



HAL
open science

Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada)

Julien Mercadier

► **To cite this version:**

Julien Mercadier. Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada). Autre. Institut National Polytechnique de Lorraine, 2008. Français. NNT : 2008INPL108N . tel-01753037

HAL Id: tel-01753037

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01753037v1>

Submitted on 29 Mar 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>

Ecole Doctorale RP2E
Ressources, Produits, Procédés et Environnement

Thèse

Présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Institut National Polytechnique de Lorraine
Spécialité : Géosciences

Par

Julien MERCADIER

Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada)

Soutenance publique le 12 décembre 2008

Membres du jury :

Rapporteurs :

M. D. Beaufort

M. M. Fayek

Professeur, Université de Poitiers

Associated Professor, University of Manitoba, Canada

Directeur de thèse:

M. M. Cuney

DR CNRS, Laboratoire UMR G2R, Nancy

Examineurs :

Mme. M-C. Boiron

M. M. Cathelineau

M. D. Quirt

CR CNRS, Laboratoire UMR G2R, Nancy

DR CNRS, Directeur du laboratoire UMR G2R, Nancy

Geochemist, Areva Canada

Invités :

M. I. Annesley

M. C. Caillat

Adjunct Professor, University of Saskatchewan, Canada

Ingénieur géologue, Areva

Remerciements

Ce travail a été co-financé par le CNRS et Areva, en relation étroite avec le CREGU. Je tiens donc à premièrement citer l'ensemble des personnes qui ont contribué à la naissance de ce projet ainsi qu'à son avancement. Je remercie M. Cathelineau pour m'avoir accueilli dans le laboratoire G2R et pour son aide précieuse surtout pendant les dernières mois, semaines et mêmes jours. Sa contribution a permis de grandement améliorer la qualité du travail et des résultats. Merci à P. Schumacher pour la liberté laissée aux doctorants quant à l'utilisation scientifique des fonds dont ils disposent. Mes remerciements à tous les membres d'Areva pour l'intérêt porté à cette étude pendant ces trois années.

Je remercie M Cuney, mon directeur de thèse, pour m'avoir proposé ce sujet et m'avoir fait partager sa connaissance encyclopédique de l'uranium. Bien que sa présence au laboratoire soit directement indexée sur le cours de l'uranium, il a toujours su répondre à mes questions, même des endroits les plus lointains et me faire partager son enthousiasme. Merci aussi à M-C Boiron, ma co-directrice de thèse, pour son implication dans l'ensemble du travail effectué et pour sa pugnacité dans la correction et l'amélioration des différentes parties de cette thèse.

Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail :

- Monsieur M. Fayek et D. Beaufort qui ont bien voulu juger ce mémoire.
- Monsieur D. Quirt, l'un des meilleurs spécialistes (si ce n'est le meilleur) de la géologie du bassin d'Athabasca, pour m'avoir fait partager ses connaissances pendant nos rencontres sur le terrain, en conférences ou par Internet. Je le remercie d'avoir accepté d'examiner ce travail
- Monsieur I. Annesley, qui m'a fait bénéficier de ses connaissances sur le socle du Bassin d'Athabasca et sur les différents gisements de discordance du bassin. Merci aussi pour sa gentillesse et pour sa venue malgré son emploi du temps chargé.
- Monsieur C. Caillat, a accepté d'examiner mon travail, je l'en remercie.

J'ai plaisir à remercier les personnes qui ont bien voulu collaborer pour faire avancer ce travail :

i) Areva Canada

François Brisset pour avoir accepté de me prendre comme stagiaire au sein de son équipe d'exploration pendant plusieurs mois afin de permettre une collecte précieuse d'échantillons. Merci aussi aux géologues: J. Robbins, K. Wheatley, G. Bell et D. Morrisson parmi d'autres.

ii) Cameco

Pour m'avoir permis d'échantillonner plusieurs de leurs gisements sans aucunes difficultés. Merci en particulier à A. Renaud et J. Bishop.

iii) le SCMEM

S. Mathieu, A. Kohler et J. Ravaux (ce n'est pas qu'un physique) pour les travaux réalisés aux MEB et aux sondes électroniques ainsi que pour leur gentillesse et professionnalisme.

iv) Le CRPG

M. Champenois, Denis Mangin et Claire Rollion Bard pour leur aide aux sondes ioniques ainsi qu'au personnel du SARM avec qui j'ai pu facilement traiter. P. Kedzierski, J.J.Royer et G. Caumon pour leurs conseils avisés. Merci à toutes les personnes que j'ai pu côtoyer sur la colline, en particulier les nombreux thésards (Mag, Marco, Ewan, Bilou, Johanna et les autres)

v) le CEA

Laure Sangély avec qui je l'espère, le travail va continuer

Merci aux étudiants qui ont bien voulu m'aider à faire avancer ce travail : Marie-Cécile, Aurélie, Damien, Mathieu, Gilles, Aurelien et Laurette.

Enfin merci à toute la grande famille du G2R pour son soutien, sa convivialité, ses bruits de couloirs et ses encouragements dans la dernière ligne droite.

Merci à mes compagnons de cordée, La maman et le smoule, pour avoir cohabité pendant tous ces mois. On arrivait quand bien à se supporter, même si les derniers temps ont été mouvementés. Bon vent à tous les deux. Merci à Luc, alias le luxu, compagnon de galère de la dernière année, ton soutien et tes encouragements m'ont été précieux. J'en profite pour remercier Alice au passage, pour sa bonne humeur et sa gentillesse. Merci aussi à ce qui se tirent la bourre pour finir cette p..... de thèse : Debelcourt, Gaëtan, le rozybar et Ambrose « small man », encore quelques semaines et c'est bouclé les gars.

Thanks to the Bulle man, le roi de l'inclusion, pour tout le travail accompli (t'inquiètes pas j'en ai encore en rab si tu veux) et pour les traductions en anglais de dernière minute. Je te payerai une bière au Quinoa pour la peine. Merci au JJ Neto, l'ermite du labo (avec le belge) pour son entrain et les nuits passées ensemble (ce n'est pas ce que vous croyez). Merci à Foxy aussi pour sa freestyle touch, affutes pour le Hohneck, je le sens bien cet hiver. Merci à tous les autres thésards, anciens ou nouveaux : Audrey, Enigman, Bubulle, Mickaël, Sandrine, Topi, Jessica, Miss monde, Anne-Laure, Junying, Fred, le gringo, Moussa (j'ai peur d'en oublier). Merci aussi en particulier à Régine et à Emmanuel pour le travail sur les argiles, à Laurent pour la thermo, à Slava pour les oxydes d'uranium et à Cédric pour les lames et les apéros.

Merci aux « non-scientifiques » qui font que la recherche au G2R avance : Roland, Patrick, Laurence, Chirstine et Marie-Odile.

Et enfin merci à celle qui m'accompagne depuis de si nombreuses années déjà et grâce à qui tout cela a été possible. Ce mémoire c'est aussi le tien, surtout ces derniers mois. Merci pour ta compréhension et ton aide précieuse.

Avertissement

Two parts (Part 1 and 2) of the present document are written in English. Concerning the rest of the document, the chosen language is French. This choice is due to INPL University administrative recommendations and to writing facilities. In order to make easier the comprehension of the French-written parts for the English-speaker community, the tables and figures are written in English and a summary of the main results obtained is inserted at the end of each part.

La description des conditions analytiques est présentée, au fur et à mesure du document, lors de la première apparition des résultats relatifs à l'utilisation de chaque méthode. Dans le cas contraire (comme pour la diffraction des rayons X ou la sonde électronique par exemple), l'appareillage et la méthodologie utilisés sont présentés en annexes.

Le terme « hydrothermal » est fréquemment utilisé dans la présentation des résultats de cette thèse. Afin d'éviter toute confusion vu les multiples évènements géologiques ayant eu lieu dans la zone d'étude au cours des deux derniers milliards d'années, il est indispensable de le définir clairement. Le terme « hydrothermal » renvoi dans cette étude à la circulation des saumures d'origine diagenétiques en provenance du bassin sédimentaire, que ce soit dans celui-ci ou dans le socle. Ceci implique donc que toute altération ayant eu lieu dans les roches du socle avant le dépôt du bassin d'Athabasca ne sera pas considérée comme « hydrothermale » mais comme métamorphique à post-métamorphique et sera décrite sous la dénomination « rétro-métamorphique ». De même, la circulation des fluides météoriques tardifs (supposée postérieure à 300 Ma), n'est pas considérée comme un évènement hydrothermal.

Certains chapitres de cette thèse présentent des analyses par sonde électronique des différents silicates de remplacement (illite, chlorite, dravite et kaolinite) des minéraux du socle lors des phases d'altération sous la forme d'un seul diagramme (diagramme Al^{IV} - Al^{VI} ou Si-C.I par exemple), alors que celui-ci est défini initialement pour une unique famille minérale (illite ou chlorite). Tous les points d'analyse des différentes familles représentées sur ces diagrammes ont été calculés avec le même nombre d'oxygène (11 ou 14) selon que les diagrammes soient théoriquement définis pour la représentation de composition de micas ou de chlorites. Cette procédure, cristallographiquement et chimiquement fautive pour les autres minéraux représentés, permet néanmoins de séparer les différentes familles minérales et les phases de mélange tout en les présentant sur un même diagramme.

Table des matières

REMERCIEMENTS.....	3
---------------------------	----------

AVERTISSEMENT	5
----------------------------	----------

TABLE DES MATIERES	7
---------------------------------	----------

INTRODUCTION GENERALE.....	13
-----------------------------------	-----------

1. Contexte général de l'étude	15
2. Etats des lieux des connaissances sur les gisements dits de type discordance du bassin d'Athabasca	16
2.1. Contexte géologique et structural du bassin d'Athabasca.....	16
2.2. Caractéristiques géologiques des minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca et modèles de genèse proposés	19
3. Objectif de l'étude	22
4. Axe de recherche	24
5. Composition du mémoire de thèse	27

PARTIE 1.....	29
----------------------	-----------

Les oxydes d'uranium des gisements de type discordance localisés dans le socle du bassin d'Athabasca : étude minéralogique, chimique, isotopique et mesure des abondances relatives en terres rares par sonde ionique : Comparaison avec les oxydes d'uranium des gisements localisés à la discordance

1. Introduction	33
2. Geological context.....	34
2.1. The P-Patch deposit	34
2.2. The Millennium deposit.....	36
2.3. The Eagle Point deposit	36
3. Samples selection	39
4. Analytical procedures.....	41
5. Results	42
5.1. Petrographic description	42
5.2. Chemical composition of the uranium oxides.....	45
5.3. Isotopic U/Pb dating of basement-hosted mineralizations.....	56
5.4. REE abundances for the Millennium and Eagle Point basement-hosted mineralizations	61

5.5. Comparison of U/Pb isotopic ages, REE abundance and chemical compositions of the Eagle Point and Millennium primary uranium oxides	66
6. Discussion	75
6.1. Chemical composition of basement-hosted uranium oxides.....	75
6.2. REE in the uranium oxides and their behaviour during post-crystallization alteration ..	78
6.3. Isotopic dating of Athabasca Basin unconformity-related deposits.....	81
6.4. The Athabasca Basin mineralizations : several uranium contributions or multiple recrystallization of one uraniferous deposition ?	84
6.5. Basement roles in the formation of basement-hosted uranium mineralizations	85
7. Conclusion.....	85

PARTIE 2..... 87

Etude structurale et par inclusions fluides des circulations fluides dans le socle du bassin d’Athabasca lors du métamorphisme rétrograde et de la formation des minéralisations de type discordance

1. Introduction	91
2. Geological setting.....	92
2.1. Regional geology	92
2.2. The P-Patch deposit	94
3. Sampling and analytical procedures.....	96
4. Results	99
4.1. Fractures and Fluid inclusion planes (FIP) orientation.....	99
4.2. Fluid characterization.....	103
4.3. P-T reconstruction.....	109
5. Discussion	112
5.1. Multi-scale fracturing in the P-Patch deposit.....	112
5.2. Direction, composition and P-T conditions for aqueous-carbonic fluids	112
5.3. Direction, composition and P-T conditions for aqueous fluids.....	113
5.4. Source of carbone dioxide for aqueous-carbonic fluid inclusions	114
5.5. Role of Hudsonian structures in the brine circulation associated to mineralisations....	114
6. Conclusion.....	115

PARTIE 3..... 119

Etude des altérations minéralogiques et des transferts élémentaires dans le socle du bassin d’Athabasca : implications pour la formation des minéralisations de type discordance

CHAPITRE 1 123

Altération polyphasée des minéraux silicatés du socle du bassin d’Athabasca lors des processus hydrothermaux et mobilités élémentaires associées. Impact sur la formation des halos d’altération argileux dans le socle et dans le bassin d’Athabasca : Exemple des pegmatoïdes du gisement de P-Patch

1. Introduction	125
2. Echantillonnage	126
3. Résultats de l’étude	130
3.1. Pétrologie et minéralogie	130

3.2. Géochimie en roche totale	141
4. Discussion	150
4.1. Modifications minéralogiques des pegmatoïdes du gisement de P-Patch associées à la circulation des saumures hydrothermales contemporaines des minéralisations de type discordance	150
4.2. Echanges élémentaires fluide-roche lors des différents stades d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch.....	152
4.3. Evolution possible de la composition de la saumure diagénétique en provenance du bassin en fonction des altérations des pegmatoïdes	155
4.4. Comparaison de la mise des différents types d'altération et de la formation des minéralisations uranifères au sein du gisement de P-Patch	156
5. Conclusion.....	157

CHAPITRE 2 159

Modifications minéralogiques et chimiques du socle du bassin d'Athabasca lors des différents épisodes de circulations fluides post-métamorphisme : Exemple des porphyres granitiques du gisement d'Eagle Point

1. Introduction	161
2. Contexte géologique.....	162
3. Echantillonnage.....	164
4. Résultats de l'étude	165
4.1. Pétrologie et minéralogie	165
4.2. Identification et quantification des minéraux d'altération par diffraction des rayons X (DRX)	186
4.3. Géochimie en roche totale	189
4.4. Calcul théorique de la quantité d'uranium initiale portée par les phases accessoires des porphyres granitiques.....	203
4.5. Composition chimique des fluides hydrothermaux piégés dans les plans d'inclusions fluides de quartz magmatiques.....	205
5. Discussion	207
5.1. Séquence paragénétique.....	207
5.2. Mobilisations élémentaires	210
5.3. Echanges élémentaires fluide-roche lors de la phase d'altération à illite-sudoïte±susoïte	213
5.4. Les granites porphyres d'Eagle Point : une source d'uranium et de terres rares majeure pour la formation des minéralisations de type discordance?	218
6. Résumé et conclusion.....	221

PARTIE 4..... 231

Circulations de fluides météoriques tardifs dans le socle du bassin d'Athabasca : remobilisations des minéralisations uranifères de type discordance sous forme de fronts d'oxydo-réduction et kaolinisation massive

Exemple des gisements de P-Patch et d'Eagle Point

1. Introduction	235
2. Echantillonnage.....	236

3. Résultats de l'étude	238
3.1. Etudes pétrographique et minéralogique des échantillons	238
3.2. Détermination des porteurs du fer et de leur zonalité dans les zones minéralisées par spectroscopie Raman	247
3.3. Caractéristiques minéralogiques et chimiques des minéralisations uranifères	249
3.4. Etude des minéraux d'altération présents dans les trois zones par sonde électronique et diffraction des rayons X (DRX).....	254
3.5. Variabilité des compositions chimiques des alumino-phosphates de terres rares (APS) dans les zones de fronts minéralisés	264
3.6. Géochimie en roche totale des différentes zones des fronts d'oxydo-réduction à uranium	270
3.7. Comportement des terres rares dans les fronts minéralisés : comparaison des analyses en roche totale et des analyses in-situ par sondes ioniques IMS-3f et IMS-7f des oxydes d'uranium.....	277
4. Discussion	282
4.1. Séquence paragenétique.....	282
4.2. Mobilités élémentaires associées à la formation des fronts d'oxydo-réduction à uranium	286
4.3. Comparaison des fronts d'oxydo-réduction du socle du bassin d'Athabasca et des fronts d'oxydo-réduction à uranium dans d'autres contextes	288
4.4. Conditions physico-chimiques de formation des fronts d'oxydo-réduction à uranium du socle du bassin d'Athabasca	290
4.5. Kaolinisation tardive du socle du bassin de l'Athabasca.....	293
4.6. Temporel et géodynamique.....	293
5. Conclusion.....	295

PARTIE 5..... 301

Synthèse et conclusion

1. Caractéristiques des minéralisations uranifères dans les gisements entièrement inclus dans le socle du bassin d'Athabasca.....	303
1.1. Les minéralisations uranifères de type discordance.....	303
1.2. Les minéralisations tardives de type front d'oxydo-réduction à uranium.....	305
2. Circulations fluides dans les roches du socle du bassin d'Athabasca.....	306
2.1. Les fluides métamorphiques	306
2.2. La circulation des saumures.....	306
2.3. Les fluides météoriques tardifs	307
3. Altérations des lithologies du socle durant les différents épisodes de circulations fluides	308
3.1. Altération associée à la circulation des saumures	308
3.2. Altération associée à la circulation des fluides météoriques.....	309
3.3. Variations des conditions d'oxydo-réduction	309
4. Mobilités élémentaires dans le socle du bassin d'Athabasca lors des différents épisodes de circulation fluide.	310
4.1. Mobilités élémentaires dans le socle associées à la formation des minéralisations de type discordance	310

4.2. Mobilités élémentaires associées à la formation des minéralisations de type front d'oxydo-réduction.....	313
5. Le socle : une source majeure d'uranium et de terres rares pour la formation des minéralisations du bassin d'Athabasca ?	314
5.1. Cas de l'uranium.....	314
5.2. Cas des terres rares.....	315
6. Comparaison socle-bassin	318
7. Modèle conceptuel de genèse des gisements d'uranium du socle du bassin d'Athabasca.....	319
8. Perspectives	325

<u>BIBLIOGRAPHIE</u>	<u>327</u>
-----------------------------------	-------------------

<u>TABLE DES FIGURES.....</u>	<u>341</u>
--------------------------------------	-------------------

<u>TABLE DES TABLEAUX</u>	<u>353</u>
--	-------------------

<u>ANNEXES.....</u>	<u>357</u>
----------------------------	-------------------

Introduction générale

1. Contexte général de l'étude

439 réacteurs nucléaires sont actuellement en service à travers le monde pour produire de l'électricité. L'augmentation de la demande mondiale en énergie ainsi que la volonté de lutte contre les effets du réchauffement climatique provoqués par la combustion des énergies fossiles vont nécessairement se traduire par une croissance de la production de l'électricité nucléaire et de donc la demande en combustible pendant les prochaines décennies.

Au 1^{er} janvier 2001, les ressources mondiales récupérables à des coûts inférieurs ou égaux à 80 \$/kg d'uranium s'élevaient à 3.1 millions de tonnes, soit près de 40 années de consommation mondiale au rythme de la production d'électricité nucléaire de l'époque (source IAEA/OCDE, 2002). Le prix spot bas de l'uranium pendant les dernières dizaines d'années (jusqu'à 7 \$/lb) ainsi que politique de la diminution massive des stocks nucléaires militaires accumulés lors de la guerre froide, ont fortement limité l'exploration de l'uranium aux gisements les plus rentables (gisements de type discordance canadiens par exemple), ayant pour conséquence une très faible augmentation des réserves entre 2001 et la période actuelle.

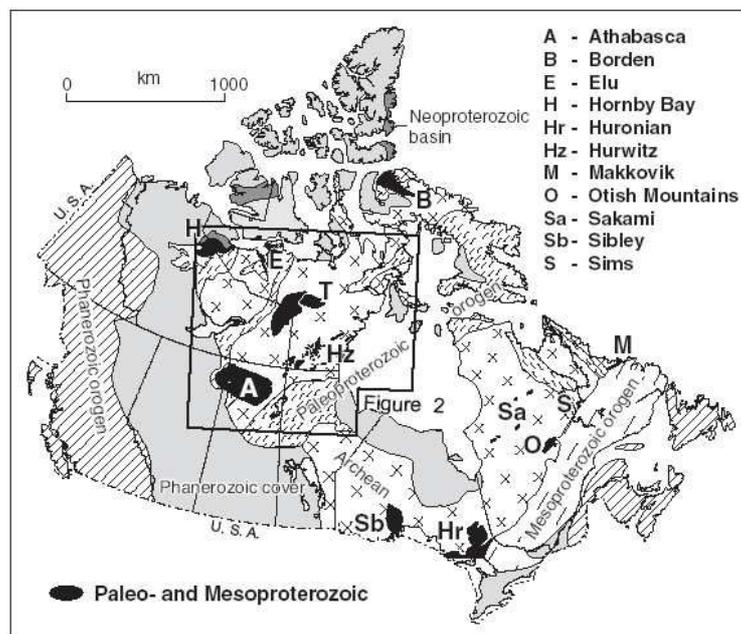


Figure 1 : Bassins Paleo- à Mesoproterozoïques du bouclier canadien. Le bassin d'Athabasca, représenté par la lettre A, est le plus important d'entre eux en terme de taille mais aussi de découvertes uranifères (d'après Jefferson et al., 2007)

La nouvelle politique énergétique mondiale ainsi que l'absence de découvertes majeures ont favorisé, depuis trois ans, une remontée marquante du prix spot de l'uranium jusqu'à des niveaux records de 130 \$/lb en juin 2007. Dans ce nouveau contexte économique, des multiples projets d'exploration ont été lancés concernant de nouveaux districts uranifères

potentiels mais aussi des zones dites matures comme le bassin d'Athabasca (Province de la Saskatchewan, Canada ; Figure 1). Ce bassin, qui concentre les gisements les plus riches au monde (comme McArthur River ou Cigar Lake), est ainsi redevenu l'objet d'intenses campagnes géophysiques et de forage à la recherche de nouvelles occurrences uranifères, en particulier dans le socle.

2. Etats des lieux des connaissances sur les gisements dits de type discordance du bassin d'Athabasca

2.1. Contexte géologique et structural du bassin d'Athabasca

2.1.1. Le bassin d'Athabasca

Le bassin, dans ses dimensions actuelles, est essentiellement constitué de sédiments déposés dans des conditions fluviales et parfois marines de faible profondeur, sous atmosphère oxygénée (Ramaekers, 1990 ; Ramaekers et al., 2007). Il se subdivise en trois sous-bassins : les sous-bassins de Jackfish, de Mirror et de Cree (Figure 2). Les sédiments sont essentiellement constitués de grès arénitiques, de conglomérats ainsi que de shales et de dolomies uniquement préservés dans la structure Carswell (Ouest Athabasca). Les grès sont matures et une très faible quantité de minéraux autres que le quartz (silicates ou minéraux accessoires) est observée. Cet assemblage sédimentaire correspond à quatre séquences de dépôt entre 1760 et 1500 Ma ponctuées par des épisodes érosifs (Ramaekers et al., 2007). Les sources les plus probables des sédiments sont le démantèlement des chaînes orogéniques Trans-Hudson et Thelon-Talston (Macdonald, 1980 ; Hoeve and Quirt, 1984 ; Rainbird et al., 2007).

La profondeur d'enfouissement maximale du bassin est estimée à 5 km (Pagel, 1975b) et à probablement été atteinte vers 1400-1500 Ma (Bell et Macdonald, 1982 ; Armstrong et Ramaekers, 1985 ; Kotzer et Kyser, 1993 ; Laverret, 2002). La température des fluides diagénétiques était comprise, à cette période, entre 180 et 200°C (Pagel, 1975b ; Hoeve et Quirt, 1984 ; Kotzer, 1993 ; Derome et al., 2005).

2.1.2. Le socle

Le bassin d'Athabasca repose en discordance sur un socle magmatique, métamorphique et volcanique d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur. Ce socle est situé dans la partie sud-ouest de la province structurale de Churchill, qui appartient à un ensemble de cratons archéens, de ceintures orogéniques protérozoïques et d'arcs magmatiques de marges continentales constituant le bouclier canadien (Figure 1). Ce dernier s'est principalement formé pendant d'importants processus d'accrétion et de collision de méga-continentes durant la période 1700-

2000 Ma. Le socle de la province de Churchill peut être séparé en plusieurs unités crustales, chacune pouvant elle-même être divisées en zones lithotectoniques majeures (Lewry et al., 1985). Les trois zones lithotectoniques sous le bassin d'Athabasca sont, de l'est à l'ouest : la Province de Hearne (ou zone mobile de Cree Lake), la Province de Rae (ou Craton Ouest) et la zone magmatique de Talston (Card et al., 2007 ; Figure 3)

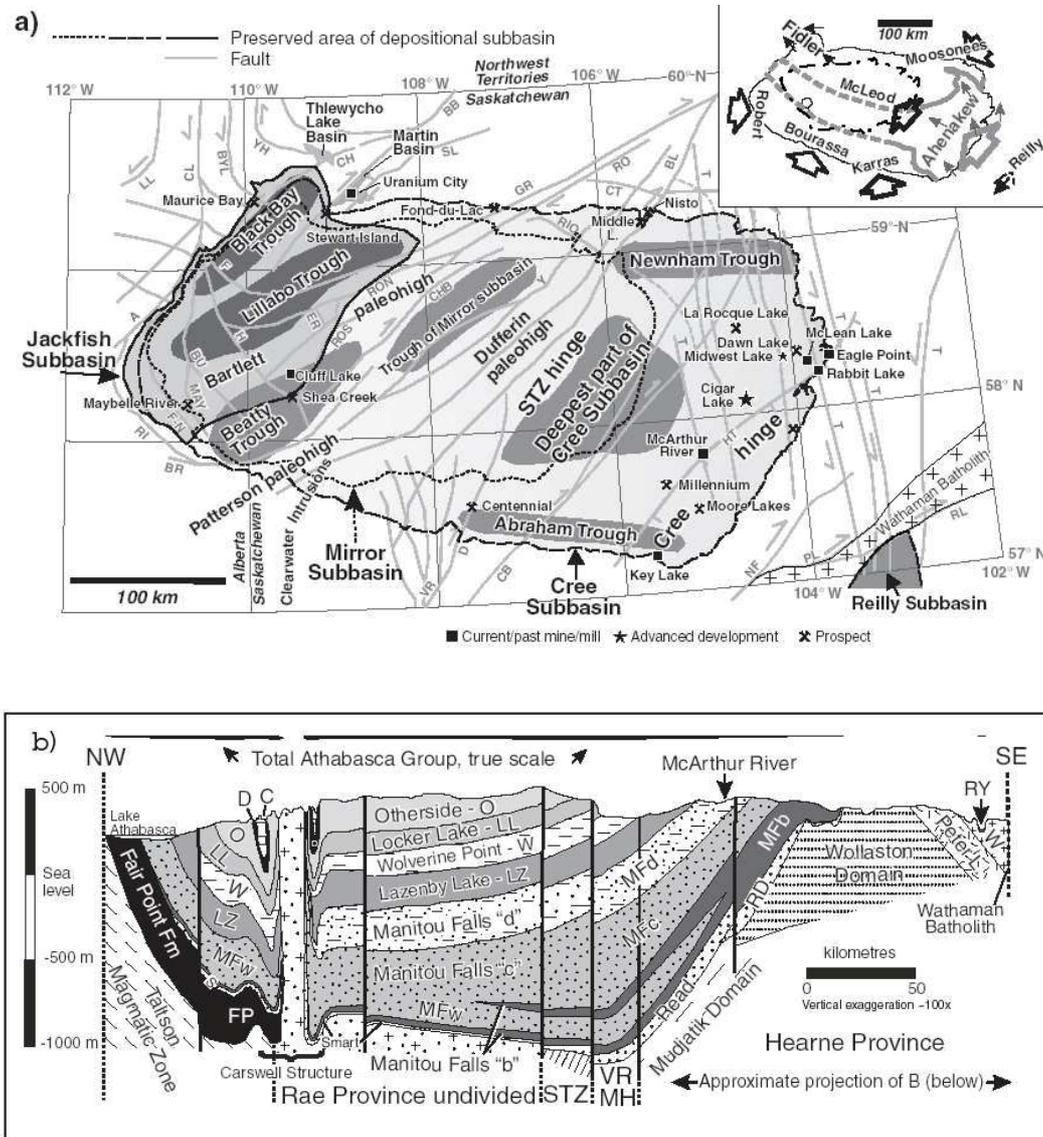


Figure 2 : a) Subdivisions stratigraphiques du bassin d'Athabasca et localisation des sous-bassins et failles majeures. Les principaux gisements sont localisés. Le descriptif exhaustif de la figure est présenté dans Jefferson et al. (2007). b) Coupe lithostratigraphique du bassin d'Athabasca passant par la structure Carswell (d'après Ramaekers, 1990 ; Ramaekers et al., 2007). Des failles, représentées aussi dans a), recoupent l'ensemble des formations sédimentaires du bassin. Initialement hudsoniennes, elles ont contrôlé les dépôts des sédiments par leur activité. Elles ont été réactivées à de multiples reprises au moment du dépôt des minéralisations. MFw : Warnes Member. (d'après Jefferson et al., 2007)

La province de Hearne est formée de roches métasédimentaires aphébiennes reposant en discordance sur des graniotoïdes gneissiques archéens. Elle est constituée, sous le bassin d'Athabasca, des domaines Wollaston, Mudjatik et Virgin River. L'Orogène Trans-Hudson (ca 1.86-1.72 Ga), à l'origine de la formation de la zone de contact entre les domaines

Wollaston et Mudjatik, a entraîné de profondes phases de métamorphisme, d'anatexie et déformations (Annesley et al., 2005).

La province de Rae est constituée, sous le bassin d'Athabasca, des domaines de Zemplak, de Beaverlodge, de Tantato, de Lloyd et de Clearwater (Card et al., 2007). La province de Rae correspond à un craton de croûte archéenne recouvert en discordance par des roches métasédimentaires aphébiennes plissées. Les roches de la Province de Rae ont subi un métamorphisme de haut degré jusqu'à l'anatexie lors de l'Orogène Thelon-Talston (ca 1.9 Ga). La zone tectonique de Snowbird correspond à la suture des deux provinces de Rae et de Hearne après leur collision.

Sous l'ensemble du bassin d'Athabasca, le socle est altéré sur une zone de 10 à 20 m d'épaisseur moyenne, appelée régolite. L'origine de la formation de cette zone est débattue. Pour certains auteurs, elle correspond à un profil d'altération latéritique qui s'est développé avant le dépôt du bassin sédimentaire dans un environnement de type tropical puis ré-équilibré durant la diagenèse (Macdonald, 1980 ; Hoeve et Quirt, 1984 ; Macdonald, 1985) alors que pour d'autres, elle provient d'une altération des roches du socle après le dépôt du bassin par percolation des saumures diagénétiques (Cuney et al., 2003).

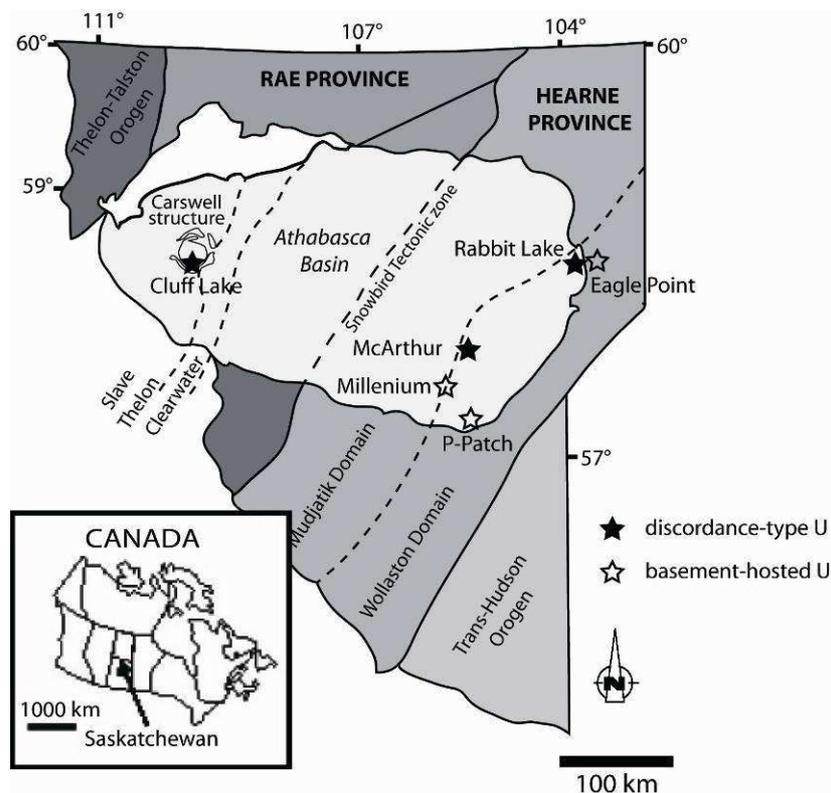


Figure 3 : Zones lithotectoniques et domaines lithostructuraux du socle d'Athabasca. Certains des principaux gisements d'uranium ont été localisés et représentés en fonction de leur position par rapport à la discordance (modifié de Card et al., 2007)

2.2. Caractéristiques géologiques des minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca et modèles de genèse proposés

2.2.1. Caractéristiques géologiques des minéralisations du bassin d'Athabasca

Les gisements uranifères connus de type discordance du bassin d'Athabasca se sont formés majoritairement au voisinage de la discordance socle-couverture et sont généralement localisés à l'intersection d'un ou plusieurs systèmes de failles inverses riches en graphite (Hoeve et Sibbald, 1978 ; Hoeve et al, 1980 ; Hoeve et Quirt, 1984 ; Sibbald, 1985 ; Quirt, 1989 ; Jefferson et al, 2007 parmi d'autres ; Figure 4). La minéralisation uranifère est majoritairement constituée d'oxydes d'uranium (pechblende et uraninite) et de leurs produits d'altération (coffinite ou uranophane par exemple). La zone minéralisée est toujours entourée d'un halo d'altération argileux. Ce halo d'altération est principalement constitué de minéraux argileux (illite, chlorites et kaolinite) localement associés à la dissolution de quartz, à l'altération du graphite et à la formation de dravite (tourmaline riche en magnésium), de quartz hydrothermal automorphe et d'alumino-phosphate-sulfates.

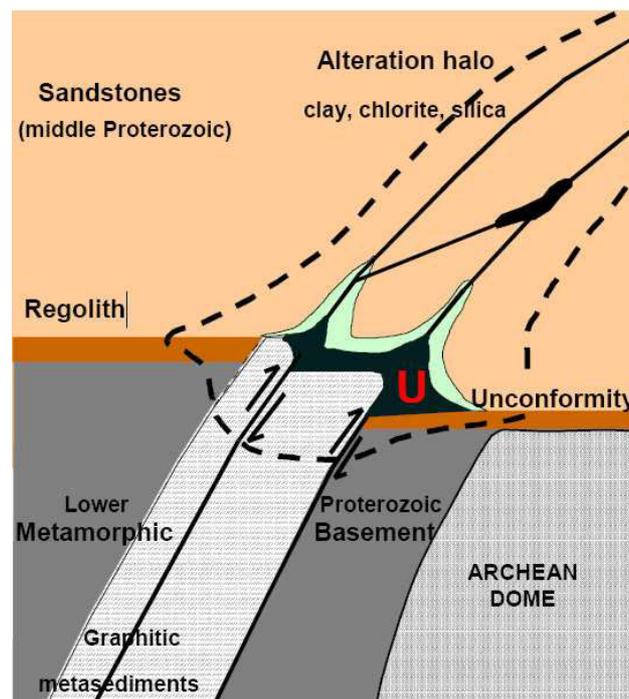


Figure 4 : Coupe schématique d'un gisement de type discordance du bassin d'Athabasca. Les minéralisations sont concentrées à la discordance entre le bassin sédimentaire et le socle mais peuvent aussi être perchées dans le bassin ou incluses dans le socle. Les gisements sont localisés à proximité de grandes structures inverses généralement riches en graphite. La formation des minéralisations s'accompagne du développement d'un halo d'altération dans le socle et dans le bassin avec possibilité de dissolution massive de quartz (zone verte)

Dans ces zones, les grès sont blanchis par lessivage de l'hématite détritique, ce processus étant un des phénomènes d'oxydation et de réduction touchant le fer dans ces environnements

(en plus des hématisations et formation de pyrite et de sidérite par exemple). Les principaux gisements connus sont situés sur les zones de cisaillement du socle, comme peut l'être la transition des domaines Wollaston et Mudjatik. Bien que ces caractéristiques soient communes à l'ensemble des gisements dits de type discordance, de nombreuses variations existent :

Deux types de paragenèse pour les minéralisations existent : les paragenèses dites polymétalliques, riches en oxydes d'uranium, en éléments métalliques (Ni, Cu, Co, Fe, V, Zn, Mo et Au pour les principaux) et en arsenic, et les paragenèses dites monométalliques, riches en oxydes d'uranium mais pauvres en éléments métalliques. Cette différence paragenétique est directement dépendante de la localisation des gisements par rapport à la discordance. Les gisements monométalliques sont entièrement localisés dans les lithologies du socle (Sue C, Cluff Lake, MacArthur pod 2 et Millennium par exemple) alors que les gisements polymétalliques sont situés à la discordance (Collins Bay B, Midwest, Key Lake ou Cigar Lake par exemple). Des exceptions sont toutefois observées pour plusieurs gisements (Shea Creek ou McArthur River par exemple) qui contiennent des dépôts plurimétalliques (U, V ou Cu par exemple).

Les teneurs et les tonnages des gisements sont très variables au sein du bassin, donnant des couples tonnage/teneur très contrastés (Jefferson et al., 2007). Les gisements monométalliques ont souvent été proposés à plus faible teneur que les gisements polymétalliques.

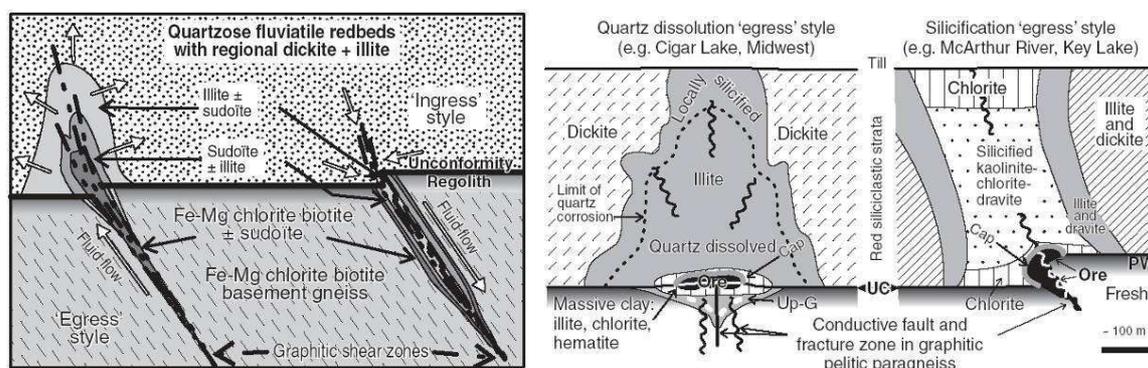


Figure 5 : Représentation schématique des altérations de type « Egress » ou « Ingress » (gauche, d'après Quirt, 1989). Le type Egress fait intervenir une remontée de fluide du socle alors que le type Ingress provient de la pénétration d'un fluide de bassin dans le socle. Les deux altérations extrêmes associées aux gisements de type Egress sont présentés à droite (d'après Matthews et al., 1997). Les illustrations présentées sont tirées de Jefferson et al. (2007)

La distribution géométrique des minéraux d'altération n'est pas identique pour les gisements situés à la discordance ou ceux localisés dans le socle permettant de distinguer deux types : le type « Ingress » et le type « Egress » (Figure 5 ; Hoeve et Quirt, 1984 ; Sibbald, 1985 ; Quirt, 1989). Le halo d'altération de type Egress, développé dans les grès, a une zonation, de la minéralisation aux grès non altérés, du type : sudoïte ± chlorite à Fe-Mg, sudoïte ± illite et illite ± sudoïte. Le type Egress peut être défini en deux sous-types : dissolution du quartz +

illite (par exemple gisement de Cigar Lake, Figure 5) et silicification précoce + illite-kaolinite-chlorite postérieures + dravite (par exemple gisement de McArthur River). Pour le halo d'altération de type Ingress, développé dans le socle, la zonation, de la minéralisation aux lithologies fraîches, est la suivante : illite \pm sudoïte, sudoïte \pm illite et sudoïte \pm chlorite à Fe-Mg. Cette zonation d'altération est similaire mais inversement développée par rapport à l'altération autour des gisements de type Egress (Quirt, 1989 ; Figure 5).

La plupart des âges obtenus pour les gisements d'uranium de type discordance se situent entre 1330 et 1380 Ma (Cumming et Krstic, 1992 ; Philippe et al., 1993 ; Kister, 2003). Des mesures récentes ont permis de déterminer des âges plus anciens comme à McArthur River (Cumming et Krstic, 1992 ; Fayek et al., 2002b ; Kister, 2003 ; Alexandre et al., 2009), Sue (Fayek et al., 2002b) et Cigar Lake (Fayek et al., 2000 ; Fayek et al., 2002a). Ces âges plus anciens (1590 Ma à McArthur River par exemple ; Alexandre et al., 2009) sont-ils limités à certains gisements ou peuvent-ils être étendus à l'ensemble des gisements du bassin ? De plus, de nombreux âges, compris entre 1300 et 800 Ma et entre 400 Ma et l'actuel, ont été aussi mesurés dans la plupart des gisements. Les circulations les plus tardives, faisant intervenir des fluides météoriques (Hoeve et Quirt, 1984 ; Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995) semblent avoir été de forte ampleur mais leur impact sur les minéralisations de type discordance est mal connu. Par contre, il est encore difficile de dire si les différents âges obtenus correspondent à des épisodes de dépôt d'uranium ou à des épisodes de recristallisation de minéralisations antérieures.

2.2.2. Les modèles de genèse

Plusieurs modèles ont été successivement proposés pour expliquer la formation de gisements de type discordance et sont résumés dans Quirt (1997): le modèle supergène (Knipping, 1974 ; Langford, 1978), le modèle magmatique hydrothermal (Binns et al., 1980) et le modèle diagénétique hydrothermal (Hoeve et Sibbald, 1978 ; Hoeve et al., 1980 ; Hoeve et Quirt, 1984). Les deux premiers modèles, au fur et à mesure de la découverte des gisements et de l'acquisition de nouvelles observations, ont été abandonnés au profit du troisième. Pour ce modèle, les minéralisations uranifères résultent de l'interaction à la discordance d'un fluide oxydant enrichi en uranium en provenance du bassin sédimentaire et d'un fluide réducteur de socle circulant par l'intermédiaire des failles. La mise en circulation des deux types de fluides et leur mélange sont directement dépendants d'épisodes de réactivations tectoniques.

Pour expliquer l'existence des gisements monométallique et polymétallique, Fayek et Kyser (1997) ont précisé ce modèle (Figure 6). Pour les auteurs, la formation des gisements polymétalliques à la discordance provient du mélange d'un fluide de bassin riche en uranium et terres rares lourdes avec un fluide de socle riche en terres rares, métaux de base (Ni, Co, Fe, V, Zn, Mo) et arsenic. Le mélange permet d'obtenir des oxydes d'uranium à forte teneur en terres rares et avec un rapport terres rares légères/terres rares lourdes proche de 1. Pour les gisements monométalliques du socle, le seul fluide de bassin intervient, la réduction étant effective par les roches du socle comme l'ont démontré Quirt (1989) et Komninou et

Sverjensky (1995) pour les gisements de type discordance dans le socle australien. Les oxydes d'uranium sont alors caractérisés par une faible teneur totale en terres rares et un rapport terres rares légères/terres rares lourdes supérieur à 1.

Les études des inclusions fluides piégées dans les quartz hydrothermaux contemporains des minéralisations du gisement de McArthur River (Derome et al., 2005) n'ont pas permis de mettre en évidence un fluide de socle tel qu'il a été proposé dans le modèle diagénétique-hydrothermal, c'est-à-dire un fluide chaud, réduit et riche en métaux de base. Deux saumures de compositions chimiques distinctes, l'une riche en sodium et l'autre riche en calcium, ont par contre été observées. La première saumure correspond à la saumure diagénétique du bassin sédimentaire, la seconde est interprétée comme provenant de l'interaction de la saumure diagénétique avec les lithologies du socle. La mesure des concentrations en uranium des deux types de saumures ont montré que la saumure calcique est jusqu'à dix fois plus concentrée en uranium que la saumure diagénétique (Richard et al., 2008).

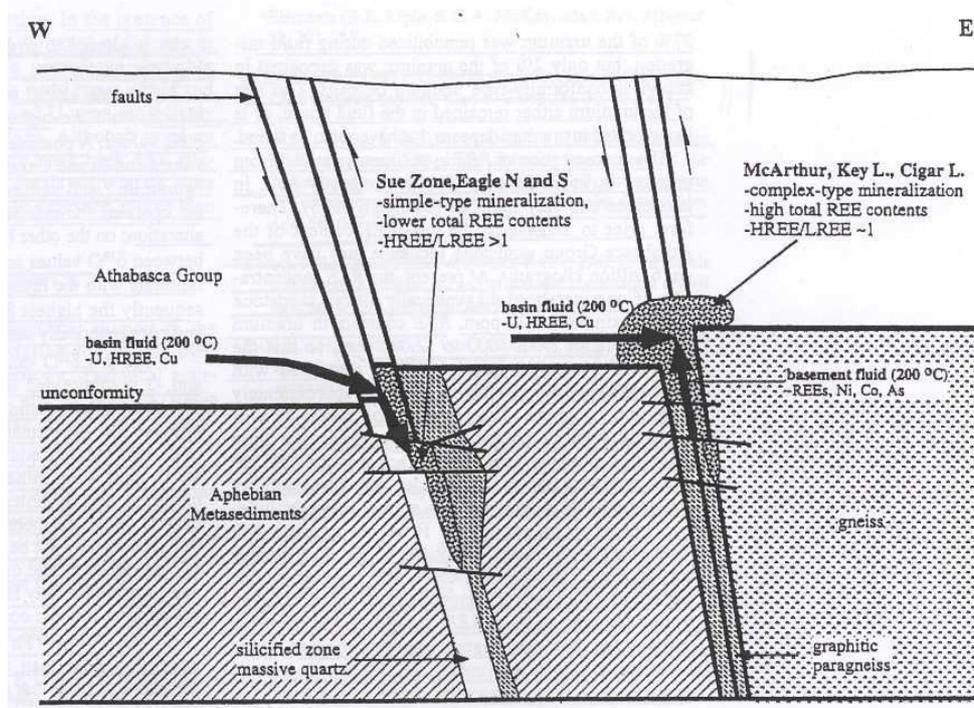


Figure 6 : Coupe schématique des deux types de gisements de type discordance (gisement à la discordance et gisement de socle) du bassin d'Athabasca. La formation des gisements de socle ferait intervenir un seul fluide de bassin alors que la formation des gisements à la discordance nécessiterait l'interaction de deux fluides, l'un du bassin et l'autre du socle (d'après Fayek et Kyser, 1997).

3. Objectif de l'étude

Les gisements uranifères de type discordance ont fait l'objet de nombreux travaux de recherche depuis plusieurs décennies faisant intervenir une multitude de méthodes analytiques et permettant d'obtenir des avancées significatives sur les possibles conditions de formation de ces gisements. Toutefois plusieurs questions cruciales n'ont pas encore trouvé de réponse,

et concernent principalement le rôle du socle dans la formation des minéralisations. Elles peuvent être résumées comme suit :

- Les minéralisations localisées entièrement dans le socle appartiennent-elles bien au type discordance ? Ont-elles les mêmes caractéristiques isotopiques, géochimiques et les mêmes compositions chimiques que celles localisées à la discordance ?
- Est-ce que les lithologies du socle sont une source d'uranium et de terres rares majeure pour la formation des minéralisations dans les deux types d'environnement (grès et socle) ?
- Le socle donne-t-il une empreinte aux minéralisations qu'il encaisse, particulièrement du point de vue chimique, par exemple pour les gisements de d'Eagle Point (Cu) et de Sue C (V)?
- Peut-on mettre plus facilement en évidence dans les roches du socle, par rapport aux échantillons de grès, le processus d'oxydo-réduction permettant le dépôt de l'uranium?
- Quelle est l'ampleur de la circulation dans le socle des saumures diagénetiques en provenance du bassin ? Qu'elles sont les modifications, pour le fluide et le socle, engendrées par cette circulation ? - Quel est le rôle des structures et microstructures hudsoniennes pour la circulation des saumures contemporaines des minéralisations ?
- Peut-on définir clairement dans le socle les différentes étapes de formation des minéraux argileux constitutifs des halos d'altération ? A quel moment, durant la formation de ce halo d'altération, cristallisent les oxydes d'uranium ?
- Peut-on apporter de nouvelles informations permettant de conclure sur l'existence d'un seul évènement minéralisateur ou sur plusieurs phases de dépôt à chaque réactivation tectonique ?
- Quel a été l'impact de la circulation des fluides météoriques tardifs dans le socle, surtout pour les minéralisations de type discordance ?

Le problème majeur concernant la détermination du rôle joué par le socle dans la formation des minéralisations de type discordance est l'absence de forages profonds dans cet environnement. Les programmes d'exploration des dernières décennies ont favorisé la réalisation de centaines de mètres de forage dans le bassin qui ont été malheureusement arrêtés quelques mètres après la pénétration dans le socle. Cette lacune d'échantillonnage a rendu difficile la compréhension des phénomènes géologiques touchant le socle lors de la formation des minéralisations de type discordance. Les récentes découvertes des gisements entièrement localisés dans le socle (comme P-Patch ou Millennium, en plus de celui d'Eagle Point) ont changé la donne et permis d'obtenir les échantillons tant attendus.

4. Axes de recherche

Afin de répondre aux questions précédemment posées, une étude multidisciplinaire a été entreprise sur les trois gisements de socle de P-Patch, du Millennium et d'Eagle Point (Figure 3). Elle comprend cinq axes de recherche principaux :

i) La caractérisation de la composition chimique, de la teneur en terres rares ainsi que la détermination de l'âge isotopique U-Pb des oxydes d'uranium des gisements de socle.

Une base de données exhaustive est actuellement disponible sur les minéralisations uranifères des gisements localisés à la discordance du bassin d'Athabasca, grâce aux études réalisées entre autre par le département de sciences géologiques de l'université du Queens (Ontario, Canada) et par le laboratoire UMR G2R (Nancy, France).

Afin de pouvoir comparer ces données avec celles des gisements de socle récemment découverts et ainsi pouvoir déterminer les liens génétiques possibles entre ces deux types de gisement, les minéralisations des trois gisements de socle ont fait l'objet d'une même méthodologie d'étude. Les zones les plus homogènes et les moins altérées ont été premièrement sélectionnées par études microscopiques et par analyse chimique à l'aide d'analyse in-situ par sonde électronique. Une fois cette sélection effectuée, les oxydes d'uranium ont été analysés par microsonde ionique afin de déterminer leur âge isotopique ainsi que les abondances en terres rares ;

ii) La détermination des différents types de fluides (métamorphiques, hydrothermaux) ayant circulé dans le socle, la quantification des proportions relatives de chaque type de fluides en fonction du degré d'altération des échantillons, ainsi que la mesure de leurs directions majeures de circulation. Une étude spécifique a été réalisée afin de connaître le rôle des microstructures métamorphiques dans la circulation des saumures contemporaines des minéralisations ;

Les structures métamorphiques hudsoniennes sont présentées comme une des clés de la formation des gisements de type discordance grâce aux circulations fluides qu'elles permettent d'engendrer dans les deux environnements (socle et bassin). A par quelques synthèses structurales à grande échelle publiées pour la zone de cisaillement Wollaston-Mudjatic (Annesley et al., 2005 en particulier) ou l'étude de la formation des brèches des gisements de Sue (Lorilleux, 2001), peu de données structurales sont présentées à l'échelle des gisements et ne permettent donc pas d'exhaustivement connaître l'impact des structures métamorphiques sur la circulation des fluides minéralisateurs.

Afin de répondre à cette question, une étude détaillée de la microfracturation des roches du socle a été réalisée à partir d'échantillons orientés du gisement de P-Patch. Elle comprend la mesure des directions et des pendages des plans d'inclusions fluides, le comptage des

différentes familles de plans et la détermination de la composition chimique des fluides piégés dans les inclusions fluides par microthermométrie et spectroscopie Raman.

iii) La détermination des modifications minéralogiques touchant les lithologies du socle lors de la circulation des saumures et des mobilités élémentaires qui en découlent. La comparaison des stades successifs d'altération avec les paragenèses associées aux minéralisations uranifères primaires a été aussi effectuée afin de replacer chronologiquement ces dernières dans le développement des processus d'altération du socle.

Le dépôt des minéralisations de type discordance s'accompagne de la formation d'un halo d'altération hydrothermal, plus ou moins développé dans le bassin ou dans le socle en fonction de la localisation du gisement par rapport à ces deux environnements. Ce halo d'altération est riche en minéraux argileux (illite, chlorites principalement) porteurs de potassium, magnésium ou de fer par exemple. La formation de ces minéraux a nécessité l'altération de minéraux sources et le transport des éléments lessivés jusqu'au halo. Ces deux processus majeurs sont mal connus. Est-ce que tous les minéraux originaux s'altèrent en même temps ? Est-ce que la formation des minéraux secondaires et fonction de la composition du minéral original altéré ? Quels sont les transferts élémentaires entre socle et bassin lors de la formation des minéralisations de type discordance ?

Afin de répondre à ces questions, une lithologie magmatique, les pegmatoïdes, a été systématiquement échantillonnée dans les forages d'exploration du gisement de P-Patch pour les différents degrés d'altération hydrothermale. Ils ont été étudiés par microscopies afin d'observer les transformations minéralogiques associées à chaque stade d'altération, les différentes phases primaires et d'altération ont été analysées par sonde électronique et une analyse par roche totale pour les éléments majeurs a été réalisée pour chaque échantillon. Cette analyse a été corrigée grâce à la mesure de la densité afin de réellement déterminer les mobilités des éléments majeurs à chaque étape de l'altération hydrothermale entre la roche et les fluides.

iv) Les altérations et mobilités élémentaires lors des différentes étapes de circulation fluide, de la circulation des fluides métamorphiques à la circulation des fluides actuels.

La minéralogie actuelle du socle autour des gisements d'uranium et le résultat de plusieurs grands épisodes de circulation fluide, impliquant des fluides de compositions totalement différentes (saumures ou fluides météoriques par exemple). Il est important de pouvoir quantifier les altérations et mobilités élémentaires associées à chacun de ces stades majeurs d'altération, en particulier pour l'uranium et les terres rares.

Pour ce faire, une lithologie présentant les principaux types d'altération connus dans les halos d'altération de type discordance, les porphyres granitiques, a été échantillonnée dans le gisement d'Eagle Point. Chaque échantillon a fait l'objet d'une même méthodologie faisant

successivement intervenir (a) les microscopies optique et électronique afin de connaître la minéralogie initiale et les minéralogies des différentes phases d'altération, (b) la sonde électronique afin de déterminer la composition des phases primaires et d'altération porteuses d'uranium et de terres rares et (c) l'analyse par roche totale de chaque type d'altération afin de déterminer les mobilités élémentaires associées à la circulation de chaque grande famille de fluide et de calculer si le socle peut être une source des éléments (U, Mg, K terres rares par exemple) enrichis dans les zones minéralisées et les halos d'altération du bassin ;

v) La description précise de l'impact, dans le socle, des circulations des fluides météoriques tardifs sur les minéralisations de type discordance et sur les minéraux constitutifs des halos d'altération.

L'impact des fluides météoriques tardifs sur les gisements de type discordance du bassin d'Athabasca n'a pas été précisément étudié. Ils sont suspectés d'être à l'origine de kaolinisation massive du halo d'altération mais leur action sur les minéralisations de type discordance n'a pas été étudiée. Il convient donc de préciser si les minéralisations primaires sont affectées et qu'elle est leur devenir.

5. Composition du mémoire de thèse

Les résultats sont présentés en quatre parties.

Dans la première partie, les résultats des analyses des oxydes d'uranium des gisements de socle ainsi que leur comparaison avec les gisements de type discordance sont présentés.

La seconde partie est consacrée à l'étude microstructurale des circulations fluides et au chimisme des fluides dans le gisement de P-Patch

La troisième partie regroupe les résultats des études minéralogiques et géochimiques effectuées sur les pegmatoïdes de P-Patch et les porphyres granitiques d'Eagle Point.

Dans la quatrième et dernière partie sont présentées les conséquences des circulations des fluides météoriques sur les minéralisations et les halos d'altération de type discordance.

En conclusion, les résultats obtenus dans cette étude sont comparés aux données précédemment obtenues sur les gisements de type discordance, qu'ils soient localisés à la discordance ou dans le socle, afin de proposer une amélioration des modèles génétiques actuellement admis pour la formation des minéralisations exceptionnelles du bassin d'Athabasca.

Partie 1

Les oxydes d'uranium des gisements de type discordance localisés dans le socle du bassin d'Athabasca : étude minéralogique, chimique, isotopique et mesure des abondances relatives en terres rares par sonde ionique

Comparaison avec les oxydes d'uranium des gisements localisés à la discordance

Les enjeux de cette partie

Les modèles génétiques proposés pour la formation des minéralisations de type discordance du bassin d'Athabasca font intervenir des processus distincts pour la formation des minéralisations localisées à la discordance (comme pour le gisement de Cigar Lake par exemple) ou entièrement dans le socle (comme le gisement d'Eagle Point par exemple). Ces modèles ont été formalisés depuis plusieurs décennies (Quirt, 1989) et ont fait l'objet de régulières remises en cause et modifications au fur et à mesure des progrès analytiques et des découvertes, jusqu'au dernier modèle proposée par Fayek and Kyser (1997).

Bien que les gisements à la discordance aient fait l'objet d'études poussées permettant une définition précise de leurs caractéristiques, peu de données sont actuellement disponibles sur les gisements de socle, à part pour le gisement d'Eagle Point.

Les retards analytiques pour les gisements de socle sont en passe d'être comblés grâce aux récentes découvertes des gisements de P-Patch ou du Millennium. Ces découvertes, et les études multidisciplinaires qui sont actuellement en cours, vont peut-être permettre de répondre aux questions toujours d'actualité sur la formation des gisements uranifères du bassin d'Athabasca :

Quel est le lien génétique entre les deux types de gisements ? Les fluides à l'origine de leur formation sont-ils si contrastés ?

Peut-on définir la ou les sources de l'uranium pour chacun de deux types de gisements ? Sont-elles différentes pour ces gisements ?

Quel est l'impact de la variation lithologique du socle sur la composition des oxydes d'uranium des gisements de socle ?

Les gisements à la discordance ou dans le socle se sont-ils formés à partir des mêmes événements de réactivations tectoniques favorables à la mise en circulation des fluides ?

Peut-on définir dans le socle, mieux qu'à la discordance, si les minéralisations actuellement présentes proviennent d'un seul épisode majeur de dépôt dont les oxydes d'uranium ont été postérieurement recristallisés ou si plusieurs épisodes de cristallisation ont eu lieu ?

Basement-hosted uranium oxides from Athabasca Basin: mineralogical, chemical, isotopic and by in-situ Rare Earth Elements (REE) concentrations measurement study

Comparison to uranium oxides from deposits located at the unconformity

1. Introduction

Unconformity-type deposits from the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada) are considered to be the world-richest uranium ores with the McArthur River or Cigar Lake deposits for example. The majority of the ores which have been discovered since several decades are located at the unconformity between a Paleo- to Mesoproterozoic sedimentary basin, the Athabasca Basin, and a Archean to Paleoproterozoic metamorphic to plutonic basement complex. In the last years, an other type of deposit has been drilled in the eastern part of the basin. This type is characterized by uraniferous mineralization entirely located in the basement, without any significant indication of their presence at the unconformity. Hence, their discovery with conventional methods (geophysics in particular) is harder than for unconformity-type deposits.. Few data are available for those deposits, and particularly for the mineralization, so the comparison of their characteristics and their possible genetic links with unconformity-type mineralizations is limited. Previous results on chemical dating and rare earth element (REE) abundances of uranium oxides for one of those deposits (Eagle Point deposit, (Fayek and Kyser, 1997) have led the authors to propose a precipitation of the REE and U from a basin-derived oxidized fluid. The basement lithologies would have been the reducing part of the system. This revised model, proposed by Hoeve and Quirt (1984), differs from the original diagenetic-hydrothermal model, commonly proposed for the uranium mineralization formation at the unconformity (Hoeve and Sibbald, 1978; Hoeve et al., 1980), which implies an oxidized diagenetic fluid derived from the basin and a basement-derived fluid for the reduction of uranium.

Multiple methods of isotopic U/Pb dating of uranium oxides from unconformity-type deposits allow distinguishing several episodes of oxides crystallisation or recrystallization between 1520 and 900 Ma followed by several remobilization episodes until present (Carl et al., 1992; Cumming and Krstic, 1992; Fayek et al., 2002b; Kister, 2003; Philippe et al., 1993). The most

recent isotopic U/Pb determinations estimate the deposition of the primary mineralization at 1590 Ma (McArthur River deposit; Alexandre et al., 2009). Recent work about REE abundances in uranium oxides from the Athabasca Basin demonstrated that REE are weakly sensitive to alteration (Bonhoure et al., 2007), even in zones where fluids have circulated from the primary oxide crystallisation to present time. So, a detailed and multi-technique approach (SEM and EMP detailed analyses, chemical and isotopic dating, REE abundance measurements) of the different types of basement-hosted mineralization is necessary to confirm the degree of similarity between these mineralization types and the well-known mineralizations located at or above the unconformity to check their possible genetic hypothesis.

The aim of this work is to study the chemical and isotopic compositions (EMP analyses, chemical ages, U/Pb and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating and REE abundances) of different uranium oxide mineralization from three basement-hosted deposits: Eagle Point, Millennium and P-Patch (East Athabasca). These results will be compared to those previously obtained on unconformity-type mineralizations in order to determine the degree of synchronism between fluid circulation and mineralization events in both environments, to check the ore formation hypothesis and to evaluate the impact of each alteration period on the distribution of the primary uranium mineralization.

2. Geological context

2.1. The P-Patch deposit

The P-Patch deposit is located on the South-Eastern margin of the Athabasca Basin, three kilometers to the East from the former Key Lake uranium mine (Figure 1-1). The Athabasca Basin, 70 meters thick at the P-Path deposit, overlies basement lithologies of the Wollaston Domain (Figure 1-2), which consists of an assemblage of Archean plutonic rocks and Paleoproterozoic metasediments and granites affected by complex polyphased structural deformations and metamorphic-magmatic episodes during the Hudsonian orogeny at ca. 1.8 Ga (Annesley et al., 2005).

The basement rocks at P-Patch consist mainly of pelitic to semipelitic gneisses with an interlayer of metaderived graphitic pelitic gneiss in the central part of the deposit belonging to the Wollaston Group. Pegmatoid sills and microgranites intrude as concordant to slightly discordant lenses along the foliation of the gneisses. The local striking of the gneiss foliation and of the majority of the granitoidic sills, is particularly constant over the P-Patch deposit, and orientated N0°E to N10°E with an average dip of 30° to 60° to the East. Strong dip variations are associated with numerous local to regional SW-NE folds. Ongoing exploration drill holes on the P-Patch deposit area reveal a complex structural history still not totally understood. Preliminary results point out to three distinct brittle structure direction groups: N0°E, N70°E and N150°E. The main fault around the P-Patch deposit appears to be a N0° to

N10°E normal fault which, however, has no structural control on the mineralization. The oldest mineralizations intercepted in the P-Patch deposit are associated with a dravite breccia striking N70°E. This direction is similar to that of the major Key Lake Fault on which several uraniumiferous prospects are located (GAX and BV zone for example, Figure 2-2). However, the main uranium mineralization is represented by secondary pitchblende with minor coffinite hosted by pelitic gneisses and pegmatoids (Wheatley and Tan, 1998).

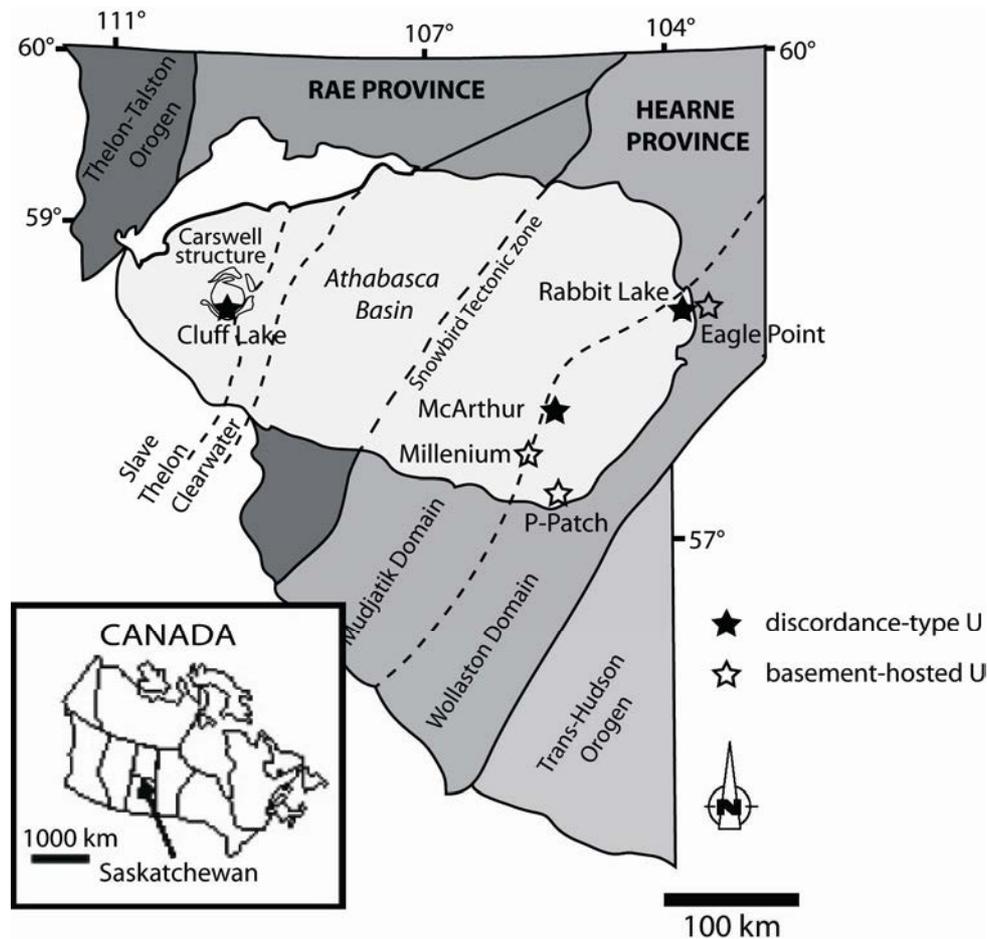


Figure 1-1 : location of the Millennium, Eagle Point, P-Patch and the main unconformity-type uranium deposits in Athabasca Basin (modified from Card et al., 2007)

Four major alteration zones have been identified in the P-Patch basement rocks. The first one corresponds to the regolith type of alteration of the basement lithologies immediately underlying the unconformity, with a thickness of 10 to 30 m. The alteration assemblage is principally composed of hematite, illite and kaolinite. The second alteration episode, dominated by chlorite, mainly affects the graphitic gneiss level in Western part of the deposit. This alteration, deep-rooted in the basement, seems to be associated with N0° and N150°E oriented fault system (Wheatley and Tan, 1998). The third alteration episode corresponds to a white to pale green alteration, associated with mineralizations of the P-Patch deposit. As other unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, this white to pale green alteration is composed by an assemblage of illite and sudoite (Al-Mg di-trioctahedral chlorite)

and is contemporaneous with the uraniferous mineralizations (Hoeve and Quirt, 1984; Wheatley and Tan, 1998). Dravite (Mg tourmaline) is sometime observed in association with these clays or with uranium minerals in fractures often parallel to sub-parallel to the local foliation of enclosing gneisses. A hematite-kaolinite late alteration episode is locally superimposed onto the illite-sudoite alteration halo. It has been related to recent meteoritic water circulations (less than 300 Ma) in the basement and in the basin along reactivated faults and have remobilized the uranium minerals (Hoeve and Quirt, 1984; Halter et al., 1987; Wilson and Kyser, 1987; Kotzer and Kyser, 1995).

2.2. The Millennium deposit

The Millennium deposit is located 35 km north of the P-Patch deposit. The Millennium deposit is also hosted entirely within Wollaston Group basement rocks, close to the Wollaston and Mudjatik Domains boundary (Figure 1-1). The depth of the sedimentary cover in this zone varies from 500 to 750 meters. Paleoproterozoic metasediments are located between two granitoid units consisting of a pegmatoid-leucogranite assemblage. The metasedimentary package is composed mainly of pelitic to semipelitic gneisses, graphitic gneisses (graphitic Marker unit, for example) and calc-silicates with a mean foliation striking N0-30°E (Figure 1-2). Pegmatoid bodies intrude all of the metasediments and above the graphitic unit correspond to the “hanging wall pegmatite” which generally overlies the main uranium mineralization (Roy and Halaburda, 2006). Within the deposit area, the principal structure is a 10m thick northerly striking fault located at the base of the metamorphic sequence. At the southern part of the deposit, a steeply dipping east-striking fault displaces the Main Zone mineralization by 30-40m. Uranium monometallic mineralization, consisting mainly of uraninite, pitchblende, and coffinite, occurs within the pelitic to semipelitic assemblages, close to the graphitic Marker unit. Styles of mineralization are numerous: massive foliation-controlled replacement, bleb-like aggregates, thin discordant pitchblende veinlets and redox accumulation (Roy and Halaburda, 2006).

A hydrothermal alteration halo surrounds the mineralization and is composed of a external sericite zone transitional with the fresh enclosing rocks, an internal chlorite zone and a core illite-dark chlorite ± dravite zone associated with the mineralization (Roy and Halaburda, 2006). Microprobe U-Th-Pb chemical dating of mineralization yielded age clusters of 1350-1250 Ma for primary mineralization, 1200-900 Ma and 750-550 Ma for secondary remobilization (Annesley et al., 2007). Recent isotopic U/Pb datings on Millennium uraninites gave ages of 1590, 1430, 1350, 1275, 1090 and 825 Ma (Cloutier et al., 2008).

2.3. The Eagle Point deposit

The Eagle Point deposit is located 12 km northwest along the Collins Bay thrust fault from the former Rabbit Lake mine, along the eastern margin of Athabasca Basin. Basement rocks, also belonging to the Wollaston Group, are mainly composed of Paleoproterozoic (Aphebian) amphibolites, pelitic to semipelitic gneisses, graphitic gneisses, granitoids,

pegmatites and Archean granitoids (Figure 1-2). Athabasca Basin sandstones are only preserved to the West of the Collins Bay reverse fault. The uranium deposits are mainly located along the N45°E Collins Bay fault, which separates the Wollaston Group metasediments from the Archean granitoids of the Collins Bay Dome. Some uranium mineralizations also occur along secondary structures striking N90°E.

The alteration features are closely associated with different types of uranium mineralization and structures with illitization, chloritization and dravitization of the Paleoproterozoic metasediments. Illite is dominant in altered and mineralized zones while chlorite is more peripheral (Qirt, 1989). Kaolinite and hematite can be observed close to structures and correspond to the circulation of late meteoric fluids (Qirt, 1989; Kotzer and Kyser, 1995). The mineralization is monometallic, consisting of uraninite/pitchblende with secondary coffinite, and some native copper associated with uraninite (Qirt, 1989; Thomas, 2003). U/Pb ages on Collins Bay zone give upper intercepts at 1379 ± 6 Ma and 1342 ± 6 Ma (Cumming and Krstic, 1992). However, these results were obtained by fixing the lower intercept at 573 ± 7 Ma.

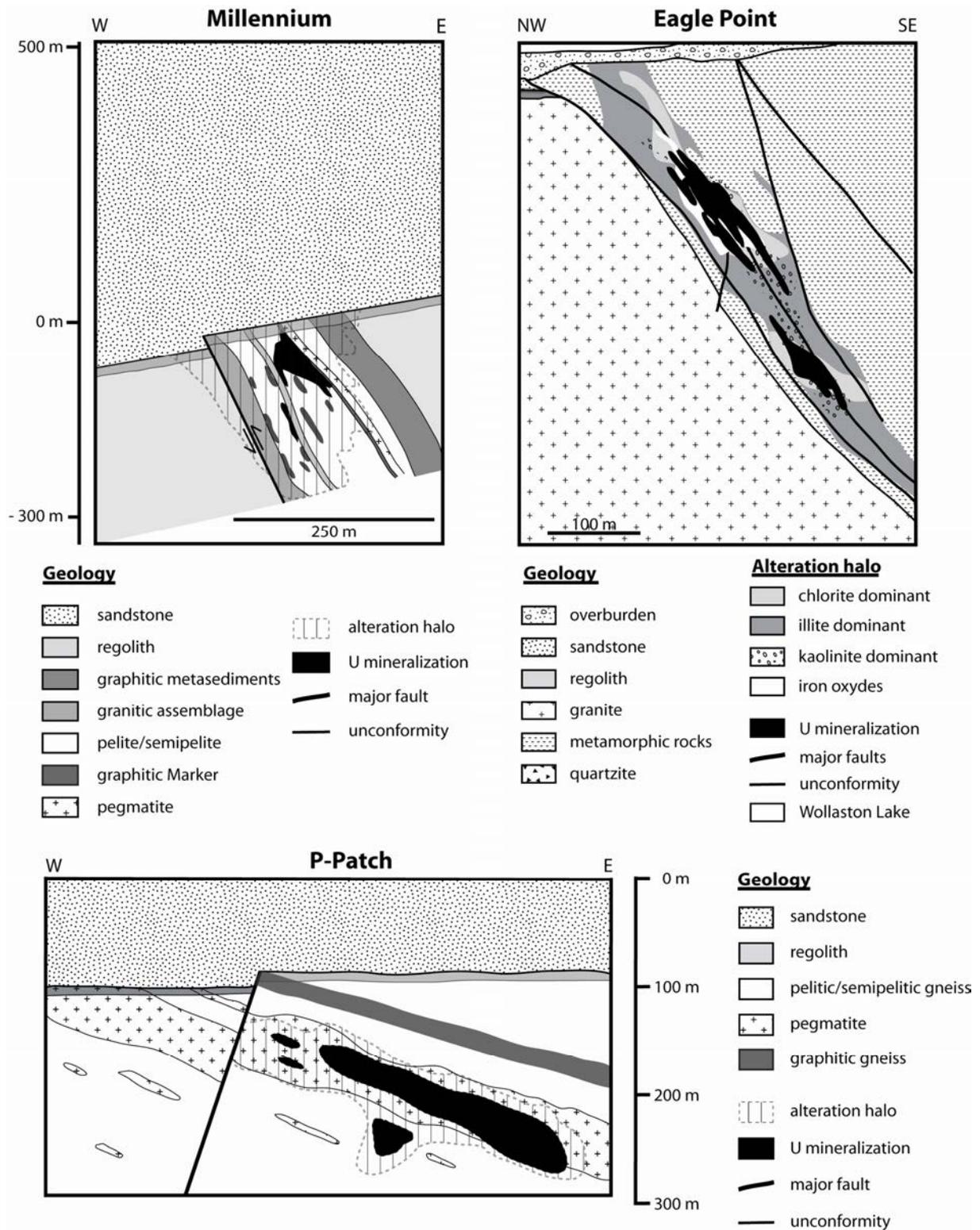


Figure 1-2 : simplified sections of the Millennium, Eagle Point and P-Patch basement-hosted uranium deposits

3. Sample selection

Eight samples from three basement-hosted uranium deposits from the East part of the Athabasca Basin (Eagle Point, Millennium and P-Patch) were studied for U/Pb isotopic dating, REE abundance determination and chemical composition analysis (Table 1-1 and Figure 1-3).

One sample from the P-Patch deposit (47-13) was collected from a U-dravite breccia crosscutting pelitic gneiss 170 m below unconformity. This vein is associated with limited host rock alteration and secondary hematite is visible in the breccia zone.

Three samples from the Millennium deposit correspond to : a massive pitchblende-uraninite monometallic mineralization in weakly altered pelitic to semipelitic gneisses (48-3), a clay-rich massive pitchblende-uraninite mineralization with a strong hematization (48-7), and a steep pitchblende vein crosscutting an altered pelitic gneiss with hexavalent yellow U minerals (uranophane, boltwoodite) at the edge of the vein (48-9).

Five samples from the Eagle Point deposit correspond to massive ore located in clay-rich basement rocks devoid of visible alteration of uranium minerals (90-8 and 90-18), to thin quartz-uranium veins cross-cutting hematized pelitic gneiss and calc-silicate (90-20 and 90-22), and to a secondary pitchblende mineralization, associated with hematite and hexavalent U minerals, within a clay-rich pelitic gneiss (90-7).

Sample	Deposit	Drillhole	Depth (m)	Unconformity depth (m)	U ore type
47-13	P-Patch	P56	273.3	105.5	U-dravite breccia
48-3	Millennium	CX48-01	684.6	578.9	massive metallic ore
48-7	Millennium	CX48-01	680	578.9	hematitic massive metallic ore
48-9	Millennium	CX48-01	698.3	578.9	Steep vein in pelitic gneiss
90-7	Eagle Point	DDH 1935	92.2	unknown	U front in pelitic gneiss
90-8	Eagle Point	DDH 1733	66.6	unknown	massive metallic ore
90-18	Eagle Point	Eagle Point Mine	unknown	unknown	massive metallic ore
90-20	Eagle Point	Eagle Point Mine	unknown	unknown	U-quartz vein in pelitic gneiss
90-22	Eagle Point	Eagle Point Mine	unknown	unknown	U-quartz vein in pelitic gneiss

Table 1-1 : characteristics of the samples from basement-hosted deposits used in this study

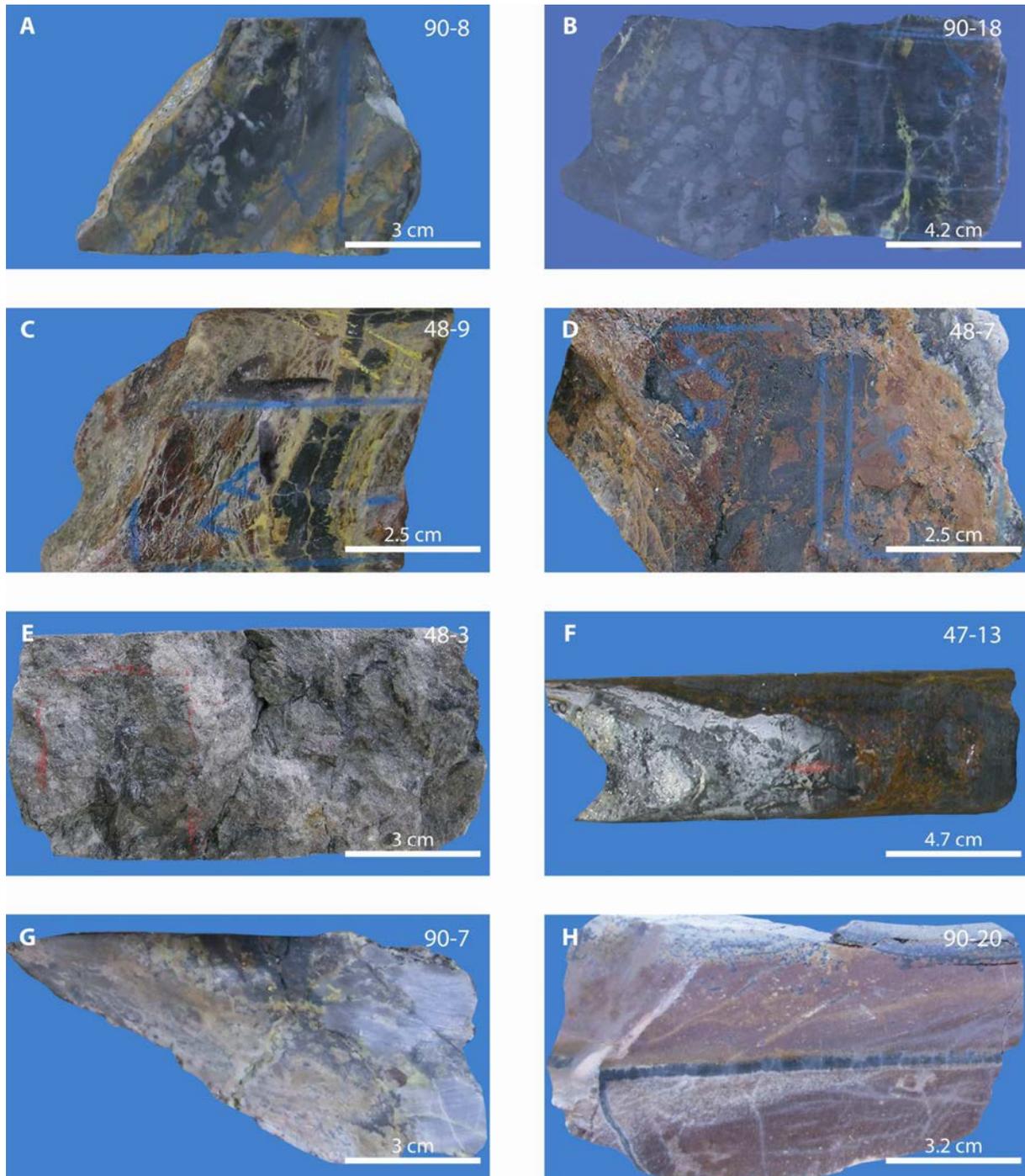


Figure 1-3 : photographs of the studied samples. A-B. massive metallic uraninite ore with clay and hexavalent uranium (yellow) minerals (Eagle Point). C. Steep pitchblende vein cross-cutting pelitic gneiss with hexavalent uranium minerals (Millennium). D. Clay-rich massive pitchblende-uraninite mineralization with strong hematization (Millennium). E. Massive pitchblende-uraninite monometallic mineralization in weakly altered pelitic gneiss (Millennium). F. U-dravite breccia with late hematization (P-Patch). G. Secondary pitchblende mineralization, associated with hematite and hexavalent U minerals (yellow), into clay-rich pelitic gneiss (Eagle Point). H. Thin quartz-uranium veins cross-cutting hematized pelitic gneiss (Eagle Point)

4. Analytical procedures

Optical and Scanning Electron Microscopy

The ore minerals were identified and observed in thin sections both by transmitted and reflected light optical microscopy and by Scanning Electron Microscopy (SEM) in Back Scattered Electron mode (BSEM). SEM used in this study is a HITACHI FEG S-4800 equipped with a Noran Vantage energy dispersive spectrometer (EDS) for spectral analysis to identify major components and their relative proportion and a PHILIPS XL30 equipped with a Kevex Sigma energy dispersive spectrometer at the SCMEM laboratory (Nancy-Université, France).

Electron microprobe

The chemical composition of uranium-bearing phases were determined by electron microprobe analyses (EPMA) using a CAMECA SX 100 at the SCMEM laboratory (Nancy-Université, France). Operating conditions are: 15kV accelerating voltage, 10 nA beam current and a 2 μm beam diameter for all elements. Peaks were counted between 20 to 50 seconds. Counting times on peaks, standards and precision are given in annexe.

Ion microprobe

U/Pb isotopic compositions and rare earth element concentrations of pitchblende and uraninite were measured with a CAMECA IMS 3f ion microprobe at the CRPG laboratory (CNRS, Nancy, France). For U/Pb isotopic compositions, a 10 kV O⁻ primary beam of 5-10 nA intensity was focussed to a spot of 20 μm in diameter. Secondary ions were accelerated to 4500 eV and analysed at a mass resolution of 800‰ with an energy filtering at -80 ± 20 V. Nine different atomic masses ($^{203.5}\text{U}$, ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th , ^{238}U , ^{248}ThO and ^{254}UO) were measured by peak switching, with counting times of 4 sec except for ^{204}Pb (8 sec), and a waiting time of 1 sec. Positive secondary ions are counted on ion multiplier on the ion counting mode, with a dead time of 22 ns. 60 successive measurement cycles were cumulated for 50 min on each sample position. The energy offset offers the advantage to remove complex molecular interferences, and to keep stable the U/Pb relative ionisation yield. The ratio $^{235}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ were calculated using the $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ value of 137.88 and the measured $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ ratio. During the measurement process, a mass-dependant bias (instrumental mass fractionation) is introduced and favours the light isotope (Shimizu and Hart, 1981). The fractionation of Pb isotopes is lower than 1 ‰ (Deloule et al., 1986). Common Pb corrections were based on the measured ^{204}Pb content, using the Pb isotopic composition calculated from (Stacey and Kramers, 1975), at the age of the uraninite. For all of the samples, the high measured $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratio (>10000) make the correction negligible. In all samples negligible amount of common Th were detected. The reference sample for U/Pb isotopic analysis is a Katanga uraninite from Zambia (Holliger, 1988) dated at 540 ± 4 Ma (Cathelineau et al., 1990). Discordia intersections on the Concordia plot were calculated using the ISOPLLOT

spreadsheet (Ludwig, 1999) with the Microsoft EXCEL software. Uncertainties in the ages are reported at the 1σ level.

Methodology and calibration of SIMS analysis for rare earth element determination methodology is described in Bonhoure et al. (2007), using a Mistamisk Valley (Canada) uraninite as standard (Bonhoure et al., 2007; Kish and Cuney, 1981). With the SIMS methodology developed by Bonhoure et al. (2007), Gd and Yb cannot be directly measured due to isotopic interference with several LREE oxides (LaO, CeO, PrO and NdO particularly for Gd). The relative abundance reported for the two elements in this study is calculated taking into account relative abundance of neighbour REE. For example, to calculate Yb relative abundance, measured Lu and Tm relative abundance are used as follow: $Yb = 0.5*(Tm) + 0.5*(Lu)$. Concerning Gd, Eu anomalic relative abundance is replaced by Sm relative abundance in the calculation as follow: $Eu = 1/3*(Sm) + 2/3*(Tb)$.

Chemical ages

Isotopic U/Pb analysis of the uranium oxides conducted in this study reveal that ^{208}Pb and ^{204}Pb are present in negligible amounts (Table 1-3). Lead present in the analyzed uranium oxides is nearly entirely derived from the radioactive decay of ^{238}U and ^{235}U . The amount of radiogenic lead produced by the radioactive decay of uranium since its deposition can thus be calculated from the following equation:

$$\text{PbO}/\text{UO}_2 = [0.8163671*(\exp(\lambda_{238}t)-1) + 0.0059475*(\exp(\lambda_{235}t)-1)] \quad (\text{Bowles, 1990})$$

where t is the age of uranium deposition. λ_{235} and λ_{238} are the decay constants of ^{235}U and ^{238}U respectively ($0.98485 \times 10^{-9} \text{ y}^{-1}$ and $0.155125 \times 10^{-9} \text{ y}^{-1}$) and PbO and UO₂ are the wt% of these oxydes in the analyzed uranium mineral. The formula is based on the assumption that no uranium has been re-introduced into or lost from the system and that thorium content is negligible. A complete explanation of the of the formula is given in annexes.

5. Results

5.1. Petrographic description

The ore minerals in the Millennium and Eagle Point deposits corresponds to fresh to strongly altered micrometer to centimeter large colloform uranium oxydes crystals (U₁, Figure 1-4) with presumed dissolution features at the edge of the grains. The oxides have no zoning (Figure 1-4D) indicating only one crystallisation episode for each mineral. The uranium oxides are often fractured and cross-cut by late pitchblende and coffinite veins (V₁ and Coff, Figure 1-4C).

Late pitchblende deposition, can be observed in dissolution cavities of primary uraninite (U_3 , Figure 1-4A) or with stick-shape form when associated with illite (U_2 et ill, Figure 1-4B). P-Patch primary ore minerals are strongly altered and remain as small residual crystals surrounded by Si-rich alteration haloes (U_1 and A_1 , Figure 1-4E). Late pitchblende fronts (R_1 and R_2 , Figure 1-4E and F), associated with hematite (He), goethite and possibly with dravite (Dr) have overprinted illite-sudoite primary alteration (ill-Sud). Pitchblende-quartz veins from Eagle Point (Figure 1-4G) are characterized by weakly fractured and altered massive pitchblende (P_1) at the edge and by a second generation of pitchblende (P_2) strongly altered to coffinite in the central part of the vein. Pitchblende from sample 90-7 (Figure 1-4H), occurs as small, heterogeneous and poorly crystallized domains.

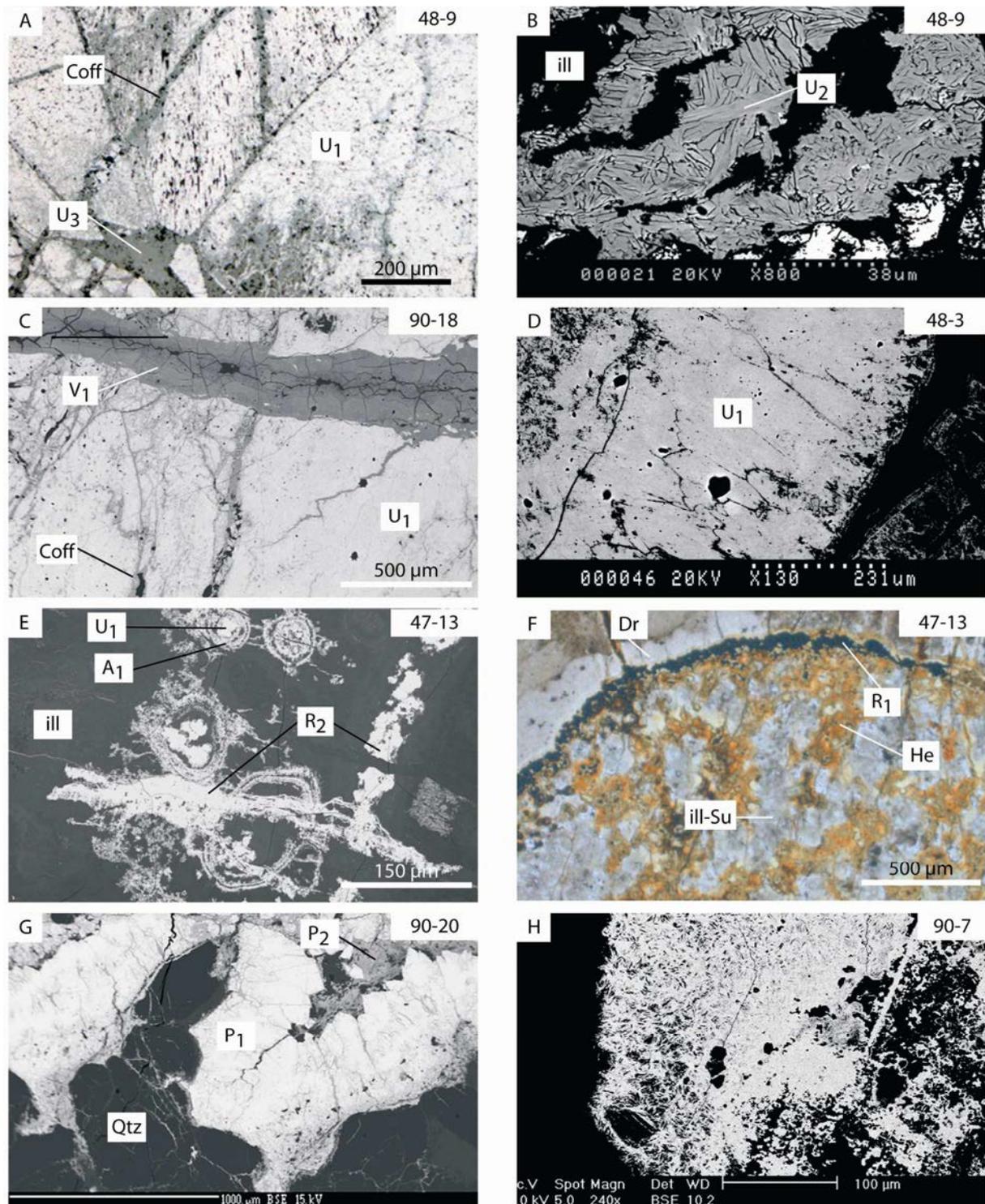


Figure 1-4 : microscopic features of the uranium oxides. A. Altered primary uraninite (U_1) with coffinite in microcracks (Coff) and late pitchblende (U_3). B. Stick-shaped pitchblende (U_2) associated with illite (ill). C. Primary uraninite (U_1) cross-cut by a pitchblende vein altered to coffinite (V_1) and coffinite microcracks (Coff). D. Massive pitchblende with microcracks and dissolution zones. No visible zoning. E. Altered primary uraninite (U_1) surrounded by an alteration halo (A_1) in an illite-rich matrix (ill) overprinted by a late pitchblende front (R_2). F. Late pitchblende front (R_1) associated with dravite (Dr) and hematite (He) overprinting an illite-sudoite rich matrix (ill-Su). G. Quartz-pitchblende vein (Qtz- P_1) with secondary pitchblende in the center of the vein (P_2). H. Finely crystallized pitchblende in illite-sudoite matrix

5.2. Chemical composition of the uranium oxides

The chemical composition of the uranium oxides was firstly measured by electron microprobe analysis to determine their primary composition and the possible substitutions linked to alteration (Table 1-2).

5.2.1. Earliest crystallized uranium oxides

Elementary integration during crystallization

Massive uranium oxides

The majority of the optically freshest uranium oxides from the Millennium and Eagle Point deposits present a wide variation of their Pb/U ratio corresponding to chemical ages ranging from 374 to 1526 Ma (Figure 1-5). Most of the analyses are between 400 and 1231 Ma for the Millennium and Eagle Point primary ores. This strong Pb/U ratio variations is linked to the high variability in the concentrations of both elements in the minerals even at the micrometer-scale.

Samples from Millennium (48-7 and 48-3) and P-Patch (47-13) have the highest Pb/U ratio (Figure 1-5), are the richest in lead, and thus gives the oldest chemical ages, up to 1526 Ma for sample 48-7 and 1349 Ma for 47-13, close to the proposed earliest crystallisation ages at c.a. 1500-1600 Ma (Alexandre et al., 2009). The P-Patch earliest generation of uranium oxides, is characterized by very high and relatively homogeneous Pb/U ratios (0.2 to 0.26) indicating their good preservation from alteration (Figure 1-5).

For Eagle Point primary uranium oxides, the highest chemical Pb/U ratio are lower (< 0.2 for 90-8 and < 0.14 for 90-18), giving younger chemical ages (up to 1065 Ma and 743 Ma respectively for samples 90-8 and 90-18) and indicating an important lead loss despite the fact that the uranium oxides from the Eagle Point deposit exhibit the same microscopic properties as the Millennium samples (Figure 1-5).

Calcium contents

The same trend with Ca content increasing with decreasing Pb/U ratio is observed for the different deposits, Ca contents varying from 0.88 up to 4.33 at%. The uranium oxides from the P-Patch deposit giving the old chemical ages have high and consistent Ca contents, a quite unusual feature for uranium oxides with high Pb/U ratios. Calcium is present in high concentrations in the early crystallized uranium oxides, particularly for the Eagle Point samples.

This feature concerning calcium was also seen in samples from the McArthur River basement-hosted mineralizations (Kister, 2003).

Partie I : Caractérisation des oxydes d'uranium des gisements de socle

sample analysis	48-9		48-3		48-7		47-13		90-8		90-18		90-20		90-22		47-13		47-13		47-13	
	97	σ	138	σ	110	σ	8	σ	63	σ	21	σ	22	σ	22	σ	13	σ	7	σ	2	σ
Mineral	U1		R1		R2		A1															
Al₂O₃ (wt. %)	< D.L.	-																				
SiO₂	0.44	0.54	0.18	0.16	0.10	0.09	0.11	0.13	0.55	0.34	0.52	0.10	0.19	0.06	0.55	0.29	0.32	0.22	0.70	0.52	1.91	0.85
P₂O₅	0.17	0.04	0.12	0.04	0.13	0.03	< D.L.	-	0.08	0.04	0.10	0.03	0.17	0.04	< D.L.	-	< D.L.	-	0.15	0.04	0.06	0.05
CaO	1.47	0.23	n.a	n.a	1.39	0.28	1.91	0.38	2.00	1.28	1.75	0.26	1.45	0.20	1.58	0.14	1.86	0.18	4.52	0.43	3.49	0.20
V₂O₃	< D.L.	-	0.13	0.08	< D.L.	-	0.05	0.07	0.45	0.25	1.61	0.21										
MnO	< D.L.	-	0.12	0.08	0.14	0.06	0.13	0.06	< D.L.	-												
FeO	< D.L.	-	0.13	0.07	0.12	0.07	0.12	0.11	0.25	0.12	0.06	0.05	0.19	0.10	< D.L.	-	0.39	0.09	0.58	0.17	0.89	0.68
ZrO₂	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	n.a	n.a	< D.L.	-	0.00	0.00	< D.L.	-	< D.L.	-	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
MgO	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	n.a	n.a	< D.L.	-	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a						
MoO₃	< D.L.	-	n.a	n.a	< D.L.	-	n.a	n.a	< D.L.	-	< D.L.	-	0.17	0.14	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
K₂O	0.36	0.24	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.27	0.04	n.a	n.a										
Na₂O	0.20	0.08	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.27	0.06	n.a	n.a										
TiO₂	< D.L.	-	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.24	0.05	n.a	n.a										
La₂O₃	< D.L.	-	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	< D.L.	-	n.a	n.a	n.a	n.a	0.02	0.03	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a
Nd₂O₃	< D.L.	-	0.18	0.08	0.21	0.05																
Dy₂O₃	0.15	0.10	0.12	0.06	0.11	0.05	0.18	0.07	0.15	0.08	0.23	0.06	0.15	0.06	0.16	0.06	0.18	0.06	0.23	0.08	0.20	0.12
Y₂O₃	0.12	0.11	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	0.10	0.12	0.19	0.09	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	0.52	0.83	< D.L.	-
PbO	11.98	1.89	10.10	2.59	11.52	2.62	14.93	1.87	10.56	1.68	7.90	0.89	10.96	0.85	8.76	0.59	11.54	1.29	3.07	1.09	1.62	0.73
UO₂	80.09	1.92	82.68	2.37	80.75	2.42	77.96	1.28	81.88	1.52	85.23	0.80	83.09	0.82	84.94	0.81	80.63	1.44	82.89	0.58	75.43	1.27
ThO₂	< D.L.	-																				
Total	95.57	1.28	95.36	0.99	94.57	1.11	95.44	0.60	96.04	1.25	96.38	0.91	96.83	0.70	96.47	0.72	95.48	0.80	93.45	1.13	89.14	2.36

Partie 1 : Caractérisation des oxydes d'uranium des gisements de socle

Sample	48-9		48-9		90-8		90-8		90-8		90-18		90-20		90-7		90-7	
	6	σ	8	σ	10	σ	2	σ	3	σ	3	σ	3	σ	39	σ	5	σ
Analysis	U2		U3		II		V2		V1		P2		pech		coff			
Mineral																		
Al₂O₃ (wt. %)	< D.L.	-	0.14	-	0.12	0.12	0.13	0.27	0.14									
SiO₂	< D.L.	-	0.48	0.75	1.19	0.37	6.05	2.25	0.65	0.09	10.70	4.37	0.88	0.25	4.60	3.01		
P₂O₅	< D.L.	-	0.09	0.03	0.12	0.02	0.08	0.02	0.14	0.03	0.43	0.12	0.53	0.10	0.48	0.12		
CaO	0.60	0.09	2.78	0.26	4.52	1.56	2.45	-	7.31	1.77	5.02	0.57	4.65	0.35	4.15	0.24		
V₂O₃	< D.L.	-	0.31	0.20	0.98	0.44	0.52	0.07	0.39	0.06								
MnO	< D.L.	-	< D.L.	-	0.15	0.10	< D.L.	-	0.01	0.02								
FeO	< D.L.	-	0.22	0.11	0.11	0.10	< D.L.	-	0.41	0.07	0.69	0.88	n.a	n.a	0.04	0.04		
ZrO₂	< D.L.	-	0.00	0.00	< D.L.	-	< D.L.	-	n.a	n.a	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-		
MgO	n.a	n.a	n.a	n.a	< D.L.	-	0.16	0.02	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	n.a		
MoO₃	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	< D.L.	-	< D.L.	-	0.00	0.01	0.21	0.06	< D.L.	-		
K₂O	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	2.14	0.50	n.a	n.a	n.a	n.a	0.41	0.09	0.41	0.09		
Na₂O	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.18	0.14	n.a	n.a	n.a	n.a	0.41	0.05	0.38	0.07		
TiO₂	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	n.a	0.30	0.00	n.a	n.a	n.a	n.a	< D.L.	-	< D.L.	-		
La₂O₃	n.a	n.a	n.a	n.a	< D.L.	-	< D.L.	-	n.a	n.a	n.a	n.a	< D.L.	-	< D.L.	-		
Nd₂O₃	< D.L.	-	n.a	n.a	0.40	0.42	< D.L.	-	0.15	-								
Dy₂O₃	< D.L.	-	0.25	0.06	0.20	0.08	0.14	0.19	< D.L.	-	0.26	0.23	< D.L.	-	0.12	0.12		
Y₂O₃	< D.L.	-	0.19	0.07	0.04	0.06	0.32	0.03	0.12	0.12	0.63	0.71	< D.L.	-	< D.L.	-		
PbO	11.37	0.87	4.76	1.02	8.02	1.28	8.83	2.04	1.97	2.31	3.66	3.75	0.99	0.11	0.94	0.12		
UO₂	73.96	1.44	84.81	1.83	80.48	2.93	71.02	0.71	85.45	0.33	64.60	1.89	86.02	3.05	82.56	0.10		
ThO₂	n.a	n.a	< D.L.	-	n.a	1.78												
Total	86.04	0.85	93.83	1.20	95.07	2.33	91.97	1.37	96.60	0.42	87.84	1.05	94.72	3.02	94.72	2.24		

Table 1-2 : electron microprobe chemical compositions of the analyzed uranium oxides. n.a: not analyzed. < D.L.: beyond detection limit (Al=0.08 wt%, Si=0.08 wt%, P=0.04 wt%, Ca=0.11 wt%, V=0.14 wt%, Mn=0.28 wt%, Fe=0.2 wt%, Zr=0.26 wt%, Mg= 0.04 wt%, Mo=0.12 wt%, K=0.1 wt%, Na=0.11 wt%, Ti=0.05 wt%, La=0.13 wt%, Nd=0.51 wt%, Dy=0.58 wt%, Y=0.12 wt%, Pb=0.25 wt%, U=0.55 wt% and Th=0.1 wt%)

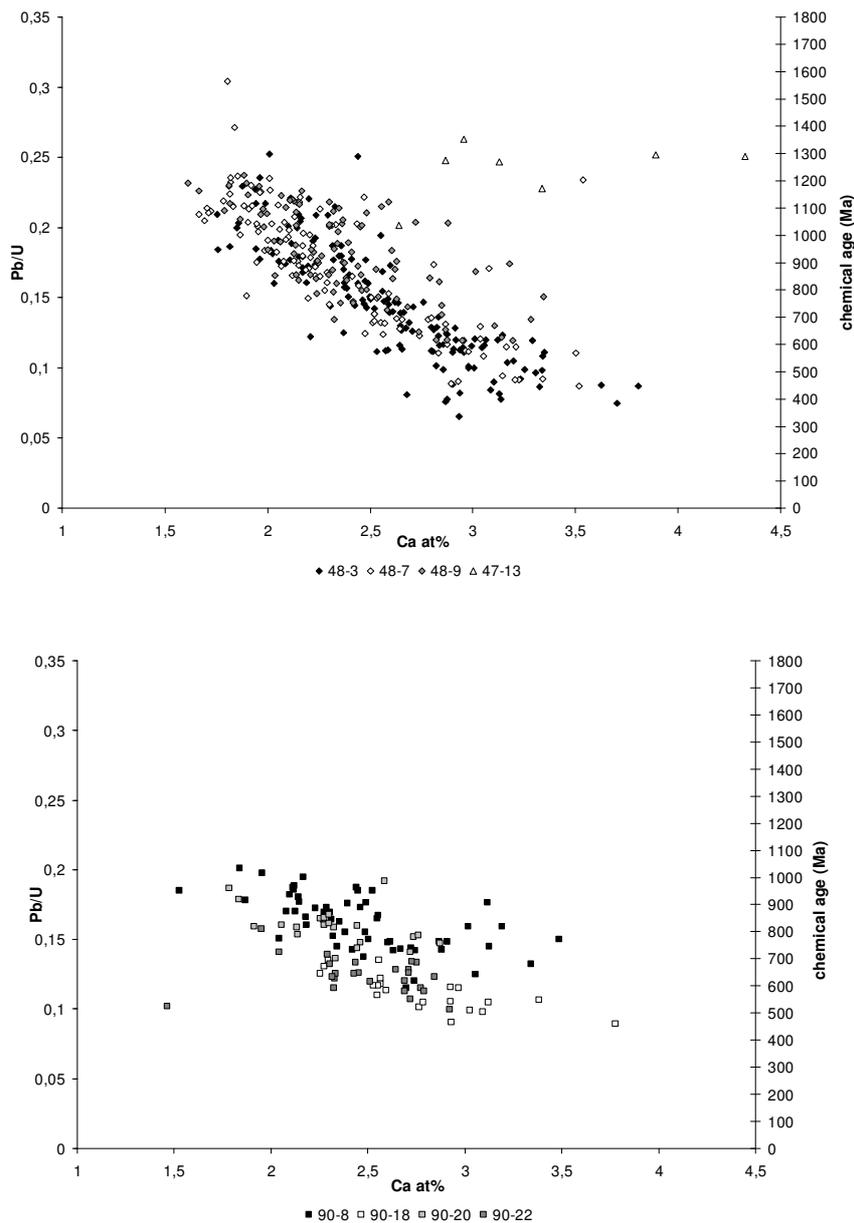


Figure 1-5 : variations of Ca_{at} contents as function of Pb/U ratios for the earliest deposited uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. A correlation exists between Ca_{at} contents and chemical ages. Chemical ages are given on the right part. Upper-Millennium and P-Patch; lower-Eagle Point

Si contents

Si contents are lower than Ca contents (0 to 2.72 at%) for all the mineralizations, but a difference exists between the Millennium, P-Patch and Eagle Point ores (Figure 1-7). In the two first ores, a majority of Si contents are below the detection limit and the concentrations are not correlated with the variation of the Pb/U ratio. In Eagle Point samples, Si contents are above the detection limit and a clear reverse correlation exists between Si_{at} and Pb/U ratios (with up to 1.34 at% Si) for the samples 90-8 and 90-18, and a strong Si enrichment at constant Pb/U is observed in some zones of sample 90-18.

Other elements incorporated in uranium oxides

Other elements, such as Fe and P are in very low concentration (usually below detection limit) in unaltered uranium oxides. When present, they never show a clear increase with decreasing of Pb/U ratios (Figure 1-6). Fe is only detected in sample 90-18 with variations of 0.4 to 0.61 at% Fe at nearly constant Pb/U ratio. P has been mainly detected in small proportions (0.16 to 0.32 at%) within the Millennium and Eagle Point earliest uranium oxides.

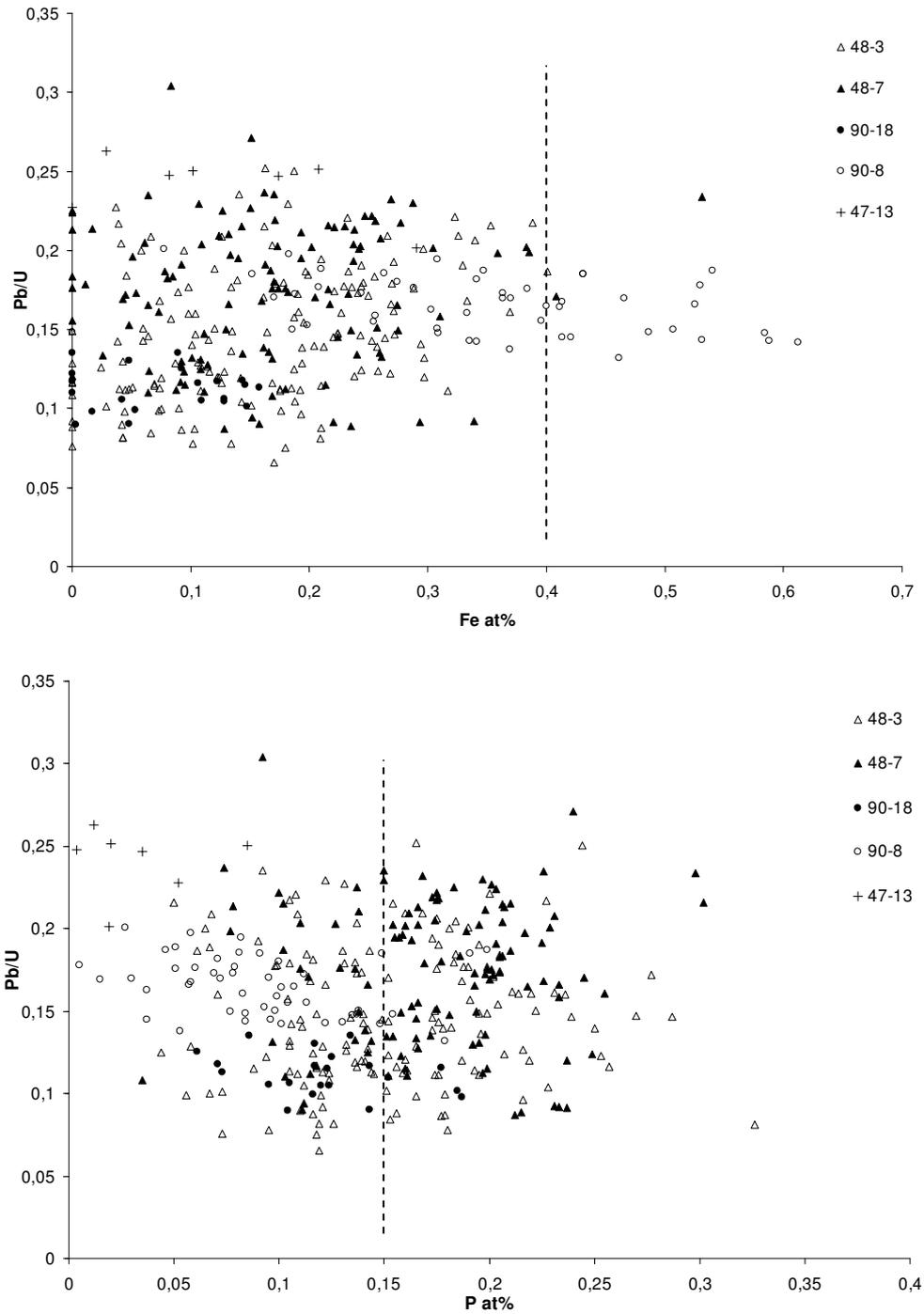


Figure 1-6 : variations of Fe_{at} and P_{at} contents as a function of Pb_{at} content for some of the earliest deposited uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. Dot line: detection limit

Th, Dy, Nd and Y are below the detection limits of the electron microprobe for most analyses. The total of oxide for each analysis of early crystallized uranium oxides are between 94 and 98 wt%, indicating a weak hydration of the minerals, assuming that other elements than analyzed are not present.

