt (1996) propose que le Wakeham est une séquence de rift semblable à celui d'Aguapei beds brésilien et que les deux sont reliés au rifting initial de d'une marge passive. Ces interprétations sont en accord avec les nôtres et celle de Gower et Krogh (2002), mais ils sont situés dans un repère de temps plus jeune, entre ~1,5 Ga et 1,4 Ga. Ces âges sont des âges interprétés et non mesurés, car ces âges correspondent plutôt à l'événement magmatique pinwarien. Par la suite, un événement magmatique a donné la Suite felsique de Kataht datée entre 1495 et 1510 Ma (figure 20c). Ces âges correspondent aussi à l'événement pinwarien (1530 - 1450 Ma) et sont retrouvés sur une large superficie autour du Groupe de Wakeham (Gower et Krogh, 2002). Les intrusions de la Suite felsique de Kataht sont constituées de porphyres felsiques ainsi que de granite rapakivi. Cet événement est suivi d'un autre magmatisme intrusif d'âge elzévirien (figure 20d; 1300-1250 Ma; p. ex. veines granitiques du Lac au 22^{ème} mille datées à 1,3 Ga par le système isotopique U-Pb sur zircons). Ce premier échantillon d'âge elzévirien connu dans la partie ouest du Groupe de Wakeham montre que l'ensemble du bassin sédimentaire du Wakeham est affecté par les mêmes événements magmatiques pendant cette période de temps (figure 2a). La nature peralumineuse de la majorité de ces roches granitiques suggère que la plaque subductée vers le sud dans la province de Grenville n'a pas ou a peu participé au processus de leur formation. Enfin, la mise en place des granitoïdes comme ceux de la Suite felsique de La Galissonnière, qui est constituée d'intrusions tardives

succédant au paroxysme de l'événement ottawaien (>1100 Ma). Des essaims de dykes gabbroïques d'âge 1200 à 900 Ma (Martignole et al., 1994) sont présents dans les deux parties du Groupe de Wakeham. Ces intrusions mafiques correspondent probablement à des événements anorogéniques.

CONCLUSION

CONCLUSION

L'histoire géologique du Groupe de Wakeham est loin d'être complète. Plusieurs incertitudes persistent à cause d'un manque d'échantillonnage, surtout de la partie ouest du Groupe de Wakeham. Selon l'état actuel de nos connaissances, les deux parties est et ouest du Groupe de Wakeham sont assez semblables. La stratigraphie de l'empilement sédimentaire dans le bassin du Wakeham n'est pas connue, ce qui laisse inaccessible l'information sur la période d'activité des régions-sources (érosion) et du transport ainsi que la chronologie du dépôt des matériaux sédimentaires.

Les objectifs de cette étude sont de caractériser les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham et leurs sources, déterminer les conditions d'érosion, de transport et de dépôt de ces sédiments et contraindre l'âge de dépôt des matériaux formant le Groupe du Wakeham. Des outils géochimiques, isotopiques et géochronologiques ont été utilisés et ont permis de répondre à ces questionnements sur les sédiments du Wakeham comme suit:

1) Les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham sont de nature essentiellement arénitiques. Leurs caractéristiques géochimiques et leurs assemblages minéralogiques sont semblables à ceux de granites et de roches sédimentaires quartzitiques. Ces derniers correspondraient à la composition de la source des détritiques qui ont formé le Groupe du Wakeham.

2) Cette étude montre aussi, par le biais de la géochimie isotopique (Sm-Nd, Lu-Hf et Pb-Pb), la présence d'une importante source protérozoïque et d'une source archéenne de moindre importance pour les sédiments du Groupe de Wakeham. La lithogéochimie et la

géochimie isotopique (Sm-Nd, Lu-Hf et Pb-Pb) ainsi que la minéralogie et la texture de ces roches sédimentaires sont en accord avec des régions-sources différentes (laurentienne au Nord, trans-labradorienne au Nord-Est et à l'Est, trans-hudsonienne au Nord-Ouest). Ce sont des sources d'âge différents (Protérozoïque et Archéen) et de compositions variables (granitique et sédimentaire quartzitique). Ces dernières sont mises en évidence par les affinités géochimiques et isotopiques qui sont semblables à celles des roches d'âge méso-protérozoïque comme les granites trans-labradoriens et les quartzites du Supergroupe Huronien ainsi que les roches de l'Archéen moyen à tardif comme les plutons tardifs datés à 2,7-2,6 Ga dans les provinces du Supérieur, de Nain et de Rae.

3) Les ETR, avec leurs patrons similaires à ceux des NASC, suggèrent que l'ensemble des roches sédimentaires du Groupe de Wakeham est bien mélangé et homogénéisées. Le matériel sédimentaire se serait déposé dans une marge continentale passive dans un contexte de tectonique tantôt actif, tantôt passif. De plus, le transport ainsi que le dépôt et la diagenèse de ces sédiments se sont probablement produits dans un milieu stable. Les structures syngénétiques observées sont celles de roches formées dans un milieu marin, lacustre ou fluvatile et qui ont été transportées sur des distances variables (régions-sources proximales et distales).

4) Les âges modèles et la datation U-Pb révèlent un intervalle d'âge pour le dépôt des sédiments du Groupe de Wakeham variant entre 1650 Ma (âge modèle le plus jeune pour le Groupe du Wakeham) et 1510 Ma (âge du plus vieux granite qui recoupe les sédiments du Wakeham). Les intrusions granitiques dans le Groupe de Wakeham seraient, quant à elles, formées lors d'un événement magmatique qui correspond probablement à la

fermeture d'un rift continental. Hormis les événements magmatiques déjà connus dans le Groupe de Wakeham (pinwarrien; elzévirien dans la partie ouest du Groupe de Wakeham), les datations U-Pb montrent aussi la présence de l'événement elzévirien dans la partie est du Groupe de Wakeham. Ces données suggèrent que l'ensemble du Groupe de Wakeham a été affecté, sans aucune discrimination entre l'est et l'ouest par des événements magmatiques de grande envergure.

Malgré les travaux antérieurs et la présente étude qui ont répondu à plusieurs questions sur le Groupe du Wakeham, ce dernier contient encore beaucoup d'information à mettre à jour. Il est recommandé d'établir une stratigraphie et d'analyser plus d'échantillons pour la géochimie et la géochimie isotopique. Ceci nous permettrait de trancher sur l'unité du Groupe de Wakeham, nous renseigner sur la sédimentation des séquences sédimentaires et dater probablement la diagenèse qui correspondrait à l'âge du dépôt (Lev et al. 1998). Dans ce dernier cas, des roches telle que des arkoses, des shales ou des argilites, contenant une matrice ou un ciment de fraction fine sont des roches de choix pour dater, avec des isotopes immobiles tels que ceux du Nd, les matériaux qui se sont formés durant la diagenèse (Lev et al. 1998).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALBARÈDE, F. (2001): "La géochimie". Gordon and Breach, Paris, 190 p.

ALLÈGRE, C.J. et BEN OTHMAN, D. (1980): "Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development; a chemical approach to orogenesis". *Nature* (London), **286**, pp. 335-342.

ALTERMANN, W. et NELSON, D.R. (1997): "Sedimentation rates, basin analysis, and regional correlations of three Neoarchean and Paleoproterozoic sub-basins of the Kaapvaal Craton as inferred from precise U-Pb zircon ages from volcanoclastic sediments". *Sedimentary Geology*, **120**, pp. 225-256.

AVRAMTCHEV, L. (1983): "Carte des gîtes minéraux du Québec, feuillet Rivière Natashquan, 12N". Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; DV 83-14 carte M-361.