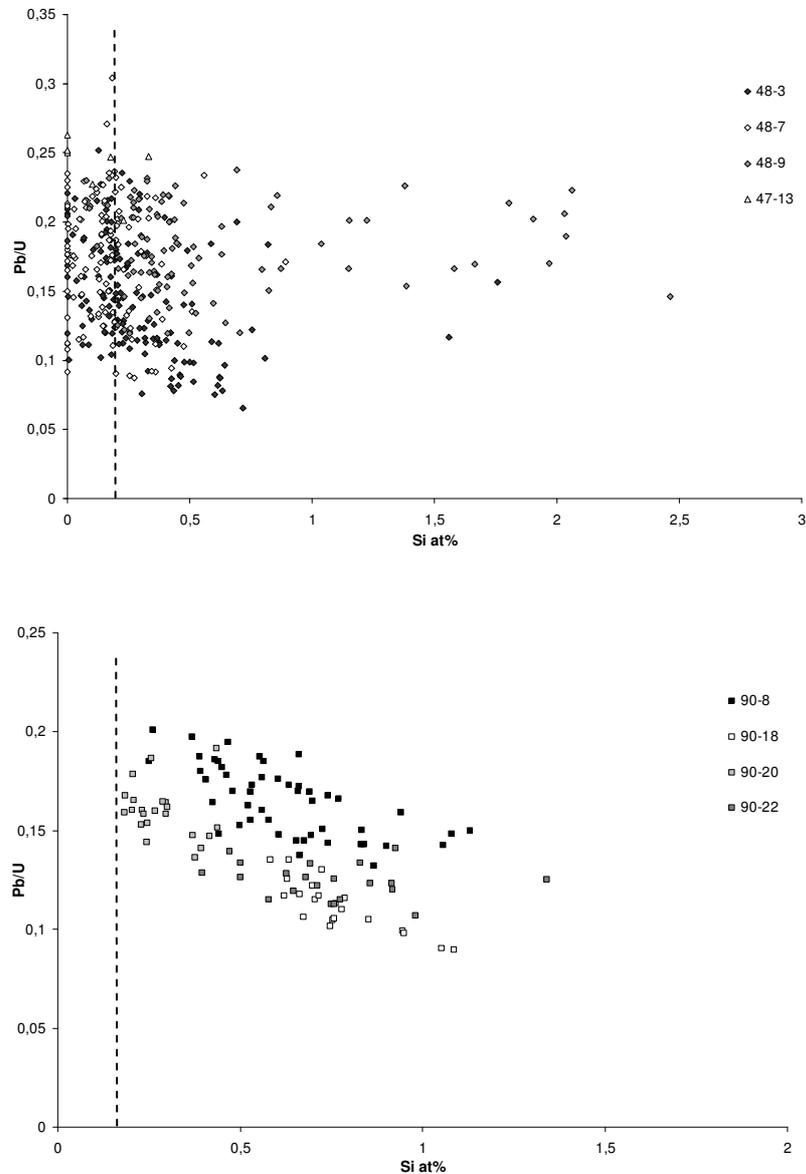


Figure 1-7 : variations of Si_{at} contents as function of Pb/U ratios for the earliest deposited uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. A correlation exists only between Si_{at} contents and Pb/U for Eagle Point uranium oxides. Dot line: detection limit. Upper-Millennium and P-Patch; lower-Eagle Point

Vein type uranium oxides

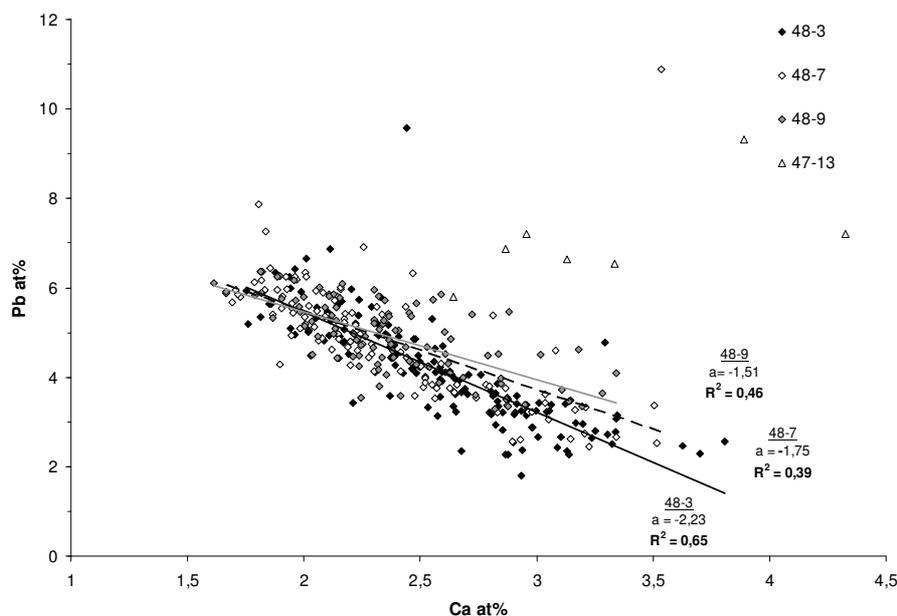
Eagle Point uranium oxides from veins (90-20 and 90-22) are characterized by Ca and Si contents close to those of the most substituted zones of the early crystallized uranium oxides (Figure 1-5). Their Ca contents are similar to those of 90-8 and 90-18 Eagle Point uranium oxides at a same chemical age. Pb/U ratios are relatively high (up to 0.19 for 90-20 and 0.16 for 90-22), corresponding to chemical ages of 1022 and 773 Ma respectively, close to the

chemical ages of the Eagle Point massive ore (1065 Ma, 743 Ma). A few analyses for 90-20, located in the same zone, have a strong silicium enrichment which tend towards a coffinite composition, but its origin is still unknown.

Elementary substitutions linked to post-crystallization alteration

Ca-Pb substitution

Ca and Pb atomic proportions in early crystallized uranium oxides are generally inversely correlated with increasing alteration (Ca up, Pb down). Most analyses for the different uranium ores plot along the same general trend, but slight differences exist between samples, as described above. For the highest Pb content, Ca content is between 1.5 and 2 at% (Figure 1-8). Pb is nearly perfectly substituted by Ca during alteration of the early uranium oxides of Eagle Point, the slope of the Pb-Ca correlation being close to -1 (-1.14, -0.82, -0.76 respectively for 90-8, 90-18 and 90-20). The slopes inferior to -1 (overcompensation of Pb loss by Ca) possibly indicate a U loss. The slope of the correlations for samples 48-7, 48-3 and 48-9 from the Millennium early uranium oxides strongly differs from -1 (-1.75, -2.23 and -1.51 respectively) indicating that elements other than Ca have to compensate the lead loss or that the Pb loss is not totally compensated (Pb diffusion). The earliest uranium oxide from the P-Patch deposit (47-13) have the highest Ca and Pb proportions (2.64 to 4.33 at%), but the strong alteration of the earliest uranium minerals has not allowed the study of the substitution for a wide range of Pb contents. This phenomenon could be linked to calcium integration in the uranium oxide network during its crystallization or could be due to finely intergrown Ca phases associated with the uranium oxides.



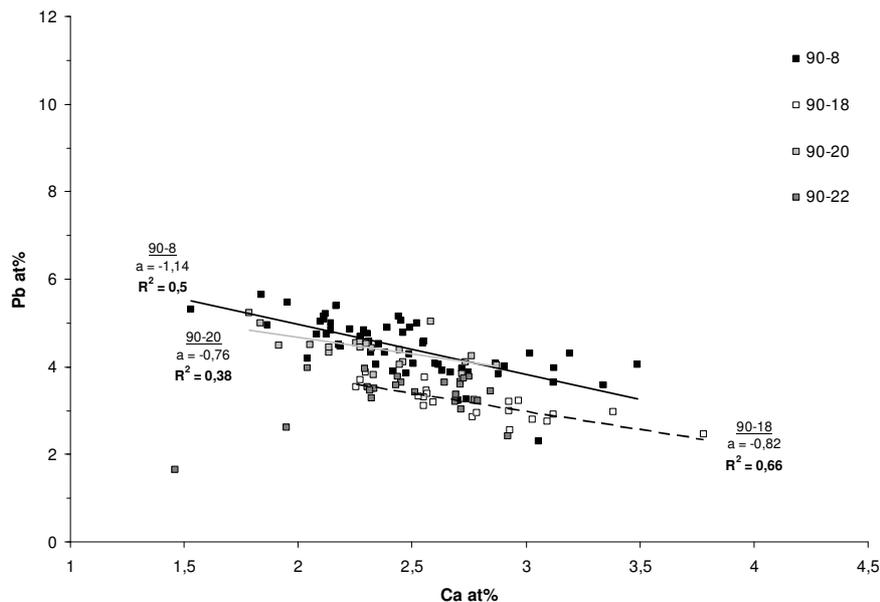


Figure 1-8 : variations of Ca atomic contents as a function of Pb atomic content for the earliest uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. The slope close to -1 for Pb/Ca suggests a total cationic substitution of Pb by Ca.

Pb-Si substitutions

Pb loss in early crystallized uranium oxides from basement-hosted deposits can be compensated, in some case, by a Si substitution. This is the case for sample 90-18 and 90-8 in the Eagle Point deposit (Figure 1-9) where an inverse correlation exists between Pb_{at} and Si_{at} proportions, as described previously.

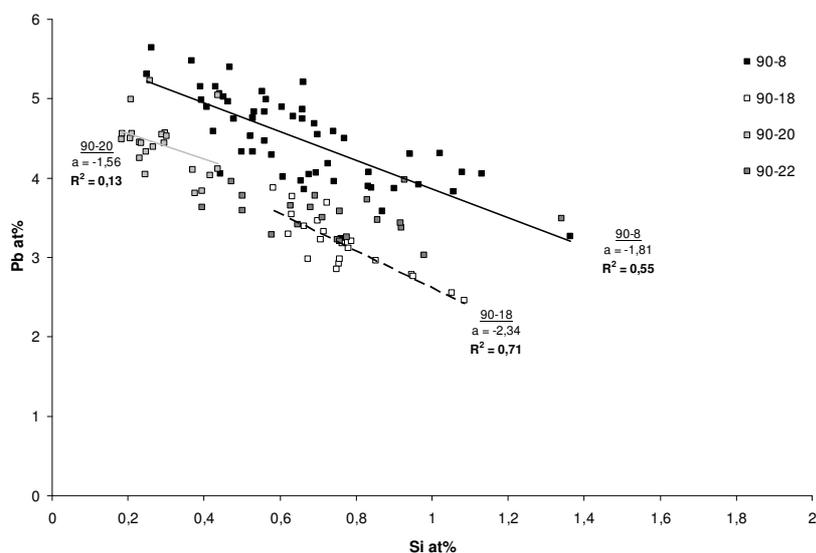


Figure 1-9 : variations of Si atomic contents as a function of Pb atomic content for the earliest uranium oxides from the Eagle Point deposit. The correlation for Pb and Si at Eagle Point suggests a cationic substitution between Si and Pb. Dot line: detection limit

However, the correlation slope is higher than the Pb_{at} - Ca_{at} one (-2.34 for 90-18, -1.81 for 90-8, -1.56 for 90-20), indicating that the substitution of Si (up to 1.36 at% for 90-8) is weaker than the one observed with Ca during Pb loss. No correlation is visible between Pb_{at} and Si_{at} for the Millennium and P-Patch earliest uranium oxides and the majority of the Si contents is below the detection limit of the electron microprobe for those two deposits, even for zones with low Pb contents (Figure 1-7). The Si integration in the uranium oxides is therefore primary, and as for the calcium, its origin (in UO_2 network or in intergrown phases) is unknown. As described previously, P and Fe are not correlated with Pb contents (Figure 1-6).

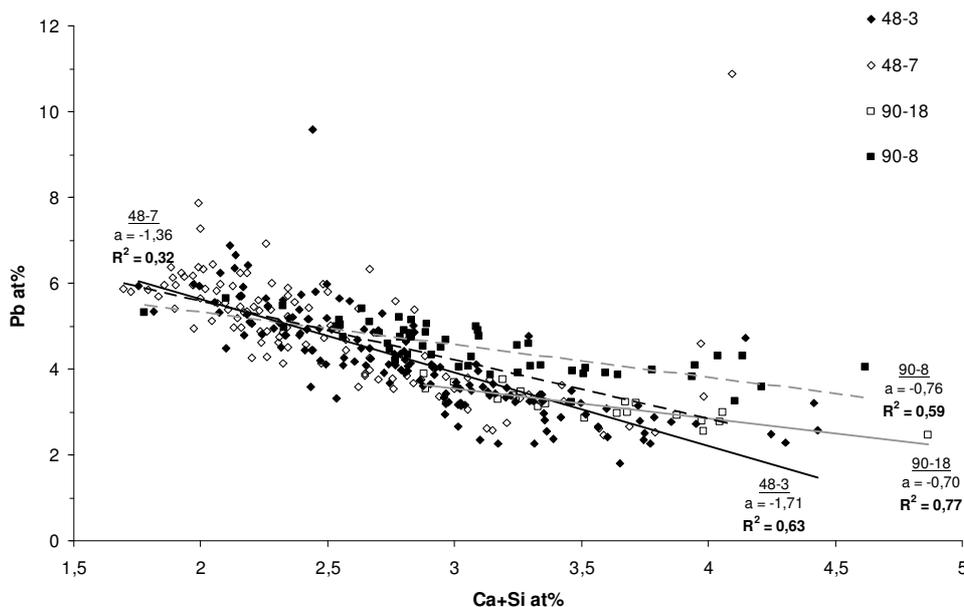


Figure 1-10 : Pb at% versus Ca+Si at% for early crystallized uranium oxides from the Millennium and Eagle Point deposits. Correlations exist between Si+Ca and Pb indicating that both elements can substitute radiogenic Pb. The correlation slopes are far from -1, so the Pb loss is not totally compensated by integration of Si and Ca

Ca+Si substitutions

The substitution between Pb_{at} and $Si_{at}+Ca_{at}$ is not total for all the uranium oxides from basement-hosted deposits. For Eagle Point, correlations exist between Pb_{at} and $Ca_{at}+Si_{at}$ for the uranium oxides of samples 90-8 and 90-18. The correlations appear even better than for only Ca or Si because correlation coefficients are close to 1. The slope is nevertheless more far from -1 for $Si_{at}+Ca_{at}$ than for the one calculated only with Ca_{at} (-0.76 compared to -1.14, and -0.70 compared to -0.82 respectively, Figure 1-10). The decrease of the slope indicates that the sum $Si_{at}+Ca_{at}$ is overcompensated the lead loss, and could reflect associated uranium loss. For the Millennium deposit samples, the slopes tend to -1 with the sum $Si_{at}+Ca_{at}$, but the correlation coefficient is smaller than for only Ca. For the Millennium deposit, calcium appears to be the only element which substitutes lead during alteration.

5.2.2. Later crystallized uranium oxides

Chemical compositions

The Eagle Point deposit

The later generations of uranium oxides present a wide variation in lead and substituting element concentrations, with distinct chemical characteristics according to the different generations of uranium minerals. In the Eagle Point deposit, a strong alteration affects the early crystallized uranium oxides in sample (90-8 II), with a stronger increase of Ca_{at} and Si_{at} contents compared to above described substitutions (Figure 1-11).

Uranium oxide veins which crosscut early uranium oxides (90-8 V₂) have nearly similar Pb/U ratios (0.12 to 0.17) with a moderate Ca_{at} content increase, but a strong Si_{at} content increase (up to 8.88 Si_{at} %). Late veins which cross-cut 90-18 early uranium oxides (90-18 V₁) are, at the contrary, strongly enriched in Ca (up to 12.1 Ca_{at} %) and poor in Si with a low Pb/U ratio, corresponding to chemical ages lower than 100 Ma. Pitchblende from the central part of a vein type mineralization (90-20 P₂) has low Pb contents compared to early crystallized pitchblende and high Ca_{at} and Si_{at} contents.

Uranium oxides from the 90-7 sample, have a relatively low Pb/U ratios (< 0.02, corresponding to chemical ages generally lower than 100 Ma), high Ca_{at} contents (4.33 to 7.45 Ca_{at} %) and moderate Si_{at} contents with possible coffinitisation (up to 9.23 Si_{at} %). The restricted dispersion of substituting elements (Pb, Ca and Si) indicates that those uranium oxides are weakly altered and that actual composition can correspond to crystallisation one.

The Millennium deposit

The first generation of late uranium oxides (48-9 U₂), with a high Pb/U ratio (0.15-0.21, corresponding to chemical ages between 866 to 1099 Ma), has Si_{at} and Ca_{at} contents lower than the earliest uranium oxides. The second generation of late uranium oxides (48-9 U₃) is Pb-poor (Pb/U up to 0.1 corresponding to a chemical age lower than 422 Ma) and characterized by a high Ca_{at} contents (3.73-4.75 Ca_{at} %), and Si_{at} content below the detection limit of electron microprobe.

The P-Patch deposit

Uranium oxides from an early roll front generation (47-13 R₁), with a high Pb/U ratio (0.15-0.21, corresponding to chemical ages of 819 to 1115 Ma), has a high and constant Ca content (around 3 Ca_{at} %) despite large Pb/U ratio variability. Uranium oxides of a later roll front generation (47-13 R₂), has a lower Pb/U ratio (0.03-0.08, corresponding to chemical ages between 149 to 436 Ma) and high Ca_{at} contents (6.03-7.78 Ca_{at} %). The uranium oxides from the two roll front generations have however relatively low Si_{at} contents, generally below the detection limit of the electron microprobe. Two analyses on uranium oxides from the alteration halo around early crystallized uranium oxides (47-13 A₁) show a massive Pb loss compensated by an important Si and Ca enrichment during alteration process (Figure 1-11).

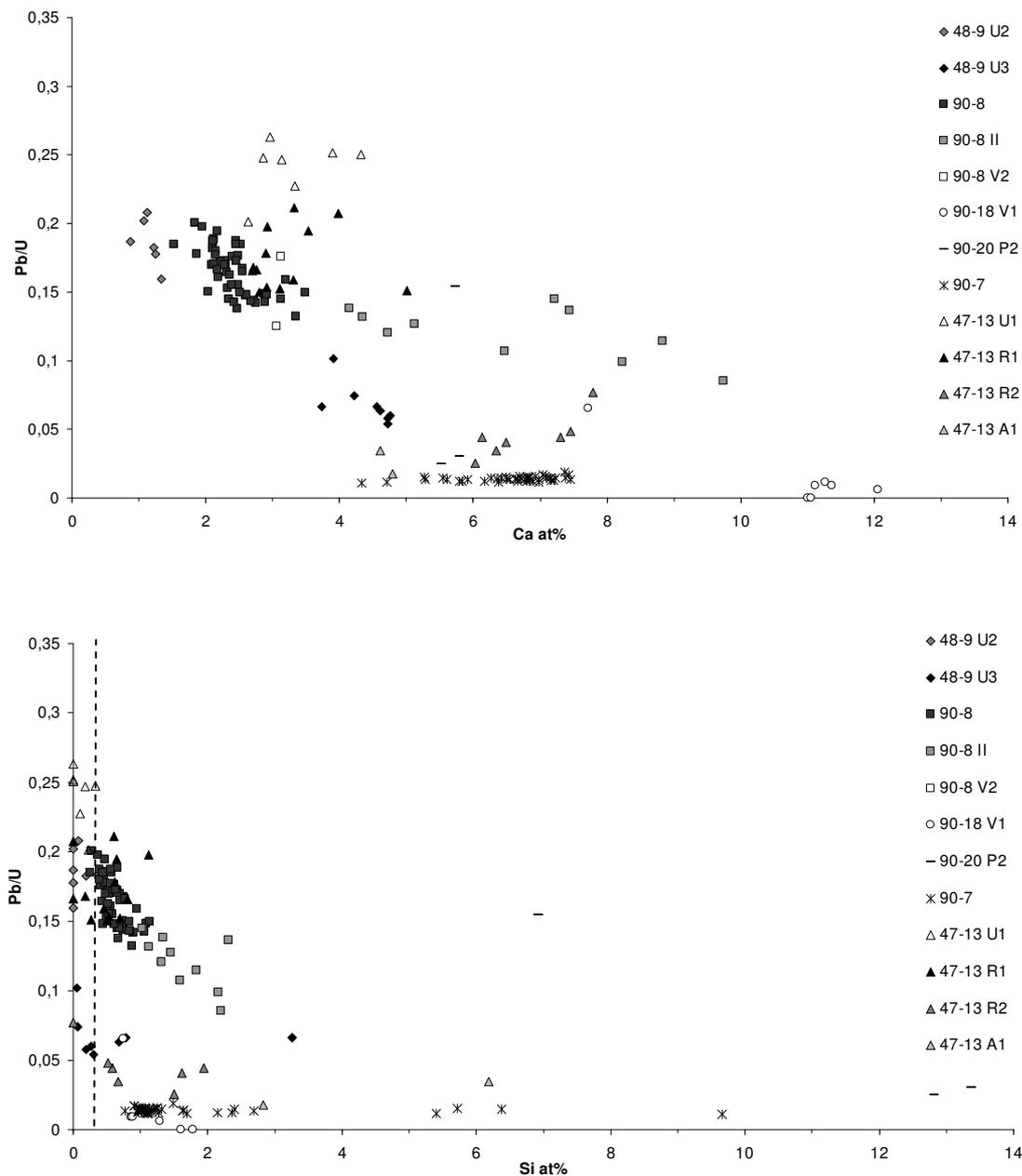


Figure 1-11 : Ca_{at} and Si_{at} % as function of Pb/U for basement-hosted late generations of uranium oxides. Si and Ca contents are widely dispersed, indicating multi-stage crystallization and alteration. Dot line: detection limit

These late generations of uranium oxides can incorporate other elements with important concentrations variations depending on the mineralization type. Some uranium oxides incorporate Fe (48-9 U₂, 90-20 P₂, 90-18 II), and/or V (90-20 P₂, 90-18 II), or Y (90-7). Uranium oxides from sample 90-7, incorporate a wide range of elements : P, Y, Mo, K and Na (Table 1-2).

Elementary substitutions

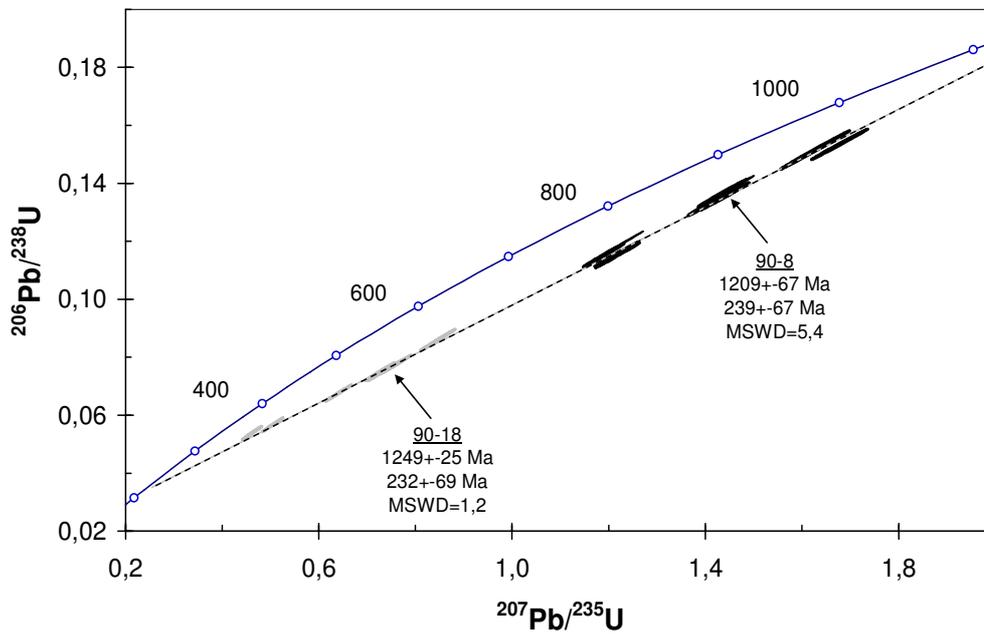
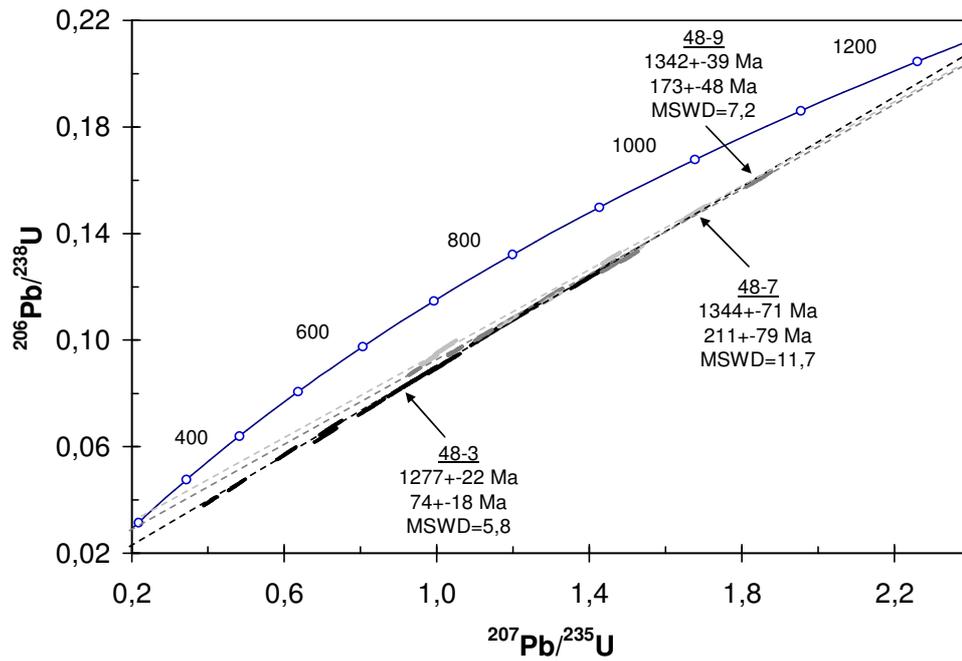
Some of the late generations of uranium oxides tend to present a reverse correlation between Ca_{at} and Si_{at} contents and chemical ages (48-9 U₃ and 90-8 II for example; Figure 1-11). This can be explained by late substitution of Pb by Ca and/or Si during a late alteration stage of the uranium oxides as described for earliest crystallized uranium oxydes.

5.3. Isotopic U/Pb dating of basement-hosted mineralizations

From the textural characterization and the determination of the chemical composition of the uranium oxides, several homogeneous and weakly altered zones were selected for isotopic U/Pb isotopic analyses to constraint the timing of deposition or remobilization of potentially different uranium oxides generations in the two of three basement-hosted deposits, P-Patch uranium oxides being too small for U/Pb isotopic datings. Selected samples are: 48-3, 48-9, 48-7, 90-18, 90-8, 90-20, 90-22 and 90-7.

5.3.1. The Millennium deposit

The Pb richest zones of the Millennium early crystallized uranium oxides (samples 48-3, 48-7 and 48-9) present two distinct generations of uranium oxides (Figure 1-12 and Table 1-3). The first one gives ages around 1340 Ma (1344 ± 71 Ma for 48-7 [MSWD=11.7], 1342 ± 39 Ma for 48-9 [MSWD=7.2]) and the second one is dated at 1275 Ma (1277 ± 22 Ma for 48-3 [MSWD=5.8]). However, the U/Pb isotopic ratios obtained for all the analytical points are strongly discordant, indicating important radiogenic lead loss. The lead loss is more limited for samples 48-7 and 48-9 but is very strong for sample 48-3. The two oldest samples have a lower intercept close to 200 Ma (211 ± 79 Ma for 48-7, 173 ± 48 Ma for 48-9) which can correspond to a major alteration episode previously described in other studies (Trocki et al., 1984; Hönhdorf et al., 1985; Carl et al., 1992; Kotzer and Kyser, 1993; Kister, 2003). For sample 48-3, the lower intercept (74 ± 18 Ma) close to the origin indicates that the sample suffered from a younger alteration episode, a radiogenic lead loss by diffusion can conjointly be evoked.



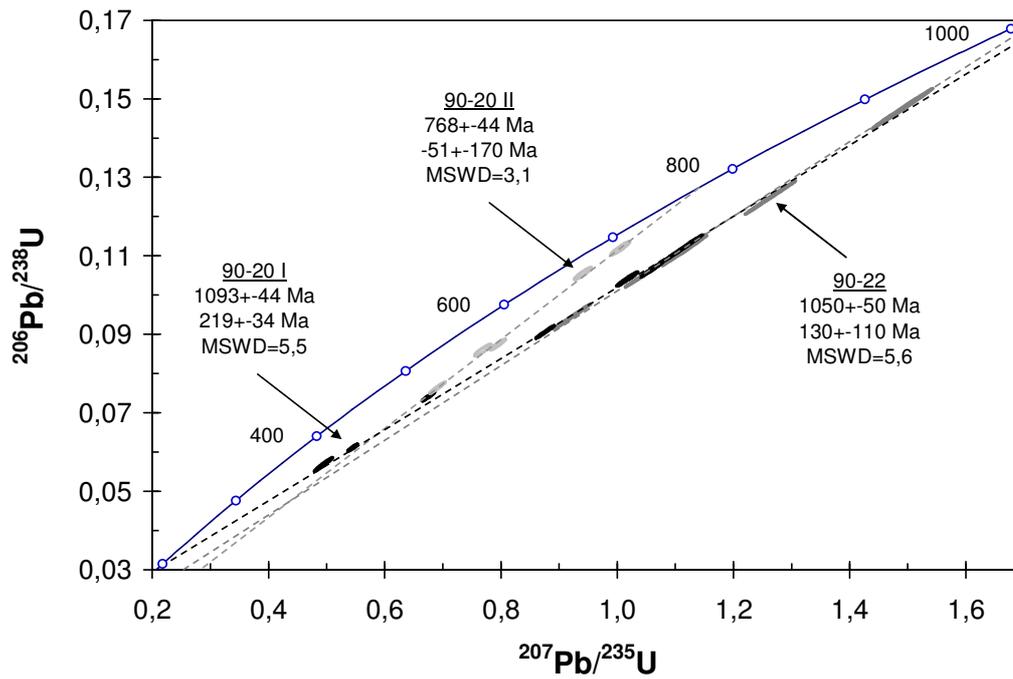


Figure 1-12 : Concordia diagrams showing the results of the U/Pb isotopic dating of Eagle Point and Millennium uranium oxides. Upper, lower intercepts and MSWD value are indicated. Upper-Millennium; Middle-Eagle Point; Lower: Eagle Point

Partie 1 : Caractérisation des oxydes d'uranium des gisements de socle

sample analytical point	207Pb/206Pb	H	204Pb/206Pb	H	208Pb/206Pb	H	207Pb/235Pb	H	206Pb/238Pb	H	Correlerr	Age 207Pb/206Pb	H	Age 206Pb/238Pb	H	Age 207Pb/235Pb	H	
Millettium																		
9348-3																		
93-48-3_2	0.080430	0.000204	0.000004	0.000003	0.000122	0.000010	0.9604	0.0325	0.0866	0.0029	0.9972	1208	5	535	17	663	17	
93-48-3_3	0.080256	0.000218	0.000006	0.000003	0.000123	0.000010	0.9088	0.0306	0.0821	0.0028	0.9968	1203	5	509	16	656	16	
93-48-3_4	0.076450	0.000258	0.000015	0.000004	0.000135	0.000012	0.6059	0.0207	0.0575	0.0020	0.9951	1103	7	360	12	481	13	
93-48-3_5	0.078018	0.000258	0.000011	0.000004	0.000120	0.000009	0.7221	0.0243	0.0671	0.0023	0.9952	1145	7	419	14	552	14	
93-48-3_7	0.079865	0.000209	0.000008	0.000004	0.000177	0.000009	0.7082	0.0238	0.0643	0.0022	0.9970	1193	5	402	13	544	14	
93-48-3_12	0.080215	0.000236	0.000007	0.000004	0.000110	0.000008	0.8284	0.0279	0.0749	0.0025	0.9962	1202	6	466	15	613	15	
93-48-3_13	0.080792	0.000171	0.000005	0.000002	0.000108	0.000006	1.2268	0.0416	0.1101	0.0037	0.9981	1217	4	674	22	813	19	
48-3@_2	0.075535	0.000322	0.000026	0.000004	0.000107	0.000009	0.4757	0.0182	0.0457	0.0017	0.9938	1075	9	288	11	395	12	
48-3@_3	0.080556	0.000215	0.000019	0.000003	0.000238	0.000012	1.1382	0.0406	0.1025	0.0036	0.9972	1206	5	629	21	772	19	
48-3@_6	0.074410	0.000340	0.000041	0.000005	0.000666	0.000032	0.4058	0.0140	0.0395	0.0014	0.9912	1039	9	250	8	346	10	
48-3@_9	0.081024	0.000195	0.000025	0.000003	0.000325	0.000014	1.0188	0.0347	0.0912	0.0031	0.9975	1215	5	563	18	713	17	
48-3@_11	0.082104	0.000199	0.000017	0.000002	0.000295	0.000009	1.4111	0.0491	0.1247	0.0043	0.9976	1244	5	757	25	894	20	
9348-7																		
48-7C@_2	0.080186	0.000167	0.000014	0.000002	0.000210	0.000008	1.2233	0.0425	0.1106	0.0038	0.9982	1199	4	677	22	811	19	
48-7C@_3	0.082508	0.000160	0.000018	0.000002	0.000324	0.000009	1.6412	0.0585	0.1443	0.0051	0.9985	1254	4	869	29	986	22	
48-7C@_4	0.080729	0.000195	0.000013	0.000002	0.000166	0.000007	1.4465	0.0524	0.1300	0.0047	0.9978	1212	5	788	27	908	22	
48-7C@_6	0.076260	0.000220	0.000027	0.000003	0.000197	0.000010	1.0459	0.0409	0.0995	0.0039	0.9973	1094	6	611	23	727	20	
48-7C@_7	0.082300	0.000206	0.000017	0.000002	0.000182	0.000008	1.6973	0.0605	0.1496	0.0053	0.9975	1249	5	899	30	1008	23	
48-7C@_8	0.080795	0.000177	0.000017	0.000002	0.000160	0.000008	1.4780	0.0507	0.1327	0.0045	0.9980	1213	4	803	26	921	21	
48-7C@_9	0.080321	0.000185	0.000022	0.000003	0.000231	0.000009	1.3356	0.0477	0.1204	0.0043	0.9979	1199	5	733	25	860	21	
48-7C@_10	0.076835	0.000250	0.000025	0.000004	0.000203	0.000011	0.9550	0.0346	0.0901	0.0033	0.9960	1110	6	556	19	681	18	
9348-9																		
48-9A@_1	0.083078	0.000170	0.000011	0.000001	0.000214	0.000010	1.6266	0.0551	0.1420	0.0048	0.9982	1269	4	856	27	981	21	
48-9A@_2	0.081453	0.000178	0.000015	0.000002	0.000177	0.000008	1.5069	0.0539	0.1342	0.0048	0.9981	1229	4	812	27	933	22	
48-9A@_3	0.083392	0.000166	0.000016	0.000002	0.000186	0.000009	1.6823	0.0587	0.1463	0.0051	0.9984	1275	4	880	29	1002	22	
48-9A@_4	0.082721	0.000151	0.000012	0.000002	0.000167	0.000008	1.6046	0.0539	0.1407	0.0047	0.9985	1261	4	849	27	972	21	
48-9A@_7	0.080002	0.000235	0.000015	0.000002	0.000090	0.000005	1.2345	0.0438	0.1119	0.0040	0.9966	1194	6	684	23	816	20	
48-9A@_8	0.079269	0.000182	0.000020	0.000003	0.000087	0.000006	1.1613	0.0403	0.1062	0.0037	0.9978	1174	5	651	21	783	19	
48-9A@_14	0.077352	0.000175	0.000012	0.000002	0.000071	0.000005	1.0813	0.0368	0.1014	0.0034	0.9978	1128	4	623	20	744	18	
Eagle Point																		
9390-8@_1	0.077900	0.000177	0.000004	0.000001	0.000229	0.000009	1.6274	0.0582	0.1515	0.0054	0.9980	1145	5	909	30	981	22	
9390-8@_2	0.076200	0.000213	0.000005	0.000002	0.000187	0.000010	1.2158	0.0377	0.1157	0.0036	0.9959	1100	6	706	21	808	17	
9390-8@_3	0.076700	0.000156	0.000003	0.000002	0.000160	0.000008	1.2180	0.0370	0.1152	0.0035	0.9978	1114	4	703	20	809	17	
9390-8@_4	0.074700	0.000121	0.000011	0.000002	0.000592	0.000014	1.2288	0.0348	0.1193	0.0034	0.9984	1058	3	727	19	814	16	
9390-8@_5	0.076300	0.000164	0.000005	0.000002	0.000434	0.000012	1.4504	0.0406	0.1379	0.0039	0.9971	1103	4	833	22	910	17	
9390-8@_6	0.079300	0.000135	0.000006	0.000002	0.000329	0.000010	1.6778	0.0473	0.1534	0.0043	0.9982	1180	3	920	24	1000	18	
9390-8@_8	0.077100	0.000180	0.000006	0.000001	0.000251	0.000008	1.4406	0.0410	0.1355	0.0038	0.9966	1124	5	819	22	906	17	
9390-8@_10	0.076200	0.000173	0.000003	0.000001	0.000207	0.000009	1.4350	0.0406	0.1366	0.0038	0.9968	1101	5	825	22	904	17	
9390-8@_13	0.076800	0.000221	0.000006	0.000001	0.000568	0.000015	1.4136	0.0400	0.1335	0.0038	0.9948	1116	6	808	21	895	17	
9390-8@_14	0.074900	0.000192	0.000004	0.000001	0.000357	0.000011	1.1893	0.0342	0.1152	0.0033	0.9960	1066	5	703	19	796	16	

Partie 1 : Caractérisation des oxydes d'uranium des gisements de socle

sample analytical point	207Pb/206Pb	±	204Pb/206Pb	±	208Pb/206Pb	±	207Pb/235Pb	±	206Pb/238Pb	±	Correlerr	Age 207Pb/206Pb	±	Age 206Pb/238Pb	±	Age 207Pb/235Pb	±
Eagle Point																	
9390-18																	
9390-18a_13	0.064482	0.000214	0.000012	0.000002	0.000260	0.000011	0.5043	0.0175	0.0567	0.0020	0.9954	754	7	356	12	415	12
9390-18a_14	0.070744	0.000207	0.000007	0.000002	0.000122	0.000009	0.7324	0.0250	0.0751	0.0026	0.9963	949	6	467	15	558	15
9390-18a_15	0.070235	0.000242	0.000006	0.000002	0.000100	0.000010	0.7264	0.0244	0.0750	0.0025	0.9947	935	7	466	15	554	14
9390-18a_2	0.062158	0.000303	0.000011	0.000003	0.000482	0.000017	0.4616	0.0167	0.0539	0.0019	0.9908	676	10	338	12	385	12
9390-18a_4	0.071039	0.000261	0.000007	0.000002	0.000092	0.000007	0.7592	0.0258	0.0775	0.0026	0.9941	958	7	481	16	574	15
9390-18a_6	0.068716	0.000217	0.000012	0.000002	0.000137	0.000010	0.6408	0.0218	0.0676	0.0023	0.9957	887	7	422	14	503	13
9390-18a_8	0.071356	0.000192	0.000008	0.000001	0.000089	0.000006	0.8462	0.0293	0.0860	0.0030	0.9970	967	5	532	18	623	16
9390-22																	
9390-22a@_11	0.073300	0.000148	0.000006	0.000001	0.000249	0.000006	1.4908	0.0425	0.1475	0.0042	0.9975	1022	4	887	24	927	17
9390-22a@_12	0.073400	0.000124	0.000006	0.000001	0.000176	0.000006	1.2634	0.0356	0.1248	0.0035	0.9982	1025	3	758	20	829	16
9390-22a@_13	0.072100	0.000121	0.000005	0.000001	0.000164	0.000006	1.0498	0.0294	0.1056	0.0029	0.9982	989	3	647	17	729	14
9390-22a@_14	0.072700	0.000137	0.000004	0.000001	0.000132	0.000005	1.1159	0.0313	0.1113	0.0031	0.9977	1006	4	680	18	761	15
9390-22a@_6	0.070800	0.000154	0.000005	0.000001	0.000181	0.000007	0.9227	0.0258	0.0945	0.0026	0.9970	952	4	582	15	664	14
9390-20																	
90-20d@_1	0.072099	0.000132	0.000018	0.000002	0.000192	0.000007	1.1125	0.0279	0.1119	0.0028	0.9973	984	4	684	16	759	13
90-20d@_2	0.072143	0.000171	0.000019	0.000002	0.000199	0.000008	1.0592	0.0159	0.1065	0.0016	0.9874	984	5	652	9	733	8
90-20d@_4	0.070882	0.000227	0.000024	0.000003	0.000216	0.000011	1.0172	0.0149	0.1041	0.0015	0.9758	946	7	638	9	712	7
90-20d@_6	0.064655	0.000276	0.000053	0.000007	0.000244	0.000016	0.5449	0.0070	0.0611	0.0007	0.9425	740	9	382	4	442	5
90-20d@_7	0.063107	0.000375	0.000075	0.000012	0.000248	0.000026	0.4947	0.0127	0.0568	0.0014	0.9728	677	13	356	9	408	9
90-20d@_13	0.070109	0.000178	0.000025	0.000002	0.000279	0.000012	0.8758	0.0131	0.0906	0.0013	0.9856	923	5	559	8	639	7
90-20d@_14	0.066027	0.000230	0.000047	0.000005	0.000307	0.000017	0.6753	0.0090	0.0742	0.0010	0.9652	788	7	461	6	524	5
9390-20 II																	
90-20d@_8	0.064692	0.000288	0.000065	0.000007	0.000430	0.000024	0.9410	0.0120	0.1055	0.0013	0.9372	736	9	647	7	673	6
90-20d@_9	0.064853	0.000398	0.000083	0.000013	0.000304	0.000022	0.7689	0.0117	0.0860	0.0012	0.9157	732	13	532	7	579	7
90-20d@_10	0.065562	0.000235	0.000058	0.000007	0.000305	0.000020	0.6907	0.0111	0.0764	0.0012	0.9746	768	8	475	7	533	7
90-20d@_11	0.065147	0.000291	0.000073	0.000007	0.000427	0.000020	1.0053	0.0132	0.1119	0.0014	0.9402	747	9	684	8	706	7
90-20d@_12	0.065949	0.000248	0.000065	0.000007	0.000418	0.000024	0.7947	0.0107	0.0874	0.0011	0.9603	777	8	540	7	594	6
9390-7																	
9390-7@_4	0.054510	0.000424	0.000048	0.000011	0.001081	0.000067	0.0666	0.0023	0.0089	0.0003	0.9741	365	17	57	2	65	2
9390-7@_5	0.050500	0.000305	0.000019	0.000005	0.001170	0.000043	0.0803	0.0027	0.0115	0.0004	0.9841	208	14	74	2	78	3
9390-7@_6	0.051100	0.000205	0.000011	0.000003	0.001230	0.000035	0.0681	0.0023	0.0097	0.0003	0.9929	240	9	62	2	67	2
9390-7@_7	0.052200	0.000216	0.000010	0.000009	0.001280	0.000040	0.0655	0.0022	0.0091	0.0003	0.9925	290	9	58	2	64	2
9390-7@_7	0.052200	0.000247	0.000007	0.000004	0.001290	0.000036	0.0654	0.0022	0.0091	0.0003	0.9902	292	11	58	2	64	2

Table 1-3 : Analytical data of the IMS-3f ion microprobe analyses of uranium oxides in the studied areas

5.3.2. *The Eagle Point deposit*

For Eagle Point, earliest crystallized uranium oxides (samples 90-8 and 90-18) give ages comparable to the second generation of uranium oxides from the Millennium deposit with upper intercepts respectively at 1209 ± 67 Ma (MSWD=5.8) and 1249 ± 25 Ma (MSWD=1.2). The samples are largely discordant, especially 90-18. The lower intercepts (232 ± 69 Ma for 90-18, 239 ± 120 Ma for 90-8) indicate the same recent alteration episode than for the Millennium deposit uranium oxides. For pitchblende veins (samples 90-22 and 90-20), upper intercepts are grouped around 1100 Ma (1093 ± 44 Ma for the sample 90-20 [MSWD=5.5], 1050 ± 50 Ma for the sample 90-22 [MSWD=5.6]) and the lower intercepts are 219 ± 34 Ma for the sample 90-20 and 130 ± 110 for the sample 90-22. The degree of discordance is limited for sample 90-22. The central part of the sample 90-20 uranium vein, chemically and optically different from the edge of the vein, represents a later mineralization event probably resulting from remobilization of older uranium oxides, dated around 768 ± 44 Ma (MSWD=3.1) with a limited degree of discordance.

For the uranium oxides from the roll front (90-7 sample), the small size of the uranium oxide grains and their heterogeneity, do not allow the determination of accurate U/Pb isotopic age determination. Nevertheless, the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ratios of several analytical points gives a mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age around 278 ± 62 Ma, clearly younger than the other uranium oxides and close to the lower intercept ages obtained for the other samples analyzed. This result also confirms the young chemical ages obtained on these uranium oxides.

5.4. REE abundances for the Millennium and Eagle Point basement-hosted mineralizations

The majority of uranium oxides dated by the U/Pb isotopic method were also analyzed by ion microprobe to determine the REE patterns of each uranium oxide generation and the yttrium contents. The analytical spot size, three to four times bigger than for U/Pb dating (due to low REE concentrations in uranium oxides compared to Pb and U), has not allowed to analyze all the samples dated with the ion microprobe. Only samples from the Millennium (48-3, 48-9 and 48-7) and from Eagle Point (90-18, 90-8, 90-20 (P₁) and 90-7) deposits have been analyzed.

5.4.1. *Earliest crystallized U oxides*

Chondrite-normalized REE patterns of the earliest crystallized uranium oxides of the two deposits (Figure 1-13) have bell-shaped curves centred on Tb or Dy, typical of unconformity-related uranium deposits (Pagel et al., 1987; Fayek and Kyser, 1997; Fryer and Taylor, 1987; Bonhoure et al., 2007). Heavy rare earth elements (HREE) appear to have an identical fractionation but slightly different abundances in three oldest uranium oxides previously described (dated at 1340 Ma, 1275 Ma and 1100 Ma) for the Eagle Point and the Millennium deposits. Light rare earth elements (LREE) have more variable concentrations.

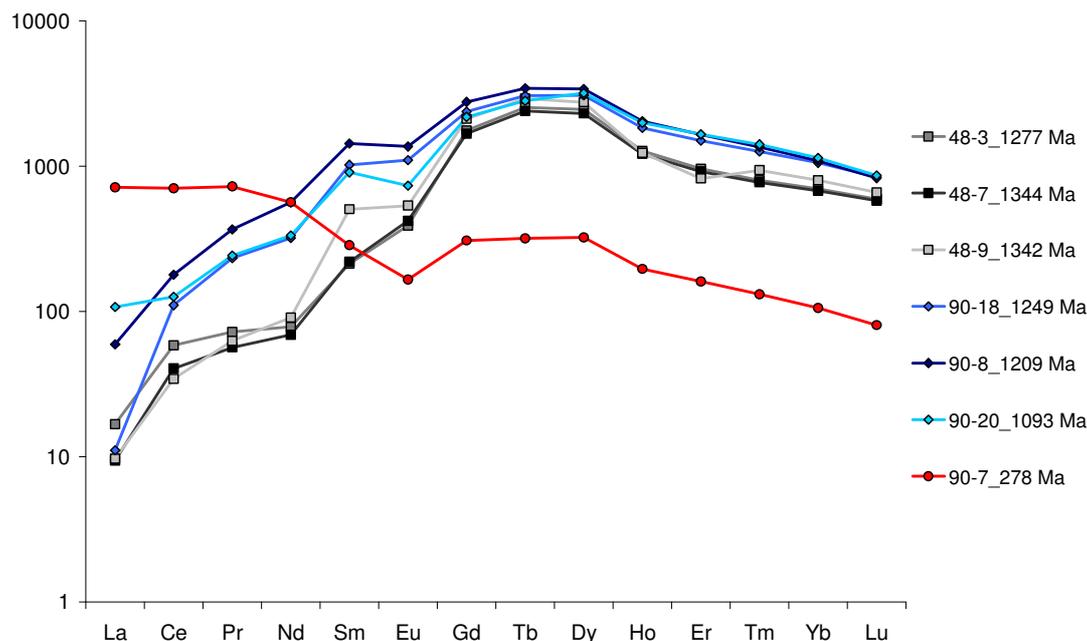


Figure 1-13 : Chondrite-normalized mean REE pattern of different uranium oxide generations from the Millennium (square) and Eagle Point (circle) deposits

In order to better reveal the REE variations between samples, a comparison of all analytical results for each early crystallized samples (from 3 to 7), directly in REE abundances, has been done.

For the two Millennium uranium oxide generations (dated at 1340 and 1275 Ma), REE contents are identical, only some higher concentrations are observed, especially for Sm, in sample 48-9, which could be directly linked to analytical errors (Figure 1-14). The concentrations for all REE, particularly LREE, are low (mainly lower than 100 ppm) with a maximal abundance of Dy close to 1000 ppm. $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratios are comprised between 3.7 to 8.4 for both generations (Table 1-4).

For Eagle Point, the three studied samples reveal identical REE abundances for all analytical points in one sample and also for the two age (1275 and 1100 Ma) (Figure 1-14). Each REE concentration is relatively low (between 1 to 300 ppm) with a maximal abundance for Dy, close to 1000 ppm. $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratios are between 1.9 to 3.5 for the three samples.

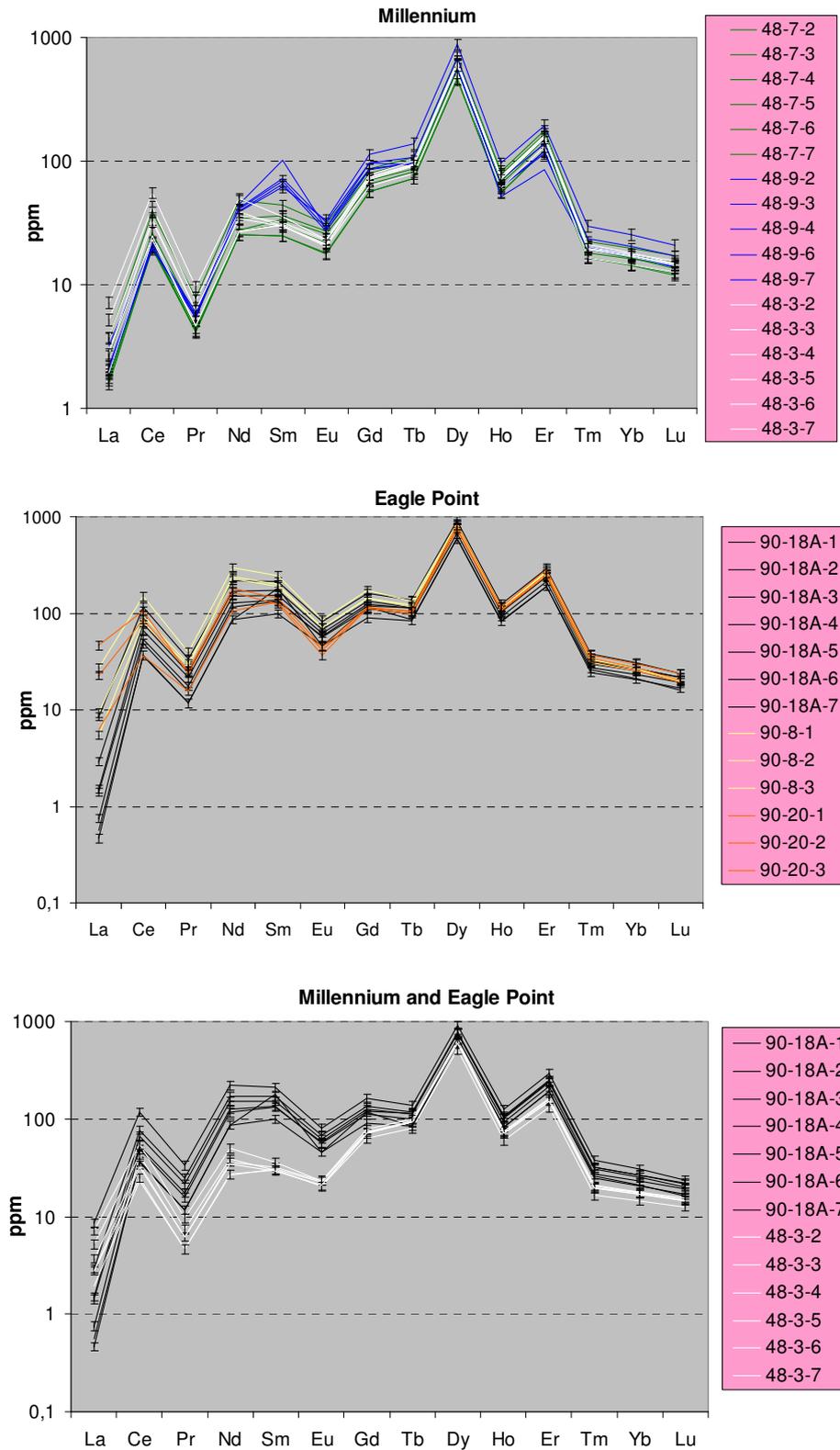


Figure 1-14 : Absolute REE abundance for several REE analytical points of uranium oxides from the Millennium (top), from Eagle Point (middle) deposits and from a same generation in the two deposits (bottom). REE abundances are given in Table 1-4

5.4.2. Later crystallized uranium oxides

The sample 90-7, corresponding to a late generation of uranium oxide, have a distinct REE pattern with a high LREE concentration but lower HREE content, giving $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratio of 0.1. It is however remarkable that the shape of the REE pattern at the level of the HREE (Figure 1-13) remains similar to that of the older uranium oxides. The particular enrichment in LREE in the late uranium oxide generations has been already noticed for other Athabasca Basin uranium deposits, such as McArthur River (Bonhoure et al., 2007). Y, as HREE, is weakly concentrated (676 ppm) compared to earliest uranium oxides.

5.4.3. REE patterns comparison between the Millennium and Eagle Point deposits

The comparison of the absolute REE abundances for the 1275 Ma uranium oxides from two deposits (samples 90-18 and 48-3 for example) reveals a LREE abundance difference especially centered on intermediate to light REE (Pr, Nd, Sm and Eu), the lightest REE (La and Ce) having very similar abundances for the two ores (Figure 1-14). Sm and Nd concentrations can be six times higher in the Eagle Point mineralization compared to the Millennium one and the ΣLREE for Eagle Point (281<90-18<846 ppm) is considerably higher than for Millennium (94<48-3 <207 ppm). However, as HREE concentrations are similar for the two deposits, $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratios are different for the deposits (Table 1-4). The relative abundances for each HREE are thus identical between the older uranium oxides of each ore, but LREE abundances are different in the primary uranium oxides of Millennium and Eagle Point, for all the three oldest ages.

Y contents demonstrate the same variations as the REE for the two deposits, with a highest concentrations in the Eagle Point uranium oxides generations (7120<Y<7378 ppm) than for the Millennium ones (3731<Y<4964 ppm).

Partie 1 : Caractérisation des oxydes d'uranium des gisements de socle

	N°	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	ΣLREE	ΣHREE	ΣH/ΣL
Millen <u>48-3</u>	2	3411	5.2	42.7	7.4	39.1	29.7	20.5	63.1	79.7	514.2	60.5	131.1	16.4	14.5	12.6	1037	145	749	5,2
	3	4138	3.7	33.7	6.2	36.4	32.2	23.3	73.9	94.7	612.1	72.8	157.9	20.5	17.5	14.5	1199	136	895	6,6
	4	4340	1.9	23.2	4.6	26.9	30.6	22.3	73.5	94.9	624.7	74.8	161.8	21.1	18	14.9	1193	110	915	8,4
	5	3992	2.8	24.8	4.6	27.1	30.1	20.7	71.4	92.1	597.3	70.8	152.9	19.4	17.1	14.8	1146	110	872	7,9
	6	4235	7.2	55.1	9.6	49.7	35.7	23.3	78.3	99.6	642.7	75.4	159.2	19.7	17.6	15.6	1289	181	930	5,2
	7	4197	2.7	32.3	6.1	34.1	29.5	21	71.5	92.6	596.9	71.1	152.5	19.4	16.9	14.3	1161	126	871	6,9
	av.	4052	3.9	35.3	6.4	35.6	31.3	21.9	72	92.3	598	70.9	152.6	19.4	16.9	14.5	1171	134	872	6,7
Millen 48-7	2	3055	1.8	20.7	4.1	25.4	25	17.6	56.7	72.5	457.4	55.5	122.1	16.4	14.4	12.5	902	95	678	7,2
	3	3028	1.7	19.3	4.2	25.4	24.9	18	56.4	72.1	462.2	55.9	122.5	16.6	14.3	11.9	905	94	683	7,3
	4	3394	1.6	20.2	4.2	27.3	30.6	21.8	65.2	82.6	542.7	64.9	141.3	18	16.1	14.2	1051	106	797	7,5
	5	3846	1.9	21.6	4.4	27.8	33.9	25.9	69.4	87.1	558	68.4	149.4	19.3	16.4	13.5	1097	116	825	7,1
	6	4308	2.7	26	5.4	34.3	36	27.3	79.2	100.7	648.7	78.4	165.8	19.9	17.5	15.1	1257	132	945	7,2
	7	4757	3.7	38.8	7.8	47.7	43.8	30.9	86.6	108	692.2	82.5	177.3	22.3	19.7	17.1	1378	173	1011	5,9
	av.	3731	2.2	24.4	5	31.3	32.4	23.6	68.9	87.2	560.2	67.6	146.4	18.8	16.4	14.1	1098	119	823	7
Millen. 48-9	2	4663	2.2	20.1	5.6	40.8	69.2	28.6	86.9	95.8	603.4	61.8	115.5	20.5	17.5	14.5	1182	167	833	5
	3	4421	2.1	20.1	5.4	39.8	65	27.3	85.7	96	598.8	62.3	120.3	20.2	16.9	13.7	1174	160	832	5,2
	4	5091	1.9	19.7	5.4	41.4	73	31.8	96	107.6	691	71.5	138.5	23.5	20.3	17	1339	173	962	5,6
	6	6508	2	22.1	5.6	39	62.2	33.2	113	138.4	876.8	96.5	194.1	29.8	25.4	20.9	1659	164	1244	7,6
	7	4137	3.2	21.7	6	44.5	102.4	28.8	95.9	92.6	570	51.6	85.5	19.4	16.8	14.1	1153	207	757	3,7
	av.	4964	2.3	20.7	5.6	41.1	74.4	29.9	95.5	106.1	668	68.7	130.8	22.7	19.4	16	1301	174	926	5,4
Eagle 90-18	2	6861	0.5	36.6	11.7	86.6	99.7	45.8	89.8	84.8	593.7	82.1	192.4	24.6	20.7	16.9	1386	281	930	3,3
	3	7404	2.9	77.5	24.5	170.3	171.8	67.8	134.8	116.3	777.6	106.4	248.7	32	26.9	21.8	1979	515	1213	2,4
	4	7264	8.5	117.2	33.4	219.5	211.6	81.3	162.4	137.8	915.4	124.9	292.7	38	30.8	23.6	2397	672	1425	2,1
	5	6988	1.4	53.2	17.5	127	135.6	56.3	111.7	99.8	668.2	92.7	215.6	27.1	23.2	19.2	1649	391	1046	2,7
	6	7315	1.5	66.9	21.4	151	152.7	62.1	126.1	112.8	767.6	103.5	242.2	32	26.8	21.6	1888	456	1194	2,6
	7	7833	0.7	48.7	15.7	116.2	132.5	57.4	119.6	113.2	751.1	102.8	238.9	30.3	25.2	20.1	1772	371	1168	3,1
	av.	7278	2.6	66.7	20.7	145.1	150.7	61.8	124.1	110.8	745.6	102.1	238.4	30.7	25.6	20.5	1845	448	1163	2,7
Eagle 90-8	1	7633	27.2	150	39.7	297.2	245.2	86.2	171.7	135	853.1	117.5	269.3	33.3	26.6	19.9	2472	846	1320	1,6
	2	7320	5.5	80.9	28.5	231.1	189.5	71.7	144.8	122.4	823.3	113.9	266.7	34.7	27.3	19.9	2160	607	1286	2,1
	3	6407	9.3	93.9	30	237.7	197.7	71.5	144.1	117.3	797.3	108.6	250.9	30.7	25.6	20.5	2135	640	1234	1,9
	av.	7120	14	108.3	32.7	255.3	210.8	76.5	153.5	124.9	824.6	113.3	262.3	32.9	26.5	20.1	2256	698	1280	1,9
Eagle 90-20	1	6911	6.2	36.3	15.4	106.5	132.2	41.6	110.4	99.5	741	105.7	247.3	31.7	25.4	19.1	1718	338	1170	3,5
	2	7193	22.7	86.4	25.3	180.3	142.4	45	115.8	102.5	759.5	109.1	258.6	34.3	27.3	20.3	1930	502	1209	2,4
	3	8030	46.8	106.2	24	166.2	126.2	36.7	112.5	105.6	820.5	117.5	285.2	36.9	30.2	23.5	2038	506	1314	2,6
	av.	7378	25.2	76.3	21.6	151	133.6	41.1	112.9	102.5	773.7	110.8	263.7	34.3	27.6	21	1895	449	1231	2,8
Eagle 90-7	1	573	117	362.7	58.2	228.7	39.3	8.6	19.6	9.7	67.2	9	19.1	2.4	2	1.7	945	815	101	0,1
	2	642	170.5	418.3	61.9	242.9	40.5	8.8	21.2	11.5	77	10.7	26.2	3.2	2.6	1.9	1097	943	122	0,1
	3	813	216.1	495.6	74	295.5	46.4	10.4	24.4	13.5	91.6	13.2	31.4	3.9	3.1	2.2	1321	1138	145	0,1
	av.	676	167.9	425.5	64.7	255.7	42.1	9.3	21.7	11.6	78.6	11	25.6	3.2	2.6	1.9	1121	965	123	0,1

Table 1-4 : SIMS determinations of REE contents in basement-hosted uranium oxides (ppm). Gd and Yb are calculated from Sm, Tb and Tm, Lu respectively because analytical interferences do not allow to analyze them accurately. ΣLREE=La+Ce+Pr+Nd+Sm+Eu ; ΣHREE=Dy+Ho+Er+Tm+Yb+Lu

5.5. Comparison of U/Pb isotopic ages, REE abundance and chemical compositions of the Eagle Point and Millennium primary uranium oxides

In order to better understand the alteration processes to which the uranium oxides have been submitted after their crystallization and the mobility of the different elements present in the early generations of uranium oxides (dated at 1340 Ma, 1275 Ma and 1100 Ma) during these alterations, a comparison has been made, for selected zones, between their REE contents, their $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages and their Pb, Ca and Si concentrations in restricted selected uranium oxide zones on several samples of the Eagle Point (samples 90-18, 90-8 and 90-20) and Millennium (samples 48-3, 48-7 and 48-9) deposits (Figure 1-15).

5.5.1. REE content variations with uranium oxide alteration

The Eagle Point deposit: samples 90-8 and 90-18

Concentrations variations for Pb, Ca, and Si

The two samples from the Eagle Point deposit, present the same uranium oxide generation dated by isotopic U/Pb methodology at about 1275 Ma. Radiogenic lead losses are strong in both samples but much greater for 90-18. The difference of radiogenic lead loss between the two samples can also be quantified from electron microprobe analytical profiles with Pb contents between 6 to 8 wt% for 90-18 and between 9 to 12 wt% for 90-8 (Figure 1-16). For sample 90-18, Ca contents are between 1.06 wt% and 3.74 wt% and Si contents are between 0.15 wt% to 2.56 wt%, whereas sample 90-8, presenting a more limited radiogenic loss, presents lower ranges of Ca and Si contents between 0.82 and 1.36 wt% and 0.1 and 1.68 wt% respectively.

Pb, Ca and Si present relatively restricted variations of concentration for the selected zones. The largest variations are related to late uranium oxide crystallization in veins or in dissolution zones of the early crystallized uranium oxides. The 90-8 sample Si-rich zone (points 16 to 19 for the microprobe profile, Figure 1-15 and Figure 1-16) is not correlated with a strong Pb or Ca variations and with a strong pitchblende alteration and could be a primary signature during the crystallisation. As previously discussed, the Si-bearing phase is unknown.

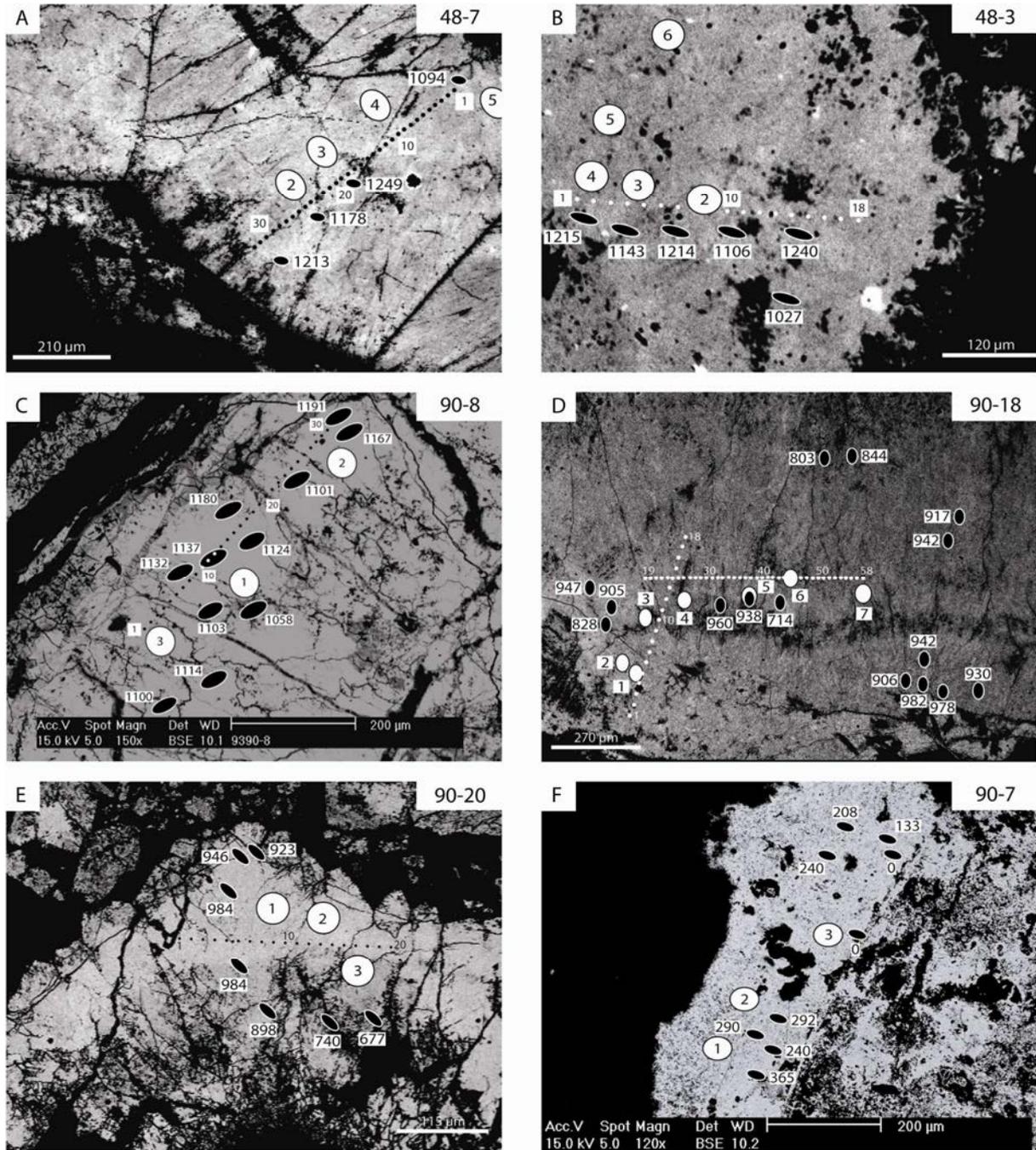


Figure 1-15 : REE, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating and electron microprobe profiles on selected zones for the Millennium and Eagle Point uranium oxides. Black circle represent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating zones, white circle represent REE analytical zones and small dots correspond to the electron microprobe profiles

The Pb/U ratios ($0.15 < 90-8 < 0.19$; $0.08 < 90-18 < 0.14$) are considerably lower than the ratio calculated for samples having an isotopic 1275 Ma age ($\text{Pb}/\text{U}=0.25$). The stronger lead depletion observed in sample 90-18 is not totally compensated by Ca and Si content increase and can be explained by lead diffusion. Nevertheless, the small degree of variability of the chemical compositions along the profiles, except for Si, indicates only one major crystallization episode as suggested by the global distribution of the elements observed on the BSE images. A local disturbance is observed in profile 90-18, with lower Pb contents and enhanced Ca contents (Figure 1-16).

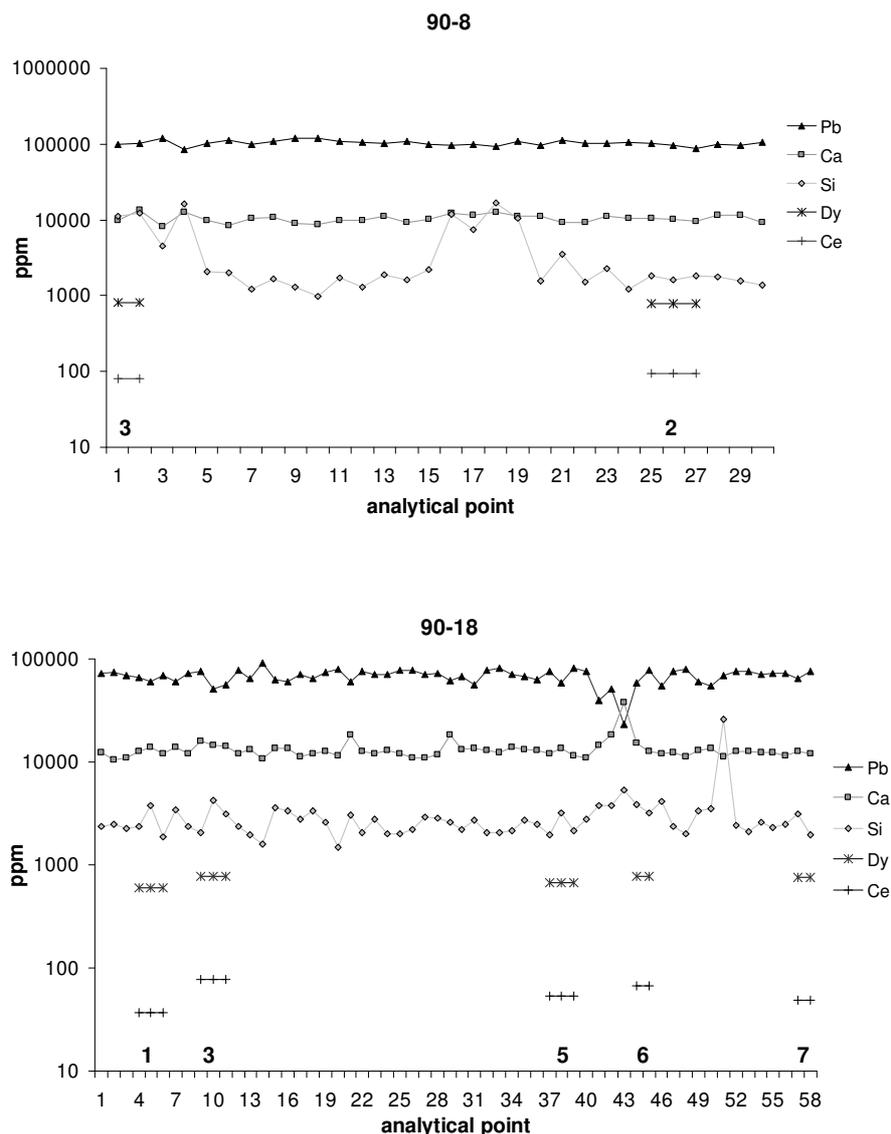


Figure 1-16 : Ca, Si, Pb (ppm, CAMECA SX100) and Ce and Dy content (ppm, CAMECA IMS-3f) variations along profile for some selected zones of 90-8 and 90-18 samples (Figure 1-15). Bold number refer to REE analytical points

REE, concentrations variations compared to Ca, Si, and Pb concentrations variations Dy (the most abundant HREE for Athabasca Basin basement-hosted mineralization) and Ce concentrations (one of the most abundant LREE for Athabasca Basin basement-hosted mineralization) determined by ion microprobe in some zones of the chemical profiles are constant and never show significant variations when variations of Pb, Ca and Si contents occur in the same zone.

For example, Dy concentrations for the two analytical points 90-8-2 and 3 (823 ppm and 797 ppm, respectively) are within the analytical error margin, while Si concentration varies with a factor of 6 (11753 ppm and 1754 ppm respectively) in the same area. The same observation is valid for analytical points 90-18 for which the strong lead substitution (from 81270 ppm to

50440 ppm) by calcium is not associated with a variation of Dy (from 668 to 915 ppm for all the REE analytical points) and Ce (from 37 to 117 ppm for all the analytical points) concentrations. Mean concentration and standard deviation for Si, Ca, Pb, Ce, Dy and Y are shown in Table 1-5. Variations are limited for Dy and Y while they can be strong for the three major elements.

	Si	Ca	Pb	Ce	Dy	Y
90-8	5753 ± 5485	10747 ± 1650	97657 ± 5650	87 ± 9	810 ± 18	6864 ± 646
90-18	2228 ± 804	13268 ± 1373	66574 ± 9680	57 ± 16	712 ± 79	7385 ± 348
48-7	498 ± 193	10855 ± 1673	104834 ± 17607	17 ± 7	514 ± 45	3432 ± 397
48-3	3603 ± 2862	10193 ± 927	82215 ± 30685	33 ± 10	584 ± 61	3963 ± 489

Table 1-5 : mean concentration and standard deviation for Si, Ca, Pb (CAMECA SX100), Ce, Dy and Y (CAMECA IMS-3f) in the REE points zones. The variations are major for Si, Ca and Pb but are small for the rare earth elements, especially Dy

The Millennium deposit: samples 48-3 and 48-7

Concentrations variations for Pb, Ca, and Si

The two samples are from two uranium oxides from the Millennium deposit dated at 1340 Ma (48-7) and at 1275 Ma (48-3) by U/Pb method. The uranium oxide giving the youngest age presents a much stronger lead loss (stronger discordancy of the analytical points), but has a lower intercept closer to the origin: 74 ± 18 Ma for 48-3 against 211 ± 79 Ma for the 48-7.

The extent of the lead loss can also be evaluated from electron microprobe chemical profiles sample 48-7 having from 4.1 to 20.0 wt% Pb whereas sample 48-3 has only 2.55 to 10.96 wt% Pb (Figure 1-17), with nearly the same range of variations of Ca (0.79 to 1.67 wt% Ca and 0.82 to 1.47 wt% Ca respectively) and Si (0.1 to 1.33 wt% Si and 0.1 to 0.77 wt% Si respectively). Most of the electron microprobe analysis presents limited concentration variations of Pb, Ca and Si, excepted in narrow zones, where uranium oxide has recrystallized in veins or in dissolution zones. Pb/U ratio are considerably lower ($0.16 < 48-7 < 0.21$; $0.03 < 48-3 < 0.18$) than calculated for radiogenic lead contents corresponding to the isotopic ages of 1340 Ma (Pb/U=0.26) or 1275 Ma (Pb/U=0.24). As for Eagle Point deposit, the studied zones correspond to one major crystallization episode.

REE, concentrations variations compared to Ca, Si, and Pb concentrations variations Dy, Ce and Y concentrations determined by ion microprobe in specific zones of the electron microprobe profiles are constant and never show significant variations correlated with the strong variations of Pb, Ca and Si contents (Table 1-5). Dy contents are similar for the three analyses made on 48-3 (624 ppm, 612 ppm and 514 ppm), while Si concentrations vary from one to seven (1000 ppm versus 7710 ppm) and Pb from one to four (25470 ppm versus 109550 ppm). The same observation is valid for sample 48-7. Standard deviation are low for Dy, Ce and Y while they can be strong for the three major elements.

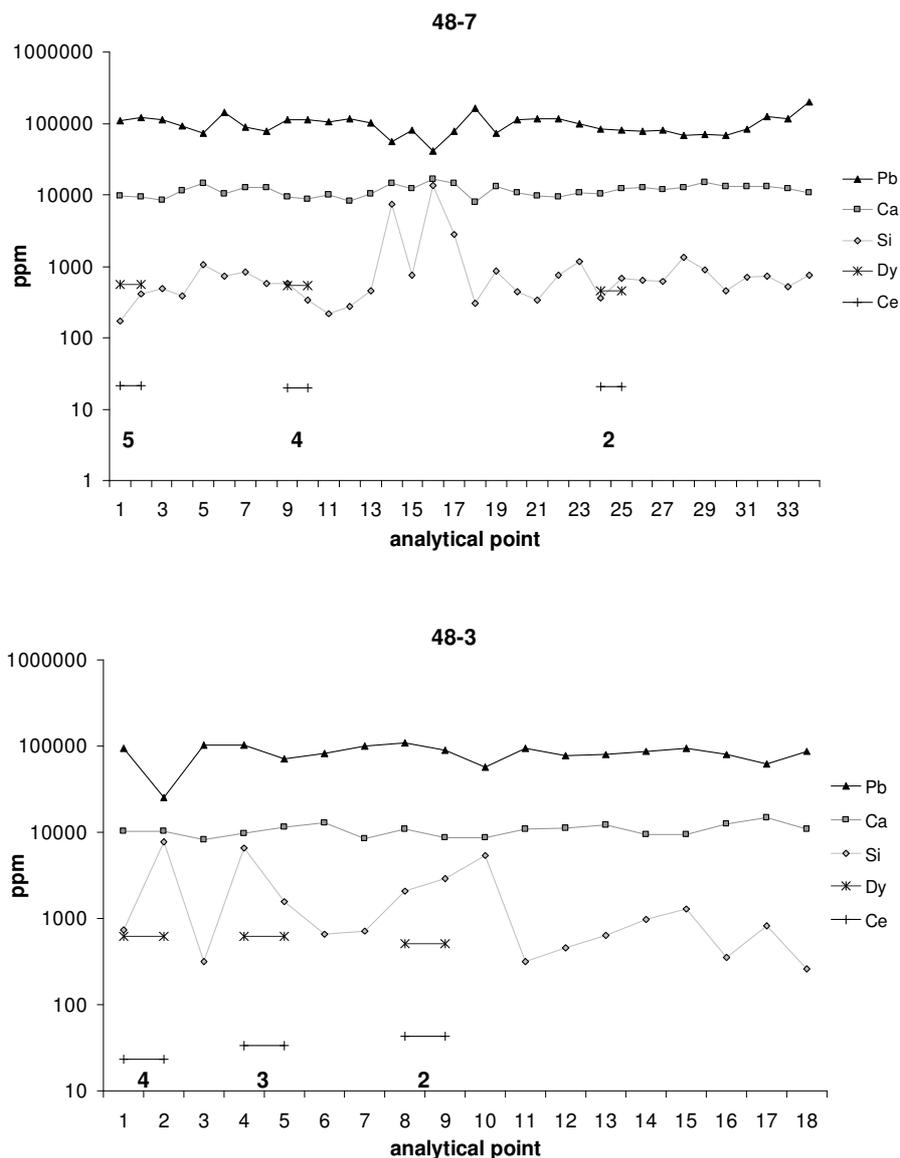


Figure 1-17 : Ca, Si, Pb (ppm, CAMECA SX100) and Ce and Dy content (ppm, CAMECA IMS-3f) variations along profile for some selected zones of 48-7 and 48-3 samples (Figure 1-15). Bold number refer to REE analytical points

Therefore, REE, light or heavy, do not present a significant mobility during uranium oxide alterations, even for high Ca and Si substitutions of uranium oxydes.

5.5.2. Comparison of chemical composition and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages

The Eagle Point deposit: samples 90-8, 90-18 and 90-20

As previously discussed, lead loss in uranium oxides is partly compensated by Ca and Si substitutions, the concentrations of other elements (principally REE and Y) being mainly invariant here (Figure 1-18). For the selected zones, the main substitution is the Pb-Ca substitution with a correlation slope close to -1 for the lead-rich uranium oxides (90-20 and

90-8), Si contents remaining at low and nearly constant levels except for some samples (90-18 for example).

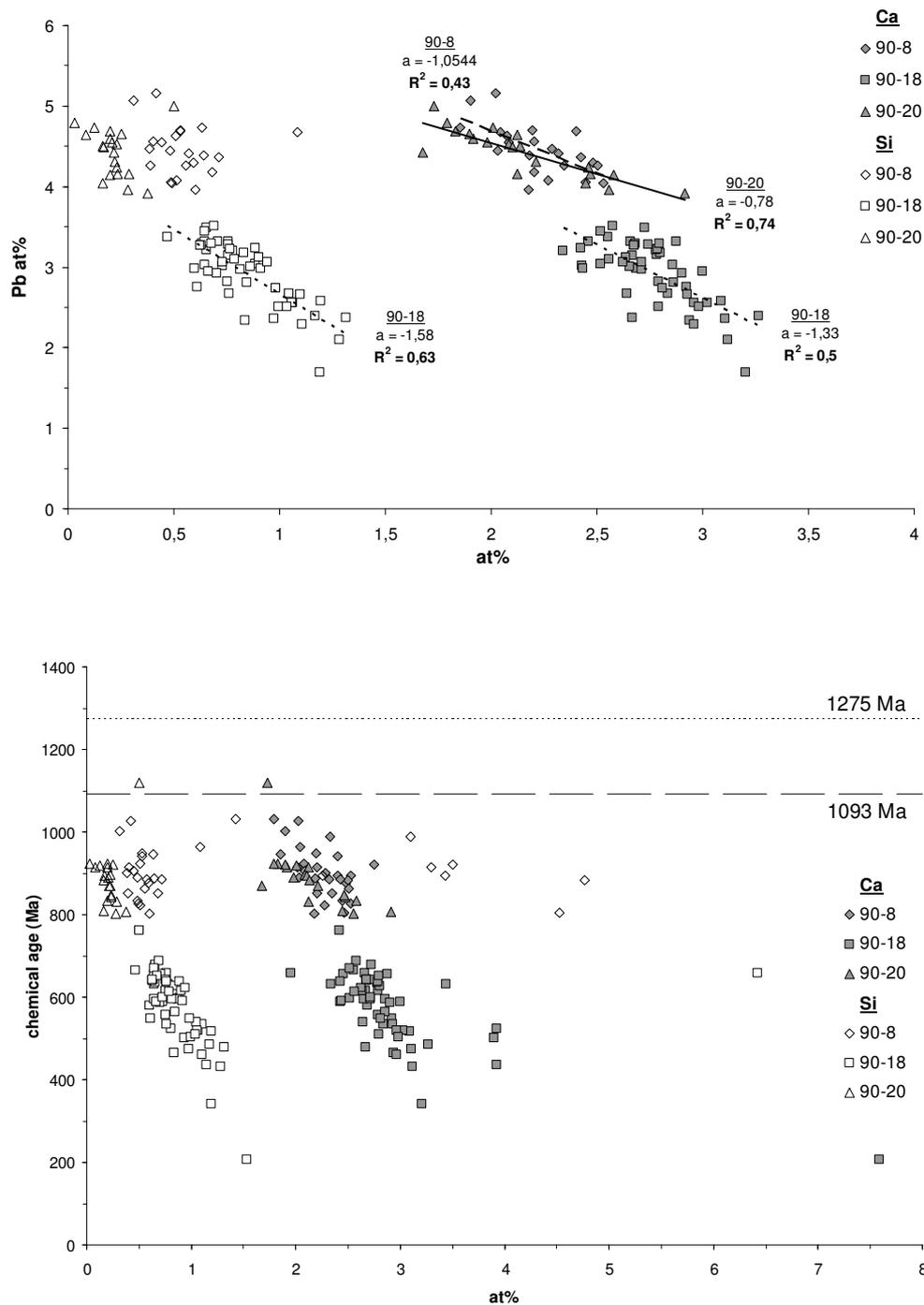


Figure 1-18 : Top - Correlation between Ca or Si at% and Pb at% for selected zones of Eagle Point earliest uranium oxide generations (Figure 1-15). Clear substitutions exist between Ca-Pb for all samples and for Pb-Si only for sample 90-8. Bottom - Correlations between Ca and Si atomic contents and chemical ages. Two groups of chemical ages appear : 1150-800 and 700-430 Ma

For sample 90-18, the most depleted in lead, a combined Ca-Si substitution exists. The Calculated chemical ages are younger than U/Pb isotopic crystallization age (1275 or 1093

Ma) (Figure 1-18). Sample 90-20 appears to be the less altered one with chemical ages closer to isotopic age and one chemical age is similar to the 1093 Ma isotopic U/Pb determination. The chemical ages for samples 90-8 and 90-20 are spread between 1050 to 800 Ma (Figure 1-19). For sample 90-18, chemical ages are distributed between 700 and 430 Ma, demonstrating a strong lead loss.

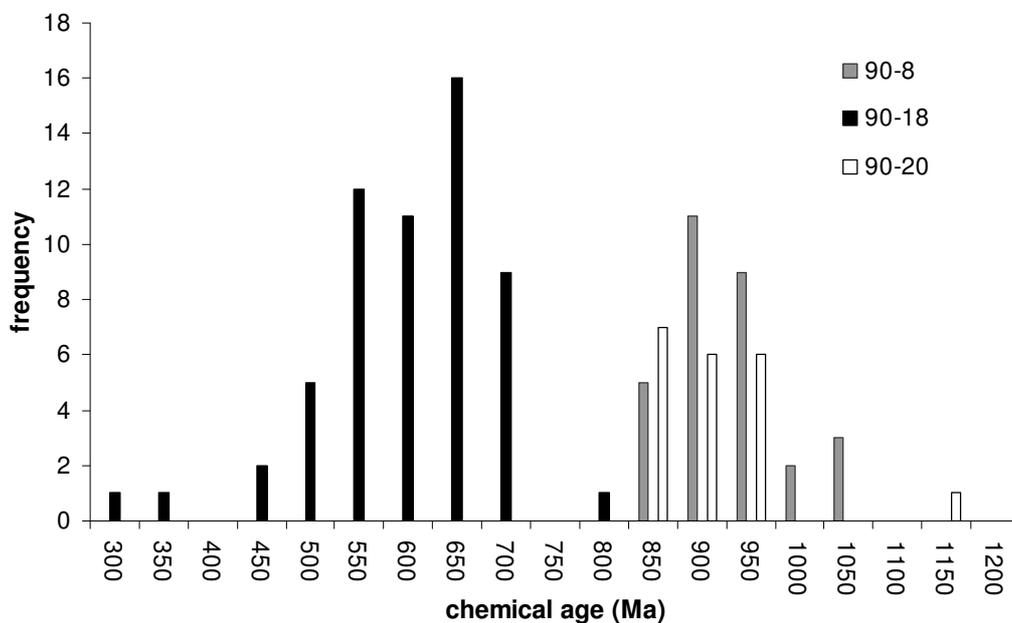


Figure 1-19 : chemical age histogram for Eagle Point primary uranium oxides

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages for 90-8 and 90-20 samples have a small spreading (1056 to 1191 Ma for 90-8; 677 to 984 Ma for 90-20; Figure 1-15) and are closer to the isotopic U/Pb ages than the chemical ages in the same zones, which are from 800 to 1050 Ma for 90-8 and 90-20. Concerning 90-18, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages have a small spreading too (714 to 982 Ma) but are far from the 1275 Ma isotopic U/Pb age. This observation is confirmed by the dispersion of chemical ages from 400 to 700 Ma, even for two analytical points separated by 5 μm . This result demonstrates that the alterations of the selected primary uranium oxides at Eagle Point are diffused and relatively constant at the uranium oxides scale but can greatly differ for a same generation spatially distant.

The Millennium deposit: samples 48-3, 48-7 and 48-9

Pb loss during uranium oxide alteration is well compensated by Ca substitutions in sample 48-3 (corresponding to the 1275 Ma event) because the Pb-Ca substitution slope is close to -1, but not for 48-9 and 48-7 (corresponding to the 1340 Ma event) because their Pb-Ca substitution slopes differ from one (-1.78 and -1.97 respectively) (Figure 1-20). Si contents are mainly below the detection limit of the microprobe in the three samples. The lead loss for 48-9 and 48-7 is therefore linked to two phenomena: Ca-substitution and diffusion.

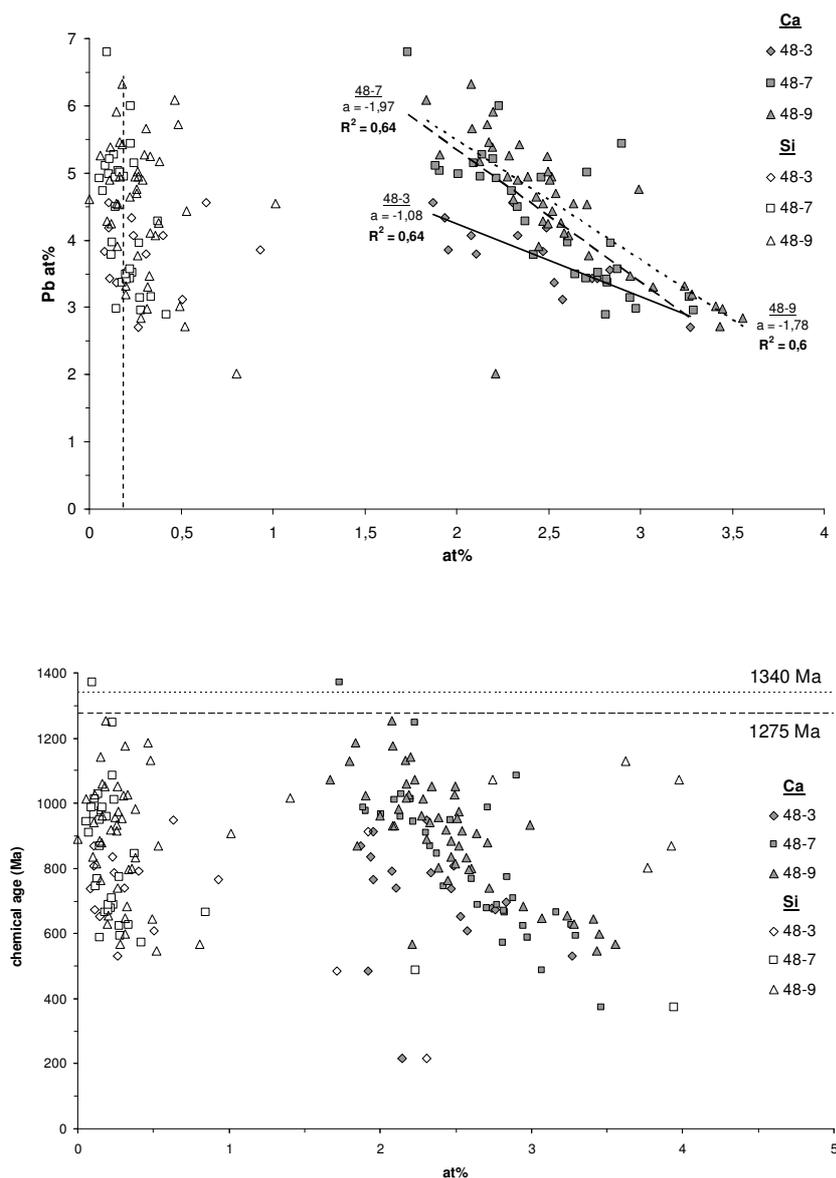


Figure 1-20 : Top. Ca and Si at% as function of Pb at% for Millennium primary mineralization for selected zones (Figure 1-15). Clear substitutions exist only between Ca-Pb. Bottom. Ca and Si oxide contents as function of chemical age. One group is visible for chemical age: 1200-550 Ma. Dot line: Si detection limit

The chemical ages of the three samples spread nearly over the same range from 1200 to 550 Ma. However, two populations can be individualized for sample 48-7 and 48-9 (Figure 1-21): 1150-850 Ma and 700-550 Ma. Sample 48-3, only presents the younger interval with a few older ones (up to 950 Ma).

²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages have a smaller spreading: 1106 to 1215 Ma for 48-3; 1094 to 1249 Ma for 48-7; 1128 to 1275 Ma for 48-9 and are closer to the isotopic U/Pb ages than the chemical ages. The chemical ages in the same zones vary from 950 to 623 Ma for 48-7 and 836 to 484 Ma for 48-3 for example. It is to note that, despite a strong lead loss for 48-3, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages are as high as the two other samples.

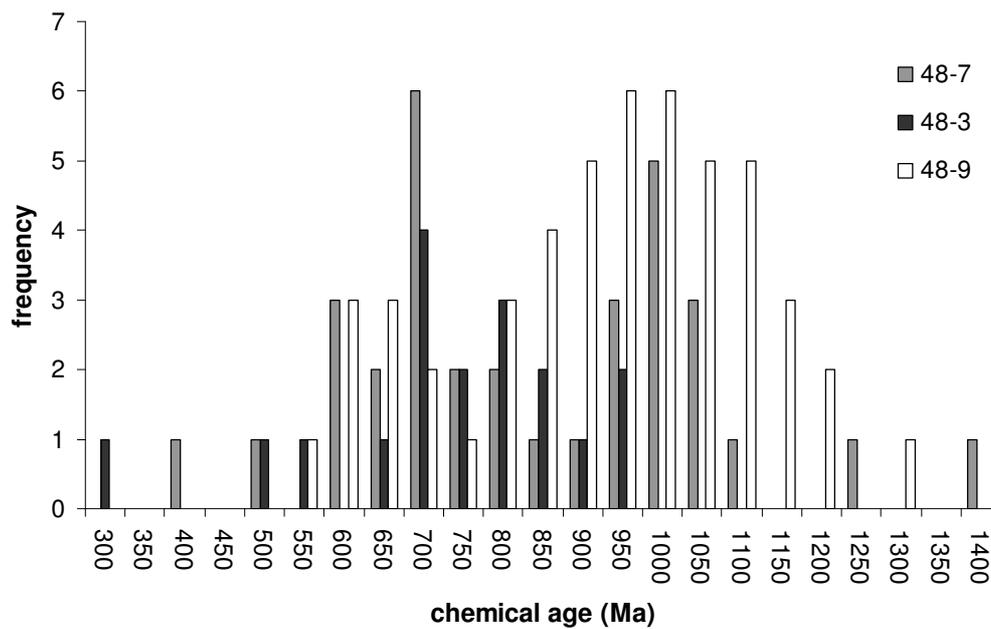


Figure 1-21 : chemical age histogram for Millennium earliest crystallized uranium oxides

6. Discussion

6.1. Chemical composition of basement-hosted uranium oxides

6.1.1. Uranium substitution during uranium oxides crystallization

The freshest uranium oxides observed at the Eagle Point, Millennium and P-Patch deposits (samples 90-8, 90-18, 48-3, 48-7, 48-9 and 47-13) have variable chemical compositions linked to crystallisation conditions and to posterior alteration processes. During the growth of the uranium oxides, several elements such as Ca, rare earth elements, Y and more occasionally Si, Fe and P can be substituted for uranium in the uranium oxides network. For the P-Patch deposit, the highest Pb/U ratio in uranium oxides is associated with high Ca content (0.88 to 4.33 Ca_{at}%) while, for the Millennium deposit, uranium oxides with Pb/U ratio similar to that of the P-Patch freshest uranium oxides have low calcium content (<2 Ca_{at}%). Similarly, for Eagle Point deposit, initial Ca contents are not directly observed because of the high alteration degree but appear to be lower than for the Millennium and P-Patch deposits. However, the presence of Ca-rich and Si-rich nano-inclusions associated with uranium oxides could explain the chemical variations too. An early uranium substitution by Si and Fe is visible, for Eagle Point deposits (90-8 sample in particular), while a minor U-P substitution seems to characterize the Millennium deposit (Figure 1-6). These substitution phenomena during uranium oxide crystallisation were previously described for the Shea Creek or McArthur River ores (Kister, 2003). The substitutions are different between studied deposits and mainly depend on the fluid composition (Alexandre and Kyser, 2005), directly function of the rock chemistry surrounding the mineralizations (Cathelineau and Leroy, 1981).

A substantial amount of REE (>1000ppm) and yttrium concentrations is also substituted to U during the crystallisation. For U oxides located at the unconformity or in the basement, REE with ionic radius close to that of U⁴⁺ (Dy and Tb) are preferentially substituted to U, leading to bell-shaped chondrite normalized REE patterns, typical of unconformity-type deposit (Pagel et al., 1987; Fayek and Kyser, 1997; Fryer and Taylor, 1987; Bonhoure et al., 2007). The overall pattern is similar for the three studied deposits except for intermediate to light REE which are differentially concentrated in each deposit, as for the other uranium substituting elements (Ca or Si). Thus, the governing conditions for the uranium substitutions during crystallization principally depend on local uranium oxide growth conditions (fluid chemistry and rock lithology).

Several late proven crystallization phases (cross-cutting of previous uranium oxides) are observed in basement-hosted deposits. They are distinguishable by various chemical compositions and petrographic characteristics. The uranium oxides from sample 90-7, for example, contain several elements undetected by electron microprobe in primary uranium oxides (P, Y, Mo, K and Na). The same trend is observed for REE with a strongly different

integration process (light REE enrichment), indicating that growth conditions are distinct from the primary-crystallized uranium oxides.

6.1.2. Post-crystallization substitution during alteration processes

Post-crystallization alteration of uranium oxides favours radiogenic lead loss, partially or totally compensated by elementary substitutions, as discussed by Alexandre and Kyser (2005). These substitutions, for basement-hosted mineralizations, are mainly Ca-Pb and can be Ca+Si-Pb substitutions in some case (90-8 sample). The degree of lead substitution by Ca and Si probably depends on ionic radius differences between the three elements (U, Ca and Si) but can be also explained by different chemical compositions of fluid, which is function of the lithology of percolated rocks. As for U oxides crystallization, various fluids (Ca-rich or Si-rich) have circulated during alteration processes. This is especially the case for the Eagle Point deposit for which some samples were altered by Ca-rich fluid (90-8 and 90-20 samples) and others by Ca-and Si-rich fluid (90-18 samples, Figure 18) after their crystallization. Parler des μ inclusions

Uranium oxides have highly variable chemical characteristics, with main variations for Pb and Ca concentrations, indicating that alteration intensities were different at deposit scale and at the sample scale too. The alteration difference inside a sample is directly visible by the heterogeneous distribution of isotopic analysis in the Concordia diagram. Some samples show overcompensation processes during lead substitution indicating that uranium can be also leached during the alteration. A simple Pb diffusion without compensation is possible in some crystal zones (sample 48-3 in particular). The possible existence of intergrown nano-phases (mainly Ca-rich and Si-rich) in the studied uranium oxides could influence their chemical composition too.

6.1.3. The chemical ages: a reliable chronometer for unconformity-type uranium oxides crystallization episodes ?

Calculated chemical ages for primary mineralizations of the Millennium, Eagle Point and P-Patch deposits are young comparatively to U/Pb isotopic ages and especially to the supposed primary uranium oxide crystallization event ca. 1500-1600 Ma. They are however very similar to chemical ages previously obtained on other uranium oxides from the studied deposits (Fayek and Kyser, 1997; Annesley et al., 2007; Cloutier et al., 2008). This phenomenon, as already described in this study, is due to strong radiogenic lead substitutions. Some authors tried to find precisely the crystallization age of uranium oxides by extrapolating chemical ages (MacArthur River : Alexandre and Kyser, 2005; Millennium : Cloutier et al., 2008). The obtained ages (around 1600 Ma) are close to isotopic U/Pb datings for the oldest uranium oxides of the Athabasca Basin (Figure 1-22). The extrapolation procedure is based on the assumption that only uranium is integrated with the oxygen in the uranium oxide during its growth, the iron, calcium or silicium being subsequently substituted to radiogenic

lead. The methodology described by Alexandre and Kyser (2005) was applied to several uranium oxides of the Millennium and P-Patch deposits (Figure 1-22). Extrapolations of the trend defined by the chemical ages and the coupled Ca + Si + Fe substitutions show that extrapolated ages (2248 Ma for 48-3 and 2283 Ma for 48-7) are inconsistent for the Millennium deposit. The primary uranium substitutions (mainly by Ca) is not negligible for both deposits (1.51 to 2.43 CaO wt % for P-Patch, Figure 22), contrary to what is proposed by Alexandre and Kyser (2005). This indicates, as previously described, that during the growth of the uranium oxide, an important quantity of calcium from the U-bearing fluid was incorporated, and that such a methodology cannot be applied for basement-hosted uranium oxides.

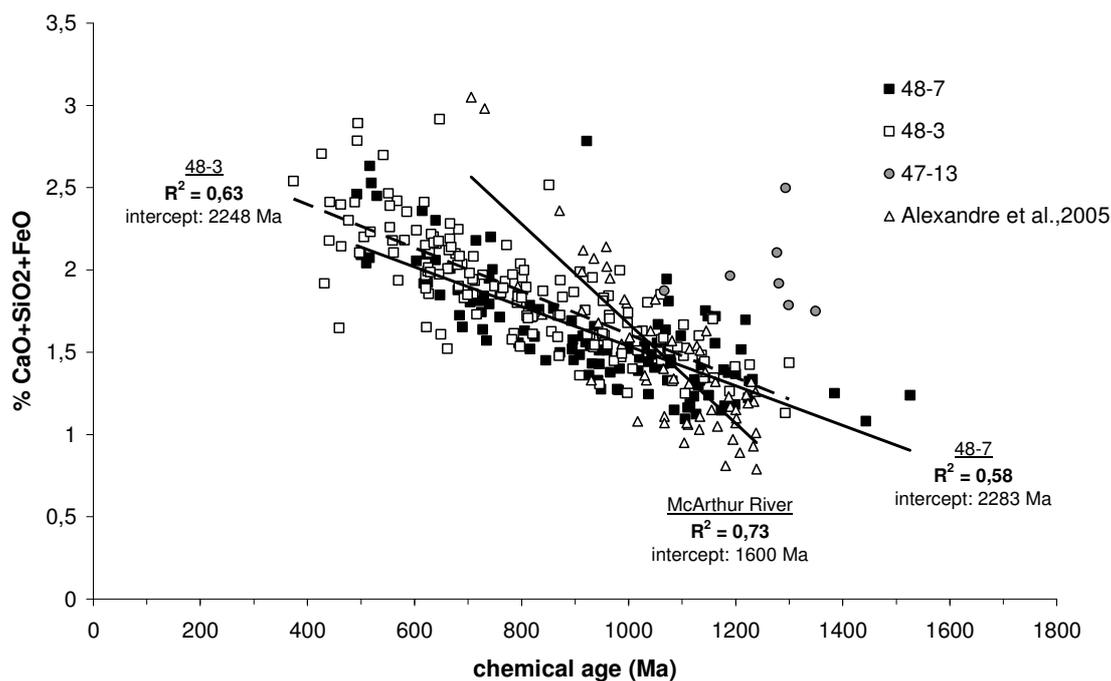


Figure 1-22 : variation of CaO+SiO₂+FeO as function of chemical age for P-Patch, for two Millennium samples and for McArthur River ore (from Alexandre and Kyser, 2005). Linear regression intercepts are totally different for the different deposits

The results obtained for the Millennium and P-Patch deposits samples can only be explained by an early calcium and silicon integration in the uranium oxide during its crystallization (U substitution or Ca- and Si-rich nano-inclusions can be evoked). The uranium oxides from McArthur River deposit, poor in calcium-rich lithologies, do not integrate calcium during their crystallization while for the Millennium deposit, calc-silicates-rich, this integration is far from negligible. However, Ca-rich lithologies are not described in the vicinity of the P-Patch mineralized area which presents high Ca-concentrations uranium oxides. Thus, several factors (fluid composition, crystallization conditions) must be associated to explain the high calcium proportion of the freshest part of some of primary basement-hosted mineralizations.

Chemical ages variability, compared to the homogeneity of the ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages obtained in the same analyzed zones (Figure 15) and primary uranium substitutions demonstrates that

chemical ages cannot be used to efficiently date the uranium oxide crystallization event and the later fluid circulations. They are however good markers of the alteration degree of the analyzed zones.

6.2. REE in the uranium oxides and their behaviour during post-crystallization alteration

6.2.1. The REE contents in basement-hosted uranium oxides

The uranium oxides from the Eagle Point and Millennium basement-hosted deposits (isotopically dated at 1340, 1275 and 1100 Ma) have bell-shaped chondrite normalized REE patterns which are a typical of Athabasca and Kombolgie Basins unconformity-type deposits (Pagel et al., 1987; Fayek and Kyser, 1997; Fryer and Taylor, 1987; Bonhoure et al., 2007). Heavy REE concentrations and overall spectra fractionation for the studied uranium oxides are similar. However, light to intermediate REE contents for same U/Pb dated uranium oxides (1275 Ma for 90-18 and 48-3 samples for example) differ for the Millennium and Eagle Point deposits, with higher concentrations for the Eagle Point deposit. These different REE abundance can be explained by rock chemical variabilities around each deposit, in close relation to elementary substitutions previously described. Concerning the last mineralization event at Eagle Point (278 ± 62 Ma), the chondrite-normalized REE pattern is strongly discordant compared to older uranium oxides analyzed, with a light REE enrichment and intermediate to heavy REE ten times less concentrated. Spectrum shape, for the heavy REE, is nevertheless identical to primary mineralization.

The REE are relatively immobile in uranium oxides during later fluid alteration, even for zones where radiogenic lead substitution is intense.

6.2.2. REE relative abundance comparison for unconformity-related uranium oxides of Athabasca Basin

Chondrite normalized REE patterns of uranium oxides from the Eagle Point deposit, previously obtained by ICP-MS analysis (Fayek and Kyser, 1997), have intermediate to heavy REE abundances close to those obtained in this study but are characterized by light REE enrichment, especially for the lightest REE (La and Ce). The spectrum was obtained from a late uraninite generation (chemical age: 938-705 Ma), thus the sample selection can explain the light REE enrichment compared to the present results. Several uranium oxides from unconformity-type McArthur River deposit, dated by U/Pb isotopic method at 1330 and 1275 Ma (Bonhoure et al., 2007), have chondrite normalized REE pattern identical, for the abundance and the fractionation, to the Millennium and Eagle Point uranium oxides, with a Σ REE closer to the Millennium patterns (Figure 23). For the Cigar Lake unconformity-type deposit, REE concentration obtained by in-situ analysis is close to the REE concentrations of the two basement-hosted deposits too (Figure 22).

$\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratio of the oldest Eagle Point and Millennium uranium oxides are higher than 1. This observation was previously described for Sue and Eagle Point basement-hosted deposits, considered as associated to « Ingress » type fluid flow (Fayek and Kyser, 1997). For the authors, mineralizations located at the unconformity, considered as associated with “Egress” type fluid flow, like the McArthur River, Key Lake and Cigar Lake deposits could be characterized by $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratio lower than 1. This difference between types of mineralization at the unconformity or in the basement may permit to discriminate the chemistry of the fluids (only one oxidized and basin-derived fluid for the basement-hosted deposits [“Ingress” type], an oxidized basin –derived fluid and a reduced basement –derived fluid for deposits at the unconformity [“Egress” type]), the REE sources (detrital heavy minerals from the basin for basement-hosted deposits, detrital heavy minerals from the basin and heavy minerals from the basement for mineralization localized at the unconformity) and the geological context associated to the two types of deposits (Fayek and Kyser, 1997). The lack of U/Pb isotopic ages for each sample analysed for REE concentrations in the former study, the methodology selected for REE concentrations determinations (global ICP-MS analysis) and the results newly obtained by in-situ ionic microprobe measurements by Bonhoure et al. (2007) and in the present work on unconformity-type deposits located at the unconformity or in the basement suggests that the Fayek and Kyser (1997) model should be reconsidered.

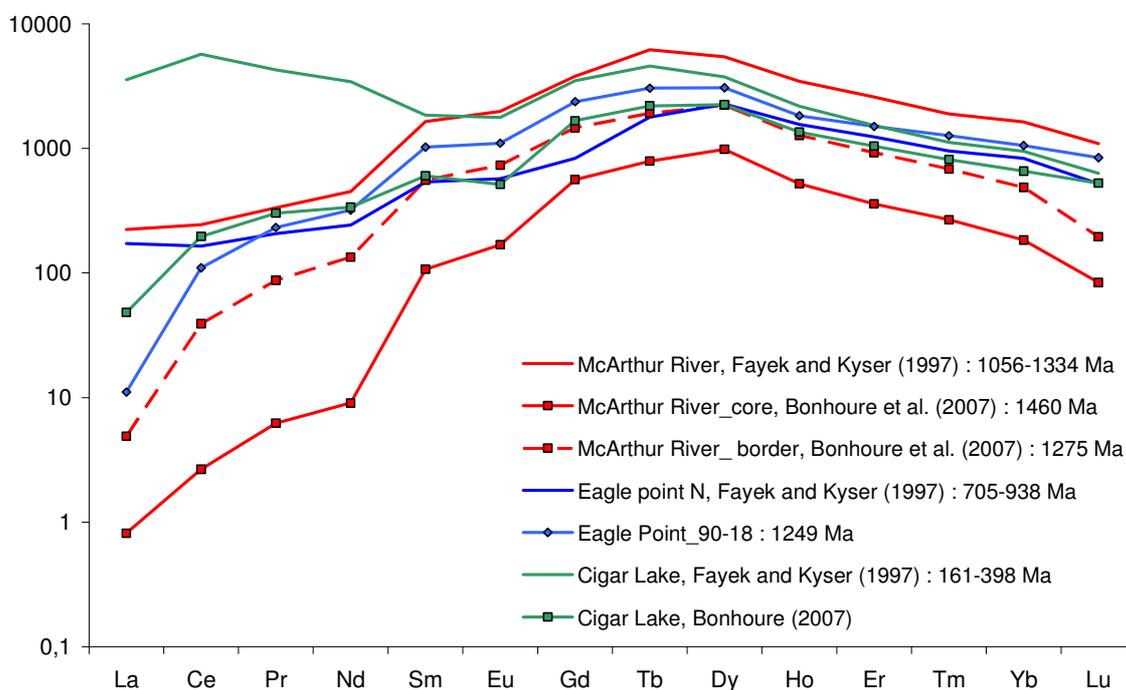


Figure 1-23 : chondrite-normalized REE pattern of different uranium oxide generations from Fayek and Kyser (1997), Bonhoure et al (2007) and from the present study. Fayek and Kyser (1997): chemical age, Bonhoure (2007) and Bonhoure et al. (2007): U/Pb isotopic age

A no negligible number of high $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratios published by Fayek and Kyser (1997) were achieved on altered or late uranium oxides which thus do not reflect the REE integration conditions for the oldest uranium oxides. Moreover, $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratios (comprised between 0.7 to 3.3) from several uranium oxides for the Shea Creek deposit (located at the unconformity), isotopically dated at 1275 Ma (Bonhoure et al., 2007), are very close to the $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratios obtained for the same U/Pb age at Eagle Point in the present work.

The REE concentrations for the two types of deposit from Athabasca Basin appear to be not as contrasted as previously described, light REE enrichments for samples from basement-hosted deposits studied by Fayek and Kyser (1997) probably being associated to altered or late uranium oxides. For an equal isotopic age, and at Athabasca Basin scale, uranium oxides located at the unconformity or in the basement have similar REE abundances.

6.2.3. Parameters controlling the REE integration in Athabasca Basin uranium oxides

The impact of the possible different conditions which can control the integration of REE in Athabasca Basin uranium oxides (T, pH, nature and chemistry of the fluid(s), REE ionic radius, REE sources) is not totally understood. However, it appears that the lithology and the mineralogy of the basement where the fluids circulated could play a major role as well as the fluid chemistry (hot Cl-rich brines or late cold meteoric fluids).

Previous studies concerning REE in Athabasca Basin uranium oxides proposed that the main factor of the REE integration can be the mineralogical differences between fresh rock zones, altered zones and mineralized zones (Fayek and Kyser, 1997; Kister, 2003). For these authors, basin detrital zircons and, to a lesser extend, zircons from the basement lithologies govern the chondrite normalized REE pattern of the primary uranium oxides. In fact, zircons, minerals initially enriched in intermediate to heavy REE, are usually altered in basin areas where the brines circulated. These areas have intermediate to heavy REE deficits compared to fresh zones, which could explain the bell-shaped pattern centered on Dy and Tb of the primary uranium oxides (Kister, 2003). The results presented in the part 3 of this thesis confirm a same process for the basement and clearly demonstrate that the zircons, in the basin and in the basement, are the REE source for unconformity-type mineralization. Moreover, the fractionation between the sources, the brines and the uranium oxides are not significant.

For the latest Eagle Point uranium oxide generation, characterized by a light REE enriched chondrite normalized REE pattern, the relative abundances are explained by a contribution of the hydrothermal florencite (light REE-rich APS mineral) during the circulation of late meteoric fluids (for more information, see Part 4). In the mineralized zones, meteoric fluids dissolved florencite and uranium oxides previously crystallized. The newly formed uranium oxides after these reactions preserve the REE bell-shaped pattern of the unconformity-type uranium oxides and are enriched in light REE due to florencite dissolution. Intermediate to heavy REE abundances in the 90-7 sample, ten times lower than the concentrations of the

intermediate to heavy REE in the unconformity-type uranium oxides, are not totally understood but could be explained by local temperature differences or by analytical bias. This fractionation phenomenon for intermediate to heavy REE between unconformity-type and redox front mineralizations is however not observed for all the other uranium oxides studied in redox front (see Part 4).

6.3. Isotopic dating of Athabasca Basin unconformity-related deposits

6.3.1. U/Pb ages comparison between unconformity-related uranium oxides

Several U/Pb isotopic ages were measured by ion microprobe on the Millennium and Eagle Point deposits: 1340 Ma, 1275 Ma, 1100 Ma, 770 Ma and 280 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age for the last generation). Similar ages were obtained by previous studies focussed on Athabasca Basin deposits, for mineralizations located at the unconformity or entirely hosted by the basement (Figure 1-24).

Uranium oxides dated at 1340 and 1275 Ma are described in the majority of Athabasca Basin unconformity-type deposits (Cumming and Krstick, 1992). 1100 Ma ages are obtained for numerous deposits, as for Midwest (1110 ± 28 Ma; Cumming and Krstick, 1992), Rabbit Lake (1078 ± 26 Ma; Cumming and Krstick, 1992) or Cluff Lake (1062 ± 31 Ma; Bell, 1985). Concerning the 770 Ma age, it was also determined at McArthur River as Concordia upper intercept (Kister, 2003) and in several deposits as lower intercept (Figure 24).

The pitchblende studied from sample 90-7 has a young Pb/Pb age (278 ± 62 Ma). This age was previously measured on uranium oxides from numerous unconformity-type deposits like McArthur River, Shea Creek, Cigar Lake, Key Lake or Rabbit Lake (Cumming and Krstick, 1992; Cuney et al, 2002; Philippe et al., 1993) or by clay K/Ar datings in the alteration halo (Halter et al., 1987; Wilson, and Kyser, 1987; Kotzer and Kyser, 1995).

Isotopic ages obtained for basement-hosted uranium oxides are thus also recognized in uranium oxides located at the unconformity, indicating that the same fluid circulations, at a large scale, existed in both environments during tectonically active periods.

The oldest isotopic ages for McArthur River unconformity-type deposit (Cumming and Krstick, 1992; Fayek et al., 2002b; Kister, 2003; Alexandre et al., 2009) or for Cigar Lake (Fayek et al., 2000) are comprised between 1460 and 1600 Ma (Figure 24). They have not been measured for basement-hosted uranium oxides. A 1590 Ma isotopic U/Pb age is proposed by Cloutier et al. (2008) for uranium oxide crystallisation at the Millennium deposit.

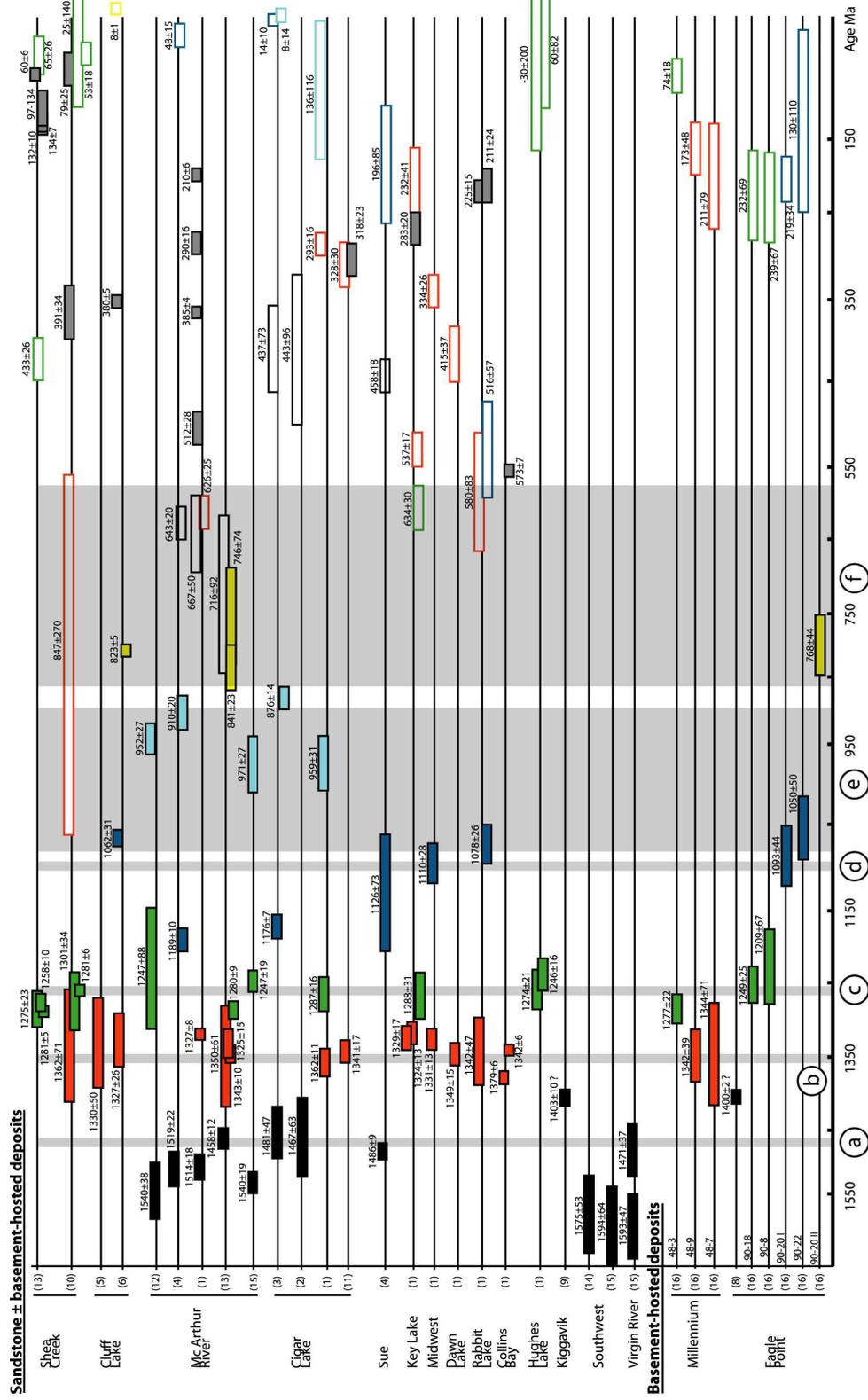


Figure 1-24 : Litterature review of isotopic U/Pb ages determined on uranium oxides in the Athabasca Basin (modified from Kister, 2003). Concordia upper intercept (full rectangle) and lower intercept (empty rectangles) are given with uncertainty ranges. Sources: (1) Cumming and Krstic, 1992, (2) Fayek et al., 2000, (3) Fayek et al. 2002a, (4) Fayek et al., 2002b, (5) Hoeve et al., 1985, (6) Bell, 1985, (8) Andrade, 1989, (9) Davidson and Ganghi, 1989, (10) Cuney et al., 2002 (SIMS), (11) Philippe et al., 1993, (12) Alexandre and Kyser, 2003, (13) Kister, 2003, (14) Alexandre and Kyser, 2006, (15) Alexandre et al., 2009, (16) this study. Main tectonic events are highlighted in grey. a-b: Bell-Purcell Basin magmatism / Berthoud Orogeny, c: McKenzie Dykes intrusions, d: Greenville Orogeny, e: Rodinia formation, f: Rodinia break-up

This result has to be interpreted with caution because only one analytical point permitted to obtain 1590 Ma, the majority of the uranium oxides analyzed being on a 1340 Ma discordia. The lack of the oldest U/Pb ages for the studied basement-hosted uranium oxides can be explained by two possibilities:

- no uranium oxides were deposited around 1500-1600 Ma for Eagle Point and the Millennium deposits, as it was previously described for the Shea Creek deposit (Kister, 2003). The initial deposition of the Athabasca Basin uraniferous mineralization is comprised between 1590 ± 64 Ma and 1540 ± 19 Ma according to Alexandre et al. (2009). These ages have however to be used with discernment. Firstly, the ages were obtained from strongly lead depleted samples, indicating that they suffer intense fluid circulations after crystallisation. Secondly, peak diagenesis P-T conditions, necessary to the formation of mineralizations (Pagel, 1975b; Derome et al., 2005), would not be reached at this period but more probably between 1430 and 1450 Ma according to Bell and Macdonald (1982) and Armstrong and Ramaekers (1985) [Rb/Sr age on Wolverine Point Tuff], around 1477 ± 57 Ma according to Kotzer and Kyser (1993) [Rb/Sr isochron on diagenetic illite] or around 1430 Ma according to Laverret (2002) [K/Ar dating on diagenetic illite]. These more recent ages are consistent with U/Pb ages published by numerous authors for several uranium oxides from Athabasca Basin (Figure 1-24) ;
- a complete dissolution or a total recrystallization of the oldest basement-hosted uranium oxides. The mineralizations in the basement are mainly structurally-controlled. The fluid circulations after the primary uranium deposition, fault-controlled in low permeability zone as the basement, can favour the dissolution of the primary uranium oxides or their recrystallization. The strong isotopic lead loss visible on Concordia diagrams and the major calcium-lead substitutions could reflect such mechanism.

6.3.2. Tectonic controls and fluid circulations in the basement

Isotopic ages obtained for basement-hosted uranium oxides are contemporaneous of tectonic episodes which permit large scale structure reactivations and fluid circulations, in the basement and in the basin. U/Pb isotopic ages at 1470 Ma (Kister, 2003; Alexandre et al., 2009) and 1350 Ma (Cumming and Krstick, 1992; Philippe et al., 1993; Kister, 2003) can be related to two mafic magmatic episodes recorded in the Bell-Purcell Basin, south-est of Athabasca Basin (Luepke and Lyons, 2001) which are the indicators of important thermal anomalies. An other hypothesis, proposed by Alexandre et al. (2009), involves the Berthoud Orogeny in the crystallization of uranium oxides around 1400 Ma (Nyman et al., 1994; Sims and Stein., 2001). 1275 Ma U/Pb ages could correspond to McKenzie dykes intrusions in the Athabasca Basin (1267 ± 2 Ma, LeCheminant et Heaman, 1989). The ages around 1100 Ma could be linked to the Greenville Orogeny (Hoffman, 1990; Condie, 2001b) or to the Rodinia

formation (Li et al., 2008) and those close to 800-600 Ma could be associated to the break-up of Rodinia (Kyser et al., 2000 ; Karlstrom et al., 2001; Condie, 2001a; Li et al., 2008). Mineralization events dated around 200-300 Ma for the Eagle Point deposit have to be associated with meteoric fluids intrusions during the exhumation of the basin (Hoeve and Quirt, 1984; Trocki et al., 1984; Kotzer and Kyser, 1995) and are described in Part 4. Most of the uranium oxides analyzed have lower intercept close to 200-300 Ma, indicating that the meteoric fluids circulations is the more disturbing event for U/Pb isotopic system, and that this episode has to be considered as essential for the actual configuration of Athabasca Basin geology and geochemistry.

Multiple fluid circulations (at 1275 Ma, 1100 Ma, 800 Ma and 200-300 Ma) were recorded in basement-hosted mineralizations environment, allowing the initial deposition of uranium oxides and later new uranium oxides contributions or recrystallizations.

6.4. The Athabasca Basin mineralizations : several uranium contributions or multiple recrystallization of one uraniferous deposition ?

One of the fundamental questions concerning uraniferous mineralizations of Athabasca Basin is to determine if several uranium deposition episodes existed during the tectonic phases or if the uranium was totally deposited during one main episode with later recrystallization events during fluid circulations.

Chondrite normalized REE patterns for 1340 Ma and 1275 Ma uranium oxides from the Millennium deposit are identical. The same tendency is observed at the Eagle Point deposit for 1275 Ma and 1100 Ma uranium oxides. The McArthur River deposit 1340, 1280 and 800 Ma uranium oxides have the same REE pattern too (Kister et Cuney, 2004). 1460 Ma uranium oxide at McArthur River shows REE pattern with similar $\Sigma\text{HREE}/\Sigma\text{LREE}$ ratio than younger ages but a much lower global REE abundances (down to seven times) (Figure 1-23). Considering, as previously described in the present work, that REE are immobile during alteration events, the difference could indicate at least two distinct deposition events, the first one at 1460 and the second one at 1340 Ma (Kister and Cuney, 2004). The REE patterns similarities, between uranium oxides with distinct U/Pb ages (1340 et 1275 Ma at Millennium ; 1275, 1100, 800 Ma at Eagle Point and 1330, 1275, 800 Ma at McArthur River) could be explained by two distinct processes:

- the analyzed basement-hosted uranium oxides correspond to a unique generation formed at 1330 Ma. Younger U/Pb ages (1275, 1100 and 800 Ma) are therefore remobilizations of the 1330 Ma primary generation. This hypothesis implies that the isotopic U/Pb system was totally reset with the leaching of all isotopic lead at every recorded fluid circulation and the immobility of U and the REE. The process was

invoked by Alexandre et al. (2009) for the McArthur River deposit with an initial crystallisation phase at 1540 Ma and later recrystallizations at 1250 and 970 Ma ;

- the physico-chemical conditions during the crystallisation of the uranium oxides were identical during several millions years (at least from 1340 to 800 Ma). In this case, each U/Pb age can correspond to a new uranium deposition event during circulation of identical fluid(s) at every tectonic reactivation. This hypothesis implies that one or several fluids kept the same REE contents during this long period of time.

200-300 Ma late uranium oxides cannot be associated to the in-situ recrystallization of previous uranium oxides but have to be considered as a new generation of uranium oxides linked to meteoric fluids circulations. The more probable uranium source is the primary mineralizations.

6.5. Basement roles in the formation of basement-hosted uranium mineralizations

The mineralizations of the three studied basement-hosted deposits have several characteristics which indicate a major role of the basement in the different processes involved in their formation. The role of the basement is precisely described in the next parts of the thesis but the two characteristics for mineralizations formation are described here.

Firstly, the chemical composition of the less altered uranium oxides show variations for the calcium and REE contents, between ores, which are directly linked to the lithological assemblage of the rocks through which fluid circulated.

Secondly, basement-hosted deposit and mineralizations located at the unconformity have the same general REE patterns. This tends to reveal a same REE source (basement, basin or both ?) and that the formation processes are similar for the two types of deposit. The high LREE concentrations previously described for Egress-type mineralizations appears to be not associated with basement-derived fluid interactions but with late meteoric fluid mineralizations.

7. Conclusion

This study has allowed the compilation of a large and systematic database for geochemistry and geochronology of three basement-hosted uranium deposits from Athabasca Basin : the Millennium, P-Patch and Eagle Point deposits.

The isotopic compositions of the well-preserved uranium oxides allowed the precise determination of four different ages: 1340 Ma, 1275 Ma, 1100 Ma and 800 Ma. These ages are similar to those measured for uranium deposits located at the unconformity and are therefore associated with several tectonic reactivations favourable to the fluid circulations in

both environments (basin and basement). The lack of the oldest ages described in the basin (at McArthur River [1590 Ma] or Cigar Lake [1467 Ma] deposits for example) could be linked to the dissolution of the first uranium oxides generations in the basement by posterior fluid circulations. A lack of uranium deposition in the basement during this period is also a possibility.

Numerous alterations have modified the initial uranium oxide chemical composition, favouring substitutions, dissolution and deposition of late uranium oxides generation (200-300 Ma for example). This is clearly demonstrated by Pb-Ca and Pb-Si substitutions. The contents for other minor elements (REE, yttrium, iron and phosphorous for example) are low but invariant during alteration indicating that these elements were integrated into the uranium oxides during their crystallization.

The REE chondrite normalized patterns for basement-hosted uranium oxides, for the four isotopic ages, are similar at the deposit scale whatever the alteration degree, indicating similar physico-chemical deposition conditions (T, pH, fluid composition) for the Eastern part of Athabasca Basin basement. Differences appear for light to intermediate REE between deposits and are directly function of the rock lithology surrounding the ores. REE relative abundances are quite low between basement-hosted deposits and deposits located at the unconformity, indicating that the sources and the processes were similar for both types. Late uranium oxides generations (200-300 Ma) have chondrite normalized REE patterns different from previous uranium depositions with high light REE concentrations. This characteristic demonstrates very different formation conditions, as observed in previous works (Hoeve and Quirt, 1984; Kotzer and Kyser, 1995). Late mineralizations have however the same intermediate to heavy REE enrichments, indicating that they were form from the dissolution of unconformity-type mineralizations.

The REE are a stable and preferential marker of uranium oxides crystallization conditions, their relative abundances being dependant on the mineralogy of surrounding basement rocks. The systematic analysis of REE concentrations do not allow to clearly distinguish if the different U/Pb ages measured are associated to one or several uranium deposition events. The debate is still open.

Partie 2

Etude structurale et par inclusions fluides des circulations fluides dans le socle du bassin d'Athabasca lors du métamorphisme rétrograde et de la formation des minéralisations de type discordance

Les enjeux de cette partie

Les circulations dans le socle des saumures à l'origine de la formation des gisements de type discordance du bassin d'Athabasca est un fait aujourd'hui bien établi. Ces circulations sont en effet marquées par la formation de halos d'altération argileux chimiquement similaires à ceux présents dans le bassin sédimentaire ainsi que par la formation de gisements d'uranium de type discordance entièrement inclus dans le socle.

Par contre, les conditions de ces circulations sont inconnues. Il a été proposé que les structures métamorphiques hudsoniennes puissent jouer le rôle de drains pour les saumures. L'existence de brèches hydrothermales dans ces structures à proximité des gisements d'uranium (Lorilleux, 2001) permet d'accréditer cette hypothèse. Mais quelle est l'ampleur de la réouverture des structures et microstructures métamorphiques lors des réactivations tectoniques favorables à la mise en circulation des saumures ? Les saumures circulent-elles aussi à travers de nouvelles microstructures dans les lithologies du socle ? Quelle est ou quelles sont les directions de circulation, et donc de contraintes, au moment de la circulation des saumures ?

De même, l'emprise des circulations de saumures dans le socle autour des gisements de type discordance n'est pas définie. Sont-elles limitées au halo d'altération argileux ou circulent-elles dans de plus gros volumes ?

De précédents travaux publiés sur la composition des saumures dans les veines de quartz recoupant le socle du gisement de McArthur River ont montré une évolution chimique de la saumure diagénétique initiale lors de sa circulation dans le socle (Derome et al., 2005; Richard et al., 2008). Peut-on observer la même tendance chimique dans les saumures piégées dans les lithologies du socle ? La composition des saumures est-elle différente dans un échantillon peu altéré et dans un échantillon argilisé ?

Brine penetration in the basement rocks of the Athabasca Basin: evidences of reopening of late metamorphic microfracture networks and of fluid-rock interactions at the P-Patch deposit (East Athabasca).

1. Introduction

Unconformity-type uranium deposits located in the Athabasca Basin (Saskatchewan Province, Canada) are currently considered as the richest uraniumiferous deposits in the world (McArthur River and Cigar Lake deposits for example). Essentially hosted between a middle Proterozoic intracratonic sedimentary basin, the Athabasca Basin, and an Archean to Paleo-Proterozoic metamorphic to plutonic basement, these deposits have been the subject of intensive researches during the last decades in order to determine the geological processes at the origin of their formation (Figure 2-1).

Two genetic models are presently cited to explain their formation. The first model suggests that uranium deposition resulted from mixing between oxidized basinal brines and basement-derived reduced fluids (Pagel, 1975b; Pagel and Jaffrezic, 1977; Hoeve and Sibbald, 1978; Pagel et al., 1980; Hoeve and Quirt, 1984; Hoeve and Quirt, 1987; Wilson and Kyser, 1987; Kotzer and Kyser, 1995; Fayek and Kyser, 1997). The second model proposes that uranium deposition was caused by the interaction of basinal brines with the reduced basement lithologies (Hoeve and Quirt, 1984; Komninou and Sverjensky, 1996; Fayek and Kyser, 1997). Previous works on brine chemistry, particularly through fluid inclusion studies, in unconformity-type deposits were focussed on quartz or carbonate veins from the deposits hosted at the unconformity (Pagel and Jaffrezic, 1977; Kotzer and Kyser, 1995; Derome et al., 2005).

The other fluid inclusion studies, apart from quartz veins, were concentrated on quartz overgrowths from the basin (Pagel, 1975b) or on metamorphic basement conditions in Carswell structure, West Athabasca (Pagel, 1975a). Despite some primary results obtained on fluid inclusions in primary quartz from basement lithologies (Freiberger and Cuney, 2003), the geometry of fluid circulation, in the different basement lithologies underlying Athabasca Basin, has not been yet realized.

The main questions addressed in this paper are the followings:

- the determination of the different types of fluids which have circulated in the Wollaston Domain lithologies from Hudsonian metamorphism to the present days ;
- the comparison of fluid circulation geometry into basement lithologies, whatever alteration degrees, to fracturing orientations at the local and regional scales ;
- the characterization of fluid pathways at the vicinity of the uranium deposits, within basement lithologies considered as fresh, and brines evolution degree in order to constrain rock volume possibly subject to uranium mobilization in the basement around uranium-type deposits.

A structural and fluid inclusion study was thus carried out on basement lithologies around the P-Patch deposit, East part of Athabasca Basin (Figure 2-1), which is one of the most important uranium deposits entirely hosted in the basement, at the Athabasca Basin scale, with Eagle Point and Millennium deposits (Wheatley and Tan, 1998). A structural multi-scale study of macro and micro discontinuities at the P-Patch deposit, and a detailed study of fluid inclusion chemistry of each fluid inclusion type as a function of their direction were carried out. A special focus was made on the relationships between old microstructural pathways used by retrograde metamorphic fluids and the pathways used by sedimentary brines entering into the basement lithologies.

2. Geological setting

2.1. Regional geology

2.1.1. Basement

The basement of the Athabasca Basin is formed by Archean and Paleoproterozoic (Aphebian) rocks separated into two distinct structural provinces (The Rae and Hearne Provinces) by the northeast-trending Snowbird tectonic zone (Hoffman, 1990). The two provinces consist of Archean granitoid gneisses, Paleoproterozoic platform metasedimentary rocks and mafic to felsic plutons (Madore et al., 1999; Thomas et al, 2000; Annesley et al. 2005).

The Wollaston Domain of the Hearne Province, where most of the known unconformity-type uranium deposits are located, consists of an assemblage of Archean plutonic rocks and Early Proterozoic orthogneiss affected by complex polyphase structural deformations and metamorphic-magmatic episodes during the Hudsonian Orogen ca. 1860-1720 Ma (Chiarenzelli et al., 1998; Thomas et al. 2000; Annesley et al., 2001; Annesley et al., 2005). Archean rocks, dated around 2600 Ma by whole rock Rb/Sr and Sm/Nd methods (Höhndorf et al., 1989; Strnad et al., 1992), are overlain by a succession of early Proterozoic pelitic, psammopelitic and psammitic graphitic to non-graphitic gneisses, metaquartzite, calc-silicates and amphibolites (Lewry and Sibbald, 1980; Annesley et al., 2005) derived from the metamorphism of Aphebian fluvial and marine sediments during Hudsonian orogeny. P-T

maximal conditions at the peak of the Hudsonian metamorphism, between 1840 and 1800 Ma, are around 800 MPa-800°C (Annesley et al., 2005). Pegmatoid sills and micro-granites intrude the metasediment succession and result from a partial melting of metamorphic rocks by an isothermal decompression immediately postdating the metamorphic maximal conditions around 1814 Ma (Annesley et al., 2005).

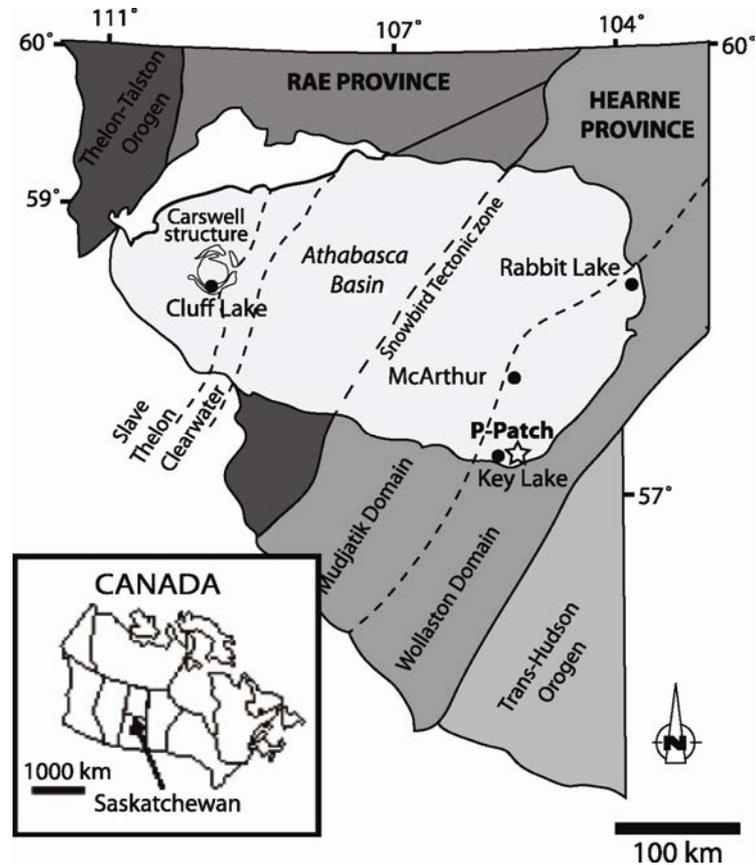


Figure 2-1 : Location of the P-Patch and the main unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin (modified from Card et al., 2007)

2.1.2. The Athabasca Basin

The Athabasca sedimentary Basin, subdivided in three sub-basins (The Jackfish, Mirror and Cree Basins), consists of Helikian polycyclic, mature fluvial to marine quartz-rich sandstone of the Athabasca Group deposited in a near-shore shallow shelf environment (Ramaekers, 1990; Fayek and Kyser, 1997) with an estimated filling beginning at about 1700 to 1750 Ma (Armstrong and Ramaekers, 1985; Kotzer et al., 1992; Kyser et al., 2000). The basal coarse to fine-grained conglomerates and silty sandstones sequence (Fair Point and Manitou Falls Formations) are overlaid by marine/fluviatile sandstone (Lazenby Lake Formation) and marine/lacustrine siltstone and mudstone, locally phosphatic (Wolverine Point Formations) which, in turn, are overlain by fluviatile sandstones (Locker Lake and Otherside Formations) and finally by shales (Douglas formation) and stromatolitic dolomites (Carswell Formation). The estimate thickness of the basin during mid Proterozoic was 5 to 6 km from fluid inclusion studies (Pagel, 1975b). The Athabasca Group was cut by several northwest-trending mafic

dikes, the MacKenzie diabase dikes, linked to tensional directions associated with movement along Hudsonian faults (Cumming and Krstic, 1992) at 1267 ± 2 Ma (LeCheminant and Heaman, 1989).

2.2. The P-Patch deposit

2.2.1. Geology

The P-Patch deposit is located on the South-East margin of the Athabasca Basin (Saskatchewan Province, Canada), three kilometers to the east of the former Key Lake uranium mine (Figure 2-2). The sedimentary Athabasca Group, 70 meters thick at the P-Patch deposit, overlies basement lithologies of the Wollaston Domain. Archean rocks form domes, such as the P-Patch Dome east of the P-Patch deposit, clearly outlined by geophysical methods. The northern flank of this dome is covered by an Early Proterozoic pelitic to psammo-pelitic gneisses succession (Figure 2-2). A concordant band of graphitic gneiss is inserted into the pelitic to psammo-pelitic gneisses serie in the central part of the deposit. The graphitic gneiss unit, 15 m thick, is ductily deformed with protomylonitic facies and has a quartz-K feldspar-biotite-graphite \pm cordierite-silimanite-tourmaline-opaque minerals assemblage. Graphite content is between 5 to 15%. Cordierite bearing pelitic gneiss, calc-silicate are less abundant metamorphic rocks in the drilled area. Pegmatoid sills and migmatites intrude as concordant to slightly discordant lenses along the foliation of the gneisses (Figures 2-2 and 2-4). The pegmatoids are characterized by K feldspar phenocrystals set in essentially medium-grained matrix of quartz-K feldspar-biotite-subordinate plagioclase and accessory minerals as apatite, monazite, zircon, garnet and opaque minerals.

2.2.2. Structures

The gneiss foliation strike is particularly constant on the P-Patch, N0°E to N10°E, with an average dip between 30° to 60° to the East. At a regional scale, gneiss foliation strikes predominantly SW-NE with strong dip variations related to numerous local to regional SW-NE folds (Figure 2-2). Previous works on Key Lake mine Deilmann open pit (Harvey et al., 2002; Harvey, 2004; Harvey and Bethune, 2007) showed four deformation stages including two brittle stages directly linked to the Hudsonian orogeny with faults striking N70°E (post D1 episode; Harvey, 2004) and N70-110°E (post-D3 episode; Harvey, 2004) and two brittle stages posterior to the Athabasca basin deposition corresponding to reactivation of post-D3 faults (D5 episode; Harvey, 2004) and new structural orientations N150°E (D6 episode; Harvey, 2004). The two last structure strikings, with well-developed clay alterations and brecciation, correspond to major drains for fluid circulation. They were recurrently observed in the former drilled zones centered on Key Lake mine (Figure 2-2).

Ongoing exploration drill holes on P-Patch deposit area show complex structural history that is still debated. Preliminary results point out three distinct groups of faults striking N0°E, N70°E and N150°E. The oldest mineralizations intercepted at the P-Patch deposit,

contemporaneous of unconformity-type mineralizations studied at the Key Lake mine (Höhndorf et al., 1985; Carl et al., 1992; Kotzer and Kyser, 1993) are structurally associated with a N70°E dravite breccia (Figure 2-4). This direction is similar to the major Key Lake Fault on which several uraniumiferous deposits are located (GAX Zone, BV zone for example, Figure 2-2). Structural data obtained with the P-Patch deposit drill holes are therefore in agreement with structural measurements from the Key Lake mine open pits and from regional scale observations carried out in the Eastern part of the Athabasca Basin (Annesley et al., 2005).

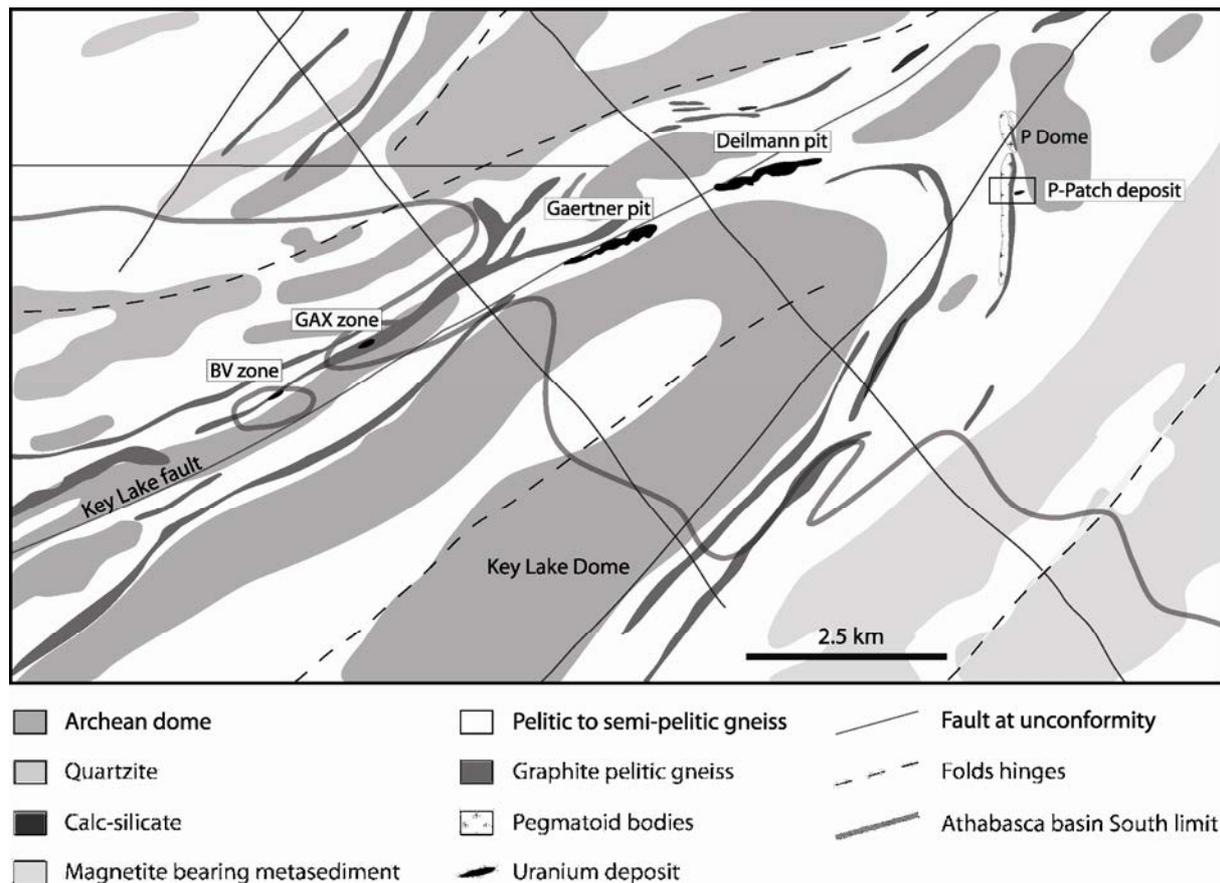


Figure 2-2 : Simplified geological map around the Key Lake uranium mine and the P-Patch project. The two Key Lake mine former pits (Gaertner and Deilmann) are located on a regional structure, the Key Lake fault, where new exploration projects are studied (BV, GAX zone for example). Major structures in this zone have three major directions: N70°E, N90°E and N140°E. The P-Patch project, East of the Key Lake mine, is surrounded by an Archean dome (the P-Patch Dome, East) and a graphitic pelitic gneiss band (West). Rectangular zone surrounding the P-Patch deposit symbolized the map used in Figures 2-4 and 2-7

2.2.3. Alteration

Several alteration processes are described at the P-Patch deposit and result in the formation, in basement lithologies, of a complex alteration volume in which four major alterations can be discriminated. The first alteration corresponds to a regolith alteration of the basement lithologies immediately underlying the unconformity with a thickness varying between 10 to 30 m. This alteration assemblage is principally composed of hematite, illite and kaolinite. The

second alteration volume, grey to green, dominated by chlorite, affects principally the graphitic gneiss level in Western part of the deposit. This alteration, deep-rooted in the basement, seems to be associated with N0° and N150° oriented fault system (Wheatley and Tan, 1998). The third alteration, a white to pale green bleaching resulting from destruction of ferromagnesian minerals, surrounds the mineralizations of the P-Patch deposit. As in the other main unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, this zone is composed by an assemblage of illite and sudoite (Mg-chlorite) contemporaneous with the uranium mineralizations. Dravite, Mg-tourmaline, is sometime observed in association with clays and uranium oxides in fractures often parallel to sub-parallel to the local foliation. A hematite-kaolinite late alteration zone could be superimposed to the illite-sudoite alteration halo. It is related to late meteoritic water circulation (younger than 300 Ma) in the basement and in the basin along faults and may be related to uranium remobilization (Hoeve and Quirt, 1984; Quirt, 1989; Kotzer and Kyser, 1995).

3. Sampling and analytical procedures

Sampling was carried out from cores drilled during P-Patch summer 2005 exploration session. Cores were oriented during drilling in inclined drill holes through use of the EZY-Mark tool (<http://www.2icaustralia.com.au>). Oriented cores, during field studies, are the subject of fracture and vein orientation systematic investigations in order to determine the main fracturing orientations and related alteration, fluid circulation event possibly associated with. The orientation work, in competent zone, allows drawing the maximum dip direction line on drill core and, therefore, to spatially replace the core in its geological context at the laboratory, after plottings of the direction and the dip of the drill hole during drilling. A selection of seven representative samples from five different drill holes situated in or in the vicinity of the P-Patch mineralized zone (P53, P54 P55, P56, P57) were used for this study (Figure 2-4). Studied quartz included primary quartz from pelitic to psammo-pelitic gneisses (P53-10, P54-4, P55-6, P56-5 and P57-6) or from pegmatoids (P56-8 and P57-2, Figure 2-3 and Table 2-1). Samples were selected as a function of their alteration degree in order to cover different alteration categories of the basement rocks and to determine the characteristics of fluids associated with: i) fresh to relatively fresh pelitic to psammo-pelitic gneisses (P53-10, P54-4, P55-6 and P56-5), ii) a pelitic gneiss from the red regolith zone affected by a chlorite-illite alteration (P57-6) and iii) two pegmatoids affected by the sudoite-illite alteration (P56-8 and P57-2).

A thin section and a wafer are prepared on a horizontal plane from selected region of the core. Quantification of the abundance of each Fluid Inclusion Plane (FIP) type was carried out using a systematic and statistical procedure of the microstructural markers in the quartz within the oriented wafers. FIP orientations are measured under transmitted light microscope using the AnIma software (Lespinasse et al, 2005). FIP and fractures orientations are given in the form of rose diagrams, which take into account the cumulative number of cracks for angular section of 10° between 0° and 180°. Quartz bearing fractures were particularly studied among

oriented fractures, as they are rather frequent in the majority of the P-Patch drill holes (except P57).

Microthermometry was performed on fluid inclusions using a [®]Linkam MDS600 heating-cooling stage adapted to an [®]Olympus optical microscope. The observed temperatures of phase changes are the following: eutectic melting (T_e), CO_2 melting ($T_m \text{CO}_2$), ice melting ($T_m \text{ice}$), hydrohalite melting ($T_m \text{hyd}$), clathrate melting ($T_m \text{cl}$), CO_2 homogenization ($T_h \text{CO}_2$), halite dissolution ($T_s \text{NaCl}$), and total homogenization (T_h). According to the calibration curves, temperatures of phase changes are given with an accuracy of about $\pm 5^\circ\text{C}$ for T_e , $\pm 0.1^\circ\text{C}$ for $T_m \text{CO}_2$, $T_m \text{ice}$, $T_m \text{hyd}$, $T_m \text{Cl}$ and $T_h \text{CO}_2$, and $\pm 1^\circ\text{C}$ for $T_s\text{NaCl}$ and T_h .

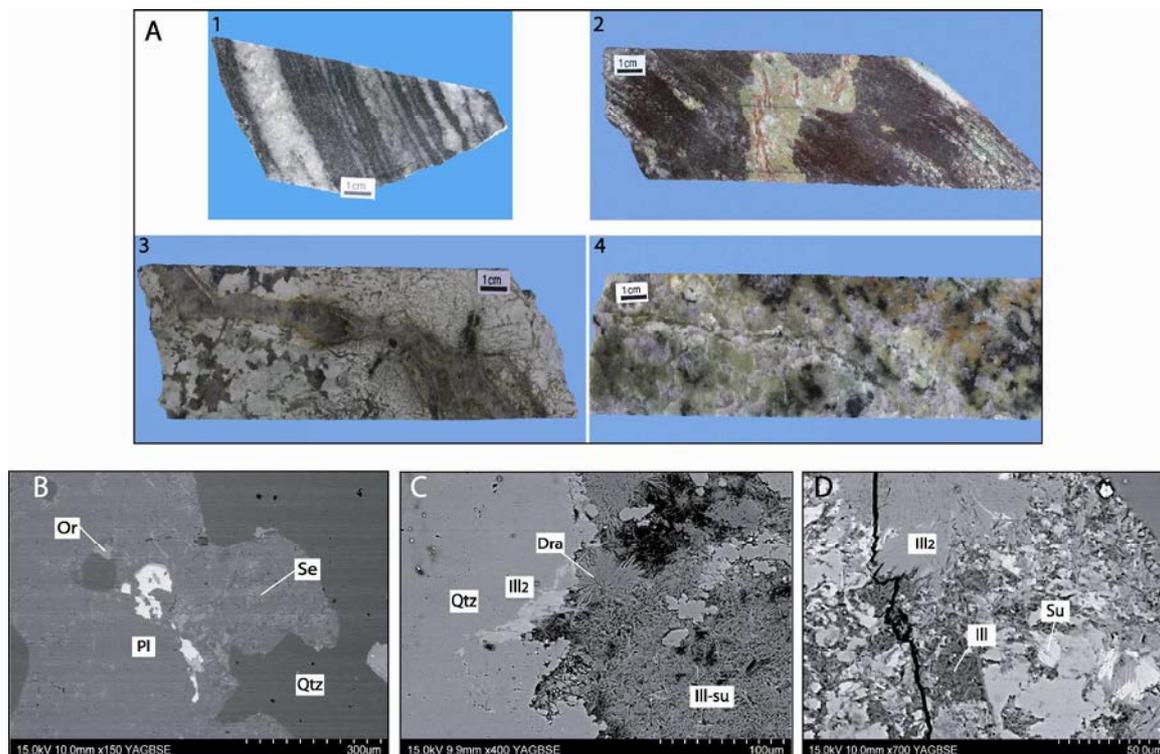


Figure 2-3 : Three types of samples were studied (A): fresh gneiss (P54-4. 1), altered gneiss (P57-6. 2) and altered pegmatoids (P57-2. 3. and P56-8. 4). Fresh gneiss develops some primary alteration of plagioclase (Pl) and orthose (Or) with formation of sericite (Se. B). The major alteration phase, contemporaneous of the main uranium mineralization, is composed of a microcrystallized illite-sudoite assemblage (Ill-su. C) plus possibly wide illite (Ill2. C and D), sudoite (Su. D) and dravite (Dra. C) crystals replacing first paragenesis. Quartz crystals have dissolution features.

Aqueous carbonic fluid inclusions were classified using the nomenclature from Boiron et al. (1992). Fluid inclusions with a volumetric fraction of volatile phases (flc) ranging from 95 to 100%, are noted Lc(w), Vc(w) or Cc(w) if they homogenize respectively to the liquid phase ($\text{CO}_2(\text{V}) + \text{CO}_2(\text{L}) \rightarrow \text{CO}_2(\text{L})$), vapor phase ($\text{CO}_2(\text{V}) + \text{CO}_2(\text{L}) \rightarrow \text{CO}_2(\text{V})$), or critical phase ($\text{CO}_2(\text{V}) + \text{CO}_2(\text{L}) \rightarrow \text{CO}_2(\text{C})$). Fluid inclusions with flc ranging from 10 to 70% are noted Lc-w or Lc-wh if a halite cube is present at room temperature.

Aqueous fluid inclusions, with typical flc of 10% were classified using the nomenclature of Derome et al., (2005). Inclusions showing a halite cube at room temperature are noted Lwh' or Lwh according to the nature of their last phase to melt during cooling (ice or hydrohalite respectively). Inclusions with no halite cube whose last phase to melt is hydrohalite are noted Lw2. Inclusions with no halite cube whose last phase to melt is ice are noted Lw' ($-45^{\circ}\text{C} < T_m \text{ ice} < -30^{\circ}\text{C}$), Lw1 ($-30^{\circ}\text{C} < T_m \text{ ice} < -24^{\circ}\text{C}$) or Lw'' ($-15^{\circ}\text{C} < T_m \text{ ice} < -1^{\circ}\text{C}$).

A Dilor-Labram Raman microspectrometer was used for the quantitative measurement of gas species present in the fluid inclusions, following the procedure described by Dubessy et al., (1989). The chlorinity (expressed in mole per kg of H₂O) of the aqueous phase can also be determined by Raman spectroscopy when there is no halite cube in the fluid inclusion. The method is based on the modification of the Raman band of stretching vibrations of water produced by the chloride ion (Dubessy et al., 2002). Chlorinity measurements were performed on aqueous carbonic inclusions when the liquid phase was too small to observe phase changes and then estimate the salinity properly.

Well	Depth (m)	Sample	Rock type	Inherited Paragenesis	Alteration	Newly formed paragenesis
P53	152.7	P53-10	pelitic to psammo-pelitic gneiss	qtz+pl+Kf+bt grt. crd.sil	sericitization	qtz+pl+Kf+bt+ser grt. crd. sil
P54	171	P54-4	pelitic to psammo-pelitic gneiss	qtz+pl+Kf+bt grt. crd.sil	sericitization	qtz+pl+Kf+bt+ser grt. crd. sil
P55	342	P55-6	pelitic to psammo-pelitic gneiss	qtz+pl+Kf+bt grt. crd.sil	sericitization	qtz+pl+Kf+bt+ser grt. crd. sil
P56	266.2	P56-5	pelitic to psammo-pelitic gneiss	qtz+pl+Kf+bt grt. crd.sil	sericitization	qtz+pl+Kf+bt+ser grt. crd. sil
P56	236.3	P56-8	pegmatoid	qtz+chl Ti-oxyde	illitization suditization	qz+chl+ill+su+dra Ti-oxyde
P57	176.2	P57-2	pegmatoid	qtz+chl rare grt. Ti-oxyde	illitization suditization	qz+chl+ill+su+dra rare grt. Ti-oxyde
P57	122.5	P57-6	pelitic to psammo-pelitic gneiss	qtz. chl. Fe-oxyde grt	illitization suditization	qz+chl+ill+su grt. Fe-oxyde

Table 2-1 : Summary of samples studied in this work. Inherited paragenesis, major alteration stage and newly formed paragenesis are described. Qtz: quartz, pl: plagioclase, Kf: potassic feldspar, bt: biotite, grt: garnet, crd: corindon, sil: silimanite, chl: chlorite, ser: sericite, ill: illite, su: sudoite and dra: dravite

The bulk composition and molar volumes of aqueous carbonic inclusions (except for Lc-w and Lc-wh) were computed using the P–V–T–X properties of individual inclusions in the C–O–H–N–S system (Dubessy, 1984; Dubessy et al., 1989; Thiéry et al., 1994; Bakker, 1997). The bulk composition of aqueous inclusions were reconstructed in the H₂O–NaCl–CaCl₂ or H₂O–NaCl₂ or H₂O–CaCl₂ systems using the AqSo2e program (Package *FLUIDS* 1, Bakker, 2003) based on purely empirical best-fits from Naden (1996) on experimental data (Yanatieva, 1946; Vanko et al., 1988; Oakes et al., 1990). Isochores were calculated using the Zhang and Frantz (1987) equation of state for aqueous fluid inclusions, and using the program of Bakker

(1999) based on the Bowers and Helgeson (1983) equation of state for the C–H–O–N–NaCl system for aqueous carbonic inclusions.

4. Results

4.1. Fractures and Fluid inclusion planes (FIP) orientation

4.1.1. Fracturing in P-Patch deposit drill holes

Three groups of fracture directions are distinguished in drill holes P53, P54, P55, P56 and P57: N0-N20°E, N60-80°E and N120-150°E (Figure 2-4). N60-80°E striking fractures are predominant in four drill holes (P53, P54, P56 and P57). Nevertheless, the relative abundance of each fracture group is variable between the drill holes. N0-20°E group appears to be the less frequent fracturing group at the drill hole scale. In fact, gneiss foliation direction, well-known as weakness plane, is N-S and could facilitate the formation of secondary parasite fracturing in this direction during the drilling process. Meanwhile, in P55 drill hole, N0-20°E group is dominant, the N60-80°E group being weakly represented.

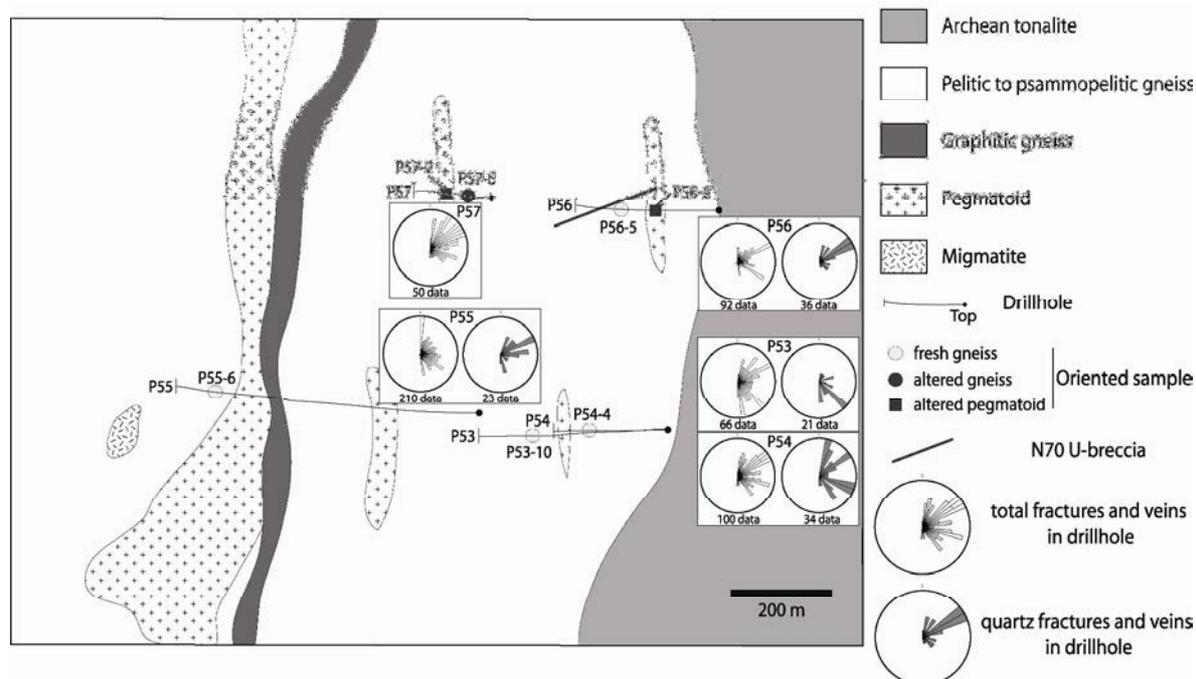


Figure 2-4 : Rose diagram showing the preferred orientation of total fractures and quartz fractures and veins in studied drill holes. The major U fracture (N70 U-breccia) and samples are located.

Quartz veins strike similarly to major fractures. Quartz veins striking N60-80°E are dominant in most drill holes (P54, P56 and P57 for example; Figure 2-4), at the exception of P53 where quartz bearing fractures strike N140°E.

4.1.2. FIP direction in primary quartz of P-Patch basement lithologies

Fluid inclusion planes (FIP) were divided into two groups as a function of the type of fluids trapped in the inclusion: aqueous-carbonic fluid (mono or biphasic carbonic inclusions with or without a small water meniscus) and biphasic aqueous fluid. The discrimination is based on a general optical observation of the fluid inclusions in quartz crystals in the wafer and was checked by systematical microthermometry. As described in part 3, aqueous fluid inclusions are easily recognizable with a vapor infilling less than 10% of the total inclusion volume. A third category, indetermined FIP, was used for plane where fluid inclusions were too small for vapour percentage determination (Figure 2-5). Fortunately, indetermined FIP were not numerous in quartz crystals (less than 10%). FIP were systematically described in quartz grain in order to obtain representative data. For P56-5, the weak number of aqueous FIP and the strong variability of the direction of those planes result in their no representativity in a rose diagram. The results of the study for P54-4 and P56-8 samples are presented in Figure 2-5.

FIP are distributed among three main directions: N0°E, N80-110°E and N130-150°E (Figures 2-6 and 2-7). For the three directions, the dip of aqueous and aqueous-carbonic FIP is dominantly sub-vertical to vertical. These subvertical FIP sets therefore crosscut the gneiss foliation which usually dip ranges from 30 to 60° (Figure 2-6). FIP cannot thus be related to the opening of cracks parallel to the foliation but correspond to a specific stress field. Previous studies; mainly by experimentation, demonstrated that FIP are mode I cracks whose direction is parallel to the main direction of regional shortening (Brace and Bombalakis, 1963; Tapponnier and Brace, 1976; Lespinasse and Pêcher, 1986 among others). The three main FIP directions described for the studied samples may be thus considered to be related to three different main stress fields.

The dominant FIP strike depends however on lithologies. N80-110°E and N130-150°E directions are predominant for gneisses (P53-10, P56-5, P57-6 samples for the first direction and P54-4 and P55-6 for the second one). The third direction, N0°E, is also present in quartz from gneiss in a minority manner. In pegmatoids, N130-150° is the main direction, the other directions being weakly represented and not well defined.

Aqueous carbonic FIP in most of the samples (P53-10, P54-4, P55-6 and P56-5) are dominant compared to aqueous FIP for both lithologies. The main directions are N80-110°E or N130-150°E, either in fresh or altered rocks. In order to validate the directions of the aqueous – carbonic FIP and to avoid errors due to sampling problems during drilling (core rotation for example), we also made FIP measurements referring to the foliation of the rocks (N0°E).

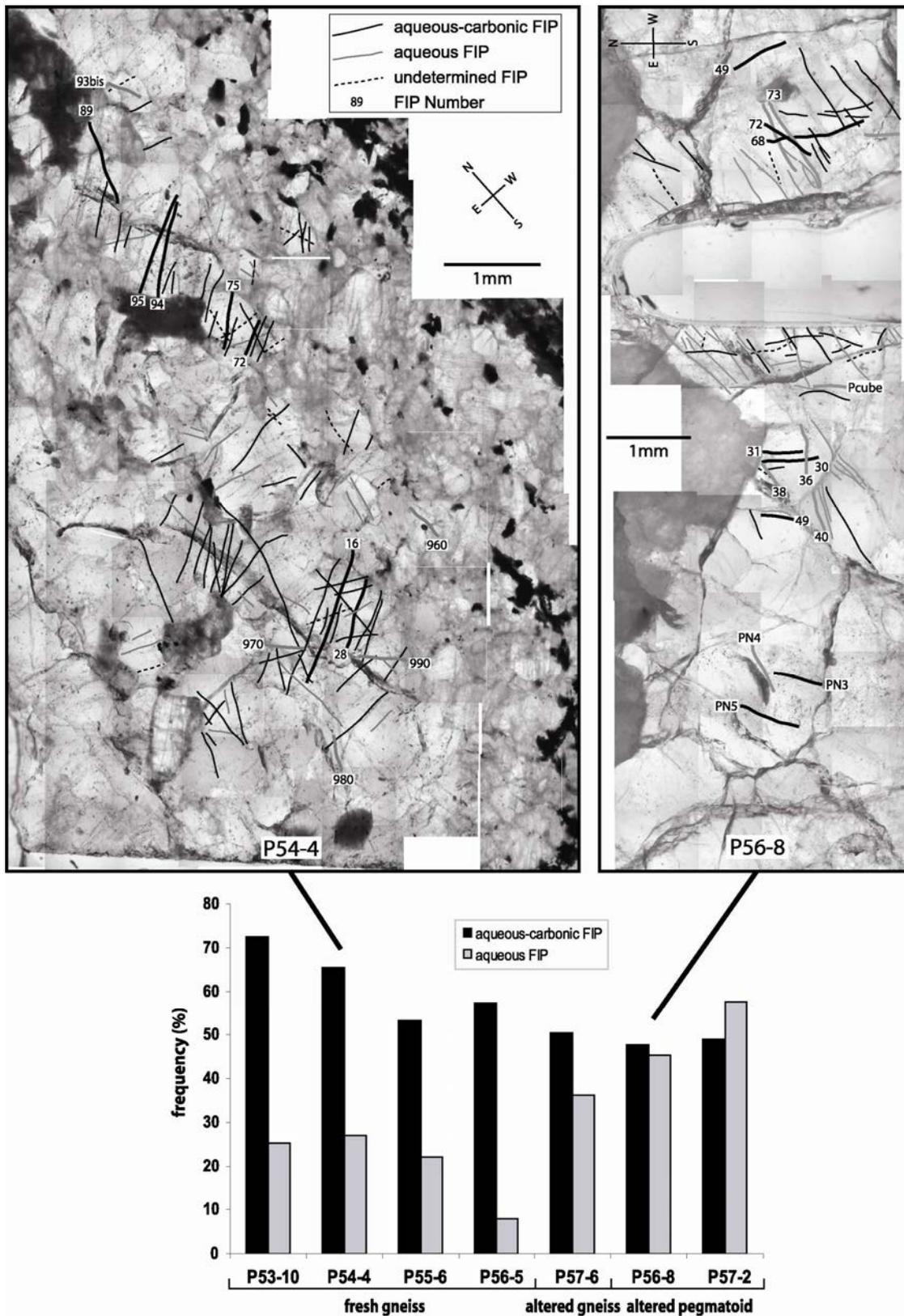


Figure 2-5: Maps of P54-4 and P56-8 wafers. Fluid inclusion planes (FIP) are systematically noted in quartz crystals and separated in three types: aqueous-carbonic inclusions (black line), aqueous (grey line) or undetermined (dashed line) as a function of the dominant type of inclusion fluids within the plane. For each sample, the frequency of the two main types of FIP is represented in a diagram. FIP studied by microthermometry are highlighted by their number on the map and their characteristics are summarized in the Table 2-2

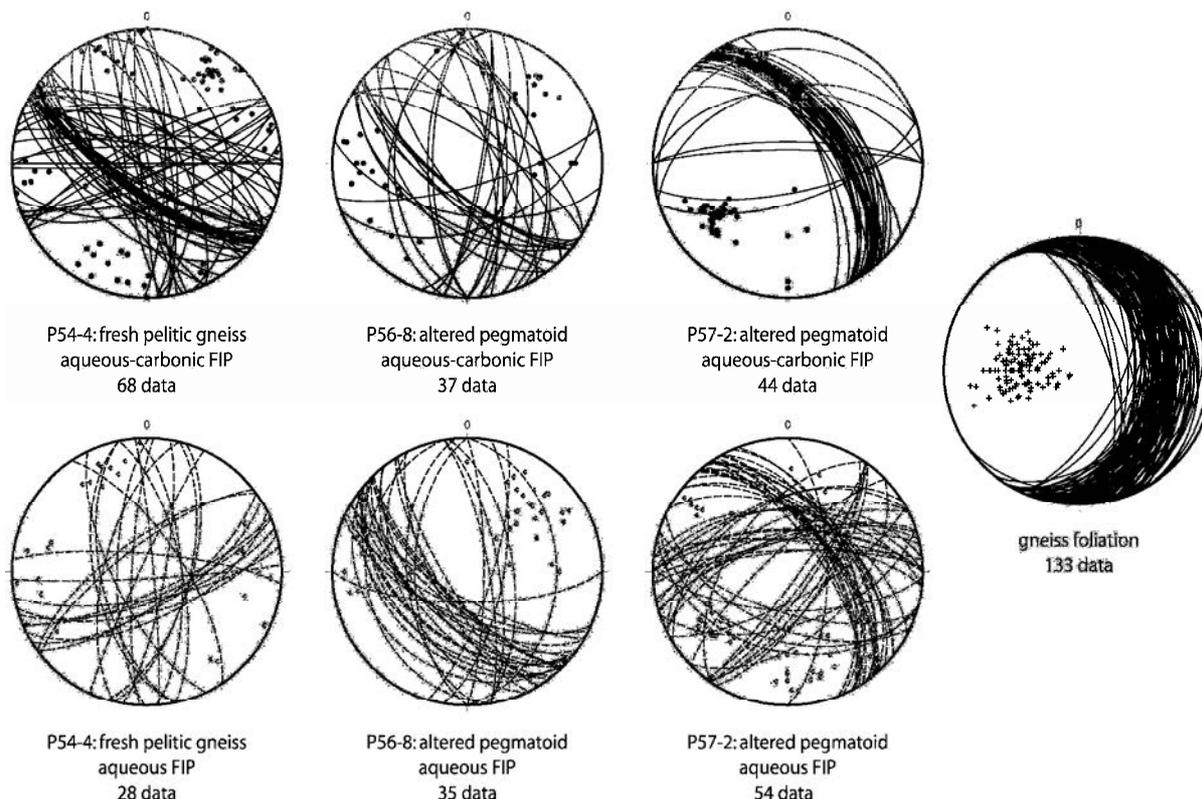


Figure 2-6 : Fluid inclusions planes (FIP) orientations and dips for P54-4 (pelitic gneiss), P56-8 (pegmatoid), P57-2 (pegmatoid) and mean gneiss foliation for the P-Patch deposit (right). For the three samples, aqueous-carbonic (top) and aqueous FIP (bottom) are separated. General dip for FIP are subvertical when gneiss dip foliation is comprised between 30 to 60°

The new set of measurements regarding the foliation shows also the two main directions previously described. For each sample, and therefore for the two lithologies, main aqueous FIP orientations are similar to the main orientation of the aqueous-carbonic FIP, as for P57-6. Aqueous FIP show a single predominant N130-150°E strike, a minor N0°E (P56-8) direction and N80-110°E direction (P57-6; Figure 2-6). The N80-110°E direction prevails for fresh gneisses samples (P55-6, P54-4). Within sets of aqueous FIP, some earlier aqueous-carbonic FIP are also observed indicating that earlier FIP networks may be reopened during the sealing of the last aqueous FIP.

Relative proportions of each FIP type were calculated for each sample and results were represented in rose diagram as a function of their striking (Figure 2-7) and in histogram as a function of the host rock and its alteration degree (Figure 2-5). For the freshest samples (P56-10, P54-4, P55-6 and P56-5), aqueous FIP percentage is between 8% (P56-5) and 27% (P54-4) while for altered rocks the percentage is between 36% (P57-6) and 58% (P57-2). The more altered the rock is, the more numerous the aqueous FIP are. Aqueous FIP relative proportion is directly correlated to the alteration degree of the samples.

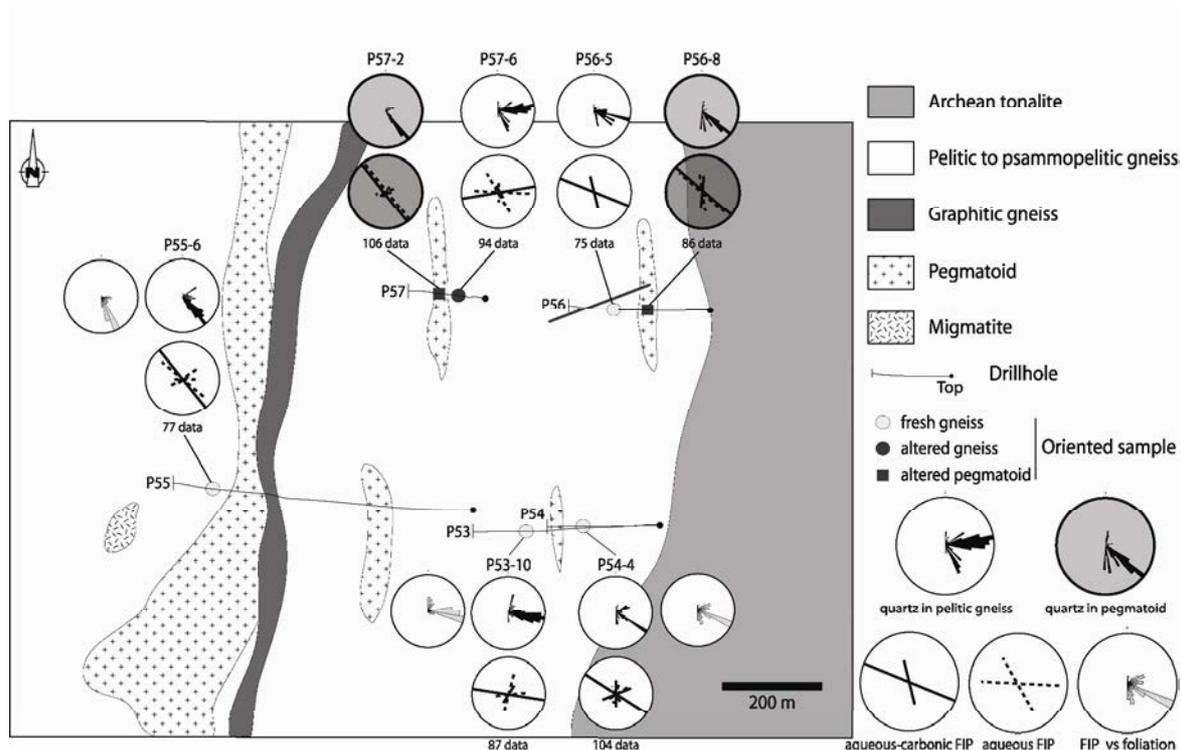


Figure 2-7 : Rose diagram showing the preferential orientation of the overall fluid inclusions planes (FIP) in studied samples. FIP are separated in two categories: aquo-carbonic (black line) and aqueous planes (dotted line). The global rose diagram is decomposed as a function of the main directions of each type of FIP. For some fresh pelitic gneisses (P53-10, P54-4, P55-6). FIP orientation was measured versus N0°E gneiss foliation for P53, P54 and P55 drill holes. The major U fracture (N70 U-breccia) is located on the map

4.2. Fluid characterization

Representative fluid inclusion planes previously studied for their orientation were selected for fluid characterization by microthermometry and Raman spectroscopy. Their location on the FIP maps from Figure 2-5 for P54-4 and P56-8 is highlighted by the attributed number and their characteristics are summarized in Tables 2-2 and 2-3.

4.2.1. Aqueous-carbonic fluid inclusions

Aqueous-carbonic CO₂ (±H₂O) fluid inclusions Lc(w), Vc(w) and Cc(w)

Lc(w), Vc(w) and Cc(w) have been observed in FIPs in both pegmatoid and gneiss samples. Water is suspected but not always visible, and is estimated to represent less than 5% of the inclusion volume. Lc(w), Vc(w) and Cc(w) inclusions are frequently 5 to 30 μm in size with negative crystal shapes (Figure 2-8A and Table 2-2). Tm CO₂ ranges from -57.3 to -56.6°C for Lc(w) inclusions, from -57.6 to -56.8°C for Vc(w) inclusions, and from -57.3 to -57.0°C for Cc(w) inclusions. The Tm CO₂ below -56.6°C indicates the presence of other gases, besides CO₂, in the volatile phase (mostly N₂). Th CO₂ ranges from 19.4 to 28.0°C for Lc(w) inclusions, from 15.6 to 31.1°C for Vc(w) inclusions, and from and from 30.6 to 31.0°C for

Cc(w) inclusions. Neither Tm cl could be observed due to the small size of the aqueous liquid size (less than 5%), nor Th.

Aqueous fluid inclusions Lw1, Lw2, Lwh, Lwh' and Lw''

Aqueous fluid inclusions were observed in FIPs from both pegmatoid and gneiss samples. Inclusions are typically 5 to 20 μm large with highly variable shapes (Figures 2-8B, 2-8C and Table 2-2). Except for Lw'' inclusions, the observed Te ranges from -72 to -40°C, which is typical of the $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ system. For Lw'' inclusions, the observed Te range from -34 to -31°C and may be related to the $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ system. Considering all Lw', Lw1 and Lw2 inclusions, Tm ice display a continuum trend from -44.0 to -18.2°C. Tm ice of Lw'' inclusions range from -12.3 to -1.3°C. When observed, Tm hyd ranges from -15.0 to 4.8°C for Lw2 inclusions and from -10.2 to -6.1°C for Lwh inclusions. Total homogenization of all Lw and Lwh inclusions occurs to the liquid phase ((L-V) \rightarrow L). Th varies from 66.9 to 223.9°C. Ts NaCl ranges from 162.6 to 250.4°C, and from 121.3 to 260.3°C for Lwh and Lwh' inclusions respectively and is systematically higher than Th (L + V + NaCl \rightarrow L + NaCl \rightarrow L).

Aqueous-carbonic H₂O (\pm CO₂) fluid inclusions Lc-w and Lc-wh

Aqueous-carbonic liquid-rich fluid inclusions were observed in FIPs mostly in pegmatoid samples and in rare cases in gneiss samples (P57-6). Lc-w and Lc-wh inclusions have very heterogeneous petrographic and microthermometric characteristics. Lc-w and Lc-wh are typically 5 to 30 μm large and are frequently found at the intersection between FIPs containing Lc(w), Vc(w) or Cc(w) and FIPs containing Lw, and Lwh inclusions. They have clearly suffered post-trapping deformation (Figure 2-8D and Table 2-2) and can be considered as the result of contamination of early fluid inclusion by later fluids. Their relatively low f_{lc} allows the observation of phase changes in the liquid phase. For Lc-w inclusions, Te ranges from -58.1 to -53.3°C, which is typical of the $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ system. Tm CO₂ ranges from -58.1 to -56.6°C, indicating the presence of other gases, besides CO₂, in the volatile phase. Tm Cl ranges from 2.5 to 14.2°C and Th are higher than 350°C. For Lc-wh inclusions, Tm hyd ranges from -9.6 to -4.3°C, Tm Cl ranges from 12.1 to 14.8°C, Ts NaCl ranges from 183.4 to 280.3°C and Th ranges from 173 to >350°C.

Sample	FIP	Dir. °E	FI #	FI Type	fIc (%)	Microthermometric data (°C)			Raman data (mol% vapor phase)			Bulk composition (mol%)			Chlorinity mol/kg H ₂ O		
						Tf CO ₂	Th CO ₂	Mode	CO ₂	CH ₄	N ₂	H ₂ S	H ₂ O	CO ₂		CH ₄	N ₂
P54-4	95	120	4	Lc(w)	95	-57.3	20.6	L	99.0	0.2	0.7	0.1	12.2	86.9	0.2	0.7	1-2
P54-4	95	120	3	Lc(w)	95	-57.3	20.8	L	99.2	0.2	0.7	0.1	12.3	86.8	0.2	0.7	1-2
P54-4	28	130	2	Lc(w)	95	-57.1	23.3	L	99.2	0.1	0.7	traces	12.5	86.8	0.1	0.6	<1
P54-4	28	130	1	Lc(w)	95	-57.1	23.1	L	99.1	0.2	0.7	nd	12.9	86.3	0.2	0.6	1.5
P54-4	72	120	1	Lc(w)	95	-57.0	28.0	L	99.4	0.1	0.5	nd	13.6	86.0	0.1	0.3	1-1.5
P54-4	28	130	4	Vc(w)	95	-57.1	24.8	V	99.0	0.3	0.7	traces	18.7	80.5	0.2	0.6	nd
P54-4	16	120	1	Vc(w)	95	-57.3	29.4	V	99.5	0.2	0.25	0.05	25.5	74.2	0.1	0.2	1-1.5
P54-4	89	160	3	Vc(w)	95	-57.4	16.1	V	96.3	0.2	3.5	nd	36.9	60.7	0.2	2.1	>6
P54-4	89	160	1	Vc(w)	95	-57.6	15.6	V	97.0	0.2	2.8	nd	37.6	60.5	0.1	1.7	>6
P56-8	72	30	3	Vc(w)	95	-56.9	31.2	V	99.2	0.2	0.6	nd	24.1	75.3	0.1	0.5	nd
P56-8	72	30	4	Vc(w)	95	-56.8	30.6	V	98.7	0.3	1.0	nd	25.7	73.4	0.2	0.7	nd
P57-6	8	130	2	Vc(w)	95	-56.8	31.1	V	99.5	nd	0.5	nd	23.6	76.0	0.0	0.4	nd
P57-6	8	130	1	Vc(w)	95	-56.9	31.1	V	98.5	0.1	1.4	nd	26.1	72.6	0.0	1.3	>6
P54-4	94	120	1	Cc(w)	95	-57.3	30.8	C	99.2	0.2	0.6	0.1	24.4	75.0	0.2	0.4	1-1.5
P57-6	96	140	3	Cc(w)	95	-57.2	30.6	C	98.0	1.0	1.0	nd	26.1	72.5	0.7	0.7	>6

Table 2-3 : Calculated bulk compositions of selected Cc(w), Lc(w) and Vc(w) fluid inclusions, and corresponding Raman and microthermometric data. Tm CO₂: melting temperature of solid CO₂. Th CO₂: homogenization temperature of CO₂. Phase (homogenization mode of CO₂): C - critical. L - liquid. V - vapor. nd: not detected. An estimated temperature of chathrate melting of 2.5°C is estimated for calculation. A chlorinity of ca. 3.5 molal is considered for calculations based on the deformation of the stretching band of water during Raman spectroscopy

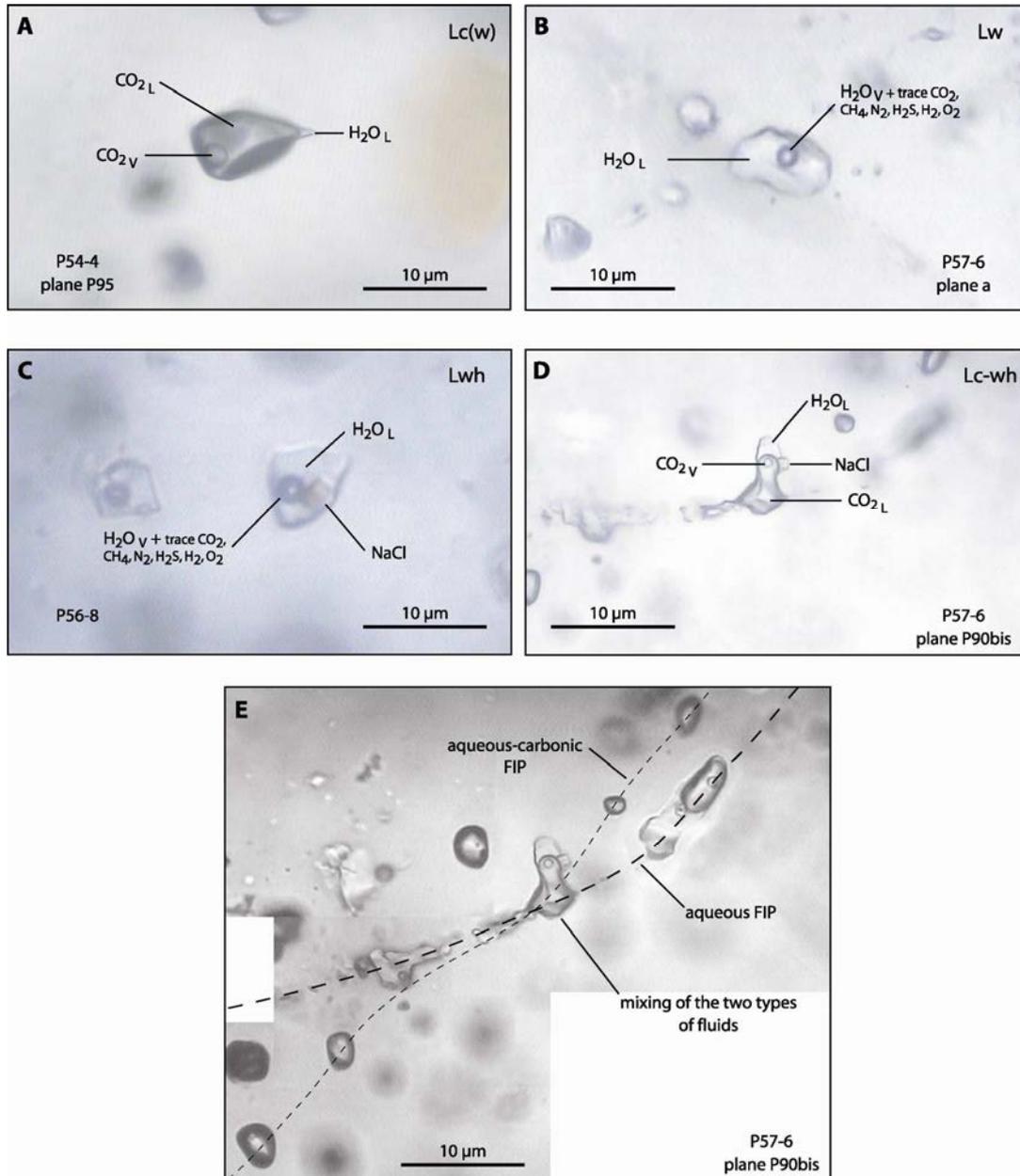


Figure 2-8 : Petrographic characteristics of the different fluid inclusions observed in the magmatic quartz of the P-Patch deposit.

4.2.2. Salinity - Th pairs

Th and salinity pairs of aqueous Lw, Lwh fluid inclusions cover a wide range of values and are pretty similar for each microthermometric type to those of sodic and calcic brines and low salinity fluid from the McArthur River deposit (Derome et al., 2005) (Figure 2-9). Fresh lithologies (sample P54-4) do not contain high salinity Lwh and Lwh' inclusions which might reflect relative salt enrichment during alteration of gneisses and pegmatoids by water release from solution to alteration minerals.

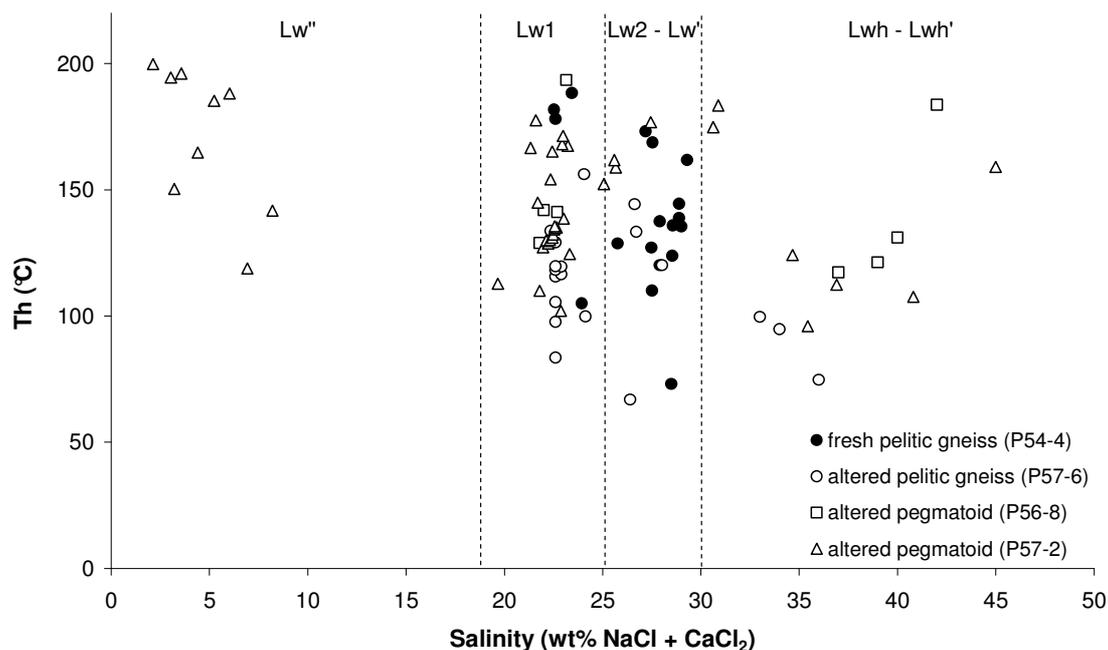


Figure 2-9 : Homogenization temperature (Th) vs. salinity diagram for the studied Lw'', Lw1, Lw2, Lw', Lwh and Lwh' fluid inclusions showing the evolution of the salinity with the alteration degree of the basement rocks

4.2.3. Raman results

The volatile composition of individual selected fluid inclusions was analyzed by Raman spectroscopy. Lw and Lwh inclusions contain traces (probably less than 0.2 mole%) of CO₂, CH₄, N₂ and H₂ (Table 2-2). Lc(w), Vc(w) and Cc(w) inclusions contain ca. 99 mol% CO₂ and traces of CH₄, N₂ and H₂S (Table 2-3). CO₂ is the main volatile component accompanied with variable amounts of CH₄ and N₂ in Lc-w and Lc-wh inclusions.

The chlorinity of the aqueous solution of Lc(w), Vc(w) and Cc(w) inclusions has been estimated using raman spectroscopy and ranges from <1 to >6 mole/kg H₂O. The majority of analyzed fluid inclusions have low chlorinity content (<2 mole/kg H₂O). Fluid inclusions displaying the highest chlorine content (>6 mole/kg H₂O) have been contaminated by the circulation of late brines, yielding to re-opening of previous aqueous-carbonic FIP and consequently increasing salinity of the fluid inclusion (Table 2-3 and Figure 2-8E). These fluid inclusions are only included in N130-150°E FIP.

4.2.4. Bulk compositions

Aqueous-carbonic fluids

The bulk composition in the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system for individual Lc(w), Vc(w) and Cc(w) inclusions was calculated using microthermometric data, the composition of the volatile phase and the estimated chlorinity obtained from Raman spectroscopy. The chlorinity was assumed to be of 1 to 2 mole/kg H₂O. CO₂ is the main component in the three inclusion

types and ranges from 86 to 86.9 mol% for Lc(w) inclusions, from 60.5 to 80.5 mole% for Vc(w) inclusions, and from 72.5 to 85 mol% for Cc(w) inclusions, within the range of Vc(w) inclusions (Table 2-3). CH₄ + N₂ content do not account for more than 2.3 mol% of the bulk compositions.

Aqueous fluids

For Lw2, Lwh and Lw' inclusions, microthermometric measurements allowed the calculation of their bulk composition in the H₂O-NaCl-CaCl₂ system (Figure 2-10). Composition Lw1 and Lw'' were calculated in the H₂O-NaCl system as they are representative of NaCl-rich brine and Na-dominated low salinity fluid respectively at McArthur River. Compositions of the Lw' inclusion were calculated in the H₂O-CaCl₂ system as they are representative of the CaCl₂-rich brine at McArthur River (Derome et al., 2005).

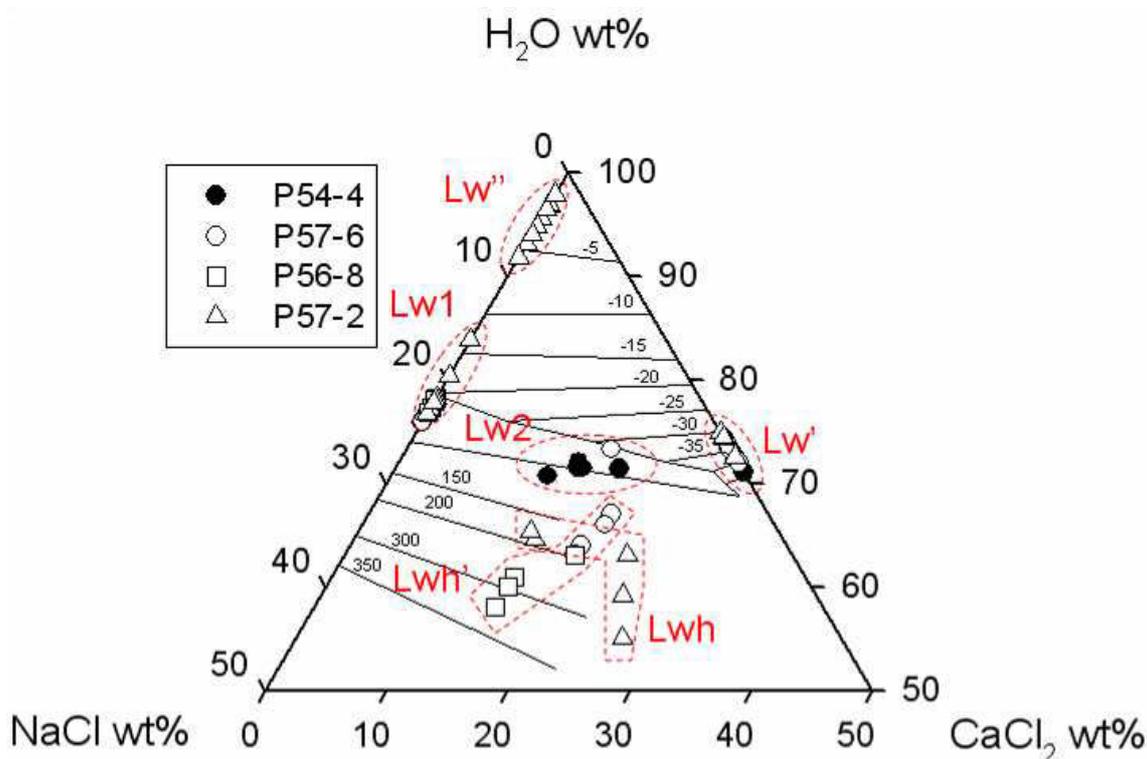


Figure 2-10 : H₂O-NaCl-CaCl₂ phase diagram with data points determined from microthermometry for all fluid inclusion types. This diagram shows that most fluid inclusions from fresh and altered rocks are distributed within three main compositional fields (NaCl- [Lw1], CaCl₂-rich [Lw'] brines and mixed [Lw2] brines). For gneiss and pegmatoid altered rocks, highly saline NaCl-CaCl₂ mixed brines [Lw' and Lwh] are measured.

4.3. P-T reconstruction

4.3.1. Metamorphic fluids stage

A series of isochores representative of the main fluid types of each episode have been calculated and the derived chronological reconstruction is given in a pressure –temperature plot (Figure 2-11). Maximum estimates to be considered are the conditions at the end of the metamorphic P-T path in the western margin of the Trans-Hudson Orogen given by Annesley

et al (2005) which are in the range of 270-320 MPa, 450-550°C for pressure and temperature respectively.

The lack of any H₂O-CO₂ metamorphic inclusion is one of the striking feature of the predominant CO₂-rich fluids. As the density of these fluids is rather low, the fluids were trapped at shallow level in the crust. The P-T conditions of trapping relative to Lc(w) and Vc(w)+Cc(w) fluid inclusions were distinguished in order to reconstruct the conditions prevailing during the exhumation of the basement rocks. Aqueous-carbonic inclusions (Lc(w) and Vc(w)+Cc(w)) can be considered as the result of unmixing of H₂O-CO₂-rich metamorphic fluid. The isochores representative of Lc(w) and Vc(w)+Cc(w) inclusions cross the (L + V) isopleths (10 to 20 mol% CO₂ and 6 wt % eq. NaCl, Weisbrod, 1984) and can indicate that probable unmixing could have occurred. The parent fluid (H₂O-CO₂ fluid), having composition of 10 - 20 mol. % CO₂ and moderate salinity (6 -8 wt % eq. NaCl), has not been recognized in the studied samples.

The small volume of the H₂O in the fluid inclusions does not allow the measurement of any minimal trapping temperature (Th). The chloritization of biotite indicates however that the temperature did not exceed 420°C according to the maximal thermal stability of chlorite at such pressures (Frey et al., 1991). Thus, pressure-temperature estimates for Lc(w) inclusions could be 100 to 160 MPa and 350-420°C. Corresponding depths considering a lithostatic pressure regime is ranging from 4 to 6 km. Isochores of Vc(w) and Cc(w) inclusions are characterized by lower pressures around 40 ± 20 MPa. This pressure decrease attests to a change in the pressure regime from lithostatic to hydrostatic conditions at nearly constant depth around 4-5 km.

The geothermal gradient present during trapping of aqueous carbonic fluids can be estimated at 60-70°C/km, the high value of the gradient can indicate the presence of magma intrusions at shallow levels acting as strong heat engines c.a. 1775-1720 Ma.

4.3.2. Brines circulation stage

P-T reconstruction from Derome et al (2005) at McArthur River was considered as a model to bracket the hydrothermal/diagenetic P-T conditions at P-Patch. Extreme isochores for Ca-rich and Na-rich P-Patch Lw1, Lw', Lwh and Lwh' fluid inclusions were calculated and plotted (Figure 2-11). The P-T path ends with the trapping of brines at a temperature range from 100 to 250°C and pressure in between 50 and 80 MPa under a hydrostatic regime.

The present depth of the P-Patch deposit samples below the unconformity is comprised between 20 m and 248 m implying a minimum exhumation for the Trans-Hudson Orogen of about 4.7 km of metamorphic basement rocks before the beginning of the Athabasca Basin deposition. The estimate maximal Athabasca Basin depth during hydrothermal fluid circulation is 5 km (Pagel, 1975b) with a fluid temperature in the P-Patch basement between 100°C for Ca-rich brine and 210°C for Na-rich brine. Primary uranium mineralizations linked

to hydrothermal fluid circulation are dated at 1.59 ± 0.15 Ga (Alexandre et al., 2009) indicating that the 5 km denudation of the trans-Hudson Orogen and the formation of the 5 km depth Athabasca Basin occurred during a period of 160 Ma.

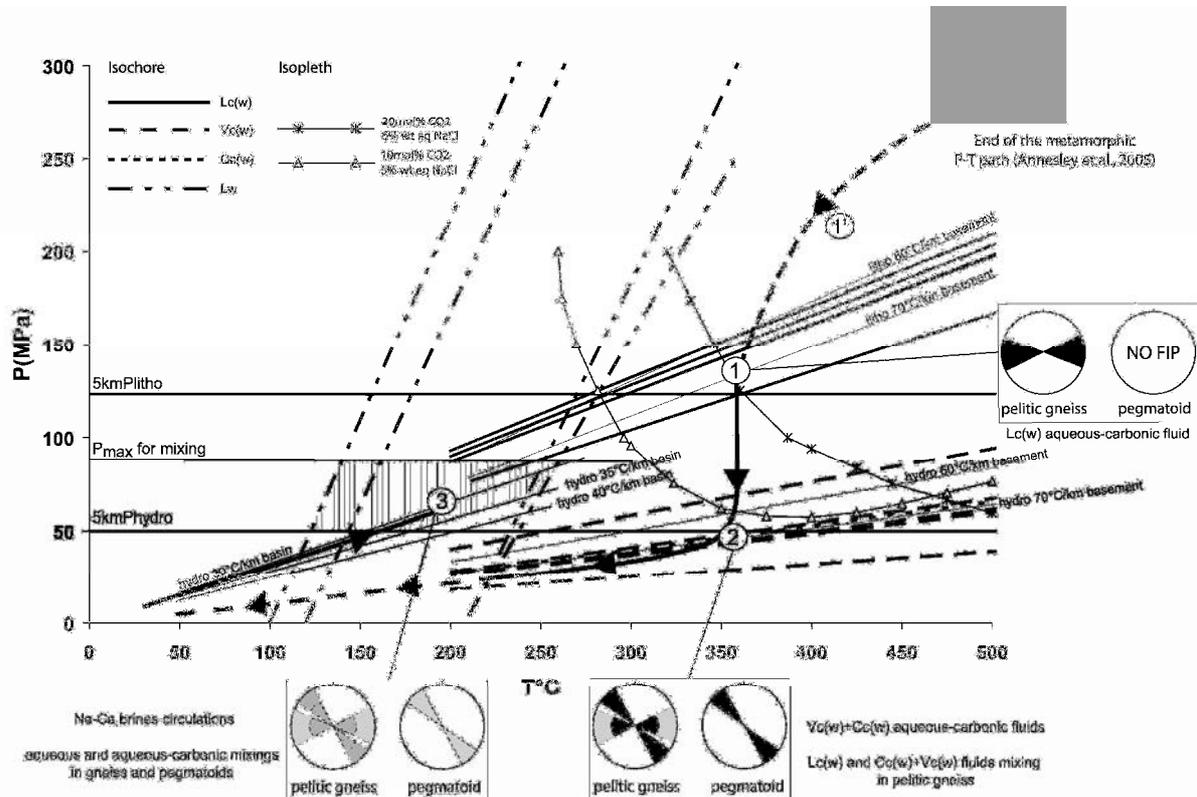


Figure 2-11 : P-T path model for the Trans-Hudson late-metamorphism aqueous-carbonic fluid circulations (ca. 1775-1720 Ma) and brine circulations and mixing (ca. 1600-1500 Ma) in the basement primary quartz of the P-Patch deposit. Representative isochores for aqueous-carbonic fluids have been calculated from bulk composition (Table 2-3) for the three types of inclusion (Lc(w), Vc(w), Cc(w)). Representative isochores for brines have been drawn from main ranges of Th for Lw1, Lwh' Na-rich and Lw', Lwh Ca-rich brines (Table 2-2). More precisions about P-T path for brine circulations and mixing are described in Derome et al. (2005). Trapping conditions for aqueous-carbonic fluid are described in 4.3.2. Preferential FIP orientations for the three trapping episodes are represented with rose diagrams showing the proportion of each FIP direction at each episode. The hydrostatic and lithostatic pressures at 5-km depth are reported as well as the hydrostatic and lithostatic gradients calculated for thermal gradients of 60° and 70°C/km (thin black lines) during the Trans-Hudson late-metamorphism and the hydrostatic gradients calculated for thermal gradients of 30°, 35° and 40°C/km (black line) during brines circulations. General P-T box representative of the trapping conditions of brine is represented with vertical lines. Number 1' refers to H₂O-CO₂ metamorphic fluid. number 1 refers to P-T conditions of unmixing stage of H₂O-CO₂ metamorphic fluid to H₂O-rich metamorphic fluid and Lc(w) aqueous-carbonic fluid under N80-110°E stress field. Number 2 refers to P-T conditions of Vc(w)+Cc(w) aqueous-carbonic fluid formation from Lc(w) aqueous-carbonic fluid under N130-150°E stress field. Number 3 refers to P-T trapping conditions of Ca-Na brines.

5. Discussion

5.1. Multi-scale fracturing in the P-Patch deposit

The FIP in quartz crystals from gneisses and pegmatoids show two main directions, N80-110°E and N130-150°E, which are considered as mode I fractures. These fractures are parallel to the orientation of the maximal stress direction (as FIP are considered as formed parallel to σ_1 - σ_2 planes) during their formation (Brace and Bombalakis, 1963; Tapponier and Brace, 1976; Lespinasse and Pêcher, 1986; Kowallis et al., 1987; Lespinasse and Cathelineau, 1990). This indicates that two main constraint regimes have prevailed at the end of the Hudsonian Orogen metamorphism (1.75-1.72 Ga) and during the circulation of aqueous fluids around 1.6-1.4 Ga (Derome et al., 2005).

In gneisses, N80-110°E and N130-150°E FIP directions are dominant although only N130-150°E FIP direction dominates in pegmatoids. As the N80-110°E direction with respect to aqueous FIP seems minor and displays a lower importance in the more altered rocks, this direction is not considered as the main direction for the circulation of aqueous fluids.

The FIP directions are in good agreement with those of fractures observed in drill holes and those of the major structures measured at the regional scale, (Carl et al., 1992; Harvey, 2004; Annesley et al., 2005; Harvey and Bethune, 2007). However, the macroscopic fractures (pluri-metric) could not be considered as extensional structures which are parallel to the axis of major stress. Thus, the P-Patch mineralised breccia oriented N70-80°E and the mineralized fault at Key Lake were not formed during the major N80-110°E stress but probably during the N130-150°E event.

5.2. Direction, composition and P-T conditions for aqueous-carbonic fluids

Aqueous-carbonic fluids have been trapped during two distinct fluid circulation events. The first event is characterized by N80-110°E FIP with Lc(w) inclusions which have been trapped at 100 to 160 MPa and 350-420°C. The second event corresponds to the trapping of Vc(w) and Cc(w) inclusions in N80-110°E and N130-150°E FIP, at pressure around 40 ± 20 MPa and temperature in the range 350-400°C. Such Vc(w) and Cc(w) inclusions are the only aqueous-carbonic fluid trapped in the pegmatoid, with a N130-150°E direction. The identical chemical composition for Lc(w) and Vc(w)+Cc(w) fluid inclusions indicate that Vc(w)+Cc(w) FIP could derived from Lc(w) FIP which have been re-opened during pressure changes i.e from lithostatic to hydrostatic regime (Boullier et al., 1991). The lack of aqueous-carbonic Lc(w) PIF in pegmatoids may be due to different rheologic behaviour during deformation compared to the gneisses at the Lc(w) trapping conditions.

Annesley et al. (2005) associated the N80-110°E direction to the late Hudsonian D3 (1795-1775 Ma) episode and the N130-150°E direction to the D5 (1760-1720 Ma) one. The D3 event is considered to occur during an isobar cooling (around 200 MPa) at temperature ranging from 650 to 350°C. The D5 event corresponds to tectonic adjustments during cooling at conditions closed to those of the brittle-ductile transition. Thus, data obtained in this study for aqueous-carbonic FIP give new P-T and stress field constraints at the end of deformation and metamorphism of the Trans-Hudson orogeny (from D3 to D5 episodes).

5.3. Direction, composition and P-T conditions for aqueous fluids

Ca-Na rich brines (Lw1, Lw2, Lw', Lwh, Lwh') are present either in pegmatoids and in gneisses. They display the same chemical characteristics than those described in McArthur River deposit in quartz veins from the basin and from the basement (Derome et al., 2005) and in magmatic quartz from the basement at Shea Creek deposit (Freiberger and Cuney, 2003).

In the two lithologies, aqueous FIP are observed in three main directions: N0°E, N80-110°E and N130-150°E, the later dominated in most of the samples especially the more altered ones (P56-8, P57-2 and P57-6). On the contrary, N80-110°E direction is dominant in fresh gneisses (P53-10, P54-4 and P55-6) and is sometimes observed in an altered sample (P57-6). The more altered samples (P56-8, P57-2 and P57-6) display a significant quantity of aqueous fluids compared to fresh sample (P55-6 for example, Figure 2-5). In addition, aqueous fluids in altered rocks show the highest salinity (up to 45 wt.% eq. NaCl). For a series of FIP, salinity is relatively constant at the scale of the plane. However, a process of mixing of fluid having high salinity could be evoked as variable salt content in FIP is also observed within the same quartz grain (P54-4, 990 FIP for example). The end-members defined for the brines (Lwh et Lwh') by Derome et al. (2005) in McArthur River breccias have not been found in primary quartz crystals in the basement from P-Patch. This observation suggests that mixing processes between Na-rich brine and Ca-rich brine could occurred in the more altered rocks from the basement.

The brines displaying lower salinity (Lw1, Lw2) could be probably considered as a diagenetic fluid from the basin (Na-rich brine, Pagel, 1975b ; Derome et al., 2005) or having interacted with host rocks from the basement (Ca-rich brine, Derome et al., 2005). They are observed as FIP either in fresh (P54-4) or altered (P56-8, P57-2, P57-6) samples. However, brines having the highest salinity (Lwh, Lwh') are only observed in altered samples (P56-8, P57-2 and P57-6). This significant difference in brine salinity could be i) the result of an important gain in Ca, Na and Cl during alteration of biotite and feldspar into chlorite and illite during the percolation of the brine from the basin into the basement. However, considering the low concentrations of Ca, Na and especially Cl in the rock and the high salt content (22 to 45 wt % eq. NaCl) in the fluid, mass balance calculations are not in favor of this hypothesis. ii) an important water loss during alteration of the basement rocks as demonstrated by the important

difference between loss on ignition (L.O.I) for fresh and altered rocks (1 to 10%). L.O.I increase indicates an important hydration of minerals associated with mineralizations (illite, sudoite) which could be part of the source for the chlorinity gain.

5.4. Source of carbon dioxide for aqueous-carbonic fluid inclusions

Aqueous carbonic fluids, either Lc(w) Vc(w) and Cc(w), show similar compositions of the volatile phase which is dominated by CO₂ (97 to 99.5 mole%) with some traces of CH₄ and N₂. CO₂ could have different origins: graphite water- reactions in the graphite-bearing units, deep-seated source, decarbonation or carbonate rock hydrolysis during metamorphism. The CO₂/CH₄ ratio in the fluids resulting from gas-water-graphite reactions during metamorphism is dependent of redox conditions and temperature of the reactions and are usually low. Although graphite is present in fault zones in P-Patch, it is improbable that CO₂ is originated from such reactions, because of the very low CH₄ content in the fluid and their estimated temperatures probably lower than 380-400°C. In absence of other constraint such as isotope data on carbon, the two other possible origins for CO₂ can be consider. The very low water content (12 to 35 mole%) in these CO₂-dominated fluids could be attributed to immiscibility processes and do not result from equilibrium of volatile component in presence of water.

5.5. Role of Hudsonian structures in the brine circulation associated to mineralisations

Various aqueous-carbonic FIP show evidence of a mixing process between aqueous-carbonic fluids and Ca-Na rich brines (Lc-w ou Lc-wh). These evidences of mixing are clearly visible at the intersection of the two main directions of fluid percolation N80-110°E and N130-150°E (Figure 2-8). The high chlorinity (> 6 mole/Kg H₂O) for aqueous phase of several N130-150°E aqueous-carbonic fluid inclusions in the more altered rocks clearly demonstrate the contamination of these inclusions by brines associated with the reopening of metamorphic FIP during brine circulations (Table 2-3). Thus, the circulation of the brines in the Hudsonian basement have been facilitated by early fracturing of the basement rocks. In particular, the brines used previous fractures of N130-150°E direction which correspond to the main direction of constraints during brine circulations.

6. Conclusion

The main results of this study coupling structural analysis and chemistry of fluid migration in the P-Patch basement-hosted uranium deposits from the Athabasca basin (Saskatchewan, Canada) are summarized as follow:

Retrograde metamorphic fluids

The late Hudsonian structures (c.a. 1775-1720 Ma) were formed in two main directions (N80-110°E and N130-150°E), which are related to changes in stress field during the uplift of metamorphic basement. N80-110°E Lc(w) aqueous-carbonic fluids have firstly circulated under lithostatic pressure whereas N130-150°E Vc(w)+Cc(w) fluids attest to changing of the pressure regime, which became hydrostatic, and changes in the stress field direction (Figure 2-12). These carbonic-dominated fluids, chemically identical for both directions, results probably from the unmixing of a H₂O-CO₂ metamorphic parent fluid which has not been yet recognized in the host rocks.

Pressure-temperature estimates for Lc(w) inclusions are in the range of 100 to 160 MPa and 350 to 420°C. Corresponding depths considering a lithostatic pressure regime is ranging from 4 to 6 km. Isothermal pressure decrease down to 40 ± 20 MPa occurred to reach the trapping conditions for Vc(w) and Cc(w) inclusions. This pressure decrease attested a change in the pressure regime from lithostatic to hydrostatic conditions at nearly constant depth around 4-5 km. The identical chemical composition for Lc(w) and Vc(w)+Cc(w) fluid inclusions clearly indicate that Vc(w)+Cc(w) derived from re-opening of Lc(w) FIP.

These new data including the geometry of circulation and the chemistry of aqueous-carbonic fluids in the metamorphic basement are complementary to those given by Annesley et al., (2005) concerning the P-T conditions at the end of Hudsonian metamorphism together with the structural controls prevailing in this area.

Penetration of basinal fluids

After the formation of the Athabasca sedimentary Basin on the metamorphic basement, a new tectonic event (c.a. 1600-1400 Ma) favours the recurrent faulting within Hudsonian ductile structures in the basement and also the formation of new sub-parallel structures showing under N130-150°E stress field for basin-derived brines circulations linked to uranium mineralizations (Hoeve and Sibbald, 1978; Hoeve and Quirt, 1984; Kotzer and Kyser, 1995 among others). The brine trapping conditions range from 100 to 250°C for temperature and between 50 and 80 MPa for pressure under a hydrostatic regime (Figure 2-12). Diagenetic brines originating from the sedimentary basin could circulate into the basement thanks to N130-150°E aqueous-carbonic fluids reopenings, explaining the contamination of the metamorphic fluid inclusion by highly saline water.

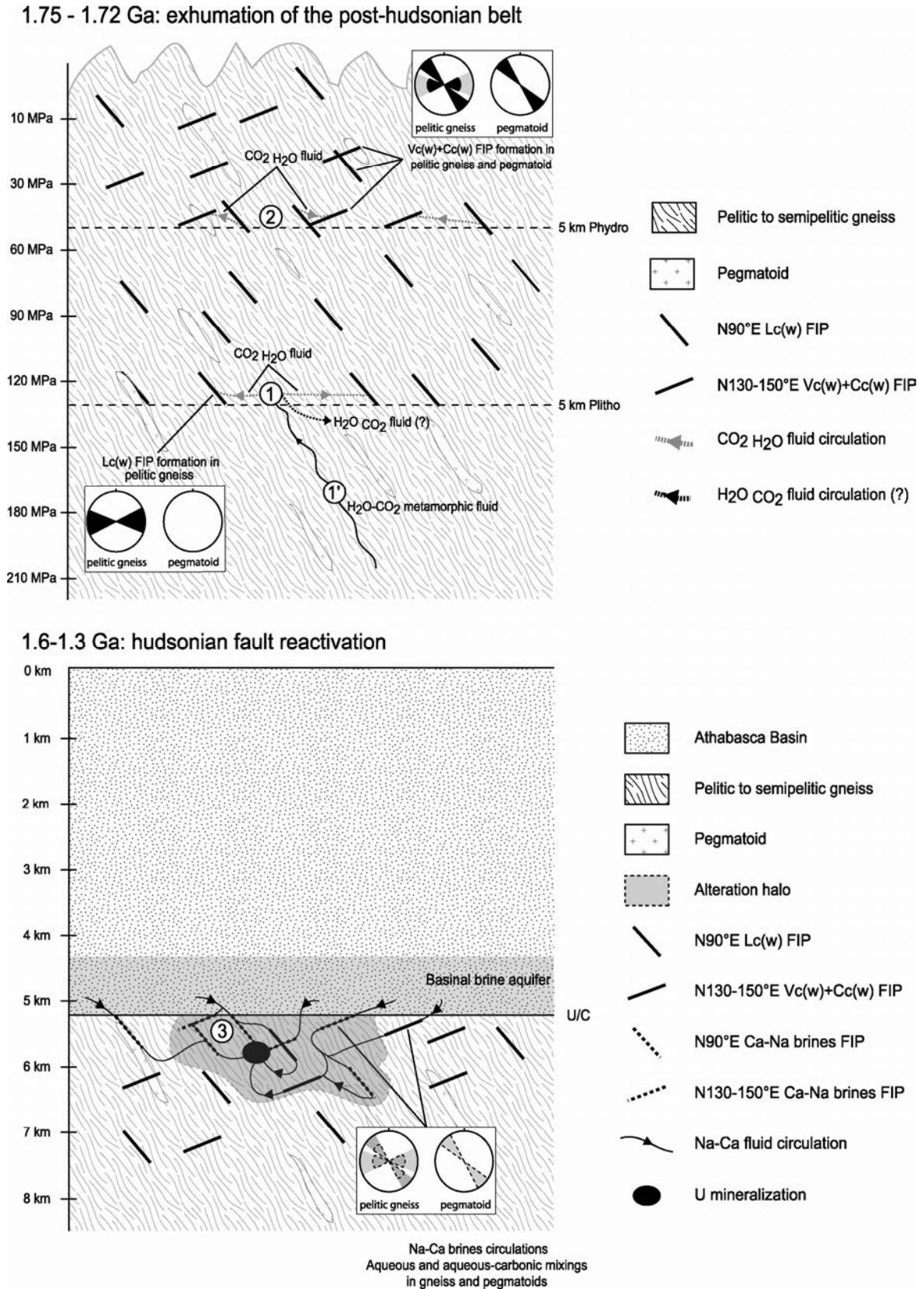


Figure 2-12 : Schematic representation of fluid circulations and P-T conditions during Trans-Hudson tardi-metamorphism Orogen exhumation (ca. 1775-1720 Ma. Top) and brine circulations linked with the genesis of U primary mineralization (ca. 1600-1300 Ma. Bottom) in the vicinity of the P-Patch deposit. Numbers 1', 1, 2 and 3 as the same as used in Figure 2-11

Correlation between brine circulations and degree of rock alteration

The intensity of microfracturing resulting from the two tectonic events is directly related to the possibility of brines to circulate in the basement and is correlated with the degree of alteration of the rocks. Rocks which are the more altered show the highest quantity of brines having the highest salinity and the highest Ca enrichment indicating main exchange between brines and basement rocks during brine circulations. These conclusions are in good agreement with the previous model for unconformity related uranium mineralizations at MacArthur River given by Derome et al. (2005) which emphasizes the major role of the basement rocks on the control of the brines chemistry, especially for the calcium concentration, associated to the formation of unconformity-type uranium deposit. In macroscopically fresh rock, a not negligible percentage of aqueous FIP (8 to 27%) indicates that brine circulations occur in a wider volume than of the alteration halo and that elementary exchanges between brines and basement are more important than previously envisaged.

The circulation of the two types of fluids (aqueous-carbonic and brines) occurs at different times but in the same main direction and probably in the same major drains. This demonstrates the existence of an active stress field direction acting before and after the basin formation over a duration of 160 Ma.

These new data on the chemistry of the fluids percolating the basement or on the geometry of their migration at various scales point out the fundamental role of the metamorphic basement complex in the formation of unconformity-related uranium mineralizations in the Athabasca Basin.

Partie 3

Etude des altérations minéralogiques et des transferts élémentaires dans le socle du bassin d'Athabasca : implications pour la formation des minéralisations de type discordance

Les enjeux de cette partie

Les zones encaissant les gisements d'uranium du bassin d'Athabasca, qu'ils soient localisés à la discordance ou entièrement contenus dans le socle, sont actuellement caractérisées par de profondes modifications minéralogiques qui touchent les deux environnements (socle et bassin).

Ces modifications minéralogiques sont le reflet d'une histoire géologique polyphasée faisant intervenir la circulation de plusieurs grands types de fluides (hydrothermaux ou météoriques) depuis la formation des premières minéralisations de type discordance (entre 1.6 et 1.4 milliard d'années) jusqu'à la période actuelle.

Une des clés pour comprendre la formation des minéralisations du bassin d'Athabasca est de pouvoir déterminer, pour chaque grand événement d'altération, les modifications minéralogiques et les transferts élémentaires entre roche et fluides associées.