BARTHOLOMEW, M.J. (1984): "The Grenville event in the Appalachians and related topics". Geological Society of America; Special Paper **194**, 287 p.

BERTRAND, J.-M., RODDICK, J.C., VAN KRANENDONK, M.J. et ERMANOVICS, I. (1993): "U-Pb geochronology of deformation and metamorphism across a central transect

of the Early Proterozoic Torngat Orogen, North River map area, Labrador". Canadian Journal of Earth Sciences, **30**, pp. 1470-1489.

BIZZARRO, M., BAKER, J.A, HAACK, H., ULFBEC, D. et Rosing M. (2003): "Early history of Earth's crust-mantle system inferred from hafnium isotopes in chondrites". Nature, **421**, pp. 931-933.

BLATT, H., MURRAY, R.C. et MIDDLETON, G.V. (1972): "Origin of sedimentary rocks". Englewood Cliffs, N.J.; Prentice-Hall, 634 p.

BLICHERT, T.J. et ALBAREDE, F. (1997): "The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system". Earth and Planetary Science Letters, **148**, pp. 243-258.

BOURNE, J. H. (1986): "Geochemistry of the felsic metavolcanic rocks of the Wakeham Group : a metamorphosed peralkaline suite from the eastern Grenville Province, Québec, Canada". Canadian Journal of Earth Sciences, **23**, pp. 978-984.

BOURNE, J. H. (1991): "The geochemistry of the La Galissonnière Pluton : a middle Proterozoic late-orogenic intrusion from the eastern Grenville Province, Québec". Canadian Journal of Earth Sciences, **28**, pp. 37-43.

BOURNE, J. H., STOTT, G., BORDUAS, B. et LALONDE, A. (1977): "Lac de Morhiban and Natashquan river map-areas, Québec". Report of activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, 23 p.

BROOKFIELD, M.E. (1993): "Neoproterzoic Laurentia-Australia fit". *Geology*, **21**, pp. 683-686.

BUSSY, F., KROGH, T.E., WARDLE, R.J. (1995): "Late Labradorian metamorphism and anorthosite-granitoid intrusion, Cape Caribou River Allochthon, Grenville Province, Labrador; evidence from U-Pb geochronology". *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**, pp. 1411-1425.

CAMION, E. (1990): "Évolution métamorphique et tectonique du Supergroupe de Wakeham (Province de Grenville, Québec)". Thèse de maîtrise, Université de Montréal; 99 p.

CLARK, T. et MACHADO, N. (1995): "New U-Pb dates from the Wakeham Terrane and its basement : preliminary results". *In* : Lithoprobe, Abitibi-Grenville Project, Results from a combined meeting on the Grenville province with the ECSOOT transect; Report **49**, pp. 29-35.

CLAVEAU, J. (1949): "La région du lac Wakeham, Comté du Saguenay". Ministère des Mines, Québec; RG-37, 57 p.

CONDIE, K.C. (1973): "Archean magmatism and crustal thickening". Geological Society of America Bulletin, **84**, pp. 2981-2992.

CONNELLY, J.N., HEAMAN, L.M. (1993): "U-Pb geochronological constraints on the tectonic evolution of the Grenville Province, western Labrador". Precambrian Research, **63**, pp. 123-142.

CONNELLY, J.N. et RYAN, B. (1996): "Late Archean evolution of the Nain Province, Nain, Labrador : imprint of a collision". Canadian Journal of Earth Sciences, **33**, pp. 1325-1342.

COOPER, G.E. (1957): "Région de Johan-Beetz, district électoral de Saguenay". Ministère des Richesses naturelles, Québec, RG 74, 69 p.

CORFU, F. et STOTT, G.M. (1993): "Age and Petrogenesis of Two Late Archean Magmatic Suite, Northwestern Superior Province, Canada : Zircon U-Pb and Lu-Hf Isotopic Relations". Journal of Petrology, **34**, Part 4, pp.53-63

CORFU, F. et STOTT, G.M. (1996): "Hf isotopic composition and age constraints on the evolution of the Archean central Uchi Subprovince, Ontario, Canada". *Precambrian Research*, **78**, pp.53-63

CORRIGAN, D., RIVERS, T. et DUNNING, G. (2000): "U-Pb constraints for the plutonic and tectonometamorphic evolution of Lake Melville terrane, Labrador and implications for basement reworking in the northeastern Grenville Province". *Precambrian Research*; **99**, pp. 65-90.

CORRIVEAU, L. (1989): "Potassic alkaline plutonism in the southwestern Grenville Province". Ph. D. Thesis; Department Geological Sciences, McGill University, Montreal, 263 p.

COX, R.A., DUNNING, G.R. et INDARES, A. (1998): "Petrology and U-Pb geochronology of mafic, high-pressure, metamorphic coronites from the Tschenukutish domain, eastern Grenville Province". *Precambrian Research*, **90**, pp. 59-83.

CULLERS, R.L., BARRETT, T., CARLSON, R. et ROBINSON, B. (1987): "Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment : a case study in the Wet Mountains, Colorado, U.S.A". *Chemical Geology*, **63**, pp. 275-297.

DAVIS, D.W., MCNICOLL, V.J., BELLERIVE, D.R., SANTOWSKI, K. et SCOTT, D.J. (1997): "Modified chemical procedures for extraction and purification of U from titanite, allanite and rutile in the Geochronology Laboratory, Geological Survey of Canada". Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 10, Geological Survey of Canada; Current Research 1997-F, pp. 33-35.

DELAETER, J.R., FLETCHER, I.R., ROSSMAN, J.R., WILLIAMS, I.G., GEE, R.D. et LIBBY, W.G. (1981): "Early Archean gneisses from the Yilgarn Block, Western Australia". *Nature* (London), **292**, pp. 322-323.

DEPAOLO, D.J. (1980): "Crustal growth and mantle evolution : inferences from models of element transport and Nd and Sr isotopes". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**, pp. 1185-1196.

DEPAOLO, D.J. (1981): "Neodymium isotopes in Colorado Front range and crustal-mantle evolution in the Proterozoic". *Nature*, **291**, pp. 193-196.

DEPAOLO, D.J. (1988): "Neodimium isotope geochemistry". Springer-Verlag, Berlin, 187 p.

DIA, A., DUPRÉ, B., GARIÉPY, C. et ALLÈGRE, C.J. (1990): "Sm-Nd and trace-element characterisation of shales from the Abitibi Belt, Labrador Trough, and Appalachian Belt :

consequences for crustal evolution through time”. Canadian Journal of Earth Sciences, **27**, pp. 758-766.

DICKIN, A. P., MCNUTT, R. H et MARCANTONIO, F. (1988): “Archean, Penokian (1.9 Ga) and Grenville (1.2 Ga) crustal extraction events recorded in the Grenville Province of Ontario”. Chemical Geology, **70**, pp. 1-2.

DICKIN, A. P. (1998): “Radiogenic isotope geology”. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 490 p.

DUCHARME, Y., STEVENSON, R. et MACHADO, N. (1997): “Sm-Nd geochemistry and U-Pb geochronology of the Preissac and Lamotte leucogranites, Abitibi Subprovince”. Canadian Journal of Earth Sciences, **34**, pp. 1059-1071.

EMSLIE, R.F. et HUNT, P.A. (1990): “Ages and petrogenetic significance of igneous mangerite-charnockite suites associated with massif anorthosites, Grenville Province”. Journal of Geology; **98**, pp. 213-231.

ERIKSON, K.A. (1980): “Transitional sedimentation style in the moodies and fig tree groups. Barberton mountain land, South Africa: evidence favoring an Archean continental margin”. Precambrian Research, **12**, pp. 141-160.