Cela est par exemple crucial pour comprendre la formation des halos d'altération riches en potassium et magnésium liés à la circulation des saumures dans un environnement, le bassin, qui en est initialement dépourvu. Ces éléments proviennent-ils du socle ? Dans ce cas, quelles sont les transformations minéralogiques touchant les roches du socle lors de la pénétration des saumures ? Sont-elles synchrones ? Quels sont les éléments lessivés ou fournis par les saumures et quel est leur devenir ?

Un autre problème de fond est le moment de la formation des minéralisations uranifères par rapport au développement des altérations. Est-ce un événement précoce comme il est actuellement supposé ou correspond-t-il plutôt un processus tardif ayant lieu à la fin du développement des altérations ?

La question de la source ou des sources de l'uranium et des terres rares des minéralisations n'est pas encore clairement résolue. Les minéraux des roches du socle sont-elles une source majeure ?

Les roches du socle sont caractérisées par l'existence de multiples couleurs d'altération (vert, blanc, rouge par exemple) qui sont les preuves de multiples circulations de fluides aux caractéristiques physico-chimiques très différentes. Peut-on arriver à différencier les différents épisodes fluides ayant eu lieu dans le socle et ainsi déterminer leur impact sur la minéralogie et la géochimie du socle ?

Chapitre 1

**Altération polyphasée des minéraux silicatés
du socle du bassin d'Athabasca lors des
processus hydrothermaux et mobilités
élémentaires associées.**

**Impact sur la formation des halos d'altération
argileux dans le socle et dans le bassin
d'Athabasca**

**Exemple des pegmatoïdes du gisement de P-
Patch**

1. Introduction

Les gisements d'uranium de type discordance, qu'ils soient australiens ou canadiens, sont caractérisés par la présence d'un halo d'altération argileux associés aux minéralisations. Ce halo d'altération hydrothermal est principalement composé d'illite et de sudoïte (chlorite di, trioctaédrique) en remplacement massif des minéraux constitutifs des roches du socle ou du bassin sédimentaire. Des déquartzifications massives sont souvent observées ou supposées dans ces halos d'altération, et ont été surtout invoquées au niveau du bassin sédimentaire où elles peuvent entraîner une perte jusqu'à 90% de la teneur en quartz initial (Lorilleux et al., 2002). Des zones riches en dravite (tourmaline magnésienne) sont aussi généralement associées au halo d'altération.

La configuration des halos d'altération apparaît différente entre les gisements situés à la discordance entre le bassin sédimentaire et le socle (gisements dits de type « Egress » (Quirt, 1989) caractérisés par un enrichissement en illite (\pm chlorite) à proximité des minéralisations et les gisements entièrement inclus dans le socle (gisements dits de type « Ingress ») enrichis en chlorite (\pm illite) à proximité des minéralisations. Toutefois, bien que la répartition spatiale des halos d'altération apparaissent différentes pour les deux types de gisements, la même minéralogie y est observée.

De nombreuses études, depuis plusieurs décennies, se sont focalisées particulièrement sur les gisements de type discordance localisés à la discordance afin de déterminer la chronologie relative de formation des différentes phases minérales composant actuellement ces gisements. Ces études se sont principalement intéressées aux variabilités isotopiques des minéraux argileux et aux conditions ayant favorisé la formation de ces gisements (Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995 ; Alexandre et al., 2005 parmi d'autres). Cependant, bien qu'un consensus semble être atteint, de nombreux doutes persistent quant aux successions chronologiques proposées du fait des multiples événements de circulations fluide ayant eu lieu depuis la formation des premières minéralisations uranifères (1.4-1.6 Ga) jusqu'à l'actuel et des convergences dans les minéralogies et les caractéristiques géochimiques des minéraux formés durant ces épisodes.

Afin de tenter de lever ces ambiguïtés, une étude détaillée d'une des lithologies du socle, les pegmatoïdes, a été entreprise. Une série représentative des divers degrés d'altération des pegmatoïdes a été échantillonnée dans le gisement de socle de P-Patch (Est Athabasca). Les échantillons ont fait l'objet d'une étude multidisciplinaire incluant la quantification et la détermination des différentes phases argileuses présentes par diffraction des rayons X, la détermination de la composition des phases argileuses par sonde électronique et la géochimie en roche totale en prenant en compte les variations de densité liées aux altérations. L'examen d'une gamme variée d'échantillons, allant des échantillons macroscopiquement frais à des échantillons totalement argilisés et déquartzifiés, a permis de classer les altérations en quatre

grands types principaux. Pour chacun de ces types, les bilans de masse ont été effectués afin de déterminer les mobilités élémentaires engendrées par les circulations hydrothermales et donc d'estimer les échanges fluide-roche.

2. Echantillonnage

L'échantillonnage provient de huit forages d'exploration verticaux ou inclinés, dont sept à proximité directe de la zone minéralisée du gisement de P-Patch (Figure 3-1).

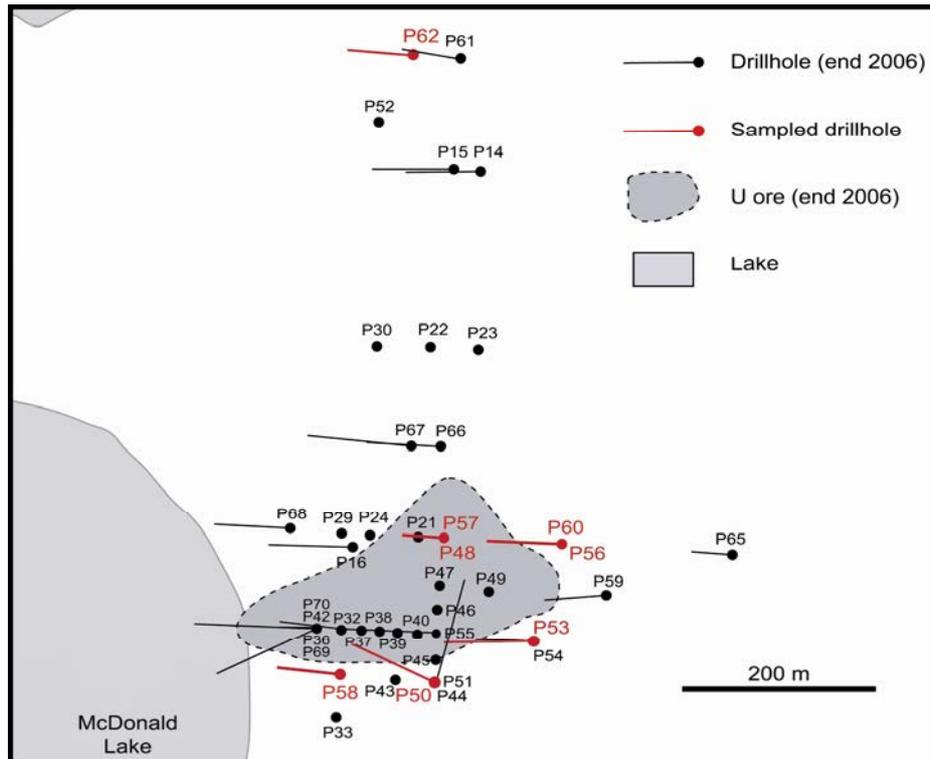


Figure 3-1 : Localisation des forages échantillonnés (en rouge) pour cette étude au niveau du gisement de P-Patch

L'échantillonnage a été exclusivement focalisé sur les pegmatoïdes. Le choix de cette lithologie a été guidé par le souci de bien discriminer les sites d'altération et d'observer les transformations spécifiques de chaque minéral magmatique. La taille importante des cristaux permet d'observer beaucoup plus finement les transformations minéralogiques associées aux altérations. La majorité des échantillons provient de trois forages (P56, P58 et P62) qui ont été particulièrement étudiés. Une zone du forage P58 a été spécifiquement échantillonnée car elle présente une progression croissante de l'altération hydrothermale, de l'échantillon macroscopiquement frais (P58-17) à l'échantillon totalement argilisé et déquartzifié (P58-16). L'échantillonnage principal effectué sur les trois forages a été ensuite complété par divers échantillons provenant des cinq autres forages. Plusieurs échantillons macroscopiquement frais (P50-1, P56-53, P58-17, P62-17, P62-19 et P60-1) ont été échantillonnés afin d'étudier les différents types de pegmatoïdes et déterminer leur caractéristiques avant toute altération

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

hydrothermale majeure. Quatre types principaux d'altération ont été distingués à partir de la couleur des zones d'altération et des minéraux caractéristiques présents dans les échantillons:

i) type vert-clair (type 1) caractérisé principalement par l'altération des plagioclases et leur remplacement par une matrice d'altération illite-sudoïte,

ii) type blanc-vert (type 2) caractérisé par l'altération de l'ensemble des feldspaths et la chloritisation des biotites et leur remplacement par une matrice d'altération illite-sudoïte,

iii) type blanc-vert déquartzifié (type 3) caractérisé par l'altération de l'ensemble des feldspaths, la chloritisation des biotites et leur remplacement par une matrice d'altération illite-sudoïte ainsi que par la dissolution du quartz,

iv) type blanc-vert déquartzifié à quartz secondaire et dravite (type 4) caractérisé par l'altération de l'ensemble des feldspaths, la chloritisation des biotites et leur remplacement par une matrice d'altération illite-sudoïte ainsi que par la dissolution du quartz puis la cristallisation synchrone de quartz hydrothermal et de dravite.

L'ensemble de l'échantillonnage ainsi que le type d'altération associé à chaque échantillon sont présentés dans le Tableau 3-1. Plusieurs photographies de pegmatoïdes appartenant aux quatre types d'altération sont présentées dans les Figures 3-2 et 3-3.

sample	drill hole	depth (m)	U/C depth (m)	description	alteration type
P50-1	P50	254	92.3	fresh with possible Bt chloritization and Pl diffuse alteration	fresh
P56-53	P56	179.8-180	105.5	fresh with possible Bt chloritization and Pl diffuse alteration	fresh
P58-17	P58	180.8-181	85.3	fresh with possible Bt chloritization and Pl diffuse alteration	fresh
P60-1	P60	240.20	105	fresh with possible Bt chloritization and Pl diffuse alteration	fresh
P62-17	P62	183.9-184.1	114.3	fresh with possible Bt chloritization and Pl diffuse alteration	fresh
P62-19	P62	191.4-191.6	114.3	fresh with possible Bt chloritization and Pl diffuse alteration	fresh
P56-6	P56	267.6-267.8	105.5	ill-su alteration of Pl with minor K feldspar alteration	1
P57-3	P57	177.8-177.9	103.6	ill-su alteration of Pl with minor K feldspar alteration	1
P58-19	P58	179.7-179.9	85.3	ill-su alteration of Pl with minor K feldspar alteration	1
P62-18	P62	189.5-189.7	114.3	ill-su alteration of Pl with minor K feldspar alteration	1
P56-7	P56	244.2-244.4	105.5	ill-su alteration of all magmatic silicates except Qtz	2
P56-12	P56	245.5-245.6	114.3	ill-su alteration of all magmatic silicates except Qtz + Qtz ₂ -Dra veine	2
P56-62	P56	246.3-246.6	105.5	su-ill alteration of all magmatic silicates except Qtz and some Bt	2
P57-1	P57	175.6-175.7	103.6	ill-su alteration of all magmatic silicates except Qtz	2
P57-10	P57	141.40	103.6	su+ill alteration of all magmatic silicates except Qtz and some Bt	2
P58-13	P58	266.8-267.1	85.3	su-ill alt of magmatic silicates and beginning of Qtz dissolution, Pyrite	3
P58-16	P58	178.5-178.8	85.3	su-ill alteration of magmatic silicates and total Qtz dissolution. Pyrite	3
P58-18	P58	179.2-179.4	85.3	su-ill alt of magmatic silicates and beginning of Qtz dissolution, Pyrite	3
P48-6	P48	183-183.4	99.2	total alt of silicates and total Qtz dissolution + massive silicification	4
P53-1	P53	212-212.9	97.1	total alt of silicates and total Qtz dissolution + Euhedral Qtz ₂ +dravite in vug	4
P62-13	P62	148.8-149.1	114.3	total alt silicates and total Qtz dissolution + massive silicification-Dra-He	4

Tableau 3-1 : Description des échantillons étudiés. Bt : biotite, Pl : plagioclase, ill-su : altération à illite-sudoïte avec illite dominante, su-ill : altération à illite-sudoïte avec sudoïte dominante, Qtz : quartz, Dra : dravite, alt : altération

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

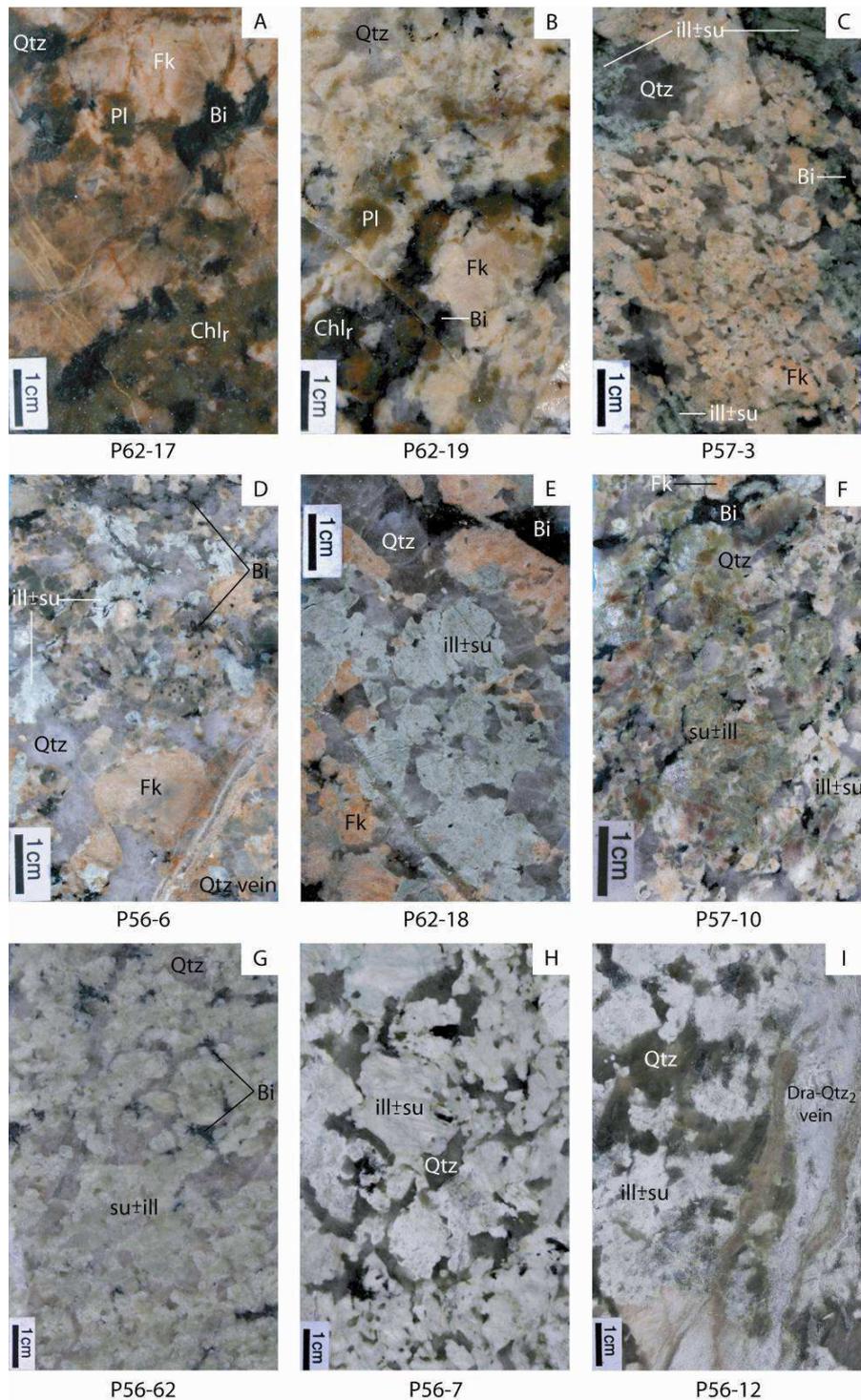


Figure 3-2 : Photographies de pegmatoïdes caractéristiques des types d'altération observés dans le gisement de P-Patch. A-B : pegmatoïde frais à quartz (Qtz), feldspath potassique (Fk), plagioclase (Pl), biotite (Bt) et chlorite rétro-métamorphique (Chlr). C-E. Faciès dit « vert-clair » avec remplacement total des plagioclases par une matrice à illite et sudoïte (ill±su). Les feldspaths potassiques montrent un début d'altération diffus. Des veines de quartz (Qtz) recoupent fréquemment ce type d'altération. F. Faciès à sudoïte dominante et illite (su±ill) en remplacement des feldspaths. Les biotites sont encore présentes. G. Faciès dit « blanchi » à sudoïte dominante et illite. Quelques plages résiduelles de biotite sont visibles. H-I. Faciès dit « blanchi » à illite dominante et sudoïte (ill±su). Seul le quartz magmatique est conservé. Une veine tardive à quartz et dravite (Dra-Qt₂ vein) recoupe le faciès altéré. Les notations ill±su ou su±ill sont utilisées en fonction de la proportion relative des deux minéraux dans la phase d'altération

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

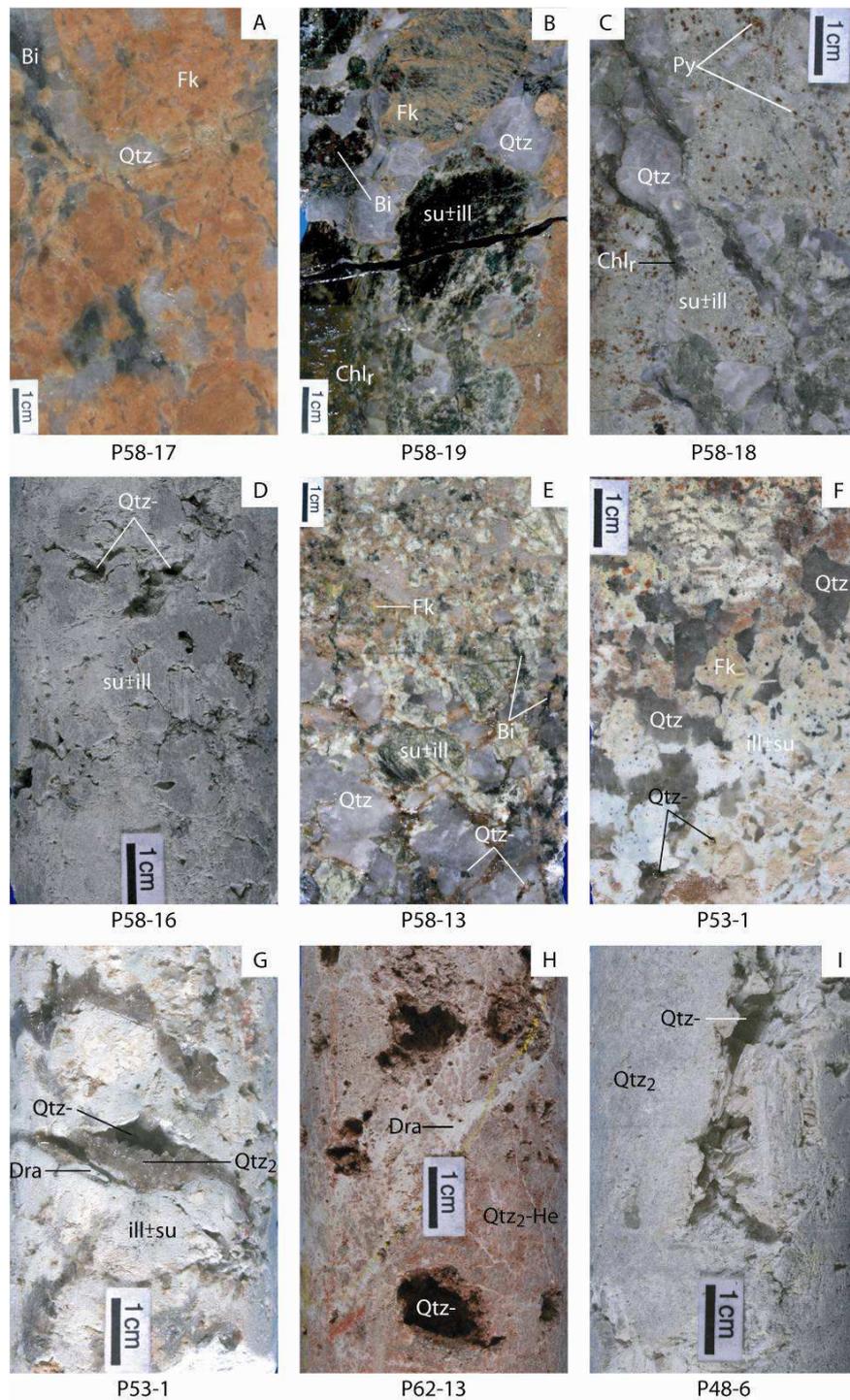


Figure 3-3 : Photographies de pegmatoïdes caractéristiques des types d'altération observés dans le gisement de P-Patch. A-D : altération progressive depuis un pegmatoïde frais (A) jusqu'au développement d'une épisyénite (D, altération de type 3). E. Pegmatoïde à matrice d'altération à sudoïte et illite (su±ill) en remplacement des minéraux magmatiques. Les cristaux de quartz ont des cavités de dissolution (Qtz-). E. Pegmatoïde à matrice d'altération à illite et sudoïte (ill±su) en remplacement des minéraux magmatiques. Les cristaux de quartz ont des cavités de dissolution. G. Episyénite à matrice d'altération à illite et sudoïte (ill±su) avec cristallisation postérieure de quartz hydrothermaux automorphes et de dravites (Qtz₂ et Dra). Episyénite totalement silicifiée et hématisée (Qtz₂+He) avec veinules de dravite (Dra). Episyénite totalement silicifiée (Qtz₂). La matrice d'altération argileuse a totalement disparue. Les notations ill±su ou su±ill sont utilisées en fonction de la proportion relative des deux minéraux dans la phase d'altération

3. Résultats de l'étude

3.1. Pétrologie et minéralogie

3.1.1. Pegmatoïdes frais

Minéralogie magmatique

Les pegmatoïdes macroscopiquement frais sont homogènes du point de vue de leurs caractéristiques minéralogiques et géochimiques. Des variations locales sont observées et sont liées à des cumulats de feldspaths ou de quartz, avec une variation pour les pegmatoïdes riches en plagioclases ou en feldspaths potassiques. Au vu de ces variations primaires et afin de déterminer avec précision les mobilités élémentaires, l'étude de l'évolution des altérations a porté sur des faciès représentatifs ne présentant pas d'accumulations feldspathiques.

Les pegmatoïdes sont particulièrement riches en phénocristaux de feldspath potassique leur donnant une couleur orangée à marron clair caractéristique (Figure 3-2A et B). Les feldspaths potassiques sont principalement de l'orthose bien que quelques plages de microcline soient régulièrement observées. La proportion de plagioclase est faible mais variable entre les échantillons, la concentration la plus importante étant observée pour l'échantillon P60-1. Quelques rares plages de muscovite sont visibles. La seule phase mafique présente est la biotite, dont la concentration peut varier de manière assez significative. Elles sont majoritairement fraîches bien que des certaines zones soient caractérisées par une transformation des biotites en chlorites trioctahédriques lors du métamorphisme rétrograde (Figure 3-8A et Tableau 3-2). Certains échantillons sont riches en monazite et zircon (P60-1, P50-1 et P62-19), en apatite (P62-17 et P56-53) alors que d'autres sont totalement dépourvus de minéraux accessoires (P58-17).

Altérations discrètes des échantillons macroscopiquement frais

Les échantillons considérés comme macroscopiquement frais présentent des altérations hydrothermales discrètes et diffuses des minéraux magmatiques, touchant principalement les plagioclases et dans une moindre mesure les feldspaths potassiques (Figure 3-4). Les minéraux d'altération, finement cristallisés, sont composés d'un mélange intime d'illite et de sudoïte à illite dominante avec possibilité d'interstratifiés supposés à illite-chlorite (Figure 3-6). Le faible degré d'altération ne permet pas le développement de minéraux d'illite et de sudoïte bien cristallisés et individualisables mais plutôt d'une phase de mélange (Tableau 3-3), éloignée des pôles purs des deux phases minérales d'altération (Figures 3-5 et 3-7). L'origine hydrothermale de cette altération est confirmée par la présence d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) et de fluoro-apatite dans les zones altérées (Figure 3-4F). Des cristaux de kaolinite, associés aux cristaux d'illite et de sudoïte, sont observés dans tous les échantillons étudiés et peuvent se présenter sous forme de plage (Figures 3-4C, E et F) ou de

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

veinules (Figure 3-4A). L'altération hydrothermale diffuse touche aussi les minéraux accessoires, comme la monazite, avec des débuts de dissolution (Figure 3-4B).

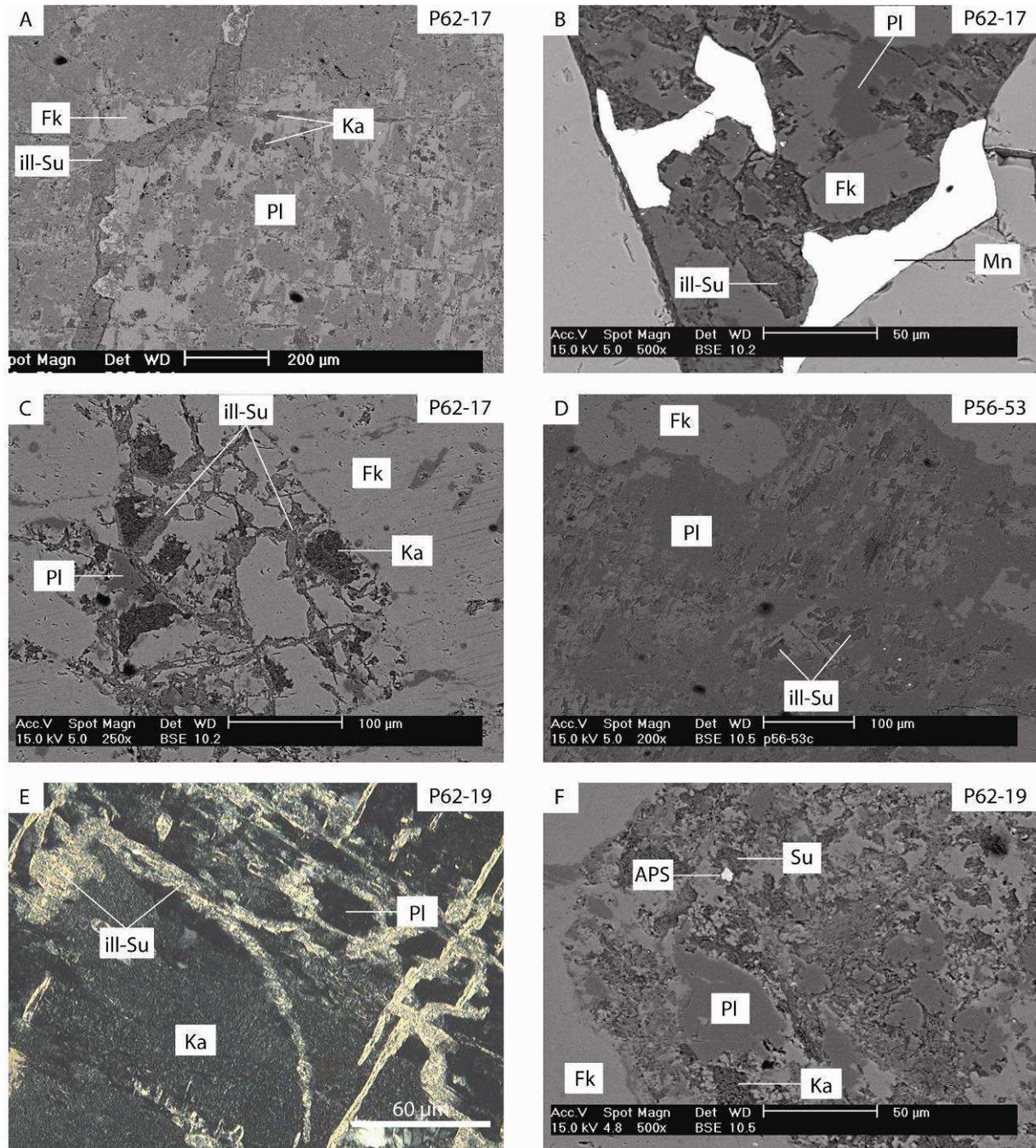


Figure 3-4 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des phases d'altération des échantillons macroscopiquement frais .A. veinules à illite et sudoïte (ill-Su) recoupant les plagioclases (Pl) et les feldspaths potassiques (Fk). Des petites veinules de kaolinite (Ka) sont aussi observables. B-D. Altération des feldspaths et des monazites (Mn) et cristallisation d'une matrice à illite et sudoïte (ill-Su) et possiblement kaolinite. E. Plagioclase fortement altéré avec cristallisation de filonnets d'illite et de sudoïte et développement d'une matrice à kaolinite. F. Altération des cristaux de plagioclases et formation d'une matrice à sudoïte contenant des cristaux d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS).

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

sample alteration type	P62-19		P57-3 retro		P57-3		P62-18		P58-19		P56-7		P56-12		P56-12		P58-18		P58-18	
	fresh	σ	6	σ	6	σ	13	σ	22	σ	4	σ	4	σ	8	σ	15	σ	1	σ
mineral	6	σ	trioctahedral chl	σ	6	σ	13	σ	22	σ	4	σ	4	σ	8	σ	15	σ	1	σ
SiO ₂ (wt. %)	44.20	1.19	27.37	0.36	41.94	3.18	38.42	2.54	37.44	2.26	38.57	1.56	37.96	1.66	36.58	1.12	39.65	0.81	33.18	0.81
Al ₂ O ₃	28.58	2.19	20.70	0.21	30.19	0.76	32.51	1.20	32.65	2.06	34.54	0.59	32.51	1.99	38.89	1.59	32.16	0.99	38.26	0.99
FeO	3.31	3.84	23.06	0.54	2.31	1.23	2.37	0.59	4.06	2.52	0.42	0.21	0.98	0.18	0.34	0.11	3.65	0.98	1.89	0.98
MnO	0.03	0.05	0.20	0.06	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.03	0.05	0.06	0.05	0.01	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03
MgO	10.98	1.08	13.93	0.23	12.69	1.60	13.94	0.90	14.60	0.69	11.14	0.56	10.47	0.88	7.76	0.23	13.72	0.83	7.52	0.83
CaO	0.68	0.20	0.04	0.04	0.38	0.26	0.22	0.14	0.21	0.10	0.12	0.02	0.15	0.03	0.13	0.04	0.28	0.08	0.20	0.08
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.06	0.07	0.02	0.01	0.58	0.13	0.04	0.02	0.58	0.02
K ₂ O	1.55	0.73	0.05	0.05	1.58	0.83	1.31	0.81	0.81	0.52	1.63	0.57	2.55	0.26	0.04	0.06	1.18	0.66	0.01	0.66
TiO ₂	0.01	0.01	0.06	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	89.34		85.42		89.13		88.82		89.82		86.52		84.71		84.34		90.73		81.65	
Si	3.87	0.02	2.91	0.01	3.68	0.17	3.40	0.12	3.30	0.12	3.45	0.06	3.50	0.08			3.45	0.07		0.07
Al ^{IV}	0.13	0.02	1.09	0.01	0.32	0.17	0.60	0.12	0.70	0.12	0.55	0.06	0.50	0.08			0.55	0.07		0.07
Al ^{VI}	2.82	0.15	1.50	0.02	2.80	0.13	2.79	0.07	2.70	0.17	3.10	0.03	3.04	0.03			2.75	0.07		0.07
Fe	0.24	0.29	2.05	0.04	0.17	0.10	0.18	0.04	0.30	0.20	0.03	0.02	0.08	0.01			0.27	0.07		0.07
Mg	1.43	0.15	2.21	0.05	1.67	0.26	1.84	0.12	1.92	0.13	1.49	0.10	1.44	0.06			1.78	0.10		0.10
Mn	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00		0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			0.00	0.00		0.00
Oct	4.50	0.59	5.78	0.11	4.64	0.49	4.81	0.23	4.93	0.50	4.62	0.16	4.56	0.10			4.80	0.24		0.24
Ca	0.06	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00			0.03	0.01		0.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00			0.01	0.00		0.00
K	0.17	0.08	0.01	0.01	0.18	0.09	0.15	0.10	0.09	0.06	0.19	0.06	0.30	0.02			0.13	0.07		0.07
Fe+Mg	1.68	0.19	4.26	0.03	1.84	0.33	2.01	0.10	2.23	0.30	1.52	0.10	1.51	0.07			2.05	0.14		0.14
Fe/(Fe+Mg)	0.15		0.48		0.09		0.09		0.14		0.02		0.05				0.13			

Tableau 3-2 : Compositions chimiques moyennes des sudoïtes, des chlorites rétro-métamorphiques et des dravites. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. σ : écart-type

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

sample alteration type analysis mineral	P62-17		P62-19		P58-17		P57-3		P62-18		P62-18		P56-7		P56-12		P56-62		P62-17		P62-19		P58-17	
	fresh 9	σ	fresh 19	σ	ill-Su 4	σ	illite 14	σ	illite-sudoite 21	σ	illite 9	σ	illite 8	σ	illite 3	σ	illite 46	σ	fresh 6	σ	fresh 13	σ	fresh 5	σ
SiO ₂ (wt. %)	56.00	2.33	56.04	0.98	51.96	2.29	49.42	1.57	54.44	2.34	48.23	1.93	49.84	1.75	50.90	2.19	50.74	1.72	48.44	0.45	47.12	0.97	50.23	0.91
Al ₂ O ₃	25.42	1.04	27.36	0.81	33.09	3.86	32.99	2.40	28.51	1.37	35.51	2.01	31.70	1.98	32.93	2.61	32.09	1.88	37.52	0.70	37.85	0.82	36.78	1.38
FeO	2.22	0.78	1.04	0.32	0.63	0.51	0.98	0.50	1.11	0.45	0.59	0.42	0.76	0.36	0.39	0.26	0.28	0.15	0.26	0.14	0.25	0.16	0.30	0.14
MnO	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.05	0.02	0.04	0.02	0.03	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.08	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02
MgO	3.75	0.36	3.47	0.28	1.46	1.55	1.40	1.44	3.93	0.45	0.59	0.59	2.21	1.04	1.67	1.36	2.07	0.88	0.57	0.25	1.04	0.69	1.14	0.30
CaO	0.34	0.13	0.34	0.06	0.31	0.17	0.07	0.07	0.35	0.11	0.05	0.05	0.08	0.04	0.13	0.06	0.16	0.08	0.08	0.02	0.09	0.04	0.32	0.13
Na ₂ O	0.13	0.13	0.03	0.02	0.03	0.03	0.10	0.08	0.06	0.03	0.07	0.06	0.08	0.10	0.11	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
K ₂ O	6.17	0.65	6.55	0.48	8.80	0.76	9.52	0.90	7.64	0.43	9.92	0.42	9.18	0.57	9.08	0.51	9.17	0.58	0.75	0.33	0.40	0.39	1.82	0.50
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	94.06		94.84		96.32		94.50		96.06		95.00		93.88		95.25		94.58		87.66		86.78		90.63	
Si	3.63	0.09	3.59	0.04	3.33	0.13	3.26	0.09	3.48	0.11	3.17	0.09	3.30	0.08	3.31	0.09	3.33	0.08	3.23	0.03	3.17	0.03	3.27	0.06
Al ^{IV}	0.37	0.09	0.41	0.04	0.67	0.13	0.74	0.09	0.52	0.11	0.83	0.09	0.70	0.08	0.69	0.09	0.67	0.08	0.77	0.03	0.83	0.03	0.73	0.06
Al ^{VI}	1.57	0.05	1.66	0.03	1.84	0.16	1.82	0.11	1.63	0.03	1.92	0.07	1.78	0.09	1.84	0.12	1.81	0.06	2.18	0.04	2.18	0.06	2.09	0.05
Fe	0.12	0.04	0.06	0.02	0.03	0.03	0.05	0.03	0.06	0.02	0.03	0.02	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Mg	0.36	0.04	0.33	0.03	0.14	0.15	0.14	0.14	0.38	0.05	0.06	0.06	0.22	0.10	0.16	0.13	0.20	0.09	0.06	0.02	0.10	0.07	0.11	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oct	2.05	0.14	2.05	0.08	2.01	0.34	2.02	0.29	2.07	0.10	2.01	0.16	2.04	0.22	2.02	0.27	2.03	0.16	2.25	0.07	2.29	0.14	2.22	0.09
Ca	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
Na	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.51	0.05	0.54	0.04	0.72	0.07	0.80	0.08	0.62	0.04	0.83	0.04	0.78	0.05	0.75	0.03	0.77	0.05	0.06	0.03	0.03	0.03	0.15	0.04
C.I.	0.55	0.07	0.56	0.05	0.75	0.08	0.82	0.09	0.66	0.05	0.84	0.05	0.79	0.06	0.78	0.04	0.78	0.06	0.07	0.03	0.04	0.04	0.18	0.05
Fe+Mg	0.48	0.09	0.39	0.05	0.17	0.17	0.19	0.17	0.43	0.07	0.09	0.08	0.26	0.12	0.18	0.15	0.22	0.09	0.07	0.03	0.12	0.08	0.13	0.04

Tableau 3-3 : Compositions chimiques moyennes de la matrice à illite dominante et sudoite des échantillons macroscopiquement frais (ill-Su et illite-sudoite), des illites et des kaolinites analysées. Formules structurales calculées pour 11 oxygènes. σ : écart-type

3.1.2. Pegmatoïdes altérés

Altération de type 1 à plagioclases verdis

Les échantillons sont macroscopiquement caractérisés par une altération totale des plagioclases et un remplacement par une phase argileuse vert-clair typique (Figure 3-2C, 1D et 1E), les autres phases minérales étant stables. La matrice d'altération des plagioclases, comme dans le cas des échantillons macroscopiquement frais, est composée d'un mélange d'illite et de sudoïte (Figure 3-6), possiblement associé à des cristaux d'APS. Pour les échantillons au degré d'altération le plus développé (P62-18 par exemple), la matrice d'altération dans les plagioclases est constituée de trois assemblages minéralogiques distincts (Figures 3-8C et 3-8D). La phase d'altération majeure correspond à un mélange microcristallin à sudoïte dominante et illite (Su-ill). Elle est accompagnée de la cristallisation, de façon plus sporadique, de cristaux d'illite de plus grande taille ou d'un mélange à illite dominante et sudoïte (ill-Su, illite dans le Tableau 3-3), la troisième phase d'altération correspondant quant à elle à des cristaux de sudoïte (Su) bien cristallisés dans des microcavités (sudoïte, sudoïte dans le Tableau 3-2). Des veinules de quartz hydrothermal automorphe à peu altéré sont systématiquement associées à ce type d'altération (Figure 3-9C).

Altération de type 2 de couleur blanc-vert à feldspaths potassiques et plagioclases altérés

Les feldspaths sont totalement remplacés par une phase d'altération hydrothermale blanche à blanc-vert. Les plages de quartz sont stables cependant les cristaux de quartz magmatiques peuvent avoir des traces de dissolution à leur bordure allant jusqu'à l'apparition de golfes de dissolution dans lesquels a cristallisé une matrice d'altération microcristalline à sudoïte et illite (Figures 3-8A et 8B). Les biotites sont partiellement transformées en chlorites hydrothermales en épigénie avec formation de quartz et d'oxydes de titane dans les plans de clivage (Figure 3-8E). Cette chlorite, ainsi que la biotite, sont postérieurement altérées en une phase microcristalline à illite et sudoïte. Les deux feldspaths sont remplacés par une phase d'altération microcristalline formée d'un mélange d'illite et sudoïte (Tableau 3-3). Quelques plages altérées peuvent toutefois présenter des cristaux d'illite de 10-20 μm (Figure 3-8F). Certains échantillons se distinguent par la présence de quartz automorphes tardifs associés à la matrice d'altération (Figure 3-8F). Les proportions relatives des cristaux d'illite et de sudoïte dans la matrice d'altération sont très variables entre échantillons, cette matrice pouvant aller d'une matrice riche en illite à une matrice riche en sudoïte (Figure 3-6). Des interstratifiés supposés à illite-sudoïte sont détectés dans certains échantillons. Ces variations minéralogique et chimique sont visibles macroscopiquement avec la présence d'échantillons tirant sur le blanc qui se révèlent riches en illite (Figure 3-2H), et d'échantillons tirant plus sur le vert dominés par la sudoïte (Figure 3-2G).

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

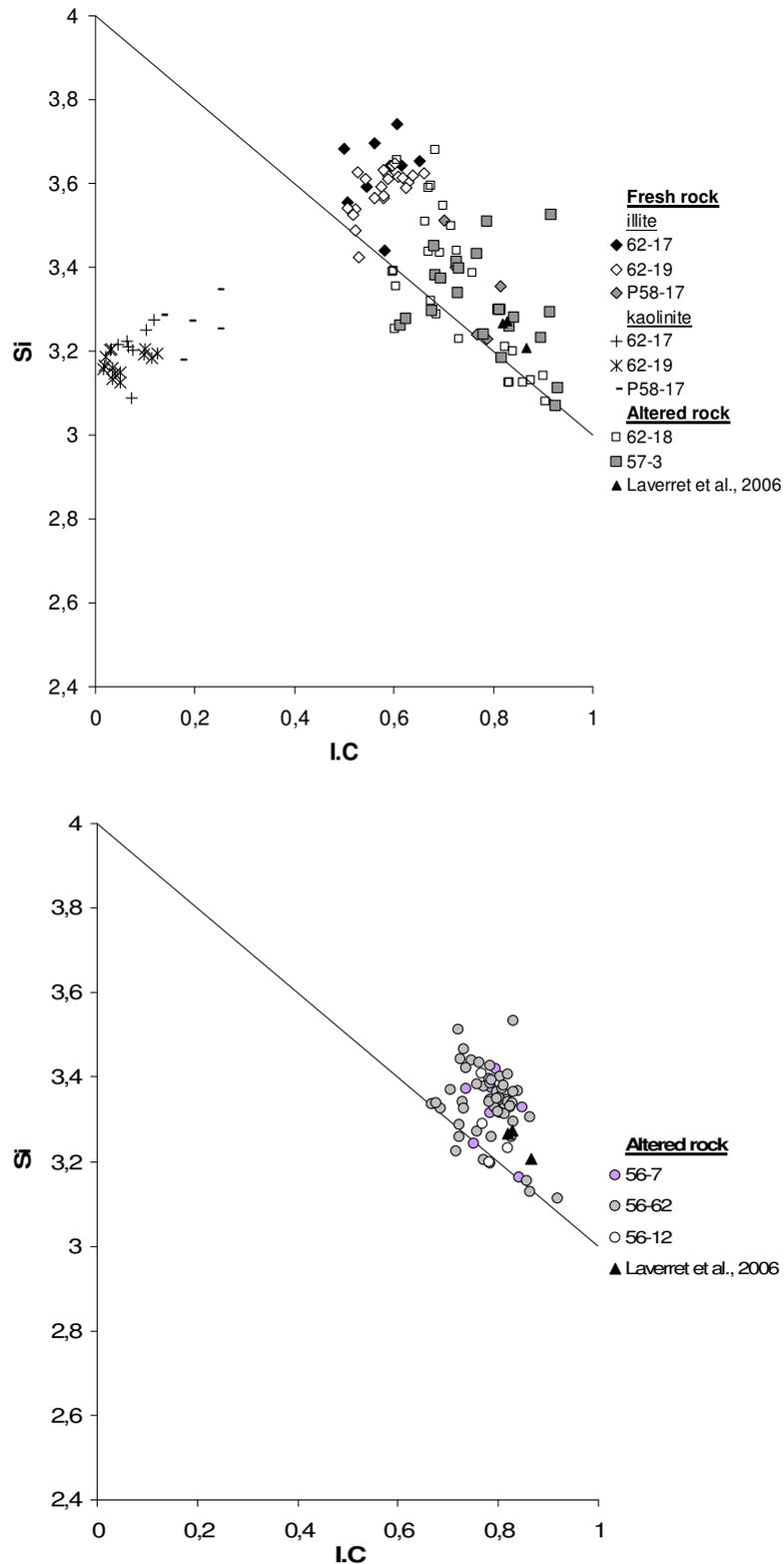


Figure 3-5 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire pour les illites et matrice à illite-sudoïte analysées. Les compositions d'illites du gisement de Shea Creek (Laverret et al., 2006) sont utilisées comme référence. Les formules structurales sont calculées pour 11 oxygènes

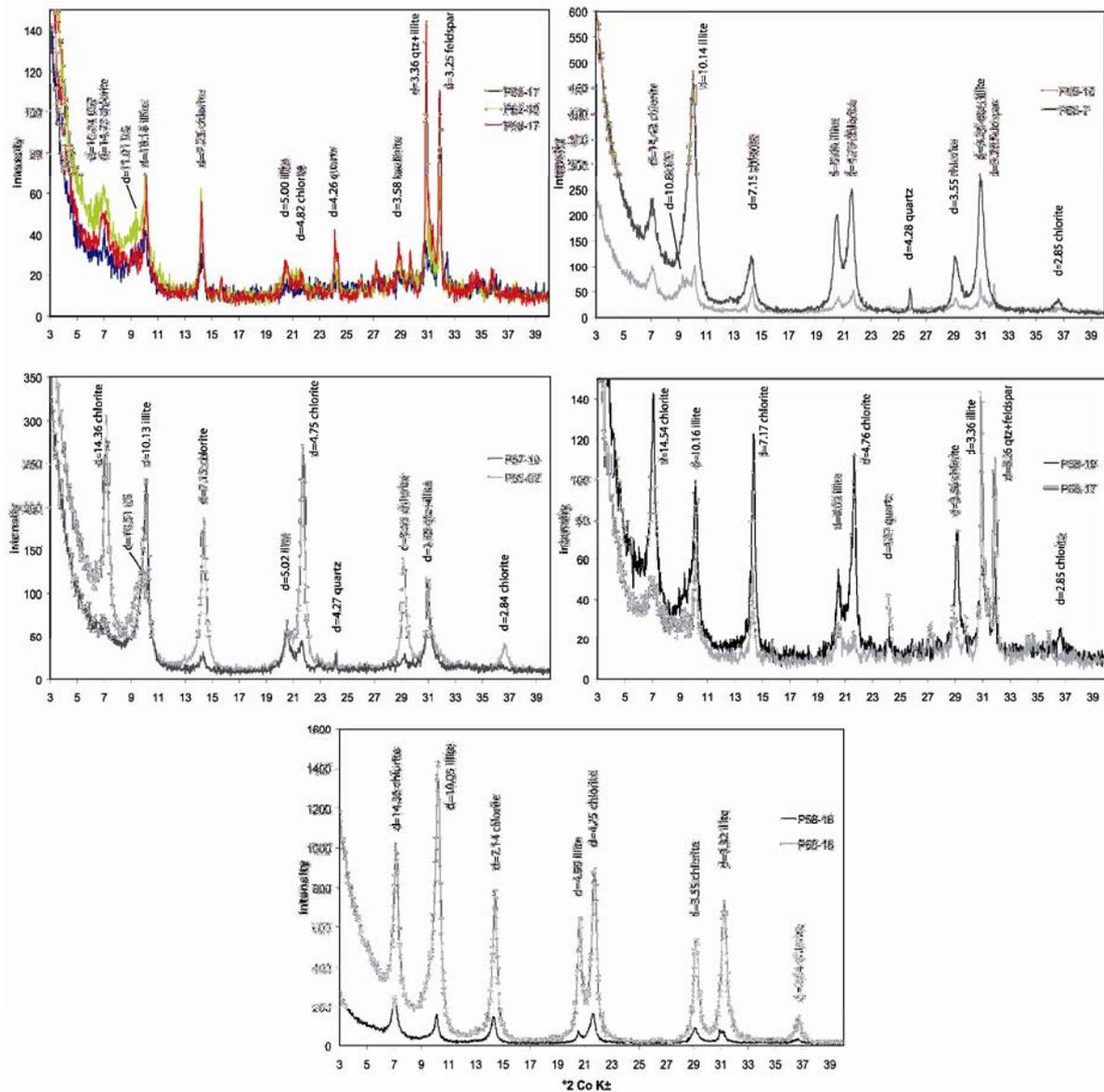


Figure 3-6 : Diffractogrammes de rayons X réalisés sur préparation orientée < 2µm pour les échantillons macroscopiquement frais (P62-17, P62-19 et P58-17), pour deux échantillons à plagioclase vert-clair (type 1 ; P62-18 et P58-19) pour trois échantillons à feldspath blanchi (type 2 ; P56-7, P57-10 et P56-62) et deux échantillons blanchis déquartzifiés (type 3, P58-18 et P58-16). Les échantillons optiquement frais présentent un début d'altération avec la présence de chlorite et d'illite. Pour les trois types d'altération, les échantillons peuvent être soit riches en sudoïte soit riche en illite.

Altération de type 3

Ce type est caractérisé par l'altération des minéraux magmatiques en une matrice microcristalline à illite et sudoïte, similaire à celle observée pour le type 2, et par la dissolution commençante à totale des quartz magmatiques entraînant la formation de cavités de dissolution, transformant ainsi le pegmatoïde initial en épisyénite (Figures 3-3G, 3H et 3I). La matrice d'altération est composée d'un mélange microcristallin à sudoïte et illite, les proportions entre les deux phases minérales pouvant être variables entre échantillons (Figure 3-7). La matrice d'altération n'est pas totalement homogène et des filonnets d'illite seule sont souvent observés.

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

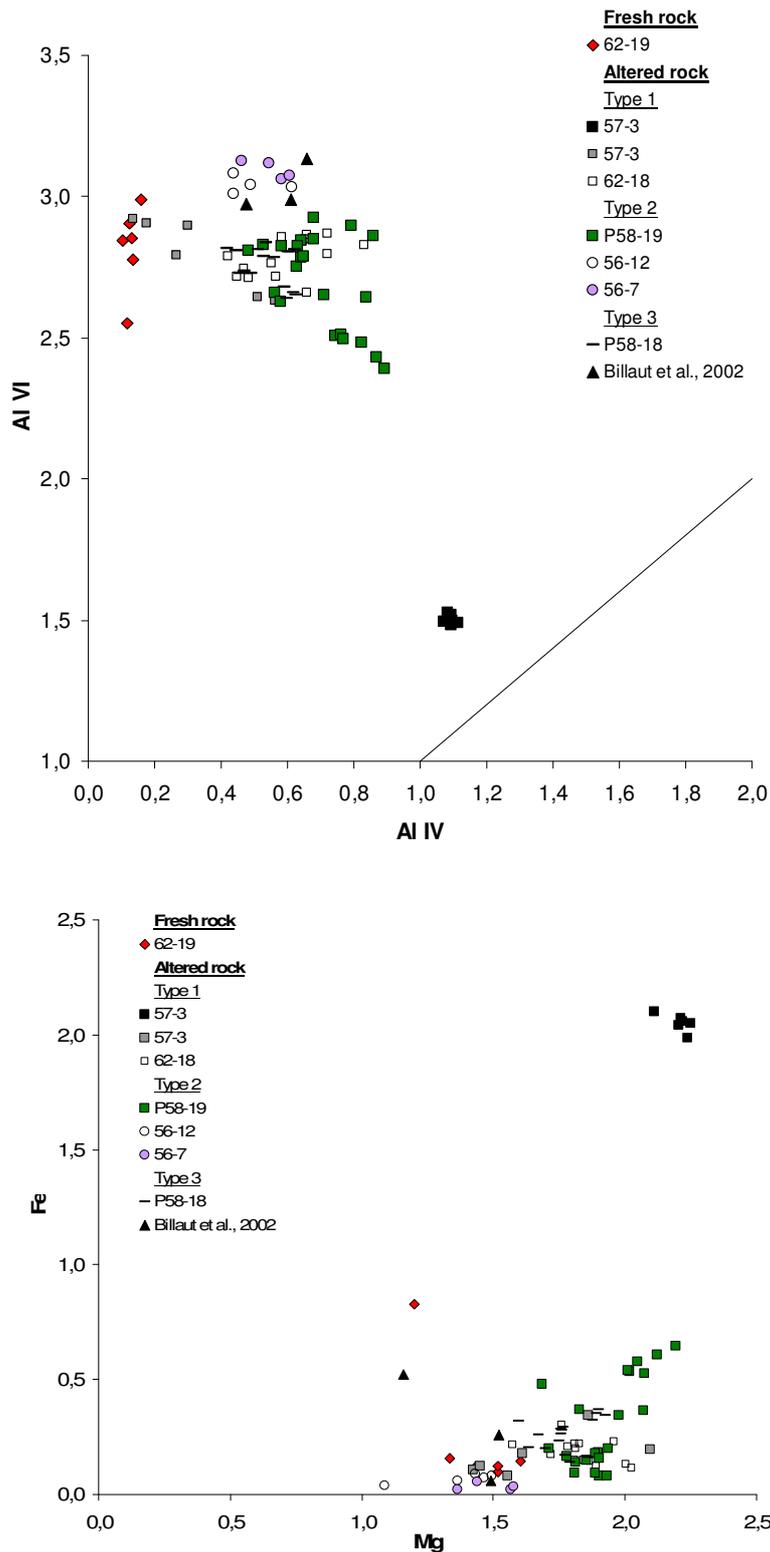


Figure 3-7 : Diagrammes $Al^{VI}-Al^{IV}$ (en haut) et Fe-Mg (en bas) pour les chlorites et matrice à sudoïte et illite (P62-19) analysées. Les carrés noirs pour l'échantillon P57-3 correspondent à de chlorites rétro-métamorphiques. Les pôles de sudoïtes définis par Billaut et al., 2002 sont utilisés comme référence. Les rapports Fe/Mg pour les sudoïtes sont proches pour tous les types d'échantillons et sont compris entre 2 et 3. La droite dans le diagramme $Al^{VI}-Al^{IV}$ correspond à la substitution de Tschermak pour les chlorites : $[4]Si^{4+} + [6]Mg^{2+} = [4]Al^{3+} + [6]Al^{3+}$. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

La composition des cristaux de sudoïte et d'illite sont identiques à celle des altérations de type 1 et 2 (Tableaux 3-2 et 3-3, Figures 3-5 et 3-7). Les échantillons les plus altérés (P58-18 en particulier) sont caractérisés par l'apparition sporadique de cristaux de dravite en gerbes associés à des cristaux de quartz (Figures 3-9D et 3-9E). La dravite n'est néanmoins pas une phase minérale majeure pour ce type d'altération puisqu'elle n'a été observée que sur quelques zones disséminées dans l'échantillon P58-18.

Altération de type 4

Cette altération correspond à la cristallisation massive de dravite et de quartz hydrothermaux dans les échantillons ayant subi les altérations précédemment décrites. La cristallisation de ces deux phases minérales est synchrone et peut s'effectuer sous différentes formes : remplissage des cavités de dissolution des quartz magmatiques des épisyénites (Figure 3-3G), veine à quartz et dravite (Figure 3-2H) ou silicification massive à quartz et veinules de dravite (Figure 3-3H). La cristallisation synchrone des cristaux de quartz et de dravite est particulièrement visible pour les échantillons P56-12 (Figure 3-9C) et P53-1 (Figure 3-9F) pour lequel les cavités de dissolution des quartz magmatiques sont remplies d'un tapissage de cristaux de dravite et de quartz secondaires automorphes. La composition des dravites, présentée Tableau 3-2, est identique à celle des dravites de référence des gisements du bassin d'Athabasca (Quirt et al., 1991 ; Rosenberg et Foit, 2006). Cette cristallisation de quartz hydrothermal et de dravite peut s'effectuer sans modification de la matrice d'altération antérieure (cas de l'échantillon P53-1) ou avec remplacement total de cette matrice par de la silice microcristalline et des veinules de dravite (cas de l'échantillon P62-13).

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

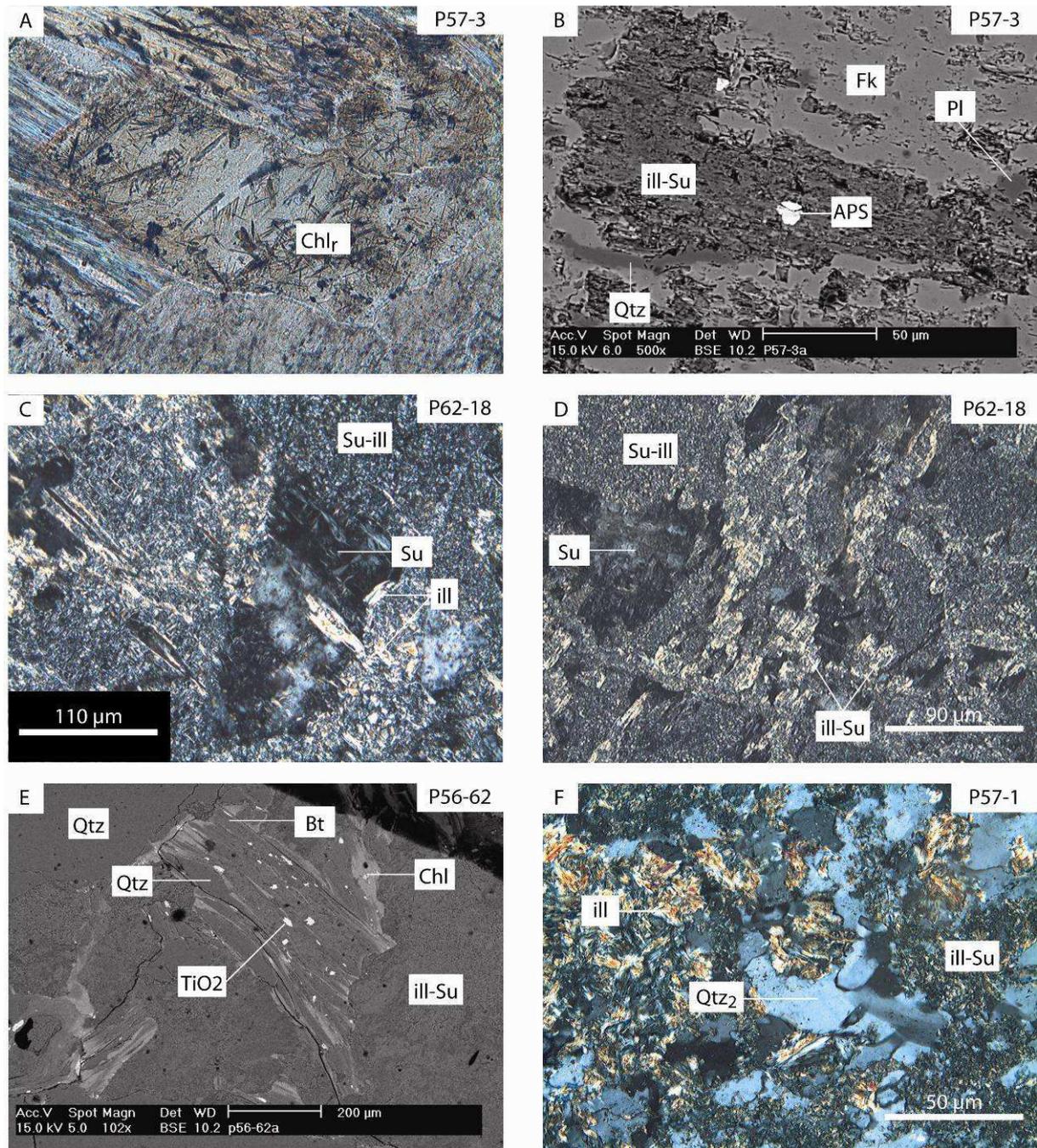


Figure 3-8 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage pour les altérations de type 1 et 2. A. chlorite rétométamorphique (Chl_r) formée par altération d'une biotite. B. Altération spécifique des plagioclases (Pl) et cristallisation d'une matrice d'altération à illite et sudoïte (ill-Su) [Altération de type 1]. C-D. Plagioclases altérés en trois phases distinctes : cristaux de sudoïte bien cristallisés (Su), cristaux d'illite (ill) ou mélange à illite et sudoïte (ill-Su) et matrice à sudoïte et illite (Su-ill) [Altération de type 1]. E. Altération de biotite (Bt) en chlorite hydrothermale (Chl) puis en une matrice à ill-Su [Altération de type 2]. F. Matrice d'altération à illite et sudoïte et cristaux individualisés d'illite avec cristallisation postérieure de quartz hydrothermaux (Qtz_2) [Altération de type 2]

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

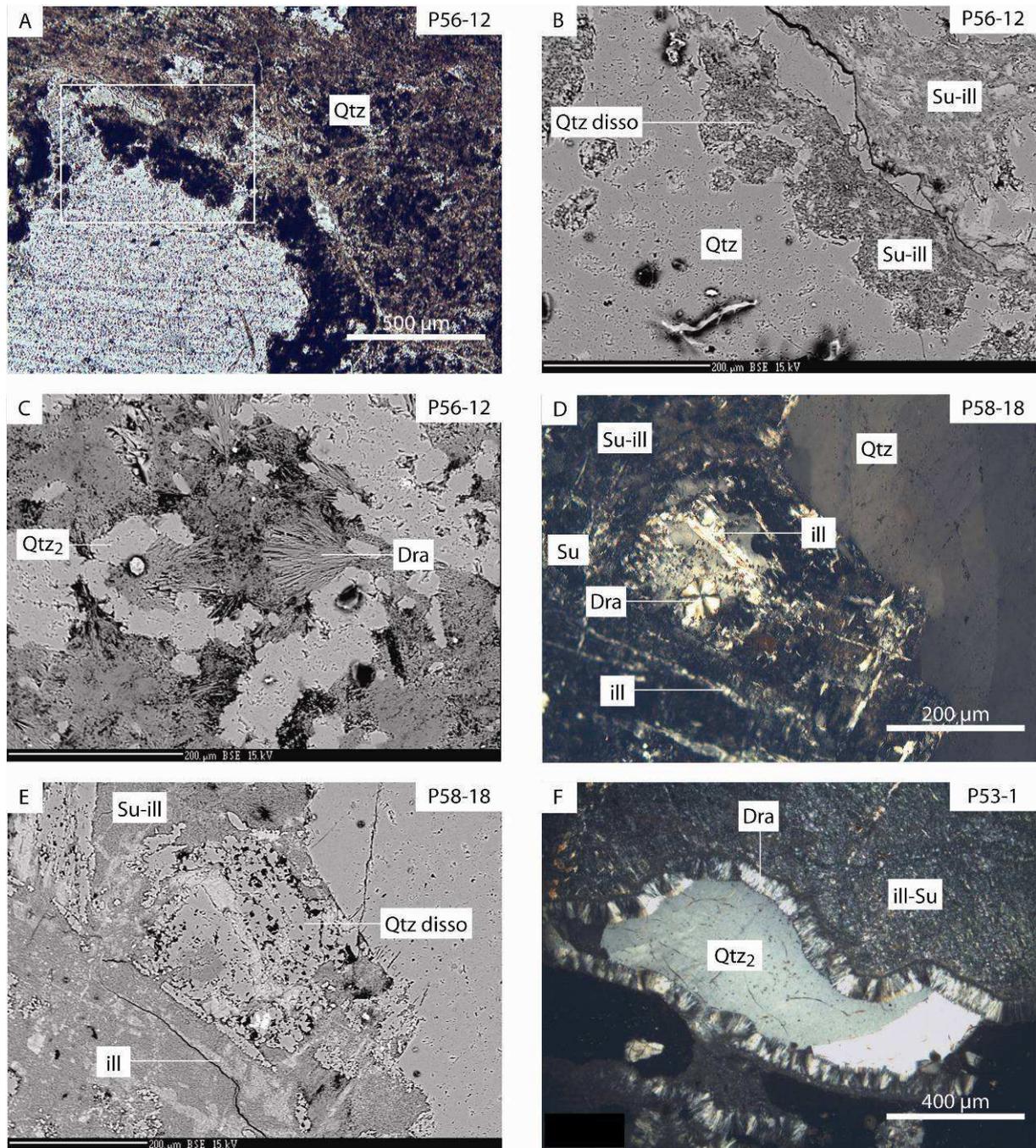


Figure 3-9 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage pour les altérations de type 2 et 3. A-B. Dissolution commençante des cristaux de quartz magmatiques (Qtz) avec développement d'une matrice à sudoïte et illite (Su-ill) dans les cavités [altération de type 2] C. Veines à quartz hydrothermal (Qtz₂) et dravite (Dra) recoupant un échantillon précédemment altéré [altération de type 2]. D-E. Cristal de dravite associé à du quartz altéré (Qtz disso) dans une matrice à sudoïte et illite (Su-ill) recoupée par des filonnets d'illite (ill) [altération de type 3]. F. Episyénites dont les cavités de dissolution sont remplies par des cristaux de dravite (Dra) et de quartz hydrothermaux automorphes [altération de type 4].

3.2. Géochimie en roche totale

3.2.1. Procédure analytique utilisée

Les analyses en roche totale des pegmatoïdes de P-Patch, pour les éléments majeurs, sont présentées dans le Tableau 3-4. Les densités ont été mesurées pour la plupart des échantillons et montrent d'importantes variations entre les échantillons macroscopiquement frais (densité comprise entre 2.55 et 2.65) et les échantillons les plus altérés, comme les épsiyénites (densité de 1.81 au minimum pour l'échantillon P58-16). Afin de prendre en compte les variations de densité liées aux altérations hydrothermales et donc de comparer les échantillons à volume de roche constante, une correction a été appliquée pour tous les échantillons altérés, en prenant en compte comme densité initiale de référence la densité de l'échantillon macroscopiquement frais P62-19. Si d_1 est la densité de l'échantillon altéré et d_2 la densité de l'échantillon P62-19, les concentrations élémentaires de l'échantillon altéré sont multipliées par le rapport (d_1/d_2). Ces nouvelles concentrations sont calculées pour chaque échantillon altéré, permettant de comparer sans biais les échantillons de différents degrés d'altération entre-eux (correction dite « à volume constant »). Les compositions corrigées sont présentées dans le Tableau 3-4. Les corrections de densité ont aussi été utilisées pour le calcul des facteurs F1 et Q1 (Cathelineau, 1986). Les variations majeures de la densité durant l'altération sont directement le reflet de la modification du volume des échantillons au cours de l'évolution de l'altération des minéraux initiaux. Aucun échantillon du type 4 n'a été analysé en roche totale à cause de problèmes analytiques au moment de l'étude.

3.2.2. Pegmatoïdes macroscopiquement frais

Les échantillons considérés comme les plus frais (P50-1, P56-53, P58-17, P62-17, P62-19 et P60-1) ont des variations chimiques primaires parfois fortes qui sont directement dépendantes de la composition minéralogique des échantillons, en particulier pour les cumulats de feldspaths. Le feldspath potassique est le minéral magmatique le plus présent dans les échantillons étudiés, les variations observées pour la teneur en potassium sont directement dépendantes des proportions de ce minéral par rapport aux autres minéraux présents. Les échantillons macroscopiquement riches en feldspaths potassiques sont ainsi enrichis en potassium (P62-17, P58-17 et P56-53 par exemple). A l'opposé, les échantillons aux teneurs en potassium les plus basses (P60-1 ou P50-1) sont enrichis en calcium et sodium du fait de leur richesse en plagioclases. Les teneurs en fer, titane et en magnésium sont aussi variables et sont directement liées à la variabilité de concentration en biotites et muscovites pour les échantillons étudiés. La teneur en phosphore, principalement contrôlée par les apatites, est elle aussi variable avec des teneurs élevées pour P62-17 ou P56-53. Les pertes au feu sont limitées (1.14-1.87%) indiquant un degré d'altération faible pour tous ces échantillons.

Partie 3-1 : Altération hydrothermale polyphasée des minéraux silicatés du socle

sample	P62-17	P56-53	P60-1	P62-19	P50-1	P58-17	P56-6	P57-3	P62-18	P57-10	P56-62	P56-12	P57-1	P56-7	P58-19	P58-18	P58-16	P58-13	
density	2.63	2.59	2.65	2.61	2.58	2.55	2.59	2.56	2.51	2.46	2.60	2.54	2.48	2.43	2.58	1.84	1.81	2.00	
depth	183.8-184	179.8-180	240.20-184	191.4-191.6	254.00-181	180.8-181	267.6-267.8	177.8-177.9	189.5-189.7	141.40	246.3-246.5	245.5-245.6	175.6-175.7	244.2-244.4	179.7-179.9	179.2-179.4	178.5-178.8	266.8-267.1	
description	fresh	fresh	fresh	fresh	fresh	fresh	type 1	type 1	type 1	type 2	type 2	type 2	type 2	type 2	type 3	type 3	type 3	type 3	
SiO ₂ (wt. %)	61.55	62.24	64.83	71.12	72.83	73.13	73.56	74.37	74.24	67.05	74.12	73.32	77.13	72.77	71.21	64.77	40.83	54.45	
Al ₂ O ₃	17.23	17.96	17.82	14.17	14.16	13.84	12.02	12.67	12.08	16.97	15.58	14.10	13.88	16.23	14.82	15.19	27.58	14.50	
Fe ₂ O ₃	3.28	1.98	2.26	1.68	0.82	0.94	1.11	0.50	1.17	0.90	0.46	0.44	0.22	0.28	1.46	3.68	5.65	3.10	
MnO	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	<D.L.	<D.L.	0.00	0.01	0.00	0.01	
MgO	1.92	1.20	0.99	1.69	1.37	0.95	4.67	1.69	2.80	6.76	2.32	3.56	2.32	3.41	3.05	5.64	9.06	7.20	
CaO	1.83	1.28	0.80	0.23	0.08	0.04	0.09	0.08	0.09	0.07	0.17	0.05	0.05	0.04	0.08	0.27	0.43	6.25	
Na ₂ O	1.86	1.62	3.66	0.55	0.43	0.43	0.13	0.08	0.18	0.07	0.01	0.01	0.07	0.14	0.22	0.00	0.12	0.00	
K ₂ O	9.94	11.12	7.82	8.41	7.93	9.20	2.98	7.03	4.68	1.60	3.91	2.54	2.59	2.12	5.95	1.79	4.64	2.97	
TiO ₂	0.37	0.21	0.29	0.27	0.10	0.12	0.21	0.04	0.22	0.07	0.16	0.10	0.06	0.04	0.22	0.16	0.43	0.05	
P ₂ O ₅	0.86	0.79	0.09	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.03	0.08	0.03	<D.L.	<D.L.	0.08	0.06	0.09	0.03	
L.O.I	1.40	1.18	1.17	1.71	1.87	1.14	3.89	1.97	3.32	6.26	4.12	4.43	3.27	3.92	3.36	7.43	11.11	12.30	
Total	100.26	99.60	99.73	99.90	99.65	99.87	98.70	98.68	98.85	99.78	100.92	98.57	99.60	98.96	100.45	98.98	99.95	100.85	
Correction à volume constant																			
SiO ₂ (wt. %)	62.08	61.68	65.75	71.12	71.96	71.44	72.98	72.93	71.39	63.30	73.95	71.34	73.25	67.69	70.38	45.66	28.31	41.72	
Al ₂ O ₃	17.38	17.80	18.08	14.17	13.99	13.52	11.92	12.42	11.62	16.02	15.54	13.72	13.19	15.10	14.65	10.71	19.12	11.11	
Fe ₂ O ₃	3.31	1.96	2.29	1.68	0.81	0.92	1.10	0.49	1.12	0.85	0.46	0.43	0.21	0.26	1.45	2.60	3.92	2.37	
MnO	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
MgO	1.93	1.19	1.00	1.69	1.36	0.92	4.63	1.65	2.69	6.38	2.31	3.47	2.21	3.17	3.01	3.97	6.29	5.52	
CaO	1.84	1.27	0.81	0.23	0.07	0.04	0.09	0.08	0.09	0.07	0.17	0.05	0.05	0.04	0.08	0.19	0.30	4.78	
Na ₂ O	1.87	1.61	3.71	0.55	0.42	0.42	0.13	0.27	0.18	0.07	0.00	0.00	0.07	0.13	0.22	0.00	0.08	0.00	
K ₂ O	10.02	11.02	7.93	8.41	7.83	8.99	2.95	6.90	4.50	1.51	3.90	2.47	2.46	1.98	5.88	1.26	3.22	2.27	
TiO ₂	0.37	0.21	0.29	0.27	0.09	0.12	0.21	0.04	0.21	0.06	0.16	0.10	0.06	0.03	0.22	0.11	0.29	0.04	
P ₂ O ₅	3.31	1.96	2.29	0.06	0.81	0.42	1.10	0.49	1.12	0.85	0.46	0.43	0.21	0.26	1.45	2.60	3.92	2.37	

Tableau 3-4 : Composition chimique, pour les éléments majeurs, des échantillons étudiés. La densité est indiquée ainsi que le type d'altération. La partie basse du tableau correspond à la composition chimique des échantillons calculée à volume constant

Diagramme Q_1 - F_1

Les variabilités minéralogiques magmatiques vont entraîner un positionnement différencié des échantillons les plus frais dans le diagramme Q_1 - F_1 (Figure 3-10 ; Cathelineau, 1986). Le premier pôle, représenté par l'échantillon P60-1, est marqué par de faibles valeurs pour les deux facteurs ($F_1=48.6$ millications, $Q_1=76.7$ millications), fonction de la richesse initiale en plagioclase (concentration en sodium forte et en potassium faible) et de la faible concentration en quartz de l'échantillon. Le second pôle, représenté par les échantillons P62-17 et P56-53, est caractérisé par un facteur F_1 élevé (respectivement 152.3 et 182.2 millications, richesse en feldspath potassique) et un facteur Q_1 faible (respectivement 71.2 et 56.3 millications, faible teneur en quartz). Le troisième pôle, représenté par les échantillons P58-17, P62-19 et P50-1, est caractérisé par des valeurs des facteurs F_1 et Q_1 fortes (F_1 compris entre 158.6 et 181.4 millications, Q_1 compris 196.2 et 219.3 millications) associées à richesse initiale en quartz et en feldspath potassique. Ce dernier pôle, à quartz et deux feldspaths, correspond au pôle représentatif des pegmatoïdes qui sera utilisé pour le calcul des bilans de masse.

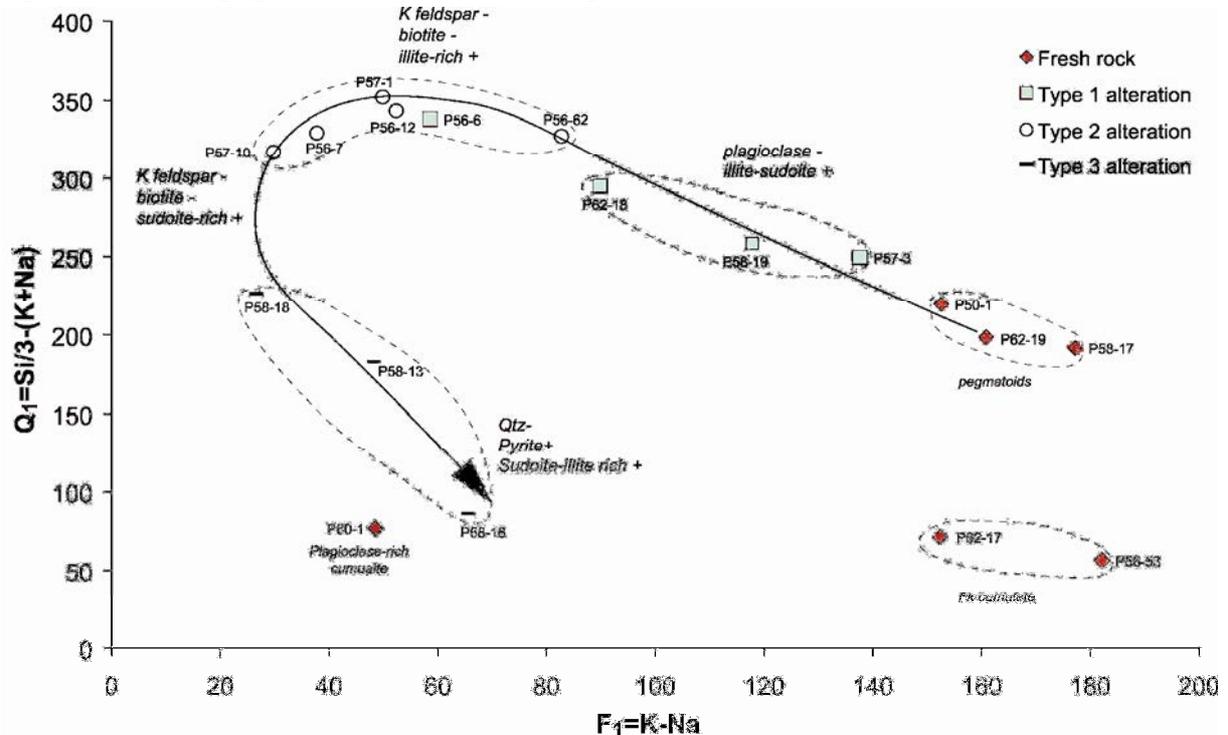


Figure 3-10 : Diagramme Q_1 - F_1 à volume constant pour les différents types d'altération des pegmatoïdes du gisement d'Eagle Point. Les trois types d'altération (type 1, type 2 et type 3) correspondent à un continuum d'altération jusqu'à la formation d'épisyénites à illite-sudoïte. Les différents types d'échantillons sont individualisés par des lignes en pointillés. Les altérations minéralogiques sont indiquées pour chaque type.

3.2.3. Pegmatoïdes altérés

Diagramme Q_1 - F_1

Les différents types d'altération qui ont touché les pegmatoïdes du gisement de P-Patch ont entraîné de significatives modifications dans la composition chimique des échantillons. Ces modifications minéralogiques sont représentées graphiquement dans le diagramme Q_1 - F_1 .

L'augmentation du degré d'altération hydrothermale se caractérise premièrement par l'augmentation du facteur Q_1 (silice non associée aux feldspaths) associé à une baisse du facteur F_1 . L'absence de forte dissolution de quartz primaire ainsi que la transformation des feldspaths riches en K et Na (potassiques ou plagioclases) en illites et sudoïtes entraîne l'augmentation du facteur Q_1 .

La diminution du facteur F_1 pour l'altération de type 1 s'explique par une altération commençante des feldspaths potassiques (10 à 20% au maximum) en plus de l'altération totale des plagioclases (porteur de sodium).

L'altération de type 2, comparativement à l'altération de type 1, se caractérise par une diminution du facteur F_1 et une augmentation du facteur Q_1 . Cette évolution correspond à l'altération totale des porteurs de potassium (feldspaths potassiques et biotites), les plagioclases ayant été altérés au stade d'altération précédent. La valeur forte du facteur Q_1 indique qu'aucune dissolution de quartz n'est associée avec ce type d'altération.

Le type 3 est caractérisé par une forte diminution du facteur Q_1 , comparativement au type 2, associé à une faible augmentation du facteur F_1 . La diminution du facteur Q_1 est dépendante de la dissolution partielle (P58-18 et P58-13) à totale (P58-16) du quartz magmatique. L'augmentation conjointe de F_1 avec la diminution de Q_1 peut s'expliquer par une augmentation de la proportion d'illite dans l'échantillon au fur et à mesure de la dissolution du quartz par remplissage partielle des cavités de dissolution.

L'ensemble des altérations observées dans les échantillons de pegmatoïde étudiés correspond donc à un continuum d'altération des minéraux magmatiques en une matrice argileuse à illite et sudoïte avec formation d'épisyénites dans les zones les plus altérées qui peut être résumé par la flèche tracée sur la Figure 3-10.

Diagrammes MgO-K₂O et MgO-Fe₂O₃

Les concentrations, à volume constant, du magnésium, du potassium et du fer pour tous les échantillons étudiés sont présentées sur les Figures 3-11 et 3-12. Les échantillons macroscopiquement frais ont une teneur en magnésium faible et proche pour tous les échantillons (entre 0.92 et 1.93% MgO) alors que les teneurs en potassium (entre 7.83 et 11.02% K₂O) et en fer (de 0.81 à 3.31% Fe₂O₃) sont plus variables et directement dépendantes des proportions relatives en feldspaths potassiques, plagioclases et biotites dans les échantillons.

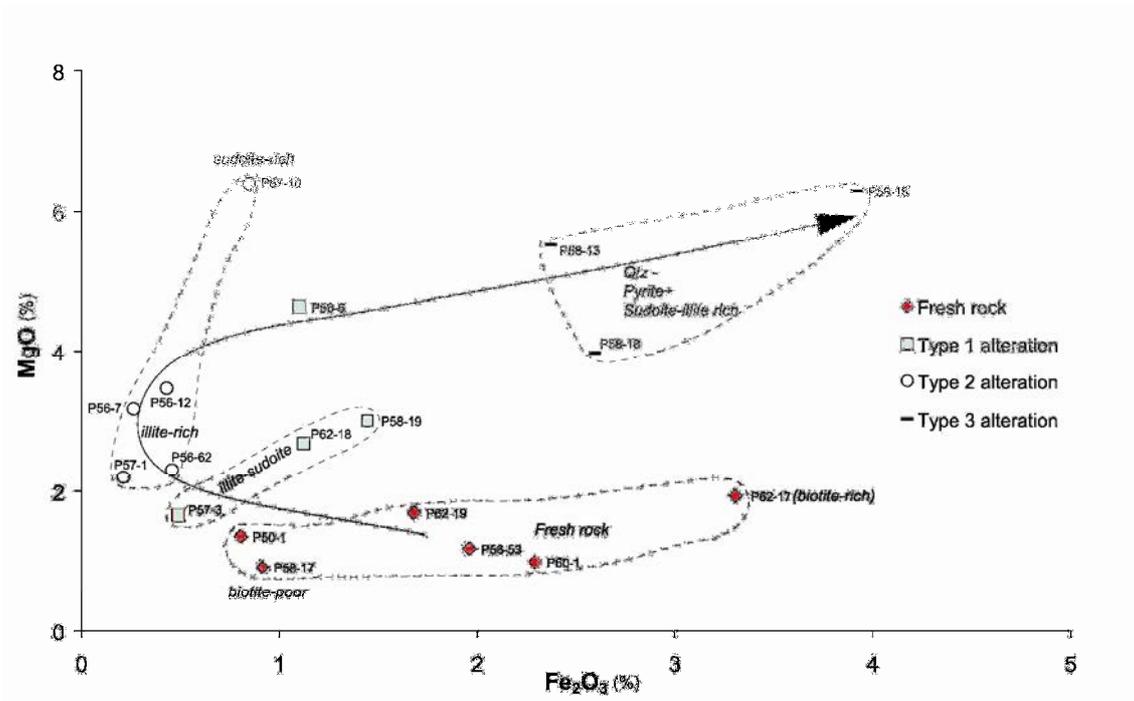


Figure 3-11 : Diagramme MgO-Fe₂O₃ à volume constant pour les différents types d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch. Les trois types d'altération (type 1, type 2 et type 3) correspondent à un continuum d'altération jusqu'à la formation d'épisyénites à illite-sudoïte. La position particulière des échantillons P56-6 et P57-10 s'explique par une richesse en sudoïte de la matrice d'altération. Les différents types d'échantillons sont individualisés par des lignes en pointillés. La composition de la matrice d'altération est indiquée pour chaque type

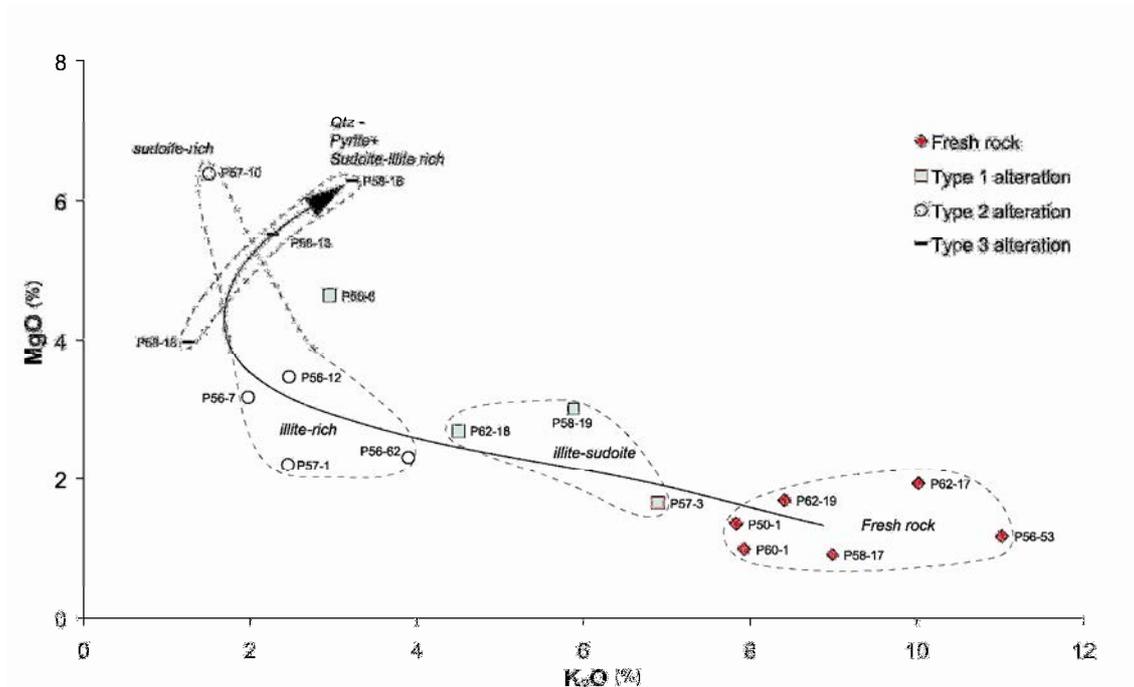


Figure 3-12 : Diagramme MgO-K₂O à volume constant pour les différents types d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch. Les trois types d'altération (type 1, type 2 et type 3) correspondent à un continuum d'altération jusqu'à la formation d'épisyénites à illite-sudoïte. La position particulière des échantillons P56-6 et P57-10 s'explique par une richesse en sudoïte de la matrice d'altération. Les différents types d'échantillons sont individualisés par des lignes en pointillés. La composition de la matrice d'altération est indiquée pour chaque type

Altération de type 1

Les pertes en potassium et fer sont faibles pour les échantillons ayant subi l'altération de type 1, la variabilité par rapport aux échantillons frais s'expliquant, dans le cas du potassium, par un début d'altération des feldspaths potassiques mais aussi par une variabilité lithologique primaire avant altération. Concernant le fer, les biotites n'étant pas altérées, les concentrations observées correspondent aux concentrations magmatiques initiales. Ce premier type d'altération est faiblement enrichi en magnésium (moins de 3% MgO) excepté P56-6 pour lequel cette teneur est supérieure à 4%. Cette variation s'explique par une proportion plus forte de sudoïte dans la matrice d'altération des feldspaths, le degré global d'altération de cet échantillon étant comparable à celui des échantillons P62-18 ou P57-3 (Figure 3-2D).

Altération de type 2

Les échantillons sont caractérisés par une concentration faible en potassium (entre 1.51 et 3.9% K₂O) et en fer (0.21 à 0.85% Fe₂O₃) et une concentration en magnésium proche des échantillons de type 1, excepté pour l'échantillon P57-10 qui est fortement enrichi en sudoïte (6.38% MgO). Cet enrichissement en sudoïte, observé par DRX (Figure 3-6), explique aussi la plus forte concentration en fer de cet échantillon. La concentration en magnésium généralement faible des échantillons de ce type confirme la proportion plus forte d'illite dans la matrice d'altération par rapport à la sudoïte, comme observé par diffraction des rayons X.

Altération de type 3

Les échantillons sont caractérisés par l'augmentation marquée des concentrations en magnésium (de 3.97 à 6.29% MgO), en fer (de 2.6 à 3.92% Fe₂O₃) et en potassium (de 1.26 à 3.22% K₂O). Cette augmentation conjointe s'explique par une augmentation du volume occupé par la matrice d'altération au fur et à mesure de la dissolution du quartz (Figure 3-3C), la composition des deux phases minérales dominantes (illite et sudoïte) étant identique à celle des autres types étudiés. Ce gain de volume de la matrice d'altération par rapport au quartz n'est pas total, puisque ces échantillons ont des cavités de dissolution pour les degrés d'altération les plus forts. L'augmentation conjointe du potassium et du magnésium s'explique par la composition mixte à sudoïte et illite de la matrice d'altération (Figure 3-6). Le gain en fer est à associer à la richesse en sudoïte mais aussi à la présence de nombreux cristaux de pyrite disséminés dans la matrice d'altération.

3.2.4. Mobilités élémentaires associées aux différents types d'altération

Mobilité globale des éléments majeurs

Les variations chimiques relatives entre échantillons frais et altérés pour les éléments majeurs sont examinés par l'utilisation d'isocone (Gresens, 1967 ; Grant, 1986) en comparant l'échantillon frais de référence P62-19 et les échantillons altérés des différents types à volume constant afin d'éliminer les effets de la variation de la densité (Figures 3-13 et 3-14). Afin de simplifier la visualisation des mobilités élémentaires associées à chaque type d'altération, la

comparaison entre P62-19 et un ou deux échantillons représentatifs de chaque type (P62-18 (type 1), P57-10 (type 2 riche en sudoïte), P56-7 (type 2 riche en illite) et P58-16 (type 3 déquartzifié)) a été effectuée. Les mesures de densité effectuées apparaissent cohérentes au vu du comportement invariant de l'aluminium pour les trois types d'altération, élément généralement immobile lors d'altérations hydrothermales.

Altération de type 1 (échantillon P62-18)

Les pertes élémentaires concernent le calcium (de 0.23% pour P62-19 à 0.09% CaO pour 62-18, Figure 3-13), le sodium (de 0.55 à 0.018% Na₂O) et dans une moindre mesure le fer (de 1.68 à 1.18 % Fe₂O₃) et le potassium (de 8.41 à 4.5% K₂O). La perte observée pour le manganèse n'est pas significative puisque la concentration de cet élément dans l'échantillon frais de référence est proche de la limite de détection. Les différences de concentration pour le potassium entre l'échantillon frais et l'échantillon P62-18 sont principalement dues aux variations lithologiques mais aussi à l'altération commençante des feldspaths potassiques. Le seul élément enrichi par l'altération est le magnésium (de 1.69 à 2.69% MgO). Les différences observées pour le fer, le titane et l'aluminium sont uniquement dépendantes des variations minéralogiques initiales des pegmatoïdes étudiés. La teneur en silicium est constante pour les deux échantillons, indiquant une conservation du quartz magmatique ainsi qu'un transfert total du silicium des plagioclases vers les minéraux d'altération (illite et sudoïte).

Altération de type 2

Echantillon P57-10

Les pertes élémentaires concernent le calcium (de 0.23% pour P62-19 à 0.07% CaO pour P57-10, Figure 3-13), le sodium (de 0.55 à 0.07 % Na₂O), le potassium (de 8.41 à 1.51% K₂O), le fer (de 1.65 à 0.85% Fe₂O₃) et le potassium. Le titane étant un élément supposé immobile lors de l'altération, la différence observée pour cet élément entre les deux échantillons est principalement lithologique bien que le porteur majoritaire du titane, la biotite, soit altéré (perte en fer). L'aluminium et le silicium (même raison que pour l'altération de type 1) sont constants. Le seul élément enrichi au cours de l'altération est le magnésium (de 1.69 à 6.38% MgO), avec un enrichissement de près de quatre fois la concentration initiale. Cet enrichissement s'explique par la richesse en sudoïte de l'échantillon (Figure 3-6).

Echantillon P56-7

Les mobilités élémentaires sont similaires à celles décrites pour l'échantillon P57-10 avec des pertes en calcium (de 0.23% pour P62-19 à 0.04% CaO pour P56-7, Figure 3-14), en sodium (de 0.55 à 0.13% Na₂O), en potassium (de 8.41 à 1.98% K₂O), en fer (de 1.68 à 0.26% Fe₂O₃) et en potassium (de 0.06 à 0% P₂O₅). Pour tous ces éléments, les concentrations dans l'échantillon altéré sont au moins deux fois plus faibles que pour l'échantillon frais. Les différences de concentration pour le titane sont lithologiques. L'aluminium et le silicium (même raison que pour l'altération de type 1) sont immobiles. Le magnésium est enrichi (de 1.69 à 3.17% MgO) mais de manière beaucoup plus faible que pour l'échantillon P57-10.

Cette différence est directement corrélable à l'abondance relative en sudoïte des deux échantillons, la matrice d'altération de l'échantillon P56-7 étant majoritairement illitique.

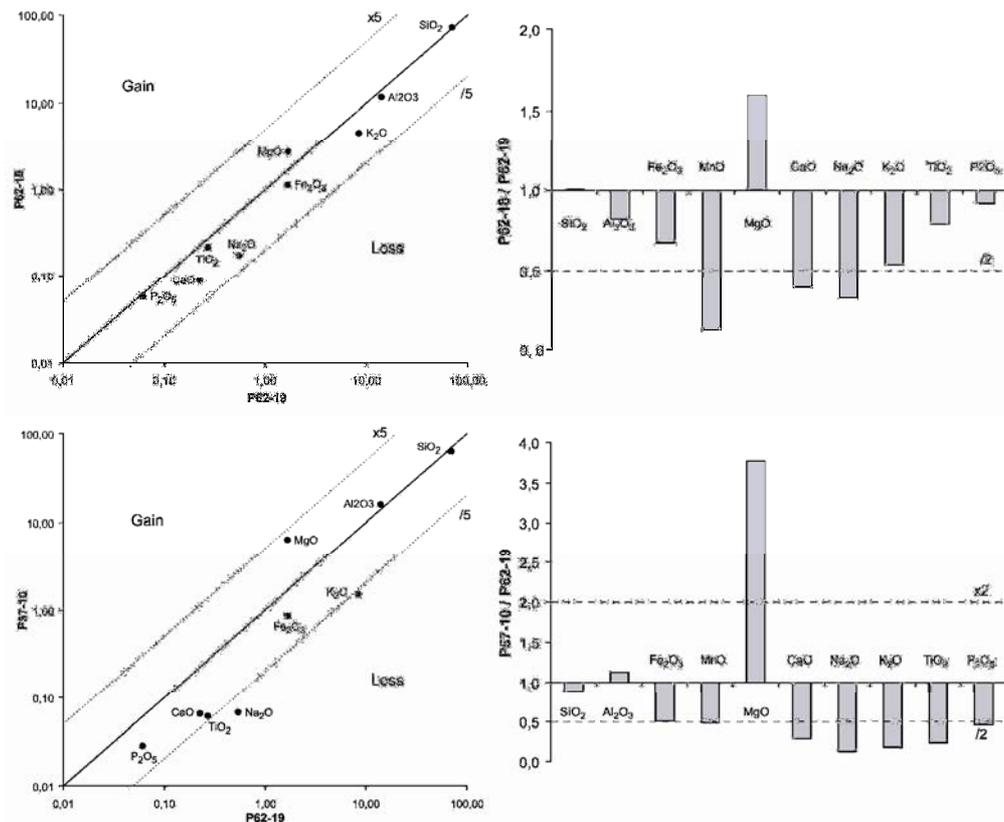


Figure 3-13 : Diagrammes isocones et bilan de masse pour les éléments majeurs entre les échantillons P62-18 (Type 1) et P62-19 (échantillon frais) et entre les échantillons P57-10 (Type 2 riche en sudoïte) et P62-19. Les gains élémentaires au cours de l'altération sont limités au magnésium, les autres éléments étant soit constant (Si ou Al) soit lessivés (Ca, Na, K ou P).

Altération de type 3 (échantillon P58-16)

Les pertes au cours de l'altération sont associées au silicium (de 71.12% pour P62-19 à 28.3% SiO_2 pour P58-16, Figure 3-14), au sodium (de 0.55 à 0.08% Na_2O) et au potassium (de 8.41 à 3.22% K_2O). Plusieurs gains élémentaires sont visibles pour le fer (de 1.68 à 3.98% Fe_2O_3), le calcium (de 0.23 à 0.3% CaO) et le magnésium (1.69 à 6.29% MgO). L'enrichissement tardif pour le calcium est associé à la cristallisation de carbonates tardifs (non étudiés). L'aluminium, malgré un gain calculé, est immobile. L'immobilité apparente du potassium est plus à rattacher à une perte initiale suivi d'un gain tardif, comme pour le calcium. La perte massive en silicium est associée à la dissolution du quartz magmatique.

Les mobilités élémentaires pour chaque type d'altération sont résumées dans le Tableau 3-5. Quel que soit le type d'altération, le magnésium est enrichi par rapport à l'échantillon frais de référence. L'altération des minéraux magmatiques, à l'exception dans un premier temps du quartz, en une matrice à illite et sudoïte entraîne le lessivage massif du sodium (plagioclase), du calcium (plagioclase), du potassium (feldspath potassique), du phosphore (apatite) et du fer (biotite). Dans le cas du type 3, avec dissolution massive du quartz et formation d'épisyénite, les mobilités élémentaires sont différentes puisque des éléments précédemment lessivés sont

enrichis (calcium et fer). Les gains en fer sont liés à la présence de cristaux de pyrite (FeS_2) disséminés dans la matrice d'altération ainsi qu'à la richesse en sudoïte de la matrice d'altération.

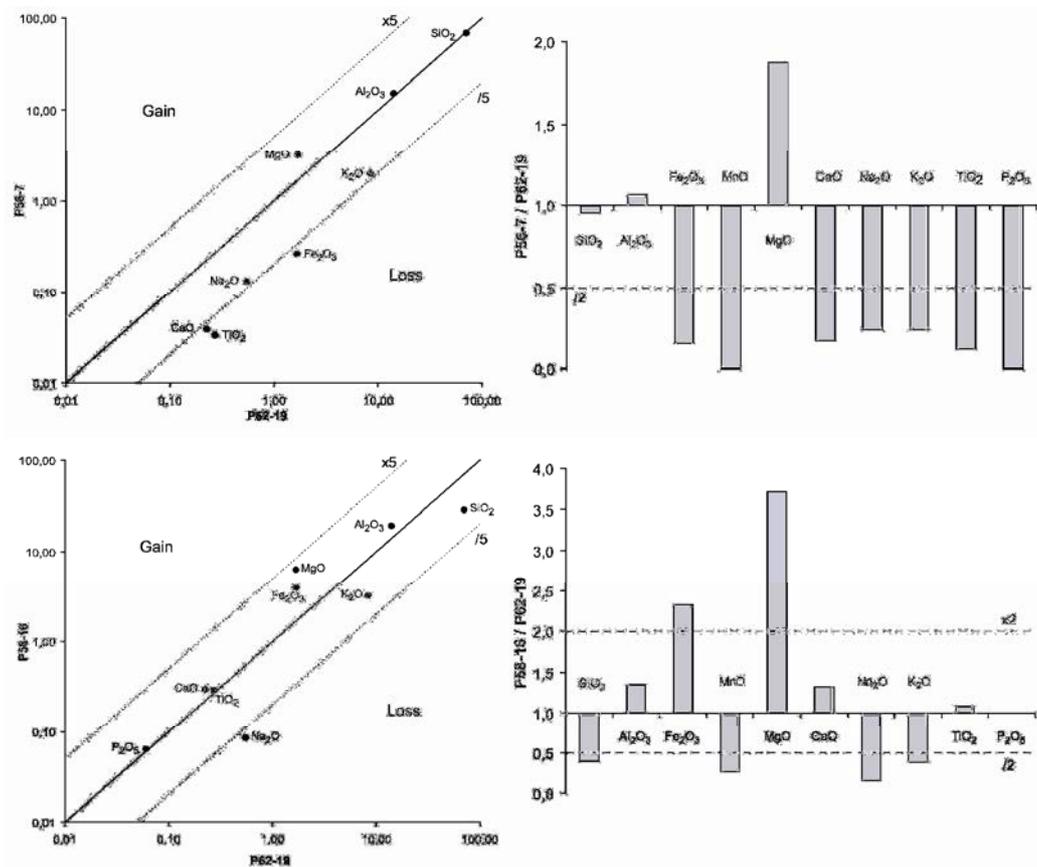


Figure 3-14 : Diagrammes isocones et bilan de masse pour les éléments majeurs entre les échantillons P56-7 (Type 2 riche en illite) et P62-19 (échantillon frais) et entre les échantillons P58-16 (Type 3) et P62-19. Les mobilités élémentaires sont différentes entre les deux types d'altération, une des différences notables étant la perte majeure en silicium pour l'échantillon P58-16 par dissolution du quartz magmatique.

sample	Alteration type	depleted	immobile	enriched
P62-18	Type 1	(K), Na, Ca	Si, Al, Fe, Ti	Mg
P57-10	Type 2-sudoïte	K, Fe, Na, Ca, P	Si, Al, Ti	Mg
P56-7	Type 2-illite	K, Fe, Na, Ca, P	Si, Al, Ti	Mg
P58-16	Type 3	Si, K, Na, P	Al, Ti	Mg, Fe, Ca

Tableau 3-5 : Tableau récapitulatif des mobilités élémentaires, comparativement à l'échantillon frais P62-19, pour les différents types d'altération observés pour les pegmatoïdes du gisement de P-Patch

4. Discussion

4.1. Modifications minéralogiques des pegmatoïdes du gisement de P-Patch associées à la circulation des saumures hydrothermales contemporaines des minéralisations de type discordance

Les minéraux constitutifs des pegmatoïdes du socle s'altèrent de manière différentielle au cours de la circulation des saumures hydrothermales, permettant de définir quatre types distincts d'altération progressive allant d'une altération limitée aux plagioclases à une altération totale de tous les minéraux magmatiques. Les transformations minéralogiques sont résumées sur la figure 3-15.

4.1.1. *Echantillons macroscopiquement frais*

Les pegmatoïdes macroscopiquement frais ont des traces diffuses d'altération à illite-sudoïte-kaolinite touchant uniquement les feldspaths et plus particulièrement les plagioclases. Cette altération, bien que discrète, touche l'ensemble des pegmatoïdes étudiés. Les minéraux argileux peuvent être associés à des alumino-phosphate-sulfates de terres rares et des apatites secondaires. Elle s'accompagne d'un début d'altération des minéraux accessoires comme la monazite, comme cela est décrit pour les porphyres granitiques macroscopiquement frais d'Eagle Point (voir chapitre 2 de cette partie).

La cristallisation d'illite en altération des plagioclases dans les échantillons les plus frais a été précédemment décrite comme un évènement « pre-ore » et indépendant des halos d'altération associés aux minéralisations de type discordance (Alexandre et al., 2005 ; Alexandre et al., 2009). Cette précédente classification a été définie à partir de datations K/Ar sur phases argileuses qui ont permis de dater cette illitisation précoce à 1667 Ma (Alexandre et al., 2005). Les résultats obtenus dans cette étude montre le caractère synchrone de la formation de cette altération diffuse avec la formation des halos d'altération des minéralisations de type discordance. En effet, les compositions des phases d'altération (illite et sudoïte principalement) ainsi que les minéraux associés (APS, apatite) et l'altération des minéraux accessoires primaires (monazite en particulier) sont identiques à ceux observés dans les halos d'altération des minéralisations de type discordance. Des datations K/Ar sur les phases d'altération des échantillons étudiés sont à effectuer pour confirmer cette affirmation.

4.1.2. *Echantillons macroscopiquement altérés*

Les minéraux magmatiques sont successivement altérés en une matrice argileuse à illite et sudoïte. La composition des minéraux d'altération (illite et sudoïte) est identique quelque soit le type d'altération observé, indiquant que les caractéristiques du ou des fluides à l'origine de

l'altération sont constantes avec l'avancement du degré d'altération et que les différents types d'altération observés correspondent à un continuum d'altération comme décrit sur le diagramme Q_1-F_1 .

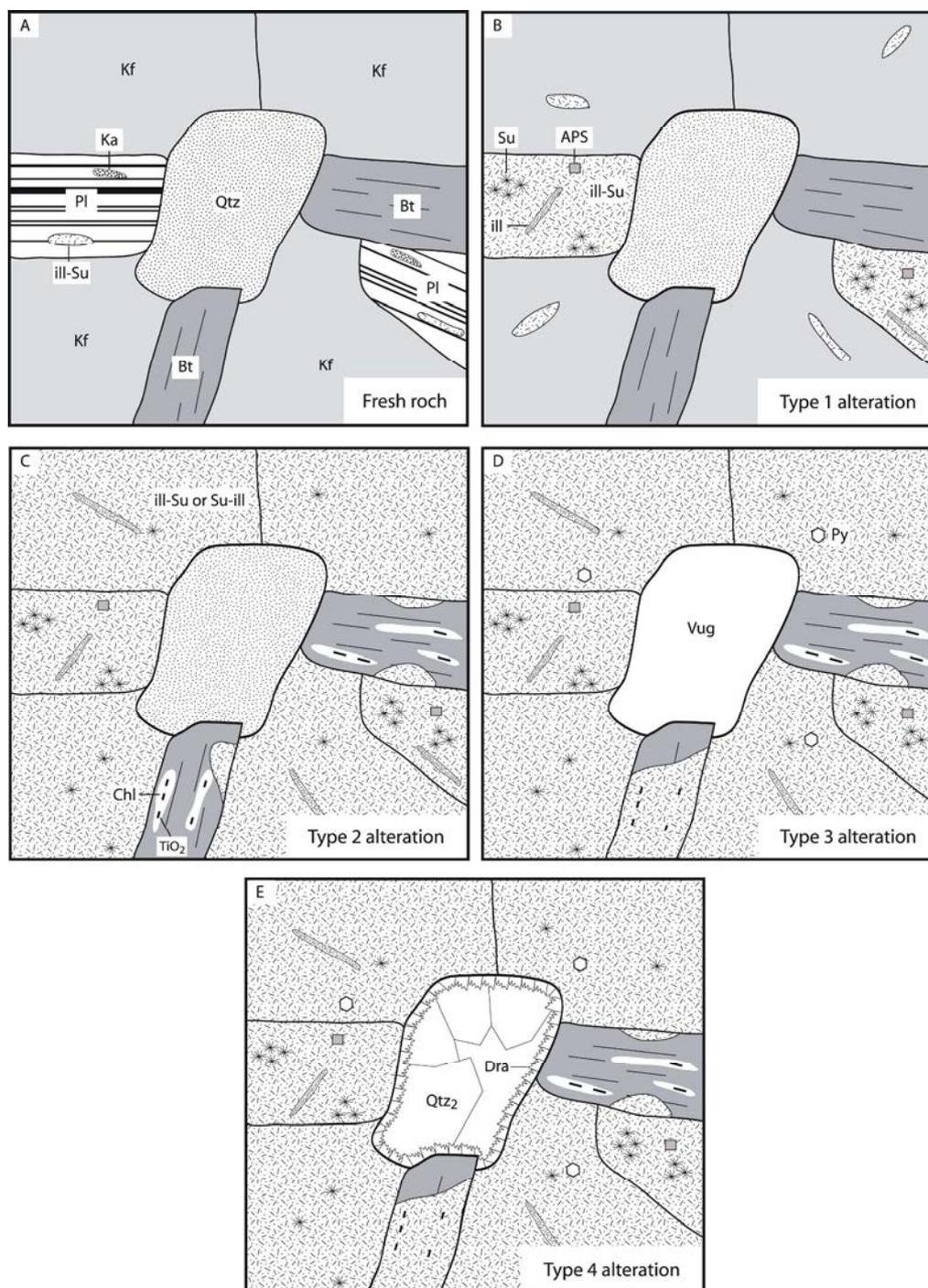


Figure 3-15 : Représentation schématique de l'altération progressive des pegmatoïdes de P-Patch lors des différents types d'altération décrits dans cette étude. A. pegmatoïde macroscopiquement frais avec début d'altération des plagioclases à illite-sudoïte (ill-su) ou kaolinite (Ka). B. remplacement total des plagioclases (Pl) et début d'altération des feldspaths potassiques (Fk) en une matrice à illite et sudoïte (ill-Su), en sudoïte (Su) et en filonnets d'illite (ill) et aluminophosphate-sulfate (APS). C. altération totale des feldspaths (Fk) et début d'altération des biotites (Bt) en chlorite (Chl) puis en une matrice à illite et sudoïte (ill-Su ou Su-ill). D. Dissolution du quartz magmatique (Qtz) et formation de cavités (vug) et cristaux de pyrite (Py). E. Remplissage des cavités par une cristallisation synchrone de cristaux de dravite (Dra) et de quartz hydrothermal (Qtz₂)

4.2. Echanges élémentaires fluide-roche lors des différents stades d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch

La formation des différents types d'altération s'accompagne d'échanges élémentaires majeurs entre la roche et le fluide altérant. Ces échanges vont favoriser une évolution combinée de la composition du fluide et de la roche permettant l'obtention de saumures chimiquement très différentes avant et après l'altération. Les mobilités élémentaires entre le fluide et la roche pour les quatre types d'altération sont résumées sur le Tableau 3-6.

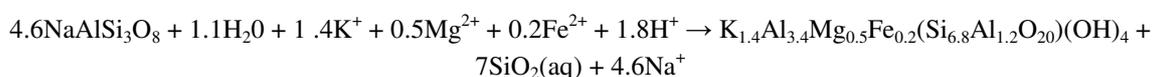
alteration type	sample	incoming elements	mineralogical transformation				outcoming elements	
Fresh rock	P62-19		Plagioclase Na, Ca, Si, Al	K feldspar K, Si, Al	trioctahedral chlorite	Biotite Mg, Fe, K, Si, Al	Quartz Si	
metamorphism								
1	P62-18	Mg	illite ± sudoite	rare illite ± trace of sudoite				Na, Ca, K, Si
2	P56-7	Mg	illite ± sudoite	illite ± sudoite	sudoite	trace of sudoite		Fe, K, Si
	P57-10	Mg	sudoite ± illite	sudoite ± illite	sudoite	trace of sudoite		Fe, K, Si
3	P58-16	Mg, Fe, S	sudoite ± illite + py	sudoite ± illite + py	sudoite ± illite + pyrite	sudoite ± illite + pyrite	Qtz -	Si
4	P53-1	Si, Mg, B	illite ± sudoite	illite ± sudoite	illite ± sudoite	illite ± sudoite	Qtz ₂ +dravite	

Tableau 3-6 : Tableau récapitulatif des altérations et transformations minéralogiques associées à chaque type d'altération et des échanges élémentaires entre la roche et le fluide associés. Les éléments apportés par le fluide lors de l'altération sont indiqués dans la troisième colonne (incoming fluid chemistry), les éléments fournis par la roche au fluide pour chaque type d'altération sont indiqués dans la dernière colonne (outcoming fluid chemistry)

4.2.1. Altération de type 1

La première réaction pour le type 1, entre le fluide diagénétique et les pegmatoïdes, est l'altération des plagioclases en illite et en sudoïte. Les formules structurales des minéraux analysés dans cette étude par sonde électronique sont présentées dans les Tableaux 3-2 et 3-3. Les formules chimiques calculées pour l'illite et la sudoïte dans de précédents travaux (Alexandre et al., 2005, Kister et al., 2005 et Laverret et al., 2006 par exemple) sont très proches de celles obtenues dans cette étude, bien que quelques variations existent. C'est pourquoi les réactions minéralogiques décrites par ces auteurs sont reprises dans ce travail pour expliquer les transformations observées dans les pegmatoïdes de P-Patch. Ainsi, la réaction chimique de transformation du plagioclase sodique en illite peut être résumée comme suit :

Plagioclase Na → illite (Alexandre et al., 2005)



La réaction chimique d'altération du plagioclase calcique en illite entraîne des échanges élémentaires similaires avec un départ du calcium du minéral vers le fluide.

L'altération du plagioclase, qu'il soit sodique ou calcique, favorise donc un départ de sodium, de calcium et de silicium du pegmatoïde et leur enrichissement dans le fluide d'altération. A contrario, la formation d'illite en remplacement des plagioclases nécessite l'apport de potassium et dans une moindre mesure de fer et de magnésium selon la formule utilisée. Cette dernière, déterminée à partir d'analyse sonde électronique de fraction argileuse du gisement de McArthur River, ne correspond pas sensu stricto aux altérations observées pour le type 1 d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch. Néanmoins, l'absence de variations majeures de la concentration en fer de l'échantillon P62-18 par rapport à l'échantillon frais de référence indique que l'apport de fer par le fluide est faible comparativement à celui du magnésium, ce qui est confirmé par le rapport Fe/Mg des cristaux d'illite.

La cristallisation de l'illite, ainsi que celle de la sudoïte, à partir du plagioclase favorise un stockage d'eau dans les minéraux d'altération qui entraîne l'augmentation de la perte au feu de la roche, comme observé par analyse en roche totale, et pourrait contribuer à une augmentation de la chlorinité du fluide.

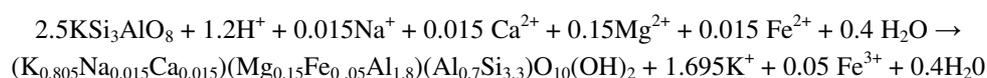
La transformation des plagioclases en illite nécessite un apport en potassium par le fluide. Néanmoins, l'utilisation des isocones montre que pour ce type d'altération, le potassium est constant à faiblement lessivé (Figure 3-13). Cette apparente contradiction peut s'expliquer par un début d'altération des feldspaths potassiques au cours de cette altération permettant de fournir le potassium nécessaire à la cristallisation de l'illite.

La perte en silicium vers la phase fluide peut expliquer la présence systématique de veinules et veines de quartz recoupant les échantillons de ce type d'altération, comme pour l'échantillon P56-6 par exemple (Figure 3-2D).

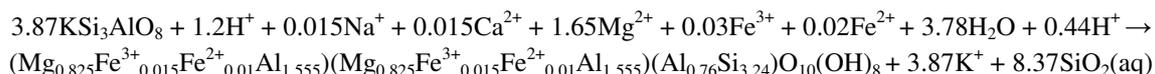
4.2.2. Altération de type 2

Cette altération est caractérisée par l'altération totale des feldspaths potassiques et par l'altération, commençante à totale, des biotites et des chlorites rétro-métamorphiques. Dans le cas de la transformation des feldspaths potassiques en cristaux d'illite et de sudoïte, les réactions minéralogiques suivantes peuvent être proposées :

Feldspath potassique → illite (Kister et al., 2005)



Feldspath potassique → sudoïte (Kister et al., 2005)



La cristallisation de sudoïte et d'illite par altération du feldspath potassique nécessite un apport de magnésium et d'eau par le fluide, les concentrations en calcium et sodium étant négligeables dans les minéraux d'altération étudiés. Le fluide dans ce processus s'enrichit après altération en potassium et en silicium. L'altération commençante des biotites et chlorites rétro-métamorphiques en matrice à illite et sudoïte permet un enrichissement en fer, pour l'instant non quantifié, du fluide d'altération. Le silicium largué dans le fluide lors de l'altération peut directement permettre la cristallisation de quartz hydrothermaux tardifs dans les échantillons les plus altérés, comme dans le cas de l'échantillon P57-1 par exemple (Figure 3-8F).

4.2.3. Altération de type 3

Cette altération, comparativement à la précédente, est surtout marquée par la dissolution du quartz magmatique et la formation d'épisyénite. Pour les échantillons analysés par roche totale appartenant à ce type (P58-18, P58-13 et P58-16), cette dissolution du quartz s'accompagne d'un enrichissement en fer et en soufre avec cristallisation de pyrite. Ce processus n'apparaît pas être le seul permettant la formation d'épisyénite puisque la matrice d'altération de l'épisyénite P53-1 est composée d'illite et de sudoïte sans cristaux de pyrite.

Néanmoins, dans le cas des échantillons du forage P58, les caractéristiques physico-chimiques du fluide apparaissent différentes de celles du ou des fluide(s) des autres types d'altération précédemment étudiés puisque les échantillons sont enrichis en soufre, en fer mais dépréciés en quartz. Le fluide après altération est donc principalement enrichi en silicium.

4.2.4. Altération de type 4

Celle-ci est principalement caractérisée par la cristallisation de quartz hydrothermal et de dravite. Cette cristallisation synchrone est effective dans les cavités de dissolution de quartz des épisyénites mais aussi sous forme de veines qui recoupent les échantillons blanchis du type 2. La formation de cette paragenèse nécessite un fluide riche en silicium, bore et magnésium. Un enrichissement en fer est aussi proposé puisque certains échantillons présentent une association quartz-hématite-dravite.

Les concentrations en bore des échantillons n'ont pas été analysées en roche totale, ne permettant pas de directement conclure sur les variations de concentration de cet élément

entre roche macroscopiquement fraîche, échantillon altéré et saumure diagénétique. Néanmoins, l'étude effectuée sur les porphyres granitiques d'Eagle Point a montré que les échantillons altérés en une matrice d'altération à illite et sudoïte sont tous enrichis en bore par rapport à la roche fraîche initiale (voir chapitre 2 de cette partie). La concentration en bore de la saumure diagénétique en provenance du bassin sédimentaire est potentiellement élevée si on la considère comme une saumure évaporitique (0.2 kg/m^3 , Fontes et Matray, 1993) par rapport à la roche fraîche initiale, indiquant donc que les gains en bore dans le socle et dans le bassin sédimentaire proviennent initialement de la saumure diagénétique et non du socle, comme précédemment supposé dans les modèles génétiques (Quirt, 1989).

Les processus d'altération associés aux trois types précédents favorisent une perte en eau de la saumure initiale et donc l'augmentation de la concentration élémentaire de cette saumure, particulièrement pour le bore. Les altérations précédentes ont favorisé l'augmentation de la teneur en silicium et en bore de la saumure favorable à la cristallisation, lors du dernier stade d'altération, de quartz hydrothermal et de dravite.

4.3. Evolution possible de la composition de la saumure diagénétique en provenance du bassin en fonction des altérations des pegmatoïdes

La comparaison entre les compositions chimiques des échantillons frais et des échantillons altérés des différents types d'altérations ont permis d'estimer les échanges élémentaires, pour les éléments majeurs, entre la roche et le fluide. Ces échanges sont relativement proches dans le cas des deux premiers types d'altération. Les pertes élémentaires de la roche concernent dans un premier temps le calcium, le sodium, le silicium dans une moindre mesure, puis le potassium et le silicium dans une moindre mesure. Le fluide va par contre fournir du magnésium en quantité à la roche lors de ces deux stades d'altération.

Les récents travaux effectués sur les inclusions fluides piégées dans les veines de quartz hydrothermal du gisement de McArthur River (Derome et al., 2005 ; Richard et al., 2008) ont montré l'existence de deux saumures, l'une riche en sodium d'origine diagénétique et la seconde riche en calcium. Cette dernière, trouvée dans les générations de quartz hydrothermaux associées aux minéralisations uranifères massives, est enrichie en uranium. L'hypothèse proposée par Derome et al. (2005) pour la formation de cette saumure et du gisement de McArthur River est la transformation de la saumure initialement riche en sodium en une saumure enrichie en calcium par interaction avec les lithologies du socle.

Cette hypothèse apparaît confirmée par les résultats présentés dans cette étude puisqu'au fur et à mesure de l'altération, les pegmatoïdes fournissent du calcium, du potassium, du fer et dans une moindre mesure du sodium au fluide d'altération. Le gain en eau de la roche altérée par rapport à la roche saine permettrait une augmentation significative de la chlorinité et donc de la salinité de la saumure compatible avec les analyses par microthermométrie obtenues

pour cette saumure. La saumure diagénétique est initialement riche en magnésium du fait de son origine évaporitique (jusqu'à 4 wt% $MgCl_2$; Derome et al., (2005)) ce qui peut facilement expliquer les gains en magnésium du socle au cours de l'altération, celui-ci étant initialement pauvre en cet élément. Le modèle proposé par Derome et al. (2005) apparaît conforter par les résultats obtenus par cette étude. Une analyse plus détaillée des échantillons du forage P58 va être entreprise afin de déterminer les caractéristiques et la nature du fluide à l'origine de l'enrichissement en soufre et en fer.

4.4. Comparaison de la mise en place des différents types d'altération et de la formation des minéralisations uranifères au sein du gisement de P-Patch

Plusieurs paragenèses minérales ont été évoquées pour la formation des minéralisations de type discordance (Kotzer et Kyser, 1995 ; Fayek et Kyser, 1997), et plus particulièrement pour la formation des minéralisations entièrement incluses dans le socle du bassin d'Athabasca (Alexandre et al., 2005). Pour ces auteurs, la formation des minéralisations est antérieure à la cristallisation des cristaux de dravite et de quartz hydrothermaux, ici présentée sous le terme d'altération de type 4. Ce processus de minéralisation est donc considéré comme un évènement post-ore, toutefois non daté, dans ces travaux.

Les minéralisations uranifères les plus anciennes interceptées par forage dans le gisement de P-Patch correspondent à une brèche à dravite, quartz hydrothermal et oxyde d'uranium associée, sur plusieurs mètres, à un système de veines à dravite et quartz hydrothermal (Figures 3-16 et 3-17). Les analyses chimiques effectuées par sonde électronique sur les oxydes d'uranium contenus dans cette brèche indiquent une teneur en plomb forte (proche de 15%wt PbO, échantillon 47-13, voir Partie 1 de cette thèse) typique des minéralisations les plus anciennes étudiées dans les autres gisements de type discordance du bassin d'Athabasca (Kotzer et Kyser, 1993 ; Fayek et Kyser, 1997 ; Kister, 2003).



Figure 3-16 : Brèche à dravite, quartz hydrothermal et uranium du gisement de P-Patch. Les analyses chimiques effectuées montrent que cette brèche est contemporaine des premiers épisodes de minéralisation du bassin d'Athabasca. Elle est associée à un système de veines à quartz hydrothermal et dravite

Ainsi, dans le cas du gisement de type socle de P-Patch, la formation des minéralisations primaires, sous forme de brèche, est synchrone de la cristallisation du quartz hydrothermal et de la dravite répertoriée sous le terme d'altération de type 4. Il apparaît ainsi que la cristallisation des oxydes d'uranium est le dernier évènement d'une séquence d'altération.

Cette observation remet en cause la chronologie des modèles jusqu'ici présentés pour la formation des minéralisations d'uranium du socle du bassin d'Athabasca. Elle renforce l'idée d'un couplage étroit entre altération et minéralisation, lors d'un cycle principal d'altération, aucune évidence claire d'intersections ou de récurrences des mêmes processus n'étant observée au même endroit.



Figure 3-17 : Veine à quartz hydrothermal et dravite associée à la brèche uranifère du gisement de P-Patch. Ses caractéristiques sont identiques à la veine observée dans l'échantillon P56-12

5. Conclusion

Cette étude des altérations hydrothermales des pegmatoïdes du gisement de socle de P-Patch a permis, pour la première fois, de définir clairement la succession des transformations minéralogiques ayant lieu dans le socle lors de la formation des minéralisations de type discordance.

Quatre stades principaux d'altération ont ainsi pu être individualisés. L'altération des minéraux magmatiques s'effectue de façon progressive en fonction du degré de circulation et de renouvellement des fluides et n'est pas synchrone pour tous les minéraux, entraînant la formation d'une large palette de couleur pour les pegmatoïdes étudiés. Les plagioclases s'altèrent en premier lieu, suivi des feldspaths potassiques et des biotites. Le quartz magmatique, stable initialement durant l'altération des feldspaths et des biotites, peut être totalement dissous pour les degrés d'altération les plus forts, favorisant la création d'épisyénites. Le dernier stade d'altération observé correspond à la cristallisation, sous forme de veines ou dans les cavités de dissolution des épisyénites, de cristaux de quartz hydrothermal et de dravite.

L'altération des minéraux magmatiques se manifeste par la formation d'une matrice d'altération composée d'un assemblage de cristaux d'illite et de sudoïte. La composition chimique de ces cristaux apparaît constante au fur et à mesure de l'augmentation de degré d'altération alors que les proportions relatives de chaque minéral, variables en fonction des échantillons, semblent dépendantes de la proximité des minéralisations uranifères (Quirt, 1989).

Les altérations minéralogiques différenciées s'accompagnent d'échanges fluide-roche contrastés avec des mobilités élémentaires directement dépendantes, pour chaque stade, de la

composition du ou des minéraux altérés, de la composition de fluide et de la composition du ou des minéraux d'altération. Ces transformations minéralogiques vont avoir une influence majeure sur l'évolution chimique de la saumure détritique originelle en provenance du bassin d'Athabasca, préambule indispensable à la formation des minéralisations uranifères, tant au niveau du socle qu'à celui de la discordance.

La comparaison de la classification des altérations obtenue avec la paragenèse associée aux minéralisations uranifères les plus précoces du gisement de P-Patch a de plus permis de préciser de façon certaine le moment de mise en place des minéralisations par rapport au développement des altérations hydrothermales. Il apparaît ainsi que les oxydes d'uranium primaires cristallisent tardivement et accompagnent le développement du dernier stade d'altération à cristaux de dravite et quartz hydrothermal. Ces conclusions remettent en cause les modèles de formation des minéralisations de type discordance jusqu'alors proposés.

Chapitre 2

Modifications minéralogiques et chimiques du socle du bassin d'Athabasca lors des différents épisodes de circulations fluides post-métamorphisme

Exemple des porphyres granitiques du gisement d'Eagle Point

1. Introduction

La source d'uranium et des terres rares des exceptionnels gisements d'uranium du bassin d'Athabasca est un sujet de discussion depuis plusieurs décennies. Le modèle communément évoqué de formation des minéralisations de type discordance du bassin d'Athabasca est un modèle dit diagénétique-hydrothermal qui implique le mélange d'un fluide diagénétique oxydé, riche en uranium et en provenance du bassin sédimentaire avec un fluide en provenance du socle pour la réduction de l'uranium (Hoeve et Sibbald, 1978 ; Hoeve et al., 1980 ; Hoeve et Quirt, 1984). Dans ce modèle, renforcé par des études postérieures (Kotzer et Kyser, 1995 ; Fayek et Kyser, 1997 ; Alexandre et al., 2005), la source de l'uranium sont les minéraux accessoires détritiques (zircons détritiques, monazites, apatites) du bassin d'Athabasca (Fayek et Kyser, 1997). La question de la source de l'uranium (bassin ou socle) avait été initialement amenée par Hoeve et Quirt (1984) et discutée par Quirt (1997) Cependant, de récentes publications sur les roches du socle sous-jacent au bassin (Annesley et Madore, 1999 ; Annesley et al., 2000 ; Hecht et Cuney, 2000 ; Hecht et al., 2003 ; Derome et al., 2005) ont montré que les minéraux primaires porteurs d'uranium et de terres rares sont nombreux dans les lithologies du socle (monazite, zircon, thorite, uranothorite, allanite, uraninite), très concentrés et fortement altérés à totalement dissous dans les halos d'altération entourant les minéralisations (Hecht et Cuney, 2000).

Les études d'inclusions fluides présentes dans les veines de quartz recoupant le socle (Derome et al., 2005 ; Richard et al., 2008) ont démontré le rôle indispensable du socle dans la formation et l'évolution des saumures salées à l'origine du lessivage et du transport de l'uranium et des terres rares. Ainsi, la saumure diagénétique riche en sodium en provenance du bassin interagit avec les roches du socle pour évoluer chimiquement en une saumure calcique enrichie en uranium incluse dans les veines de quartz contemporaines des minéralisations du gisement de McArthur River.

Une des interrogations majeures concerne donc le comportement des minéraux accessoires porteurs d'uranium du socle durant les épisodes de circulation fluides, depuis la formation des minéralisations primaires aux alentours de 1600-1500 Ma par circulation des saumures (Fayek et al., 2002b ; Alexandre et al., 2009) jusqu'à l'actuel, et leur capacité à fournir les éléments nécessaires à la formation des minéralisations.

Pour mieux comprendre le comportement des roches du socle face aux processus de circulation fluide et d'altération et ainsi estimer leur apport quant à la formation des minéralisations uranifères, une étude détaillée d'une lithologie primaire riche en uranium, les porphyres granitiques du gisement de socle d'Eagle Point (Est Athabasca), a été réalisée pour différents types et degrés d'altération. Dans ce travail, les échantillons de porphyres, frais à fortement altérés, ont fait l'objet d'études multi-échelles incluant la détermination et l'analyse chimique des minéraux accessoires porteurs d'uranium, la géochimie en roche totale, l'étude

par diffraction des rayons X des phases d'altération et la détermination des caractéristiques microthermométriques d'inclusions fluides hydrothermales piégées dans les quartz magmatiques.

Le premier objectif de cette étude est de déterminer les concentrations en uranium et terres rares ainsi que les phases porteuses de ces éléments présentes dans les porphyres granitiques avant toute altération fluide. Le second objectif est de caractériser les modifications minéralogiques associées à la circulation des fluides hydrothermaux dans les porphyres et les mobilités élémentaires associées, particulièrement pour l'uranium et les terres rares, afin d'estimer les volumes de circulation des fluides hydrothermaux dans le socle et de déterminer le potentiel source du socle pour la formation des minéralisations. Le dernier objectif est de d'estimer les modifications minéralogiques et élémentaires liées aux circulations de fluides postérieurs (météoriques par exemple) dans les zones minéralisées et antérieurement altérées. Ces travaux permettront de déterminer une séquence paragénétique claire pour les porphyres granitiques d'Eagle Point et ainsi de modifier le modèle communément admis pour la formation des minéralisations en redéfinissant le rôle majeur du socle.

2. Contexte géologique

La mine d'Eagle Point, située à la bordure Nord-Est du bassin de l'Athabasca, est constituée de deux zones distinctes, la zone Nord d'Eagle Point et la zone Sud d'Eagle Point (Figure 3-18). La partie Sud comprend deux zones minéralisées en uranium (144 Zone et Island zone), la partie Nord étant quant à elle formée de quatre zones (01, 02, 03 et 02 North Extension). La mine d'Eagle Point fait partie d'un ensemble plus global, d'orientation SW-NE, de zones minéralisées, et pour certaines d'entre-elles déjà exploitées, incluant la mine de Rabbit Lake et les minéralisations de Collins Bay (Figure 3-18).

Les minéralisations de la mine d'Eagle Point sont entièrement incluses dans le socle Paléoprotozoïque métamorphique à plutonique du Wollaston Domain affecté par plusieurs épisodes de métamorphisme-magmatique et de déformations structurales durant l'Orogène Hudsonienne autour de 1.8 Ga (Annesley et al., 2005). Au niveau de la mine d'Eagle Point, la géologie du Wollaston Domain est subdivisée en deux séquences : la séquence Mine inférieure et la séquence Mine supérieure séparée par une séquence de transition d'importance variable (Thomas, 2003 ; Thomas, 2004 ; Figure 3-19). La séquence Mine inférieure, d'environ 200m d'épaisseur, consiste en un assemblage de gneiss pélitique à semi-pélitique avec quelques intervalles de gneiss graphitiques et de migmatiques. Cet assemblage est intrudé par un ensemble pegmatitique, le « Sill Pegmatite », de plus de 500 m de long et de 200 m de large ainsi que par plusieurs injections de porphyres granitiques feldspathiques. La séquence de transition, pouvant atteindre 150 m d'épaisseur, consiste en un assemblage de gneiss pélitiques à calco-pélitiques avec quelques niveaux de calc-silicates et de quartzites.

La séquence Mine supérieure, de plus de 300 m d'épaisseur, est caractérisée par un assemblage de gneiss à biotite et de gneiss quartzo-feldspathique. Le groupe métasédimentaire à plutonique de Wollaston est séparé d'un dôme archéen, le dôme de Collins Bay, par une zone de failles majeures orientée N45-60°, dont les failles inverses de Collins Bay et d'Eagle Point, sur lesquelles sont concentrées la majorité des minéralisations uranifères.

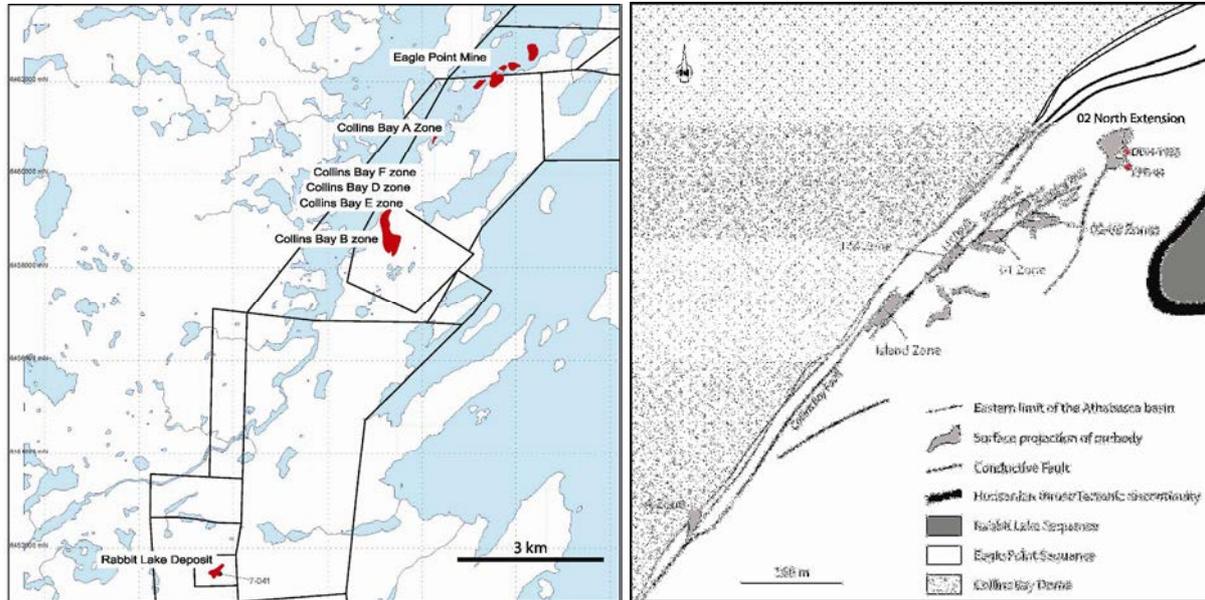


Figure 3-18 : Vue générale des zones minéralisées à proximité de la mine d'Eagle Point (gauche). Plan de la mine d'Eagle Point avec les différentes zones minéralisées fortement contraintes par les structures N45-60°. La zone étudiée correspond à la zone O2 North Extension sur laquelle sont placés les deux forages échantillonnés (droite)

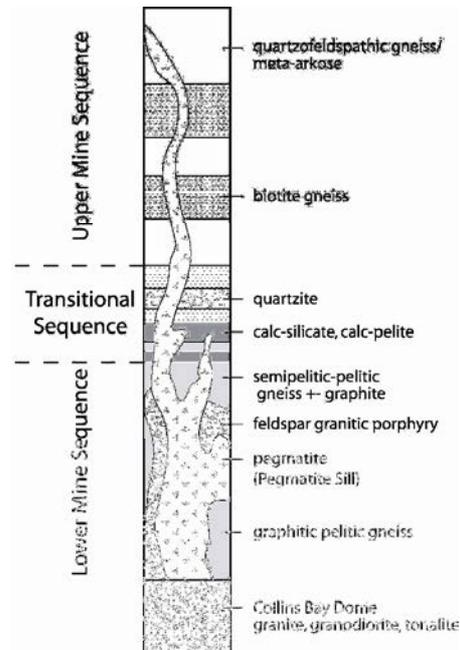


Figure 3-19 : Description simplifiée des lithologies du socle observées à la mine d'Eagle Point. Le socle est divisée en trois parties (Séquence Mine supérieure, zone de transition et Séquence Mine inférieure). Les forages étudiés recoupent majoritairement la Séquence Mine inférieure (modifié d'après Thomas, 2004)

Certaines structures secondaires, d'azimut N90°, peuvent aussi comportées des minéralisations. Les minéralisations uranifères (principalement composées d'uraninite et de pechblende) sont contrôlées structurellement et se trouvent dans la majorité des cas en remplissages de fractures ou de failles. Des imprégnations uranifères sur les halos d'altération sont aussi observées (Thomas, 2003 ; Thomas, 2004). Les altérations sont principalement centrées sur les structures et se caractérisent, dans la zone Nord d'Eagle Point, par la succession des halos successifs suivants (Quirt, 1989 ; Thomas, 2004 ; Renaud, 2006):

- une zone centrale fortement argillisée à illite-sudoïte±dravite entourant les minéralisations majoritairement à pechblende et hématite,
- une zone proximale à chlorites et veines de quartz,
- une zone distale à séricite et veines de carbonates.

Des zones à kaolinite-hématite peuvent être observées à proximité de certaines structures et correspondent à la circulation de fluides météoriques tardifs (Quirt, 1989 ; Kotzer et Kyser, 1995).

Aucune datation isotopique ne semble avoir été effectuée sur les granites et porphyres granitiques ne permettant pas de préciser la mise en place des corps intrusifs et les possibles multiples phases magmatiques associées.

3. Echantillonnage

L'échantillonnage provient de deux forages d'exploration (EPE44 et H-1935) de la zone 02 North Extension (Figure 3-18). Il comprend exclusivement des porphyres granitiques feldspathiques puisqu'ils sont, dans ces forages, la lithologie plutonique la plus souvent interceptée et qu'ils présentent un large panel de types d'altération différents (Tableau 3-7). Les porphyres granitiques sont de plus minéralogiquement très homogènes et riches en thorium, uranium et terres rares, ce qui en font une cible privilégiée pour l'étude des mobilités élémentaires dans le socle lors des processus d'altération. La totalité des types d'altération ont pu être échantillonnés sur les deux forages étudiés (Figure 3-20).

La zone d'exploration 02 North Extension, et plus particulièrement le forage EPE44, est caractérisée par une forte proportion de gneiss pélitique à semi-pélitique et calc-silicates à calc-pélites d'origine métamorphique recoupés par des intrusions centrimétriques à plurimétriques de granites et de porphyres granitiques feldspathiques.

L'altération hydrothermale de la zone est limitée, la majorité des lithologies rencontrées étant fraîches à faiblement saussuritisées avec quelques zones vertes à chlorites rétro-métamorphiques. Les altérations hydrothermales à illite et/ou sudoïte sont concentrées dans les zones de fracturations importantes (fractures, failles et brèches) et se caractérisent par des épaisseurs limitées à quelques mètres au maximum. Le degré d'altération est fortement variable dans ces zones et directement dépendant du degré de fracturation de la roche. Les

minéralisations uranifères, majoritairement à faibles teneurs, sont uniquement présentes dans ces zones de forte altération et sont, dans la majorité des cas, associées à une hématisation forte mais de faible étendue. Quelques zones à kaolinite sont visibles mais leur puissance et intensité sont limitées à certaines zones fracturées. Elles sont, dans la majorité des cas, superposées sur les altérations antérieures.

échantillon	Forage	profondeur (m)	Description
1935-3	H-1935	23.3	faible blanchiment des feldspaths et chloritisation des biotites
1935-4	H-1935	29.3	faible blanchiment des Fk, veine de quartz-hématite
1935-6	H-1935	30.1	blanchiment+hématisation des feldspaths, dissolution possible de quartz
1935-7	H-1935	33.4	blanchiment des feldspaths et hématisation globale
1935-10	H-1935	71.3	très faible chloritisation des biotites
1935-11	H-1935	75.4	blanchiment des feldspaths et hématisation globale
1935-14	H-1935	93.8	blanchiment global fort, quartz conservé
1935-15	H-1935	95.3	blanchiment global puis hématisation globale+U
1935-16	H-1935	96.9	blanchiment global puis hématisation globale
1935-17	H-1935	108	faible blanchiment des feldspaths et chloritisation des biotites
EPE-44-1	EPE44	204.5	faible blanchiment des feldspaths et chloritisation des biotites
EPE-44-2	EPE44	209.1	blanchiment global fort, quartz conservé
EPE-44-3	EPE44	207.3	blanchiment global fort puis hématisation globale, dissolution possible de quartz
EPE-44-5	EPE44	251.7	blanchiment puis hématisation+U puis kaolinite
EPE-44-6	EPE44	253.8	faible blanchiment puis kaolinite
EPE-44-8	EPE44	270.6	blanchiment faible des feldspaths
EPE-44-9	EPE44	278.4	blanchiment important des Fk et chloritisation des biotites
EPE-44-12	EPE44	285.6	très faible blanchiment dispersé des feldspaths
EPE-44-15	EPE44	401.8	très faible blanchiment dispersé des feldspaths
EPE-44-16	EPE44	120.2	très faible blanchiment dispersé des feldspaths

Tableau 3-7 : Description des porphyres granitiques étudiés avec indication du degré d'altération

4. Résultats de l'étude

4.1. Pétrologie et minéralogie

4.1.1. Porphyre granitique frais

Le porphyre granitique d'Eagle Point est un granite relativement homogène, riche en phénocristaux de feldspath potassique (<20 mm) lui donnant une couleur orangée caractéristique (échantillon EPE44-15 par exemple, Figure 3-20A). Les orthoses et microclines sont souvent perthitiques et peuvent contenir des inclusions de biotites, de grenats ou de zircons. Ces feldspaths présentent souvent, comme les quartz, des extinctions ondulantes typiques démontrant une cristallisation sous contraintes tectoniques fortes. Quelques plagioclases primaires sont observables dans les échantillons les plus frais et sont souvent altérés avec la formation de petites zones à séricite ou illite (Figures 3-21B et 21F). Ces plagioclases ne présentent toutefois pas une distribution homogène entre les échantillons frais avec une plus forte concentration dans les échantillons EPE44-12 et EPE44-16.

Les biotites, relativement bien présentes, sont les phases mafiques principales et apparaissent généralement en petits amas contenant des minéraux accessoires tels que le zircon ou la monazite. Quelques plages de muscovite et de phengites sont visibles mais de façon très sporadique. Des cristaux d'albite sont présents dans certains échantillons frais (EPE44-15 et EPE44-12) aux pourtours des feldspaths potassiques ainsi qu'en petites veines qui recoupent ces derniers (Figure 3-22, Figure 3-23, Figure 3-24A et 24B). Des restites de feldspaths potassiques sont incluses dans ces plages d'albites. Cette albitisation peut toucher jusqu'à 20% de la surface primaire des feldspaths potassiques mais n'est pas visible pour tous les échantillons.

Les minéraux accessoires principaux sont la monazite, le zircon, l'apatite et la thorite (Figure 3-22E et Figure 3-32), leur concentration est relativement homogène dans l'ensemble des échantillons. Les minéraux primaires, comme la biotite, sont particulièrement peu altérés (Figure 3-22E et Figure 3-33B)

4.1.2. Porphyres granitiques altérés

La majorité des échantillons de porphyres granitiques altérés d'Eagle Point correspond à un continuum d'altération allant de faciès relativement frais à des échantillons pour lesquels la paragenèse primaire est fortement modifiée. Cette modification est principalement visible macroscopiquement par des changements de couleurs des échantillons avec un blanchiment des feldspaths (EPE44-2, Figure 3-20D et 20E) ou une hématisation massive pour certains échantillons (EPE44-3, Figure 3-20C) parfois associée à des minéraux uranifères diffus (1935-15, Figure 3-20G). Quelques échantillons montrent un blanchiment tardif (EPE44-5 et EPE44-6) lié à une kaolinisation tardive. Cependant, les caractéristiques macroscopiques, excepté les couleurs des minéraux, entre échantillons altérés et frais sont similaires avec une conservation des textures magmatiques par exemple et l'absence de dissolution majeure de quartz. Des veines de quartz secondaires dans certains échantillons altérés sont visibles.

Feldspaths

Les plagioclases et les feldspaths potassiques sont progressivement remplacés par une matrice microcristalline à cristaux d'illite dominants dans les échantillons les moins altérés (EPE44-12, 15, 16 ; Figure 3-21A et 21F, Figure 3-23F) et à illite et sudoïte pour les échantillons les plus altérés (chlorite Fe-Mg di, trioctahédrique, Figures 3-23C et 23E). Les albites formées précocement à partir des feldspaths potassiques sont elles aussi remplacées par de l'illite dans les échantillons macroscopiquement les plus frais (EPE 44-15, Figure 3-23E). Quelques feldspaths potassiques tardifs automorphes sont visibles dans certaines zones de dissolution des orthoses primaires (Figure 3-30A). Un début d'épigénisation des feldspaths potassiques en quartz est visible pour certains échantillons (EPE44-3) qui peut aller jusqu'à une épigénisation totale de la surface du feldspath (EPE44-2, EPE44-3 et EPE44-9 ; Figure 3-29A et 29B) et son remplacement par un mélange de quartz, plus ou moins automorphes, et de sphérules de dravite (tourmaline magnésienne, Figure 3-29 et Figure 3-30C).

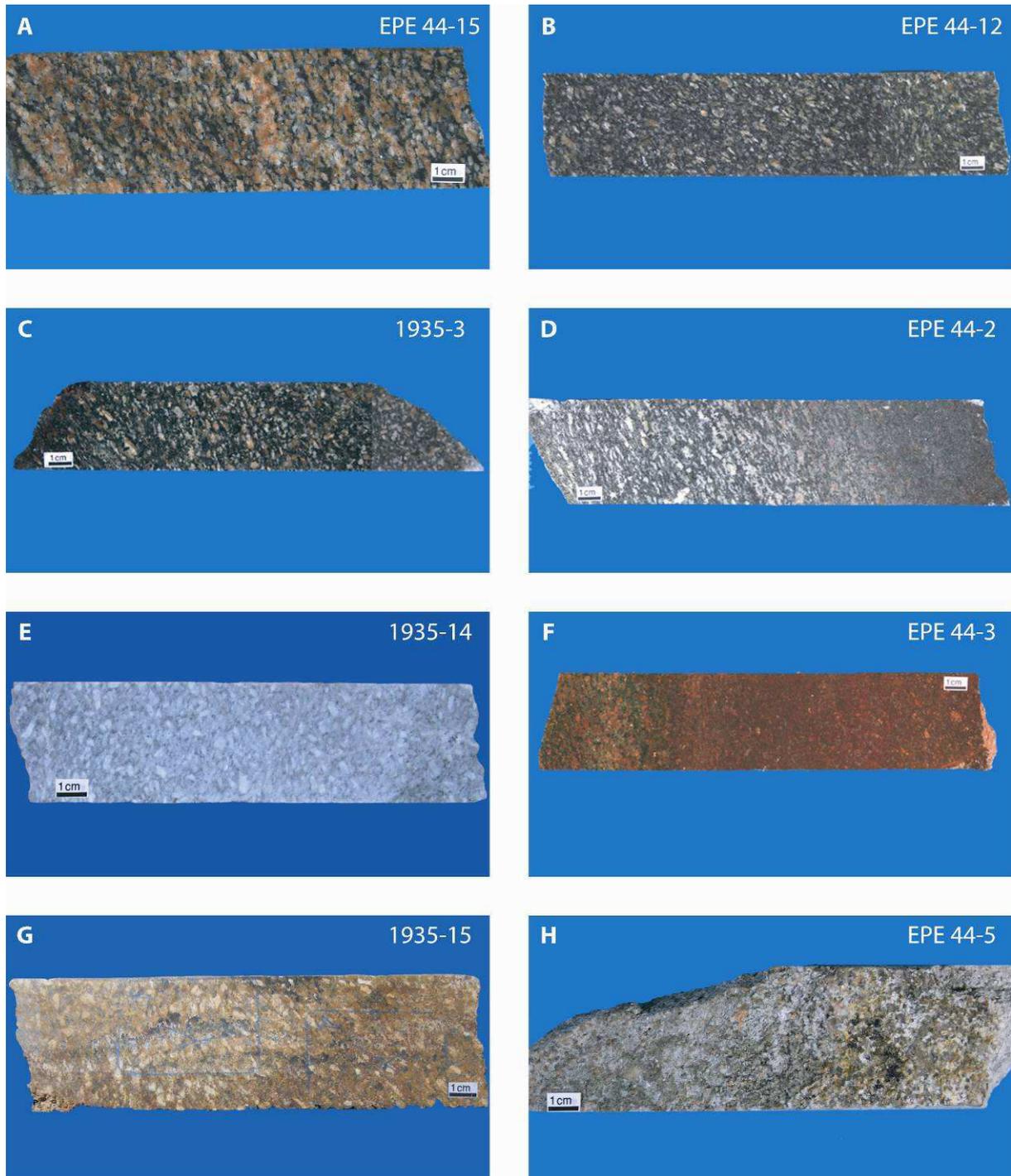


Figure 3-20 : Photographie des échantillons de porphyres feldspathiques étudiés. A-B. Porphyre macroscopiquement frais. C-D-E. Porphyre altéré à illite-sudoïte±dravite à différents degrés d'altération. F. Porphyre à illite-sudoïte±dravite massivement hématisé postérieurement. G. Porphyre à illite-sudoïte avec altération à hématite-pechblende postérieure. H. Porphyre à illite-sudoïte-hématite-pechblende postérieurement kaolinis

Quartz

Quartz magmatique

Les quartz magmatiques sont frais dans la majorité des échantillons, même les plus altérés. Ils conservent leurs formes primaires magmatiques sans trace majeure d'altération, une dissolution diffuse pouvant toutefois être observée aux pourtours du cristal (EPE 44-2, Figure 3-24E). Certains échantillons montrent néanmoins des dissolutions importantes de quartz entraînant la formation de cavités dans lesquelles des minéraux secondaires vont cristalliser, tel que l'apatite, la sudoïte ou l'hématite (EPE44-3 et 1935-11, Figure 3-28D et 28E, Figure 3-30E).

Quartz hydrothermal

Des quartz secondaires peuvent cristalliser dans les cavités de dissolution des quartz magmatiques et montrent eux aussi des traces de dissolution possiblement synchrones de la formation postérieure des cristaux de sudoïte ou d'hématite (EPE 44-3, Figure 3-34D). La présence d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) et de sudoïtes dans ces cavités postérieurement aux quartz secondaires indique que ces derniers se sont formés précocement et que la dissolution des quartz primaires dans ces zones est un évènement particulièrement précoce dans la succession des phases d'altération.

Des plages de quartz sont visibles en épigénie des feldspaths potassiques dans les échantillons les plus altérés. Ces plages présentent des caractéristiques totalement différentes des plages de quartz magmatiques tel qu'une association avec des sphérules de dravite (tourmaline magnésienne, Figure 3-24F) et la présence de nombreux cristaux automorphes de quartz. La forme de ces plages de quartz indique que l'épigénie s'est déroulée après un premier stade d'altération des feldspaths potassiques qui a favorisé la dissolution partielle de ces cristaux (Figure 3-29A et 29B).

Chlorite

Chlorite trioctahédrique rétro-métamorphique

Au moins trois générations de chlorite ont pu être identifiées dont les compositions sont présentées dans le Tableau 3-8. La première génération correspond à une chlorite trioctahédrique provenant de la déstabilisation de la biotite au cours du métamorphisme rétrograde (Figure 3-28A). Elles ont une composition riche en fer et magnésium typiques de ces transformations (EPE44-6, Figure 3-21 et Figure 3-26). Ces générations ont déjà été identifiées dans d'autres gisements de socle (Dawn Lake deposits ; Quirt, 1997a, b).

Chlorite hydrothermale de première génération

Une seconde génération de chlorite provient de l'altération hydrothermale précoce des biotites et est présente dans l'ensemble des différents échantillons altérés (Figure 3-28C). Elle présente des variations chimiques importantes mais est caractérisée par une concentration en fer faible par rapport aux précédentes chlorites (Figure 3-25). Ces chlorites macroscopiques

proviennent de la déstabilisation des biotites primaires n'ayant pas subies la rétro-métamorphose et sont accompagnées de quartz et d'anatase inclus dans leur réseau (Figure 3-28C). Il est probable qu'elles aient subi différents degrés de rééquilibration chimique durant la période d'altération hydrothermale, comme le montre leur variabilité de composition (EPE 44-2 par exemple, Figure 3-21 et Figure 3-25).

Sudoïte (chlorite hydrothermale de seconde génération)

La troisième génération de chlorites correspond à des cristaux de sudoïte (chlorite di-trioctahédrique) intimement associés à des cristaux d'illites dans la matrice d'altération (EPE44-2, Figure 3-24C, 24D et Figure 3-29B). Les cristaux de sudoïtes ont des formules structurales proches (Figure 3-21) malgré une teneur en fer variable (Figure 3-25). Les analyses obtenues peuvent différer des pôles purs de sudoïtes précédemment publiés (Kotzer et Kyser, 1995 ; Billault et al., 2002) du fait de l'association microcristalline entre illite et sudoïte dans la matrice d'altération donnant, pour certaines analyses, des phases de mélange entre les deux types de cristaux. La composition des cristaux de sudoïte est néanmoins proche de celles des chlorites présentes dans les halos d'altération des gisements de type discordance (Kotzer et Kyser, 1995 ; Laverret, 2002). La variabilité de la teneur en fer a déjà été observée précédemment dans d'autres gisements tel que McArthur River (Billault et al., 2002).

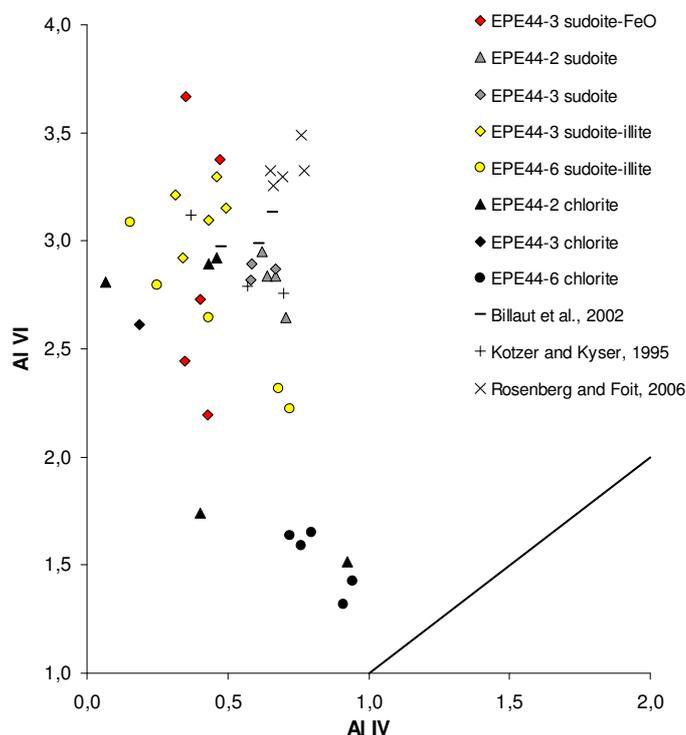


Figure 3-21 : Diagramme Al^{IV}-Al^{VI} montrant les caractéristiques cristallographiques des chlorites rétro-métamorphiques (rond noir, EPE44-6), des chlorites hydrothermales de première génération (triangle et losange noirs), des sudoïtes (sudoïte, triangle et losange gris), de phase de mélange à sudoïte-illite (losange et rond jaune) et de sudoïte incluses dans des oxydes de fer tardifs (losange rouge) pour certains échantillons étudiés. Les analyses des pôles sudoïte (Billault et al., 2002 ; Kotzer et Kyser, 1995) et dravite (Rosenberg et Foit, 2006) d'études précédentes ont été placées pour comparaison. La droite correspond à la substitution de Tschermak pour les chlorites : $^{[4]}Si^{4+} + ^{[6]}Mg^{2+} = ^{[4]}Al^{3+} + ^{[6]}Al^{3+}$. Valeurs calculées pour 14 oxygènes

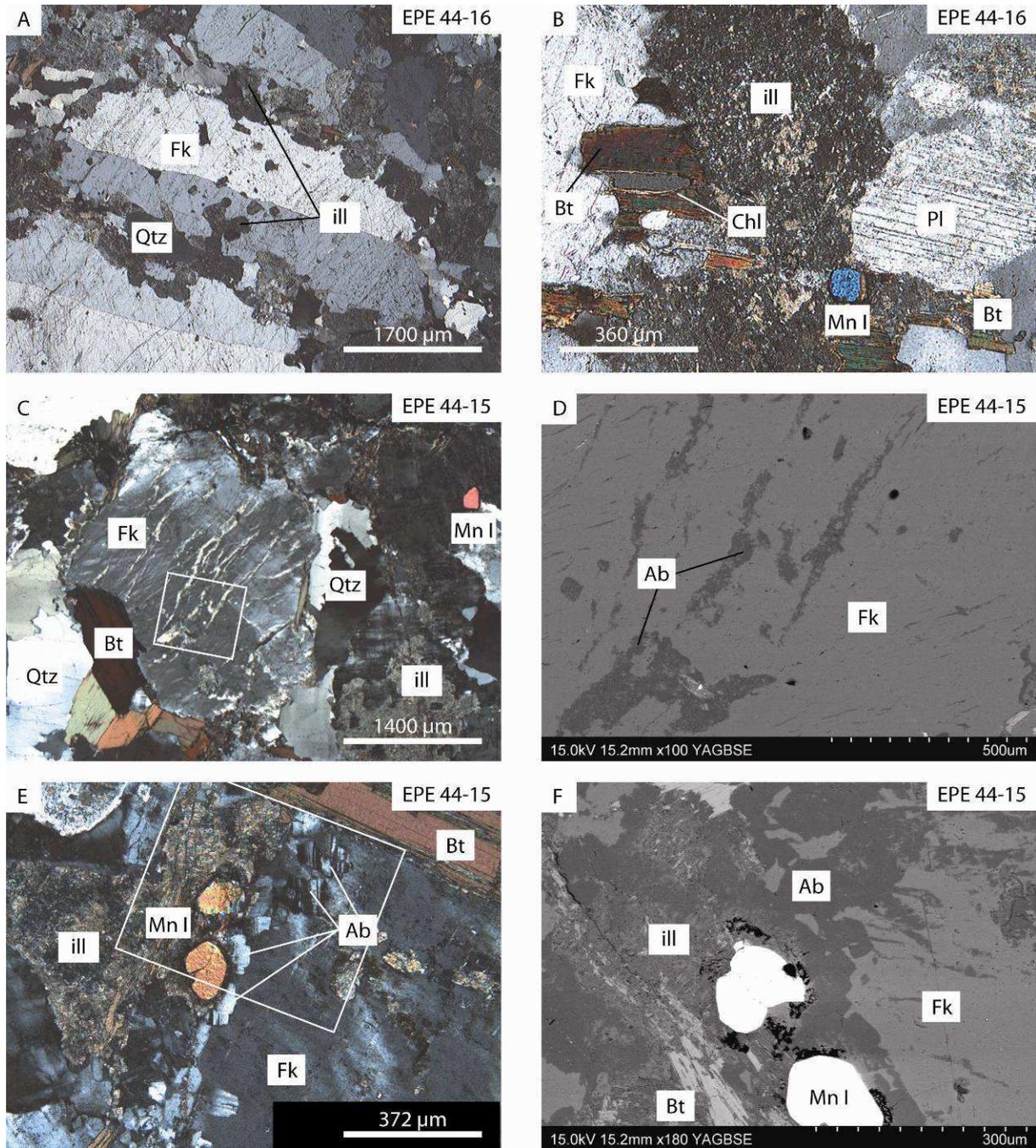


Figure 3-22 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de porphyres granitiques pas à peu altérés. A-B. Illitisation (ill) commençante des feldspaths potassiques (Fk) et plagioclases (Pl). Les monazites magmatiques (MnI) sont encore présentes ainsi que les biotites (Bt) qui peuvent présenter des débuts de chloritisation (Chl). C-D. Albitisation (Ab) en veines recoupant les feldspaths potassiques magmatiques. Des restes d'orthose sont incluses dans ces veines. E-F. Illitisation des feldspaths potassiques et albites, les monazites magmatiques sont conservées. Les albites sont concentrées aux pourtours des orthoses et sont automorphes

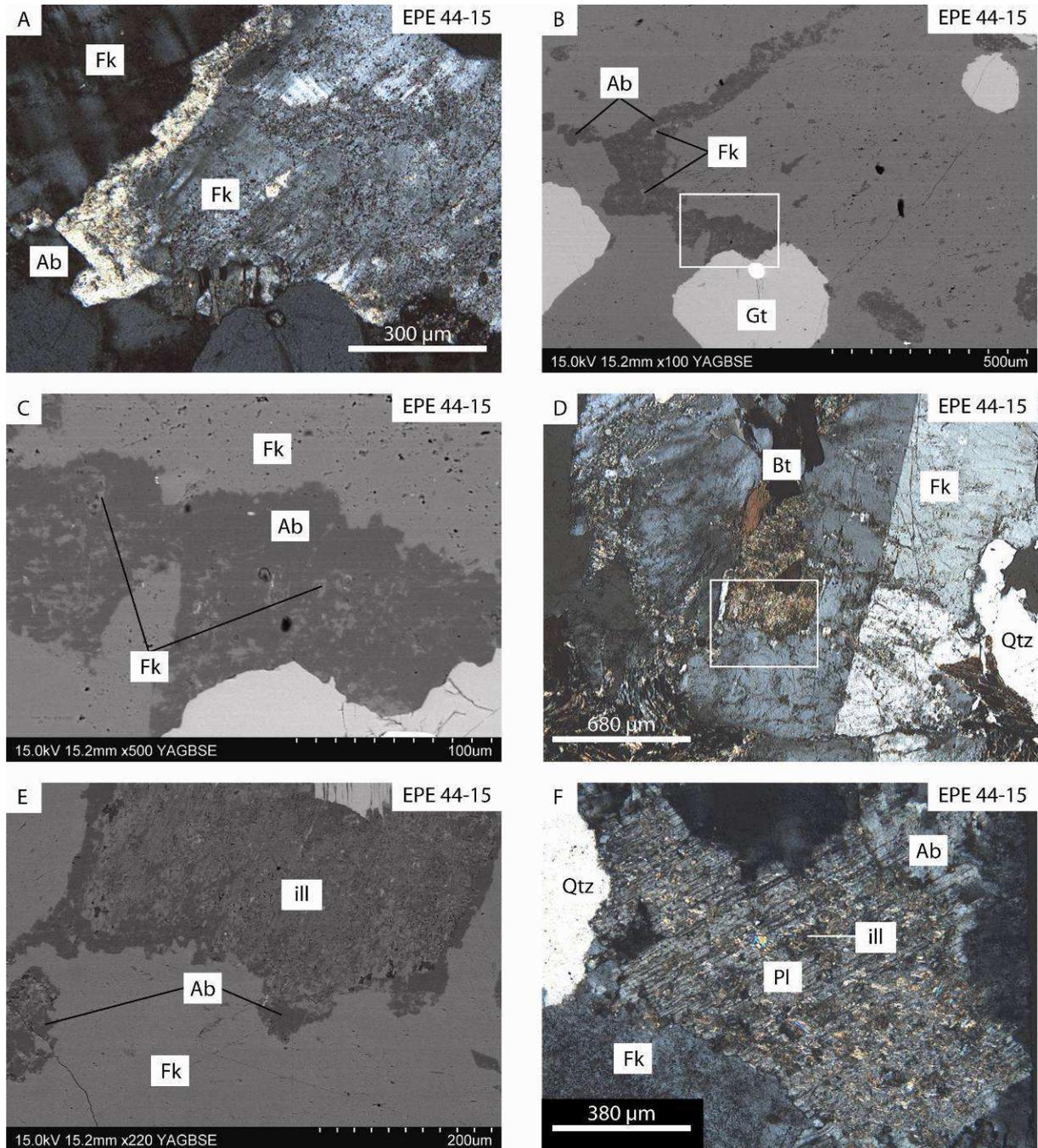


Figure 3-23 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de porphyres peu altérés albitisés. A-C. Albitisation (Ab) des bordures des feldspaths potassiques (Fk) avec présence de restites d'orthose dans les zones albitisées. D-E. Albitisation des feldspaths potassiques suivie d'une illitisation (ill) des albites. E. Albite en croissance au contact d'un feldspath potassique et d'un plagioclase (Pl) postérieurement illitisés

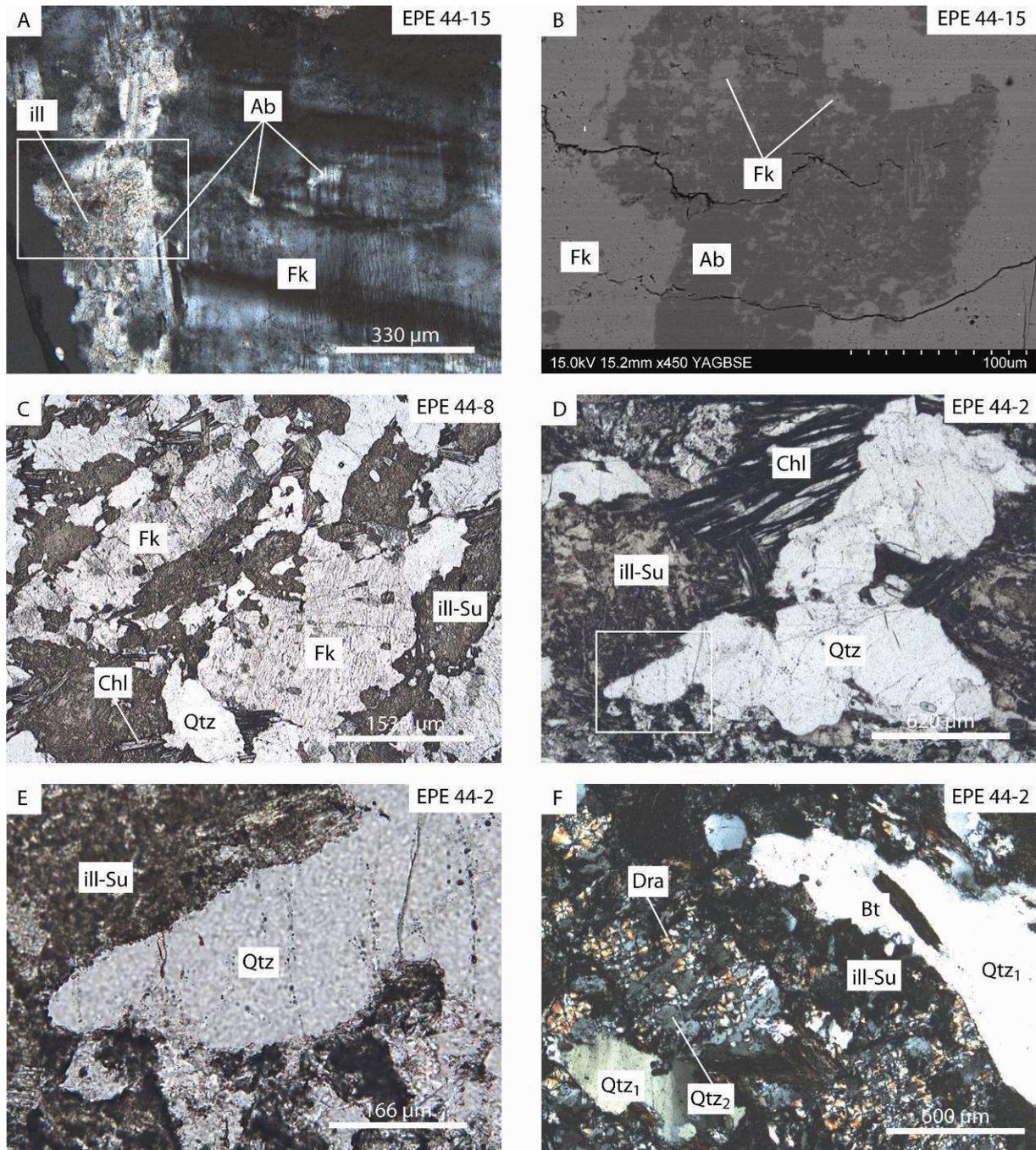


Figure 3-24 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de porphyres peu altérés à fortement altérés. A-B. Albitisation (Ab) des feldspaths potassiques (Fk) puis illitisation des deux phases minérales. Des restites de feldspath potassique (Fk) sont bien visibles dans les zones albitisées. C. Matrice à illite-sudoïte (ill-Su) développée par altération des feldspaths. Les biotites sont chloritisées (Chl). D-E. Les quartz magmatiques (Qtz) sont conservés malgré le développement de la matrice à illite-sudoïte mais présentent toutefois des bordures altérées. F. Transformation des restites de feldspaths potassiques en quartz (Qtz2) et sphérules de dravite (Dra). Les quartz magmatiques (Qtz) sont conservés

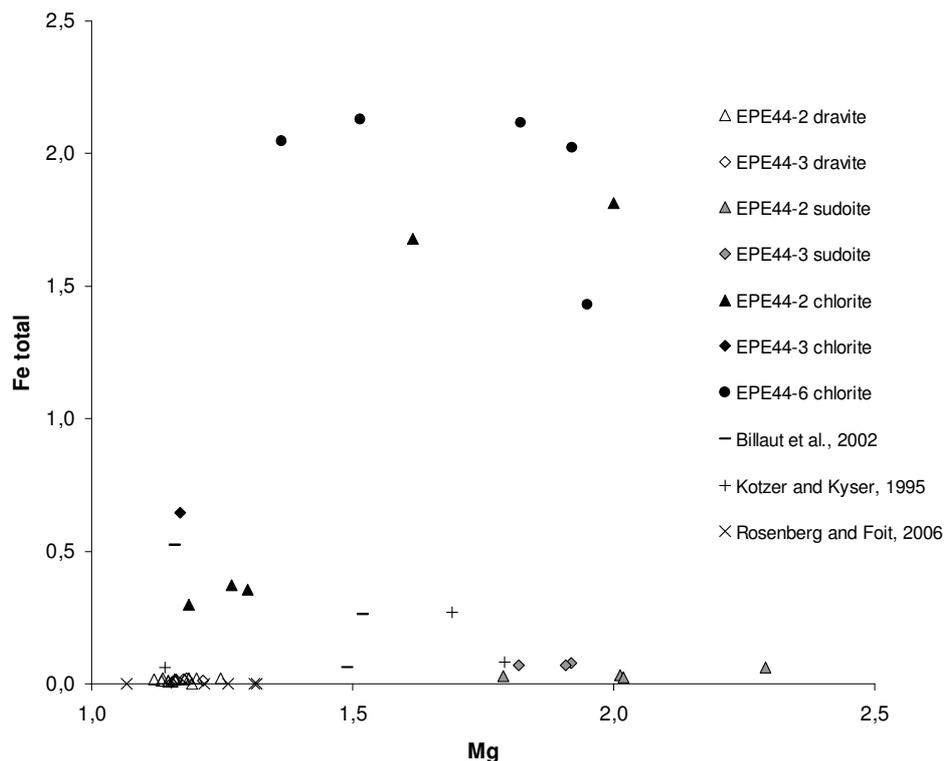


Figure 3-25 : Diagramme Mg-Fe total montrant les caractéristiques cristallographiques des chlorites rétro-métamorphiques (rond noir, EPE44-6), des chlorites hydrothermales de première génération (triangle et losange noirs) et des sudoïtes (sudoïte, triangle et losange gris) pour certains échantillons étudiés. Les analyses des pôles sudoïte (Billaut et al., 2002 ; Kotzer et Kyser, 1995) et dravite (Rosenberg et Foit, 2006) d'études précédentes ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 14 oxygènes

Micas blancs et illite

Les compositions des micas blancs (muscovite et phengite rétro-métamorphique) ainsi que des illites néoformées étudiés sont présentées dans le Tableau 3-9. Les micas blancs (muscovite et phengite) présents dans les échantillons frais ont été déstabilisés par les épisodes d'altération en des minéraux secondaires de type séricite ou illite (Figure 3-22B et Figure 3-23F). Les illites sont présentes dans l'ensemble des échantillons, dès les stades précoces d'altération. Elles apparaissent au départ en remplacement diffus des feldspaths (plagioclase, orthose, microcline et albite tardive) et sont ensuite intimement associées aux sudoïtes dans la matrice d'altération des échantillons les plus altérés. La composition des illites est constante quelque soit le degré d'altération de l'échantillon (Figure 3-26 et Figure 3-27) et est similaire à celle d'illites des halos d'altération de gisements de discordance canadiens ou australiens précédemment étudiés (Kotzer et Kyser, 1995 ; Beaufort et al, 2005 ; Laverret et al, 2006).

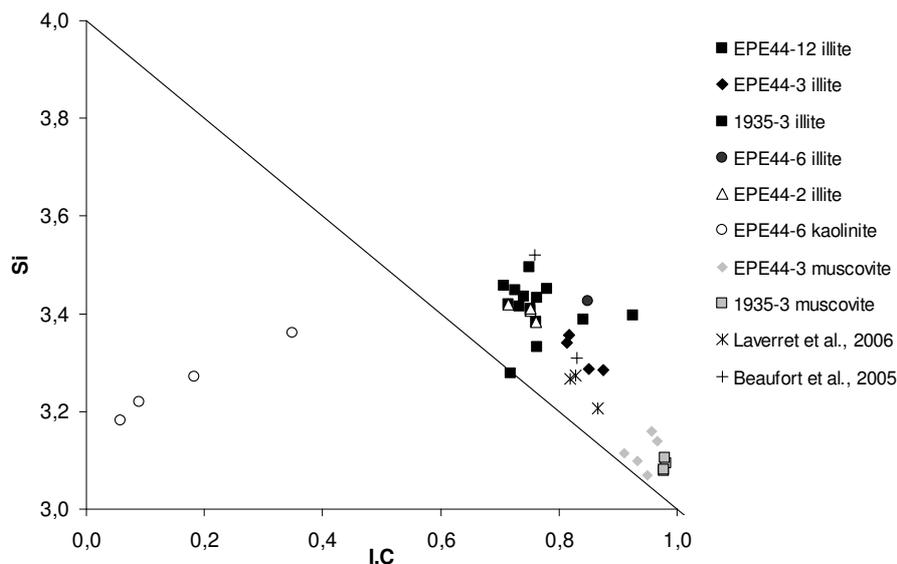


Figure 3-26 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallochimiques des illites d'échantillons très faiblement altérés (EPE44-12), d'illites de la matrice illite-sudoïte d'échantillons de différents types d'altération (EPE44-2, EPE44-3, EPE44-6 et 1935-3), de kaolinite et de muscovite. Les analyses des pôles illites d'études précédentes (Beaufort et al., 2005 ; Laverret et al., 2006) ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 11 oxygènes

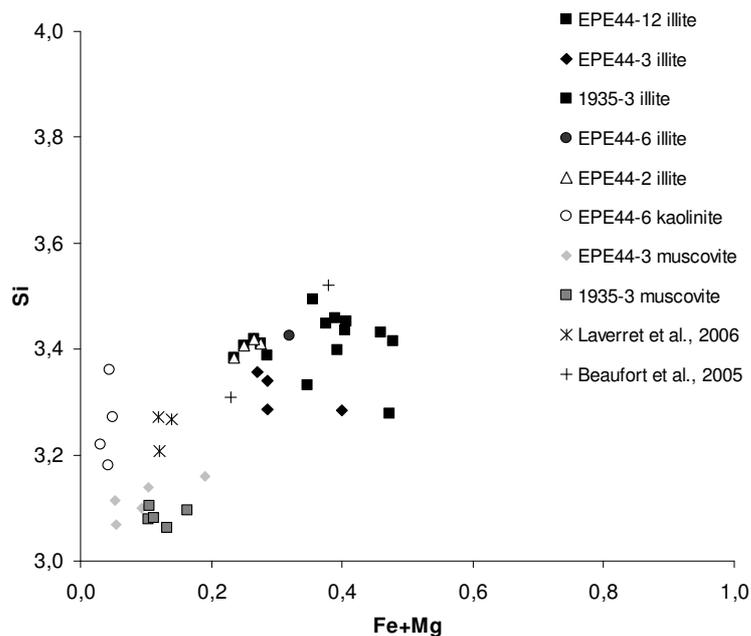


Figure 3-27 : Diagramme Si-Fe+Mg montrant les caractéristiques cristallochimiques des illites d'échantillons très faiblement altérés (EPE44-12), d'illites de la matrice illite-sudoïte d'échantillons de différents types d'altération (EPE44-2, EPE44-3, EPE44-6 et 1935-3), de kaolinite et de muscovite. Les analyses des pôles illites d'études précédentes (Beaufort et al., 2005 ; Laverret et al., 2006) ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 11 oxygènes

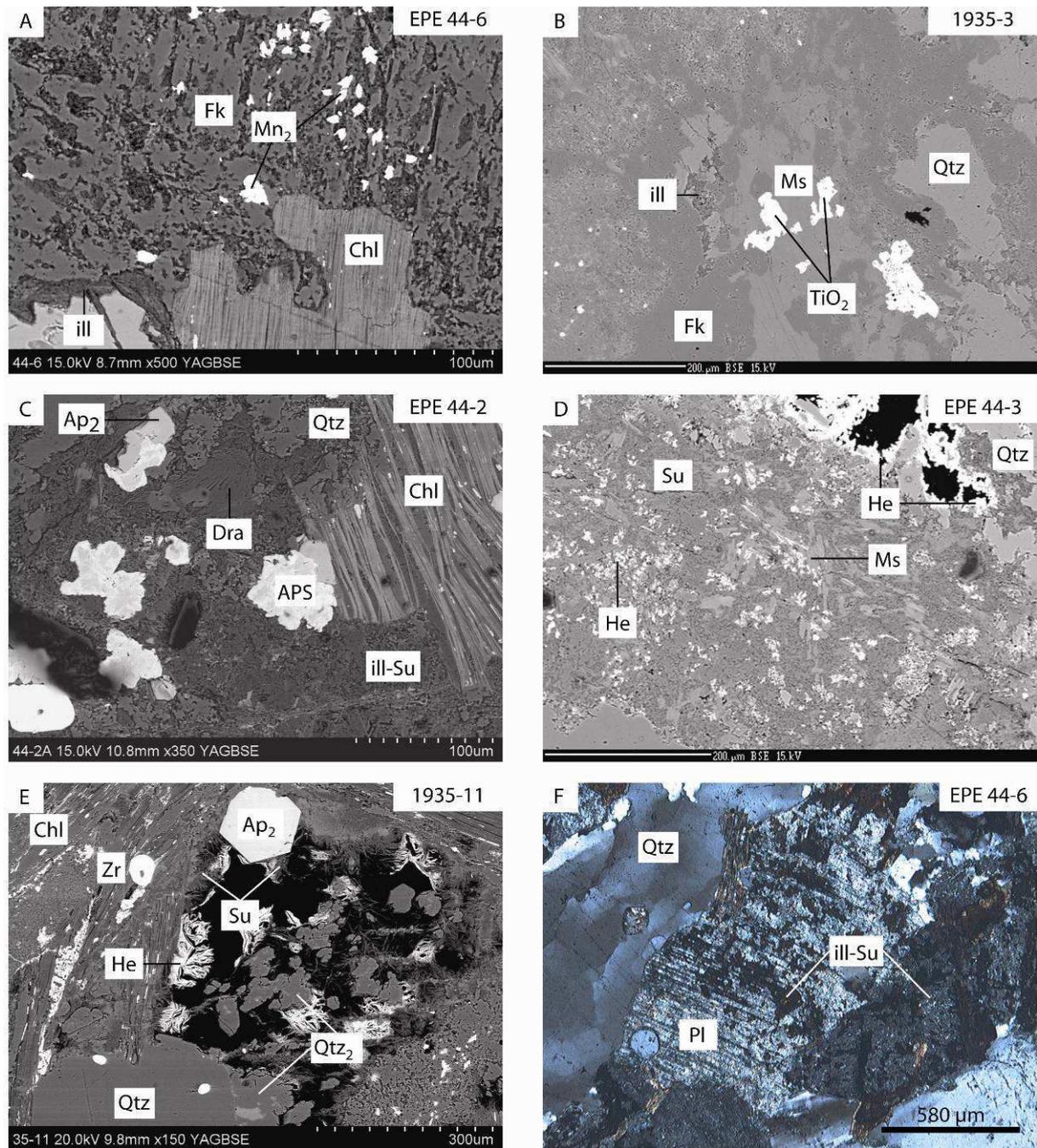


Figure 3-28 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des minéraux néoformés d'altération présents dans les différents types d'altération. A-B. Illitisation des feldspaths potassiques (Fk) avec formation de monazite secondaire (Mn_2) à proximité d'une chlorite rétométagénique (Chl) Les muscovites (Mu) sont préservées. C. APS associés à des apatites secondaires (Ap_2) dans la matrice d'altération à illite-sudoïte. Les cristaux de dravite et quartz magmatique sont altérés en sudoïte. D. Hématisation diffuse (He) après formation d'une matrice dominée par la sudoïte (Su). Les quartz magmatiques sont partiellement dissous (Qtz) et les cavités sont tapissées d'hématite. E. Cavité de dissolution de quartz primaire (Qtz) remplie par des quartz secondaires (Qtz_2), de l'apatite automorphe (Ap_2), de la sudoïte (Su) et de l'hématite (He). F. Altération des plagioclases (Pl) avec formation d'une matrice à illite-sudoïte (ill-Su). TiO_2 : oxyde de titane

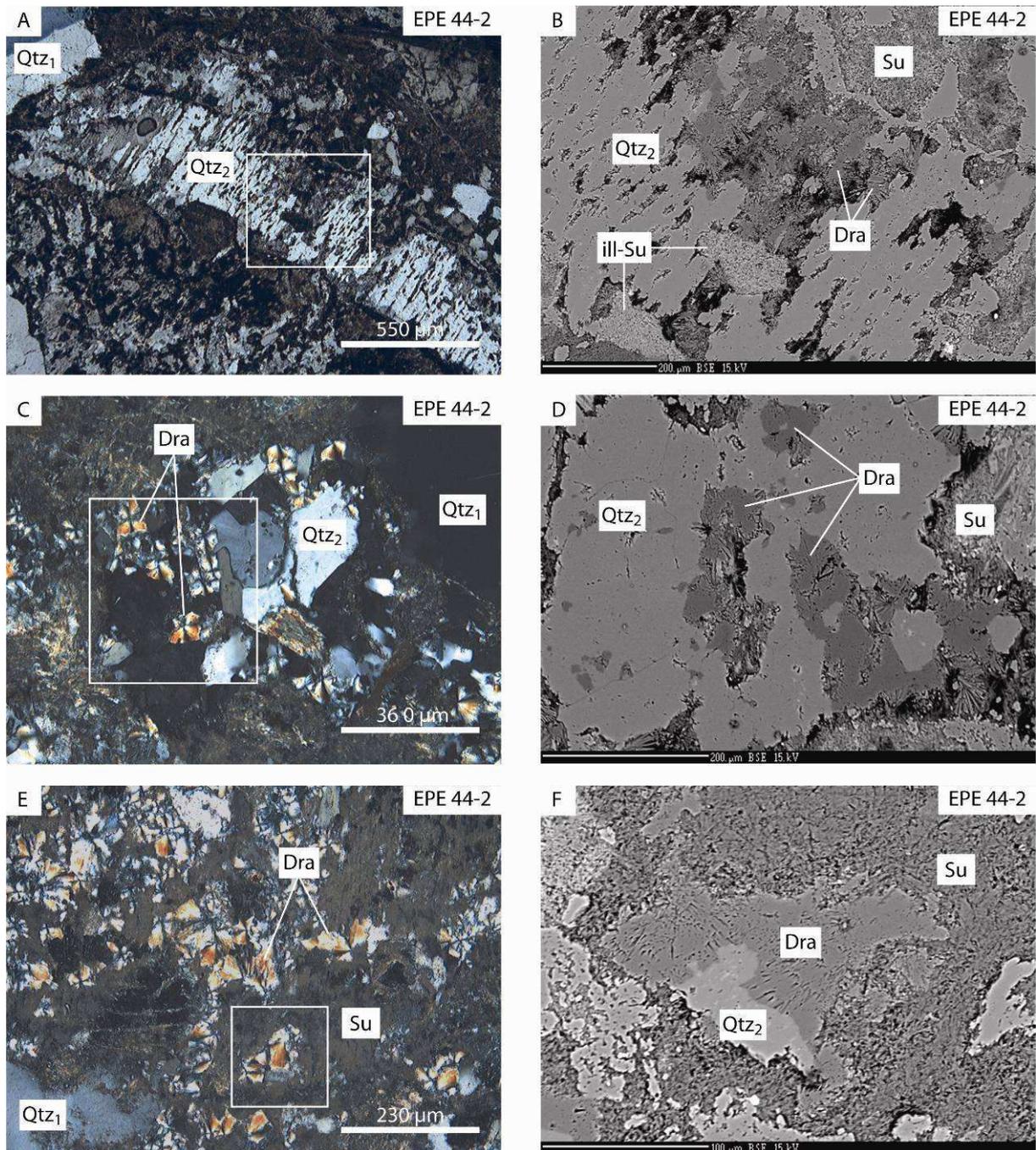


Figure 3-29 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage du développement de dravite et de quartz secondaires au détriment des feldspaths potassiques. A-B. Les feldspaths potassiques, principalement altérés en une matrice à illite-sudoïte (ill-Su), sont ensuite épigénisés en quartz (Qtz₂) et sphérules de dravite (Dra). Ces phases, surtout la dravite, sont postérieurement altérées en sudoïte (Su). C-D. Association de quartz secondaires automorphes (Qtz₂) et de sphérules de dravite (Dra). Le quartz magmatique est conservé (Qtz₁). La dravite et le quartz sont postérieurement altérés en sudoïte. E-F. Forte altération de l'assemblage quartz-dravite avec formation d'une matrice d'altération à sudoïte

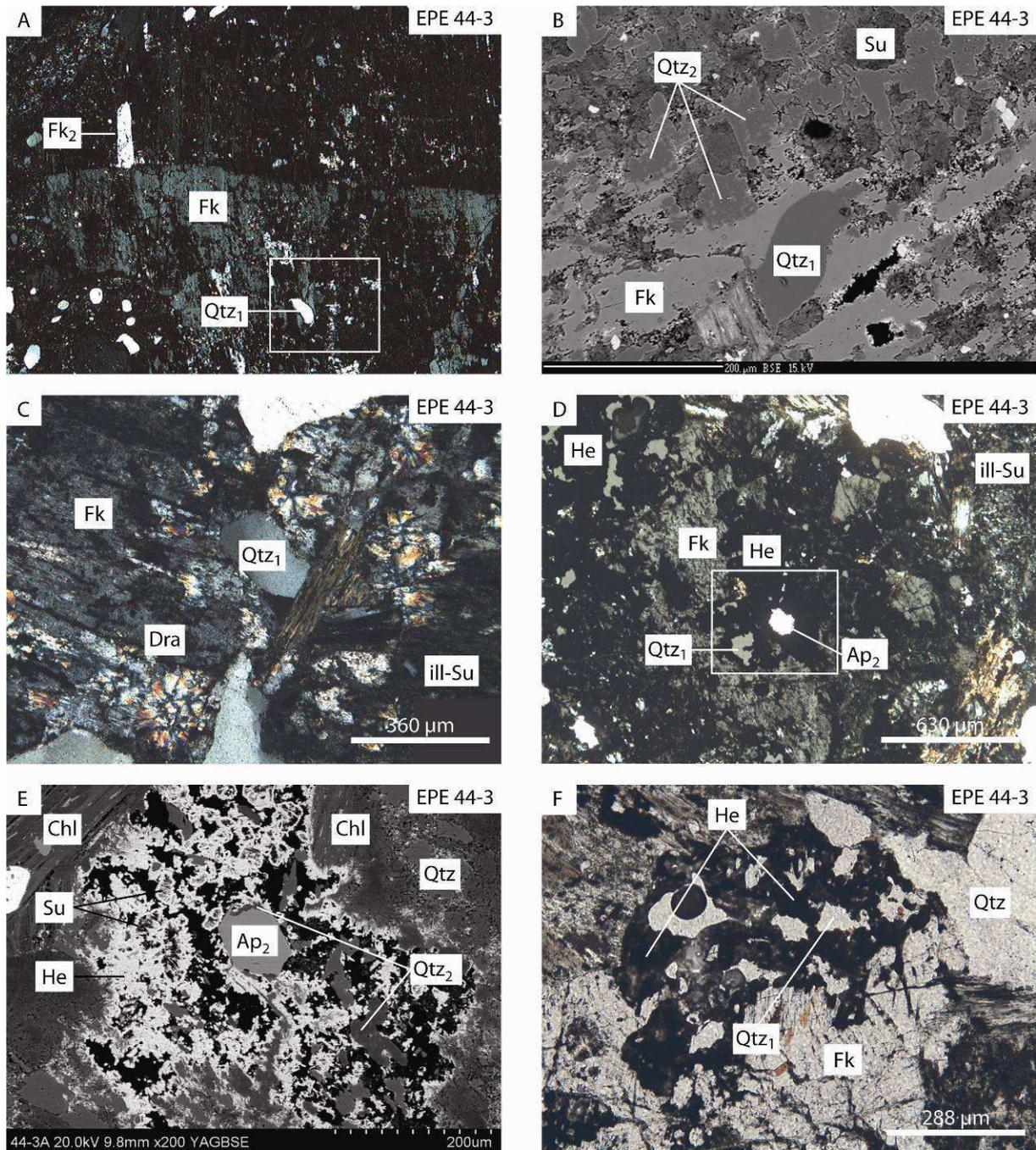


Figure 3-30 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de différentes étapes d'altération pour l'échantillon EPE44-3. A-B. Epigénie commençante des feldspaths potassiques (Fk) avec formation de quartz (Qtz₂), un épisode de croissance de feldspath potassique (Fk₂) est antérieur. Le feldspath potassique et le quartz sont ensuite altérés en sudoïte (Su) suivi d'un dépôt d'hématite. C. Association quartz-dravite formée à partir des feldspaths potassiques. D-F. Cavité de dissolution de quartz magmatique avec remplissage à apatite secondaire (Ap₂), quartz secondaire (Qtz₂), sudoïte (Su) puis hématite (He). La croissance de quartz au détriment de l'apatite secondaire indique que la croissance du quartz est postérieure à la formation de l'apatite.

Dravite

Des cristaux de dravite, en quantité parfois élevée, sont visibles dans les échantillons présentant les degrés d'altération les plus forts (EPE44-2, EPE44-3 et EPE44-9 par exemple ; Figure 3-24F, Figure 3-29 et Figure 3-30C). Ces cristaux sont uniquement visibles en association avec des cristaux de quartz secondaires formés par épigénie des feldspaths potassiques. Les formes automorphes des sphérules dans les quartz indiquent une croissance synchrone des deux minéraux. Les cristaux de dravite, tout comme les quartz, montrent parfois des faciès d'altération important allant jusqu'à la destruction totale des cristaux et leur remplacement par une phase microcristalline à sudoïte dominante (Figure 3-29B et 29F). La composition de cristaux de dravite (Figures 3-21, 3-25 et Tableau 3-8), très homogène, est identique à celles précédemment publiées pour les gisements de type discordance du bassin d'Athabasca (Quirt et al., 1991 ; Rosenberg et Foit, 2006).

Hématite

Une hématisation massive est observable pour certains échantillons (EPE44-3, 1935-11, 1935-7 par exemple) leur donnant une couleur rouge caractéristique. L'hématite est disséminée dans la matrice microcristalline à illite-sudoïte ainsi que dans les cavités de dissolution des quartz primaires (Figure 3-28D et Figure 3-30E), montrant une cristallisation postérieure à la formation de la matrice argileuse et à la dissolution des quartz magmatiques. Pour les échantillons 1935-15 et 1935-16, l'hématisation est associée à d'un dépôt disséminé de pechblende (UO₂) dans la porosité.

Kaolinite

Des cristaux de kaolinite ont été observés dans certains échantillons (EPE44-5 et EPE44-6). Ces cristaux sont de très petite taille et, dans le cas d'EPE44-6, sont intimement liés aux minéraux d'altération précédents, comme l'illite, qu'ils remplacent. Ceci est particulièrement visible sur le diagramme Si-Charge Interfoliaire (Figure 3-26) dans lequel les points représentatifs de la kaolinite correspondent à des phases de mélange entre kaolinite et illite. La kaolinite peut être présente aussi seule en altération des feldspaths dans des zones de très faible étendue.

Minéraux accessoires

Les minéraux accessoires dans les échantillons les plus frais (EPE44-15, EPE44-12, EPE44-16 et 1935-10) sont nombreux et relativement peu altérés (Figure 3-32A et 32B). Les monazites ont néanmoins des débuts d'altération pour une partie d'entre-elles (EPE 44-12, Figures 3-33A à D) avec la présence de bordure altérée (alt monazite, Tableau 3-10) et le développement de cavités de dissolution remplies d'illite, d'apatite, d'anatase et de fluorocarbonates de terres rares. Pour les échantillons les plus altérés, les monazites ne sont plus observables. Les zircons magmatiques ne sont pas altérés dans les échantillons macroscopiquement frais (EPE44-12, Figures 3-32C et 32D). Ils présentent par contre des modifications élémentaires importantes dans les échantillons altérés (Tableau 3-10, Figures 3-

33E et 33F) avec la substitution des éléments constitutifs (Zr, Si et Hf ; Figure 3-31) par des éléments associés aux altérations hydrothermales (Al, Ca, Fe, P, U). Aucune dissolution des bordures n'est visible, même dans les échantillons les plus altérés. Il est à noter que l'uranium, non détecté par sonde électronique dans les zircons magmatiques, est mesuré dans les plages substituées.

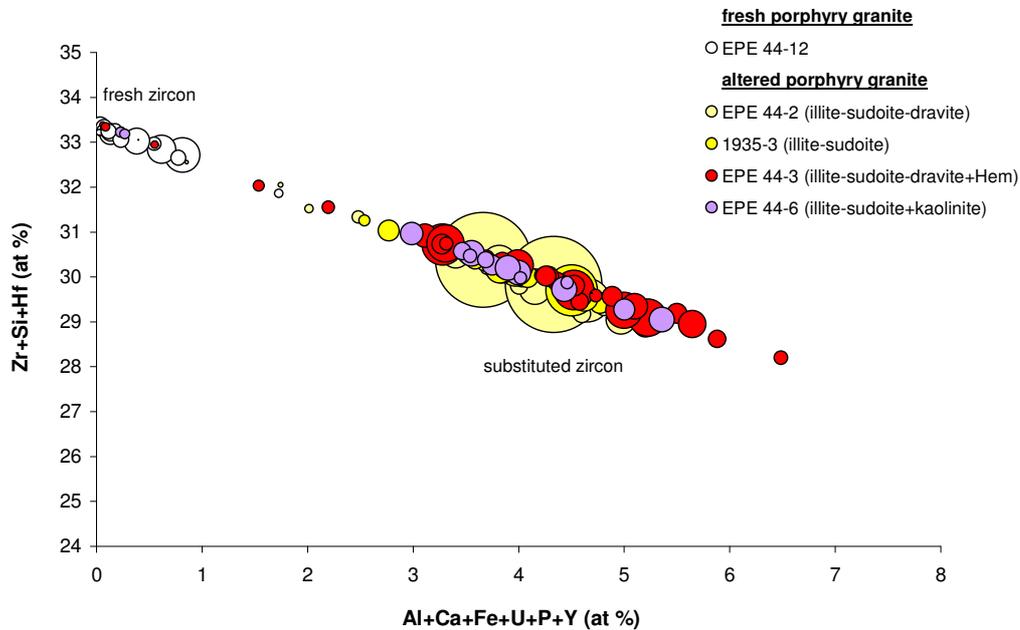


Figure 3-31 : Diagramme de substitution de (Zr+Si+Hf) par (Al+Ca+U+P+Y) pour des zircons d'échantillons très faiblement altérés (EPE44-12) à fortement altérés (EPE44-2, EPE44-3, EPE44-6 et 1935-3). La taille des figurés est proportionnelle à la teneur en uranium. Les zircons des zones non altérées sont très faiblement substitués et leur teneur en uranium est inférieure à la limite de détection (0.02 at%). Pour les échantillons altérés, les substitutions sont fortes et l'uranium est détecté. La concentration maximale mesurée pour l'uranium est 0.08 at%. Hem : hématite

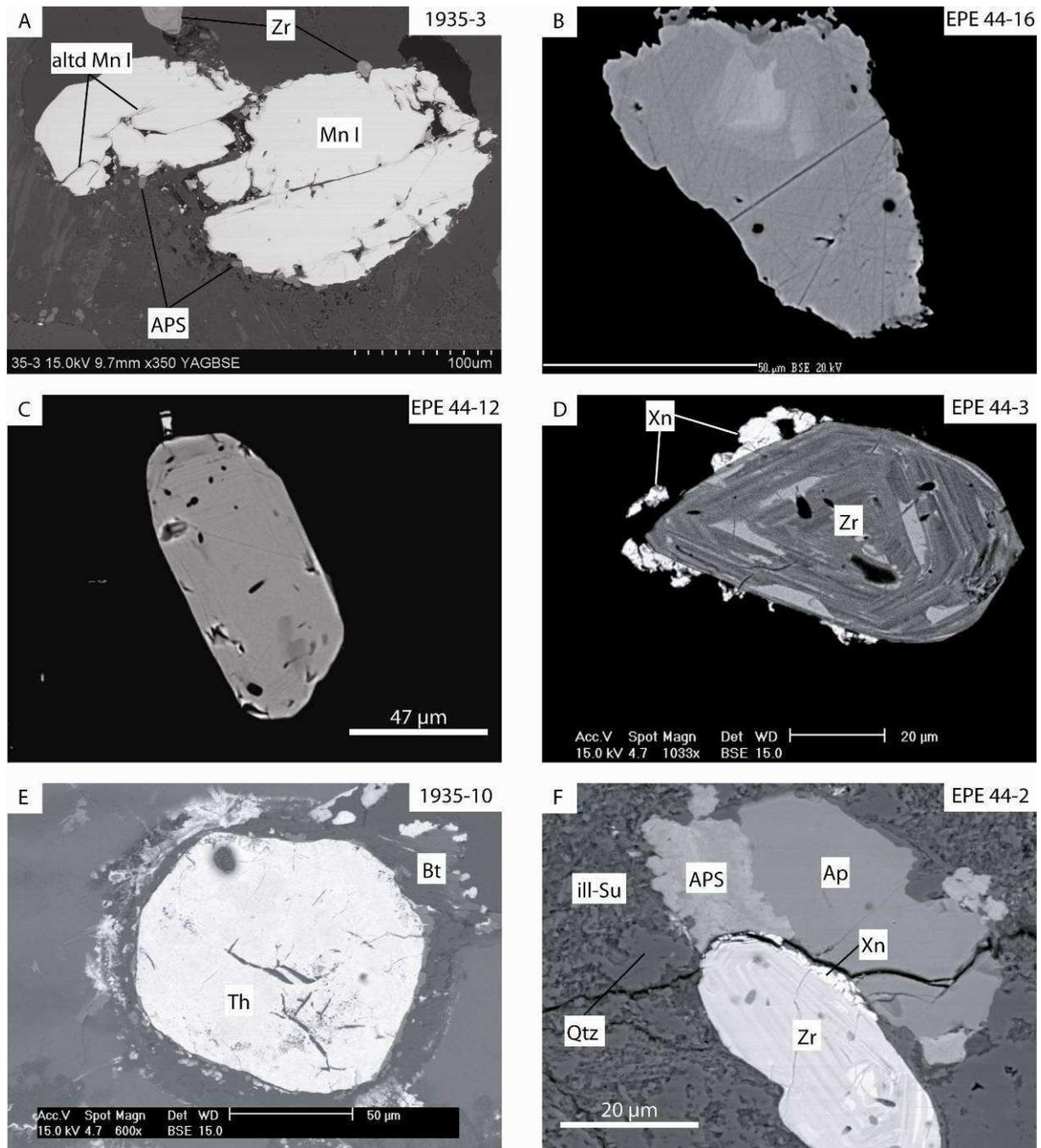


Figure 3-32 : Photographies obtenues par microscopie électronique à balayage des minéraux accessoires primaires porteurs d'uranium et de terres rares. A-B. Monazites magmatiques (Mn I), possiblement zonées, avec altération commençante (Altd Mn I) et formation d'APS. C-D. Zircons magmatiques non altérés avec développement de xénotime (Xn) possible en bordure. E. Thorite magmatique (Th). F. Apatite magmatique non altérée (Ap) et zircon magmatique non altéré (Zr) associée à des cristaux d'APS et de xénotime

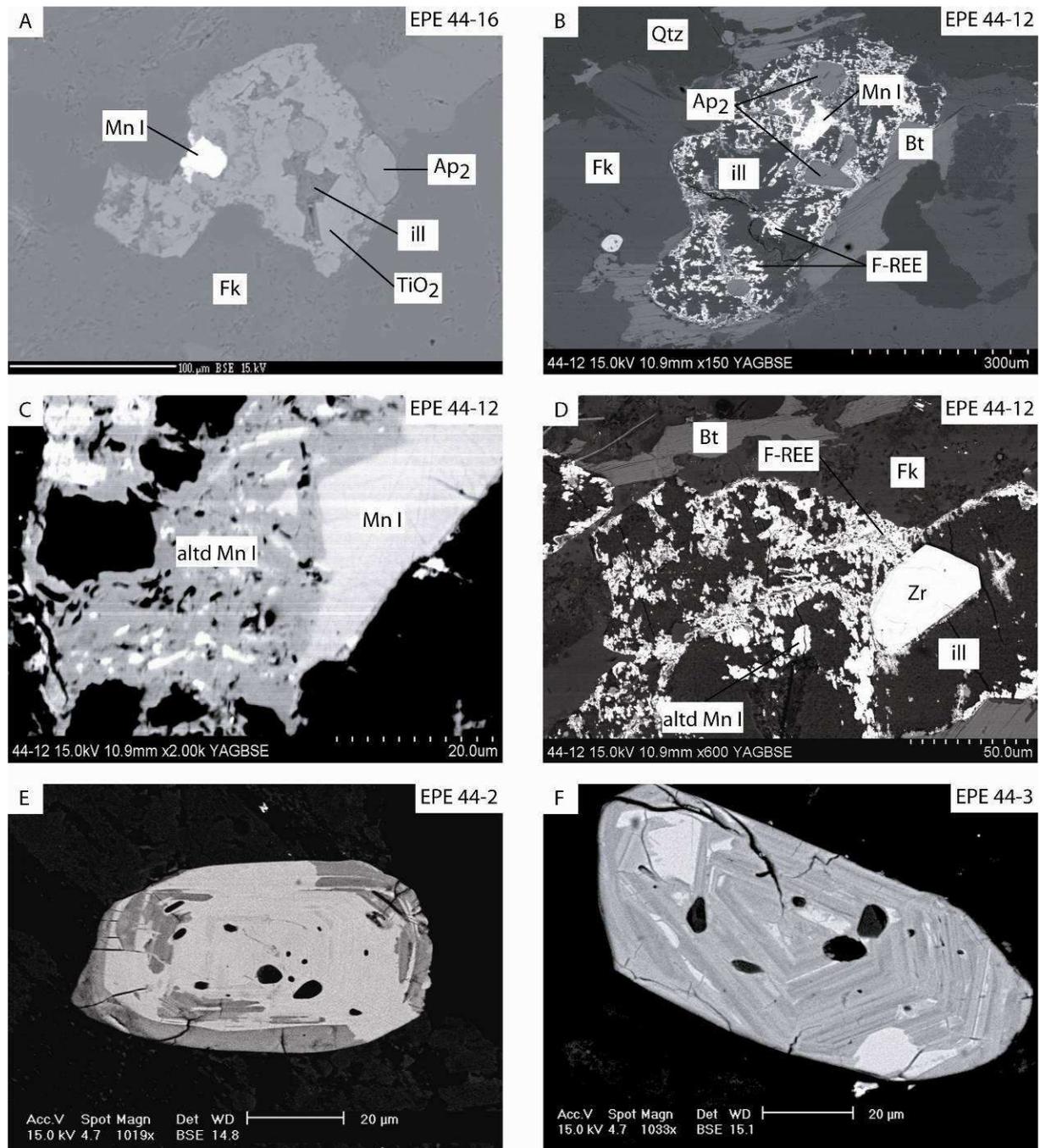


Figure 3-33 : Photographies obtenues par microscopie électronique à balayage de minéraux accessoires primaires altérés et secondaires. A. Monazite primaire (Mn I) partiellement détruites avec développement secondaire d'apatite (AP2), d'oxyde de titane (TiO2) et d'illite (ill). Les minéraux bordant la cavité ne sont pas altérés. B-D. Monazite primaire partiellement détruite avec formation postérieure d'illite, d'apatite et de fluorocarbonate de terres rares (F-REE). Les minéraux bordant la cavité ne sont pas altérés (biotite (Bt), feldspath potassique (Fk), quartz (Qtz)). E-F. Altération des zircons magmatiques avec développement des zones de substitution sans surcroissance

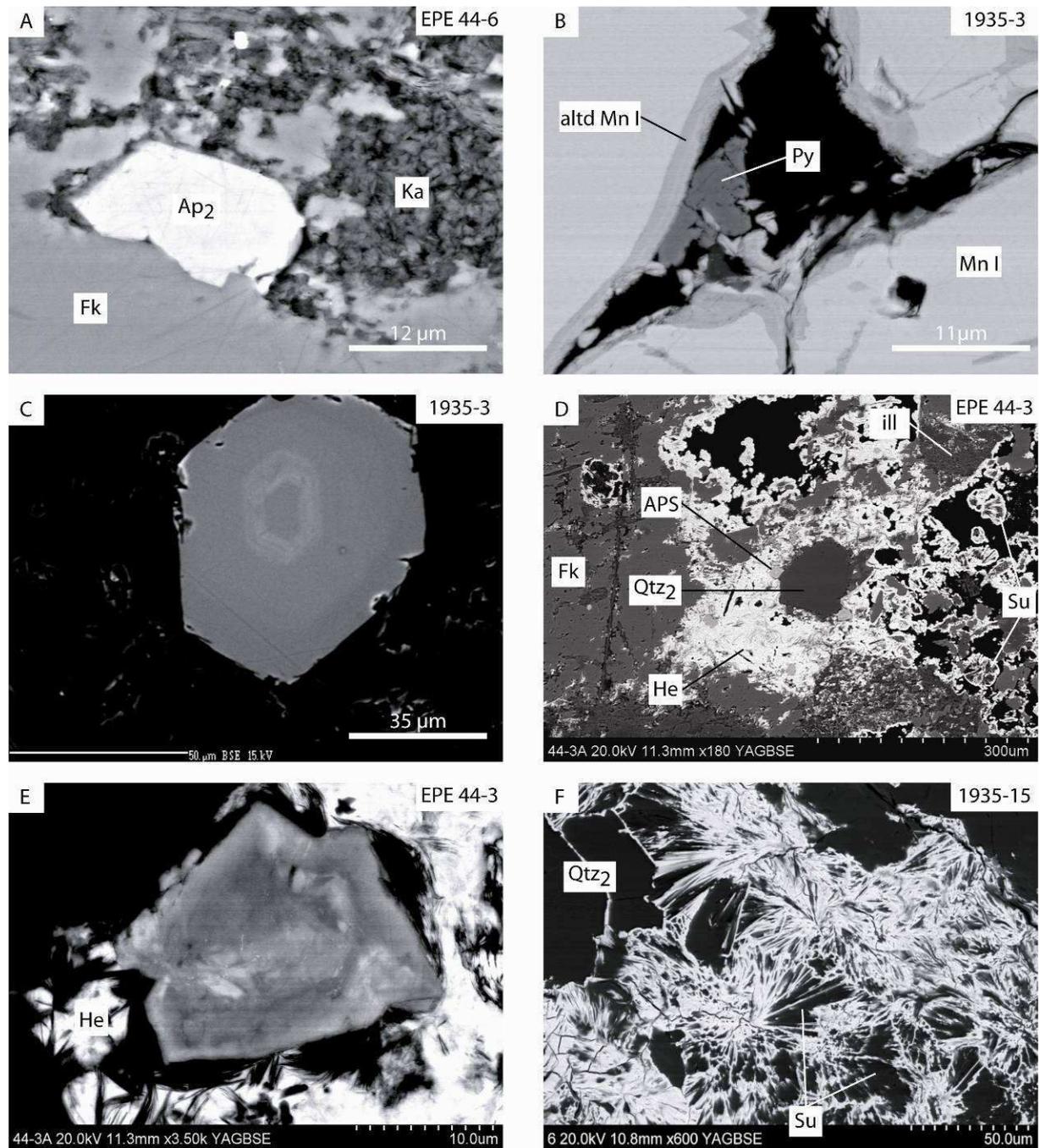


Figure 3-34 : Photographies obtenues par microscopie électronique à balayage de minéraux accessoires primaires altérés et secondaires. A. Apatite secondaire (Ap₂) automorphe dans une zone d'altération illitisée de feldspath potassique (Fk). L'illite est postérieurement altérée en kaolinite (Ka). B. Altération commençante (Altd Mn I) de monazite primaire (Mn I) avec dépôt de pyrite (Py). C. Apatite secondaire zonée. D. Cavité de dissolution de quartz primaire avec remplissage de quartz secondaire (Qtz₂), APS, sudoïte (Su) et hématite (He). E. APS altéré dans zone hématisée. F. Pechblende diffuse (U) dans une matrice à sudoïte

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

sample	EPE44-6	EPE44-2	EPE44-3	EPE44-2	EPE44-3	EPE44-3	EPE44-6	EPE44-3	EPE44-3	EPE44-3	EPE44-2						
analysis	5	5	1	4	3	3	7	5	12	36	σ						
mineral	chlorite1	chlorite1	chlorite1	sudolite	sudolite	sudolite	sudolite	sudolite-FeO	dravite	dravite	σ						
SiO ₂ (wt. %)	30.49	1.81	35.95	4.53	39.93	38.24	0.65	39.72	0.61	37.86	4.71	37.66	2.53	36.53	0.95	36.06	1.65
Al ₂ O ₃	19.14	0.82	24.48	5.67	24.82	33.77	1.05	34.53	0.84	26.30	1.61	29.15	5.99	38.66	0.51	37.75	2.13
FeO	22.28	2.82	10.56	8.62	8.06	0.51	0.24	1.00	0.05	6.63	3.54	15.36	7.23	0.20	0.09	0.27	0.41
MnO	0.11	0.06	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03
MgO	11.07	1.91	9.92	1.71	8.22	15.57	1.51	14.80	0.35	9.13	3.03	2.87	4.17	8.74	0.19	8.62	0.80
CaO	0.07	0.02	0.15	0.09	0.13	0.12	0.06	0.22	0.01	0.31	0.09	0.69	1.04	0.16	0.03	0.15	0.04
Na ₂ O	0.02	0.02	0.15	0.18	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.02	0.08	0.05	0.58	0.07	0.56	0.13
K ₂ O	2.47	0.54	1.93	1.47	3.92	0.48	0.37	0.69	0.20	3.21	2.12	2.34	3.00	0.02	0.04	0.18	0.70
TiO ₂	1.81	0.88	0.90	0.72	0.74	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	87.45		84.04		85.86	88.70	3.90	90.99	2.13	83.49		88.21		84.94	1.92	83.62	5.90
Cl (ppm)	1224	431	650	395	420	n.a	n.a	n.a	n.a	424	75	674	162	n.a	n.a	n.a	n.a
Si	3.17	0.10	3.54	0.31	3.82	3.34	0.04	3.39	0.05	3.68	0.31	3.60	0.05				
Al ^{IV}	0.83	0.10	0.46	0.31	0.18	0.66	0.04	0.61	0.05	0.32	0.31	0.40	0.05				
Al ^{VI}	1.52	0.15	2.38	0.69	2.61	2.82	0.13	2.86	0.04	2.69	0.33	2.88	0.62				
Fe	1.95	0.29	0.90	0.77	0.64	0.04	0.02	0.07	0.00	0.55	0.31	1.25	0.63				
Mg	1.71	0.26	1.47	0.34	1.17	2.03	0.21	1.88	0.05	1.34	0.49	0.40	0.57				
Mn	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Ti	0.14	0.06	0.07	0.06	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Oct	5.33	0.14	4.82	0.47	4.48	4.88	0.35	4.82	0.10	4.58	0.42	4.53	0.16				
Ca	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.07	0.10				
Na	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01				
K	0.33	0.07	0.24	0.18	0.48	0.05	0.04	0.07	0.02	0.39	0.25	0.29	0.38				
Fe+Mg	3.66	0.27	2.38	1.09	1.81	2.07	0.22	1.95	0.06	1.89	0.74	1.65	0.77				
Fe/(Fe+Mg)	0.53		0.38		0.35	0.02	0.04	0.04		0.29		0.76					

Tableau 3-8 : Compositions chimiques moyennes des chlorites et des dravites analysées. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. σ: écart type

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

sample	EPE44-12	EPE44-3	EPE44-3	EPE44-3	1935-3	EPE 44-12	EPE44-6	EPE44-3	EPE44-2	1935-3	EPE44-6					
analysis	18	4	5	5	5	8	1	4	4	3	4					
mineral	biotite	phengite	muscovite	muscovite	muscovite	illite	illite	illite	illite	illite	kaolinite					
SiO ₂ (wt. %)	34.24	49.10	45.67	0.61	45.93	50.30	1.35	49.18	47.49	1.92	53.52	0.65	50.30	0.96	43.67	2.12
Al ₂ O ₃	14.32	0.66	26.55	0.52	34.51	1.44	0.65	27.52	29.01	0.88	31.48	0.77	30.34	0.46	32.95	1.31
FeO	25.60	0.57	2.60	1.13	1.17	0.57	0.63	0.56	1.62	0.59	0.67	0.05	0.86	0.38	0.09	0.05
MnO	0.20	0.07	0.02	0.04	0.01	0.03	0.03	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.03	0.16	3.66	0.68	0.31	0.27	0.12	2.76	2.06	0.20	2.33	0.14	3.25	1.17	0.32	0.05
CaO	0.01	0.01	0.11	0.01	0.03	0.02	0.11	0.19	0.21	0.06	0.23	0.06	0.10	0.05	0.13	0.07
Na ₂ O	0.03	0.02	0.07	0.04	0.16	0.03	0.06	0.00	0.10	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.13	0.07
K ₂ O	9.39	0.32	8.05	0.67	10.54	0.22	0.87	9.23	8.90	0.20	8.75	0.24	8.95	0.73	1.39	1.42
TiO ₂	3.90	0.09	0.30	0.26	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.72	90.45	92.40	< D.L.	94.44	90.77	89.43	89.44	97.02	93.83	78.68					
Cl (ppm)	3846	250	< D.L.	< D.L.	< D.L.	328	37	< D.L.	285	61	n.a		< D.L.		327	167
Si	2.56	0.02	3.38	0.08	3.12	0.03	0.03	3.43	3.32	0.04	3.40	0.01	3.33	0.06	3.26	0.08
Al ^{IV}	1.44	0.02	0.62	0.08	0.88	0.03	0.03	0.57	0.68	0.04	0.60	0.01	0.67	0.06	0.74	0.08
Al ^{VI}	-0.18	0.06	1.54	0.09	1.89	0.06	0.04	1.68	1.71	0.05	1.77	0.01	1.70	0.02	2.16	0.07
Fe	1.61	0.04	0.15	0.07	0.07	0.03	0.04	0.03	0.10	0.04	0.04	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00
Mg	0.67	0.02	0.38	0.07	0.03	0.03	0.01	0.29	0.21	0.02	0.22	0.02	0.32	0.12	0.04	0.01
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.22	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oct	2.33	0.13	2.08	0.25	1.99	0.12	0.09	2.00	2.02	0.12	2.02	0.03	2.07	0.16	2.20	0.08
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01
K	0.90	0.03	0.71	0.05	0.92	0.03	0.09	0.82	0.79	0.03	0.71	0.02	0.76	0.06	0.13	0.13
C.I.	0.90	0.03	0.73	0.05	0.94	0.02	0.07	0.85	0.84	0.03	0.74	0.02	0.77	0.06	0.17	0.13
Fe+Mg	2.28	0.05	0.53	0.14	0.10	0.06	0.04	0.32	0.31	0.06	0.26	0.02	0.37	0.10	0.04	0.01

Tableau 3-9 : Compositions chimiques moyennes des micas, illites et kaolinites analysés. Formules structurales calculées pour 11 oxygènes. σ : écart type, <D.L. : inférieur à la limite de détection, n.a. : non analysé

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

mineral analysis	monazite		thorite		fresh zircon		altd zircon		apatite		altd monazite		APS		xenotime		F-REE		monazite II		apatite II		pitchblende	
	19	σ	5	σ	30	σ	43	σ	1	σ	4	σ	43	σ	2	σ	3	σ	5	σ	14	σ	15	σ
SiO₂ (wt. %)	1.40	1.92	13.21	1.05	32.37	0.55	23.38	1.53	0.33	0.77	0.59	0.84	1.06	4.50	5.58	1.05	0.61	0.26	0.23	0.43	0.18	0.94	0.28	
P ₂ O ₅	28.44	1.23	3.21	0.74	0.13	0.31	1.43	0.59	41.04	28.17	0.24	24.15	2.37	30.70	4.23	<D.L.	-	28.38	0.50	41.53	0.39	0.56	0.07	
CaO	0.48	0.35	1.83	0.27	0.17	0.37	3.02	0.93	53.66	3.00	0.90	3.05	1.13	0.82	0.07	2.36	0.47	2.28	0.25	54.74	0.39	4.78	0.29	
Y ₂ O ₃	0.83	0.44	<D.L.	-	<D.L.	0.02	0.29	0.17	0.08	0.44	0.22	-	-	39.22	-	-	-	-	-	0.49	0.17	<D.L.	-	
ZrO ₂	-	-	3.38	1.00	64.73	1.05	55.72	2.95	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<D.L.	-	
HfO ₂	-	-	-	-	1.28	0.09	1.13	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Al ₂ O ₃	-	-	0.29	0.10	<D.L.	-	1.18	0.31	<D.L.	0.18	0.20	29.64	1.58	<D.L.	-	0.65	0.39	<D.L.	-	<D.L.	-	0.11	0.16	
MgO	-	-	0.12	0.06	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.33	0.30	-	-	-	-	<D.L.	-	0.08	0.03	
SO ₃	-	-	<D.L.	-	-	-	-	-	-	-	-	1.92	0.98	-	<D.L.	-	<D.L.	0.24	0.03	-	-	<D.L.	-	
TiO ₂	-	-	-	-	0.03	0.07	0.27	0.94	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
MnO	-	-	<D.L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	<D.L.	-	
FeO	-	-	4.63	1.43	0.21	0.26	1.62	0.30	-	0.35	0.31	-	-	0.25	0.19	-	-	-	-	-	-	<D.L.	-	
V ₂ O ₃	-	-	1.47	0.02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.52	
SiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.70	0.10	-	0.20	0.06	0.15	0.05	-	-	-	-	
Cl	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.13	0.03	0.06	0.05	0.02	0.02	-	-	<D.L.	-	<D.L.	-	-	-	
F	-	-	-	-	-	-	-	-	2.66	-	-	0.22	0.20	-	-	4.63	0.16	0.65	0.02	3.54	0.25	-	-	
La₂O₃	15.87	1.17	0.29	0.12	-	-	<D.L.	-	<D.L.	10.89	0.98	4.98	0.80	<D.L.	-	15.72	0.57	13.31	0.62	0.09	0.02	<D.L.	-	
Ce ₂ O ₃	31.66	1.81	-	-	-	-	-	-	0.19	30.66	0.35	9.62	1.13	<D.L.	-	33.05	0.51	32.84	0.78	0.24	0.12	-	-	
Pr ₂ O ₃	2.67	0.12	-	-	-	-	-	-	<D.L.	2.96	0.10	0.21	0.13	<D.L.	-	1.05	0.20	1.09	0.22	<D.L.	-	-	-	
Nd ₂ O ₃	9.32	0.46	0.90	0.44	-	-	-	-	<D.L.	11.47	0.10	2.77	0.70	0.63	0.45	11.14	0.43	12.13	0.50	<D.L.	-	<D.L.	-	
SmO	1.29	0.07	-	-	-	-	-	-	<D.L.	1.80	0.12	0.34	0.15	1.35	0.50	1.76	0.08	1.79	0.10	<D.L.	-	-	-	
Gd ₂ O ₃	0.66	0.12	-	-	<D.L.	-	-	-	-	1.04	0.12	-	-	5.36	1.83	-	-	-	-	-	-	-	-	
Dy ₂ O ₃	0.26	0.10	0.40	0.22	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	0.25	0.08	-	-	5.20	0.06	-	-	-	-	<D.L.	-	<D.L.	-	
Er ₂ O ₃	-	-	-	-	<D.L.	-	<D.L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Yb ₂ O ₃	-	-	-	-	<D.L.	-	<D.L.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
PbO	0.32	0.16	0.28	0.22	<D.L.	-	<D.L.	-	-	<D.L.	-	0.05	0.05	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	-	-	0.99	0.12	
UO₂	0.22	0.13	0.74	0.20	<D.L.	-	0.13	0.10	<D.L.	<D.L.	-	0.04	0.04	0.56	0.79	0.10	0.10	<D.L.	-	<D.L.	-	86.63	1.10	
ThO₂	3.97	1.66	54.67	2.87	0.11	0.07	0.66	0.60	<D.L.	1.30	0.87	0.40	0.45	<D.L.	-	1.01	0.07	0.75	1.10	<D.L.	-	<D.L.	-	
Total oxides	97.38	-	85.42	-	99.02	-	88.83	-	98.07	93.41	-	81.99	-	88.94	-	72.73	-	93.86	-	101.05	-	94.61	-	-

Tableau 3-10 : Compositions chimiques moyennes des minéraux accessoires étudiés. σ : écart-type, <D.L. : inférieure à la limite de détection, - : non analysé

Dans les échantillons altérés, de nombreux nouveaux minéraux accessoires sont observables comparativement aux roches fraîches tels que le xénotime, la monazite secondaire (Figure 3-28A), les alumino-phosphate-sulfates de terres rares légères (APS pôle florencite) et la pechblende (Figure 3-34F et Tableau 3-10). Ils sont majoritairement présents dans les zones de dissolution des minéraux accessoires primaires (monazite, thorite) mais aussi disséminés dans la matrice à illite-sudoïte où ils sont souvent associés aux apatites secondaires ou aux zircons (Figures 3-32D et 32F).

Les APS, dans les zones hématisées, ont des zones d'altération plus ou moins étendues allant jusqu'à la dissolution totale de ces cristaux. Les apatites primaires, peu nombreuses, sont rapidement altérées dans les premiers stades d'altération hydrothermale. Des apatites secondaires parfois zonées (Figure 3-34C), automorphes à faiblement altérées sont observables dans les échantillons de porphyre granitique altérés. Pour les échantillons fortement hématisés (EPE 44-3), des apatites secondaires automorphes sont observables dans les cavités de dissolution du quartz, antérieures à la formation des quartz secondaires, des sudoïtes ou des oxydes de fer.