FENG, R., MACHADO, N. et LUDDEN, J. (1993): "Lead geochronology of zircon by LaserProbe Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LP-ICPMS)". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**, pp. 3479-3486.

FLEET, A.J. (1984): "Aqueous and sedimentary geochemistry of the rare earth elements". Henderson P. (eds.), *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, pp. 343-349.

FOWLER, A.D. et DOIG, R. (1983): "The age and origin of Grenville Province uraniferous granites and pegmatites". *Canadian Journal of Earth Sciences*, **20**, pp. 92-104.

FRYER, B.J., SIMON, E., JACKSON, H. et LONGERICH, P. (1993): "The application of Laser Ablation Microprobe Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LAM-ICPMS) to in-situ (U)-Pb geochronology". *Chemical Geology*, **109**, pp. 1-8.

GIRARD, R. (1990): "Évidence d'un magmatisme d'arc protérozoïque inférieur (2.3 Ga) sur le plateau de la rivière George". *Geoscience Canada*, **17**, pp. 265-268.

GIRTY, G.H., HANSON, A.D., KNAACK, C et JOHNSON, D. (1994): "Provenance determined by REE, Th, and Sc analyses of metasedimentary rocks, Boyden Cave roof pendant, central Sierra Nevada, California". *Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies*, **64**, No.1, pp. 68-73.

GOBEIL, A., BRISEBOIS, D., CLARK, T., WODICKA, N., VERPAELST, P. et CHEVÉ, S. (2002): "Synthèse géologique de la région de Manitou-Wakeham". 23^{ème} Siminaire d'Information sur la Recherche Géologique ; Ministère des Ressources naturelles du Québec, Résumé p. 36.

GOWER, C. F. (1996a): "The evolution of the Grenville Province in eastern Labrador, Canada". Geological Society Special Publication, **112**, pp. 197-218.

GOWER, C. F. (1996b): "U-Pb geochronology of labradorian and later events in the Grenville Province, eastern Labrador". Precambrian Research, **80**, pp. 239-260.

GOWER, C.F., HEAMAN, L.M., LOVERIDGE, W.D., SCHÄRER, U. et TUCKER, R.D. (1991): "Grenvillian granitoid plutonism in the eastern Grenville Province, Canada". Precambrian Research, **51**, pp. 315-336.

GOWER, C.F. et KROGH, T.E. (2002): "A U-Pb geochronological review of Proterozoic history of the eastern Grenville Province". Canadian Journal of Earth Sciences, **39**, pp. 795-829.

GOWER, C.F., SCHÄRER, U. et HEAMAN, L.M. (1992): "The Labradorian Orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador". Canadian Journal of Earth Sciences, **29**, pp. 1944-1957.

GRIFFIN, W.L., PEARSON, N.J., BELOUSOVA, E., JACKSON, S.E., VAN ACHTERBERGH, E., O'REILLY, S.Y. et SHEE, S.R. (2002): "The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**, pp. 939-944.

GROSSMAN, L. et LARIMER, J.W. (1974): "Early chemical history of the solar system". *Review of Geophysics and Space Physics*, **12**, pp. 71-101.

HALLER, J. (1971): "Geology of East Greenland Caledonides". John Wiley & Sons, New York, 413 p.

HALLIDAY, A.N. (1984): "Coupled Sm-Nd and U-Pb systematics in late Caledonian granites and the basement under northern Britain". *Nature (London)*, **307**, pp. 229-233.

HERR, W., MERZ, E., EBERHARDT, P. et SIGNER, P. (1958): "Zur Bestimmung der β Halbwertszeit des ^{176}Lu durch den nachweis von radiogenem ^{176}Hf ". *Z. Natur*, **13a**, pp. 268-273.

HIRATA, T. et NESBITT, R. W. (1995): "U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **59**, pp. 2491-2500.

HOCQ, M. (1994): "La Province de Grenville". Géologie du Québec, Les publications du Québec, Québec, pp. 75-94.

HOFFMAN, P. F. (1989): "Precambrian geology and tectonic history of North America". The Geological Society of America, pp. 447-512.

HOFFMAN, P. F. (1988): "Speculations on Laurentia's first gigayear (2.0 to 1.0 Ga)". *Geology*, **17**, pp. 135-138.

INDARES, A. et MARTIGNOLE, J. (1993): "Étude régionale du SuperGroupe de Wakeham, Moyenne Côte-Nord". Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-21, 73 p.

JACOBSEN, S.B. (1988): "Isotopic constraints on crustal growth and recycling". *Earth and Planetary Science letters*, **90**, pp. 315-329.

JAMES, D.T. et DUNNING, G.R. (2000): "U-Pb geochronological constraints for Paleoproterozoic evolution of the Core Zone, southeastern Churchill Province, northeastern Laurentia". *Precambrian Research*; **103**, pp. 31-54.

JAMES, D.T., CONNELLY, J.N., WASTENEYS, H.A. et KILFOIL, G.J. (1996): "Paleoproterozoic lithotectonic divisions of the southeastern Churchill Province, western Labrador". *Canadian Journal of Earth Sciences*; **33**, pp. 216-230.

KAMO, S.L., WASTENEYS, H., GOWER, C.F. et KROGH, T.E. (1996): "U-Pb geochronology of Labradorian and later events in the Grenville Province, eastern Labrador". *Precambrian Research*; **80**, pp. 239-260.

KARLSTROM, K.E, ÅHÄLL, K-I., HARLAN, S.S., WILLIAMS, M.L., MCLELLAND, J. et GEISSMAN, J.W. (2001): "Long-lived (1.8-1.0 Ga) convergent orogen in southern Laurentia, its extensions to Australia and Baltica, and implications for refining Rodinia". *Precambrian Research*, **111**, pp. 5-30.

KARLSTROM, K.E, HARLAN, S.S., WILLIAMS, M.L., MCLELLAND, J., GEISSMAN, J.W. et ÅHÄLL, K-I. (1999): "Refining Rodinia : Geologic Evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic". *Geological Society of America*, **9**, pp. 1-7.

KROGH, T.E. (1986): "Report to Newfoundland Department of Mines and Energy on isotopic dating results from the 1985-1986 geological research agreement". Open File Report, LAB 707. Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Newfoundland, Canada.

LARBI, Y., STEVENSON, R., LAFLÈCHE, M., VERPAELST, P. et MADORE, L. (1997): "Nd isotope studies of the Wakeham Group, NE Quebec : A mid-Proterozoic sedimentary basin within the Grenville Province". Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, **22**, pp. A85.

LARBI, Y., STEVENSON, R., BREAKS, F., MACHADO, N. et Gariépy, C. (1999): "Age and isotopic composition of late Archean leucogranite: implications for continental collision in the western Superior Province". Canadian Journal of Earth Sciences, **36**, pp. 495-510.

LEV, S.M., MCLENNAN, S.M., MEYERS, W.J. et HANSON, G.N. (1998): "A petrographic approach for evaluating trace-element mobility in a black shale". Journal of Sedimentary Research, **68**, pp. 970-980.

LOVERIDGE, W. D. (1986): "U-Pb ages on zircon from rocks of the lac Morhiban map area, Québec". Current research, part A. Commission Géologique du Canada; paper **86-1A**, pp. 523-530.

LUDWIG, K.L. (2000): "Users manuel for Isoplot/EX v 2.3. A geochronological toolkit for Microsoft excel". Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a. Berkeley , California, 20 p.

MACHADO, G. (1999): "Etude géochimique et pétrologique de quatre intrusions granitiques dans le Terrain de Wakeham, Province de Grenville, Québec". Mémoire de Maîtrise (non publié), Université du Québec à Chicoutimi, 129 p.

MACHADO, N.F. et GAUTHIER, G. (1996): "Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**, pp. 5063-5073.

MACHADO, N.F., PHILLIPE, S., DAVID, J. et GARIÉPY, C. (1991): "Géochronologie U-Pb du territoire québécois : Fosse du Labrador et de l'Ungava et sous-province de Pontiac". Ministère de l'Énergie et des Ressources, Service géologique du Nord-Ouest; MB **91-07**, 50 p.

MACHADO, N.F. et SIMONETTI, A. (2001): "U-Pb dating and Hf isotopic composition of zircon by laser ablation-MC-ICP-MS". *In* : Laser ablation-ICP-MS in the Earth Sciences (ed. P. Sylvester). Mineralogical Association of Canada Short Course Series **29**, Chapter 9, pp.121-146.

MACHADO, N.F. et SIMONETTI, A. (2002): "U-Pb dating of zircon by excimer laser ablation-ICPMS". Soumis à Geological Association of Canada, 35 p.

MADORE, L., VERPAELST, P., BRISEBOIS, D., CHOINIÈRE, M., DION, D.J. et DAVID, J. (1997): “Géologie de la région du Lac Cormier (12N/04)”. Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 97-08, 31 p.

MARTIGNOLE, J., INDARES, A. et KISH, L. (1987): “Le SuperGroupe de Wakeham dans la partie nord-est de la province de Grenville”. Exploration au Québec; études géoscientifiques récentes; Ministère de l'Énergie et des Ressources, pp. 91-94.

MARTIGNOLE, J., INDARES, A. et DESJARDINS, D. (1992): “Géologie de la région des lacs Arthur et Ruffin, Moyenne-Côte-Nord”. Ministère de l'Énergie et des Ressources, Québec; MB 91-20, 74 p.

MARTIGNOLE, J., MACHADO, N. et INDARES, A. (1994): “The Wakeham Terrane : a Mesoproterozoic terrestrial rift in the eastern part of the Grenville Province”. *Precambrian Research*, **68**, pp. 291-306.

MAX, M. D. (1979): “Extent and disposition of Grenville tectonism in the Precambrian continental crust adjacent to the North Atlantic craton”. *Geology*, **7**, pp. 76-78.

MCCULLOCH, M.T. (1987): “Sm-Nd isotopic constraints on the evolution of Precambrian crust in the Australian continent”. *In* : Proterozoic Lithospheric Evolution (editor, A. Kröner). *Geodynamic Series* **17**, pp.115-130.

MCCULLOCH, M.T. et CHAPPELL, B.W. (1982): "Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites". *Earth and Planetary Sciences letters*, **58**, pp. 51-64.

MCCULLOCH, M.T. et WASSERBURG, G.J. (1978): "Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation". *Science*, **200**, pp. 1003-1011.

MCDANIEL, D.K., HEMMING, S.R., MCLENNAN, S.M. et HANSON, G.N. (1994): "Resetting of neodymium isotopes and redistribution of REEs during sedimentary processes : The Early Proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario, Canada". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**, No.2 , pp. 931-937.

MCLENNAN, S.M. (1989): "Rare earth elements in sedimentary rocks : influence of provenance and sedimentary processes". Lipin B.R. and McKay G.A. (eds), *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, **21**, pp. 169-200

MCLENNAN, S.M. (1990): "Geochemistry of sedimentary rocks and crust/ mantle evolution". *In: Geological Society of America, Northeastern Section, 25th annual meeting; abstracts with programs*, **22**, 2, pp. 55.

MCLENNAN, S.M., SIMONETTI, A. et GOLDSTEIN, S.L. (2000): "Nd and Pb isotopic evidence for provenance and post-depositional alteration of Paleoproterozoic Huronian Supergroup, Canada". *Precambrian Research*, **102**, pp. 263-278.

MCLENNAN, S.M. et TAYLOR, S.R. (1982): "Geochemical constraints on the growth of continental crust". *Journal of Geology*, **90**, pp. 347-361.

NAQVI, S.M., UDAY RAJ, B., SUBBA RAO, D.V., MANIKYAMBA, C., NIRMAL CHARAN, S., BLARAM, V. et SRINIVASA SARMA, D., (2002): "Geology and geochemistry of arenite-quartzwacke from the Late Archaean Sandur schist belt-implications for provenance and accretion processes". *Precambrian Research*, **114**, pp. 177-197.

NELSON, B.K. et DEPAOLO, D.J. (1985): "Rapid production of continental crust 1.7-1.9 b.y. ago : Nd and Sr isotopic evidence from the basement of the North American midcontinent". *Geological Society of America Bulletin*, **96**, pp. 746-754.

NESBITT, H.W., MACRAE, N.D. et KRONBERG B.I. (1990): "Amazon deep-sea fan muds : light REE enriched products of extreme chemical weathering". *Earth and Planetary Sciences Letters*. **100**, pp. 118-123.

NIR-EL, Y. et LAVI, N. (1998): "Measurement of the half-life of ^{176}Lu ". *Applied Radiation and Isotopes*, **49**, pp. 1653-1655.

NUNN, G.A.G., HEAMAN, L.M. et KROGH, T.E. (1990): "U-Pb geochronological evidence for Archean crust in the continuation of the Rae Province (eastern Churchill Province), Grenville Front Tectonic Zone, Labrador". *Geoscience Canada*; **17**, pp. 259-264.

PARRISH, R.R., RODDICK, J.C., LOVERIDGE, W.D. et SULLIVAN, R.W. (1987): "Uranium-lead analytical techniques at the Geochronology Laboratory, Geological survey of Canada". *Radiogenic Age and Isotopic Studies : Report 1*, Geological Survey of Canada, Paper **87-2**, pp. 2287-2308.

PATCHETT, J. P. et RUIZ, J. (1989): "Nd isotopes and the origin of Grenville-age rocks in Texas : implications for Proterozoic evolution of the United States mid-continent region". *Journal of Geology*, **97**, pp. 685-695.

PATCHETT, KUOVO, O., HEDGE, C.O. et TATSUMOTO, M. (1981): "Evolution of continental crust and mantle heterogeneity". *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **78**, pp. 279-297.

PATCHETT, P.J. et TATSUMOTO, M. (1980a): "Hafnium isotope variations in oceanic basalts". *Geophysical Research Letters*, **7**, pp. 1077-1080.

PATCHETT, P.J. et TATSUMOTO, M. (1980b): "Lu-Hf total rock isochron for the eucrite meteorites". *Nature*, **288**, pp. 571-574.

PERKINS, W.T, PEARCE, N.J.G. et FUGE, R. (1992): "Analysis of zircon by laser ablation and solution inductively coupled mass spectrometry". *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, **7**, pp. 611-616.

PERCIVAL, J.A., MORTENSEN, J.K., STERN, R.A. et CARD, K.D. (1992): "Giant granulite terranes of northeastern Superior Province : the Ashuanipi complex and Minto block". *Canadian Journal of Earth Sciences*, **29**, pp. 2287-2308.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P. E. et SIEVER, R. (1972): "Sand and Sandstone". Springer-Verlag. 600 p.

PHILIPPE, S., WARDLE, R.J. et SCHÄRER, U. (1993): "Labradorian and Grenvillian crustal evolution of the Goose Bay region, Labrador : new U-Pb geochronological constraints". *Canadian Journal of Earth Sciences*, **30**, pp. 2315-2327.

PIERCEY, S.J., MORTENSEN, J.K. et CREASER, R.A. (2003): "Neodymium isotope geochemistry of felsic volcanic and intrusive rocks from the Yukon-Tanana Terrane in the Finlayson Lake Region, Yukon, Canada". *Canadian Journal of Earth Sciences*, **40**, pp. 77-97.

POTTER, P.E. (1978): "Petrology and chemistry of modern big river sands". *Journal of Geology*, **86**, pp. 423-449.