Quelques pyrites automorphes sont présentes dans la matrice à illite-sudoïte des échantillons les plus altérés et apparaissent contemporaines de celle-ci (Figure 3-34B). Dans les échantillons hématisés (1935-11 par exemple), les pyrites ne sont plus observables et sont remplacées par les oxydes de fer.

Certaines plages de feldspaths et de matrice d'échantillons faiblement à moyennement altérés présentent des carbonates tardifs. Le moment de leur mise en place ainsi que leur composition n'ont pas pu être pour le moment déterminés.

4.2. Identification et quantification des minéraux d'altération par diffraction des rayons X (DRX)

Une étude par diffraction des rayons X (DRX) sur fraction inférieure à 2 μ m pour les échantillons représentatifs des paragenèses les plus fraîches et de chaque stade d'altération (illite-sudoïte±dravite, hématite, kaolinite) a été réalisée afin de déterminer les phases d'altération microcristallines présentes (Tableau 3-11) ainsi que leur proportion relative (Holtzapffel, 1985).

4.2.1. *Echantillons frais*

Pour les échantillons d'aspect macroscopiquement frais (EPE44-15 et EPE44-12 ; Figure 3-35) la raie (001) caractéristique de l'illite ($d=10.13 \text{ \AA}$) est observable alors qu'aucun pic caractéristique des chlorites n'est présent, la taille des cristaux de la première génération de chlorite excluant leur présence dans la fraction analysée. Une proportion faible de kaolinite, confirmée par chauffage, est observable dans les deux échantillons ($d=7.13 \text{ \AA}$). Les deux

autres pics ($d=3.36$ et 3.2\AA) correspondent à des fractions de quartz ou de feldspath potassique.

sample	EPE44-15	EPE44-12	EPE44-8	EPE44-6	EPE44-5	EPE44-3	EPE44-2	1935-3
alteration	fresh	fresh	ill-su	ill-su-ka	ill-sud-he-ka	ill-sud-dra-he	ill-sud-dra	ill-su
illite	70±5	80±5	75±5	40±5	75±5	35±5	60±5	60±5
chlorite			25±5	20±5	20±5	60±5	35±5	40±5
kaolinite	30±5	20±5		40±5	5±5			
I-S						5±5	5±5	

Tableau 3-11 : Estimation du pourcentage d'argiles dans les fractions $<2\mu\text{m}$ de différents types d'altération. Ill-su ; altération à illite-sudoïte, ill-su-dra : altération à illite-sudoïte-dravite, ill-su-dra-he : altération à illite-sudoïte-dravite puis hématisation, ill-su-he : altération à illite-sudoïte puis hématisation, ill-su-dra-he-ka : altération à illite-sudoïte-dravite-hématisation puis kaolinisation, ill-su-he : altération à illite-sudoïte puis kaolinisation. I-S : interstratifiés

4.2.2. Altération à illite-sudoïte±dravite

Pour les échantillons ayant subi à différents degrés la première altération hydrothermale à illite-sudoïte±dravite (1935-4, EPE44-2 et EPE44-3 ; Figure 3-36), l'illite et la sudoïte sont présentes mais les proportions de chaque espèce sont différentes entre échantillon, avec une dominance par exemple de la sudoïte dans EPE44-3 ($60\pm5\%$ de sudoïte) et de l'illite pour EPE44-2 ($60\pm5\%$ d'illite). Cette observation, déjà faite dans de précédentes études (Quirt, 1989), serait directement dépendante de la proximité de l'échantillon à la minéralisation, le rapport illite/chlorite dans l'échantillon étant directement proportionnelle à la proximité de l'uranium pour les gisements de type Ingress. La plus faible importance de la raie (003) comparativement à la raie (001) de la chlorite (respectivement $d=14.38-14.41\text{\AA}$ et $d=4.75-4.76\text{\AA}$) indique la sudoïte n'est pas la seule chlorite analysée. Un petit épaulement pour la raie 001 de l'illite (d centré sur $10,7\text{\AA}$) est observable pour EPE44-2 et pourrait correspondre à l'existence d'interstratifiés à illite-smectite comme l'a déjà observé Laverret et al. (2006).

Un pic ($d=4\text{\AA}$) de faible intensité pour EPE44-2 est caractéristique de la présence de dravite (tourmaline magnésienne). Ce pic est de faible intensité comparativement à la proportion forte de dravite observée dans certains échantillons (EPE44-2 et EPE44-3 en particulier). Ce résultat pourrait s'expliquer par l'association intime entre dravite et quartz qui ne permettrait pas, lors du broyage, de séparer les deux phases, et donc d'obtenir une fraction de dravite $< 2\mu\text{m}$.

4.2.3. Hématisation

La fraction fine inférieure à $2\mu\text{m}$ est identique à celle décrite pour l'altération à illite-sudoïte±dravite. Aucun pic caractéristique de l'hématite n'est visible, démontrant que l'hématite est peu concentrée malgré la couleur rouge prononcée pour cet échantillon. Dans le cas de l'échantillon EPE44-3, le spectre est similaire à celui de EPE44-2 avec la présence de

l'épaulement des interstratifiés à illite-smectite, mais la proportion relative en illite est plus faible. Cette différence est néanmoins primaire et n'est pas à relier à l'hématite. L'hématite n'entraîne donc pas de modification minéralogique notable de la fraction argileuse.

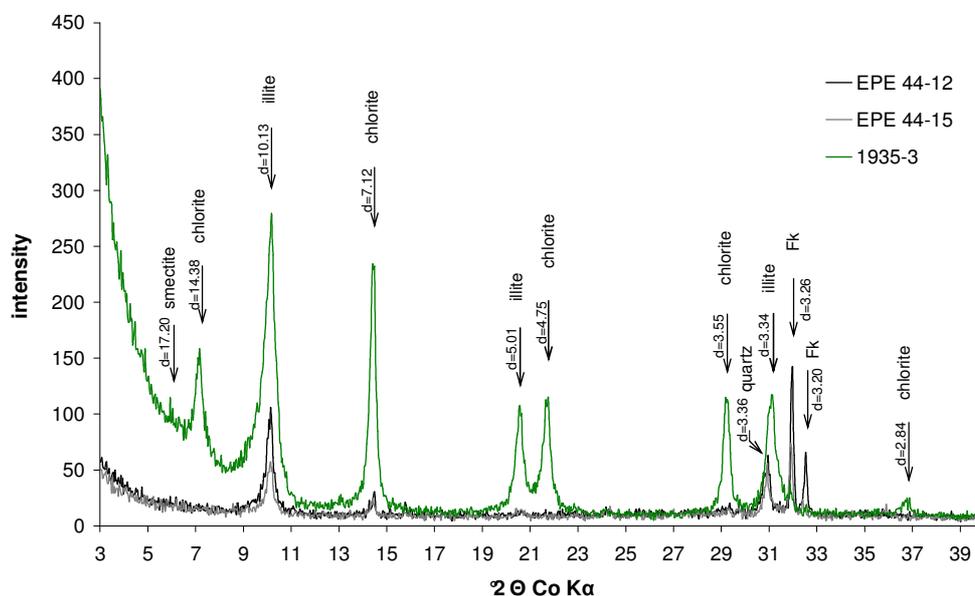


Figure 3-35 : Diffractogrammes de rayons X réalisés sur préparation orientée < 2μm pour les échantillons très faiblement altérés (EPE44-12, EPE44-15) à moyennement altérés à illite-sudoïte (1935-13). Fk: feldspath potassique

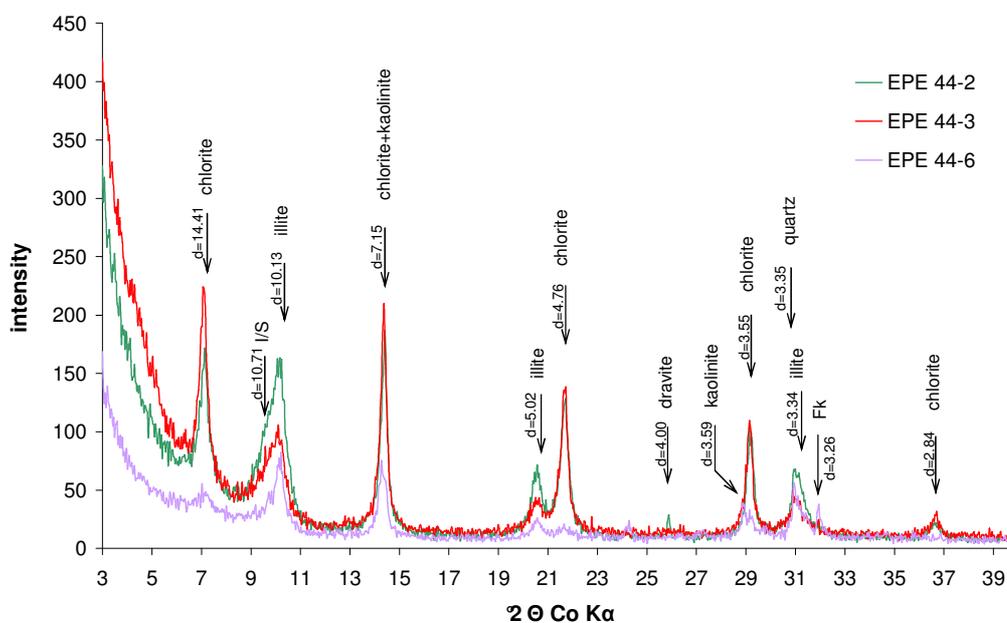


Figure 3-36 : Diffractogrammes de rayons X réalisés sur préparation orientée < 2μm pour les échantillons altérés à illite-sudoïte-dravite (EPE44-2), à illite-sudoïte-dravite-oxyde de fer (EPE44-3) et à illite-sudoïte-kaolinite (EPE44-6). Fk: feldspath potassique ; I/S: interstratifié

4.2.4. Kaolinisation

La kaolinisation tardive (EPE44-6) favorise une forte diminution préférentielle de la proportion de sudoïte ($20\pm 5\%$) compensée par l'apparition de la kaolinite ($d=7.15$ et 3.59\AA) dans la fraction $<2\mu\text{m}$ ($40\pm 5\%$ de kaolinite dans l'échantillon).

4.3. Géochimie en roche totale

4.3.1. Porphyre granitique frais

Les analyses géochimiques des porphyres granitiques d'Eagle Point les plus sains sont présentés dans le Tableau 3-12. Les quatre échantillons considérés comme les plus frais (EPE44-12, EPE44-15, EPE44-16 et 1935-10) sont très proches chimiquement avec des teneurs en éléments majeurs peu variables d'un échantillon à l'autre. Le porphyre granitique est riche en SiO_2 (66.21-67.98%), Al_2O_3 (14.25-15.98%), Fe_2O_3 (3.21-3.66%) et pauvre en MnO (0.02-0.03%), CaO (1.04-1.46%), MgO (0.94-1.42%), P_2O_5 (0.16-0.66 %) et TiO_2 (0.45-0.62).

Des différences peuvent toutefois être observées pour le sodium (1.24-2.55%) et le potassium (6.42-9.15%) qui sont directement liées à la quantité de plagioclases primaires dans les échantillons. L'albitisation tardive des feldspaths potassiques pour certains échantillons (EPE 44-15 en particulier) ne semble pas entraîner une forte modification de la composition chimique globale, comme la valeur forte du facteur F_1 dans le diagramme Q_1-F_1 (Cathelineau, 1986 ; Figure 3-37) pour cet échantillon le laisse supposer.

La variabilité de la valeur du facteur F_1 est donc majoritairement primaire, des phénomènes d'altération postérieurs des échantillons les plus frais, telle que l'albitisation, n'entraînant pas de modifications chimiques majeures.

Th, Y, Ba, Sr, Zr et U ainsi que les terres rares ont de fortes teneurs dans les échantillons frais, montrant la richesse en minéraux accessoires et en micas de cette lithologie. Un enrichissement significatif en Th est visible pour l'échantillon 1935-10 et correspond à la présence de thorie. Le faible degré d'altération de ces échantillons est confirmé par la faible valeur de la perte au feu (L.O.I, Tableau 3-12).

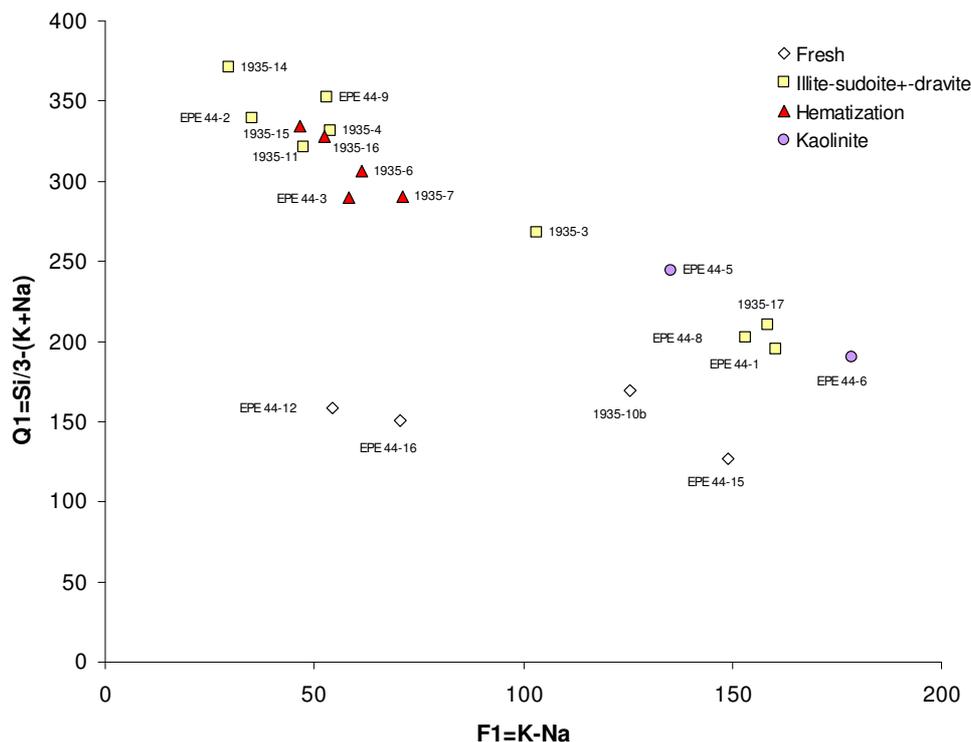


Figure 3-37 : Diagramme Q_1 - F_1 pour les échantillons étudiés. L'altération à illite-sudoïte (carré jaune) est caractérisée par une augmentation du facteur Q_1 corrélée à une diminution du facteur F_1 . L'hématization postérieure (triangle rouge), uniquement associée à un gain en fer, ne modifie pas le positionnement des échantillons. La kaolinisation (rond violet) est de trop faible degré pour entraîner une diminution majeure du facteur F_1 par lessivage des illites. La faible valeur initiale des échantillons frais 44-12 et 44-16 est due à leur richesse en plagioclase par rapport au reste de l'échantillonnage.

4.3.2. Porphyres granitiques altérés

Diagramme Q_1 - F_1

Les différents épisodes d'altération qui ont touché les porphyres granitiques du gisement d'Eagle Point ont entraîné de significatives modifications dans la composition chimique incluant les éléments majeurs mais aussi les éléments traces. Ces modifications sont directement appréciables par une augmentation significative de la perte au feu (jusqu'à 6.44% pour l'échantillon 1935-6). La variation du facteur F_1 pour les échantillons les plus frais a déjà été discuté et correspond à une variation de la teneur initiale en plagioclase. L'augmentation du degré d'altération hydrothermale se caractérise par l'augmentation du facteur Q_1 associé à une baisse du facteur F_1 . L'absence de forte dissolution de quartz primaire, à l'opposé de la formation d'épisyénites (Cathelineau, 1986 ; Petersson et Eliasson, 1997 ; Hecht et al., 1999), ainsi que la transformation des feldspaths riches en K et Na (potassiques ou plagioclases) en illites et sudoïtes entraîne l'augmentation du facteur Q_1 . La diminution du facteur F_1 au cours du premier stade d'altération hydrothermale est explicable par une succession dans l'altération des feldspaths, avec l'altération primaire des plagioclases (porteur de sodium) puis des feldspaths potassiques. L'hématization, essentiellement associée à un gain en fer, ne modifie pas la valeur des facteurs F_1 et Q_1 .

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

sample	EPE44-12	EPE44-15	EPE44-16	1935-10	EPE44-1	EPE44-8	1935-17	1935-3	1935-6	1935-4	EPE44-9	1935-14	EPE44-2	1935-7	1935-16	1935-11	1935-15	EPE44-3	EPE44-5	EPE44-6
depth (m)	285.60	401.7-402	120.20	71.30	204.50	270.60	108.00	23.30	30.10	29.30	278.40	99.80	209.10	33.40	96.90	75.40	95.30	207.30	251.70	253.80
description	fresh	fresh	fresh	fresh	weakly altd	weakly altd	weakly altd	weakly altd	ill-su	ill-su	ill-su-dra	ill-su	ill-su-dra	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-dra-Fe	ill-su-Fe-kaol	ill-su-kaol
SiO ₂ (wt. %)	67.98	66.21	66.83	67.43	66.84	66.84	69.58	68.11	66.18	69.37	72.96	72.19	67.47	65.16	69.83	66.49	69.86	62.64	70.29	70.50
Al ₂ O ₃	14.64	14.95	15.98	14.25	15.83	15.36	14.87	14.93	15.27	14.88	14.33	14.60	15.85	14.99	15.91	15.22	15.28	15.42	16.00	14.46
Fe ₂ O ₃	3.66	3.39	3.21	3.62	1.98	1.63	2.24	2.56	1.80	1.65	1.16	0.51	2.10	3.85	3.50	3.47	2.51	7.98	0.87	2.02
MnO	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
MgO	0.94	1.10	1.42	1.03	2.44	2.82	2.25	2.93	4.09	3.99	3.50	4.20	5.52	3.27	2.80	4.87	2.18	5.55	1.62	1.40
CaO	1.46	1.20	1.04	1.06	0.88	0.93	0.36	0.92	1.38	0.72	0.21	0.21	0.29	1.21	0.43	0.30	0.41	0.26	0.31	0.30
Na ₂ O	2.55	1.42	2.32	1.24	0.24	0.24	0.27	0.10	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.12	<D.L.	0.11	<D.L.	0.17	0.35
K ₂ O	6.42	9.15	6.84	7.77	7.90	7.56	7.86	5.00	2.89	2.52	2.48	1.39	1.65	3.35	2.63	2.23	2.36	2.75	6.61	8.92
TiO ₂	0.62	0.51	0.62	0.45	0.69	0.66	0.55	0.54	0.55	0.52	0.66	0.69	0.70	0.76	0.71	0.67	0.61	0.66	0.88	0.45
P ₂ O ₅	0.22	0.66	0.26	0.16	0.27	0.24	0.20	0.21	0.20	0.21	0.31	0.24	0.24	0.30	0.25	0.25	0.23	0.22	0.25	0.16
L.O.I	1.43	1.17	1.68	1.54	3.07	4.02	2.19	4.13	6.44	5.17	4.21	5.27	5.03	5.61	4.64	5.55	4.65	5.76	3.46	1.86
Total	99.94	99.79	100.23	98.55	100.13	100.30	100.37	99.44	98.80	99.03	99.82	99.30	98.84	98.52	100.82	99.04	98.22	100.64	100.26	100.44
density	2.67	2.63	2.66	2.65	2.57	2.56	2.63	2.59	2.42	2.37	2.42	2.53	2.37	2.55	2.60	2.44	2.57	2.55	2.30	2.61
As (ppm)	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	2.52	<D.L.	<D.L.	4.70	<D.L.	<D.L.	3.89	<D.L.	3.50	<D.L.	4.64	<D.L.
Ba	1005	1207	1385	863.70	928.00	831.00	818.60	366.20	38.09	33.27	37.24	58.72	27.03	54.46	43.34	76.61	37.44	170.00	620.00	917.00
Be	3.83	0.42	3.63	2.46	1.92	1.98	2.66	2.99	2.72	2.65	4.30	5.61	5.35	3.48	7.70	4.57	7.05	4.53	1.58	1.43
Bi	0.16	0.17	<D.L.	<D.L.	0.47	0.51	0.13	0.17	<D.L.	<D.L.	6.61	2.71	0.10	<D.L.	10.40	<D.L.	0.82	1.99	1.49	0.14
Cd	0.50	0.42	0.35	0.32	0.28	0.44	0.34	0.38	0.27	0.26	0.53	0.80	0.29	0.44	0.76	0.41	0.80	0.49	0.53	0.32
Co	6.29	4.65	5.37	3.59	4.39	4.03	10.32	6.27	3.39	2.94	3.02	3.67	4.94	3.07	3.21	9.37	2.14	5.96	2.92	3.53
Cr	12.73	7.56	11.11	7.45	4.66	7.85	6.73	7.24	6.31	5.39	8.71	5.06	9.04	9.07	<D.L.	6.71	5.31	6.80	7.74	6.39
Cs	4.20	3.53	5.67	2.63	1.93	2.35	1.92	1.68	1.45	1.01	1.41	1.24	1.75	1.67	1.16	1.55	1.17	1.92	1.67	2.24
Cu	5.27	79.32	8.49	<D.L.	4.16	4.65	24.08	30.60	<D.L.	4.05	5.56	8.64	13.84	3.42	18.48	3.02	8.87	8.96	11.62	21.89
Ga	28.40	22.89	26.16	23.86	24.33	26.04	23.28	23.30	24.78	22.46	28.58	31.49	29.72	27.02	41.27	26.32	37.12	27.11	24.71	22.06
Ge	1.80	1.23	1.45	1.41	1.22	1.41	1.16	1.13	1.18	1.22	1.85	2.48	1.69	1.57	2.93	1.42	2.80	1.94	1.07	1.23
Hf	17.11	13.80	14.74	15.03	17.65	17.83	15.06	13.81	14.35	13.55	19.07	18.67	18.12	20.88	17.40	17.49	17.00	16.74	19.04	11.78
Mo	5.06	5.02	4.18	0.97	1.42	10.54	4.85	1.37	1.39	0.62	23.15	2.35	0.42	2.72	5.87	1.26	29.86	2.72	0.89	8.26
Nb	29.45	14.59	29.93	12.48	20.24	26.38	27.58	23.46	22.25	19.82	28.11	26.90	24.42	24.28	25.74	23.31	24.20	26.79	23.70	19.06
Ni	5.84	6.26	6.96	5.76	7.48	12.23	6.82	6.15	11.91	11.86	21.01	34.57	35.09	9.38	21.83	50.78	13.52	37.28	12.73	4.66
Pb	23.87	31.76	34.19	28.01	19.12	21.78	24.17	12.26	4.59	3.21	20.30	20.75	3.87	4.59	87.79	14.61	45.97	12.87	43.34	24.12
Rb	295.90	234.30	296.40	224.90	218.40	212.40	229.00	171.00	115.50	89.36	99.92	61.17	67.91	127.80	54.85	68.53	55.34	86.73	150.40	209.70
Sn	2.31	5.84	2.39	4.17	1.45	2.69	1.91	1.77	2.01	1.99	2.47	2.08	3.92	1.46	1.55	2.89	1.33	4.72	4.43	2.30
Sr	136.20	151.20	120.30	82.97	184.40	132.20	83.82	158.70	240.70	231.60	321.20	345.70	107.70	307.70	123.00	127.40	102.80	95.58	102.30	73.44
Ta	1	1.08	1.91	0.68	0.73	0.97	1.24	1.23	1.15	0.76	1.31	1.23	1.06	0.88	1.12	1.24	1.42	1.44	1.56	1.25
Th	66.91	59.28	76.19	118.10	64.71	69.05	59.38	52.68	41.09	34.77	74.81	59.17	65.75	63.94	62.51	64.00	65.38	60.79	82.78	64.48
U	2.63	7.58	5.52	3.85	7.01	10.78	3.67	14.64	6.63	7.17	21.36	139.70	12.60	9.46	1034.00	6.46	4550.00	32.05	126.10	7.47
V	29.72	22.54	31.37	20.64	26.71	27.62	19.82	20.97	22.58	17.49	28.87	26.82	35.23	32.11	61.89	24.46	63.11	27.03	30.76	17.43
W	0.42	0.49	1.31	0.53	0.72	0.83	0.93	1.17	3.17	2.78	2.89	1.72	2.21	3.14	3.63	2.13	1.34	6.12	1.15	0.76
Y	35.87	37.02	35.40	28.35	27.74	32.53	32.22	23.08	31.99	20.07	33.93	16.49	28.06	35.86	34.93	26.93	28.46	34.53	29.02	26.39
Zn	68.54	53.04	37.86	35.83	10.52	12.08	12.76	6.43	7.72	7.72	6.53	8.59	9.38	6.83	9.05	6.57	<D.L.	11.08	8.17	16.65
Zr	668.50	643.30	702.30	583.10	797.80	735.40	592.90	552.10	590.70	542.60	900.10	719.30	809.60	864.30	684.30	714.20	678.40	761.40	855.80	519.10

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

La	309.90	239.80	210.10	240.40	296.90	297.10	221.60	219.60	279.50	275.50	407.30	391.20	158.70	373.50	97.80	173.50	53.16	108.60	178.30	156.60
Ce	588.60	465.70	387.30	486.60	566.70	562.00	450.70	418.10	518.90	540.20	761.80	717.00	308.20	701.70	194.10	326.40	116.90	211.50	359.20	330.40
Pr	58.98	47.89	39.69	51.53	55.71	56.42	47.31	42.89	53.29	56.39	77.39	69.64	30.16	72.43	18.81	30.58	10.29	20.41	36.13	33.82
Nd	183.30	152.00	127.60	163.80	168.30	171.50	150.20	129.80	164.80	173.00	239.50	200.90	90.89	223.40	56.48	85.89	33.81	62.11	110.60	104.30
Sm	22.43	20.30	16.58	21.39	19.82	20.75	19.98	15.34	19.60	21.35	26.23	17.36	11.00	27.37	7.95	9.27	4.90	8.59	13.34	13.35
Eu	1.81	1.26	1.98	1.53	1.98	1.56	1.73	1.61	2.24	2.18	1.91	1.06	0.93	2.71	0.64	0.69	0.33	0.84	0.86	1.38
Gd	13.61	12.85	10.19	12.56	10.87	11.88	11.77	8.01	10.39	9.81	11.66	8.04	6.32	13.98	6.49	5.58	4.41	6.19	8.15	8.07
Tb	1.62	1.70	1.35	1.52	1.30	1.44	1.49	1.01	1.35	1.07	1.46	0.81	0.95	1.63	1.24	0.82	0.73	1.02	1.08	1.11
Dy	7.36	8.26	6.66	6.74	6.20	6.79	7.25	4.88	6.70	4.78	7.10	3.54	5.26	7.90	7.74	4.77	4.53	6.02	5.54	5.55
Ho	1.19	1.30	1.19	1.05	1.00	1.14	1.22	0.83	1.14	0.76	1.18	0.57	0.96	1.33	1.36	0.93	0.90	1.13	0.98	0.96
Er	3.19	3.09	3.37	2.66	2.72	3.08	3.31	2.35	3.02	2.13	3.28	1.71	2.77	3.68	3.48	2.83	2.58	3.22	2.73	2.65
Tm	0.41	0.37	0.48	0.32	0.36	0.41	0.46	0.33	0.39	0.27	0.44	0.23	0.39	0.49	0.48	0.44	0.39	0.46	0.39	0.36
Yb	2.54	2.10	3.11	2.00	2.30	2.60	2.80	2.11	2.48	1.75	2.73	1.62	2.60	3.08	3.01	2.90	2.52	3.09	2.58	2.30
Lu	0.38	0.30	0.46	0.31	0.37	0.40	0.43	0.32	0.38	0.27	0.41	0.27	0.42	0.46	0.44	0.45	0.40	0.49	0.40	0.36
S tot (%)	<0.01	<0.01	0.02	<0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	<0.01	<0.01	0.02	n.a.	0.03	0.01	n.a.	0.02	n.a.	0.03	0.04	0.01
F (%)	0.12	0.12	0.14	0.66	0.15	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	n.a.	0.13	0.14	n.a.	0.97	n.a.	0.12	0.08	0.06
B (ppm)	17	12	30	27	57	66	42	72	119	86	1025	n.a.	2345	94	n.a.	410	n.a.	855	109	44
Li (ppm)	27	26	45	32	60	68	57	78	80	88	105	n.a.	136	72	n.a.	147	n.a.	140	80	46
Cl (ppm)	436	218	344	199	116	165	155	131	130	102	215	n.a.	233	138	n.a.	297	n.a.	213	123	108
Th/U	25.43	7.82	13.80	30.68	9.23	6.41	16.20	3.60	6.20	4.85	3.50	0.42	5.22	6.76	0.06	9.91	0.01	1.90	0.66	8.63
Th/La	0.22	0.25	0.36	0.49	0.22	0.23	0.27	0.24	0.15	0.13	0.18	0.15	0.41	0.17	0.64	0.37	1.23	0.56	0.46	0.41

Tableau 3-12 : Composition chimique des échantillons étudiés. L.O.I : perte au feu. <D.L. : inférieur à la limite de détection, n.a.: non analysé

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

sample	EPE44-12	EPE44-15	EPE44-16	1935-10	EPE44-1	EPE44-8	1935-17	1935-3	1935-6	1935-4	EPE44-9	1935-14	EPE44-2	1935-7	1935-16	1935-11	1935-15	EPE44-3	EPE44-5	EPE44-6	
depth (m)	285.60	401.7-402	120.20	fresh	204.50	270.60	108.00	23.30	30.10	29.30	278.3-278.5	93.80	209.10	33.40	96.90	75.40	95.30	207.30	251.70	253.80	
description	fresh	fresh	fresh	fresh	weakly alt'd	weakly alt'd	weakly alt'd	weakly alt'd	ill-su	ill-su	ill-su	ill-su	ill-su	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-Fe	ill-su-Fe-kaol	ill-su-kaol	
Elements oxides normalized at constant volume (g/100 cm³)																					
SiO ₂	181.50	174.14	177.75	178.68	171.78	171.10	183.00	176.40	160.17	164.40	176.57	182.64	159.89	166.16	181.56	162.23	179.55	159.74	161.66	184.01	
Al ₂ O ₃	39.09	39.32	42.51	37.75	40.67	39.32	39.11	38.67	36.94	35.26	34.67	36.94	37.56	38.23	41.36	37.15	39.27	39.32	36.79	37.73	
Fe ₂ O ₃	9.78	8.91	8.55	9.58	5.08	4.18	5.88	6.82	4.35	3.90	2.81	1.29	4.97	9.83	9.11	8.46	6.46	18.81	2.01	5.27	
MnO	0.08	0.07	0.06	0.06	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03	0.03	0.01	0.02	
MgO	2.51	2.88	3.78	2.72	6.27	7.21	5.92	7.58	9.90	9.45	8.47	10.63	13.08	8.33	7.27	11.87	5.60	14.16	3.73	3.66	
CaO	3.89	3.16	2.76	2.80	2.25	2.37	0.93	0.88	3.35	1.69	0.50	0.53	0.68	3.08	1.12	0.72	1.06	0.66	0.72	0.79	
Na ₂ O	6.80	3.74	6.17	3.27	0.61	0.61	0.71	0.26	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.30	<D.L.	0.29	<D.L.	0.38	0.92	
K ₂ O	17.13	24.08	18.19	20.59	20.29	19.36	20.66	12.96	6.98	5.98	6.01	3.51	3.92	8.53	6.85	5.45	6.06	7.00	15.21	23.28	
TiO ₂	1.66	1.35	1.65	1.20	1.77	1.69	1.46	1.41	1.32	1.24	1.59	1.75	1.66	1.94	1.85	1.63	1.56	1.68	1.56	1.18	
P ₂ O ₅	0.57	1.73	0.70	0.42	0.69	0.61	0.53	0.53	0.48	0.50	0.74	0.61	0.56	0.77	0.65	0.61	0.58	0.55	0.58	0.40	
As	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	6.11	<D.L.	<D.L.	11.90	<D.L.	<D.L.	10.10	<D.L.	9.00	<D.L.	<D.L.	<D.L.	
Ba	2683.35	3174.41	3684.10	2288.81	2384.96	2127.36	2152.92	948.46	92.18	78.85	90.12	148.56	64.06	138.87	112.68	186.93	96.22	433.50	1426.00	2393.37	
Be	10.22	1.10	9.65	6.53	4.93	5.07	6.98	7.75	6.58	6.28	10.40	14.19	12.69	8.87	20.03	11.15	18.12	11.55	3.63	3.73	
Bi	0.41	0.46	<D.L.	<D.L.	1.21	1.30	0.35	0.45	<D.L.	<D.L.	16.00	6.85	0.24	<D.L.	27.04	<D.L.	2.10	5.07	3.43	0.37	
Cd	1.34	1.10	0.93	0.84	0.71	1.12	0.90	0.99	0.66	0.60	1.29	2.01	0.70	1.12	1.97	0.99	2.06	1.25	1.22	0.82	
Co	16.79	12.23	14.28	9.51	11.27	10.30	27.14	16.24	8.19	6.97	7.32	9.29	11.70	7.82	8.36	22.86	5.49	15.21	6.71	9.21	
Cr	33.99	19.88	29.55	19.75	11.98	20.10	17.69	18.75	15.27	12.76	21.08	12.81	21.42	23.12	<D.L.	16.38	13.64	17.35	17.80	16.68	
Cs	11.21	9.29	15.09	6.96	4.95	6.02	5.04	4.35	3.50	2.38	3.40	3.14	4.16	4.25	3.02	3.78	3.00	4.90	3.84	5.85	
Cu	14.07	208.61	22.59	<D.L.	10.68	11.89	63.33	79.25	<D.L.	9.60	13.45	21.87	32.80	32.80	48.05	7.38	22.78	22.85	26.73	57.13	
Ga	75.83	60.20	69.59	63.23	62.53	66.66	61.23	60.35	59.97	53.23	69.16	79.67	70.44	68.90	107.30	64.22	95.40	69.13	56.83	57.58	
Ge	4.80	3.23	3.87	3.74	3.13	3.62	3.05	2.93	2.86	2.89	4.47	6.28	4.00	4.00	7.62	3.47	7.19	4.95	2.46	3.20	
Hf	45.68	36.29	39.21	39.83	45.36	45.64	39.61	35.77	34.73	32.11	46.15	47.24	42.94	53.24	45.24	42.68	43.69	42.69	43.79	30.75	
Mo	13.50	13.21	11.12	2.57	3.64	26.98	12.75	3.56	3.37	1.46	56.02	5.94	0.98	6.92	15.26	3.07	76.74	6.94	1.58	21.56	
Nb	78.63	38.37	79.61	33.07	52.02	67.53	72.54	60.76	53.85	46.97	68.03	68.06	57.88	61.91	66.92	56.88	62.19	68.31	54.51	49.75	
Ni	15.58	16.47	18.50	15.25	19.21	31.31	17.94	15.92	28.82	28.11	50.84	87.46	83.16	23.92	56.76	123.90	34.75	95.06	29.28	12.16	
Pb	63.74	83.52	90.93	74.22	49.14	55.75	63.58	31.76	11.11	7.61	49.12	52.51	9.16	11.70	228.26	35.64	118.15	32.81	99.67	62.95	
Rb	790.05	616.21	788.42	595.99	561.29	543.74	602.27	442.89	279.51	211.78	241.81	154.76	160.95	325.89	142.61	167.21	142.22	221.16	345.92	547.32	
Sn	6.15	15.35	6.35	11.06	3.72	6.89	5.03	4.57	4.87	4.72	5.98	5.25	9.29	3.72	4.04	7.06	3.41	12.04	10.20	6.01	
Sr	363.65	397.66	320.00	219.87	473.91	338.43	220.45	411.03	582.49	548.89	777.30	874.62	255.25	784.64	319.80	310.86	264.20	243.73	235.29	191.68	
Ta	2.68	2.84	5.09	1.81	1.87	2.47	3.25	3.17	2.77	1.81	3.18	3.11	2.50	2.23	2.91	3.03	3.66	3.67	3.58	3.27	
Th	178.65	155.91	202.67	312.97	166.30	176.77	156.17	136.44	99.44	82.40	181.04	149.70	155.83	163.05	162.53	156.16	168.03	155.01	190.39	168.29	
U	7.02	19.94	14.69	10.20	18.01	27.60	9.64	37.92	16.04	17.00	51.69	353.44	29.86	24.13	2688.40	15.75	11693.50	81.73	290.03	19.49	
V	79.35	59.28	83.44	54.70	68.64	70.71	52.13	54.31	54.64	41.45	69.87	67.85	76.39	81.88	160.91	59.68	162.19	68.93	70.75	45.49	
W	1.11	1.28	3.48	1.39	1.84	2.14	2.43	3.02	7.67	6.58	6.98	4.35	5.24	8.00	9.45	5.19	3.45	15.61	2.64	1.97	
Y	95.77	97.36	94.16	75.13	71.29	83.28	84.74	59.78	77.42	47.57	82.11	41.72	66.50	91.44	90.87	65.71	73.14	86.05	66.75	68.88	

Partie 3-2 : Modifications minéralogiques et chimiques lors des épisodes de circulations fluides

Zn	183.00	139.50	100.71	94.95	27.04	30.92	33.56	16.66	18.68	18.30	15.81	21.74	22.24	17.41	23.53	16.02	< D.L.	28.25	18.78	43.46
Zr	1784.90	1691.88	1868.12	1545.22	2050.35	1882.62	1559.33	1429.94	1429.49	1285.96	2178.24	1819.83	1918.75	2203.97	1779.18	1742.65	1743.49	1941.57	1968.34	1354.85
La	827.43	630.67	558.87	637.06	763.03	760.58	582.81	568.76	676.39	652.94	985.67	989.74	376.12	952.43	254.28	423.34	136.62	276.93	410.09	408.73
Ce	1571.56	1224.79	1030.22	1289.49	1456.42	1438.72	1185.34	1082.88	1255.74	1280.27	1843.56	1814.01	730.43	1789.34	504.66	796.42	300.43	539.33	826.16	862.34
Pr	157.48	125.95	105.58	136.55	143.17	144.44	124.43	110.57	128.96	133.64	187.28	176.19	71.48	184.70	48.91	74.62	26.45	52.05	83.10	88.27
Nd	489.41	399.76	339.42	434.07	432.53	439.04	395.03	336.18	398.82	410.01	579.59	508.28	215.41	569.67	148.85	209.57	86.89	158.38	254.38	272.22
Sm	59.89	53.39	44.10	56.68	50.94	53.12	52.55	39.73	47.43	50.60	63.48	43.92	26.07	69.79	20.67	22.62	12.59	21.91	30.68	34.84
Eu	4.82	3.31	5.27	4.05	5.08	3.99	4.54	4.18	5.43	5.17	4.63	2.68	2.21	6.91	1.67	1.68	0.84	2.14	1.98	3.61
Gd	36.34	33.80	27.11	33.28	27.94	30.41	30.96	20.75	25.14	23.26	28.22	20.35	14.97	35.65	16.88	13.61	11.32	15.79	18.73	21.06
Tb	4.33	4.46	3.58	4.02	3.35	3.68	3.91	2.63	3.27	2.52	3.52	2.04	2.25	4.16	3.22	2.00	1.87	2.60	2.48	2.89
Dy	19.64	21.73	17.71	17.87	15.93	17.39	19.06	12.63	16.20	11.34	17.19	8.96	12.46	20.16	20.13	11.63	11.63	15.34	12.75	14.49
Ho	3.18	3.41	3.17	2.77	2.58	2.92	3.22	2.15	2.75	1.80	2.85	1.43	2.28	3.39	3.53	2.26	2.32	2.89	2.25	2.51
Er	8.51	8.13	8.95	7.04	7.00	7.89	8.71	6.09	7.32	5.04	7.93	4.33	6.56	9.39	9.05	6.91	6.64	8.20	6.28	6.92
Tm	1.10	0.96	1.28	0.85	0.94	1.04	1.20	0.84	0.95	0.65	1.06	0.58	0.93	1.25	1.25	1.08	0.99	1.17	0.89	0.95
Yb	6.78	5.51	8.26	5.29	5.92	6.66	7.37	5.46	6.01	4.14	6.60	4.09	6.16	7.85	7.83	7.08	6.49	7.88	5.93	6.01
Lu	1.02	0.78	1.22	0.82	0.95	1.01	1.13	0.84	0.91	0.64	1.00	0.69	0.99	1.18	1.13	1.11	1.03	1.24	0.93	0.93
S tot	< D.L.	< D.L.	0.05	< D.L.	0.05	0.05	0.08	0.13	< D.L.	< D.L.	0.05	n.a.	0.07	0.03	n.a.	0.05	n.a.	0.08	0.09	0.03
F	0.32	0.32	0.37	1.74	0.38	0.28	0.27	0.27	0.27	0.24	0.24	n.a.	0.31	0.35	n.a.	2.37	n.a.	0.31	0.19	0.16
B	45	32	80	72	146	169	110	186	288	204	2481	n.a.	5558	240	n.a.	1000	n.a.	2180	251	115
Li	72	68	120	85	154	174	150	202	194	209	254	n.a.	322	184	n.a.	359	n.a.	357	184	120
Cl	1164	573	915	527	298	422	408	339	315	242	520	n.a.	552	352	n.a.	725	n.a.	543	283	282

Tableau 3-13 : Compositions chimiques à volume constant des échantillons étudiés. <D.L. : inférieur à la limite de détection, n.a.: non analysé

Par contre, le phénomène tardif de kaolinisation des échantillons, par transformation de la matrice illite-sudoïte en kaolinite, devrait favoriser une diminution de la concentration en potassium directement visible par une diminution de F_1 et une augmentation de Q_1 . Ce n'est pas le cas pour les deux échantillons kaolinisés et cela peut s'expliquer par le faible degré d'altération initial de ces deux échantillons (nombreuses plages de feldspaths conservées) et par une kaolinisation de faible degré.

La valeur supérieure de F_1 pour les échantillons EPE44-1, EPE44-8 et 1935-17 par rapport à EPE44-15 pourrait indiquer une valeur initiale du facteur F_1 supérieure à celle mesurée pour cet échantillon. L'échantillon EPE44-15 pouvait donc avoir initialement un facteur F_1 plus élevé dont la valeur a diminué du fait de l'albitisation précoce des feldspaths. Toutefois, la faible différence entre ces quatre échantillons indique que l'albitisation a été de faible intensité.

Mobilités élémentaires associées aux différents stades d'altération

Les variations chimiques relatives entre échantillons frais et altérés sont examinés par calculs de balance de masse (Tableau 3-13) et par représentation graphique (Figure 3-38 et Figure 3-39). Comme les calculs de transferts chimiques ont besoin d'être comparé à volume de roche constant (Gresens, 1967 ; Grant, 1986), la mesure de la densité de chaque échantillon a été réalisée. Les résultats montrent que la densité est comprise entre 2.67 (échantillon frais, EPE44-12) et 2.3 (échantillon le plus altéré, EPE44-5). Les mesures de densité effectuées apparaissent cohérentes au vu du comportement invariant des éléments supposés immobiles à l'altération tels que Zr, Th, Al_2O_3 et TiO_2 . Les pertes de volume pour les échantillons altérés sont faibles (14% au maximum) et sont directement liés à l'absence de dissolution massive du quartz primaire, phénomène visible localement dans certains échantillons (EPE44-3).

altération à illite-sudoïte±dravite

Les changements pour les éléments majeurs incluent une perte en Fe_2O_3 (déstabilisation des biotites), en K_2O (déstabilisation des feldspaths potassiques), en CaO (déstabilisation des plagioclases et apatites), en Na_2O (déstabilisation des plagioclases et albites), en P_2O_5 (déstabilisation des apatites et des monazites) et en MnO. Les concentrations de ces éléments dans les échantillons les plus altérés peuvent être jusqu'à dix fois inférieures à celles des échantillons frais. Les gains en éléments majeurs sont limités à MgO (cristallisation des sudoïtes et dravites). SiO_2 est immobile pour cette altération, ceci s'explique par le transfert total du silicium contenu dans les minéraux silicatés primaires altérés (feldspaths et biotites) et par la conservation des quartz magmatiques.

Concernant les éléments traces, les pertes sont importantes pour Mo, Zn, Sr, Rb, Cl (déstabilisation des biotites), Ba (déstabilisation des feldspaths), Pb (déstabilisation des minéraux accessoires et des feldspaths) et les terres rares légères et intermédiaires (La et Tb, déstabilisation des minéraux accessoires). Les gains sont visibles pour W, Ni, Li, V et B (cristallisation des dravites). Le gain en B, fort pour EPE44-2, EPE44-3 et EPE44-9,

s'explique par la présence de dravite dans ces échantillons. F et S, faiblement concentré initialement dans les porphyres, ne montrent pas d'évolution notable. Les teneurs en uranium sont proches de celles des échantillons frais.

hématisation

Les éléments majeurs restent majoritairement invariants par rapport au stade d'illitisation-chloritisation±dravitisation (comparaison de EPE44-2 et EPE44-3, Figure 3-38), un gain important en Fe_2O_3 étant uniquement décelable par dépôt de l'hématite. Pour les éléments traces, un gain en Bi, W, V et U est visible. Une différence est à noter entre les échantillons hématisés EPE44-3 et 1935-15 avec une teneur faible en Fe_2O_3 pour 1935-15 mais un enrichissement très fort en U et Mo directement associé à une hématisation plus diffuse et à la présence de pechblendes.

kaolinisation

Lors du stade de kaolinisation tardive (EPE44-5 et EPE44-6) qui touche les deux stades d'altération précédents, on observe une perte importante en MgO (déstabilisation des sudoïtes et des dravites) et en Fe_2O_3 (déstabilisation des hématites, des sudoïtes). La faible perte en K_2O de ces échantillons comparativement aux échantillons les plus frais est directement du, comme précédemment discuté, au faible degré d'altération hydrothermale primaire (faible perte en Ba) et à une kaolinisation diffuse. Concernant les éléments traces, on observe peu de différences avec les altérations précédentes. La teneur élevée en U pour EPE44-5 dérive d'un enrichissement antérieur lors du stade d'hématisation (similaire à 1935-15).

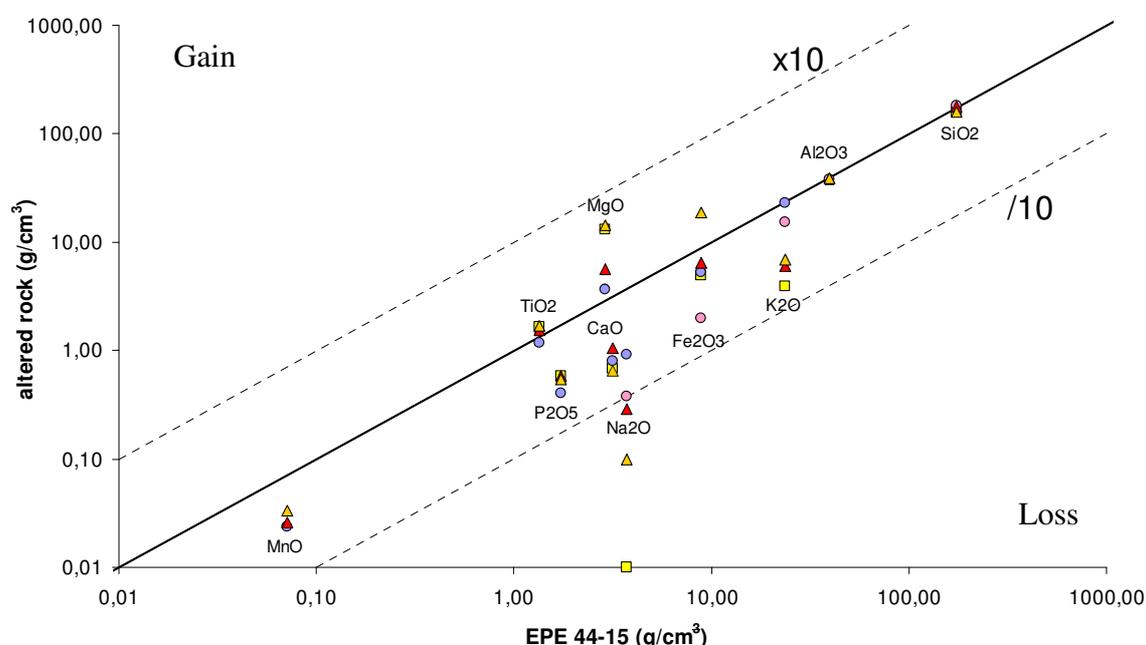


Figure 3-38 : Diagramme isocone pour les éléments majeurs d'échantillons à illite-sudoïte-dravite (EPE44-2, carré jaune), à illite-sudoïte-dravite-oxyde de fer (EPE44-3, triangle rouge), à illite-sudoïte-oxyde de fer-pechblende (1935-15, triangle orange), à illite-sudoïte-pechblende-kaolinite (EPE44-5, cercle rose) et à illite-sudoïte-kaolinite (EPE44-6, cercle violet). L'échantillon EPE44-15 est pris comme échantillon de référence non altéré

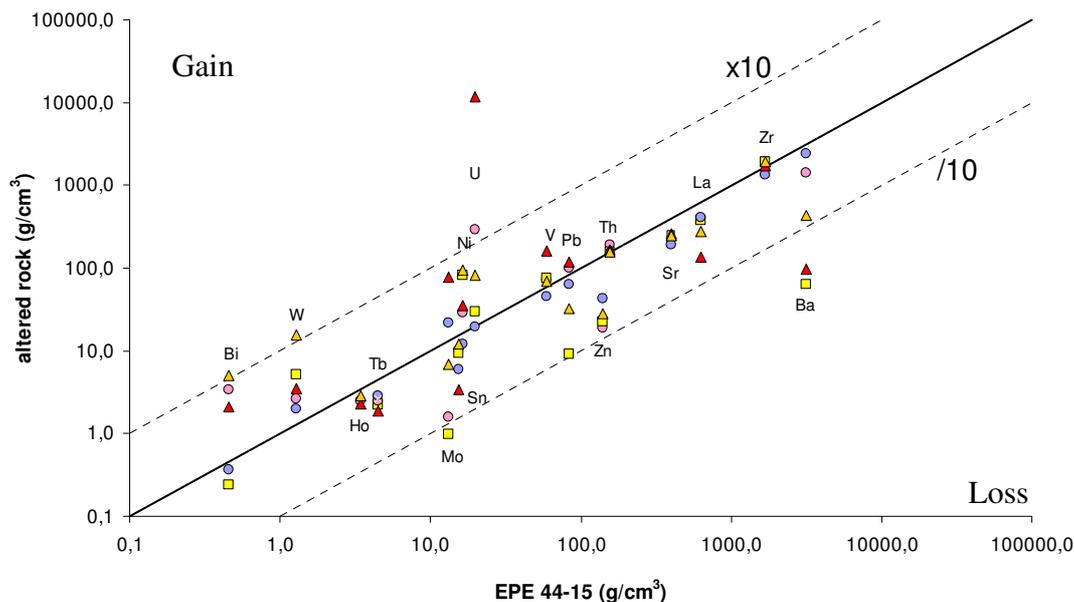


Figure 3-39 : Diagramme isocone pour les éléments traces d'échantillons à illite-sudoïte-dravite (EPE44-2, carré jaune), à illite-sudoïte-dravite-oxyde de fer (EPE44-3, triangle rouge), à illite-sudoïte-oxyde de fer-pechblende (1935-15, triangle orange), à illite-sudoïte-pechblende-kaolinite (EPE44-5, cercle rose) et à illite-sudoïte-kaolinite (EPE44-6, cercle violet). L'échantillon EPE44-15 est pris comme échantillon de référence non altéré

Spectres de terres rares

L'étude de la variation de la concentration normalisée aux chondrites des terres rares dans les différents échantillons montre des variations significatives pour les terres rares légères à intermédiaires (Figure 3-40), comme observé pour l'isocone des éléments traces (Figure 3-39).

altération à illite-sudoïte±dravite

Dans le cas de l'altération à illite-sudoïte±dravite, les spectres de terres rares des échantillons restent proches de ceux des échantillons frais, cependant, plus l'altération est forte, plus les pertes en terres rares intermédiaires à lourdes sont importantes entraînant la formation d'une cuvette caractéristique centrée sur Dy et Tb (EPE44-2 en particulier). Le degré de pertes en terres rares est directement corrélé au gain en magnésium des échantillons. Les terres rares les plus lourdes (Yb et Lu) sont identiquement concentrées dans les échantillons altérés et dans les échantillons frais. Pour les terres rares légères, aucune mobilité majeure n'est visible.

hématisation

Le stade d'hématisation modifie fortement (par lessivage) les concentrations en terres rares légères des échantillons (1935-11, 1935-15 et 1935-16, Figure 3-40), les terres rares lourdes ne subissant aucun lessivage supplémentaire par rapport au stade précédent (EPE44-3 comparé à EPE44-2).

kaolinisation

La kaolinisation tardive n'est marquée par aucun mouvement notable de terres rares.

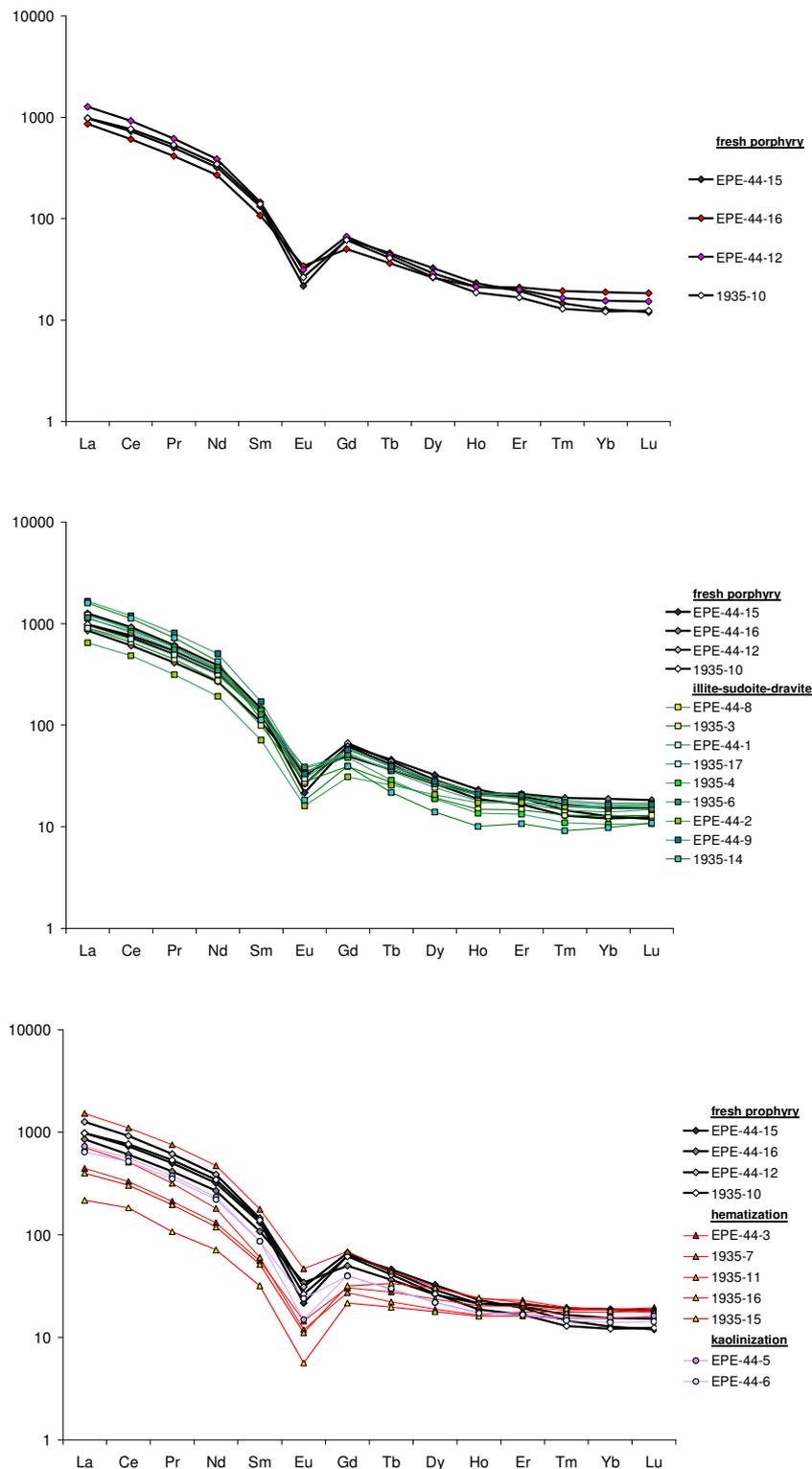


Figure 3-40 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les porphyres frais (en haut) pour l'altération à illite-sudoite±dravite (milieu) et pour l'hématisation et la kaolinisation (bas). Les pertes en terres rares sont surtout visibles pour les terres rares légères et intermédiaires. L'altération à illite-sudoite±dravite est caractérisée par une perte en terres rares lourdes suivie d'un départ des terres rares intermédiaires pour les échantillons hématisés (EPE44-3 et 1935-15 par exemple).

La variabilité des teneurs en terres rares entre échantillons frais et altérés est directement reliée au degré d'altération des porteurs primaires de terres rares dans les porphyres granitiques (monazite, zircon, thorite et apatite) et à l'existence et à la nature des porteurs secondaires (APS, fluoro-carbonates de terres rares, xénotime et fluoroapatite) dans les échantillons altérés. Les mesures des concentrations de terres rares dans les minéraux accessoires par sonde électronique, les observations pétrographiques ainsi que l'utilisation de travaux précédemment publiés (Bingen et al., 1996 ; Rasmussen et al., 1998 ; Pettke et al., 2005 ; Martin et al., 2004 ; Thöni et al., 2008) montrent que les thorites, apatites et surtout monazites sont les porteurs primaires majoritaires de terres rares légères dans les échantillons frais, les terres rares lourdes étant principalement concentrées dans les zircons (Figure 3-41).

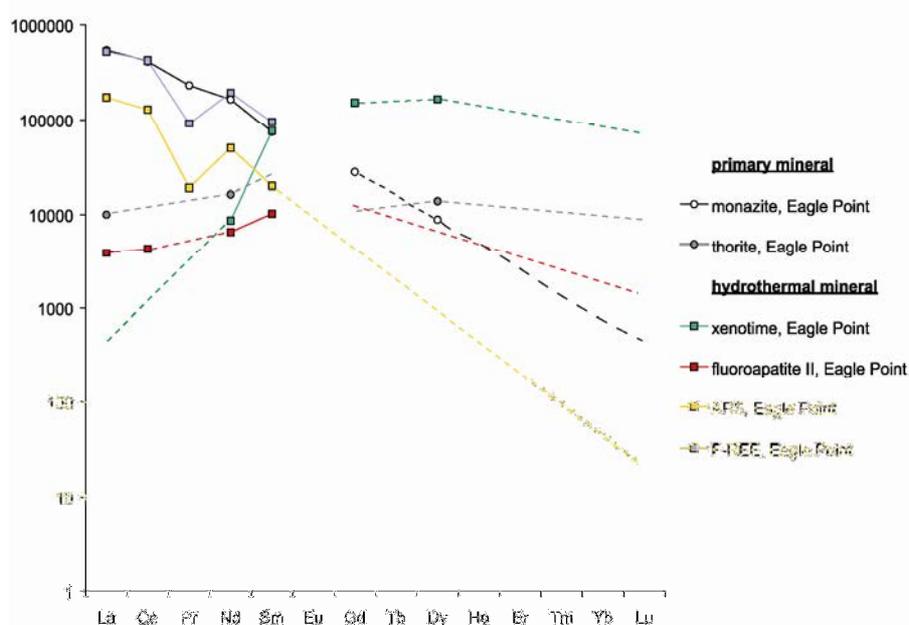
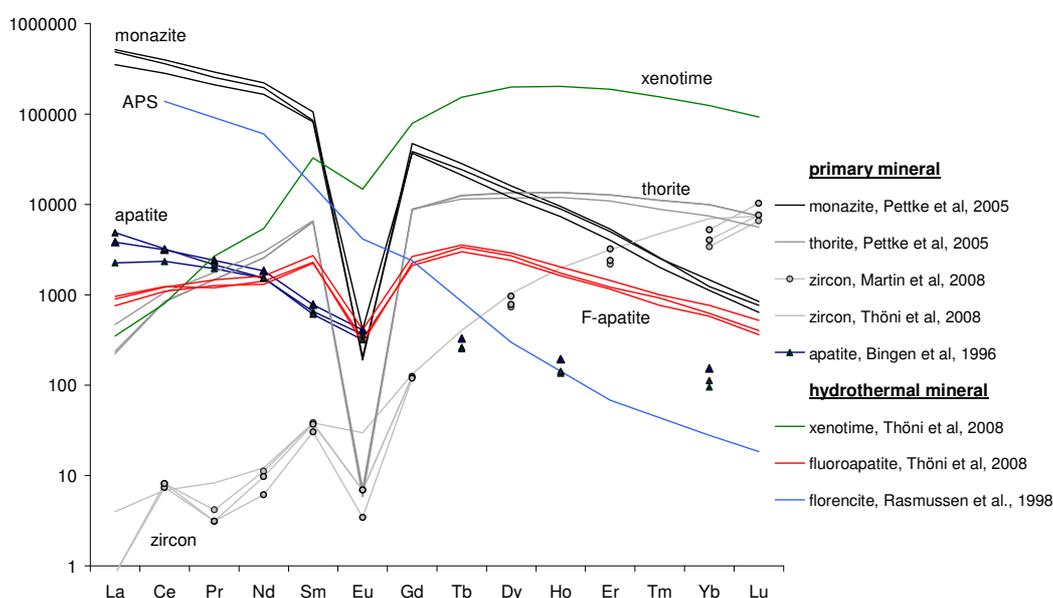


Figure 3-41 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites des minéraux accessoires des porphyres d'Eagle Point analysés par sonde électronique (bas). Des spectres de référence pour les différents minéraux accessoires sont indiqués pour comparaison (haut)

Les spectres en roche totale des échantillons altérés sont directement dépendants des porteurs des terres rares dans ces échantillons. Pour les terres rares lourdes à intermédiaires, les pertes sont principalement à associer aux substitutions élémentaires touchant les zircons magmatiques lors de l'altération à illite-sudoïte±dravite.

La mesure des concentrations en terres rares légères des APS et des fluoro-carbonates de terres rares montre que ces minéraux secondaires sont particulièrement enrichis en terres rares légères et que leur spectre normalisé aux chondrites est similaire à celui de la monazite primaire (Figure 3-41 et Tableau 3-10). Les observations microscopiques des zones altérées montrent que les concentrations en fluoro-carbonates sont faibles par rapport aux APS. La forme générale des spectres de terres rares, pour les terres rares légères, des échantillons altérés est donc principalement contrôlée par la concentration en APS des échantillons, les autres minéraux secondaires (xénotime, apatite et fluoro-carbonates de terres rares) ayant un rôle secondaire dans la distribution des terres rares légères au vu de leur faible présence dans les échantillons étudiés. La dissolution commençante des APS observée dans les zones hématisées entraîne donc un départ important de terres rares légères qui explique leur faible concentration dans ces zones. Les deux mécanismes successifs sont résumés sur la Figure 3-42.

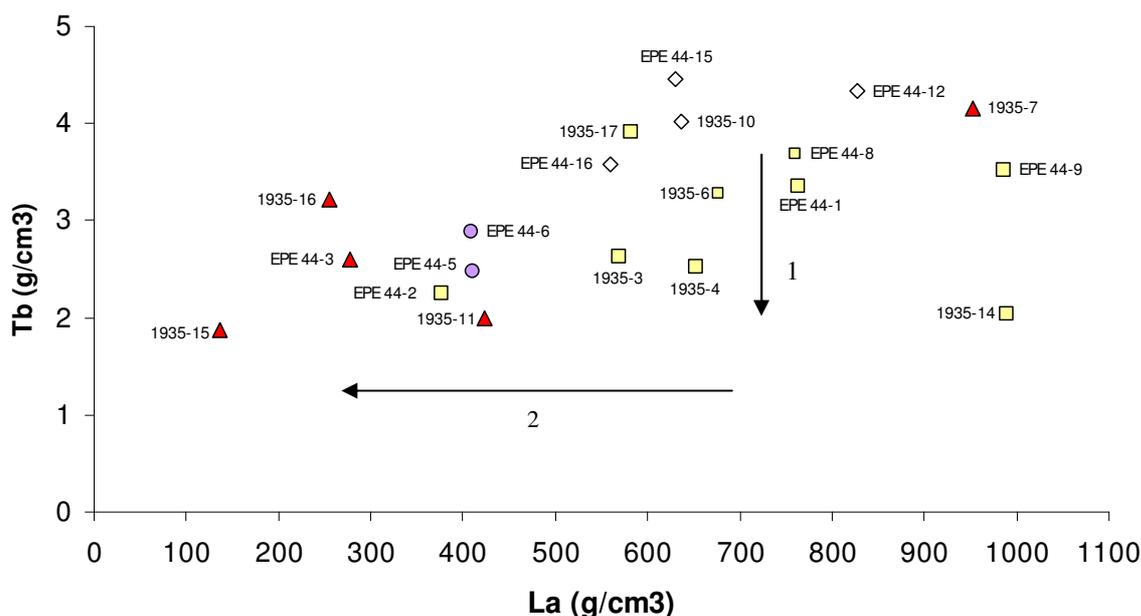


Figure 3-42 : Diagramme Tb-La, à volume constant, pour l'ensemble des échantillons étudiés. La première altération (1) à illite-sudoïte±dravite entraîne la perte du Tb à La constant (substitution des zircons). L'hématisation postérieure (2) favorise le départ de La (dissolution des APS) à Tb constant

Diagrammes Th/La et Th/U

Les corrections des analyses géochimiques par les variations de densité des différents échantillons ont montré que le thorium est un élément immobile quelque soit les différents stades d'altération post-magmatique. Cet élément peut donc servir de référence pour étudier la

variation d'autres éléments tels que l'uranium ou le lanthane. Dans le cas de roche magmatique fraîche, la valeur crustale moyenne du rapport Th/U est de 4 (Rogers et Adams, 1969). Ainsi un rapport Th/U supérieur à cette valeur indique une perte en uranium par un processus d'altération, un rapport inférieur indiquant quant à lui un gain d'uranium dans l'échantillon.

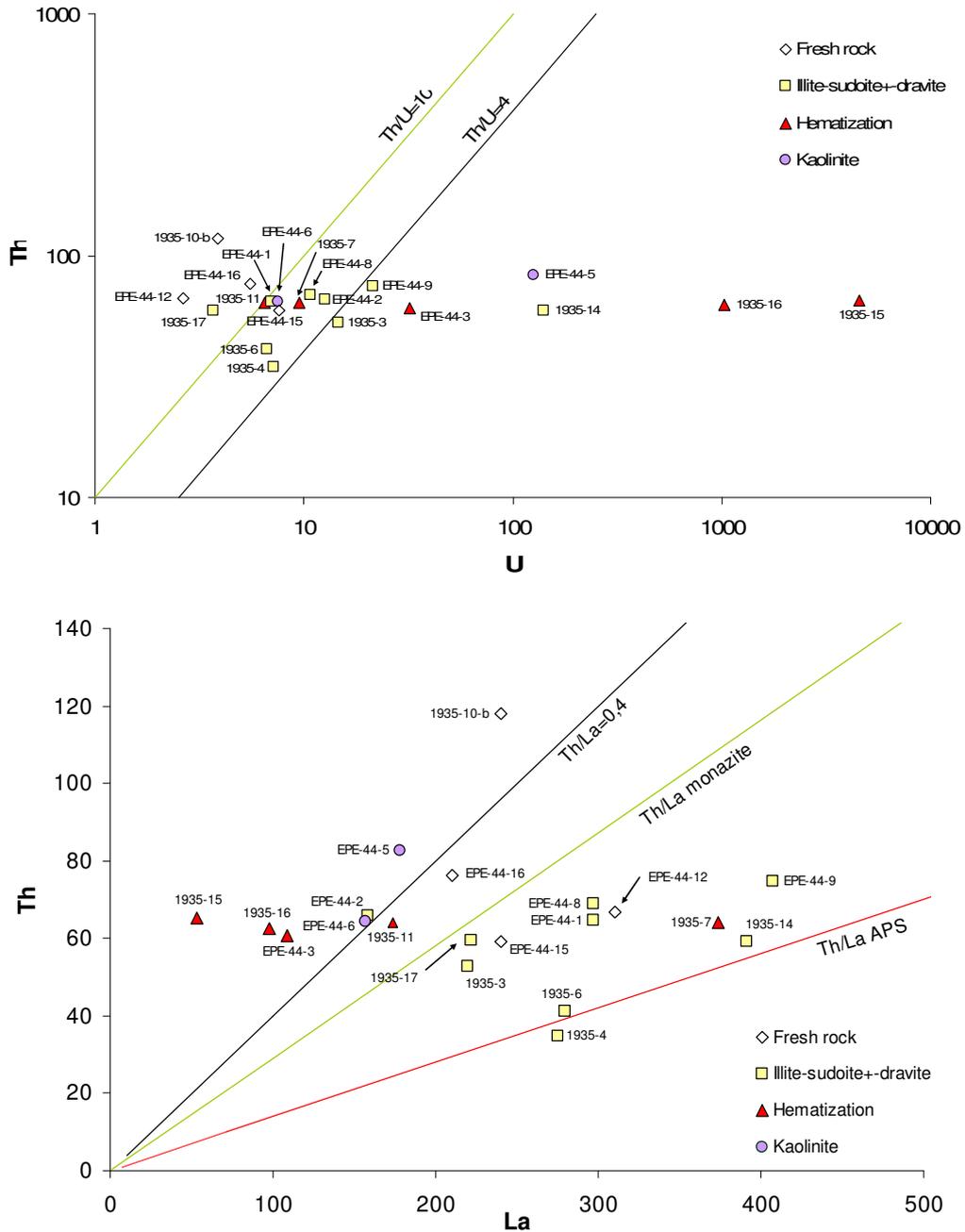


Figure 3-43 : Diagramme Th-U et Th-La pour les échantillons étudiés

Les concentrations en uranium, thorium et lanthane présentées sur la Figure 3-43 sont données en ppm sans prise en compte de la variation de densité entre échantillon, les faibles variations de densité ne modifiant pas de façon significative les tendances de distribution élémentaire.

Th/U

- échantillons macroscopiquement frais

Les échantillons les moins altérés (EPE44-15, EPE44-12, EPE44-16 et 1935-10) ont des rapports Th/U forts et supérieurs au rapport crustal moyen indiquant une perte importante en uranium. Ces pertes, non attendues pour des échantillons macroscopiquement frais, sont directement liées, comme précédemment montré, aux altérations des minéraux accessoires porteurs d'uranium, comme la monazite (Figure 3-33A à D) et à leur remplacement par de l'illite et des minéraux accessoires secondaires pauvres en uranium. Ces pertes en uranium pour les échantillons macroscopiquement les plus frais sont fortes comparativement à un porphyre granitique initial de rapport Th/U=4 et sont proches de celles calculées théoriquement.

- altération à illite-sudoïte±dravite

Les échantillons altérés ayant uniquement subi le premier stade à illite-sudoïte±dravite ont majoritairement des rapports supérieurs à 4 mais toutefois moins faibles que les roches macroscopiquement fraîches.

- hématisation

Pour les échantillons hématisés, deux cas de figure sont observables. Certains (1935-11 et 1935-7) ont des rapports supérieurs à 4 alors que d'autres (EPE44-3, 1935-16 et 1935-15) sont fortement enrichis en uranium jusqu'à des valeurs de plus de 1000 ppm. Ces comportements différentiels peuvent s'expliquer par différents épisodes d'hématisation comme supposé précédemment, l'un massif à hématite seule et l'autre, associé à la remobilisation des minéralisations uranifères primaires du gisement et à son dépôt postérieur sous forme de pechblende diffuse.

- kaolinisation

Pour la kaolinisation, la teneur en uranium de l'échantillon est directement liée à la quantité d'uranium présente avant la formation de la kaolinite. Ainsi, pour l'échantillon EPE44-5, la kaolinisation a été précédée d'une hématisation à pechblende diffuse (comme 1935-15) ce qui n'est pas le cas d'EPE44-6.

Th/La

- échantillons macroscopiquement frais

Pour le lanthane, les rapports Th/La des échantillons macroscopiquement les moins altérés sont proches du rapport Th/La moyen pour les monazites primaires du porphyre d'Eagle Point (Figure 3-43). Néanmoins, comme il a été décrit précédemment, la monazite n'est pas le porteur unique de terres rares légères, la teneur actuelle en lanthane de ces échantillons est donc dépendante des minéraux primaires résiduels ainsi que de la concentration en minéraux secondaires porteurs de terres rares légères.

- altération à illite-sudoïte±dravite

Les échantillons ayant subi la première altération hydrothermale à illite-sudoïte±dravite présentent des concentrations variables en lanthane, ces variabilités de concentration semblent directement dépendantes du degré d'altération des échantillons, puisque les échantillons les plus altérés sont les plus appauvris en lanthane (EPE44-2 par exemple). Dans le cas de ces échantillons où les porteurs primaires de lanthane sont détruits, la concentration actuelle en lanthane est directement dépendante de la présence de minéraux secondaires riches en terres rares légères comme les fluoro-carbonates mais surtout les APS (Figure 3-41). Ainsi certains échantillons ont un rapport proche du rapport Th/La moyen des APS analysés.

-hématisation

La majorité des échantillons hématisés ont des concentrations en lanthane plus faibles que les échantillons n'ayant subi que l'altération à illite-sudoïte±dravite (à l'exception de 1935-7) du à la dissolution des APS.

4.4. Calcul théorique de la quantité d'uranium initiale portée par les phases accessoires des porphyres granitiques

L'étude des monazites dans les faciès les plus sains a montré qu'elles étaient partiellement dissoutes et remplacées par des anatases, des apatites secondaires et des fluoro-carbonates de terres rares. Afin de pouvoir calculer la quantité d'uranium initialement présente dans les porphyres avant toute altération hydrothermale et de calculer la contribution de chaque minéral magmatique (principalement monazite, zircon et apatite), plusieurs hypothèses doivent être faites : (i) tout le thorium de la roche est initialement porté uniquement par la monazite (exclusion de l'échantillon 1935-10 porteur de thorites), (ii) le thorium est immobile à l'échelle de l'échantillon, (iii) une partie du thorium libéré lors de la dissolution de la monazite est immédiatement précipité dans les fluoro-carbonates de terres rares, le reste étant piégé à proximité et (iv) aucune uraninite n'est initialement présente dans la roche fraîche.

Sur cette base, il est possible de déterminer la quantité initiale de monazite dans la roche. Connaissant la teneur moyenne en uranium de la monazite (analyse par sonde électronique), il est donc possible de déterminer la teneur initiale en uranium de la roche portée par les cristaux de monazite.

Le même raisonnement est fait avec le zirconium postulé uniquement porté initialement par le zircon est immobile à l'altération. En connaissant la concentration moyenne en uranium d'un zircon magmatique, il est de même possible de déterminer la teneur initiale en uranium de la roche portée par les cristaux de zircon.

La comparaison des concentrations en thorium et zirconium pour l'ensemble des échantillons montre que ces deux éléments sont immobiles à l'échelle de l'échantillon et que la méthode

peut être appliquée. Afin de rendre plus précises les estimations, l'yttrium initialement contenu dans la monazite est mesuré par sonde électronique et le surplus, comparativement à l'analyse en roche totale, est inclus dans les fluoro-carbonates de terres rares. La différence entre la concentration en phosphore de l'analyse roche totale et les concentrations en phosphore calculées pour la monazite et le fluoro-carbonate de terres rares permet de recalculer la quantité d'apatite primaire dans l'échantillon et donc, en connaissant la quantité d'uranium porté par ce minéral, de calculer l'uranium de la roche initialement présent dans les apatites primaires. Les teneurs élémentaires de chaque minéral ont été mesurées directement à la sonde électronique quand cela a été possible ou proviennent de données bibliographiques.

	Teneur dans le minéral (wt.%)	Dans la roche totale (ppm)			% du minéral dans l'échantillon			U dans le minéral (ppm)	U dans la roche (ppm)			
		EPE44-15	EPE44-12	EPE44-16	EPE44-15	EPE44-12	EPE44-16		EPE44-15	EPE44-12	EPE44-16	
Zircon	Zr	47.1	643	668	702	0.137	0.142	0.149	1000	1.37	1.42	1.49
	Hf	1.1	15	17.1	14.7	0.136	0.155	0.134		1.36	1.55	1.34
Monazite	Th	3.6	59.3	66.9	76.2	0.165	0.186	0.212	2500	4.12	4.65	5.29
	Ce	26.8	440	500	566	0.164	0.187	0.211		4.10	4.66	5.28
	Y	0.6	10	11	13	0.167	0.183	0.217		4.17	4.58	5.42
	P ₂ O ₅	28.6	480	535	600	0.168	0.187	0.210		4.20	4.68	5.24
F-REE	Y	1.5	27	24	22	0.180	0.160	0.147	1000	1.80	1.60	1.47
	P ₂ O ₅	0.03	0.6	0.5	0.5	0.200	0.167	0.167		2.00	1.67	1.67
	Ce	22.9	25	88	0	0.011	0.038	0.000		0.00	0.00	0.00
Apatite	P ₂ O ₅	41	6120	1665	2000	1.493	0.406	0.488	50	0.75	0.20	0.24
									Q _{th}	8.03	7.87	8.49
									Q _{RT}	7.58	2.63	5.52
									U _{alt}	0.45	5.24	2.97

Tableau 3-14 : Calcul théorique de la quantité d'uranium initialement présente dans les porphyres granitiques avant altération. La méthode utilisée est décrite dans le paragraphe précédent. La quantité calculée (Q_{th}), pour chaque échantillon, correspond à la somme des quantités d'uranium calculée pour chaque minéral accessoire. Q_{th} est comparée à la quantité obtenue par roche totale (Q_{RT}) afin de déterminer la quantité d'uranium lessivée par altération (U_{alt}).

Les calculs effectués (Tableau 3-41) permettent d'estimer que les porphyres granitiques EPE44-12, EPE44-15 et EPE44-16 contenaient respectivement avant altération 7.9, 8 et 8.5 ppm d'uranium. Le porteur principal d'uranium est la monazite puisque celle-ci concentrait entre 73 à 80% de l'uranium total. L'apatite et le zircon sont des phases porteuses d'uranium mineures puisqu'elles concentraient respectivement environ 10% et 18% de l'uranium initial. Sa contribution à l'enrichissement en uranium du fluide altérant est de plus nulle puisque les zones substituées sont enrichies en uranium.

La comparaison entre les analyses en roche totale et les calculs théoriques permet de définir un lessivage d'uranium par altération des monazites, et dans une moindre mesure des apatites, pour les trois échantillons compris entre 0.5 ppm (EPE44-15) et 5.2 ppm (EPE44-12).

Cette procédure d'estimation de l'uranium initial avant toute altération semble réaliste puisque la quantité initiale trouvée pour les trois échantillons est très proche (entre 8 et 9 ppm) et que les échantillons pour lesquels les pertes en uranium sont les plus fortes (EPE44-12 en particulier) montrent les altérations de monazites les plus développées. L'uranium porté par l'anatase présent dans les cavités de dissolution de la monazite (jusqu'à 80 ppm ; Halter, 1988) n'a pas été pris en compte et permettrait d'augmenter la quantité initiale d'uranium.

4.5. Composition chimique des fluides hydrothermaux piégés dans les plans d'inclusions fluides de quartz magmatiques

Afin de mieux caractériser la nature des fluides associés aux différents épisodes d'altération hydrothermale, un premier repérage des plans d'inclusions fluides (PIF) aqueux recoupant les quartz primaires des porphyres granitiques a été entrepris. En effet, l'étude par différentes méthodes, dont la microthermométrie, des fluides piégés dans les quartz à proximité des gisements de type discordance permet de connaître les caractéristiques des fluides hydrothermaux associés à la formation des gisements d'uranium (Pagel et Jaffrezic, 1977 ; Kotzer et Kyser, 1995 ; Derome et al, 2005). Malheureusement, un seul échantillon (EPE44-15) a présenté des PIF aqueux étudiables par microthermométrie. Cette limitation est en partie due à la taille restreinte des quartz primaires des porphyres et au degré d'altération limité des échantillons, facteurs limitant directement la proportion de PIF aqueux dans les quartz. L'étude systématique des PIF sur une surface de quartz primaire donnée de l'échantillon EPE44-15 montrent qu'environ 20% des PIF présents sont des PIF hydrothermaux, les autres étant des plans à inclusions aquo-carboniques d'origine métamorphique (voir Partie 2).

Un seul type d'inclusions fluides a été observé et correspond à des inclusions de petite taille (généralement inférieure à 30 μm), biphasée (liquide-gaz, notée Lw' (Boiron et al., 1992)) à triphasée (liquide-gaz-cube de sel, notée Lwh'). Les températures de fusion de la glace (Tmice) sont comprises entre -35.2 et -44.5°C (Figure 3-44) et les températures d'homogénéisation (Th) entre 85,2 et plus de 180°C (température maximale d'étude). Leurs caractéristiques sont tout à fait similaires à celles des saumures riches en CaCl_2 du gisement de McArthur River (Derome et al., 2005). Les saumures sodiques décrites par Derome et al. (2005) à McArthur River n'ont pas été reconnues dans cet échantillon.

Les résultats montrent que les saumures piégées dans les échantillons les moins altérés sont des saumures évoluées ayant interagi avec les roches du socle, du fait de leur richesse en calcium. Ceci est confirmé par l'altération des plagioclases dans cet échantillon, la présence d'albite pouvant aussi être une preuve de l'interaction fluide-roche.

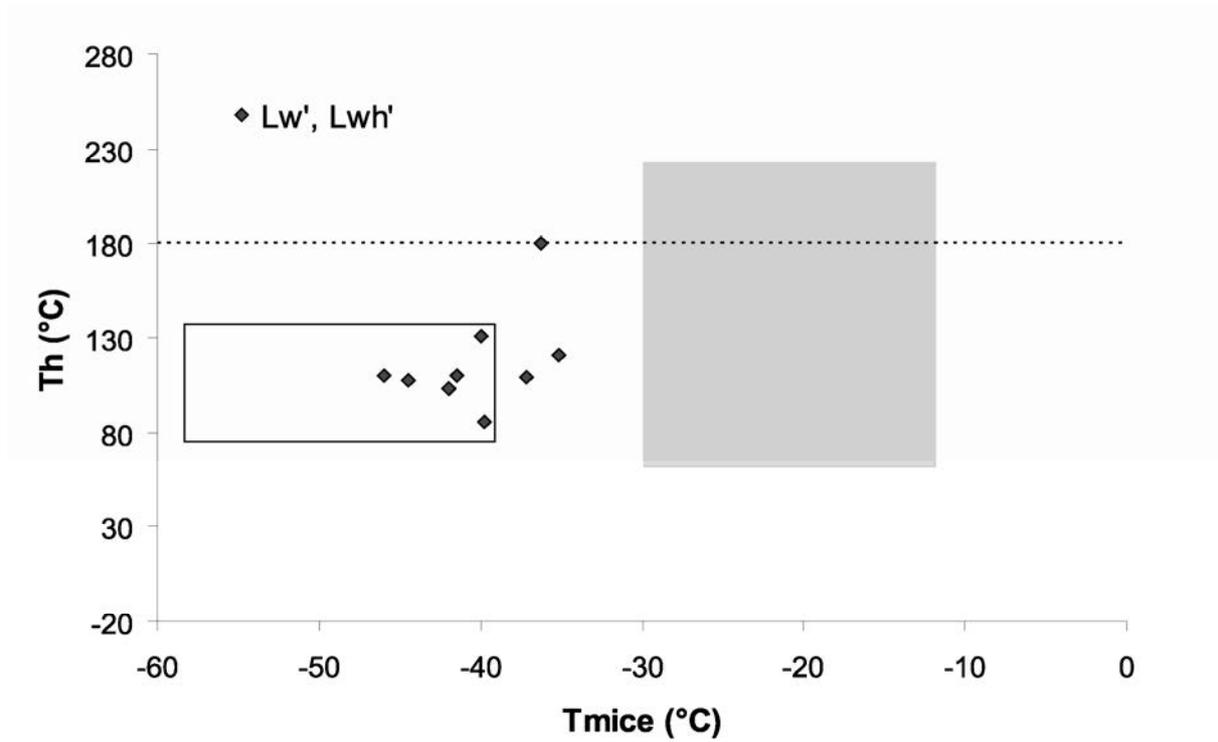


Figure 3-44 : Diagramme Th-Tm_{ice} pour les inclusions fluides hydrothermales piégées dans les quartz primaires de l'échantillon EPE44-15 (losange noir). Le carré blanc correspond à la répartition moyennes des saumures riches en CaCl₂ reconnue par Derome et al., 2005. Le carré gris correspond à la répartition des saumures riches en NaCl reconnue par Derome et al., 2005

5. Discussion

5.1. Séquence paragenétique

Plusieurs épisodes d'altération se sont succédés et ont entraîné de profondes modifications de la texture et de la paragenèse primaire des porphyres granitiques d'Eagle Point (Figure 3-45). L'existence d'un épisode d'altération tardi-magmatique à rétro-métamorphique est avérée par la présence de phengites et de chlorites trioctahédriques dans les échantillons les plus frais. La dissolution de certaines plages de quartz magmatique (EPE44-3, Figures 3-30E et 30F) pourrait être aussi liée à ce premier épisode d'altération par un processus d'épisyénitisation dans certaines zones de quelques échantillons. Cette hypothèse est fondée sur plusieurs observations texturales indiquant que la dissolution du quartz primaire est antérieure à la cristallisation des apatites secondaires, des quartz secondaires et de la sudoïte (Figure 3-30E). Néanmoins, les faibles volumes de roches affectées ainsi que les conditions pression, température et chimie du fluide associées à la formation d'épisyénites post-magmatiques (Cathelineau, 1986) apparaissent comme des facteurs limitant cette hypothèse. De précédentes études réalisées sur les halos d'altération hydrothermaux ainsi que sur les brèches associés aux gisements d'uranium de type discordance (Percival, 1990 ; Lorilleux et al., 2003) indiquent des dissolutions massives du quartz primaire (jusqu'à 90% du quartz initial), des grès ou du socle, remplacé par les phases argileuses (illite et chlorites en majorité) directement liées à la circulation des fluides hydrothermaux synchrones du dépôt des minéralisations. Ces phénomènes ont été observés pour plusieurs échantillons de pegmatoïde du gisement de P-Patch (voir le chapitre 1 de cette partie)

5.1.1. Altération à illite-sudoïte±dravite

La première phase d'altération hydrothermale est caractérisée par la formation d'une phase microcristalline à illite en remplacement des feldspaths et micas magmatiques. Les observations pétrographiques et par diffraction des rayons X des échantillons les plus frais (EPE44-12 et EPE44-15) montrent que l'illite est la phase d'altération primaire à se former. Elle remplace sporadiquement les plagioclases, feldspaths potassiques et certains minéraux accessoires (monazite et thorite) et est associée à la formation de minéraux accessoires secondaires tels que l'apatite, l'alumino-phosphate-sulfates de terres rares légères (APS) et le fluoro-carbonate de terres rares légères. Une première formation d'une matrice d'altération sporadique à sudoïte pourrait être associée à cette phase d'altération dominée par l'illite.

Cette première étape d'altération est suivie temporellement de l'épigénie de quartz et de dravite sur les restites de feldspaths potassiques. Un épisode discret de formation de feldspaths potassiques automorphes apparaît antérieur au stade d'épigénie pour EPE44-3. Une argilisation forte a ensuite lieu avec formation d'une matrice microcristalline à sudoïte-illite (sudoïte dominante) et interstratifiés à illite-smectite disséminés en remplacement massif à

total des feldspaths non épigénisés et micas primaires. La transformation de la biotite en chlorite s'accompagne de la formation de quartz et d'anatase dans les plans de clivage.

Les cristaux de quartz magmatiques sont conservés mais présentent des traces de dissolution sur leur bordure et les apatites primaires sont détruites. Des minéraux accessoires secondaires tels que les alumino-phosphate-sulfates de terres rares, le xénotime et la monazite secondaire sont disséminés dans la matrice argileuse. Les zircons magmatiques montrent des plages de substitution sans surcroissance ou dissolution apparentes.

De récents travaux de datations Ar/Ar sur les illites de socle de gisements de type discordance (Alexandre et al., 2009) ont souligné la possible formation d'un illitisation précoce pré-minéralisation (1650-1670 Ma) antérieure à l'illitisation massive présente dans les halos d'altération à illite-sudoïte (<1580 Ma). Les résultats présentés dans notre étude ne permettent pas de confirmer cette hypothèse. En effet, l'illitisation primaire de EPE44-15, qui pourrait correspondre à cet épisode pré-minéralisation, s'accompagne d'une altération des minéraux accessoires typique des halos d'altération des gisements de discordance et le fluide à l'origine de cette première altération est une saumure riche en CaCl_2 identique aux saumures contemporaines des minéralisations de McArthur River (Derome et al., 2005). La composition de ces illites est de plus identique aux illites du halo d'altération à illite-sudoïte.

5.1.2. Hématisation

Le stade d'hématisation massive est principalement associé à la formation d'hématite diffuse dans la matrice argileuse ou tapissé dans des cavités de dissolution de quartz (EPE44-3) et à l'altération des APS. Les observations pétrographiques dans les cavités de dissolution des quartz primaires permettent de déterminer que l'hématite s'est déposée postérieurement à l'apatite secondaire, au quartz secondaire et à la sudoïte. Un autre stade d'hématisation a pu être identifié sur quelques échantillons (1935-15 en particulier) associé au dépôt de pechblende disséminée.

Les datations chimiques effectuées sur ces oxydes d'uranium montrent que leur cristallisation est inférieure à 300 Ma. Des mesures de paléomagnétisme d'échantillons hématisés de différents gisements du bassin ont montré l'existence d'au moins deux épisodes d'hématisation liés à la circulation de fluides hydrothermaux à 1600-1450 et 900 Ma (Kotzer et al., 1992). Une phase tardive d'hématisation, associée à de la pechblende, a été datée entre 300 et 250 Ma (Hoeve et Qirt, 1987). Ces résultats démontrent l'existence d'au moins trois épisodes temporels et spatiaux majeurs d'hématisation à l'échelle du bassin et sont cohérents avec les travaux présentés ici même si aucune datation de l'épisode d'hématisation massive ne permet de préciser sa position paragénétique par rapport à l'hématisation à pechblende. En l'absence de datations sur les différents échantillons hématisés, il n'est pas possible de conclure quand au synchronisme des hématisations observées dans le socle de la mine d'Eagle Point, il est toutefois à noter que celle associée aux oxydes d'uranium est tardive.

	magmatic stage	retro-metamorphic stage	hydrothermal alteration	late fluid stages
quartz I	—			
orthose	—			
microcline	—			
biotite	—			
muscovite	—			
apatite I	—			
zircon	—		—	
monazite	—		—	
thorite	—		—	
phengite		—		
albite	—	—		
chlorite		—	—	
TiO ₂		—	—	
illite			—	
Feldspath K			—	
quartz II			—	
dravite			—	
sudoite			—	
I/S			—	
pyrite			—	
apatite II			—	
APS			—	
xenotime			—	
F-REE			—	
monazite II			—	
Fe oxides			—	—
carbonates			—	—
kaolinite			—	—
U-Si			—	—

Figure 3-45 : Séquence paragenétique pour les différents épisodes rétro-métamorphique et d'altération. Les traits pleins indiquent un positionnement précis, les gros pointillés un positionnement probable et les pointillés fins un positionnement supposé dans la séquence présentée. F-REE : fluoro-carbonate de terres rares, U-Si : pechblende possiblement coffinitisées.

5.1.3. Kaolinisation

Le dernier épisode d'altération correspond à une kaolinisation de l'ensemble des phases d'altération précédentes. Elle se caractérise par une déstabilisation des minéraux de la matrice argileuse (illite-sudoïte), de l'hématite et de certains minéraux accessoires et leur remplacement par de la kaolinite. La teneur élevée en uranium pour l'échantillon EPE44-5 montre que l'épisode principal de kaolinisation s'est déroulé postérieurement à la formation de l'épisode à hématite et pechblende.

Malgré l'obtention d'une séquence paragenétique probable, la position paragenétique exacte de certains minéraux reste à déterminer. Ainsi, une albitisation diffuse affectant les feldspaths potassiques a été observée pour certains des échantillons les moins altérés (EPE44-15 et EPE44-12). Le positionnement tardi-magmatique ou hydrothermal de cette albitisation n'est pas tranché. Les observations pétrographiques ont montré que l'albitisation est antérieure à la mise en place de la première illitisation hydrothermale (Figure 3-23A et Figure 3-23A et 23B). De nombreuses études ont montré l'existence de processus d'albitisation des feldspaths potassiques en contexte tardi-magmatique souvent génétiquement lié à la formation d'épisyénite (Cathelineau, 1986 ; Petersson et Eliasson, 1997 ; Hecht et al., 1999).

L'existence de zones de dissolution précoces de quartz magmatiques dans certains échantillons étudiés (1935-11 et EPE44-3) pourrait correspondre à ces processus d'épisyénitisation, comme déjà discuté précédemment. Cependant la faible extension des zones de dissolution de quartz, la forme automorphe des albites, leur positionnement en

bordure des feldspaths potassiques, l'existence de veines d'albites recoupant les feldspaths potassiques (Figures 3-21C et 21D) et la présence de restites diffuses de feldspaths potassiques dans les albites peuvent indiquer une origine hydrothermale pour cette albitisation. Plusieurs études ont démontré la possibilité de formation d'albites dans des contextes de circulation de fluides hydrothermaux, particulièrement dans le cas de circulation de fluides très salés (Battles et Barton, 1995 ; Barton et Johnson, 1996) comme le sont les saumures du bassin de l'Athabasca (Derome et al., 2005 ; cette étude). Toutefois, de nombreuses questions restent à résoudre quant aux possibles conditions de cristallisation de ces albites par un fluide de type saumure tels que le pH du fluide ou la température de cristallisation par exemple.

L'épisode de formation de la seconde génération de chlorite est aussi à déterminer. Une chloritisation similaire de biotites magmatiques dans le gisement d'uranium de type discordance de Koongarra (Australie) a été observée et associée à une altération ante-minéralisation par circulation de fluides hydrothermaux (Komninou et Sverjensky, 1995). Le même processus pourrait être évoqué dans le cas des chlorites des porphyres granitiques d'Eagle Point en plus du processus retro-métamorphique à l'origine de la formation des chlorites trioctahédriques. Ainsi, la présence de biotites saines dans des échantillons illitisés (EPE44-15) puis leur transformation progressive avec l'augmentation du degré d'illitisation indique que cette chloritisation est contemporaine de la circulation des saumures hydrothermales. Les âges Ar/Ar obtenus par Alexandre et al. (2009) sur cette génération de chlorite (1300-1500 Ma) conforte cette hypothèse.

La formation de la dravite apparaît tardive par rapport à la formation de la phase primaire d'altération à illite au vu de la forme des restites de feldspaths avant formation des dravites. De même elle semble antérieure à l'épisode de formation majeur de la matrice à sudoïte-illite microcristalline car les dravites et les quartz qui leur sont associées sont altérées par cet épisode (Figure 3-29B, 29E et 29F).

Le présence de quartz hydrothermaux dans différents contextes pétrologiques pourrait permettre d'envisager plusieurs épisodes de formation. Ainsi, une distinction morphologique semble exister entre les quartz automorphes et micrométriques présents dans les cavités de dissolution des quartz magmatiques (EPE44-3) et les plages pluri-micrométriques associées aux dravites (EPE44-2 par exemple). Cependant aucun minéral pouvant servir de repère chronologique sûr n'est associé à ces deux types morphologiquement différents, ne permettant pas de les distinguer. Dans ce contexte, tous les quartz hydrothermaux seront classés dans un seul épisode de formation.

5.2. Mobilisations élémentaires

Les modifications minéralogiques associées aux différents épisodes d'altération entraînent d'importantes mobilités élémentaires soulignées par l'utilisation des isocones (Figure 3-38 et Figure 3-39). Des différences élémentaires primaires (pour K et Na par

exemple) apparaissent pour certains échantillons frais et sont dues à des proportions magmatiques variables entre feldspaths potassiques et plagioclases. Le processus d'albitisation des feldspaths potassiques observé pour certains échantillons pourrait favoriser un premier échange élémentaire avec une perte en K et un gain en sodium dans l'échantillon. Du fait de l'histoire polyphasée de certains échantillons, le gain ou la perte pour un élément n'est pas toujours associé à un seul type d'altération. Cependant, l'étude et la comparaison de certains échantillons marqués par un type dominant d'altération permettent d'évaluer les transferts de masse spécifiquement liés à un seul événement d'altération. Les résultats sont présentés dans le Tableau 3-15.

	depleted	enriched
illite-sudoïte±dravite	Ca, Na, Fe, K, Mn, P, Ba, Cu, Pb, Rb, Mo, U, Y, Zn, HREE, Cl	Mg, W, B, Ni, H ₂ O
hematization±pitchblende	LREE	Fe, U, Pb, W, Bi (Ba, Mo?)
kaolinite	K, Mg, Fe, U, Pb	

Tableau 3-15 : Transfert élémentaire significatif durant les différents épisodes d'altération des porphyres granitiques d'Eagle Point. Le même élément peut être mobilisé pendant plusieurs épisodes

5.2.1. Première phase d'altération : altération hydrothermale à illite-sudoïte±dravite

L'altération hydrothermale des feldspaths et des micas permet un lessivage important de Na, Ca, K (feldspaths et muscovite) et de Mg, Fe, Al, Ti, Rb (biotite), Si étant constant du fait de la stabilité du quartz. Une partie de ces éléments va être intégrée dans les minéraux nouvellement formés que sont les illites (K), les sudoïtes (Mg, Fe) et les dravites (Mg).

Les minéraux accessoires altérés sont la monazite, la thorite et l'apatite. Le zircon n'est pas dissous mais est l'objet de substitutions élémentaires avec le fluide permettant le départ des terres rares intermédiaires à lourdes. Cette altération va permettre le largage de nombreux éléments comme Ca, P, les terres rares, U dans le fluide. Une partie non négligeable de ces éléments va recristalliser à l'échelle de l'échantillon dans des minéraux accessoires secondaires : apatite secondaire (Ca, P, terres rares intermédiaires à lourdes), xénotime (Y, P, terres rares lourdes), monazites secondaires (P, terres rares légères), APS (P, terres rares légères, Ca, Al), fluoro-carbonates de terres rares (F, terres rares légères).

Aucun minéral secondaire riche en thorium, tel que les silicates de thorium, n'a été observé dans les zones de dissolution des monazites primaires, porteur primaire principal de cet élément. Ces silicates, précédemment observés dans de multiples contextes d'altération hydrothermale de monazite (Hecht et al., 1999 ; Hecht et Cuney, 2000 ; Mathieu et al., 2001), concentrent le thorium des monazites et permettent d'expliquer l'immobilité de cet élément à l'échelle centimétrique. Dans notre cas, seuls les fluoro-carbonates de terres rares ou les APS contiennent une fraction limitée du thorium en provenance de la monazite primaire (Tableau 3-10). Malgré cette absence d'observation de minéraux secondaires riches en thorium, les

analyses en roche totale montrent que le thorium est immobile à l'échelle de l'échantillon. Une possibilité évoquée pour cette immobilité pourrait être l'adsorption du thorium sur les minéraux argileux.

L'étude des diagrammes Th/U et Th/La pour les échantillons blanchis ayant subi une seule phase de circulation fluide (EPE44-2 par exemple) a démontré un comportement différencié de l'uranium et du lanthane. L'uranium est rapidement solubilisé et mobilisé même pour des échantillons qui apparaissent macroscopiquement frais comme les calculs théoriques et les observations microscopiques l'ont montré. Les très faibles concentrations en uranium pour les échantillons frais par rapport aux échantillons altérés sont dues à l'absence de nombreuses phases secondaires porteuses d'uranium dans ces échantillons comparativement aux échantillons plus altérés. Bien qu'ils soient plus riches en uranium que les échantillons peu altérés, la teneur en uranium de la majorité des échantillons à illite-sudoïte±dravite est inférieure à la moyenne crustale. L'existence d'échantillon à illite-sudoïte±dravite avec une concentration supérieure à la moyenne crustale s'explique par l'existence de circulations fluides tardives dans certains de ces échantillons. En effet, les datations K/Ar et Ar/Ar réalisées sur les illites des halos d'altération des gisements de discordance (Laverret, 2002 ; Alexandre et al., 2009) montrent une forte dispersion des âges obtenus entre 1439 et 1128 Ma (K/Ar, Laverret, 2002) et entre 1531±7 et 851±37 Ma (Ar/Ar, Alexandre et al., 2009) qui attestent des circulations fluides récurrentes dans ces environnements. Ces résultats sont renforcés par les datations isotopiques U/Pb réalisées sur différents oxydes d'uranium des gisements de type discordance du bassin de l'Athabasca (Cumming et Krstic, 1992 ; Kister, 2003 ; Alexandre et al., 2009) et plus particulièrement celles effectuées sur les oxydes d'uranium du gisement d'Eagle Point couplées à la mesure de l'abondance des terres rares de ces oxydes (voir Partie 1 de cette thèse). Ainsi, il a pu être montré qu'au moins trois épisodes de circulations fluides se sont succédés à 1340, 1275 et 1100 Ma au sein du gisement d'Eagle Point. Ceci implique donc des épisodes récurrents et successifs de circulation de fluide pendant plus de 200 Ma dans les mêmes zones perméables. Ces circulations successives ont entraîné des épisodes de dissolution et de cristallisation multiples des minéraux secondaires porteurs d'uranium et de terres rares favorisant d'importantes différences de concentration entre échantillons ayant subi le stade primaire d'altération ou ceux ayant subi de multiples passages de fluide sur une longue période temporelle.

Les échantillons dépréciés en uranium (comme EPE44-1, 1935-17 ou EPE44-2) peuvent correspondre aux échantillons n'ayant été altérés que par un seul passage de saumure contemporain de la formation des premières minéralisations et ont ainsi fourni une quantité non négligeable d'uranium et de terres rares pour former ces premières minéralisations. Les circulations postérieures de saumures ont permis la dissolution des minéralisations primaires, la mise en solution de l'uranium et du lanthane qui ont pu être postérieurement intégré dans des minéraux accessoires ou adsorbé sur les argiles lors la circulation de la saumure dans les zones réductrices à illite-sudoïte±dravite antérieures (comme pour 1935-4 par exemple).

5.2.2. Seconde phase d'altération : hématisation massive et dépôt de pechblende

L'hématisation massive ne s'accompagne pas d'importantes modifications minéralogiques, les mobilités élémentaires durant cette phase d'altération sont donc limitées. Les seules modifications notables sont la formation de l'hématite, favorisant un gain important en fer, et l'altération des APS permettant un départ substantiel de terres rares légères. Ce phénomène peut s'expliquer par la déstabilisation des APS, et donc la perte en lanthane, lors de l'hématisation. En effet, le processus d'hématisation est associé avec la circulation d'un fluide oxydant capable de transporter le fer. Les APS riches en terres rares se sont formés et sont stables dans des conditions réductrices (Gaboreau et al., 2007) non compatibles avec celles du fluide oxydant. Les APS dans ces échantillons sont donc partiellement à totalement altérés entraînant une perte en lanthane des échantillons. Ceci est vérifié par les observations microscopiques des échantillons.

Les zones hématisées sont caractérisées par la destruction de pyrite précédemment présentes dans la matrice à illite-sudoïte qui pourraient donc être une source non négligeable du fer des cristaux d'hématite. L'absence de variation notable du soufre entre échantillons hématisés ou non indique que cet élément a été intégré dans une autre phase minérale à l'échelle locale.

Dans le cas de l'hématisation associée à la formation de pechblende tardive, les conditions de mise en place de cette hématisation, décrite dans de précédents travaux (Hoeve et Quirt, 1987 ; Quirt, 1989) ainsi que dans la partie 4 de cette thèse, correspondent à la circulation d'un fluide météorique peu salé et froid, conditions totalement différentes des précédentes circulations fluides précédemment évoquées. L'uranium concentré dans les pechblendes provient principalement de l'altération des minéralisations primaires par ce fluide oxydant, le fer concentré dans l'hématite provenant en grande partie de la déstabilisation de la pyrite.

5.2.3. Troisième phase d'altération : kaolinisation

Cette phase d'altération se superpose à l'ensemble des phases précédentes ce qui entraîne des modifications élémentaires importantes. En effet, les minéraux précédemment cristallisés ne sont pas stables dans les conditions de cristallisation de la kaolinite. L'ensemble des principales phases d'altération (illite, sudoïte et hématite) va être altéré en kaolinite impliquant donc un départ majeur de Fe, Mg et K. Le processus tardif de kaolinisation, qui n'altère pas les APS, n'entraîne pas de modification substantielle de la concentration en lanthane des échantillons.

5.3. Echanges élémentaires fluide-roche lors de la phase d'altération à illite-sudoïte±dravite

La formation du halo d'altération à illite, sudoïte et dravite est considérée comme l'évènement synchrone de la formation des minéralisations primaires de type discordance dans le bassin

d'Athabasca (Quirt, 1989). Les récentes études publiées à propos de ces gisements, tel qu'à McArthur River par exemple, mettent en exergue d'importants échanges élémentaires entre une saumure diagénétique d'origine évaporitique riche en NaCl en provenance du bassin sédimentaire (Derome et al., 2005) et les roches du socle sous-jacentes. Cette saumure diagénétique chlorurée (Lw1: Derome et al., 2005 ; Tableau 3-16), au vu de sa forte salinité et de ces rapports Cl/Br, résulte vraisemblablement d'un processus de concentration en sels par évaporation de l'eau de mer en surface, sous faible tranche d'eau, jusqu'au stade de précipitation de la halite.

La composition d'une saumure évaporitique ayant passé le stade de précipitation de la halite (Halite ; Fontes et Matray, 1993) est donnée dans les Tableaux 3-16 et 3-17. Cette saumure, d'après plusieurs travaux antérieurs (Derome et al., 2005 ; Derome et al., 2007), possède une composition proche de ce que devait être la saumure diagénétique riche en NaCl expulsée des niveaux évaporitiques du bassin d'Athabasca avant toute interaction avec les roches du socle (Lw1: Derome et al., 2005). L'origine évaporitique de la saumure initiale ainsi que sa supposée composition avant toute interaction sont confirmées par les données de Derome et al. (2007) obtenues sur les gisements de type discordance du bassin de Kombolgie (Australie). En effet, les analyses après écrasement-lessivage des fluides du bassin de Kombolgie (rapport Cl/Br par exemple), sont typiques d'une saumure évaporitique (Fontes et Matray, 1993). De plus l'analogie des résultats microthermométrie et Raman obtenues sur les deux saumures initiales des deux bassins (Kombolgie et Athabasca) démontre une origine évaporitique de la saumure diagénétique du bassin d'Athabasca. La saumure originelle est donc riche en Na (59450 ppm), K (12150 ppm), Mg (47150 ppm) et Cl (179800 ppm) mais elle est par contre beaucoup moins concentrée en Ca (91 ppm), Li (4.8 ppm) et B (131 ppm). Ces données sont similaires aux résultats obtenus pour les saumures étudiées dans le gisement de McArthur River (Derome et al., 2005 ; Tableau 3-16) et démontrent une concentration initiale importante en calcium et magnésium au moment de l'expulsion des niveaux évaporitiques.

	major composition (wt %, Derome et al., 2005)			major element concentrations (ppm)						
	NaCl	CaCl ₂	MgCl ₂	Na	Ca	Mg	K	Fe	Li	U
evaporated seawater				59451	91	47150	12150	n.a.	4.8	n.a.
diagenetic brine	14	6	4	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
NaCl-rich brine	24	11	0.3	73000-110000	10000-52000	1900-22000	1100-9700	230-4400	125-5300	0.2-100
CaCl ₂ -rich brine	6.5	19.5	11.5	18000-74000	42000-116000	21000-70000	9000-34000	500-3000	40-2300	up to 1000

Tableau 3-16 : Composition chimique d'une eau de mer ayant passée le stade de précipitation de la halite (evaporated seawater ; Fontes et Matray, 1993) et des trois types de saumures présentes dans le bassin et le socle d'Athabasca. Les noms diagenetic brine, NaCl-rich brine et CaCl₂-rich brine correspondent respectivement, dans la classification utilisée dans Derome et al. (2005) et Richard et al. (2008) à : Lw1, Lw2 et Lwh, Lw' et Lwh'. Les valeurs en ppm pour les trois saumures du bassin d'Athabasca sont tirées de Richard et al. (2008)

Cette saumure, initialement piégée dans des formations évaporitiques du bassin d'Athabasca, en a ensuite été expulsée et a circulé dans le bassin puis dans le socle (par l'intermédiaire des réseaux de failles), favorisant la formation des halos d'altération dans les zones de circulation. Ceci a permis une modification significative de la composition de cette

saumure diagénétique jusqu'à l'obtention d'une saumure sodique (Lw2 et Lwh: Derome et al., 2005) puis d'une saumure calcique enrichie en U (Lw' et Lwh': Derome et al., 2005 ; Richard et al., 2008).

Afin d'évaluer ces échanges élémentaires entre saumure évaporitique et porphyres granitiques du gisement d'Eagle Point au cours de cette première phase d'altération, la comparaison, à volume constant, des teneurs pour Na_2O , CaO , MgO , K_2O , Fe_2O_3 , H_2O , Cl , Li et B entre EPE44-15 (échantillon pouvant être considéré comme le moins altéré au vu de sa faible perte en uranium) et deux échantillons à illite-sudoïte±dravite présentant des degrés d'altération différents (1935-17 et EPE44-2) a été effectuée (Tableau 3-17 et Figure 3-46). Bien que les porphyres granitiques ne représentent qu'une fraction limitée des lithologies existant dans le socle du bassin d'Athabasca, l'étude des mobilités élémentaires pour cette lithologie permet, pour la première fois, d'aborder les échanges fluide-roche, à lithologie constante, pour le socle.

Les échantillons altérés ont été sélectionnés car, au vu de leur rapport Th/La et Th/U , ils ne semblent pas avoir subi de multiples épisodes de circulations fluides postérieurs aux saumures. Les résultats montrent que les pertes élémentaires associées à la formation du halo à illite-sudoïte±dravite sont importantes pour Na_2O , CaO , K_2O et Fe_2O_3 avec des variations maximales comprises entre 22 kg/m^3 (Ca) et 200 kg/m^3 (K) entre échantillon frais et altérés. Les pertes sont beaucoup plus faibles pour le chlore avec des valeurs comprises entre 0.02 et 0.17 kg/m^3 . A l'opposé, des gains élémentaires importants dans le socle altéré sont observables pour MgO (de 31 à 93 kg/m^3), Li (de 0.08 à 0.25 kg/m^3), B (de 0.08 à 5.5 kg/m^3) et H_2O (de 27 à 39 kg/m^3) dans les échantillons altérés.

	evaporated seawater	fresh rock EPE44-15	altered rock vs fresh rock	
	Halite (Fontes et Matray, 1993)		[1935-17] - [EPE44-15]	[EPE44-2] - [EPE44-15]
	kg/m^3	kg/m^3	kg/m^3	kg/m^3
CaO	0.18	31.6	-22	-25
Na₂O	432,0	37.4	-30	-37
K₂O	70.6	240.8	-40	-200
Fe₂O₃	n.a.	899.1	-30	-39
Cl	179.8	0.57	-0.17	-0.02
MgO	131,0	28.8	31	93
Li	0.01	0.07	0.08	0.25
B	0.13	0.05	0.078	5.53
H₂O		30.8	27	88

Tableau 3-17 : Comparaison des concentrations élémentaires dans un fluide d'origine évaporitique ayant passé le stade de précipitation de la halite (Halite, supposé correspondre à la saumure diagénétique originelle du bassin d'Athabasca) et un échantillon de porphyre granitique frais (EPE44-15). Les mobilités élémentaires entre porphyres frais et porphyres altérés (1935-17 et EPE44-2) sont indiquées

La comparaison de ces concentrations avec les échanges élémentaires calculés entre échantillons frais et altérés permet de mieux appréhender les échanges fluide-roche lors de la circulation de la saumure diagénétique dans les porphyres granitiques.