READING, H. G. (1996): "Sedimentary environments and facies". 3rd edition; Blackwell, Oxford, 688 p.

RICHARD, P., SHIMIZU, N., et ALLÈGRE, C.J. (1976): " $(^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd})$, a natural tracer; an application to oceanic basalts". *Earth and Planetary Science Letters*, **31**, pp. 269-278.

RIVERS, T., MARTIGNOLE, J., GOWER, C.F. et DAVIDSON, A. (1989): "New tectonic divisions of the Grenville province, southeast canadian shield". *Tectonics*, **8**, pp. 63-84.

ROLLINSON, H.R. (1993): "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation". Longman Group Uk Limited, London, 252 p.

RONDOT, J. (1986): "Géosutures dans le Grenville". *In: The Grenville Province* (J.M. Moore, A. Davidson and A.J. Baer, editors). Geological Association of Canada; special paper **31**, pp. 313-325.

RONDOT, J. (1979): "Région du Saint-Maurice". Ministère des Richesses naturelles; DVP-594, 85 pages.

ROSER, B.P. et KORSCH R.J. (1986): "Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio". *Journal of Geology*, **94**, pp. 635-650.

ROSER, B.P. et KORSCH R.J. (1988): "Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant fonction analysis of major-element data". *Chemical Geology*, **67**, pp. 119-139.

SCHÄRER, U., KROGH, T.E. et GOWER, C.F., (1986): "Age and evolution of the Grenville Province in eastern Labrador from U-Pb systematics in accessory minerals". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**, pp. 438-451.

SCHÄRER, U., et GOWER, C.F. (1988): "Crustal evolution in eastern Labrador; constraints from precise U-Pb ages". *Precambrian Research*, **38**, pp. 405-421.

SCHERER, E., MÜNKER, C. et MEZGER, K. (2001): "Calibration of the Lutetium-Hafnium clock". *Science*, **293**, pp. 683-687.

SCOTT, D.J., MACHADO, N., HANMER, S. et GARIÉPY, C. (1993): "Dating ductile deformation using U-Pb geochronology : examples from the Gilbert River Belt, Grenville Province, Labrador". *Canadian Journal of Earth Sciences*; **30**, pp. 1458-1469.

SELLEY, R. C. (1985): "Ancient sedimentary environments". 3rd edition, Cornell University, Ithaca, 317 p.

SGUIGNA, A.P., LARABEE, A.J. et WADDINGTON, J.C (1982): "The half-life of ^{176}Lu by a γ - γ coincidence measurement". Canadian Journal of Physics, **60**, pp. 361-364.

SHARMA, K.N.M. et JACOBY, R.S. (1972): "Jeremie and Gaudreault lakes area". Ministère des Richesses naturelles, Québec; DP-134, 16 p.

STACEY, J.S. et KRAMERS, J.D. (1975): "Approximation of terrestrial lead isotope evolution by two-stage model". Earth and Planetary Sciences Letters, **6**, pp. 15-25.

STEVENSON, R.K. et PATCHETT, P.J. (1990): "Implications for the evolution of continental crust from Hf isotope systematics of Archean detrital zircons". Geochimica et Cosmochimica Acta, **64**, pp. 1683-1697.

SUN, S.S. et MCDONOUGH, W.F. (1989): "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes". Magmatism in the ocean basins, Geological Society, Special Publication **42**, pp. 313-345.

TAYLOR, S.R. et MCLENNAN, S.M. (1985): "The continental Crust : its Composition and Evolution". Blackwell Scientific Publications, Oxford London Edinburgh Boston Palo Alto Melbourne, 312 p.

THÉRIAULT, R.J. et ERMANOVICS, I. (1997): "Sm-Nd isotopic and geochemical characterisation of Paleoproterozoic Torngat orogen, Labrador, Canada". *Precambrian Research*, **81**, pp. 15-35.

THURSTON, P.C. et KOZHEVNIKOV, V.N. (2000): "An Archean quartz arenite-andesite association in the eastern Baltic shield, Russia: implications for assemblage types and shield history". *Precambrian Research*, **101**, pp. 313-340.

TUCKER, R.D. et GOWER, C.F. (1994): "A U-Pb geochronological framework for the Pinware terrane, Grenville Province, southeast Labrador". *Journal of Geology*; **102**, pp. 67-78.

VAN BREEMEN, O. et CORRIVEAU, L. (2001): "1.5 Ga pyroclastic volcanism in the Wakeham Group, Eastern Grenville Province, Quebec". Session 35: Proterozoic evolution of the Grenville Orogen in Eastern North America II. GSA Annual Meeting, November 5-8, 2001.

VAN BREEMEN, O. et HIGGINS, M.D. (1993): "U-Pb zircon age of the southwest lobe of the Havre-Saint-Pierre Anorthosite Complex, Grenville Province, Canada". *Canadian Journal of Earth Sciences*; **30**, pp. 1453-1457.

VAN SCHMUS, W. R. (1980): "Chronology of Igneous Rocks Associated with the Penokean Orogeny in Wisconsin". *In* : Selected Studies of Archean Gneisses and Lower Proterozoic Rocks, Southern Canadian Shield, edited by G. B. Morey and G. N. Hanson, Geological Society of America, Special Paper **182**, pp. 159-168.

VERPAELST, P., MADORE, L., BRISEBOIS, D., CHOINIÈRE, J., DION, D.J., DAVID, J. (1997a): "Géologie de la région du lac Le Doré, feuillet 12N06". Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 96-02, 29 p.

VERPAELST, P., MADORE, L., BRISEBOIS, D., CHOINIÈRE, J., DION, D.J., DAVID, J. (1997b): "Géologie de la région du lac Bohier, feuillet 12N03". Ministère des Ressources naturelles, Québec, RG 97-07, 29 p.

VERPAELST, P., MADORE, L., BRISEBOIS, D., DAVID, J., DION, D.J., CHOINIÈRE, J., LÉPINE, I., TRZCIENSKI, W. et HOCQ, M. (1996): "Géologie de la partie nord-est du Groupe de Wakeham, province de Grenville". *Projet Abitibi-Grenville Lithoprobe*, Québec.

VERPAELST, P., MADORE, L., BRISEBOIS, D., HOCQ, M. et DION, D.J. (1999): "Géologie de la région du lac Jérôme, du lac Sanson et de la petite rivière de l'Abbé-Huard (SNRC 12L/13, 12L/14, 12M/03)". Ministère des Ressources naturelles, Québec; RG 98-02, 38 p.

VERVOORT, J. D. et BLICHERT-TOFT, J. (1999): "Evolution of the depleted mantle : Hf isotope evidence from juvenile rocks through time". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **63**, pp. 533-556.

WASTENEYS, H.A., KAMO, S.L., MOSER, D., KROGH, T.E. GOWER, C.F. et OWEN, J.V. (1997): "U-Pb geochronological constraints on the geological evolution of the Pinware terrane and adjacent areas, Grenville Province, southeast Labrador, Canada". *Precambrian Research*, **81**, pp. 101-128.

WASTENEYS, H.A., WARDLE, R.J. et KROGH, T.E. (1996): "Extrapolation of tectonic boundaries across the Labrador shelf : U-Pb geochronology of well samples". *Canadian Journal of Earth Sciences*, **33**, pp. 1308-1324.

WODICKA, N., DAVID, J., PARENT, M., GOBEIL, A. et VERPAELST, P. (2002): "Géochronologie U-Pb et Pb-Pb de la région de Sept-Îles-Natashquan, Province de Grenville, Moyenne-Côte-Nord". **Non publié.**

WOOD, J., THURSTON, P.C., CORFU, F. et DAVIS, D.W. (1986): "Ancient quartzites and carbonates in Northwestern Ontario-evidence for early (Archean) stability?". Geological Assn. Of Canadian mineralogy, Canada, Program with Abstract, **11**, pp. 146.