Les possibilités d'enrichissement de cette saumure sont directement dépendantes de la concentration en anion Cl^- de la solution et de sa saturation. En effet, plus la saumure est concentrée en chlore, plus les cations majeurs contenus dans les minéraux primaires du socle (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+}) vont pouvoir être lessivés et enrichis dans la saumure sous forme de complexes chlorurés jusqu'à atteindre les limites de saturation de ce fluide. Les autres anions complexants sont en concentrations beaucoup plus faibles que Cl^- (S et F en particulier) dans ce type de fluide. Les pertes en chlore entre échantillons frais et altérés sont faibles. Ceci est directement lié à la faible concentration en chlore des échantillons frais (0.57 kg/m^3), le seul minéral primaire porteur significatif de chlore étant la biotite avec des concentrations de l'ordre de 3800 ppm (Tableau 3-9) ainsi qu'à la présence de minéraux d'altération (illite, sudoïte, chlorite de première génération) porteurs de chlore (Tableau 3-9). Les porphyres granitiques sont donc une source négligeable de chlore pour la saumure diagénétique lors de sa circulation dans le socle.

Le gain en H_2O du socle (augmentation de la perte au feu), expliqué par la forte hydratation de l'illite et de la sudoïte comparativement aux minéraux primaires (Tableau 3-8 et 3-9), entraîne par contre mécaniquement l'augmentation de la concentration initiale en chlore de la saumure ce qui facilite la mise en solution des cations des minéraux primaires de socle, comme les pertes en Ca, K et Fe des porphyres altérés le prouvent. Le gain en salinité totale observé entre la saumure diagénétique expulsée des évaporites (L_{w1} : environ 20% de salinité totale ; Derome et al., 2005) et les saumures riches en NaCl (L_{w2} et L_{wh} : entre 30 à 38% de salinité totale) et riches en CaCl_2 ($L_{w'}$ et $L_{wh'}$: environ 36% de salinité totale) s'explique donc principalement par une importante perte en eau entraînant la concentration du Cl dans les saumures riches en NaCl et CaCl_2 plutôt que par un gain majeur en Cl , même si l'apport de Cl par les porphyres granitiques a été démontré. La perte en eau, permettant de concentrer le chlore dans la saumure, ainsi que les gains significatifs en Na_2O , CaO et MgO permettent d'augmenter fortement la salinité totale des saumures et ainsi d'atteindre les compositions des saumures riches en NaCl et CaCl_2 (Derome et al., 2005).

La perte calculée en K_2O des porphyres est confirmée par l'augmentation de la concentration en potassium lors du passage de la saumure riche en NaCl (de 1100 à 9700 ppm de potassium pour le gisement de McArthur River, Richard et al., 2008) à la saumure riche en CaCl_2 (de 9000 à 34000 ppm de potassium pour le gisement de McArthur River, Richard et al., 2008). Cette perte pour le socle permet aussi facilement d'expliquer la formation des halos d'altération à illite dans le bassin, zone dépréciée initialement en cet élément.

Le gain significatif en MgO des porphyres granitiques altérés s'explique par la faible proportion de minéraux primaires porteurs de magnésium (les biotites), par l'importante concentration en sudoïte des zones altérées et par la richesse en Mg de la saumure diagénétique évaporitique initiale (47150 ppm ; Fontes et Matray, 1993) ou de la saumure sodique (1900 à 22000 ppm de magnésium pour la saumure riche en NaCl du gisement de McArthur River [Richard et al., 2008]). Cette importante concentration primaire en

magnésium de la saumure expulsée des évaporites peut expliquer le gain en magnésium du socle, et donc la formation de la sudoïte, par échange élémentaire entre cette saumure et les roches du socle, confirmé par la diminution de la concentration en magnésium dans la saumure sodique par rapport à la saumure initiale. Une même interprétation est envisagée pour le bore avec la formation des dravites dans le socle ainsi que pour le lithium. L'enrichissement relatif en magnésium de la saumure calcique par rapport à la saumure sodique provient probablement, comme précédemment expliqué, d'un gain mécanique par perte d'eau lors de l'altération du socle.

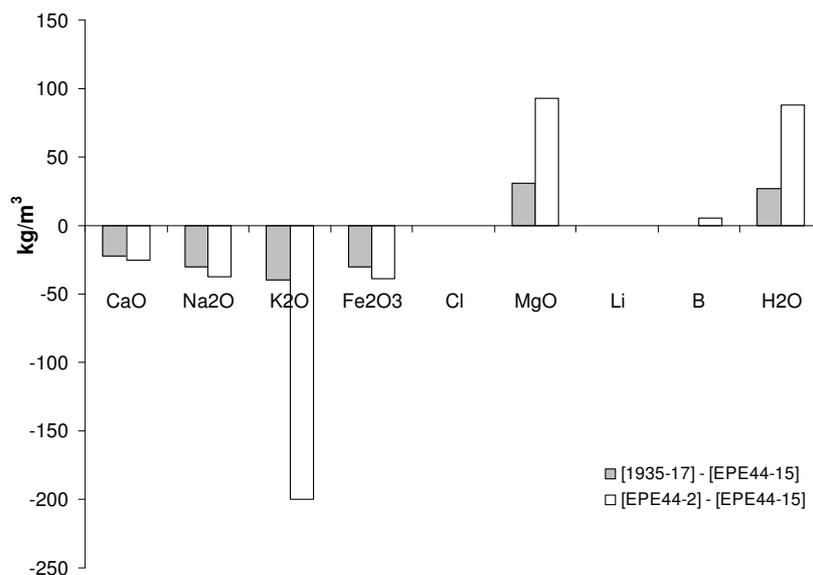


Figure 3-46 : Comparaison des concentrations (en kg/m^3) pour certains éléments entre l'échantillon altéré à illite-sudoïte 1935-17 et l'échantillon de référence EPE44-15 (gris) et entre l'échantillon altéré à illite-sudoïte±dravite EPE44-2 et l'échantillon de référence EPE44-15 (blanc). Les gains lors de l'altération sont limités au magnésium, à l'eau et au bore dans le cas de cristallisation de dravite.

Les variations de la concentration en sodium dans la roche et dans le fluide au fur et à mesure des échanges fluide-roche sont plus difficiles à interpréter. En effet, les conclusions proposées par Derome et al. (2005) quant à l'existence de deux saumures évoluées, l'une riche en NaCl et l'autre riche en CaCl_2 , dans les surcroissances de quartz associées aux minéralisations uranifères de McArthur River, fait intervenir un échange élémentaire Na-Ca entre la saumure riche en NaCl et le socle. Les résultats obtenus dans cette étude montre que le socle est déprécié en sodium par altération des plagioclases primaires lors de la formation du halo d'altération à illite-sudoïte, ce qui est en contradiction avec cette hypothèse. Néanmoins, l'observation d'une albitisation diffuse des feldspaths potassiques dans les échantillons les moins altérés (EPE44-15 et EPE44-12) pourrait expliquer les pertes en sodium de la saumure et donc la formation, par échange Na-K, de la saumure riche en CaCl_2 .

Comme précédemment cité, des cas d'albitisation de roches crustales liées à la circulation de fluides salés dérivés d'évaporites ont été observés dans de nombreux contextes (Battles et Barton, 1995 ; Barton et Johnson, 1996). L'échange élémentaire Na-K lors de l'albitisation

précoce, sur des volumes de socle importants, des feldspaths potassiques pourrait expliquer la diminution significative en NaCl des saumures évoluées. L'albitisation observée dans ces échantillons est temporellement et génétiquement différentes des albitisations massives vues dans certains gisements de type discordance, tel que Rabbit Lake ou Cluff Lake par exemple, qui sont à relier à des épisodes tardi-magmatiques (Pagel et Svab, 1985). L'étude de plans d'inclusions fluides aqueux dans l'échantillon EPE44-15 a montré la présence de la saumure riche en CaCl_2 dans cet échantillon albitisé. Ceci conforte l'hypothèse d'un échange important de sodium entre la saumure et le socle par albitisation diffuse des feldspaths potassiques. Une datation précise de la formation des albites ainsi qu'une étude micrométrique sur d'autres échantillons sont nécessaires afin de mieux quantifier, dater et connaître cet événement.

Les hypothèses d'échanges fluide-porphyre granitique proposées dans cette étude doivent être toutefois utilisées avec précaution. En effet, la lithologie étudiée n'est pas représentative de la composition moyenne du socle du gisement d'Eagle Point et donc du socle de l'Athabasca en général. Ainsi des lithologies initiales riches en magnésium ou en bore (gneiss à tourmaline par exemple), décrites pour dans le socle sous-jacent à certains gisements, pourraient fournir un apport non négligeable en ces éléments dans la saumure diagénétique en provenance du bassin. Les compositions élémentaires des saumures rapportées dans cette étude ont été récemment obtenues, un plus grand recul ainsi que l'utilisation d'autres marqueurs (isotopiques en particulier) sont nécessaires afin de confirmer les hypothèses. Ainsi, en l'absence de données fluides systématiques pour contraindre la ou les sources (niveaux évaporites, autres formations du bassin ou socle) des éléments présents dans les échantillons et les fluides étudiés, des conclusions définitives quant aux transferts élémentaires ne peuvent être formulées. L'étude effectuée indique toutefois clairement que des échanges élémentaires entre fluides et roche du socle ont existé à proximité des gisements de socle.

5.4. Les granites porphyres d'Eagle Point : une source d'uranium et de terres rares majeure pour la formation des minéralisations de type discordance ?

5.4.1. Cas de l'uranium

Les calculs théoriques de l'uranium initialement contenu dans les porphyres granitiques d'Eagle Point ainsi que le diagramme Th/U ont permis de démontrer une perte non négligeable d'uranium lors de la circulation initiale, dans cette lithologie, des saumures à l'origine de la formation des minéralisations de type discordance. Ceci est particulièrement vrai pour l'échantillon EPE44-15 pour lequel des plans d'inclusions fluides à saumure riche en calcium ont été décrits. Ceci indique que les fluides qui ont circulé dans les échantillons les moins altérés correspondaient déjà à des saumures hydrothermales évoluées ayant interagi avec les minéraux de la roche. Ceci est confirmé dans l'échantillon par la présence de minéraux primaires altérés (monazite, biotites en particulier) et remplacés par de l'illite et des minéraux accessoires secondaires (apatite, fluoro-carbonate de terres rares en particulier).

Il a ainsi pu être calculé des pertes comprises entre 0.45 et 5.24 ppm pour les échantillons ayant subi, de façon diffuse, la première altération à illite. Les corrections de perte de volume permettent d'estimer un lessivage de 1.18 à 14 g/m³ d'uranium pour ces faciès ce qui équivaut, par extrapolation, à un lessivage de 1.18*10⁵ à 1.4*10⁶ kg U/km³ de porphyre granitique. Des calculs de lessivage moyen d'uranium pour des leucogranites et pegmatoïdes de plusieurs gisements de type discordance ont été précédemment réalisés par Madore et al. (1999). En prenant comme hypothèse un lessivage de 25% de l'uranium initial, un chiffre de 25*10⁷ kg U a été obtenu pour un volume hypothétique de 125 km³, ce qui équivaut à 2*10⁶ kg U/km³. Les résultats obtenus dans notre étude sont du même ordre de grandeur et peuvent donc être considérés comme vraisemblables. Ils ont de plus l'avantage d'être plus réalistes puisque fondés sur des analyses chimiques et non sur de simples hypothèses et extrapolations comme l'ont proposé Madore et al. (1999).

Les roches magmatiques riches en uranium et thorium, tel que les porphyres granitiques, représentent un pourcentage limité des roches encaissantes du gisement d'Eagle Point, la majorité de ces roches étant composée de gneiss pélitiques plus pauvres en thorium. Cette faible concentration indique que ces roches métamorphiques étaient initialement plus pauvres en uranium (en utilisant un rapport initial Th/U=4) que les porphyres granitiques et donc étaient de moindres sources d'uranium. Les estimations de lessivage d'uranium proposées pour un km³ de porphyre granitique ne correspondent donc pas au lessivage moyen d'un km³ de socle encaissant le gisement d'Eagle Point, cette valeur étant plus faible. Néanmoins en considérant une proportion de 30% de porphyre granitique dans le socle et un apport nul des autres lithologies, les quantités lessivées sont comprises entre 3.5*10⁴ et 4.2*10⁵ kg U/km³. Le rapport de 30% proposé provient directement des résultats des modélisations lithologiques 3D effectuées grâce au logiciel Gocad sur le gisement de P-Patch. En l'absence de données pour le gisement d'Eagle Point, les résultats obtenus sur le gisement de P-Patch ont ici été utilisés.

Les estimations des ressources pour la partie Nord de la mine d'Eagle Point (regroupant Eagle Point North, 01, 02 et 03 zones) sont de 22 300 T d'uranium (Jefferson et al., 2007) ce qui correspondrait à des volumes de lessivage respectifs, d'après nos calculs, de 637 et 53 km³ dans le cas d'un unique apport d'uranium par le socle. Les échantillons étudiés étant faiblement altérés et modérément riches en minéraux accessoires porteurs d'uranium (absence d'uraninite et d'uranothorite par exemple), les quantités d'uranium lessivées dans les zones de plus fortes circulations fluides sont vraisemblablement plus importantes et les volumes de porphyres nécessaires plus restreints.

5.4.2. Cas des terres rares

Les terres rares sont lessivées lors de la circulation des saumures hydrothermales mais de façon différenciée. Seules les terres rares intermédiaires à lourdes (Gd à Tm) sont mobilisées de façon significative lors de l'altération à illite-sudoïte±dravite par substitution élémentaire

des zircons magmatiques, les terres rares légères (lessivées par altération des monazites) étant directement intégrées, sans fractionnement, dans les APS de terres rares légères (florencite).

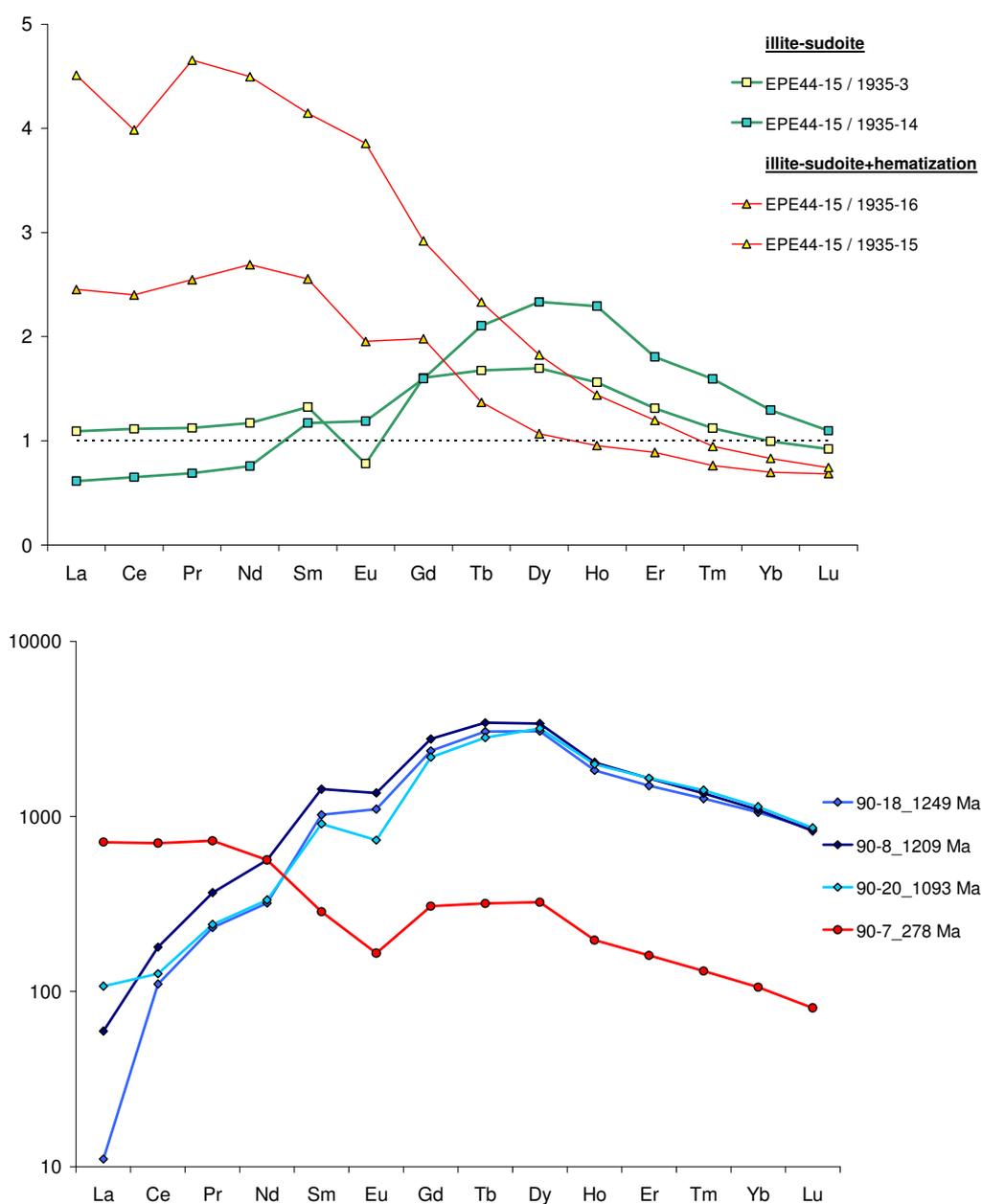


Figure 3-47 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites montrant les lessivages associés à l'altération à illite-sudoïte±dravite (spectres verts, en haut) et à l'hématization (spectres rouges, en haut). Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des minéralisations de type discordance (bleu, en bas) et de type front d'oxydo-réduction (rouge, en bas) du gisement d'Eagle Point sont présentés pour comparaison. Les pertes préférentielles en terres rares intermédiaires à lourdes des porphyres à illite-sudoïte±dravite se retrouvent dans les minéralisations primaires. Les terres rares légères lessivées durant l'hématization se concentrent dans les minéralisations tardives.

Afin de mieux caractériser les mobilités en terres rares lors des deux premières altérations (illite-sudoïte±dravite et hématization), la concentration en terres rares de deux échantillons caractéristiques de chaque altération a été normalisée à la concentration de l'échantillon de

référence EPE44-15 (Figure 3-47). Dans le cas de l'altération à illite-sudoïte±dravite, comme précédemment décrit, les terres rares intermédiaires à lourdes sont uniquement mobilisées, avec des concentrations deux à trois fois plus faibles dans les échantillons altérés que dans les échantillons les plus frais. La comparaison des spectres de terres rares mobilisés au cours de cette altération avec les spectres de terres rares obtenus par analyse in-situ par sonde ionique des oxydes d'uranium de type discordance du gisement d'Eagle Point (Figure 3-47 et Partie 1 de cette thèse) montre la même forme de spectre. Les zircons du socle, dans ces contextes d'altération hydrothermale limités, sont donc une source non négligeable des terres rares incluses dans les minéralisations uranifères.

L'hématisation postérieure favorise quant à elle le lessivage des terres rares légères (avec des pertes jusqu'à cinq fois la concentration initiale) par destruction des APS et leur intégration dans les pechblendes associées au processus d'hématisation dans les fronts d'oxydo-réduction à uranium (voir Partie 4 de cette thèse).

Le rôle joué par les lithologies du socle dans l'apport de l'uranium et des terres rares des gisements de type discordance est directement quantifiable du fait de la redistribution de ces éléments initialement concentrés dans les minéralisations dans les halos d'altération et les minéralisations uranifères tardives par circulation de fluides postérieurs. La redistribution de l'uranium est particulièrement visible pour les échantillons EPE44-9 et 1935-14 par exemple.

6. Résumé et conclusion

L'étude des porphyres granitiques feldspathiques d'Eagle Point a permis d'apporter de nouvelles informations précieuses quant au rôle joué par le socle dans la formation des différents types de minéralisations du bassin d'Athabasca.

Au moins trois épisodes d'altération distincts, depuis la formation des premières minéralisations (entre 1.6-1.4 Ga) jusqu'à l'actuel, ont successivement altérées les porphyres granitiques :

altération à illite-sudoïte±dravite

Ce premier épisode d'altération est associé à la circulation d'une saumure évaporitique (Fontes et Matray, 1993 ; Derome et al., 2005 ; Derome et al., 2007) dans le socle, en provenance du bassin sédimentaire sus-jacent. Il est caractérisé par l'altération des minéraux magmatiques et métamorphiques (feldspaths, micas et minéraux accessoires) et la formation de minéraux d'altération de type illite, sudoïte et dravite dont les caractéristiques (composition chimique et proportion) sont identiques à celles décrites pour les minéraux argileux des halos d'altération des gisements localisés à la discordance. La cristallisation des trois minéraux principaux d'altération (illite, sudoïte et dravite) n'est pas synchrone et leur association apparaît directement dépendante du degré de circulation des fluides. Les échanges

élémentaires sont marquants et entraînent des modifications majeures de la composition chimique de la roche. Le socle va ainsi être majoritairement lessivé en éléments majeurs (phosphore, calcium, sodium, fer et potassium), les gains étant uniquement limités au magnésium. Les éléments traces sont de même majoritairement lessivés (Mo, Pb, Zn, Ba, Cl et terres rares intermédiaires à lourdes), les gains étant limités à quelques éléments (W, B et Ni);

hématisation

Elle est caractérisée par un dépôt d'hématite, donnant une couleur rouge aux échantillons, et par la formation de pechblende (UO_2) dans certains cas. Les mobilités élémentaires concernent donc principalement le fer et l'uranium avec des gains substantiels mais aussi le lessivage parfois intense des terres rares légères dans les zones hématisées non minéralisées. Les travaux effectués dans cette thèse indiquent que le fluide à l'origine de l'altération à hématite-pechblende est un fluide météorique, dilué de basse température qui remobilise l'uranium des minéralisations de type discordance sous forme de fronts d'oxydo-réduction à uranium (voir Partie 4 de cette thèse).

kaolinisation

La kaolinisation est marquée par la transformation des plages minérales magmatiques résiduelles ou des minéraux d'altération antérieurs (illite et hématite par exemple) en kaolinite. Cette transformation s'accompagne d'un lessivage de l'ensemble des éléments antérieurement présent, à l'exception du silicium et de l'aluminium qui compose la kaolinite. Toutefois, le faible degré de kaolinisation des échantillons étudiés n'a pas pu permettre de déterminer précisément les mobilités élémentaires associées à cette altération. Le fluide à l'origine de cette altération est supposé de même nature que celui associé à l'hématisation (voir Partie 4 de cette thèse).

Les modifications minéralogiques et chimiques les plus contrastées dans le socle sont spatialement limitées aux zones les plus fracturées. Cette contrainte structurale forte entraîne, dans la majorité des échantillons observés, la superposition des trois altérations décrites lorsque celles-ci sont présentes. Néanmoins, les échantillons macroscopiquement frais sont l'objet de circulations fluides indéniables marquées par la présence de plans d'inclusions fluides à saumures dans les quartz magmatiques. Cette circulation pervasive de saumure le favorisée par la micro-fracturation permet le lessivage de nombreux éléments, dont l'uranium et les terres rares, des minéraux accessoires dans des zones macroscopiquement fraîches.

Les études réalisées par Onishi et Shimizu (2005) ont montré que les granites macroscopiquement frais à proximité de structures cassantes majeures ont des porosités globales comprises entre 0.5 et 3.5%, valeurs favorables à la circulation de fluides de type saumure. Les circulations des saumures dans le socle, et donc les altérations et lessivage d'uranium associées, peuvent être estimées d'ampleur beaucoup plus fortes que celles

actuellement envisagées permettant ainsi de présenter le socle comme une source majeure d'uranium et de terres rares pour la formation des gisements de type discordance. La réalisation de forages plus profonds dans le socle est une étape nécessaire à franchir pour mieux appréhender la formation de ces gisements.

La source d'uranium et de terres rares légères initiale du socle pour la formation des minéralisations de type discordance est la monazite (concentrant 80% de l'uranium des porphyres), les terres rares intermédiaires à lourdes provenant de la substitution des zircons.

Les échanges entre les porphyres granitiques et la saumure évaporitique, fluide à l'origine de formation des minéralisations uranifères de type discordance, ne sont pas ceux pas précédemment des modèles dernièrement proposés pour la formation des gisements de socle (Alexandre et al., 2005). Les porphyres granitiques sont des sources élémentaires pour la saumure initiale qui va voir sa composition fortement modifiée par perte d'eau et augmentation de la salinité globale jusqu'à atteindre une composition proche de la composition riche en calcium et riche en uranium (jusqu'à 1000 ppm pour le gisement de McArthur River ; Richard et al., 2008) à l'origine de la formation des minéralisations de type discordance (Derome et al., 2005). Le socle n'est pas une source de magnésium et de bore pour la formation des minéraux d'altération, ces deux éléments étant initialement concentrés en grande quantité dans la saumure évaporitique. Le nickel apparaît de même enrichi dans les zones altérées du socle, ce qui pose problème quant à son origine initiale.

La superposition de multiples circulations fluides, de la formation des gisements de type discordance à l'actuel, dans des volumes limités va favoriser la dissolution des minéraux les moins stables et la remobilisation de leurs éléments constitutifs. C'est particulièrement le cas des oxydes d'uranium lors des multiples épisodes de circulation fluides ayant eu lieu après la formation des premières minéralisations de type discordance (autour de 1.6-1.4 Ga). Ces circulations fluides vont favoriser le départ d'une partie non négligeable de l'uranium des minéralisations et sa redistribution dans les zones initialement dépourvues en uranium que sont les halos d'altération à illite-sudoïte±dravite. Ce processus, visible pour plusieurs échantillons étudiés, ne permet pas d'estimer de façon précise le lessivage d'uranium lors de la circulation des saumures.

Les échantillons étudiés ont des degrés d'altération limités, la texture magmatique étant conservée pour tous les échantillons par exemple. Ils présentent pourtant de profondes modifications minéralogiques et chimiques démontrant le rôle majeur du socle dans la formation des minéralisations dans socle mais aussi à la discordance. Les circulations de saumures s'effectuent sur des volumes beaucoup plus grands que supposé, augmentant fortement les quantités d'uranium fourni par le socle. Ceci est confirmé par l'étude d'inclusions fluides des veines de quartz hydrothermales par LA-ICP-MS du gisement de McArthur River (Richard et al., 2008). Ainsi, la saumure diagénétique initiale en provenance du bassin, dite saumure sodique, contient entre 0.2 à 100 ppm alors que la saumure calcique

est enrichie en uranium après circulation dans le socle avec des concentrations jusqu'à 1000 ppm.

Les degrés d'altération des échantillons étudiés sont faibles par rapport aux zones fortement altérées proches des failles du socle. Ces faibles degrés d'altération permettent néanmoins de bien suivre la succession de destruction des minéraux magmatiques et la formation des minéraux secondaires et ainsi d'apporter de nouveaux éléments quant à la succession paragénétique communément admise pour les altérations de socle.

Summary

Polyphase alteration of Athabasca Basin basement silicate minerals during hydrothermal processes and associated element mobilities

Example of the P-Patch deposit pegmatoids

The study of hydrothermal alterations of pegmatoids from the P-Patch basement-hosted deposit allows, for the first time, to clearly define the succession of mineralogical transformations in the basement during the formation of U ores.

Four stages are recognized. The alteration of magmatic minerals is progressive and not synchronous for all, depending on fluids circulation intensity and renewals. Thus, the altered pegmatoids are characterized by various colours (light green, dark green or white for example). The plagioclases are the first minerals to be altered, followed by K feldspars and biotite. Magmatic quartz, initially stable during feldspars and biotite alteration, can be ultimately entirely dissolved, leading to the formation of egyptianites.. The last observed alteration stage consists consists of hydrothermal quartz-dravite veins or vug fill in the case of egyptianites.

The hydrothermal alteration of magmatic minerals leads to the formation of a matrix, mainly composed of an illite-sudoite assemblage. The chemistry of illite and sudoite appears to be constant during progressive alteration while relative proportions of each mineral, is variable between samples and seems to be linked to the proximity with uraniferous mineralizations (Quirt, 1989).

The different alteration assemblages are the result of contrasted multistage fluid-rock interactions, elements mobilities and secondary minerals precipitations. These mineralogical transformations have a strong influence on the Athabasca Basin-derived brines chemical evolution necessary for the formation of uraniferous mineralization, in the basement and at the unconformity. Massive element transfers from the basement to the basin are achieved due to brines circulations, mainly for potassium and iron. The magnesium is enriched in the basement, for each alteration stage, and probably originates from the basin-derived evaporate

brines. Mass balance calculations indicate that as far as 70% of the potassium initially bound to the basement can be transferred to the basin.

The newly obtained basement alteration paragenesis of the P-Patch deposit allows to clearly define the timing of primary U mineralizations in comparison with alteration processes. It appears that primary uranium oxides are associated with the late hydrothermal-dravite last alteration stage. These conclusions suggest to reconsider previous genetic models for call into question the former genetic models of unconformity-related mineralizations.

Chemical and mineralogical modifications of Athabasca Basin basement during the successive post-metamorphic fluid circulations

Example of the Eagle Point deposit porphyry granites

The study of the Eagle Point porphyry granites provide new informations about the role of the basement for the formation of the different types of Athabasca Basin mineralizations and associated chemical and mineralogical alterations.

- At least three distinct alteration episodes, from the formation of the primary mineralizations (between 1.4-1.6 Ga) to the present time, have successively affected the Eagle Point deposit porphyry granites:

i) Illite-sudoite±dravite alteration

This first alteration stage is associated with Athabasca Basin-derived brines circulations through the basement. Magmatic and metamorphic minerals (feldspar, micas and accessory minerals) are altered with neoformation of illite, sudoite and dravite whose chemical compositions and relative proportions are identical to those in the basin alteration haloes. The crystallization of the three main alteration minerals (illite, sudoite and dravite) is not synchronous and their association appears directly to be dependent on fluid circulation degree. Element exchanges are intense and lead to strong modifications of the rock chemistry. The main elements to be leached in the basement are P, Ca, Na, Fe and K, only Mg shows significant increase in the alteration areas. Trace elements are also mainly leached (Mo, Pb, zn, Ba, Cl, intermediate to heavy REE), the gain being limited to some elements (W, B and Ni).

ii) Hematization

The hematization is characterized by hematite deposition, conferring a red colour to the samples, and by possible pitchblende (UO₂) crystallization. The element mobilities mainly concern iron, uranium and possibly strong light REE leachings. The results described in the Part 4 of the thesis point out that this hematite-pitchblende alteration is linked to late meteoric fluid circulations which remobilize unconformity-type uranium mineralizations to U redox-front mineralizations.

iii) Kaolinization

The low-temperature kaolinization is marked by the transformation of alteration and residual magmatic and metamorphic minerals to kaolinite. The transformation is associated with

leaching of all the elements previous present in the zone, except for silicium and aluminium. However, the weak kaolinization observed in the studied samples do not allow determining precisely the element mobilities linked to this alteration. The fluids responsible for the kaolinization are thought to be identical to those associated with the hematization stage (see Part 4).

- The intensity of alteration in the basement is directly related to the density of fractures. This main structural constraint, for the majority of the studied samples, favours the superposition of the three alteration stages previously described. However, the “supposed to be” freshest samples are affected by fluid circulations evidenced by brine-filled fluid inclusion planes (FIPs) cross-cutting magmatic quartz. The pervasive circulations of brines, linked to microfracturing developments, favour the leaching of numerous elements, as uranium and REE, from accessory minerals. Onishi and Shimizu (2005) demonstrated that macroscopically fresh granites close to major structures have global porosities between 0.5 to 3.5%, values suitable for massive brines circulations. The brines circulations through the basement, and the associated alterations and U leaching, have a bigger extent than previously supposed. This new observation allows considering the basement as a major U and REE source for unconformity-type mineralizations (Hecht and Cuney, 2000; Hecht et al., 2003). Deeper drill holes in the basement are required to better constraint the scales and pathways of brines circulations through the basement lithologies.

- The main basement source for uranium and light REE is monazite (80% of U is initially hosted in monazite). Intermediate to heavy REE originate from zircon substitutions.

- The element exchanges between brines and porphyry are not the previously inferred exchanges proposed for the basement-hosted unconformity-type mineralizations (Alexandre et al., 2005). The composition of the brine is strongly modified with water loss and global salinity gain until reaching Ca-rich and U-rich brines at the origin of the unconformity-type mineralization (Derome et al., 2005; Richard et al, 2008). The basement is not a magnesium and boron source for the crystallization of alteration minerals, these two elements being initially highly concentrated in the diagenetic brine. Ni appears to be enriched in basement altered areas, the source of it possibly being the “red bed” of Athabasca Basin or other Ni-rich basement lithologies not studied in this work.

- The multiple superposed fluid circulations, from primary unconformity-type mineralizations to the recent times, in limited volumes, favour the dissolution of the less stable minerals and the remobilizations of their constitutive elements. This is particularly the case for uranium oxides during the multiple fluid circulation episodes following primary ores deposition. These fluid circulations favour the leaching of a substantial amount of primary uranium previously concentrated in the uranium oxides and its redistribution in initially uranium-depleted zones like the hydrothermal alteration halo. The process, described for several samples, do not allow precisely quantifying the uranium leaching during brines circulations. However, U leaching

calculations from poorly to moderately altered porphyry granites demonstrate that a volume of 53 km³ (5 km*5 km*2 km) of the average Eagle Point basement can provide all the uranium currently concentrates in the Eagle Point deposit.

Partie 4

**Circulations de fluides météoriques tardifs
dans le socle du bassin d'Athabasca :
remobilisations des minéralisations uranifères
de type discordance sous forme de fronts
d'oxydo-réduction et kaolinisation massive**

**Exemple des gisements de P-Patch et d'Eagle
Point**

Les enjeux de cette partie

Les circulations des fluides météoriques froids et peu salés dans le socle du bassin d'Athabasca ont été décrites depuis déjà deux décennies (Hoeve et Quirt, 1984). Ces circulations ont été principalement associées à la formation de zones massivement kaolinisées dans le halo d'altération hydrothermal des gisements, à proximité des structures majeures (Halter et al., 1987 ; Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyzer, 1995 parmi d'autres).

Peu de travaux ont été par contre consacrés à l'impact de ces circulations fluides sur les minéralisations de type discordance. En effet, les caractéristiques physico-chimiques de tels fluides sont totalement différentes de celles des saumures ayant permis la formation de ces gisements. Lors de leurs circulations, il est plus que probable que les minéralisations antérieures aient été partiellement à totalement altérées. Dans ce cas, quel a été le devenir de l'uranium et des terres rares ? Ont-ils recristallisés et sous quelle(s) forme(s) ?

Hoeve et Quirt (1984) ont suspecté la formation de paragenèse à pechblende, goethite et hématite en relation avec les circulations des fluides météoriques. Peut-on de manière précise définir ces paragenèses et caractériser chimiquement les oxydes d'uranium ? Sont-ils totalement différents des oxydes d'uranium de type discordance ? Peut-on retrouver la ou les sources des éléments contenus dans ces zones ? Quel est le lien entre cette paragenèse et la kaolinisation massive ?

1. Introduction

Les minéralisations uranifères de type discordance des gisements du bassin d'Athabasca, qu'elles soient localisées à la discordance ou entièrement dans les lithologies du socle, sont généralement considérées comme formées à partir d'un seul processus hydrothermal défini sous le terme de diagénétique-hydrothermal (Hoeve et Sibbald, 1978 ; Hoeve et al., 1980 ; Hoeve et Quirt, 1984). Dans ce modèle, le fluide à l'origine de la solubilisation et du transport de l'uranium est une saumure oxydante et salée en provenance du bassin sédimentaire ayant interagit avec les roches du socle (Derome et al., 2005 ; Richard et al., 2008). Le processus de réduction ayant conduit à de telles concentrations d'uranium sur des volumes si limités est encore sujet à discussion, mais un fluide réducteur en provenance du socle reste l'hypothèse la plus souvent évoquée (Pagel et Jaffrezic, 1977 ; Hoeve et Sibbald, 1980 ; Hoeve et Quirt, 1984). Le dépôt des minéralisations uranifères est accompagné de la formation de halos d'altération à illite et chlorite dominantes dans le bassin sédimentaire et dans le socle. Les températures de formation des minéralisations ont été estimées, par méthodes isotopiques sur fraction argileuse et par microthermométrie sur inclusions fluides, entre 130 et 200°C (Pagel, 1975b ; Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995 ; Derome et al., 2005).

Des mesures des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène de zones riches en kaolinite ont mis en évidence des circulations tardives de fluides météoriques froids (<50°C) (Halter et al., 1987 ; Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995), dans plusieurs gisements du bassin. Cet épisode a été principalement associé à la formation de kaolinite, à partir de la matrice argileuse initiale et contemporaine des minéralisations primaires, à proximité des structures (Hoeve et Quirt, 1984). Ces circulations ont été supposées post-Crétacé, dans un contexte épirogénique d'exhumation du bassin d'Athabasca. Elles ont de plus été considérées comme un évènement potentiel de remobilisation des concentrations uranifères (Hoeve and Quirt, 1984) formant de nouvelles paragenèses à pechblende, hématite, coffinite et sulfures. Néanmoins, peu de travaux spécifiques ont été consacrés à la description de ces remobilisations, à leur mode de formation ainsi qu'à leur impact sur les minéralisations uranifères primaires et sur la distribution actuelle de l'uranium dans les gisements.

Afin de mieux les comprendre, un échantillonnage sélectif de remobilisations a été réalisé pour deux gisements dits de type discordance localisés entièrement dans le socle du bassin d'Athabasca (Eagle Point et P-Patch, Est Athabasca). Pour ces deux gisements, les minéralisations primaires sont plus ou moins fortement remobilisées et redéposées sous forme de minéralisations tardives à l'intérieur des halos d'altération des minéralisations primaires à illite-chlorite. Ces minéralisations secondaires sont visuellement proches des minéralisations de type roll-front des gisements d'uranium sédimentaires d'Arizona ou d'Utah (Granger et Warren, 1969) ou de celles des gisements intragranitiques du Massif Central (Cathelineau, 1982 ; Respaut et al., 1991) avec la présence typique de différentes zones de couleur (rouge,

noir-orangé, blanc-vert). Elles représentent, pour les deux gisements sélectionnés, des volumes importants d'uranium mais cependant à faible teneur.

Pour mieux comprendre le mode de formation de ces minéralisations tardives et leur relation avec le ou les épisodes de kaolinisation dans le contexte géologique du bassin d'Athabasca, une étude détaillée des fronts minéralisés échantillonnés a été réalisée. Dans ce travail, les échantillons ont été séparés en trois zones (zone rouge oxydée et hématisée, front minéralisé à uranium et zone blanc-vert réduite à illite-chlorite) et chacune d'entre-elles a fait l'objet d'études multi-échelles incluant la détermination et l'analyse chimiques des minéraux, l'étude par diffraction des rayons X des phases d'altération et la géochimie en roche totale. Les oxydes et silicates d'uranium du front minéralisé ont fait plus particulièrement l'objet d'analyse par sondes électronique et ioniques afin de déterminer leur composition, de calculer leur âge chimique et de déterminer leur abondance relative en terres rares. L'étude photographique, pétrographique et minéralogique des zones kaolinisées a aussi été entreprise afin de mieux déterminer la succession événementaire (formation du front d'oxydo-réduction, kaolinisation) engendrée par la circulation de fluides météoriques tardifs dans le socle du bassin d'Athabasca ainsi que le contexte géodynamique associé. Les résultats obtenus sont comparés avec les données bibliographiques disponibles sur des minéralisations uranifères homologues et sur les minéralisations primaires du bassin d'Athabasca afin d'estimer de façon plus précise les conditions physico-chimiques nécessaires à la formation de ces fronts d'oxydo-réduction.

2. Echantillonnage

Les échantillons numérotés 90 proviennent des zones 02 et 02 Next Extension de la mine d'Eagle Point (Figure 4-1 et Tableau 4-1). Ils ont été prélevés soit à partir de forage (échantillon 90-7) soit directement lors de l'extraction des fronts de mine (niveaux 162 et 192) en activité au moment de la campagne d'échantillonnage (échantillons 90-20 et 90-21). Pour P-Patch (échantillons 47-3, 47-4, 47-5 et 47-11), tous les échantillons ont été sélectionnés à partir de forages d'exploration (P51, P53 et P55) réalisés à partir de la surface (Figure 4-2).

L'ensemble des échantillons sélectionnés est caractérisé par la présence d'un front d'oxydo-réduction à uranium qui se superpose aux altérations à illite-sudoïte±dravite contemporaine de la formation des minéralisations primaires. Pour l'ensemble des échantillons étudiés, ces fronts d'oxydo-réduction sont composés de trois zones bien distinctes par leur coloration (Figure 4-3B) :

- une zone réduite blanc-vert correspondant à la matrice d'altération à illite-sudoïte±dravite antérieure à la formation du front ;
- un front minéralisé riche en uranium et goethite de couleur orangée ;
- une zone oxydée rouge riche en hématite correspondant à la zone de progression du front.

Les trois zones, pour chaque échantillon (sauf 90-7), ont été différenciées par une lettre afin de pouvoir plus facilement les distinguer dans la suite de l'étude (Figure 4-3).

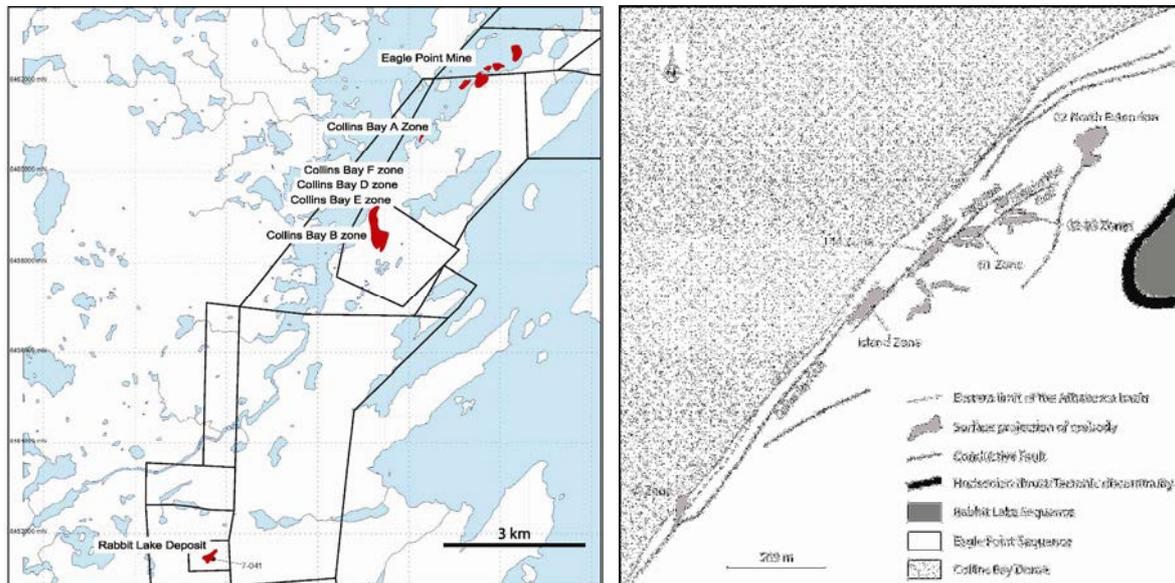


Figure 4-1 : Vue générale des zones minéralisées à proximité de la mine d'Eagle Point (gauche). Plan de la mine d'Eagle Point avec les différentes zones minéralisées fortement contraintes par les structures N45-60° (droite). Les zones étudiées correspondent à la zone 02 et 02 North Extension

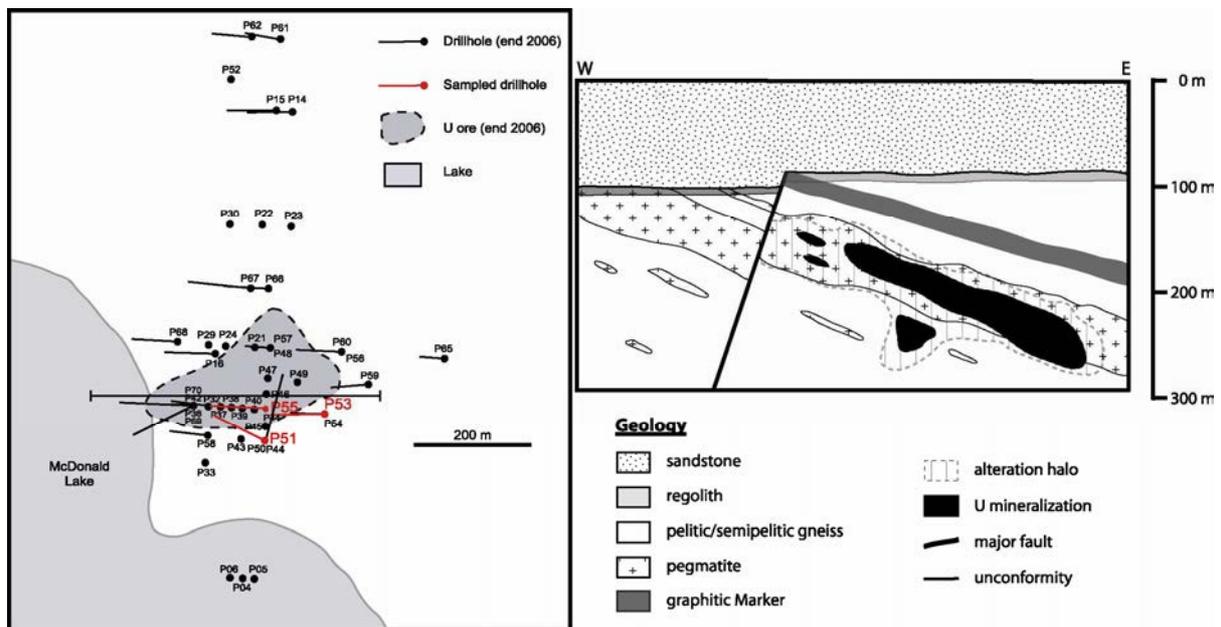


Figure 4-2 : Plan du gisement de P-Patch avec localisation des forages d'exploration (fin 2006, à gauche). Les forages échantillonnés pour cette étude sont représentés en rouge. Coupe simplifiée du gisement de P-Patch (droite) correspond au trait de coupe visualisé sur le plan du gisement

L'échantillon 90-7 correspond à un gneiss pélitique primairement altéré sur laquelle s'est superposé un front d'oxydo-réduction minéralisé en uranium. L'échantillon 90-20 correspond à un gneiss pélitique altéré recoupé par une veine à quartz-pechblende (datée à 1093 ± 44 Ma, voir Partie 1 de cette thèse) et postérieurement affecté par la mise en place d'un front

d'oxydo-réduction à uranium. Les échantillons 90-21, 47-3 et 47-5 sont des pegmatoïdes antérieurement altérés sur lesquels se sont superposés un front d'oxydo-réduction à uranium. Les échantillons 47-5 et 47-11 sont des gneiss pélitiques à semipélitiques, modérément illitisés et sudoitisés, sur lesquels se sont superposés des fronts d'oxydo-réduction à uranium.

sample	deposit	drill hole	depth (m)	unconformity depth (m)	lithology	primary alteration
47-3	P-Patch	P51	218.3	92	pegmatoid	illite-sudoite-dravite
47-4	P-Patch	P51	241.3	92	pegmatoid	illite-sudoite
47-5	P-Patch	P53	230.4	97.3	pelitic gneiss	illite-sudoite
47-11	P-Patch	P55	182.6	94.6	pelitic gneiss	illite-sudoite-dravite
90-7	Eagle Point	DDH 1935	92.2	no sandstone	pelitic gneiss	illite-sudoite
90-20	Eagle Point	Eagle Point Mine	unknown	no sandstone	pelitic gneiss	illite-sudoite
90-21	Eagle Point	Eagle Point Mine	unknown	no sandstone	pegmatoid	illite-sudoite-dravite

Tableau 4-1 : Description des échantillons étudiés

3. Résultats de l'étude

3.1. Etudes pétrographique et minéralogique des échantillons

3.1.1. Description pétrographique de la zone blanc-vert

La majorité des échantillons étudiés présentent une zone d'altération blanc-vert correspondant aux phases d'altération associées à la formation des premières minéralisations d'uranium de type discordance, aux alentours de 1.4-1.6 Ga (Kotzer et Kyser, 1995 ; Alexandre et al., 2009), lui donnant sa couleur particulière. Cette zone est caractérisée par une forte concentration en minéraux argileux de type illite et chlorite, majoritairement représentés par des cristaux d'illite et de sudoïte. Les minéraux d'altération sont finement cristallisés, formant une matrice microcristalline dans laquelle les différentes phases sont difficilement identifiables par microscopies optique et électronique (Figure 4-4A). Une proportion variable de dravite est aussi observée sous forme de sphérules et de gerbes plus ou moins altérées dans la matrice à illite-sudoïte (Figure 4-4B).

Des alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS), automorphes, sont présents en concentration parfois forte. Ces minéraux ont été largement décrits dans les halos d'altération entourant les minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca (Quirt et al., 1991; Gaboreau et al., 2005 ; Gaboreau et al., 2007). Certains d'entre-eux présentent des zonations remarquables dans certains fronts d'oxydo-réduction à uranium (Figure 4-22). Deux types de sulfures sont visibles dans les zones altérées. Des pyrites cubiques et peu altérées, abondantes dans certaines zones (cas de 47-11A par exemple), et des galènes (Figures 4-5A et 6B) sont

disséminées dans la matrice d'altération (Figures 4-4D, 5E et 5F). Ces deux derniers minéraux ne sont que rarement associés spatialement.

Ces minéraux secondaires proviennent de l'altération des feldspaths, biotites et chlorites, dont certains sont encore présents, comme les phengites par exemple (Figure 4-4A). Des chlorites, résultant initialement de la déstabilisation des biotites, sont altérées en illite-sudoïte mais peuvent persister, en fonction du degré d'altération, sous forme de plages résiduelles (Figures 4-4B et 5C). Des oxydes de titane sont souvent observés dans leur plan de clivage. Des zircons, monazites et apatites magmatiques sont aussi visibles dans cette zone.

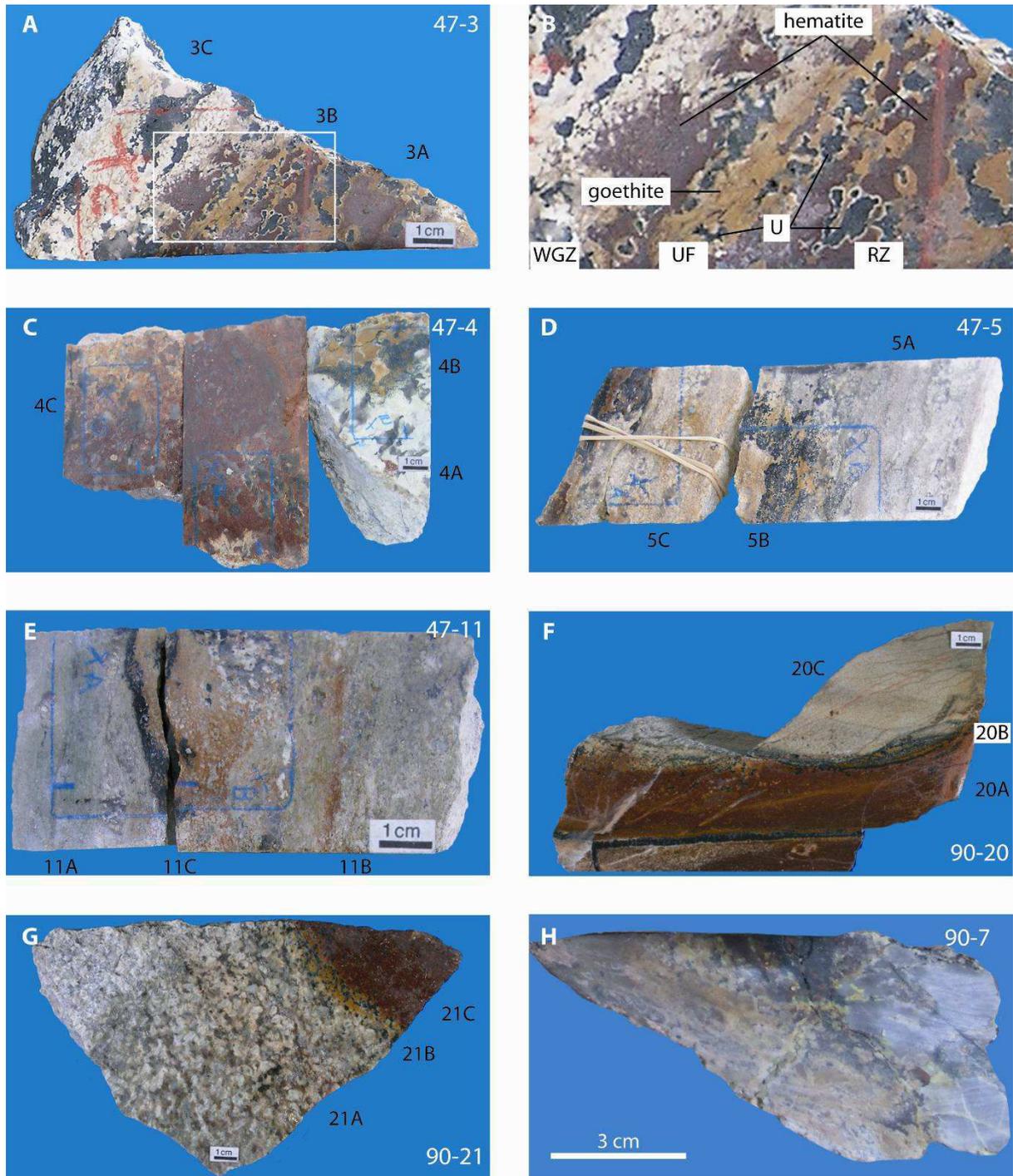


Figure 4-3 : Photographies des fronts d'oxydo-réduction à uranium étudiés. Les fronts sont constitués de trois zones distinguables par leur couleur : une zone blanc-vert (WGZ, B), une zone orangée (UF) minéralisée et une zone rouge (RZ). Les numérotations de chaque échantillon seront celles utilisées tout au long de l'étude. A-B. Front d'oxydo-réduction à uranium surimposé sur l'altération à illite-sudoïte-dravite. La photographie B correspond à grossissement de la photographie A. C-G. Présentation des différents fronts d'oxydo-réduction à uranium étudiés composés des trois parties caractéristiques. H. Zone minéralisée (en haut) par un front d'oxydo-réduction à uranium postérieurement altéré sous forme de minéraux uranifères hexavalents jaunes

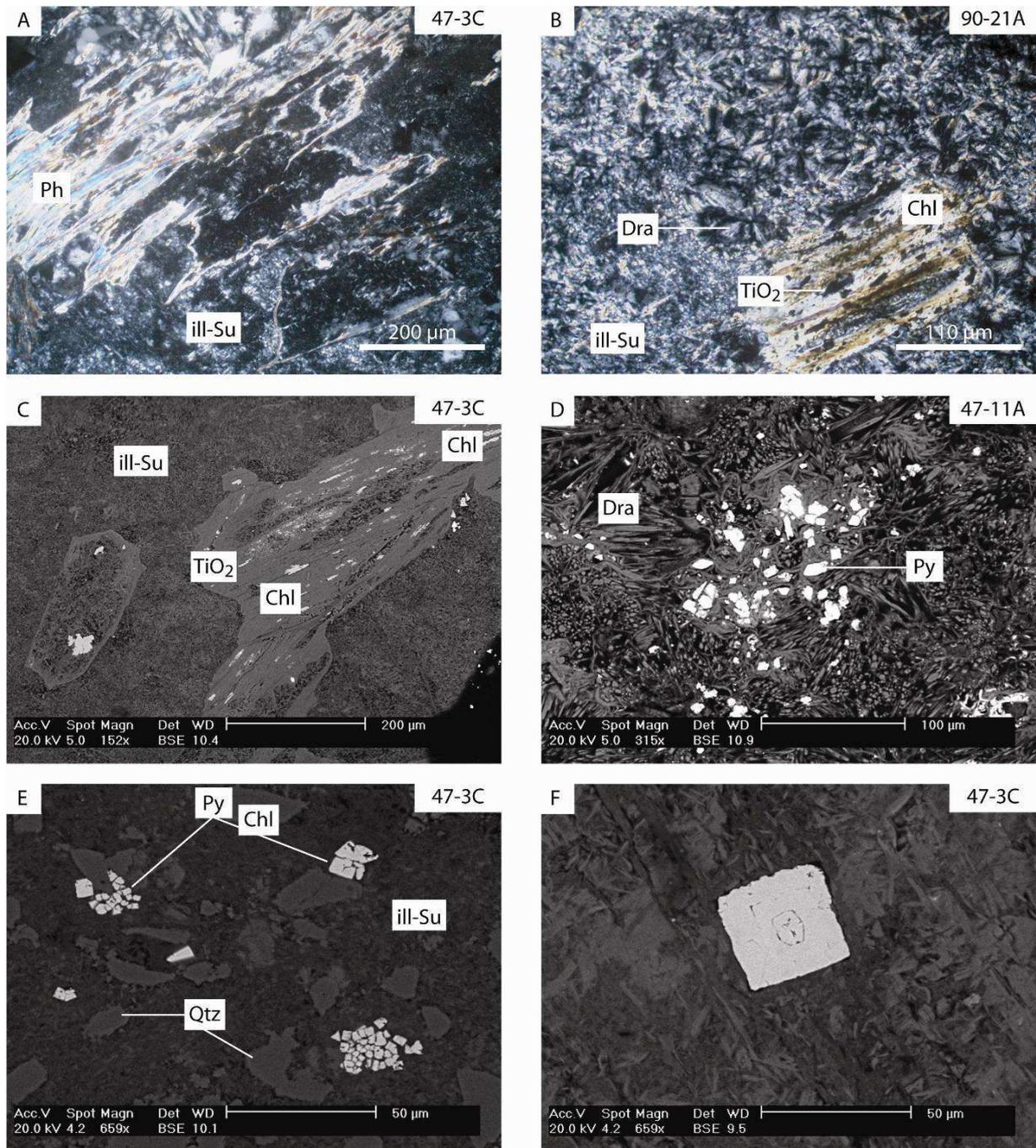


Figure 4-4 : Photographies obtenus par microscopies optique et électronique à balayage de zones blanc-vert. A-C. matrice à illite-sudoïte (ill-Su) formée par altération des minéraux magmatiques ou métamorphiques. Des restites de ces minéraux, comme la phengite (Ph) ou la chlorite (Chl) sont visibles. Des cristaux à dravite (Dra) sont souvent associés aux cristaux d'illite et de sudoïte. D-F. La matrice d'altération, en plus des plages résiduelles de minéraux antérieurs (comme le quartz (Qtz)), contient de nombreuses plages à pyrites automorphes (Py) de petite taille

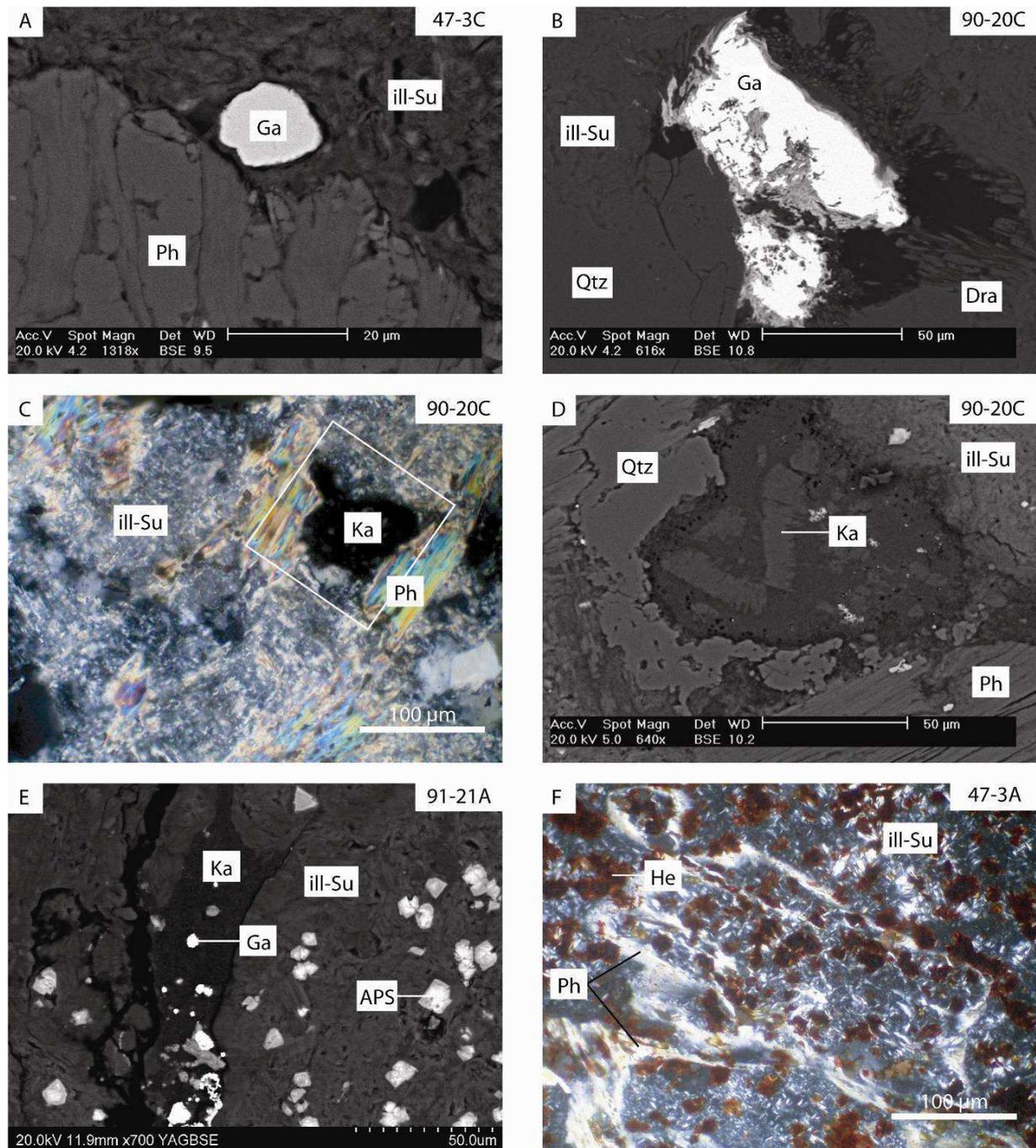


Figure 4-5 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de zones blanc-vert et rouge. A-B. Cristaux de galène (Ga) dans la matrice d'altération à illite-sudoïte (ill-Su). Les galènes peuvent cristallisées dans les cavités de dissolution antérieure à remplissage de dravite (Dra) par exemple et peuvent présentées des traces d'altération. C-E. Des cristaux automorphes de kaolinite peuvent se développer au détriment de la matrice à illite-sudoïte et des cristaux de phengites (Ph). La kaolinite peut aussi se développer en fracture recoupant la matrice à illite-sudoïte. Elle est dans ce cas associée à des galènes. F. La zone rouge est caractérisée par la superposition, sur les altérations antérieures, d'agrégats d'hématite (He).

Les quartz magmatiques sont relativement peu altérés mais peuvent présenter dans certaines zones des cavités de dissolution dans lesquelles sont parfois visibles des quartz secondaires automorphes (Figure 4-7C).

Trois échantillons ont révélé la présence de kaolinite (zone 47-3C, 90-20C et 90-21A) sous différentes formes. Elle peut être finement cristallisée, en fissure, et accompagnée de galènes automorphes (90-21A, Figure 4-5E). Elle apparaît aussi sous forme de baguettes typiques en remplissage de certaines zones de dissolution du quartz (47-3B et 90-20A, Figures 4-5C et 6D). Sa proportion est toutefois relativement faible et la matrice à illite-sudoïte est toujours la phase d'altération dominante dans ces zones.

3.1.2. Description pétrographique de la zone minéralisée

La zone minéralisée se caractérise par la présence d'un front uranifère associé des oxydes de fer, l'hématite, et oxy-hydroxydes de fer, la goéthite, qui lui donne sa couleur orangée caractéristique. Ce front se développe sur la zone d'altération à illite-sudoïte antérieure, sans modification majeure de sa composition minéralogique puisque les cristaux d'illite et de sudoïte ne présentent pas d'altération ou de remplacement associés au dépôt uranifère.

Les minéraux uranifères sont surtout présents sous forme de pechblende (UO_2) mais des développements de coffinite ($USiO_4$) sont aussi bien observés par altération des oxydes d'uranium (Figure 4-6F et Figure 4-7B). Les minéralisations sont de petites tailles (les plages n'excèdent que rarement 500 μm) et diffuses. La pechblende est présente sous différents habitus.

Elle apparaît en remplissage de la porosité (47-3B ; Figure 4-8D), de clivages ou de cavités de dissolution (47-3B et 47-5B ; Figure 4-6F, Figure 4-7C et Figure 4-8A). Les remplissages de porosité existent pour la matrice à illite-sudoïte (47-3B), pour les phengites et chlorites (47-11C, Figure 4-7A) et pour les gerbes de dravites (90-21B, Figure 4-8C). Des plages importantes de pechblende ou de coffinite sont visibles dans des cavités de dissolution des quartz primaires (possiblement bordées de quartz secondaires automorphes), accompagnées parfois de kaolinite et d'APS zonés (47-3B, 90-20B et 47-5B ; Figure 4-8A). Des fractures à remplissages de pechblende se rencontrent également dans les échantillons, recoupant principalement les quartz magmatiques (47-3B, Figure 4-8D).

Les minéralisations sont aussi observables en nucléation autour de quatre phases minérales des paragenèses antérieures : pyrite, galène, oxyde de titane et zircon. Ces nucléations s'effectuent majoritairement sur les sulfures. Les pyrites en grand nombre dans l'échantillon 47-11, servent de support à la cristallisation de pechblende zonée (47-11C, Figures 4-6A et 7C), rarement rencontrée dans d'autres échantillons. Pour la majorité des autres échantillons, la pechblende se développe autour des galènes (90-20B, Figures 4-6D et 7E). Les deux sulfures, lorsqu'ils sont supports de minéralisations, sont moyennement à fortement altérés et intimement liés aux minéralisations.

Les observations pétrographiques semblent indiquer une concentration plus forte des sulfures dans la zone minéralisée et à proximité immédiate du front qu'à grande distance dans la zone blanc-vert. Une génération tardive de galènes (Ga₂, Figure 4-6D), automorphes, est observée à proximité des minéralisations mais est postérieure à celles-ci. L'association de pechblende avec les zircons magmatiques (47-11C, Figure 4-7F) et l'anatase (47-3B) est possible mais apparaît beaucoup plus rare. Des sélénures de plomb (clausthalite) sont parfois associés à la pechblende dans les fronts minéralisés (90-21B, Figure 4-8B).

3.1.3. Description pétrographique de la zone rouge

La zone rouge est d'abord marquée par une forte concentration d'hématite, la goethite n'étant pas identifiable dans cette zone. L'hématite se surimpose sur l'ensemble des minéraux pré-existants. Le piquetage est surtout marqué pour la matrice à illite-sudoïte±dravite, les phengites et les chlorites (Figure 4-5F). Les degrés d'altération des restites de minéraux primaires ne sont pas plus intenses que dans la zone blanc-vert. Les minéraux magmatiques comme l'apatite ou le zircon sont bien visibles. La matrice à illite-sudoïte, excepté le développement des oxydes de fer, a les mêmes caractéristiques optiques que dans les autres zones (zone blanc-vert et front minéralisé). Les sulfures, pyrites et galènes, initialement présents dans la zone blanc-vert, ont totalement disparus. Les APS sont fortement à totalement dissous (47-3A, Figures 4-23C et 23F). Aucun minéral d'uranium décrit dans le front minéralisé n'est ici observable.

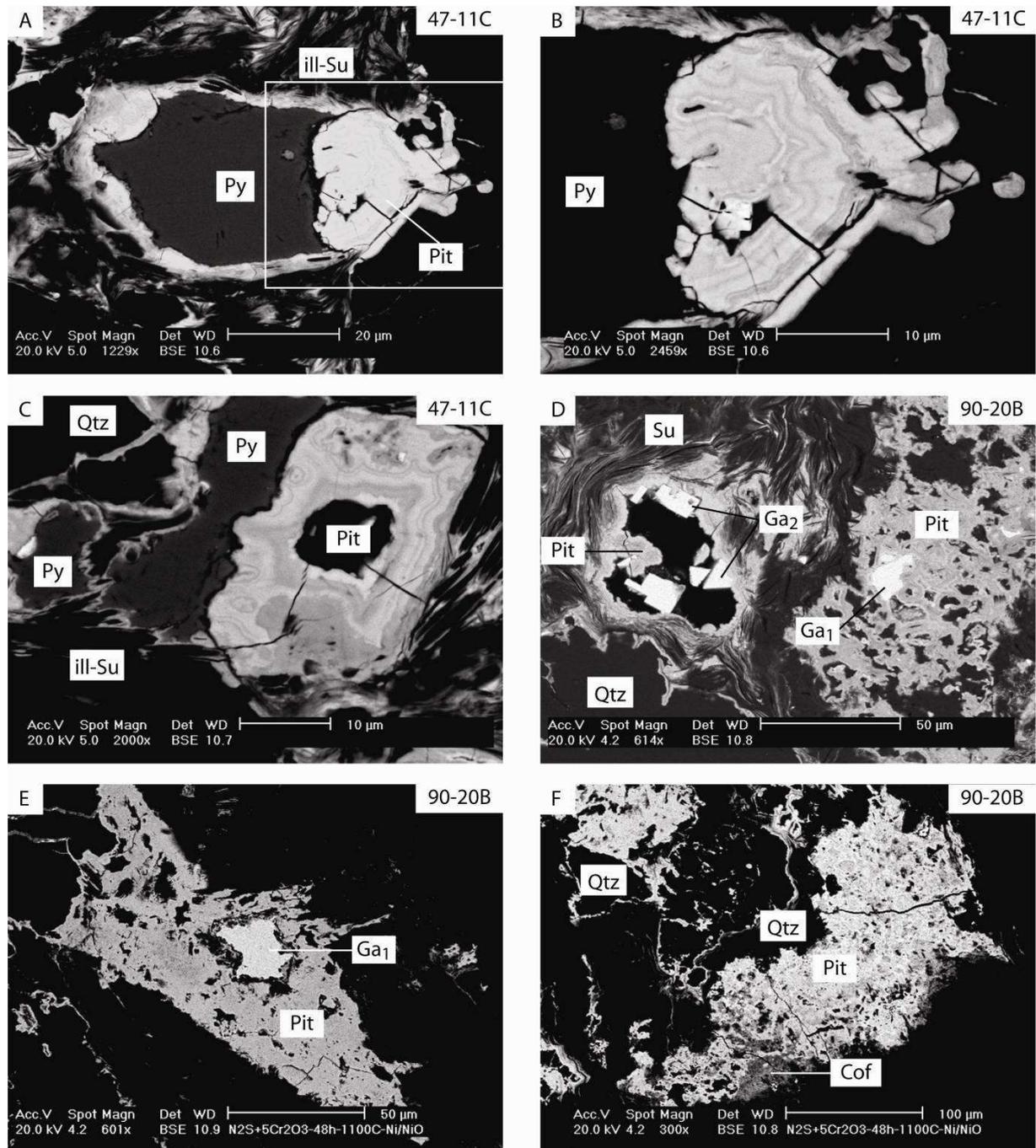


Figure 4-6 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des fronts minéralisés. A-C. Pechblendes (Pit) zonées riches en zirconium autour de pyrites (Py). Les quartz primaires (Qtz) ont des traces de dissolution en bordure et sont postérieurement remplis par de la pechblende. D-E. Pechblende en croissance autour d'une galène partiellement altérée (Ga1). Des galènes automorphes secondaires (Ga2) tapissent les cavités minéralisées. F. Pechblende en remplissage de cavité de dissolution de quartz primaire (Qtz) avec coffinitisation postérieure (Cof)

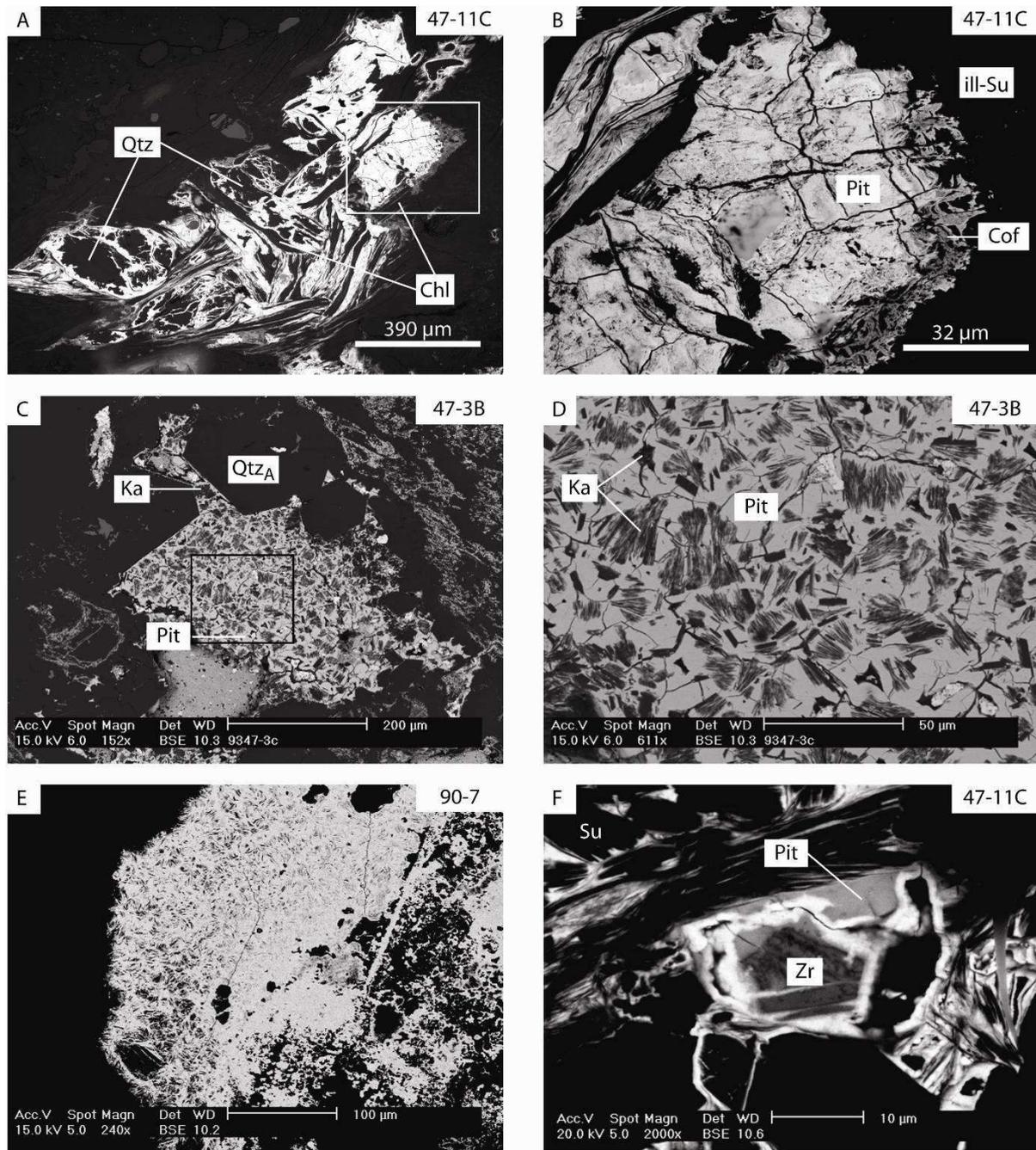


Figure 4-7 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des fronts minéralisés. A-B. Pechblende (Pit) en remplissage de cavité de dissolution de quartz primaire (Qtz) et de plans de clivage de chlorite (Chl). Certaines zones présentent un début de coffinitisation (Cof). C-D. Pechblende en remplissage de cavité de dissolution. Les bordures de la cavité sont tapissées de quartz automorphes hydrothermal (Qtz_A). De nombreux cristaux de kaolinite (Ka) automorphes sont associés à la minéralisation. E. Cristaux de pechblende microcristallisés. F. Plage de pechblende en croissance autour d'un zircon magmatique

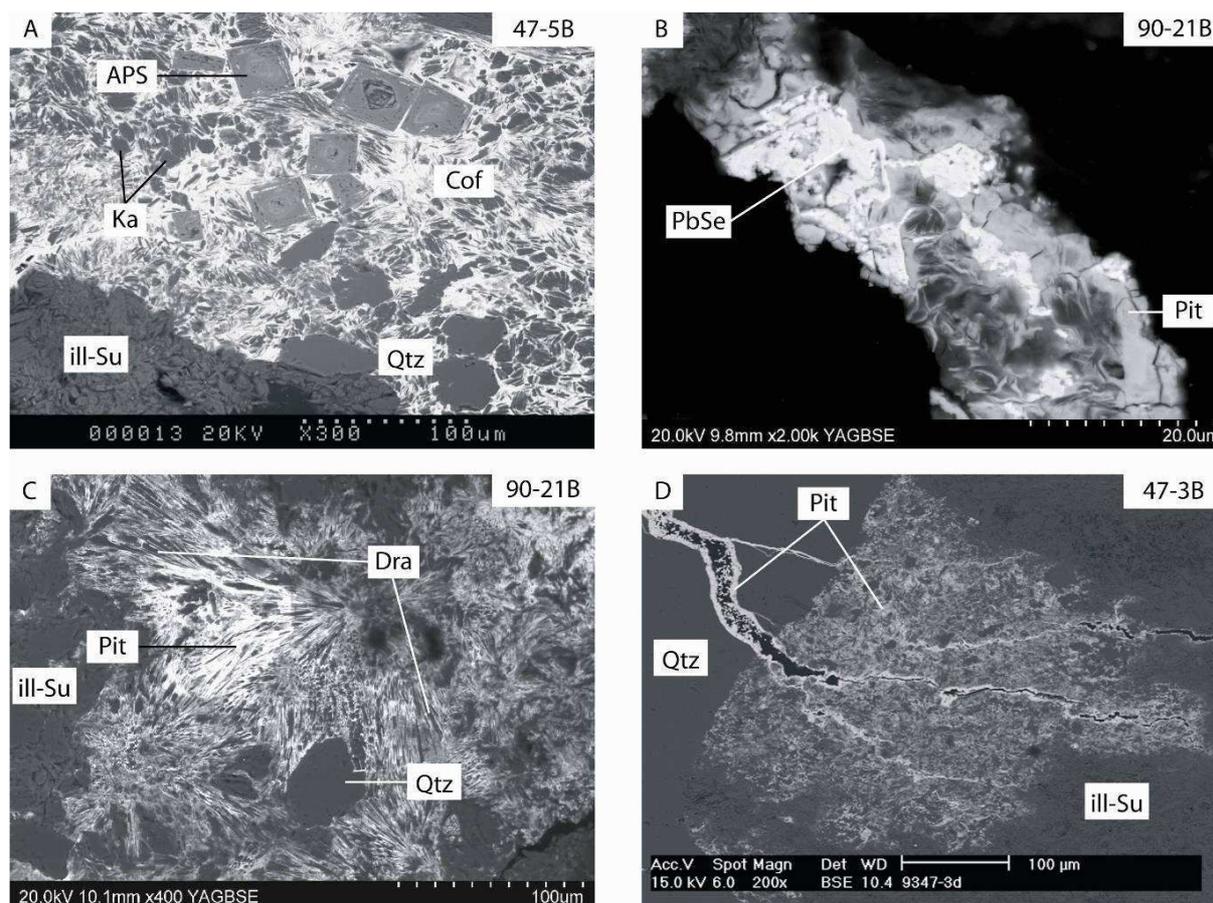


Figure 4-8 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des fronts minéralisés. A. Coffinite (cof) en remplissage de cavité de dissolution de quartz magmatiques (Qtz). Des cristaux d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) et de kaolinite (Ka) sont associés dans la cavité aux silicates d'uranium. B. Cristaux de clausthalite (PbSe) associés à des cristaux de pechblende (Pit). C-D. Pechblende en remplissage de porosité dans des zones riches en dravite (Dra, C) ou en illite-sudoite.

3.2. Détermination des porteurs du fer et de leur zonalité dans les zones minéralisées par spectroscopie Raman

Les fronts minéralisés sont marqués par une variation de couleur forte sur une faible épaisseur, avec un passage de la couleur orange, à l'extrémité du front en association avec les minéraux uranifères, à une couleur rouge intense typique de la zone rouge. Les minéraux deux parties ont fait l'objet d'une analyse par spectroscopie Raman afin de déterminer les porteurs de fer présents dans les agrégats des deux zones colorées.

La plage analysée provient de l'échantillon 90-20B qui montre une transition marquée entre les deux parties (Figure 4-9). 40 analyses ponctuelles ont été faites sur un profil de 80 μm recoupant les deux zones. Les conditions analytiques demandées pour la réalisation de cette étude (faible intensité du faisceau laser afin d'éviter les processus d'oxydation, minéraux finement cristallisés) n'ont pu permettre d'obtenir que des spectres de faible qualité mais toutefois exploitables. Deux de ces spectres sont ici présentés (Figure 4-10). Les analyses montrent un passage progressif d'une zone à goethite, à gauche (spectre 1) à une zone à hématite, à droite (spectre 2). Ces spectres, sont bien séparables par comparaison avec les

spectres de référence des deux minéraux (goethite et hématite). Les fronts uranifères sont donc caractérisés par la coexistence d'oxy-hydroxydes de fer (la goethite) et d'oxydes de fer (l'hématite).

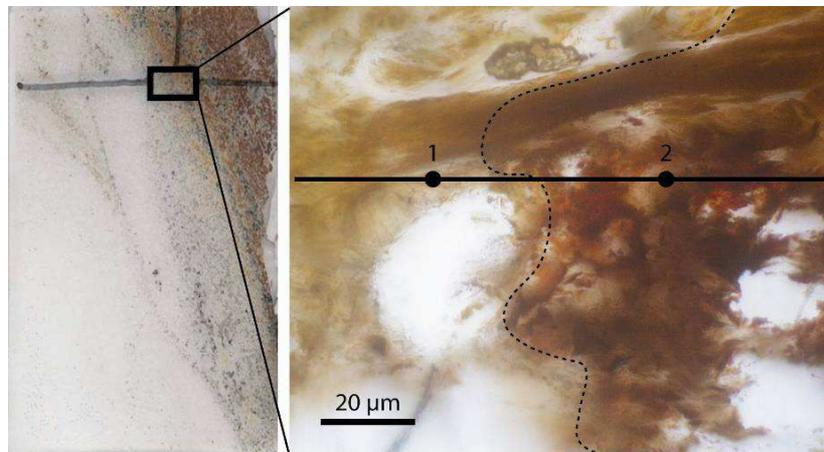


Figure 4-9 : Profil le long duquel ont été réalisées les analyses par spectrométrie Raman (trait noir à droite) réalisé dans une zone de transition à hématite-goethite pour l'échantillon 90-20. Les points 1 et 2 correspondent aux numéros des spectres présentés sur la Figure 4-10. Le trait en pointillé marque la limite entre goethite et hématite

Un second profil réalisé au même endroit mais à une profondeur différente (20 µm d'écart environ) a montré une variabilité importante des minéraux avec, par exemple, une analyse de goethite là où initialement l'hématite avait été observée. Ceci indique donc un mélange intime entre les deux phases dans la zone de transition. D'autre part, l'hématite et la goethite se répartissent de façon bien définie par rapport à la minéralisation uranifère. En effet, les plages de pechblende sont systématiquement entourées d'un halo de goethite (Figure 4-11). Ainsi, dans le cas de l'échantillon 90-20, de petits amas de pechblende se retrouvent dans la zone rouge grâce à des interdigitations du front mais sont toujours entourés d'une zone à goethite.

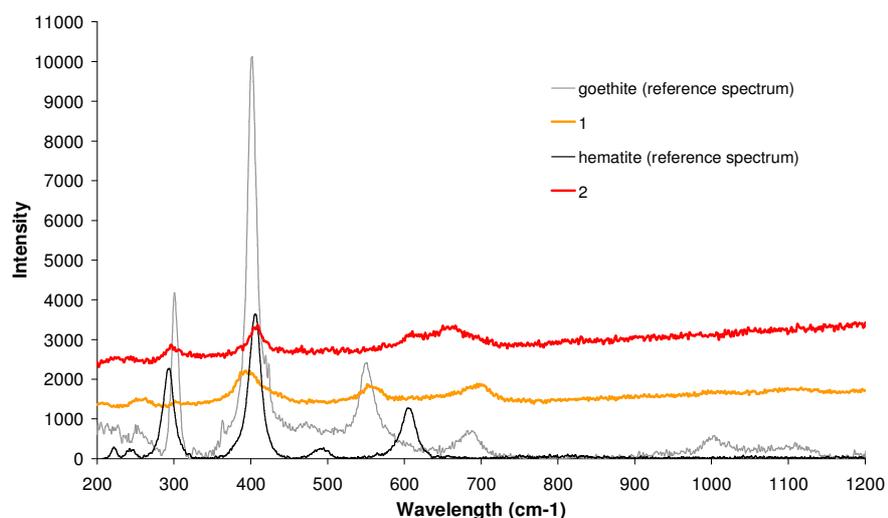


Figure 4-10 : Spectre Raman des oxy-hydroxydes de fer (1) et des oxydes de fer (2) présents à la transition de front minéralisé et de la zone rouge. Les spectres de référence de la goethite et de l'hématite sont présentés pour comparaison

Une même répartition des porteurs de fer a déjà été décrite dans des fronts d'oxydo-réduction à uranium de la mine de Pierres-Plantées (France, Cathelineau, 1982 ; Respault et al., 1991).

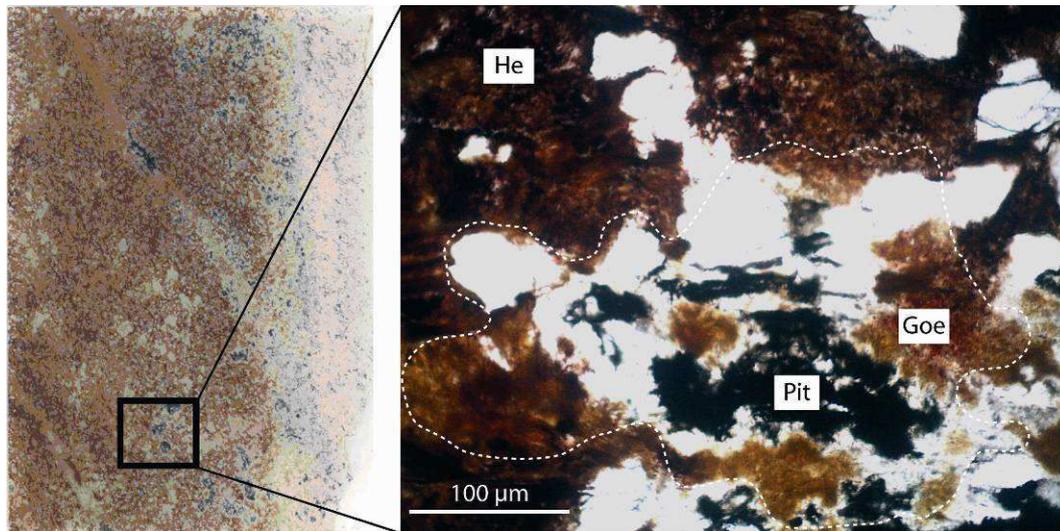


Figure 4-11 : Zone minéralisée à pechblende (Pit), associée à de la goéthite, dans une zone dominée par l'hématite

3.3. Caractéristiques minéralogiques et chimiques des minéralisations uranifères

3.3.1. Nature et composition des phases uranifères

Les minéraux porteurs d'uranium présents dans le front minéralisé ont des compositions chimiques variables avec des substitutions fortes, allant d'un pôle pechblende (UO_2) bien défini à des zones fortement coffinitisées. Les compositions des plages analysées pour les différents échantillons sont présentées dans le Tableau 4-1.

Les teneurs en plomb des pechblendes sont faibles avec une valeur maximale de 2.43% PbO (90-21). Les plages de pechblendes présentent des concentrations en silicium, calcium et plomb variables mais toutefois assez constantes pour chaque échantillon, formant plusieurs groupes (Figure 4-12). Ainsi, les pechblendes des échantillons 90-7, 90-20 et 47-3 sont caractérisées par des teneurs en silicium faibles (0.86-1.62% SiO_2 , Tableau 4-2) mais fortes en calcium (3.62-4.74% CaO). Un deuxième groupe de pechblende (47-11p1, Figure 4-12 et Figure 4-13), provenant des échantillons 47-11 et 90-21, est individualisable avec des teneurs relativement élevées en plomb (0.6-2.43% PbO) et en silicium (3.75-5.73% SiO_2) mais appauvries en calcium (2.06-3.18% CaO). Elles sont de même particulièrement zonées et enrichies en zirconium (1.21-3% ZrO_2 , Figure 4-6B). Ces pechblendes sont partiellement coffinitisées par altération avec des pertes fortes en plomb et calcium compensées par une substitution du silicium (Figure 4-7B). Les substitutions sont particulièrement visibles entre Ca et Si avec des droites de substitution pour les échantillons 90-20 et 90-7 par exemple (Figure 4-13). Dans les zones à coffinite, des concentrations en aluminium marquées (47-5,

90-20 et 47-11 ; Figure 4-14) sont à relier à la présence dans les oxydes d'uranium de cristaux de kaolinite (47-5 en particulier).

Les variations de concentrations en phosphore sont relativement limitées avec des teneurs proches pour les pechblendes ou les coffinites, une faible augmentation pouvant toutefois être décelée lors de la transformation pechblende-coffinite (47-5). Le vanadium est uniquement détecté pour les pechblendes et coffinites d'Eagle Point (à l'exception de 47-11 p2). Les zones analysées, pechblende ou coffinite, ont des teneurs en terres rares inférieures à la limite de détection de la sonde électronique.

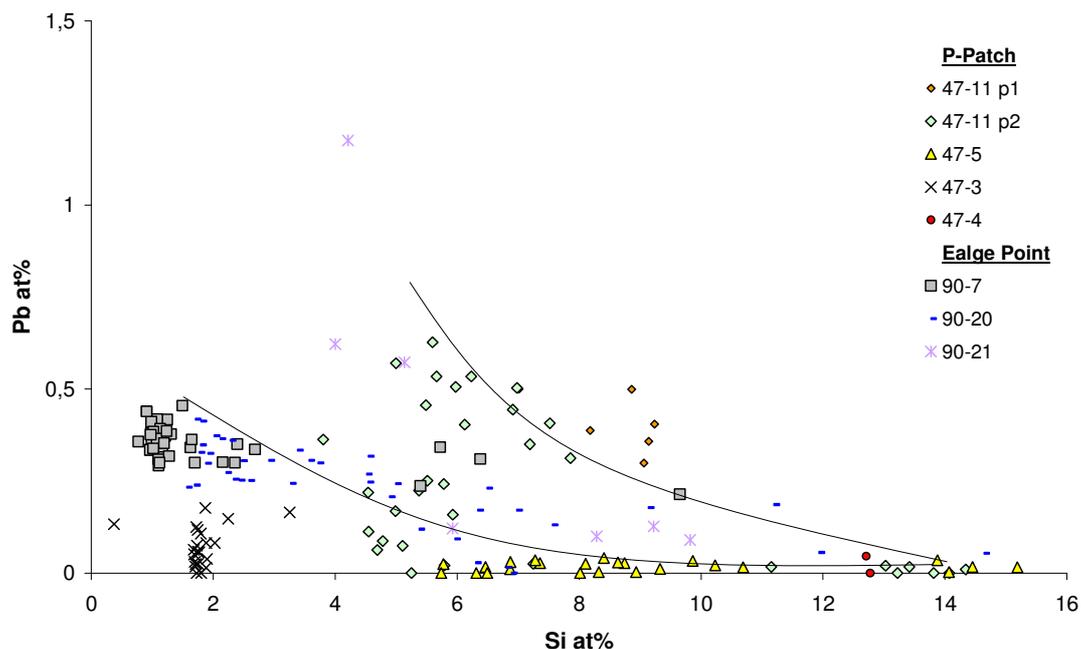


Figure 4-12 : Teneur en Pb et Si (at%) des pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés. Deux tendances de coffinitisation sont visibles en fonction des concentrations initiales en plomb

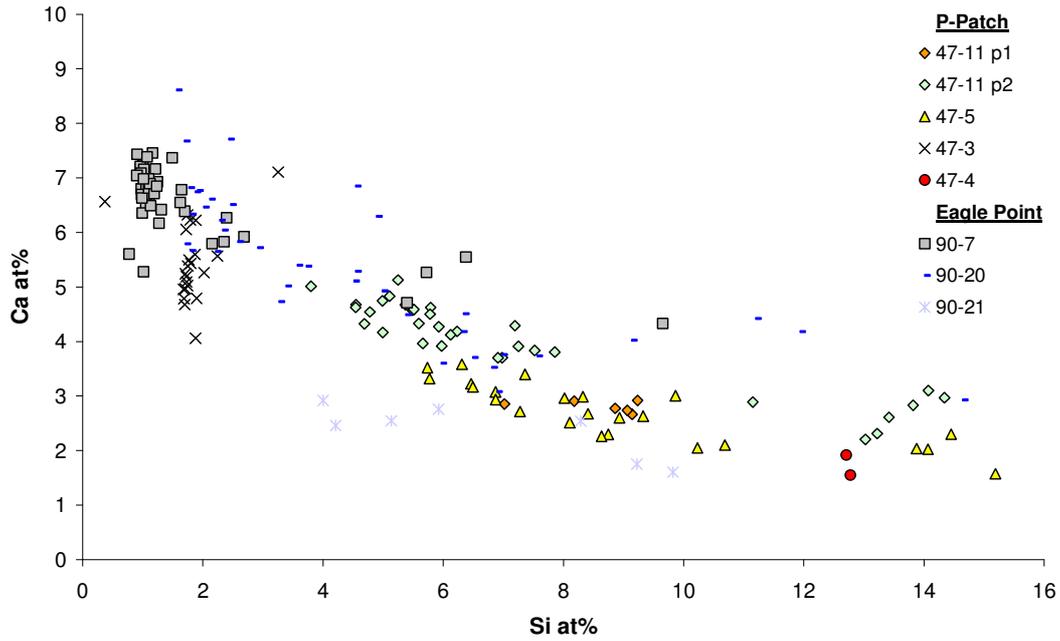


Figure 4-13 : Teneur en Ca et Si (at%) des pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés.

La coffinitisation des pechblendes se caractérise donc par une substitution par le silicium du calcium et du plomb avec, semble-t-il, une première forte décroissance du calcium et du plomb puis une augmentation en silicium (Figure 4-13).

Partie 4 : Fluides météoriques, altérations et remobilisations associées

sample	47-11	47-11	47-11	47-11	47-5	47-5	47-3	47-4	90-7	90-20	90-20	90-21	90-21
lithology	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid
analysis	18	13	7	4	21	19	2	38	17	3	3	3	3
mineral	pitchblende 1	pitchblende 2	coffinite	alt pitchblende	coffinite	pitchblende	coffinite	pitchblende	pitchblende	coffinite	pitchblende	pitchblende	coffinite
Al₂O₃ (wt. %)	1.02	0.64	0.49	1.20	0.09	1.20	0.09	1.20	0.09	1.20	0.09	1.20	0.09
SiO₂	5.73	1.81	4.02	0.68	13.06	1.96	0.68	13.06	1.96	0.68	13.06	1.96	0.68
P₂O₅	0.46	0.31	0.53	0.08	0.50	0.29	0.50	0.08	0.50	0.29	0.50	0.08	0.50
SO₂	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
CaO	2.72	0.35	3.19	0.18	2.48	0.47	2.48	0.18	2.48	0.47	2.48	0.18	2.48
V₂O₃	<D.L.	-	0.35	0.07	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.
MnO	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
FeO	0.61	0.47	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
MgO	0.18	0.02	n.a.	-	0.36	0.26	0.34	0.12	0.10	0.02	0.11	0.07	0.08
MnO₃	<D.L.	-	n.a.	-	0.27	0.07	<D.L.	-	0.19	0.12	1.28	1.21	0.20
ZrO₂	3.00	0.98	<D.L.	-	2.20	1.17	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.
K₂O	n.a.	-	n.a.	-	0.64	0.23	0.63	0.14	0.41	0.05	n.a.	-	0.42
Na₂O	n.a.	-	n.a.	-	0.47	0.11	<D.L.	-	0.45	0.11	n.a.	-	0.41
TiO₂	<D.L.	-	n.a.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	0.11
La₂O₃	<D.L.	-	n.a.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.
Ce₂O₃	n.a.	-	n.a.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.
Nd₂O₃	<D.L.	-	0.18	0.01	0.36	0.11	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.
Dy₂O₃	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
PbO	1.34	0.24	0.60	0.11	<D.L.	-	<D.L.	-	0.32	0.09	0.09	0.13	1.00
UO₂	76.40	2.79	78.35	1.71	66.69	1.23	66.44	2.21	85.05	2.64	73.20	1.58	85.96
ThO₂	<D.L.	-	n.a.	-	n.a.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.
Ta₂O₅	n.a.	-	n.a.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	<D.L.	-	n.a.	-	<D.L.
Se₂O₃	<D.L.	-	n.a.	-	n.a.	-	<D.L.	-	n.a.	-	<D.L.	-	<D.L.
Total	91.46	87.86	86.50	93.32	91.29	92.09	91.86	94.92	93.15	89.57	92.08	92.55	92.55

Tableau 4-2 : Compositions chimiques des pechblendes et coffinites étudiées dans les fronts minéralisés des différents échantillons. σ : écart-type, n.a.: non analysé, <D.L.: inférieure au limite de détection (Al=0.08 wt%, Si=0.08 wt%, P=0.04 wt%, S=0.07 wt%, Ca=0.11 wt%, V=0.14 wt%, Mn=0.28 wt%, Fe=0.2 wt%, Mg=0.04 wt%, Mo=0.12 wt%, Zr=0.26 wt%, K=0.1 wt%, Na=0.11 wt%, Ti=0.05 wt%, La=0.13 wt%, Ce=0.29 wt%, Nd=0.51 wt%, Dy=0.58 wt%, Pb=0.25 wt%, U=0.55 wt%, Th=0.1 wt%, Ta=0.3 wt% and Se=0.3 wt%)

Contrairement aux fronts d'oxydo-réduction de la mine de Pierres Plantées (Respault et al., 1991), les compositions des zones coffinitisées ne correspondent pas à un pôle coffinite pur de cristallisation tardive de coffinite mais à une altération des pechblendes tendant vers la coffinite.

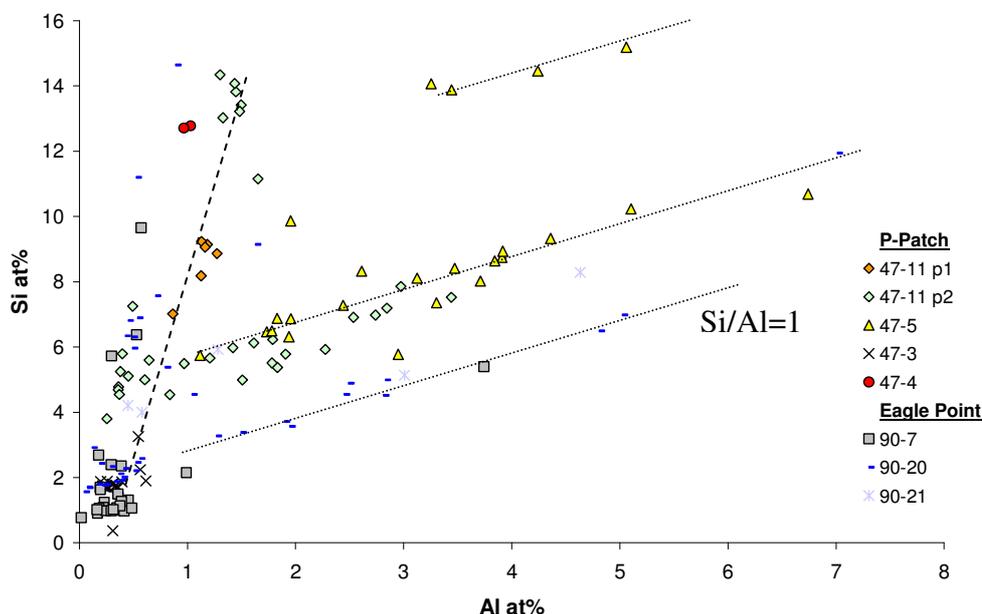


Figure 4-14 : teneurs en Si et Al (at%) des pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés. Deux tendances sont visibles. Un faible enrichissement en aluminium lors de la coffinitisation est visible (trait pointillé large). Le fort enrichissement en aluminium pour certaines analyses (traits pointillés fins) correspond à une pollution par des cristaux de kaolinite comme l'indique les droites de rapport Si/Al=1

3.3.2. Distribution des âges chimiques des oxydes d'uranium

Les âges chimiques des différentes plages minéralisées ont été calculés à partir des concentrations en plomb et uranium (Bowles, 1990), les concentrations en thorium étant négligeables et toujours inférieures aux limites de détection (Tableau 4-2). Le plomb commun est supposé négligeable, tout le plomb présent dans les plages minéralisées est donc considéré comme provenant de la décroissance de l'uranium. La majorité des âges chimiques calculés est inférieure à 200 Ma, à l'exception d'un point d'analyse provenant d'une plage de pechblende de l'échantillon 90-21 (Figure 4-15). La répartition des âges n'est pas directement corrélable aux teneurs en plomb des échantillons puisque les variations de teneur en uranium entre pechblendes et coffinites sont fortes.

La répartition des âges peut être décrite comme bi-modale avec un premier groupe représentatif centré sur 80 Ma, correspond au pôle pechblende (90-7, 90-20 et 47-3), et un second compris entre 0 et 20 Ma correspondant aux analyses des coffinites (90-20, 47-5, 47-4 et 47-11). Le groupe des pechblendes enrichies en Si (échantillon 47-11) présente un âge un peu supérieur à celui du premier pôle de pechblende du fait d'une teneur globale un peu plus forte en plomb. Les âges chimiques calculés pour l'ensemble des plages minéralisées des fronts d'oxydo-réduction à uranium sont donc tous faibles et fortement éloignés de ceux obtenus pour les minéralisations primaires des deux sites (Voir Partie 1 de cette thèse).

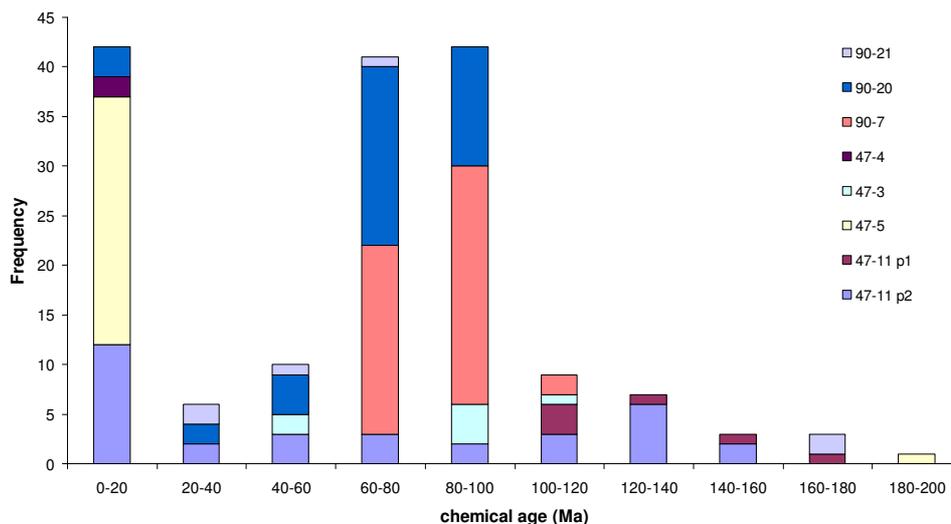


Figure 4-15 : Répartition des âges chimiques calculés pour les pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés. Un seul âge chimique calculé est supérieur à 200 Ma

3.4. Etude des minéraux d'altération présents dans les trois zones par sonde électronique et diffraction des rayons X (DRX)

3.4.1. Identification et quantification des minéraux d'altération des trois zones par diffraction des rayons X (DRX)

Une étude par diffraction des rayons X (DRX) sur fraction orientée inférieure à 2 μm a été réalisée pour deux zones (zone blanc-vert et zone rouge) de certains échantillons étudiés : 47-11, 90-20 et 90-21.

Matrice à illite-sudoïte-dravite

Les pics présentant l'intensité la plus forte sont ceux de la sudoïte ($d=14-14.19 \text{ \AA}$ pour la raie 001) et de l'illite ($d=10.27-10.30 \text{ \AA}$ pour la raie 001), visibles dans toutes les zones des échantillons étudiés (Figure 4-16). La présence de dravite, en quantité beaucoup plus faible que l'illite et la sudoïte, est attestée par la présence d'un de ses pics caractéristiques ($d=4 \text{ \AA}$). La faible hauteur de pic pour la dravite, malgré sa forte présence dans certains échantillons, pourrait être due aux conditions de préparation des échantillons ainsi qu'à la taille importante des cristaux de dravite, largement supérieure à 2 μm .

La comparaison des intensités des pics, pour l'illite et la sudoïte, des zones blanc-vert et rouge pour un même échantillon montre que les pics représentatifs de ces deux minéraux ont des intensités comparables. Ceci indique, comme précédemment observé par l'étude pétrographique, que les différences de concentrations des deux minéraux entre les deux zones sont peu marquées et que la mise en place du front ne modifie pas les phases d'altération initialement présentes dans la zone blanc-vert. Les petites différences néanmoins observables

pour les deux zones d'un même échantillon, et ceci seulement pour certains échantillons, sont majoritairement dues aux conditions et procédures analytiques.

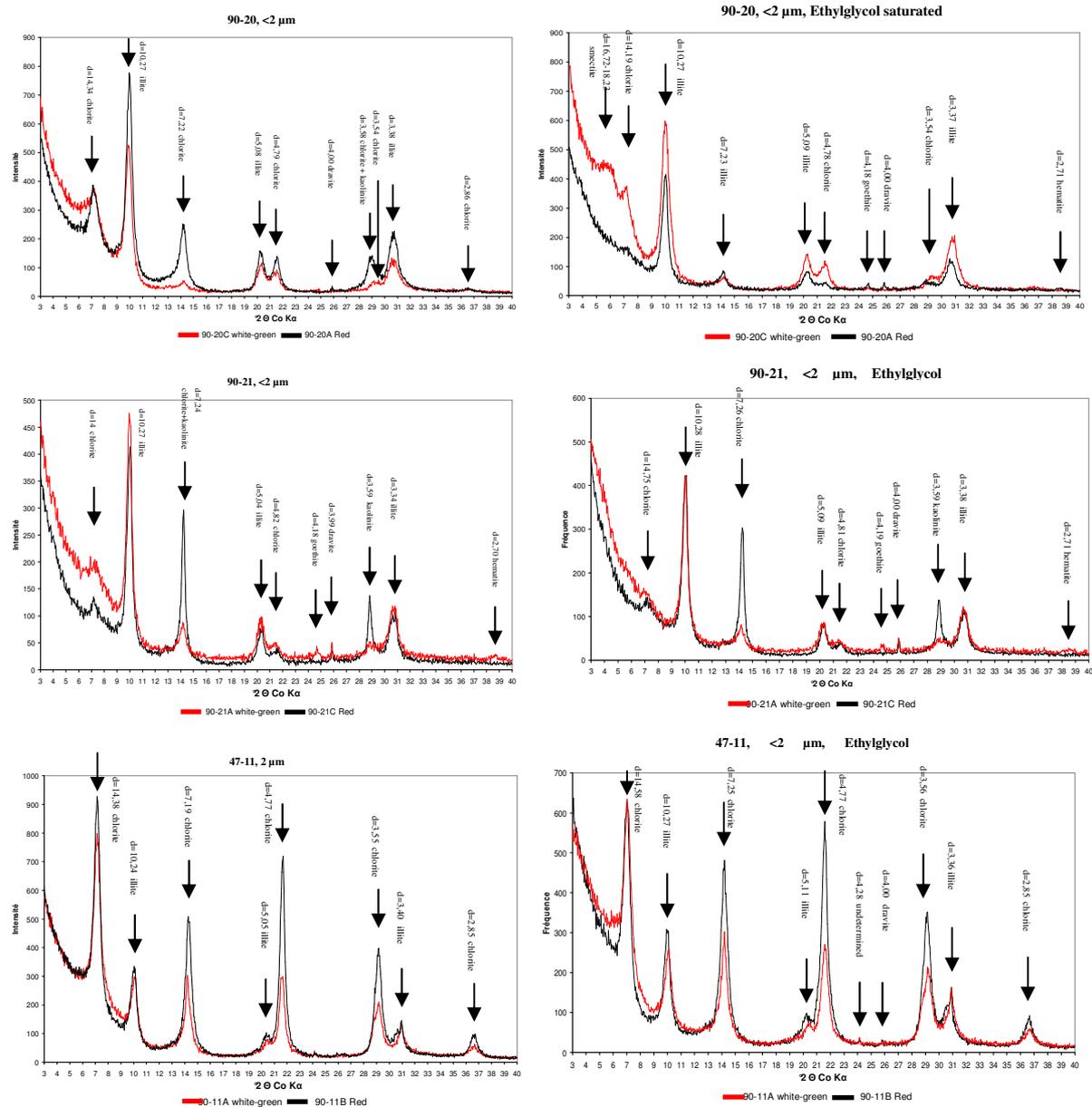


Figure 4-16 : Diffractogrammes réalisés sur préparation orientée <math>< 2\mu\text{m}</math> et sur préparation orientée <math>< 2\mu\text{m}</math> saturée à l'éthylglycol pour les zones rouge et blanc-vert des échantillons 90-20, 90-21 et 47-11.