WYNNE-EDWARDS, H. R. (1972): "The Grenville Province". *In*: Price, R. A., and Douglas, R.J.W., eds., Variations in Tectonic Styles in Canada. Geological Association of Canada Special Paper **11**, pp. 263-334.

ANNEXE
DONNÉES GÉOCHIMIQUES,
ISOTOPIQUES, GEOCHRONOLOGIQUES
ET
ANALYTIQUES

Annexe 1 Tableau comparatif des rapports ^{176}Lu - ^{177}Hf des échantillons provenant de différentes régions dans le monde.

Échantillon	Âge (Ga)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	Échantillons	Âge (Ga)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	Échantillons	Âge (Ga)	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$
<u>Données de Stevenson et Patchett (1990)</u>			<u>Données de Corfu et Stott (1993)</u>			<u>Données de Vervoort et Blichert-Toft (1999)</u>		
Craton Nord Atlantique			Pickle Lake greenstone belt			Gneiss d'Amîtsoq		
174611	2.65	0.00036	OC1	2.74	0.00056	90-532-zr1	3.73	0.00048
174572	2.70	0.00230	CL	2.74	0.00054	90-532-zr5	3.73	0.00078
174591	2.52	0.00001	FL	2.74	0.00155	90-532-zr6	3.73	0.00076
174522	2.65	0.00015	WI	2.70	0.00031	90-532-zr8	3.73	0.00076
174460	2.65	0.00001	GB	2.70	0.00056	90-532-zr9	3.73	0.00084
174531	2.65	0.00125	BB	2.70	0.00038	Région de Gunnison, Colorado		
Bouclier canadien			BL	2.69	0.00029	Co-94-6.1	1.74	0.00089
ABZ-1	2.70	0.00006	OS	2.69	0.00062	Co-94-6.2	1.74	0.00192
ABZ-2	2.70	0.00077	<u>Données de Corfu et Stott (1996)</u>			Co-94-6.3	1.74	0.00180
WABZ-1	2.80	0.00065	Partie centrale de la sous-province de Uchi			Co-94-6.4	1.74	0.00184
Q-2	2.69	0.00079	Ptg	2.89	0.00095	Co-94-6.5	1.74	0.00180
N80-11	2.80	0.00010	PCp	2.89	0.00074	Co-94-6.6	1.74	0.00165
NSL-2	2.74	0.00086	PLv	2.84	0.00143	B-81-60	1.77	0.00230
NCL	2.90	0.00076	Qtp	2.82	0.00059	Formation Green Mountain, Colorado		
MAT-3	2.00	0.00064	SLp	2.71	0.00055	MCC-5-S24E zr.1	1.78	0.00146
Miss-1	2.00	0.00055	VLv	2.75	0.00242	MCC-5-S24E zr.2	1.78	0.00145
Craton du Wyoming			GPv	2.75	0.00228	MCC-5-S24E zr.3	1.78	0.00174
HR-201	3.20	0.00092	MLv	2.82	0.00073	MCC-12-S15E zr.4	1.78	0.00200
JQ-2	3.20	0.00073	Dlp	2.75	0.00057			
MR-26	2.70	0.00086	SCp	2.73	0.00059			
RR-1	2.70	0.00138	KLp	2.72	0.00089			
TR-1	2.70	0.00096	SJ3v	2.73	0.00059			
BOW	2.50	0.00085	SJ4v	2.71	0.00125			
MPQnm	2.20	0.00072	MILv	2.72	0.00040			
MPQmag	2.20	0.00125	MIMv	2.72	0.00061			
Afrique du Sud			RLv	2.72	0.00063			
PO-2	2.90	0.00233						
PO-5	2.90	0.00015						
PO-7	2.90	0.00064						
DO-9	3.01	0.00103						
W-1	2.72	0.00041						
W-4	2.72	0.00112						
W-8	2.72	0.00071						
V-2	2.82	0.00066						
TRV-1	2.10	0.00052						

Tableau 1:

Données lithogéochimiques des éléments majeurs et des éléments en traces pour les roches sédimentaires du Groupe de Wakeham (début).

Échantillon	ZR5	96-YL-5211F	97-YL-5400	96-LM-2124	97-YL5405	97-YL-5432B	ZR2
Lithologie	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite	Arénite
(%)							
SiO ₂	82.80	79.50	70.90	81.80	84.60	85.60	87.40
Al ₂ O ₃	6.01	6.54	5.82	7.48	4.81	4.19	1.35
Fe ₂ O ₃ t	3.16	4.34	12.80	2.38	3.07	2.56	0.46
MgO	1.52	1.39	0.42	0.93	0.39	0.83	0.05
CaO	1.31	0.76	0.14	1.93	0.09	0.02	0.02
Na ₂ O	1.08	0.17	0.23	1.91	0.84	0.77	0.10
K ₂ O	2.00	2.18	2.78	1.39	1.41	1.32	0.48
TiO ₂	0.55	1.65	5.46	0.62	0.71	0.64	0.04
MnO	0.10	0.02	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.09	0.09	0.09	0.13	0.02
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
(ppm)							
La	13.53	10.75	18.99	6.07	2.86	35.39	19.00
Ce	46.28	29.55	63.96	20.54	12.33	74.86	56.15
Nd	24.50	16.64	30.96	9.71	4.31	42.87	21.19
Sm	4.16	1.91	4.69	1.41	0.67	7.11	5.03
Eu	1.30	0.57	1.38	0.52	0.16	1.71	1.01
Ho	1.09	0.49	0.87	0.58	0.41	1.63	2.53
Tb	1.12	0.33	1.04	0.46	0.19	1.00	1.09
Yb	2.60	0.97	2.47	1.77	1.14	3.78	4.00
Lu	0.48	0.18	0.42	0.28	0.21	0.52	0.58
Ba	660.1	199.1	528.5	186.8	85.12	253.0	1014
Co	15.59	7.36	16.61	5.64	2.28	12.49	13.74
Cr	82.74	21.56	53.22	22.75	1.14	52.70	75.10
Cs	3.87	1.73	6.27	0.82	0.74	1.53	7.57
Hf	11.30	3.64	5.70	5.09	6.56	14.68	5.44
Ni	12.00	6.77	15.46	6.00	2.00	19.79	18.00
Rb	240.2	76.91	134.8	31.04	24.33	65.55	266.2
Sc	12.03	4.13	14.45	3.78	0.56	5.99	20.00
Ta	1.17	0.33	0.89	0.47	0.37	1.18	1.05
Th	10.89	3.94	8.23	3.71	6.62	7.39	12.32
U	2.92	1.14	1.99	0.65	0.97	2.19	5.40
Zr	630.0	180.6	182.2	279.6	354.5	942.6	109.3

Tableau 2:

Résultats analytiques Sm-Nd sur roche totale des sédiments du Groupe de Wakeham et de quelques granites intrusifs (début).

Echantillons	Roches	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd} (1,6 \text{ Ga})$	T_{DM} (Ma)	f(Sm/Nd)	Longitude est**	Latitude nord**
LM-2124	Arénite	3.84	17.8	0.1300	0,512130±12	4.0	1854	-0.3389	591 000	5 681 392
97-5423B	Arénite	3.35	16.1	0.1263	0,512007±11	2.3	1988	-0.3580	502 500	5 653 025
YL-5211E	Arénite	4.71	22.6	0.1259	0,512115±6	4.5	1794	-0.3599	462 750	5 722 750
YL-5211F	Arénite	5.83	27.4	0.1288	0,512140±8	4.4	1810	-0.3452	462 750	5 622 750
YL-5211I	Arénite	1.72	7.90	0.1321	0,512240±13	5.7	1698	-0.3283	462 750	5 722 750
97-5405	Arénite	2.79	16.3	0.1036	0,511853±12	3.9	1792	-0.4734	505 000	5 642000
12L4A	Arénite	1.27	9.31	0.0824	0,511573±9	2.8	1826	-0.5813	601 198	5 600 029
ZR5	Arénite	3.82	19.6	0.1179	0,512046±11	4.8	1753	-0.4008	509 948	5 640 205
YL-5213	Arénite	0.61	2.33	0.1584	0,512160±14	-1.3	2720	-0.1945	595 208	5 665 529
YL-5212	Arénite	1.77	8.42	0.1272	0,511684±12	-4.2	2574	-0.3532	596 150	5 661 525
BR-3139A	Arénite	1.94	10.4	0.1133	0,511800±16	0.9	2044	-0.4241	579 767	5 671 722
ZR2	Arénite	1.10	4.99	0.1329	0,511722±19	-4.6	2682	-0.3245	586 400	5 693 700
12L4	Arénite	1.34	9.90	0.0815	0,511531±22	2.2	1862	-0.5858	602 150	5 665 529
NB-7001A	Arénite	1.27	4.97	0.1542	0,512093±14	-1.7	2699	-0.2158	581 250	5 668 900
97-5430	Arénite	3.16	15.7	0.1212	0,512100±9	5.2	1728	-0.3838	524 100	5 595 100
97-5400	Arkose	3.96	16.4	0.1466	0,512173±14	1.4	2213	-0.2548	512 500	5 637 500
97-5420A	Arkose	12.91	78.9	0.0989	0,511666±7	1.3	1964	-0.4974	531 500	5 668 025
ZR3	Arkose	47.4	220	0.1300	0,512097±13	3.3	1913	-0.3393	584 250	5 660 750
YL-5215	Arkose	3.37	16.4	0.1240	0,512008±8	2.8	1937	-0.3696	591 198	5 665 600
97-5432A	Arkose	2.61	13.4	0.1181	0,512000±11	3.8	1830	-0.3995	505 220	5 595 000
97-5332B	Arkose	2.19	10.3	0.1288	0,512200±13	5.6	1703	-0.3453	507 000	5 596 500
97-5431B	Arkose	8.13	43.6	0.1127	0,512000±7	5.0	1733	-0.4271	517 500	5 592 500
NB-7001B	Shale	2.61	12.6	0.1255	0,512039±11	3.1	1915	-0.3622	581 250	5 668 900
97-5428B	Shale	4.54	26.4	0.1041	0,511800±11	2.8	1874	-0.4706	511 500	5 607 500
97-5429	Shale	3.36	15.8	0.1286	0,512100±14	3.7	1877	-0.3462	521 530	5 600 025

Tableau 3:

Positions des collecteurs pour mesurer les isotopes du Sm en mode statique

Position de la cage de Faraday	Low 2	Low 1	Axial	High 1	High 2	High 3	High 4
Unités de masses atomiques collectées	144	147	148	149	150	152	155
Éléments collectés	Sm	Sm	Sm	Sm	Sm	Sm	Gd

* Les isotopes du Nd sont mesurés en mode dynamique.

Chaque masse est mesurée dans tous ces différentes positions des collecteurs

Tableau 4:

Résultats analytiques Lu-Hf sur les zircons des échantillons (ZR2, ZR3 et ZR5) du Groupe de Wakeham

Zircons	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	$^{180}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	$\pm 2\sigma$	Âge (Ma)	$\varepsilon\text{Hf}_{(T)}$	$^1\varepsilon\text{Hf}_{(T)}$	$^2\varepsilon\text{Hf}_{(T)}$	TDm (Ma)
ZR2													
Grain 1	0.00068	0.0168310	0.2820887	0.000081	1.4675119	0.000123	1.8863589	0.000302	1600	11	13.0	1837	
Grain 2	0.00168	0.0493973	0.2818294	0.000049	1.4671917	0.000073	1.8867526	0.000166	1600	0.64	2.6	2236	
Grain 3	0.00146	0.0442849	0.2819001	0.000041	1.4674499	0.000059	1.8867068	0.000181	1600	3.38	5.4	2127	
Grain 4	0.00123	0.0351286	0.2818784	0.000035	1.4674370	0.000059	1.8869501	0.000166	1600	2.86	4.9	2160	
Grain 5	0.00116	0.0358340	0.2818061	0.000045	1.4673145	0.000070	1.8870862	0.000234	1600	0.37	2.4	2272	
Grain 6	0.00089	0.0279841	0.2819190	0.000046	1.4673509	0.000067	1.8868885	0.000189	1600	4.67	6.7	2098	
Grain 7	0.00143	0.0433840	0.2817263	0.000045	1.4674287	0.000068	1.8867596	0.000158	1600	-2.75	-0.8	2395	
Grain 8	0.00146	0.0460301	0.2817299	0.000054	1.4673290	0.000070	1.8864219	0.000189	1600	-2.66	-0.7	2389	
ZR3													
Grain 1	0.00154	0.0483845	0.2820843	0.000361	1.4686002	0.000564	1.8866108	0.001230	1600	9.8	11.8	1843	
Grain 2	0.00154	0.0519522	0.2820710	0.000057	1.4675030	0.000138	1.8863203	0.000400	1600	9.4	11.4	1864	
Grain 5	0.00094	0.0312920	0.2819681	0.000037	1.4674559	0.000059	1.8866043	0.000177	1600	6.4	8.4	2022	
Grain 6	0.00126	0.0391977	0.2817588	0.000060	1.4676420	0.000094	1.8872331	0.000253	1600	-1.4	0.6	2345	
Grain 9	0.00128	0.0440595	0.2819356	0.000046	1.4674620	0.000076	1.8869731	0.000253	1600	4.8	6.8	2072	
Grain 10	0.00163	0.0504238	0.2816425	0.000034	1.4673596	0.000059	1.8864985	0.000166	1600	-5.9	-4.0	2524	
Grain 11	0.00078	0.0281777	0.2820701	0.000057	1.4672904	0.000112	1.8862008	0.000317	1600	10	12.2	1865	
Grain 12	0.00142	0.0469478	0.2818078	0.000039	1.4674744	0.000068	1.8867564	0.000155	1600	0.1	2.1	2269	
Grain 13	0.00113	0.0326264	0.2817210	0.000035	1.4674332	0.000062	1.8870337	0.000174	1600	-2.6	-0.6	2403	
Grain 14	0.00160	0.0441263	0.2822004	0.000042	1.4673686	0.000062	1.8868202	0.000242	1600	14	15.9	1664	
Grain 15	0.00195	0.0643864	0.2820794	0.000043	1.4672977	0.000065	1.8867158	0.000177	1600	9.2	11.2	1851	
Grain 16	0.00057	0.0174196	0.2815250	0.000047	1.4672198	0.000082	1.8864255	0.000189	1600	-9.0	-6.9	2705	
Grain 17	0.00189	0.0671805	0.2819364	0.000063	1.4673504	0.000120	1.8862770	0.000373	1600	4.2	6.2	2071	
Grain 19	0.00096	0.0301079	0.2821446	0.000042	1.4673363	0.000079	1.8865601	0.000189	1600	13	14.6	1750	
Grain 20	0.00239	0.0751455	0.2815887	0.000027	1.4673233	0.000053	1.8867625	0.000192	1600	-8.7	-6.7	2607	
Grain 21	0.00174	0.0560104	0.2818352	0.000038	1.4672689	0.000070	1.8866863	0.000370	1600	0.8	2.8	2227	
Grain 22	0.00229	0.0686047	0.2817669	0.000048	1.4672963	0.000070	1.8866548	0.000219	1600	-2.2	-0.3	2332	
Grain 23	0.00217	0.0676856	0.2818209	0.000033	1.4673929	0.000079	1.8865782	0.000200	1600	-0.2	1.7	2249	
Grain 24	0.00174	0.0577785	0.2817989	0.000041	1.4672842	0.000076	1.8865173	0.000166	1600	-0.5	1.5	2283	
Grain 25	0.00096	0.0319925	0.2817804	0.000051	1.4673414	0.000073	1.8866698	0.000185	1600	-0.3	2.0	2311	

Tableau 5:

Positions des collecteurs pour mesurer les isotopes du Hf in-situ, d'après les travaux de Machado et Simonetti (2001).

Position de la cage de Faraday	Low 3	Low 2	Axial	High 1	High 2	High 3	High 4	High 5	High 6
Unités de masses atomiques collectées	172	173	175	176	177	178	179	180	182
Éléments collectés	Yb Moniteur	Yb	Lu Moniteur	Hf avec Lu et Yb en interférences	Hf	Hf	Hf	Hf avec W en interférence	W Moniteur

Tableau 6:

Conditions de fonctionnement du LA-ICPMS
d'après les travaux de Machado et Gauthier (1996).

LaserProbe	
Mode du Laser	Q-inversé
Voltage de la lampe du flash	590 v
Fréquences	4 Hz
Puissance	2-3 mJ
largeur de pulsation	5ns
Fisons <i>VG-PQH ICPMS</i>	
Puissance de transfert	1350 W
puissance réfléchie	0 W
Gaz froid	14 l/m
Gaz auxilliaire	0,9 l/m
transport de gaz	1,1 l/m
Paramètre d'acquisition	
Temps Dwell	10,24 ms
Temps <i>quad settle</i>	10 ms
Point/pic	3
step/DAC	1
Temps pré-ablation	1 s
Temps d'acquisition	7 s
Nombre d'isotope	7
Nombre de répétition	5

Tableau 7:

Configuration des collecteurs pour le système isotopique U-Pb

Position de la cage de Faraday	Low 3	Low 2	Low 1	Axial Daly	High 1	High 2	High 3	High 4	High 5	High 6
Unités de masses atomiques	206	207	208	218*				232	235	238
Éléments collectés	Pb	Pb	Pb					Th	U	U

* masse de référence utilisée seulement pour centrer le signal ionique

Tableau 8:

Résultats géochronologiques Pb-Pb sur les zircons des échantillons (ZR2, ZR3 et ZR5) du Groupe de Wakeham.

ZR2					ZR3					ZR5				
Grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Âge	Erreurs+/-	n	Grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Âge	Erreurs+/-	n	Grain	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	Âge	Erreurs+/-	n
1	0.1126	1836	72	5	1	0.1851	2700	81	5	1	0.1994	1952	19	5
2	0.0934	1494	127	5	2	0.1105	1808	49	5	2	0.1835	2696	58	4
3	0.1150	1888	68	5	3	0.1115	1825	51	5	3	0.1178	1931	56	4
4	0.1059	1730	58	5	4	0.1675	2533	43	5	4	0.1005	1627	49	4
5	0.1027	1674	35	5	5	0.1201	1958	19	5	5	0.1801	2608	34	4
6	0.1017	1656	112	5	6	0.1328	2136	97	5	6	0.1070	1750	57	4
7	0.1125	1839	83	5	7	0.1828	2679	33	3	7	0.1820	2655	99	5
8	0.1048	1686	25	5	8	0.1187	1938	98	5	8	0.1080	1769	102	5
9	0.1049	1703	30	5	9	0.2028	2849	530	5	9	0.1202	1957	32	5
10	0.1128	1845	131	5	10	0.1668	2526	55	5	10	0.2511	3509	55	5
11	0.1028	1675	69	5	11	0.1226	1995	97	5	11	0.1822	2662	111	5
12	0.0950	1754	52	5	12	0.1152	1883	42	5	12	0.1192	1945	85	5
13	0.0945	1614	150	5	13	0.1083	1772	83	3	13	0.1783	2628	65	5
14	0.1199	1958	27	5	14	0.1174	1918	44	5	14	0.1678	2580	59	5
15	0.0052	1503	76	4	15	0.1122	1836	44	4	15	0.0980	1494	97	4
16	0.0954	1759	127	5	16	0.1109	1815	20	5	16	0.1079	1754	82	5
17	0.1178	1526	95	5	17	0.1074	1755	52	5	17	0.1028	1964	48	5
18	0.1194	1929	117	3	18	0.1169	1911	42	3	18	0.1409	2251	47	3
19	0.1135	1909	249	5	19	0.1112	1820	32	5	19	0.1198	1963	72	5
20	0.1154	1932	25	5	20	0.1010	1644	68	5	20	0.0976	1610	34	5
21	0.1151	1881	111	5	21	0.1043	1702	42	5	21	0.1182	1927	46	5
22	0.1983	2804	22	5	22	0.0880	1382	81	5	22	0.1735	2587	82	5
23	0.1112	1820	127	5	23	0.1041	1700	37	5	23	0.1003	1631	94	5
24	0.1062	1735	70	5	24	0.1611	2486	40	5	24	0.1486	2275	73	5
25	0.1803	2658	30	5	25	0.1150	1880	35	5	25	0.1073	1746	81	5
26	0.1862	2730	64	5	26	0.1621	2478	40	5	26	0.1412	2253	88	5
27	0.1116	1826	99	5	27	0.1190	1942	18	5	27	0.1225	2062	63	5

Tableau 9:Résultats analytiques U-Pb sur des zircons du granite du lac au 22^{ème} mille

Zircon		Rapports isotopiques					Âge (Ma)	
#	Taille (μm)	Pb 206/204 [1]	Pb 208/206	Pb/U 206/238	Pb/U 207/235	Pb 207/206 Erreur 1 σ	Pb 207/206 [2]	Discordance %
1	50	2702	0.041	0.1753	2.002	0.081893 \pm 0.25	1243	4.4
2	120	14618	0.045	0.1798	1.983	0.077633 \pm 0.43	1138	2.3
3	60	16458	0.014	0.1819	1.955	0.076777 \pm 0.11	1115	6.7
4	40	11586	0.010	0.1720	1.872	0.075488 \pm 0.48	1082	1.5
5	65	15398	0.030	0.1812	1.964	0.077711 \pm 0.07	1140	8.1
6	80	16206	0.019	0.1780	1.912	0.076264 \pm 0.08	1102	8.7
7	90	21891	0.108	0.1862	2.016	0.078177 \pm 0.08	1151	20.1
8	100	12413	0.013	0.1744	1.853	0.075660 \pm 0.19	1086	3.3
9	80	9241	0.091	0.1737	1.985	0.081973 \pm 0.21	1245	10.3
10	45	16275	0.029	0.1631	1.815	0.079420 \pm 0.15	1183	9.8
11	55	14504	0.036	0.1790	1.936	0.077476 \pm 0.09	1133	12.3
12	35	16808	0.045	0.1845	2.000	0.077480 \pm 0.10	1134	5.9
13	90	32075	0.084	0.1762	2.020	0.081970 \pm 0.11	1245	15.9
14	85	547	0.029	0.1552	1.726	0.079451 \pm 0.23	1183	17.2
15	120	19727	0.043	0.1853	2.002	0.077905 \pm 0.07	1144	10.0

[1] Corrigé pour la discrimination de masse.

[2] Âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ selon Stacey et Kramers (1975)