Les différences d'intensité des raies de la sudoïte et de l'illite renseignent sur les variations de proportions de ces deux espèces pour les différents échantillons analysés. Dans les zones blanc-vert, l'illite est significativement plus présente que la sudoïte (échantillons 90-20 et 21), seul l'échantillon 47-11 est dominé par la sudoïte. Cette tendance est conservée dans les zones rouges pour les trois échantillons. Les différences de proportions entre illite et sudoïte, déjà observées dans de précédentes études (Quirt, 1989), semblent directement dépendantes de la proximité de l'échantillon à la minéralisation, le rapport illite/chlorite dans l'échantillon étant directement proportionnel à la proximité de l'uranium dans les gisements de socle dits de type « Ingress ». Il apparaît donc que le passage du front minéralisé n'entraîne pas de variations de la minéralogie des phases argileuses ni de leurs proportions initiales observées dans la zone blanc-vert.

Phases accessoires

Outre la sudoïte, la dravite et l'illite, d'autres phases d'altération sont détectées par DRX dans les deux zones étudiées. La présence de kaolinite est confirmée dans les échantillons 90-21 (pics à 7.24 et 3.59 Å) et 90-20 (pic à 7.22 Å et un pic plus large autour de 3.58Å correspondant à la superposition de la raie de la sudoïte à 3.55Å et de celle de la kaolinite à 3.59Å). Pour les deux échantillons, la présence de kaolinite est avérée dans la zone blanc-vert (90-21C et 90-20A), sa présence dans la zone rouge n'étant pas confirmable par les techniques utilisées. Cette observation avait déjà été faite au cours des études pétrographiques.

L'absence de cristaux de kaolinite dans la zone rouge peut avoir deux explications. Premièrement, la kaolinite est postérieure à la formation du front d'oxydo-réduction et ne se développe que dans la zone blanc-vert comme le confirme les fractures tardives à kaolinite-galène de l'échantillon 47-11. La deuxième possibilité serait une kaolinisation diffuse dans la zone blanc-vert contemporaine de la formation des cristaux d'illite (Kotzer et Kyser, 1995) instable lors du passage du front d'oxydo-réduction. Les cristaux de kaolinite de la zone rouge sont dans ce cas de figure totalement lessivés. Cependant, la présence de cristaux de kaolinite automorphes associés aux oxydes d'uranium dans les fronts minéralisés ne semble pas favoriser cette dernière hypothèse.

Le spectre de la zone rouge de l'échantillon 90-21 (90-21A) présente deux pics de faible intensité (4.18 et 2.7 Å). Ils peuvent correspondre aux raies (001) et (002) de la goethite ou, plus sûrement, aux deux raies (001) de la goethite (4.18 Å) et de l'hématite (2.71Å). La faible intensité des pics malgré la forte coloration de la zone rouge de cet échantillon peut avoir deux origines. Premièrement, une faible quantité d'oxydes et d'oxy-hydroxydes de fer dans l'échantillon qui suffit à donner une forte coloration à la zone rouge. Deuxièmement, un recouvrement par les phases argileuses et micacées des oxydes et oxy-hydroxydes de fer lors de la décantation nécessaire à la préparation des fractions orientées inférieures à 2µm et qui empêche leur juste quantification. Ces faibles hauteurs de pics pour l'hématite malgré une coloration forte de la zone rouge se retrouve pour l'ensemble des zones rouges étudiées par DRX.

Le spectre de la fraction argileuse inférieure à 2 μm saturée à l'éthyl-glycol de l'échantillon 90-20C montre un bombement entre 16,12 et 18,23 Å correspondant à la présence d'argiles gonflantes telles que la smectite ou des interstratifiés à illite-smectite. Ces phases ont déjà été décrites, en quantité limitée, dans le halo d'altération du gisements de type discordance de Shea Creek (Laverret et al., 2006) et semblent présentes en quantité limitée dans les halos d'altération des minéralisations de type discordance.

De l'étude en DRX ressortent plusieurs observations :

- le passage du front ne modifie pas de façon préférentielle la teneur en illite ou en sudoïte initialement présente dans la zone blanc-vert, ni leur proportion relative ;
- la présence de kaolinite est confirmée dans les zones blanc-vert de 90-20 et 90-21 ;

3.4.2. Compositions chimiques des minéraux d'altération

Pôles purs

Les analyses par microsonde électronique des zones argilisées permettent de déterminer les compositions chimiques des minéraux d'altération présents dans les différentes zones des fronts minéralisés précédemment caractérisés par DRX. Les minéraux d'altération les plus présents dans les trois zones de chaque échantillon sont l'illite et la sudoïte, associé dans une plus faible proportion à la dravite et à la kaolinite. Cependant, l'association intime de ces minéraux microcristallins ne permet pas, sauf dans certains cas, d'obtenir des compositions des pôles purs, surtout pour la sudoïte (Tableau 4-3).

- Diagramme Si-C.I

La représentation sur un même diagramme des analyses des phases les plus pures obtenues pour chaque type de minéral permet de bien discriminer les quatre minéraux d'altération principaux observés dans les échantillons étudiés : illite, sudoïte, dravite et kaolinite (Figure 4-17). Les formules structurales calculées à partir de l'analyse chimique de chaque cristal, sont comparables à celles précédemment publiées pour ces minéraux à proximité des gisements de type discordance (Billaut et al., 2002 ; Beaufort et al., 2005 ; Laverret et al., 2006 ; Rosenberg et Foit., 2006) et à celles déterminées dans d'autres échantillons de ces gisements (voir Partie 3 de cette thèse). Le pôle illite présente la plus grande dispersion, surtout pour la charge interfoliaire (Figure 4-17), principalement due à l'existence de pollution par la sudoïte. Les pôles kaolinite, sudoïte et dravite sont par contre plus homogènes.

- Diagramme $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Al}^{\text{IV}}$

La représentation du pôle à sudoïte dans le diagramme $\text{Al}^{\text{VI}}\text{-Al}^{\text{IV}}$ (Figure 4-18) montre que ce pôle n'est pas totalement pur, la teneur en Al^{IV} étant un peu plus basse que pour celle du domaine connu des sudoïtes di, trioctahédriques associées les gisements de type discordance. Un mélange avec de l'illite pourrait expliquer les résultats obtenus. Il apparaît toutefois que

les chlorites analysées sont bien hydrothermales et non métamorphiques au vu de leur fort éloignement vis-à-vis de la droite de chlorites trioctahédriques.

- Diagramme Fe-Mg

Les sudoïtes ont de plus une teneur en fer forte en comparaison des trois pôles de sudoïtes déterminés pour le bassin d'Athabasca (Billaut et al., 2002 ; Figure 4-19). Concernant les cristaux de dravite, les analyses chimiques effectuées dans les différents échantillons montrent qu'ils possèdent des compositions tout à fait identiques aux compositions de référence définies pour les dravites hydrothermales du bassin d'Athabasca (Rosenberg et Foit, 2006).

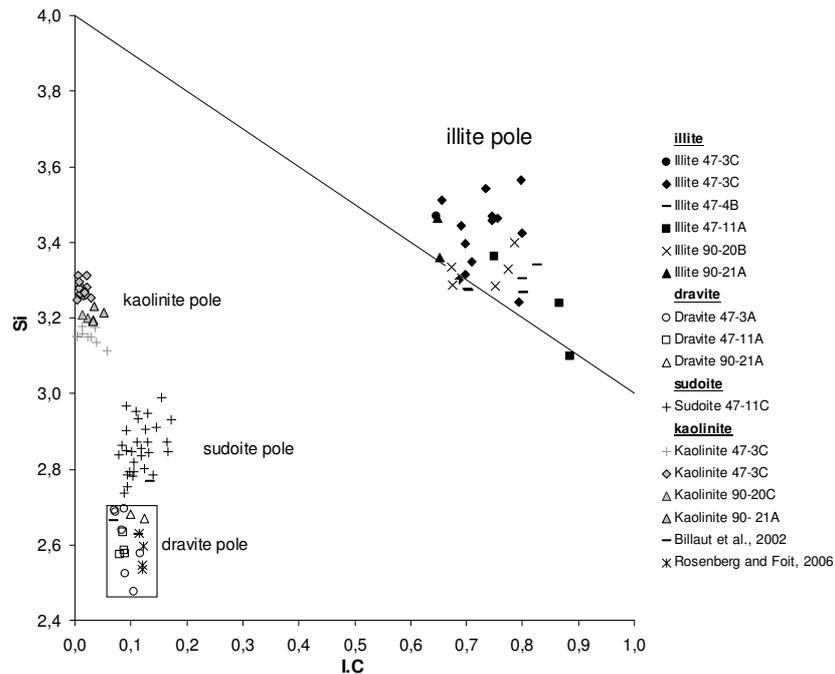


Figure 4-17 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallochimiques des pôles purs pour chaque zone de chaque échantillon. L'ensemble des formules structurales a été calculé pour 11 oxygènes

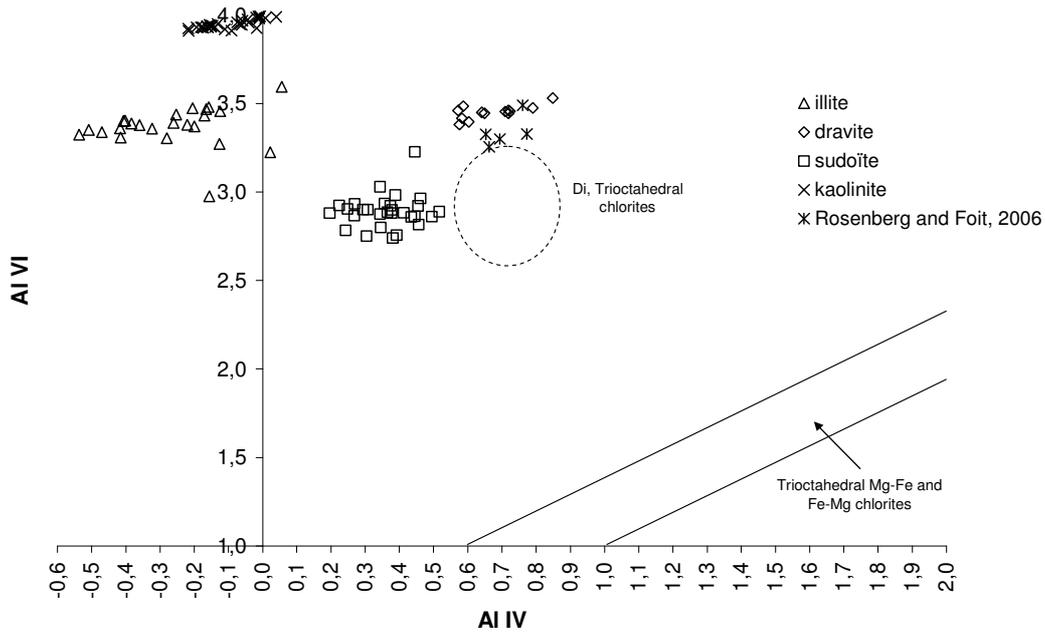


Figure 4-18 : Diagramme $Al^{VI}-Al^{IV}$ montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs de chaque phase d'altération. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes

- Compositions chimiques en fonction de la zonalité du front

La classification des pôles les plus purs de chaque minéral en fonction de son positionnement par rapport aux trois zones (blanc-vert, front U et rouge) montre que les compositions sont identiques (Figure 4-20). Cette observation, comme déjà vue pour les études par DRX, confirme que le passage du front minéralisé ne modifie pas les phases d'altération initialement présentes.

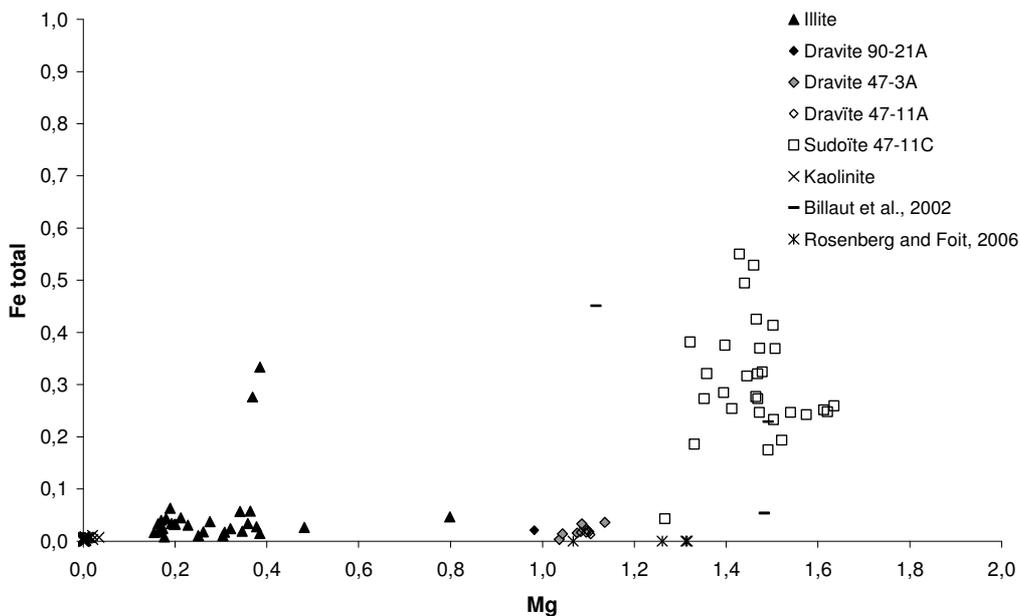


Figure 4-19 : Diagramme Fe total-Mg montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs de chaque phase d'altération. Les formules structurales ont été calculées pour 14 oxygènes

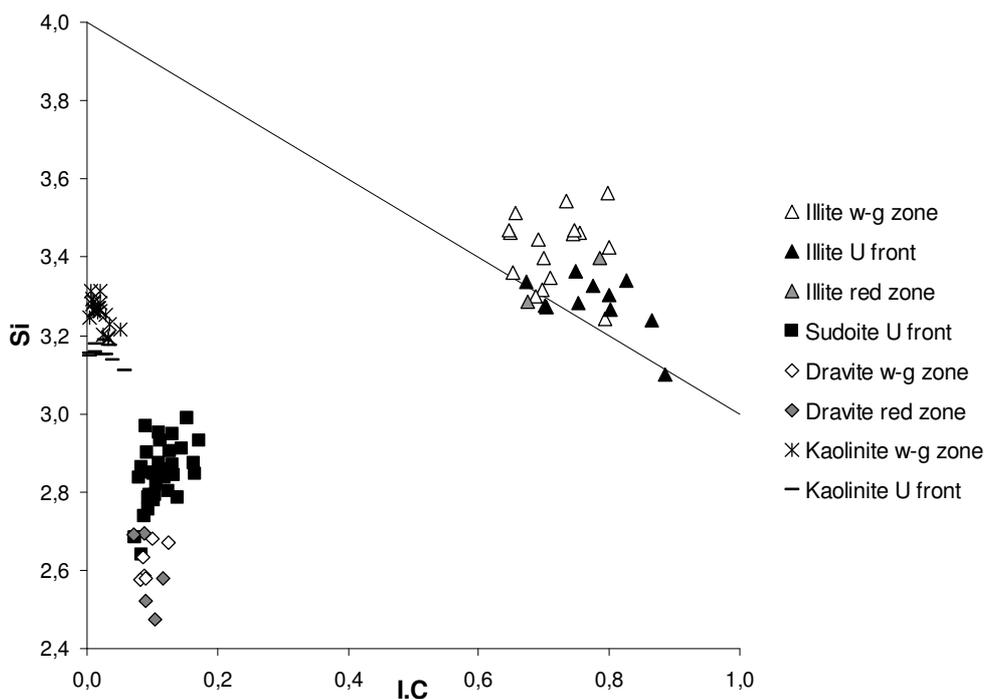


Figure 4-20 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs par zone. L'ensemble des formules structurales a été calculé pour 11 oxygènes

Matrice à illite-sudoïte

La majorité des analyses par microsonde électronique effectuées dans la matrice d'altération des différentes zones des échantillons étudiés correspond à un mélange de phase entre les cristaux d'illite, de sudoïte, de dravite et de kaolinite (Figure 4-21). Pour certains échantillons (47-3, 90-20 et 90-21), les droites de mélange obtenues joignent les pôles purs de l'illite et de la kaolinite, avec une inclinaison possible vers le pôle sudoïte : la matrice de ces zones correspond à un mélange entre de l'illite et de la kaolinite, avec toutefois un peu de sudoïte. Pour les autres zones de ces échantillons ou des autres échantillons étudiés, la matrice correspond à un mélange entre de l'illite et de la sudoïte, la plus grande concentration d'analyse étant proche du pôle illite, qui est le pôle dominant. Cette observation confirme celles faites par DRX d'une concentration plus forte de l'illite par rapport à la sudoïte dans la matrice d'altération de la majorité des échantillons.

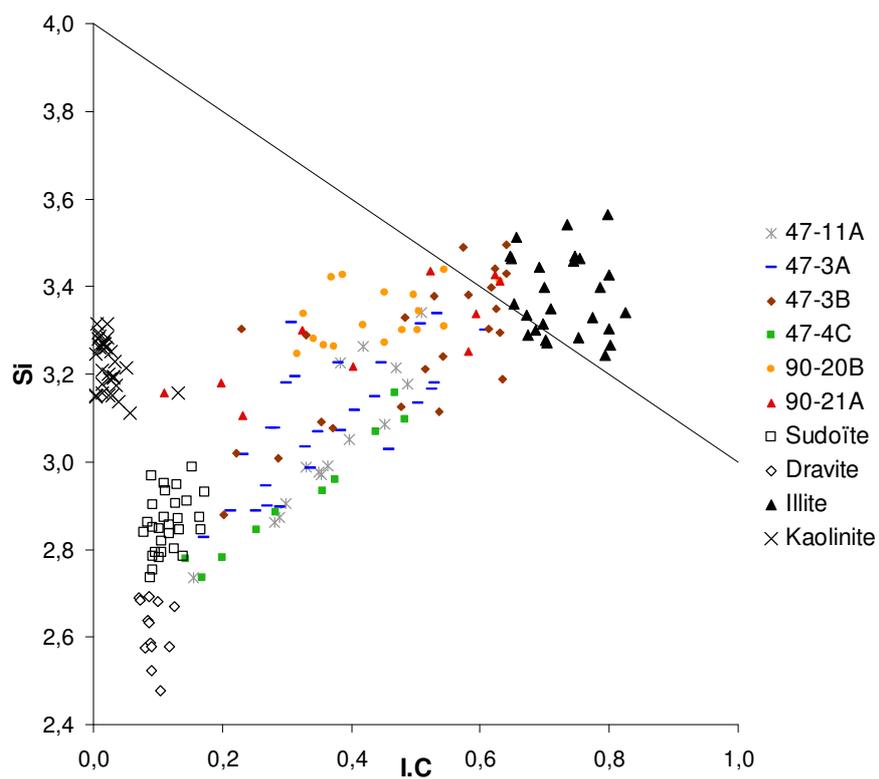


Figure 4-21 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallochimiques de l'ensemble des analyses de la matrice d'altération. Les analyses ont été regroupées par zone.

Partie 4 : Fluides météoriques, altérations et remobilisations associées

sample analysis mineral	47-4B illite_U front σ	47-11C illite_U front σ	90-20B illite_U front σ	90-20A illite_red zone σ	47-3C illite_w-g zone σ	90-21A illite_w-g zone σ	47-3C illite_w-g zone σ	47-3B kaolinite_U front σ	90-21A kaolinite_w-g zone σ	90-20C kaolinite_w-g zone σ
SiO₂ (wt. %)	49.95	48.51	47.16	43.42	48.61	43.41	48.29	45.93	41.69	41.55
Al₂O₃	31.22	31.04	30.47	25.69	28.71	23.88	37.00	38.41	33.32	33.59
FeO	0.24	0.38	0.67	1.80	0.39	2.44	0.05	0.04	0.09	0.02
MnO	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04	0.05
MgO	1.70	2.05	1.46	2.49	2.34	2.52	0.02	0.02	0.16	0.04
CaO	0.17	0.10	0.18	0.53	0.72	0.35	0.02	0.13	0.07	0.11
Na₂O	0.17	0.06	0.12	0.27	0.32	0.18	0.06	0.08	0.05	0.02
K₂O	8.23	8.26	7.45	6.11	7.08	5.54	0.03	0.03	0.19	0.02
TiO₂	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.03	0.00
Total	91.70	90.48	87.68	80.34	88.21	78.44	85.48	84.67	75.63	75.40
Si	3.36	0.09	3.31	3.34	3.38	2.77	3.27	3.15	3.21	3.20
Al^{IV}	0.64	0.09	0.69	0.66	0.62	0.48	0.21	0.85	0.79	0.80
Al^{VI}	1.83	0.04	1.82	1.66	1.75	1.37	2.23	2.27	2.23	2.25
Fe	0.01	0.01	0.02	0.12	0.02	0.07	0.11	0.00	0.01	0.00
Mg	0.17	0.03	0.21	0.29	0.25	0.23	0.08	0.00	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oct	2.02	0.08	2.03	2.07	2.03	1.68	2.24	2.27	2.26	2.26
Ca	0.01	0.01	0.01	0.05	0.06	0.06	0.06	0.01	0.01	0.01
Na	0.02	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00
K	0.71	0.07	0.72	0.60	0.63	0.50	0.24	0.00	0.02	0.00
C.I.	0.75	0.06	0.75	0.73	0.80	0.64	0.17	0.03	0.04	0.02
Fe+Mg	0.18	0.04	0.23	0.41	0.28	0.30	0.18	0.00	0.03	0.01
Fe/(Fe+Mg)	0.07	0.17	0.09	0.30	0.08	0.24	0.59	-	0.18	0.24

Tableau 4-3 : Compositions chimiques des illites et kaolinites analysées. Formules structurales calculées pour 11 oxygènes. σ : écart-type

Partie 4 : Fluides météoriques, altérations et remobilisations associées

sample	47-3A	47-11C	47-11A	90-21A	47-11C	47-3F	47-11A	90-21A
analysis	5	29	4	2	29	7	4	2
mineral	sudolite_red zone	sudolite_U front	sudolite_w-g zone	sudolite_w-g zone	sudolite_U front	dravite_red zone	dravite_w-g zone	dravite_w-g zone
SiO ₂ (wt. %)	σ	σ	σ	σ	σ	σ	σ	σ
Al₂O₃	34.32	39.82	36.43	34.68	39.82	35.21	36.43	34.68
FeO	36.66	30.22	38.89	34.85	30.22	37.02	38.89	34.85
MnO	0.27	1.39	0.22	0.30	3.99	0.26	0.22	0.30
MgO	0.02	0.04	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03
CaO	7.54	10.75	8.11	7.08	10.75	7.69	8.11	7.08
Na₂O	0.11	0.33	0.11	0.19	0.33	0.10	0.11	0.19
K₂O	0.51	0.10	0.49	0.42	0.10	0.50	0.49	0.42
TiO₂	0.02	0.56	0.02	0.19	0.56	0.01	0.02	0.19
Total	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
	79.45	85.82	84.30	77.75	85.82	80.82	84.30	77.75
Si	3.30	3.64	3.30	3.41	3.64	3.30	3.30	3.41
Al^{IV}	0.70	0.36	0.70	0.59	0.36	0.70	0.70	0.59
Al^{VI}	3.46	2.89	3.45	3.44	2.89	3.45	3.45	3.44
Fe	0.02	0.31	0.02	0.02	0.31	0.02	0.02	0.02
Mg	1.08	1.46	1.10	1.04	1.46	1.10	1.10	1.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Oct	4.56	4.66	4.57	4.50	4.66	4.57	4.57	4.50
Ca	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02
Na	0.09	0.02	0.09	0.08	0.02	0.09	0.09	0.08
K	0.00	0.06	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.02
Fe+Mg	1.10	1.77	1.11	1.06	1.77	1.11	1.11	1.06
Fe/(Fe+Mg)	0.02	0.17	0.01	0.02	0.17	0.01	0.01	0.02

Tableau 4-4 : Compositions chimiques des sudoites et dravites analysées. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. σ : écart-type

3.5. Variabilité des compositions chimiques des aluminophosphate-sulfates de terres rares (APS) dans les zones de fronts minéralisés

Les observations pétrographiques effectuées sur différents échantillons ont montré que les APS sont présents dans les trois zones (zone blanc-vert, front U et zone rouge) mais avec des caractéristiques toutefois bien différentes. Les APS sont formés initialement dans les halos d'altération à illite-sudoïte entourant les minéralisations uranifères primaires des gisements de type discordance (Quirt et al., 1991 ; Gaboreau et al., 2005).

3.5.1. Zone blanc-vert

Les APS ont été observés dans la zone blanc-vert pour la majorité des échantillons étudiés (47-3C, 90-20C et 47-5A par exemple, Figure 4-22). Ils sont initialement de petite taille (<10 µm, Figure 4-22B), disséminés dans la matrice d'altération et sont possiblement associés à des pyrites (47-3C, Figure 4-22A). A proximité de certains fronts minéralisés, les APS apparaissent zonés avec un cœur de petite taille mais bien marqué et une bordure automorphe pouvant présenter plusieurs auréoles de surcroissance (47-5A, Figure 4-22C). Les APS, dans ce cas de figure, ont une taille beaucoup plus importante que ceux étudiés à plus grande distance du front (Gaboreau et al., 2005 ; Gaboreau et al., 2007). Dans le front minéralisé, les APS sont parfois observés groupés en grand nombre avec des oxydes ou silicates d'uranium dans des cavités de dissolution de quartz magmatique (47-5B, Figure 4-22D). Ils sont dans certains cas associés à des cristaux de kaolinite automorphes (47-5B, Figures 4-22D et 23E).

3.5.2. Front minéralisé

De même que dans la zone blanc-vert, les APS des fronts minéralisés peuvent être zonés (47-5B, Figure 4-22D), et de grande taille. Les cœurs d'APS peuvent être néanmoins remplacés par des oxydes uranium (Figure 4-22D, Figures 4-23A et 23B). Leurs bordures sont rarement altérées (Figure 4-22F) avec intégration d'oxydes d'uranium.

3.5.3. Zone rouge

Dans la zone rouge hématisée, les APS, de petite taille, sont partiellement à totalement altérés (Figure 4-22D, 23E et 23F) mais certains cristaux mieux préservés montrent une zonation similaire à celle des APS des deux autres zones (Figure 4-22C). Les compositions chimiques des APS sont très variables entre cœur et bordure. Les compositions des cœurs d'APS, pour les trois zones, sont proches avec un enrichissement fort en terres rares légères (pôle florencite) et une faible concentration en strontium, soufre et calcium par rapport aux bordures (Tableau 4-5 et Figure 4-24). Les bordures, pour les trois zones, sont quant à elles beaucoup plus riches en strontium (pôle goyazite), soufre et calcium et présentent un appauvrissement marqué en terres rares légères par rapport au cœur (Figure 4-25). Ces profils montrent, de manière claire, le comportement antagoniste des terres rares et du soufre dans les différentes zones de l'APS

avec un enrichissement en terres rares au cœur et un enrichissement en soufre dans les bordures. Ces variabilités de compositions chimiques des APS avaient déjà été remarquées, à l'échelle de différents cristaux et non pour un même cristal, dans de précédentes études (Gaboreau et al., 2005 ; Gaboreau et al., 2007). Elles étaient attribuées, pour les bassins d'Athabasca et de Kombolgie (Australie), à la proximité des APS par rapport aux zones minéralisées. Ainsi, les APS riches en terres rares légères et appauvries en soufre, sont considérés comme uniquement présents dans les zones proximales aux minéralisations primaires alors que ceux riches en soufre sont plus distaux. Cette zonalité des compositions d'APS s'explique par les différences de pH et fO_2 existantes entre les zones minéralisées, réduites, et les zones distales, plus oxydantes. Ces caractéristiques d'oxydo-réduction différentes vont directement déterminer les compositions chimiques des APS (Gaboreau et al., 2007). Dans le cas des fronts d'oxydo-réduction à uranium, les variations chimiques sont observables à l'échelle du cristal, indiquant des variations physico-chimiques majeures en un même lieu.

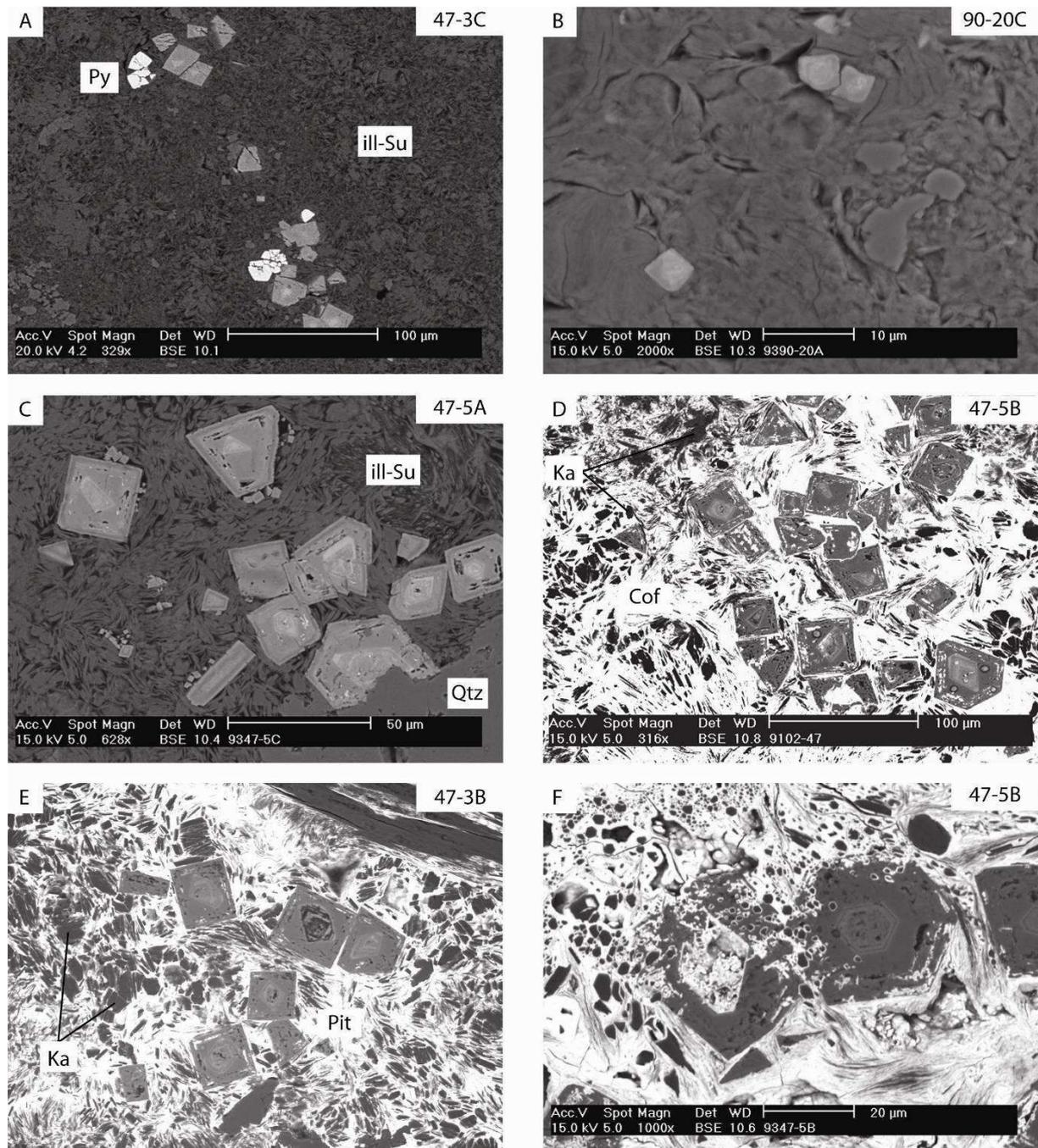


Figure 4-22 : Photographies par microscopies optique et électronique à balayage d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) des zones blanc-vert et front minéralisé. A-C. APS dans la matrice d'altération à illite-sudoïte. Les cristaux peuvent être associés à des pyrites (A). A proximité des fronts minéralisés, les APS ont des surcroissances automorphes de grande taille. D-F. APS dans des cavités de dissolution de quartz magmatiques. Ils sont intimement associés à des cristaux de kaolinite et à des oxydes et silicates d'uranium. Ils peuvent présenter des traces d'altération

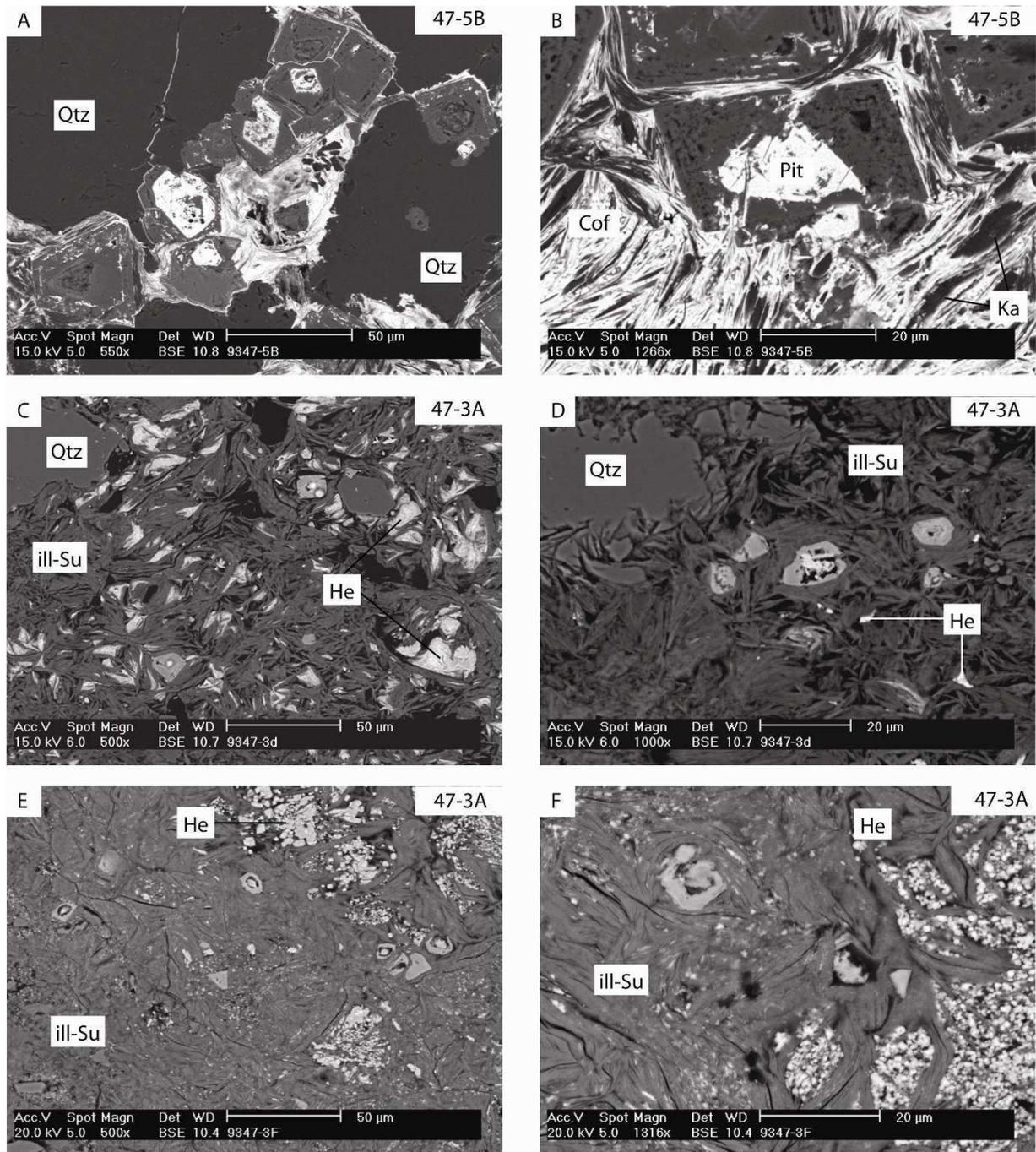


Figure 4-23 : Photographies par microscopies optique et électronique à balayage d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) de front minéralisé et de zone rouge. A-B. APS avec cœur remplacé par des oxydes d'uranium, les bordures sont peu altérées au contact des cristaux d'oxydes d'uranium (Pit et Cof) et de kaolinite (Ka). Il est à noter le cristal d'APS inclus dans le quartz secondaire (photo A). C-F. APS de petite taille et fortement altérés en zone rouge riche en hématite (He). Certains APS présentent les mêmes zonations que dans les zones blanc-vert ou minéralisée. Qtz : quartz, ill-Su : matrice à illite-sudoïte

Partie 4 : Fluides météoriques, altérations et remobilisations associées

sample analysis zone	47-5C		47-5C		47-3A		47-5B		47-3D		47-5C		47-5C		47-3A		47-5B		47-3D	
	4	σ	5	σ	2	σ	13	σ	3	σ	8	σ	10	σ	6	σ	34	σ	3	σ
SiO (wt%)	w-g zone_core		w-g zone_core		w-g zone_core		U front_core	red zone_core	w-g zone_rim		w-g zone_rim	w-g zone_rim	w-g zone_rim		w-g zone_rim	U front_rim	U front_rim	red zone_rim		red zone_rim
CaO	2.36	1.64	8.54	2.33	8.58	0.42	7.11	2.86	14.21	5.26	12.09	7.47	15.24	5.41	15.65	2.05	14.57	1.30		
La₂O₃	2.53	0.36	2.70	0.55	2.35	0.26	2.72	0.41	2.46	0.78	2.30	0.64	1.93	0.37	2.37	0.46	2.29	0.64		
Ce₂O₃	5.52	0.74	4.00	0.59	1.92	0.20	5.02	1.06	0.37	0.23	0.34	0.21	0.29	0.15	0.59	0.70	0.67	0.50		
Pt₂O₃	10.43	1.22	6.51	1.09	4.09	0.74	7.69	2.39	1.05	0.73	0.84	0.39	1.67	2.32	1.12	1.25	1.05	0.58		
Pt₂O₃	0.27	0.24	0.17	0.18	0.11	0.08	0.13	0.14	0.13	0.16	0.07	0.09	0.17	0.27	0.12	0.12	0.12	0.17		
Nd₂O₃	3.14	0.27	1.29	0.78	2.49	1.25	1.74	0.85	0.74	0.56	0.87	0.66	0.66	0.33	0.76	0.31	1.50	0.18		
SmO	0.31	0.07	0.15	0.08	0.15	0.04	0.17	0.10	0.14	0.15	0.21	0.18	0.30	0.18	0.07	0.10	0.34	0.21		
ThO₂	0.85	0.28	0.98	0.78	0.80	0.27	0.86	0.47	0.07	0.11	0.09	0.15	0.18	0.11	0.20	0.20	0.17	0.09		
UO₂	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	1.26	2.51	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	0.63	0.87	< D.L.	-		
PbO	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-		
Al₂O₃	29.07	0.62	27.64	1.72	27.76	0.31	29.03	1.53	31.04	1.12	31.07	1.18	31.26	1.35	29.93	2.02	31.17	0.56		
P₂O₅	23.10	1.29	20.41	0.77	19.45	1.45	20.91	1.26	21.05	1.24	20.62	0.85	21.24	1.12	18.95	1.94	20.90	0.59		
SO₃	0.93	0.32	3.04	0.64	3.79	0.11	1.67	1.47	8.83	1.51	9.21	1.43	8.48	1.09	9.39	1.50	8.02	0.70		
SiO₂	0.59	0.16	0.78	0.12	0.55	0.17	0.84	0.19	0.68	0.40	0.67	0.31	0.72	0.16	0.37	0.23	1.06	0.22		
F	0.42	0.05	0.43	0.07	0.27	0.17	0.48	0.14	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-	< D.L.	-		
Total	79.49		76.64		72.30		79.63		80.77		78.37		82.15		80.14		81.90			

Tableau 4-5 : Compositions chimiques des APS des zones rouge, front minéralisé et blanc-vert. Les analyses ont été séparées en fonction de la position du point d'analyse : cœur (core) ou bordure (rim) du cristal. σ : écart-type, <D.L. : inférieur à la limite de détection (St=0.11 wt%, Ca=0.07 wt%, La=0.05 wt%, Ce=0.09 wt%, Pr=0.1 wt%, Nd=0.37 wt%, Sm=0.16 wt%, Th=0.11 wt%, U=0.1 wt%, Pb=0.12 wt%, Al=0.03 wt%, P=0.05 wt%, S=0.11 wt%, Si=0.04 wt% et F=0.08 wt%)

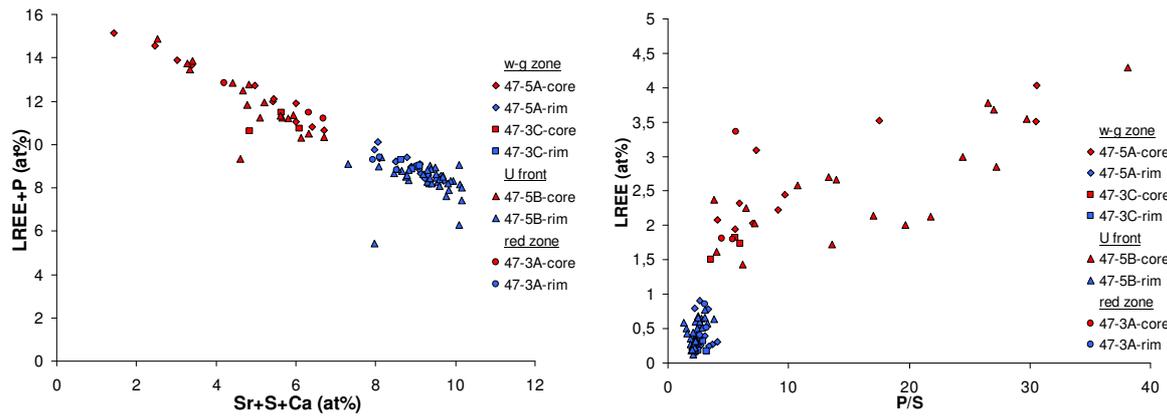


Figure 4-24 : Diagrammes P+LREE-Sr+S+Ca et LREE-P/S pour les cœurs (bleu) et bordures (rouge) des APS des zones blanc-vert, front minéralisé et zone rouge

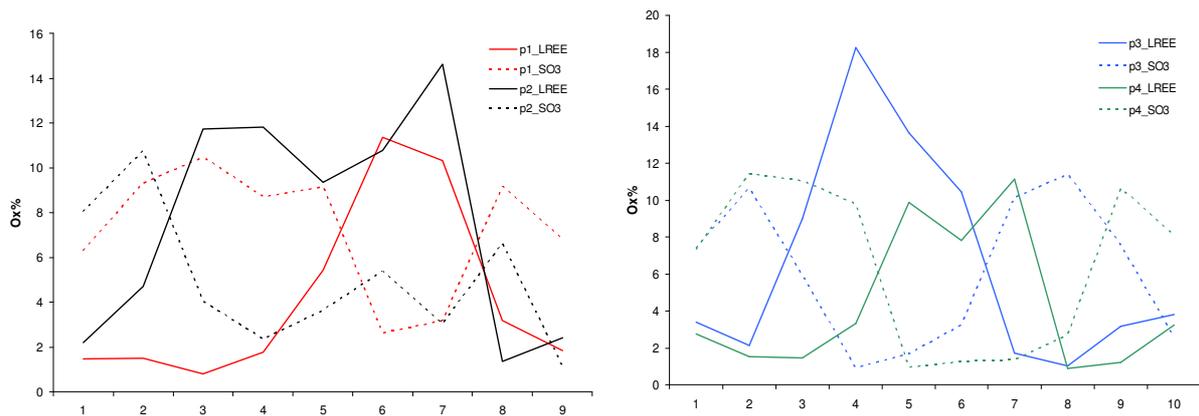
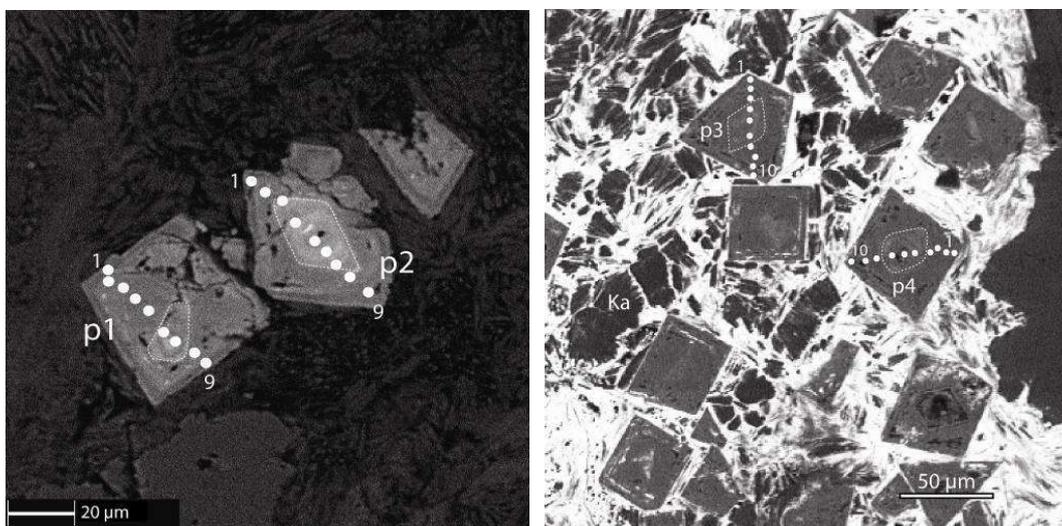


Figure 4-25 : Profils d'analyses chimiques réalisés par sonde électronique sur des APS zonés de zone blanc-vert (à gauche) et de front minéralisé (à droite). Les résultats sont donnés %oxydes

3.6. Géochimie en roche totale des différentes zones des fronts d'oxydo-réduction à uranium

Six échantillons ont fait l'objet d'une analyse en roche totale. Chacune des trois zones a été analysée : la zone blanc-vert, le front uranifère et la zone rouge. Les échantillons sélectionnés sont : 47-3, 47-4, 47-5, 47-11, 90-20 et 90-21 (Tableau 4-6).

Les zones minéralisées des échantillons 47-3 (47-3B), 47-4 (47-4B), 47-11 (47-11C) et 90-21 (90-21B) ont nécessité une dilution par du quartz ultra pur afin de permettre leur analyse au SARM (CRPG, Nancy, France), leur teneur initiale en uranium étant trop élevée pour obtenir des résultats non biaisés pour les autres éléments. Les teneurs initiales des échantillons dilués ont ensuite été recalculées pour tous les éléments (sauf Si). Afin de vérifier l'exactitude de la méthode, les concentrations des éléments dits immobiles lors des altérations (Al, Ta, Ti et Th par exemple) ont été comparées, pour un même échantillon, entre ces différentes zones. Aucune correction n'a été nécessaire.

Les résultats, pour la zone rouge et le front minéralisé de chaque échantillon, sont présentés sous forme de diagramme normalisé aux concentrations élémentaires de la zone blanc-vert. Cette technique a été utilisée pour permettre une visualisation facilitée des gains et pertes élémentaires associées à la mise en place des minéralisations sur les altérations synchrones de la formation des minéralisations primaires.

3.6.1. *Éléments majeurs et traces*

Éléments majeurs

Les tendances de variations élémentaires entre la zone rouge et le front minéralisé sont similaires (Figure 4-26 et Figure 4-27). Les éléments majeurs ne présentent pas de variations notables pour l'ensemble des échantillons, exceptés pour le calcium et le fer. Les variations pour le manganèse et le phosphore ne peuvent être considérées comme majeures du fait de leur faible teneur initiale dans la zone blanc-vert ($< 0.22\% \text{ P}_2\text{O}_5$, $< 0.01\% \text{ MnO}$). L'absence de variations pour l'aluminium, le potassium, le magnésium et le silicium indique une conservation des silicates dominants (illite, sudoïte, dravite, quartz) et de leurs proportions relatives entre les différentes parties du front, confirmant les résultats précédemment obtenus dans cette étude. L'enrichissement en fer est directement associé à l'hématisation massive de la zone rouge et à la présence de goethite-hématite dans la zone minéralisée. Les gains en calcium, équivalents dans la zone rouge et le front (entre 0.07 et $0.62\% \text{ CaO}$), peuvent s'expliquer, pour certains échantillons dont les zones rouges sont contaminées, par les teneurs non négligeables en calcium des pechblendes (Tableau 4-2). Dans le cas de l'échantillon 90-20, un autre phénomène est impliqué comme la cristallisation de carbonates tardifs par exemple. L'absence de variations notables pour K et Mg entre zones rouge et blanc-vert confirme le faible degré de kaolinisation des zones blanc-vert

Partie 4 : Fluides météoriques, altérations et remobilisations associées

sample	90-20A	90-20B	90-20C	90-21C	90-21 B	90-21A	47-3A	47-3B	47-3C	47-11B	47-11C	47-11A	47-4C	47-4B	47-4A	47-5B	47-5A
deposit	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch
depth (m)	unknown	unknown	unknown	unknown	unknown	unknown	218.40	218.40	218.40	182.30	182.30	182.30	241.30	241.30	241.30	217.20	217.20
lithology	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pelitic gneiss	pelitic gneiss
description	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	U front	w-g zone
SiO ₂ (wt. %)	63.31	68.33	60.71	60.71	65.39	63.02	66.10	66.37	70.51	67.63	76.03	76.03	70.51	76.03	76.03	70.50	70.50
Al ₂ O ₃	16.18	18.26	16.75	16.75	18.42	16.12	18.90	14.88	16.07	15.36	15.22	15.36	16.07	15.16	15.22	12.63	16.37
Fe ₂ O ₃	4.16	3.98	8.70	8.70	4.08	6.79	5.15	2.58	5.29	1.22	0.15	1.22	5.29	1.22	0.15	1.12	0.72
MnO	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01
MgO	2.49	1.46	1.74	1.74	1.34	2.41	2.10	4.32	1.19	4.88	1.42	4.88	1.19	1.04	1.42	1.46	2.21
CaO	0.67	0.42	0.22	0.22	0.28	0.20	0.32	0.42	0.07	0.54	0.07	0.41	0.07	0.21	0.07	0.20	0.24
Na ₂ O	0.09	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.24	0.25	0.20	0.12	0.11	0.08	0.11	0.12	<D.L.	0.08	<D.L.	0.13
K ₂ O	3.81	3.04	3.26	3.26	2.73	2.58	2.40	1.48	3.70	1.20	3.62	1.20	3.70	3.66	3.62	2.62	3.00
TiO ₂	0.59	0.52	0.47	0.47	0.48	0.44	0.75	0.68	0.01	0.66	0.01	0.66	0.01	<D.L.	0.01	0.54	0.72
P ₂ O ₅	0.08	0.13	0.16	0.16	0.15	0.06	0.08	0.18	0.03	0.21	<D.L.	0.22	0.03	<D.L.	<D.L.	<D.L.	0.17
L.O.I	7.19	7.16	7.13	7.13	8.25	7.94	7.76	9.20	3.63	7.34	3.59	7.34	3.63	4.64	3.59	5.08	5.60
Total	98.62	99.66	99.14	99.14	98.88	99.83	99.66	100.32	100.62	99.02	100.20	99.02	100.62	100.20	100.20	99.66	99.66
As (ppm)	<D.L.	41.96	45.51	2.82	16.03	3.02	<D.L.	<D.L.	<D.L.	28.79	<D.L.	19.95	<D.L.	6.09	<D.L.	<D.L.	1.51
Ba	84.4	83.4	47.91	72.00	62.18	190	245.52	309.4	61.02	75.34	28.01	75.34	61.02	175.16	28.01	197.8	64.17
Be	5.71	14.60	6.54	10.64	8.26	4.06	<D.L.	5.33	1.88	3.52	1.61	3.52	1.88	<D.L.	1.61	<D.L.	3.40
Bi	3.45	2.89	2.38	4.47	8.48	7.55	8.05	82.45	0.8	13.32	<D.L.	13.32	0.8	<D.L.	<D.L.	2.50	0.48
Cd	0.13	<D.L.	2.54	0.52	1.55	0.48	0.45	0.32	<D.L.	1.09	1.96	1.09	<D.L.	0.88	1.96	<D.L.	0.51
Co	18.27	8.42	14.57	4.83	3.81	0.6	<D.L.	1.44	0.8	5.19	3.01	5.19	0.8	3.38	3.01	<D.L.	0.85
Cr	64.9	85.56	60.71	<D.L.	14.63	44.37	74.22	82.05	<D.L.	85.02	<D.L.	85.02	<D.L.	<D.L.	<D.L.	72.36	85.95
Cs	2.53	1.43	1.29	1.87	1.52	1.19	1.25	1.65	0.39	1.02	0.25	1.02	0.39	<D.L.	0.25	0.86	0.59
Cu	8.32	<D.L.	6.98	8.47	10.19	4.17	<D.L.	34.07	<D.L.	5.42	<D.L.	5.42	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.	<D.L.
Ga	41.73	37.46	37.58	45.93	38.2	23.01	22.77	25.94	15.33	25.86	15.99	25.86	15.33	13.47	15.99	17.30	23.27
Ge	3.4	8.56	2.22	3.72	3.75	2.94	5.77	2.98	2.04	2.1	1.17	2.1	2.04	5.05	1.17	5.87	1.54
Hf	4.45	3.67	3.92	14.17	13.26	8.63	9.40	7.96	0.14	9.22	0.06	9.22	0.14	0.12	0.06	7.92	11.96
Mo	6.71	567	907.5	40.63	244.8	17.07	21.8	5.1	3.25	324.3	744	273.2	3.25	354.48	744	77.6	31.18
Nb	12.33	10.39	10.96	19.62	19.74	9.35	16.77	15.12	0.7	14.61	0.28	14.61	0.7	0.27	0.28	13.30	21.86
Ni	40.81	71.94	67.08	17.89	26.82	22.37	26.62	23.86	10.68	40.37	17.65	40.37	10.68	24.44	17.65	18.92	18.5
Pb	284.42	1214.34	99.68	231.06	383.95	2006.04	1031.36	165.37	86.78	287.70	71.95	87.51	86.78	920.36	71.95	791.73	55.35
Rb	83.42	63.42	71.53	74.15	58.3	37.55	37.8	43.46	43.18	32.38	50.97	32.38	43.18	45.76	50.97	37.69	38.46
Sb	0.94	3.97	1.58	0.59	1.08	2.62	3.53	<D.L.	<D.L.	4.90	0.74	4.90	0.42	3.88	0.74	4.42	0.37
Sn	1.88	3.05	3.09	1.69	1.86	3.34	2.27	2.47	1.23	1.87	1.26	1.87	1.23	2.08	1.26	2.10	3.13
Sr	121.5	129.24	129.3	350.5	301.2	178.9	113.73	49.54	37.32	37.67	21.65	37.67	37.32	63.04	21.65	221.08	459.90
Ta	1.1	0.82	0.88	0.85	1.12	0.58	0.88	1.49	0.13	1.05	0.04	1.05	0.13	0.06	0.04	0.94	1.74
Th	7.19	8.24	9.68	55.30	72.18	5.96	10.85	6.49	0.82	17.11	0.48	17.11	0.82	0.26	0.48	12.70	19.83
U	672.9	25932	321.6	6344	12228	15760	30900	371.9	50.47	2042	190.7	2042	50.47	24940	190.7	25820	648.4
V	404.2	332.46	320.9	510.3	618.2	567.2	524.7	143	104.7	180.7	50	180.7	104.7	209.32	50	443.2	176.5
W	3.07	24.88	1.66	8.71	10.71	17.06	28.16	0.4	1.92	13.16	<D.L.	1.92	1.92	15.6	<D.L.	12.48	1.11
Y	25.92	130.2	7.40	36.17	27.34	78.56	201.87	26.08	3.55	19.06	0.57	19.06	3.55	50.08	0.57	56.68	6.12

Partie 4 : Fluides météoriques, altérations et remobilisations associées

sample	90-20A	90-20B	90-20C	90-21C	90-21B	90-21A	47-3A	47-3B	47-3C	47-11B	47-11C	47-11A	47-4C	47-4B	47-4A	47-5B	47-5A
deposit	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	Eagle Point	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch	P-Patch
depth (m)	unknown	unknown	unknown	unknown	unknown	unknown	218.40	218.40	218.40	182.30	182.30	182.30	241.30	241.30	241.30	217.20	217.20
lithology	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pelitic gneiss	pelitic gneiss
description	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	U front	w-g zone
Zn	< D.L.	< D.L.	10.57	14.7	< D.L.	12.96	12.18	< D.L.	< D.L.	10.4	< D.L.	9.75	< D.L.	< D.L.	< D.L.	< D.L.	11.20
Zr	159.9	136.5	148.1	594.5	484.6	573.6	329.6	365.7	199.6	273.9	470.1	349.9	3.94	< D.L.	2.09	372.56	410.50
La	15.47	28.95	17.05	97.78	75.38	68.95	25.12	36.60	16.96	3.66	30.99	8.02	1.08	2.94	1.12	35.18	36.59
Ce	32.89	89.16	36.08	197	140.76	131.50	79.03	88.59	33.87	33.22	110.16	21.2	2.96	5.81	2.75	57.4	72.23
Pr	2.6	13.31	3.72	21.18	13.71	13.02	17.62	14.57	4.74	2.66	15.06	2.99	0.39	1.3	0.31	10.76	8.28
Nd	9.48	54.37	12.13	67.53	42.96	39.10	82.19	69.45	20.26	12.52	59.04	13.13	1.8	8.59	0.99	44.32	30.32
Sm	1.56	19.53	1.96	12.53	7.73	4.96	50	31.35	5.89	5.16	13.16	3.34	0.88	5.34	0.14	14.26	5.16
Eu	0.26	2.47	0.60	1.63	1.19	1.11	7.31	4.53	1.03	1.42	3.83	0.69	0.28	1.67	0.16	3.17	0.56
Gd	2.33	20.7	1.48	8.27	5.72	2.74	47.98	51.57	4.27	6.62	17.83	4.11	1.25	11.86	0.11	16.26	2.88
Tb	0.47	7.81	0.36	2.47	1.68	0.47	21.81	18.17	0.37	2.46	3.96	0.78	0.34	2.45	0.02	5.5	0.33
Dy	3.32	58.04	2.62	17.89	12.2	2.87	118.1	101.52	1.05	15.45	19.87	4.17	1.74	11.72	0.08	30.64	1.44
Ho	0.62	8.73	0.4	2.63	1.75	0.46	13.01	13.96	0.13	2.13	2.87	0.67	0.22	1.60	0.01	3.96	0.24
Er	1.55	20.06	0.98	6.3	4.21	1.28	25.45	28.38	0.33	5.12	6.02	1.58	0.44	2.99	0.03	8.37	0.7
Tm	0.21	2.87	0.16	0.96	0.64	0.21	3.38	3.25	0.05	0.8	0.71	0.21	0.06	0.32	< D.L.	1.12	0.11
Yb	1.34	18.21	1.15	6.48	4.5	1.45	18.12	16.45	0.37	5.82	4.07	1.30	0.36	1.66	0.03	6.82	0.86
Lu	0.2	2.03	0.15	0.77	0.52	0.23	1.75	1.97	0.06	0.63	0.55	0.21	0.04	0.18	0.01	0.68	0.15
Th/U	0.011	0.000	0.030	0.009	0.006	0.482	0.000	0.000	0.248	0.017	0.001	0.008	0.016	0.000	0.003	0.000	0.031
Th/La	0.465	0.285	0.568	0.566	0.958	0.748	0.237	0.296	0.190	1.771	0.476	2.134	0.760	0.087	0.427	0.361	0.542

Tableau 4-6 : Compositions chimiques des différentes zones des échantillons étudiés. <D.L. : inférieur à la limite de détection

Uranium

Les échantillons montrent des teneurs en uranium variées, avec des concentrations comprises entre 0.13 et 3.09% U (Tableau 4-6 et Tableau 4-7). Pour certains échantillons, la zone blanc-vert présente des concentrations fortes, totalement disproportionnées par rapport aux données connues pour les halos d'altération entourant les minéralisations de type discordance dans l'ensemble du bassin (voir Partie 3 de cette thèse). Ces résultats s'expliquent par une contamination par des oxydes d'uranium du front minéralisé dans la zone blanc-vert, malgré les précautions prises lors de la préparation des échantillons, et plus particulièrement au moment du sciage des différentes zones. Ceci est principalement dû à la petite taille des échantillons disponibles et à la forme complexe et interdigitée des fronts. Ces pollutions sont visibles pour les échantillons 47-11 (47-11A), 47-5 (47-5A) et 90-20 (90-20C). Concernant la zone rouge, la pollution par des oxydes d'uranium initialement intégrés au front uranifère est moins facilement décelable mais elle est avérée pour les échantillons 47-3 (47-3A) et 90-21 (90-21C). Le cas de l'échantillon 47-11 est à prendre avec précaution puisque la teneur en uranium est supérieure dans la zone blanc-vert que dans la zone rouge. Cependant le gain en uranium dans la zone rouge par rapport à la zone blanc-vert est compréhensible puisque la zone rouge correspond à l'héritage de l'avancée du front minéralisé. Des porteurs d'uranium comme la pechblende ou la coffinite n'ont pas été identifiés mais l'adsorption d'uranium sur les minéraux primaires (argiles, oxydes) peut expliquer les gains en uranium de cette zone.

lithology	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid
sample	90-20A	90-20B	90-20C	90-21C	90-21 B	90-21A	47-3A	47-3B	47-3C
description	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone
U	672.9	25932	321.6	6344	12228	107.1	15760	30900	13.03
LREE	62.25	207.79	71.54	397.65	281.73	258.65	261.27	245.09	82.74
HREE	10.03	138.44	7.31	45.77	31.21	9.71	249.60	235.28	6.62
HREE/LREE	0.16	0.67	0.10	0.12	0.11	0.04	0.96	0.96	0.08

lithology	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid	pegmatoid	pelitic gneiss	pelitic gneiss
sample	47-11B	47-11C	47-11A	47-4C	47-4B	47-4A	47-5B	47-5A
description	red zone	U front	w-g zone	red zone	U front	w-g zone	U front	w-g zone
U	371.9	23913	2042	50.47	24940	190.7	25820	648.4
LREE	58.64	232.25	49.36	7.40	25.64	5.46	165.09	153.14
HREE	39.02	55.89	13.03	4.44	32.78	0.29	73.34	6.71
HREE/LREE	0.67	0.24	0.26	0.60	1.28	0.05	0.44	0.04

Tableau 4-7 : Teneurs en uranium (ppm), terres rares légères (LREE, ppm) et terres rares lourdes (HREE, ppm) des échantillons étudiés en fonction des zones

Autres éléments traces

- Eléments enrichis

Concernant les éléments traces, les enrichissements sont surtout marqués pour l'uranium, les terres rares, l'yttrium, le tungstène, le baryum, le plomb et le vanadium. Les enrichissements en terres rares sont directement corrélables aux gains en uranium. Ceci est particulièrement visible pour l'échantillon 90-20 pour lequel les teneurs très différentes en uranium pour la

zone minéralisée et la zone rouge (25932 et 672.9 ppm) sont directement corrélées aux abondances des terres rares. Les terres rares semblent donc intégrées majoritairement aux oxydes et silicates d'uranium, comme l'yttrium (dont le comportement est similaire à celui des terres rares lourdes) et le plomb.

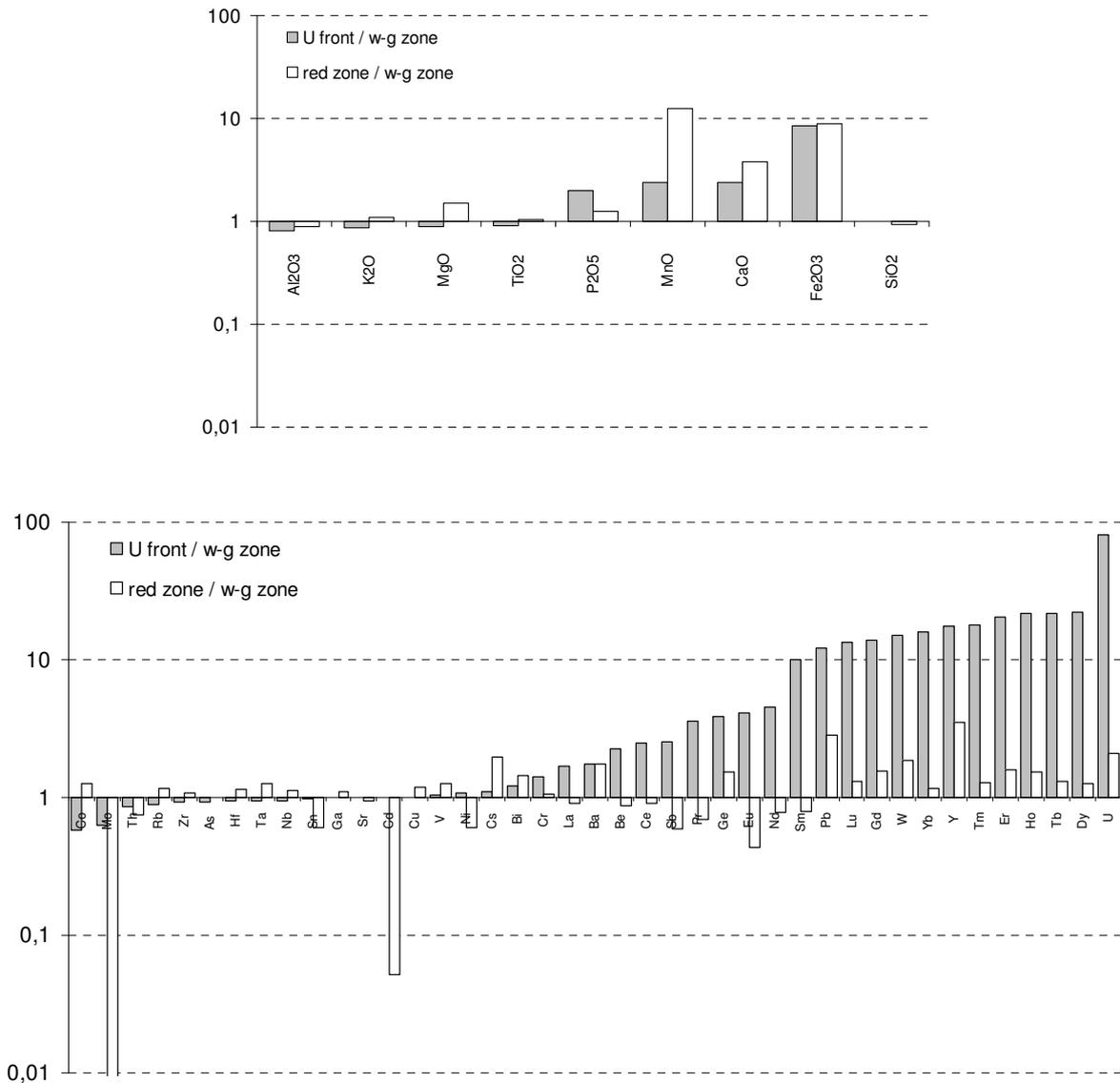


Figure 4-26 : Bilan de masse entre zone rouge et zone blanc-vert (blanc) et entre front U et zone blanc-vert (gris) pour l'échantillon 90-20 (gneiss pélitique). La teneur en uranium de la zone blanche est de 672.9 ppm

Les enrichissements en terres rares sont décroissants des terres rares lourdes aux terres rares légères entraînant des rapports HREE/LREE élevés comparés à la zone blanc-vert. Le vanadium semble être lui aussi porté par les oxydes d'uranium au vu des analyses par sonde électronique effectuées sur ces minéraux (Tableau 4-2), il faut toutefois noter que sa concentration reste faible dans les différentes zones (618 ppm maximum). Les porteurs du tungstène et du baryum n'ont pas été identifiés mais malgré les enrichissements lors de la mise en place du front, leur concentration reste faible (<29 ppm pour W, <310 ppm pour Ba).

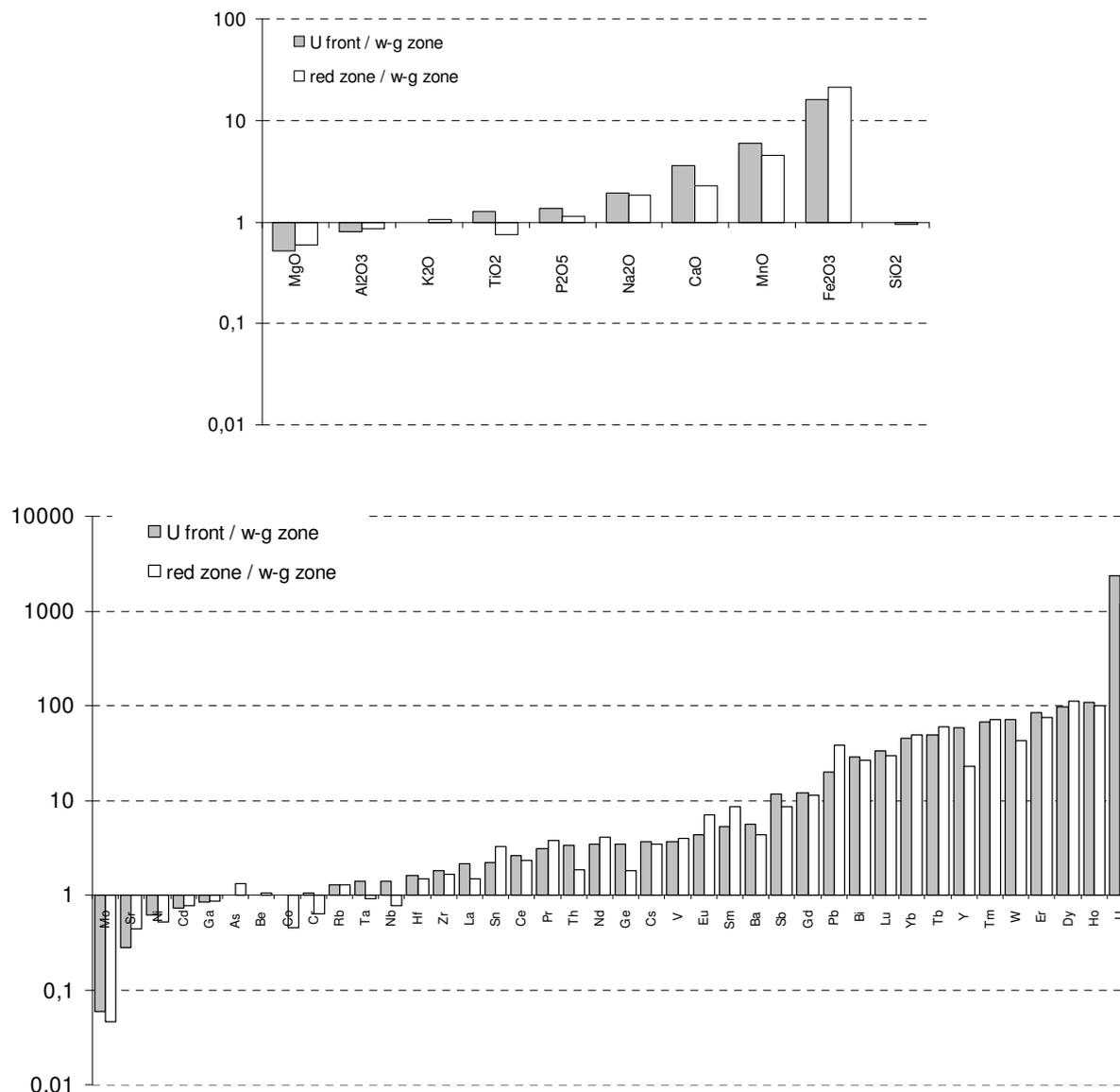


Figure 4-27 : Bilan de masse entre zone rouge et zone blanc-vert (blanc) et entre front U et zone blanc-vert (gris) pour l'échantillon 47-3 (pegmatoïde). La teneur en uranium de la zone blanche est de 13.03 ppm

- Elements invariants

De nombreux éléments traces, comme la majorité des éléments majeurs, ont des concentrations invariantes entre les différentes zones. C'est le cas pour Zr, Sr, Th, Ga, Nb, Sn et Th. Ces éléments sont soit invariants à l'altération (Th, Ta, Zr par exemple) soit présents en très faible quantité dans la zone blanc-vert avant le passage du front d'oxydo-réduction.

- Eléments lessivés

Les pertes élémentaires sont numériquement faibles puisqu'elles concernent seulement Mo, Ni, Co et dans certains cas As avec des diminutions pouvant aller jusqu'à 10 fois la concentration initiale. Les variations les plus fortes sont visibles pour Mo, les autres éléments étant plus faiblement concentrés dans la zone blanc-vert initialement. Il est toutefois à noter

que la concentration en Mo dans la zone blanc-vert à proximité directe des fronts d'oxydo-réduction est beaucoup plus élevée que celle de zones blanc-vert typiques des halos d'altération de type discordance (généralement inférieure à 10 ppm).

Les différences de fractionnement entre zone rouge et front (normalisées à la zone blanc-vert) selon les échantillons ont été récapitulées dans le Tableau 4-8. L'échantillon 47-11 a été écarté car la zone dite blanc-vert contenait de l'uranium. L'uranium peut se concentrer dans le front mais aussi dans la zone rouge. Pour 90-21, la zone rouge est même légèrement plus enrichie en éléments mobiles que le front. Il existe une corrélation directe entre le fractionnement de U entre zone rouge et front et le fractionnement des autres éléments.

lithology	pelitic gneiss	pegmatoid	pegmatoid
sample	90-20	90-21	47-3
[U] in front (ppm)	1283	12228	30900
elementary enrichment / WGZ	U: x60 other: x0-3	U: x100 other: x0-8 except Fe	U: x2400 other: x0-100
U repartition between front (RF) and red zone (RZ)	U(UF) >> U(RZ)	U(UF) ≈ U(RZ)	U(UF) ≈ U(RZ)
repartition between RF and RZ for other enriched elements	UF ≈ RZ	RZ > UF	UF = RZ

Tableau 4-8 : Résumé des fractionnements des échantillons de la zone rouge (RZ) et du front minéralisé (RF) comparativement à la zone blanc-vert (WGZ)

3.7. Comportement des terres rares dans les fronts minéralisés : comparaison des analyses en roche totale et des analyses in-situ par sondes ioniques IMS-3f et IMS-7f des oxydes d'uranium

3.7.1. Spectres de terres rares en roche totale normalisées aux chondrites

La zone Blanc-vert

Les spectres de terres rares normalisées aux chondrites dans les zones blanc-vert montrent des profils assez proches des profils typiques des halos d'altération du socle entourant les minéralisations uranifères (Fayek et Kyser, 1997) avec, pour certain, une anomalie en europium encore exprimée (47-3C ou 47-11A, Figure 4-28) et des terres rares légères beaucoup plus concentrées que les lourdes. Cet enrichissement en terres rares légères est directement dépendant des minéraux accessoires porteurs de terres rares dans cette zone (voir chapitre 2 de la Partie 3). Les porteurs dominants de terres rares dans la zone blanc-vert sont les APS, les apatites et les zircons (les monazites étant fortement à totalement altérées) dont l'abondance relative, pour les deux derniers, est fonction de la lithologie. Les APS présentent les concentrations en terres rares les plus fortes ainsi qu'une abondance importante dans cette zone et sont donc majoritairement responsables de la forme du spectre de terres rares (voir chapitre 2 de la partie 3). Un bombement, centré sur Dy ou Tb, est visible pour certains échantillons (90-20C et 47-11A) et est directement dû à la contamination par des oxydes d'uranium dans la zone blanc-vert, comme les teneurs en uranium de ces échantillons le prouvent.

Le front minéralisé

Les spectres de terres rares normalisées aux chondrites des fronts minéralisés diffèrent de ceux des zones blanc-vert avec des enrichissements pour l'ensemble des terres rares, très importants pour les terres rares intermédiaires à lourdes et moindres pour les terres rares légères. Les enrichissements sont centrés sur Tb et Dy, les terres rares lourdes étant de moins en moins concentrées avec l'augmentation du numéro atomique. Concernant les terres rares légères, les enrichissements, même s'ils sont plus faibles que pour les terres rares intermédiaires, sont marqués avec des concentrations similaires de La à Nd et un petit enrichissement moindre pour Sm. Une différence peut être toutefois notée pour l'échantillon 90-21 pour lequel les terres rares légères, dans les trois zones, sont plus concentrées que les terres rares intermédiaires ou lourdes. Les gains globaux en terres rares sont importants puisque celles-ci sont jusqu'à cent fois plus concentrées dans le front minéralisé que dans la partie blanc-vert (47-3B). Les gains en europium sont plus faibles que les terres rares proches entraînant l'apparition d'une anomalie négative marquée.

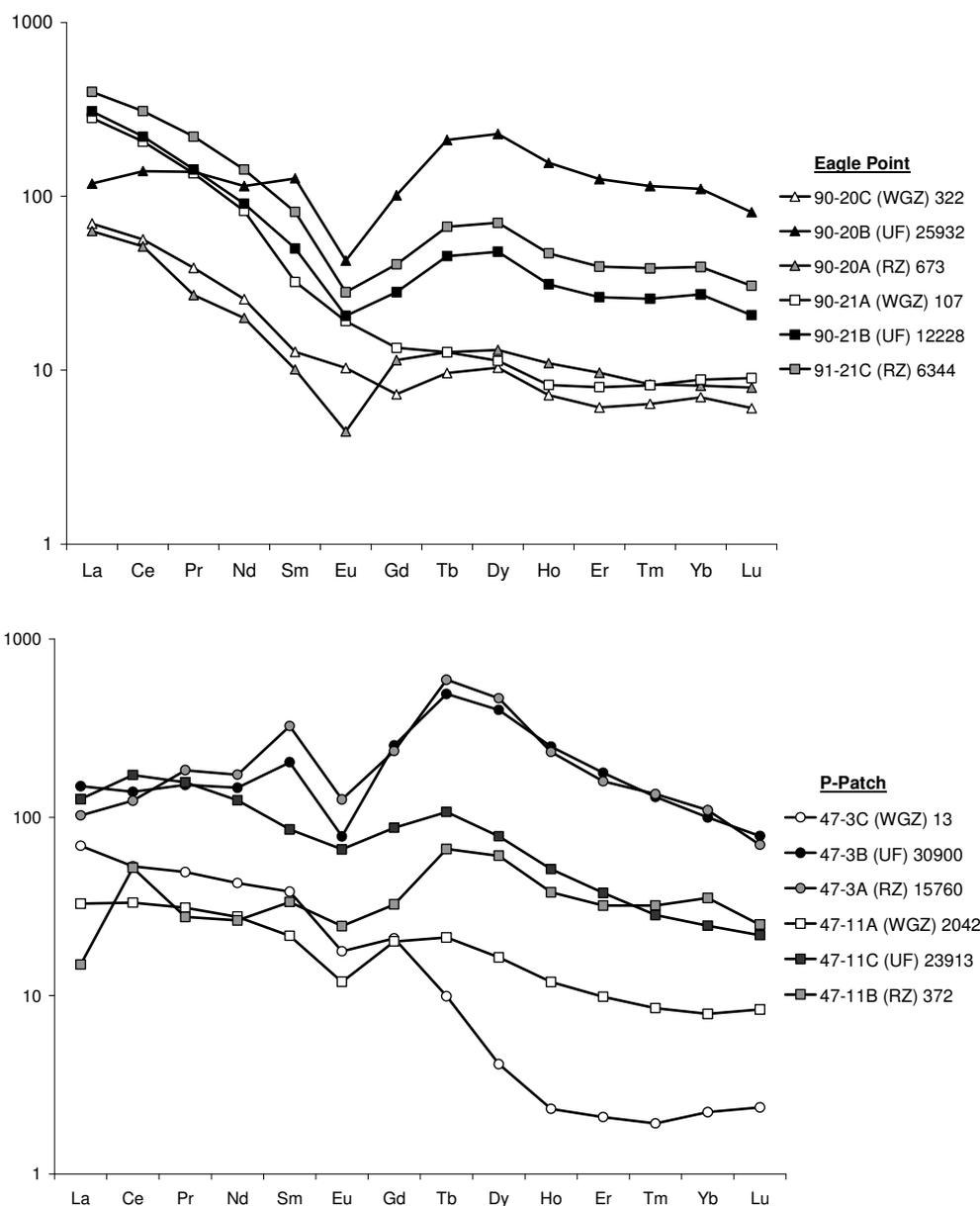


Figure 4-28 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites des trois zones des échantillons 90-20, 90-21, 47-3 et 47-11. Les valeurs en bout de ligne correspondent à la teneur en uranium (en ppm) de chaque zone. WGZ=zone blanc-vert, UF=front minéralisé, RZ= zone rouge

La zone rouge

Pour la zone rouge, deux phénomènes sont associés pour donner les spectres de terres rares obtenus. Comme nous l'avons précisé antérieurement, des pollutions d'oxydes d'uranium lors de la préparation des échantillons ont augmenté fortement les concentrations en uranium et donc les concentrations en terres rares. Cela est particulièrement le cas pour 47-3A et 90-21C. Les spectres de ces zones rouges sont de ce fait tout à fait similaires à ceux des fronts uranifères. Pour les autres échantillons, la pollution est plus difficile à déceler, les concentrations en uranium et terres rares pouvant être considérées comme des héritages de

l'avancée du front uranifère. La forme du spectre de terres rares est alors assez proche de celle de la zone blanc-vert (90-20A) avec un léger bombement des terres rares intermédiaires.

3.7.2. Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des oxydes d'uranium des fronts d'oxydo-réduction

Trois échantillons de fronts minéralisés (47-3B, 90-20B et 90-7) ont fait l'objet d'une analyse par sondes ioniques des abondances relatives en terres rares des oxydes d'uranium (Figure 4-29). L'échantillon 90-7 a été analysé au CRPG (Nancy, France) par sonde ionique CAMECA IMS-3f selon le protocole analytique développé par Bonhoure et al. (2007). Les résultats ainsi que l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ des oxydes d'uranium analysés (278 ± 62 Ma) ont été présentés dans un chapitre précédent (voir partie de cette thèse). Les oxydes d'uranium des échantillons 47-3B et 90-20B, étant de plus faible taille ($<60 \mu\text{m}$), ils ont été analysés au CEA (Bruyères le Châtel, France) par sonde ionique CAMECA IMS-7f selon un protocole analytique développé par Piani et al. (2008).

deposit	sample	method	analysis	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
P-Patch	47-3B	whole rock		36.6	88.59	14.57	69.45	31.35	4.53	51.57	18.17	101.52
		IMS-7f	1	634.07	824.3	1065.56	837.91	1052.17	462.44	1078.95	3563.45	1729.08
Eagle Point	90-20B	whole rock		28.95	89.16	13.31	54.37	19.53	2.47	20.7	7.81	58.04
		IMS-7f	1	193.71	473.52	566.1	461.18	843.77	310.82	712.6	2351.29	2600
		IMS-7f	2	947.12	2070.07	2409.92	1957.75	2871.3	1061.97	2430.75	5720.97	6449.94
Eagle Point	90-7	IMS-3f	1	116.98	362.71	58.21	228.7	39.31	8.61	19.58	9.71	67.23
Eagle Point	90-21B	whole rock		75.38	140.76	13.71	42.96	7.73	1.19	5.72	1.68	12.2

deposit	sample	method	analysis	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Total REE	LREE	HREE	HREE/LREE
P-Patch	47-3B	whole rock		13.96	28.38	3.25	16.45	1.97	480	245	235	0.96
		IMS-7f	1	1241.1	1406.97	1168.35	883.55	626.72	16575	4876	11698	2.4
Eagle Point	90-20B	whole rock		8.73	20.06	2.87	18.21	2.03	346	208	138	0.67
		IMS-7f	1	1448.2	1190.75	1188.49	1234.71	774.97	14350	2849	11501	4.04
		IMS-7f	2	3930.52	3332.38	3109.79	3165.07	2238.29	41696	11318	30378	2.68
Eagle Point	90-7	IMS-3f	1	9.01	19.05	2.36	2.04	1.73	945	815	131	0.16
Eagle Point	90-21B	whole rock		1.75	4.21	0.64	4.5	0.52	313	282	31	0.11

Tableau 4-9 : Comparaison des teneurs en terres rares en roche totale et in-situ des oxydes d'uranium des échantillons 47-3, 90-20, 90-7 et 90-21

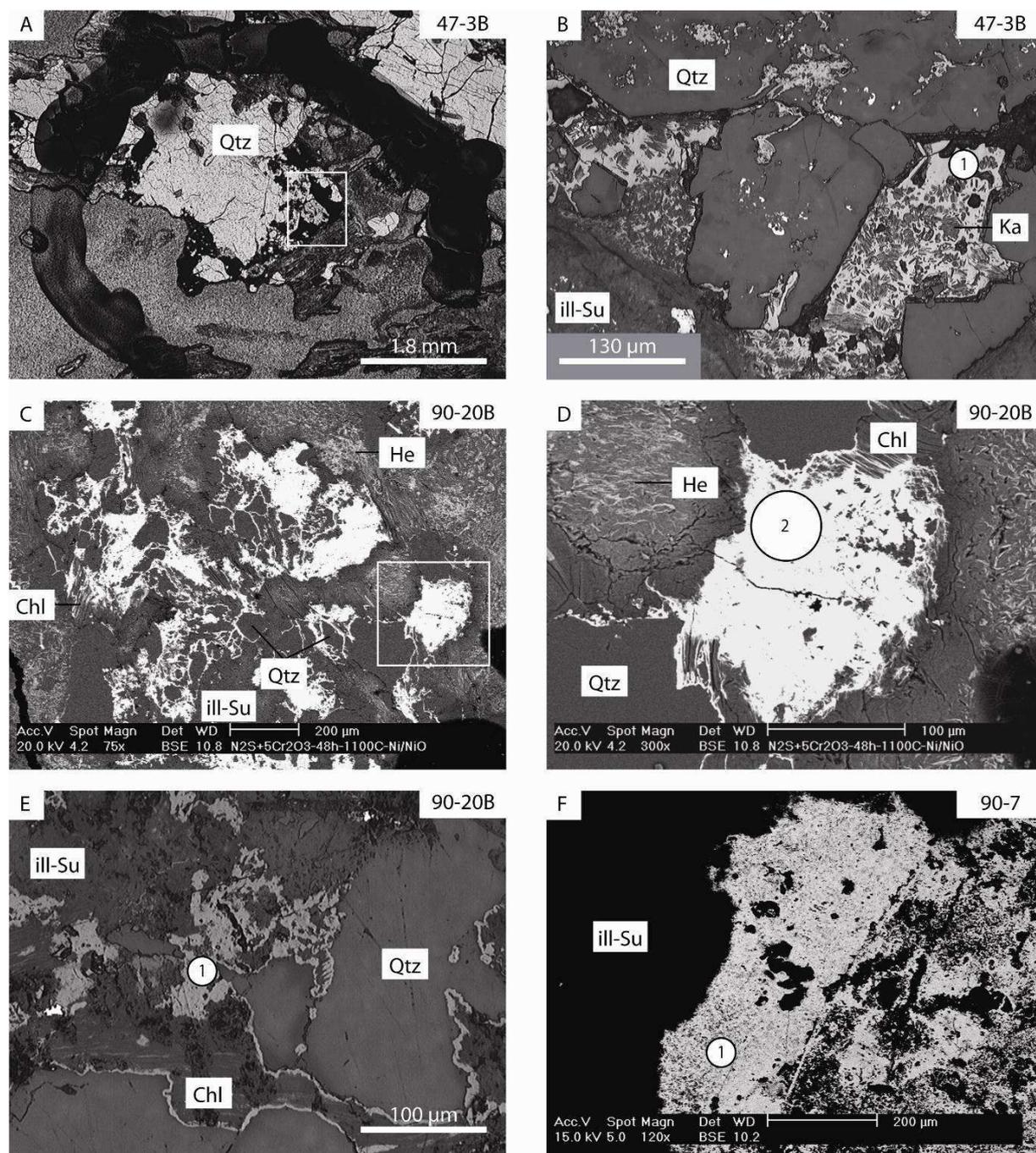


Figure 4-29 : Photographies par microscopie optique et électronique à balayage des oxydes d'uranium analysés par sondes ioniques IMS-3f et IMS-7f. Les cercles numérotés correspondent aux points d'analyses reportés sur Tableau 4-9. Qtz : quartz, Ka : kaolinite, Chl : chlorite, He : hématite, ill-Su : matrice à illite-sudoite

Deux types de spectres ont été obtenus pour ces trois échantillons. Concernant les échantillons 47-3 et 90-20, les spectres de terres rares normalisés aux chondrites sont similaires avec une forme en cloche centrée sur Dy et Tb, une abondance proche pour les terres rares légères (à l'exception de La et Sm) et une anomalie négative en europium marquée (Figure 4-30). Ces spectres sont tout à fait identiques (aux abondances relatives près) aux spectres de terres rares en roche totale pour les fronts minéralisés de deux échantillons. Ceci confirme donc

l'hypothèse selon laquelle les oxydes d'uranium sont les porteurs majeurs de terres rares dans les fronts.

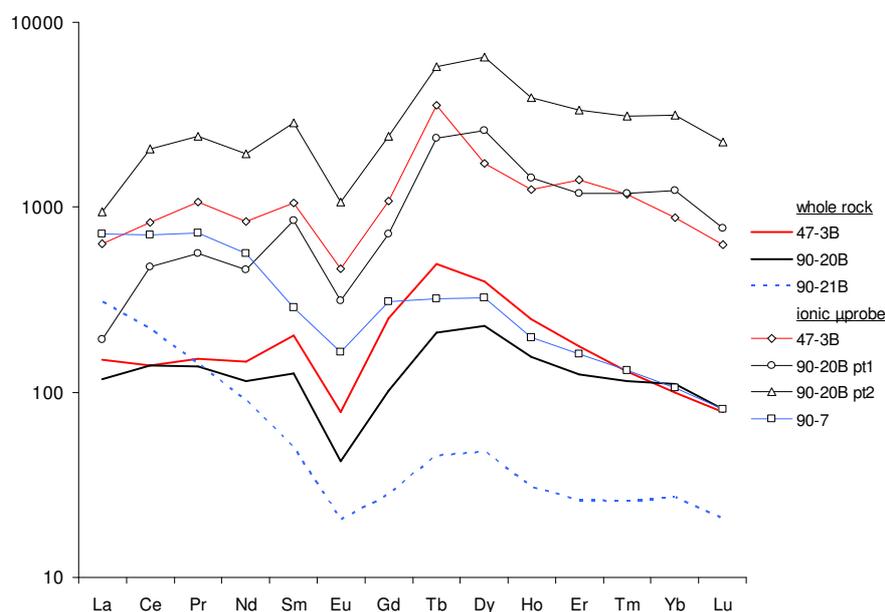


Figure 4-30 : Spectre de terres rares normalisées aux chondrites des analyses par roche totale (whole rock) ou réalisés in-situ par sonde ionique (ionic uprobe) pour les échantillons 47-3, 90-20, 90-21 et 90-7

Le spectre de terres rares normalisées aux chondrites des pechblendes de 90-7 présente un profil très différent avec une abondance forte pour les terres rares légères (et particulièrement La et Ce), distincte de 47-3B et 90-20B, mais une anomalie en europium et une forme en cloche pour les terres rares intermédiaires identiques aux deux échantillons précédents. Les abondances relatives pour les terres rares intermédiaires et lourdes sont dix fois plus faibles pour 90-7 que pour 47-3 et 90-20, cela est directement visible par comparaison des rapports des concentrations des terres rares lourdes par rapport aux concentrations des terres rares légères pour les oxydes d'uranium (Tableau 4-9). Ainsi, les oxydes d'uranium de 47-3B et 90-20B ont des rapports supérieurs à 1 (2.4, 4.04 et 2.68) alors qu'il est fortement inférieur à 1 pour 90-7 (0.16). Néanmoins, comme les machines et les protocoles analytiques n'ont pas été les mêmes pour les trois échantillons, il convient de comparer les trois échantillons avec discernement.

Aucun spectre en roche totale n'a pu être réalisé pour le front minéralisé de 90-7, toutefois, le spectre des oxydes d'uranium a une forme similaire à la zone minéralisée de l'échantillon 90-21 (90-21B). Les rapports des concentrations de terres rares lourdes vis-à-vis des terres rares légères sont aussi différents entre les échantillons 47-3B, 47-20B (0.96 et 0.67) et l'échantillon 90-21B (0.11). La forme des spectres de terres rares des oxydes d'uranium n'est pas dépendante de la lithologie dans laquelle ont cristallisé les minéralisations (cas de 47-3 [pegmatite] et de 90-20 [gneiss pélitique]).

4. Discussion

4.1. Séquence paragenétique

La minéralogie observée dans les fronts d'oxydo-réduction à uranium correspond à la succession de plusieurs événements d'altération depuis la formation des premières minéralisations uranifères (autour de 1.6-1.4 Ga ; Cumming et Krstick, 1992 ; Fayek et al., 2002a ; Fayek et al., 2002b ; Kister, 2003 ; Alexandre et al., 2009) jusqu'à l'actuel résumés sur la Figure 4-31. La succession temporelle est ainsi la suivante :

4.1.1. altération hydrothermale contemporaine des minéralisations primaires

L'altération hydrothermale contemporaine des minéralisations primaires est identique, du point de vue des modifications minéralogiques engendrées, à celles décrites dans de précédentes études pour les gisements de discordance du bassin d'Athabasca. La circulation de fluides hydrothermaux chauds (130-200°C) de type saumure (Kotzer et Kyser, 1995 ; Derome et al., 2005) entraîne la déstabilisation des minéraux magmatiques ou métamorphiques (feldspaths, micas, chlorites rétro-métamorphiques et minéraux accessoires principalement) et la formation d'une paragenèse dominée l'illite et la sudoïte, leur proportion relative étant considérée comme issue d'une zonation et étant dépendante de la distance aux minéralisations (Quirt, 1989). D'autres minéraux d'altération, plus minoritaires, sont décelables dans certains échantillons comme des interstratifiés à illite-smectites ou des cristaux de dravite.

Les autres phases minérales formées au cours de cet épisode majeur d'altération hydrothermale sont principalement les alumino-phosphate-sulfates de terres rares et les pyrites. Ces dernières peuvent correspondre, lorsque la fugacité du soufre est suffisante, à la précipitation des porteurs du soufre expulsé lors de l'altération des ferromagnésiens (biotite, chlorite rétro-métamorphique). Une possible première phase à kaolinite diffuse, précédemment nommée K1 par Kotzer et Kyser (1995) pourrait aussi être contemporaine de ce premier épisode d'altération. L'altération des biotites permet la formation précoce de chlorites pluri-micrométriques, d'oxydes de titane et de quartz.

Les quartz magmatiques présentent des débuts de dissolution à leur bordure avec possibilité de dissolution totale et formation de cavités de dissolution (voir chapitre 1 de la Partie 3). Dans ces cavités de dissolution, des plages de quartz secondaires automorphes sont parfois observées (47-3B par exemple) et sont considérées, suite aux études pétrographique, isotopique, par microthermométrie et par cathodoluminescence effectuées sur les cristaux, comme des épisodes de cristallisation contemporains des circulations fluides hydrothermales et de la formation des minéralisations uranifères (Kotzer et Kyser, 1995 ; Botis et al., 2006) .

		white-green zone	U front	red zone
hydrothermal	primary minerals	quartz I		
		zircon		
		monazite		
		apatite		
		chlorite		
		phengite		
		TiO ₂		
		illite		
		sudoite		
		dravite		
alteration stage	I/S			
	APS			---
	quartz II			
	pyrite			
	galena I			
U redox front	pitchblende			---
	goethite			---
	hematite			---
	APS II			---
	coffinite			
	galena II			
	kaolinite			---

Figure 4-31 : Minéralogie des trois zones des fronts d’oxydo-réduction à uranium. Les traits pleins indiquent un positionnement précis, les traits pointillés un positionnement probable

Des galènes sont visibles dans les zones blanc-vert de certains échantillons (90-20 en particulier). La concentration parfois forte de ce minéral à proximité des minéralisations primaires permet de supposer que le plomb des galènes provient de l’altération des oxydes d’uranium primaires.

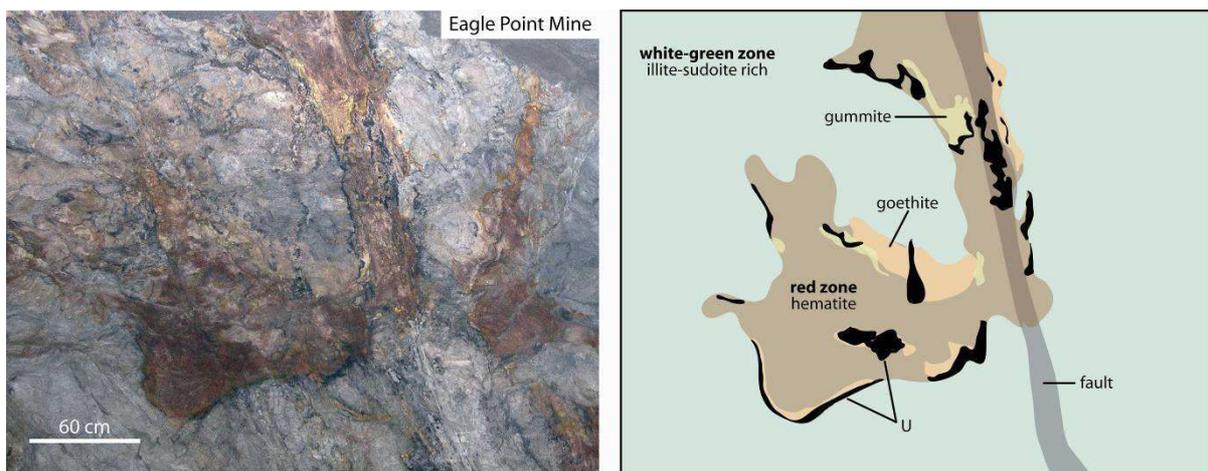


Figure 4-32 : Front de mine d’Eagle Point (niveau 162) et dessin interprétatif associé (à droite). Les fronts d’oxydo-réduction se développent à proximité des zones faillées et progressent par gravité dans la matrice à illite-sudoite. Des recristallisations tardives d’uranium (gummite) sont visibles

Ces galènes sont donc postérieures au dépôt des minéralisations les plus primaires comme cela a déjà été observé dans d’autres gisements du bassin (Kotzer et Kyser, 1993). Cette hypothèse est confortée par l’existence de multiples circulations fluides postérieurement à la

formation des premières minéralisations de type discordance (Voir Partie 1 de cette thèse). La paragenèse obtenue pour la zone blanc-vert des gisements d'Eagle Point et de P-Patch est identique à celles décrites dans l'ensemble des gisements du bassin.

4.1.2. Les fronts d'oxydo-réduction à uranium

La mise en place des fronts d'oxydo-réduction à uranium n'entraîne pas de profondes modifications minéralogiques des minéraux argileux hydrothermaux antérieurement formés. Les analyses par diffraction des rayons X sur fraction inférieure à 2 μm ainsi que par sonde électronique sur les cristaux d'illite et de sudoïte indiquent qu'aucune modification cristallographique et minéralogique majeure n'est observable lors du passage du front d'oxydo-réduction. Les reliques des minéraux magmatiques ou métamorphiques sont elles aussi conservées.

Les modifications majeures sont associées à la formation d'oxydes de fer (hématite) et d'oxyhydroxydes de fer (goethite) et oxydes d'uranium (pechblende) dans le front minéralisé (Figure 4-32 et Figure 4-35). La mise en place du front minéralisé entraîne la déstabilisation des galènes et des pyrites et leur disparition dans la zone oxydée rouge, ces deux sulfures étant des surfaces de réduction privilégiées pour l'uranium. Les oxydes d'uranium peuvent être aussi nucléés sur d'autres minéraux antérieurs tel que les oxydes de titane.

Des surcroissances d'alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) de grande taille, autour des APS contemporains des altérations hydrothermales, sont souvent observées dans les fronts minéralisés et en proche aval de celui-ci. Par contre, les APS dans la zone rouge, de petite taille, sont partiellement à totalement dissous.

Des galènes automorphes, tardives par rapport aux minéralisations de front, sont visibles dans certaines cavités de dissolution tapissées d'oxydes d'uranium. Le processus de coffinitisation, favorable au départ du plomb des oxydes d'uranium, serait le phénomène contrôlant la formation de ces galènes.

4.1.3. kaolinisation

Des cristaux de kaolinite ont été observés dans la zone blanc-vert de certains échantillons (90-20 et 90-21 par exemple) mais aussi dans certains fronts minéralisés (47-5B et 47-3B). Cette présence de cristaux de kaolinite automorphes avec les minéralisations uranifères semble indiquer une formation antérieure à synchrone de ce minéral par rapport au dépôt des oxydes d'uranium. Néanmoins, l'absence de kaolinite identifiée par diffraction des rayons X dans les zones rouges de certains échantillons ayant de la kaolinite dans leur zone blanc-vert pourrait indiquer que la formation de la kaolinite dans ces échantillons est à un événement postérieur à la mise en place des fronts minéralisés. Ceci est confirmé par les observations effectuées sur les fronts de mine d'Eagle Point qui montrent des phénomènes de kaolinisation massifs recoupant les fronts d'oxydo-réduction (Figure 4-33). Ces zones kaolinisées n'ont

malheureusement pas pu être échantillonnées pour cette étude. Plusieurs épisodes de précipitation de la kaolinite peuvent donc être envisagés à différentes époques à l'échelle du bassin d'Athabasca. L'épisode majeur de kaolinisation semble néanmoins postérieur au dépôt des fronts d'oxydo-réduction et entraîne de profonds remaniements minéralogiques des minéraux hydrothermaux et contemporains des fronts d'oxydo-réduction. Il est à noter que les profondeurs importantes des échantillons par rapport à la discordance (plus de 50 m) ne permettent pas d'envisager la présence de kaolinite formée au cours du processus de régolithisation dans ces environnements.

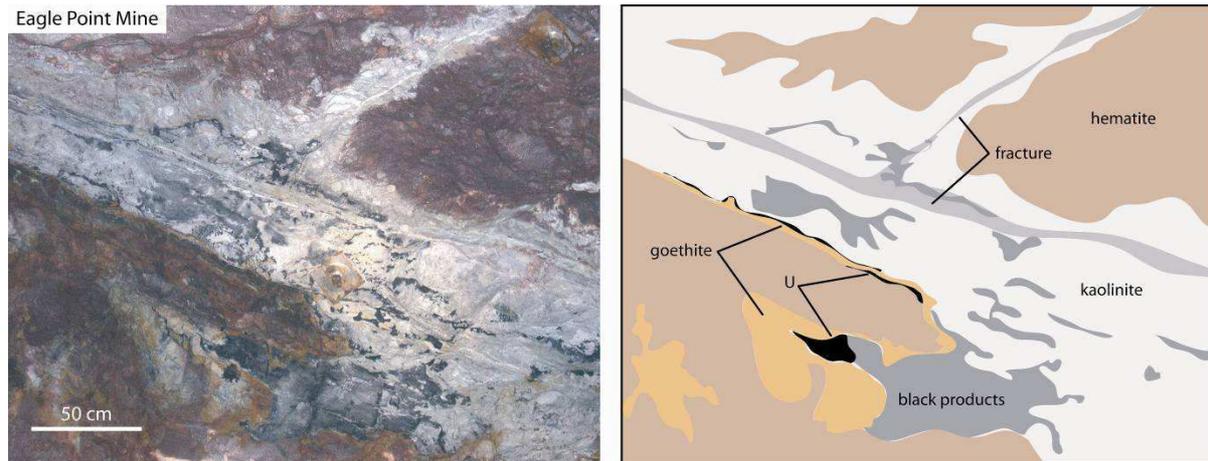


Figure 4-33 : Front de mine d'Eagle Point (niveau 162) et dessin interprétatif associé (à droite). Les fronts d'oxydo-réduction sont recoupés par une kaolinisation massive à proximité des zones fracturées. L'uranium est partiellement redéposé sous forme de produits noirs dans la matrice à kaolinite.

4.1.4. Stabilité des alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS) dans les fronts d'oxydo-réduction à uranium

Les APS dans le front minéralisé et la zone blanc-vert proche du front ont des surcroissances automorphes de grande taille autour de cœur micrométriques altérés à automorphes. Ces surcroissances avaient seulement été décrites dans les lits de minéraux lourds du bassin d'Athabasca. (Mwenifumbo et Bernius, 2002).

Les deux parties des APS ont des compositions chimiques totalement différentes, avec des cœurs enrichis en terres rares légères (Ce et La principalement) et des bordures riches en soufre et strontium (Figure 4-25). Les cœurs enrichis en terres rares légères sont considérés comme des héritages des APS contemporains de la formation des minéralisations les plus primaires. Ainsi, leur richesse en terres rares légères indique qu'ils ont cristallisé à proximité des minéralisations primaires, dans des zones réduites. Ceci est confirmé par la proximité géographique actuelle de ces échantillons avec les minéralisations primaires de P-Patch par exemple. Les cœurs d'APS dans ces fronts sont soit fortement altérés soit remplacés par des phases uranifères alors que les bordures semblent être beaucoup plus stables (Figure 4-23B).

Les APS de la zone rouge sont par contre de petite taille, fortement altérés à totalement dissous. Les calculs thermodynamiques effectués par Gaboreau et al (2005) ont montré que la svanbergite (pôle pur à strontium) cristallise dans des conditions de plus bas pH, plus oxydantes, de plus basse température et avec un ratio Sr^{2+}/Ce^{3+} de la solution plus élevé que pour la florencite (pôle pur à cerium). La superposition, pour un même minéral, de compositions chimiques très différentes entre sa bordure et son cœur démontre donc une évolution des conditions physico-chimiques pour un même lieu. La stabilité des bordures riches en strontium et soufre dans les fronts minéralisés ainsi que la comparaison des conditions physico-chimiques de cristallisation avec celles du fluide à l'origine de la formation des fronts permettent d'envisager une croissance des bordures synchrones de la mise en place des fronts d'oxydo-réduction à uranium.

La présence de surcroissance riche en strontium et soufre en aval du front s'explique, comme dans le cas des pyrites secondaires, par la migration différentielle de ces deux éléments par rapport à l'uranium. Toutefois, dans le cas des gisements de type roll-front d'Arizona ou d'Utah, dont les caractéristiques sont très similaires à celles observées pour les gisements du bassin d'Athabasca, le fluide est considéré comme neutre à oxydant, avec un pH supposé compris entre 7 à 8.5 (Harshman, 1974), les éléments principaux des fronts (V et Se par exemple) formant des composés solubles nécessitant un transport en solution neutre à alcaline. Ces conditions de pH sont différentes des conditions de cristallisation des APS riches en strontium proposées par Gaboreau et al. (2005) qui supposent un pH bas. Le passage du front favorise la dissolution du pôle riche en terres rares légères (florencite) des APS, contemporain de l'altération à illite-sudoïte, et donc l'enrichissement progressif du fluide en terres rares légères.

4.2. Mobilités élémentaires associées à la formation des fronts d'oxydo-réduction à uranium

Les modifications minéralogiques liées à la mise en place du front d'oxydo-réduction à uranium sont limitées mais entraînent néanmoins des mobilités importantes pour certains éléments. Les éléments mobilisés sont récapitulés dans le Tableau 4-10.

	depleted	enriched
U front	Ni, Co, As	U, REE, Pb, Y, W, Ba, V, S, Fe, Ca, Se
red zone	Ni, Co, As	U, REE, Pb, Y, W, Ba, V, Fe, Ca

Tableau 4-10 : Transfert élémentaire significatif associé à la mise en place des fronts d'oxydo-réduction à uranium

Éléments immobiles

Les éléments majeurs, tels Al, Si et Mg, sont immobiles lors du passage du front minéralisé, les silicates (illite, sudoïte, quartz, restites magmatiques et métamorphiques) n'étant pas altérés. Les teneurs en calcium et surtout en fer sont par contre enrichies du fait de leur

intégration dans les oxydes d'uranium et les oxydes et oxy-hydroxydes de fer. Les autres gains élémentaires (U, terres rares, Pb, Y, W, Ba, V) concernent les minéraux uranifères, le ou les porteurs de tungstène n'ont pas été identifiés avec certitude. Les enrichissements peuvent être très importants, comme dans le cas de l'uranium (avec des gains en concentration de plus de deux mille fois comparativement à la zone blanc-vert), des terres rares ou du fer (dix fois plus concentré dans la zone rouge que dans la zone blanc-vert).

Eléments lessivés

Les pertes élémentaires sont observées pour un nombre restreint d'éléments (Ni, Co et As principalement) qui sont initialement présents en faible teneur dans la zone blanc-vert. La majorité du fer concentrée dans la zone rouge et le front minéralisé provient majoritairement de la dissolution des pyrites.

Eléments enrichis

Concernant l'uranium, les terres rares, l'yttrium, le calcium et le vanadium, de tels enrichissements ne peuvent s'expliquer que par la dissolution des minéralisations primaires et des APS riches en terres rares légères. Des minéraux à sélénium (clausthalite) ont été observés dans certains fronts minéralisés (47-11C en particulier) indiquant une concentration forte en cet élément dans le front.

Les mobilités élémentaires observées pour les fronts des gisements de type discordance sont tout à fait similaires à celles des roll-fronts développées dans les grès d'Arizona et d'Utah (Granger et Warren, 1969 ; Adler, 1974 ; Harshman, 1974 ; Pagel, 1981) avec des enrichissements en vanadium, sélénium et uranium dans la zone minéralisée. Des enrichissements en molybdène sont décrits pour ces gisements dans la zone réduite devant la zone de dépôt de l'uranium. Cet enrichissement, à associer à la mise en place du front minéralisé, est directement dépendant des différences de potentiel d'oxydo-réduction entre les espèces transportées par le fluide (cas de Mo et de Fe par exemple) qui vont donc être réduits, du fait de leur différence de potentiel d'oxydo-réduction entre espèces soluble et insoluble, dans des zones à pouvoir de réduction différent. Le processus est identique pour les fronts d'oxydo-réduction du socle du bassin de l'Athabasca et permet d'obtenir des concentrations élevées en Mo en aval du front.

La pyrite, concentrée au voisinage de la zone minéralisée, est liée à la redistribution des porteurs du soufre de la zone rouge. Harshman (1974) a montré que les fronts d'oxydo-réduction sont zonés du point de vue élémentaire, les éléments enrichis ne se concentrant pas dans les mêmes zones en fonction de leur potentiel d'oxydo-réduction. Ainsi, pour les gisements de type roll-front d'Arizona ou d'Utah, le soufre en provenance des zones hématisées (pyrites et galènes altérées) cristallise dans ou en aval du front hématisé sous forme de pyrite, de soufre natif ou de sulfates. Ceci entraîne la formation d'une zone réduite de faible épaisseur plus riche en pyrite que les zones en aval de l'avancée maximale du front (Harshman, 1974). De la même manière, dans le socle du bassin d'Athabasca, le soufre a

probablement migré depuis la zone rouge pour cristalliser sous forme de pyrite à l'interface oxydé-réduit.

La coffinitisation tardive des oxydes d'uranium n'entraîne pas de modifications visibles de la concentration en roche totale du silicium et du plomb, ce dernier élément étant intégré à proximité dans des galènes radiogéniques.

4.3. Comparaison des fronts d'oxydo-réduction du socle du bassin d'Athabasca et des fronts d'oxydo-réduction à uranium dans d'autres contextes

Aucune donnée précise concernant les fronts tardifs d'oxydo-réduction à uranium du socle du bassin d'Athabasca n'a été jusqu'ici publiée. Cependant, des études concernant l'existence de fronts d'oxydo-réduction associés à des gisements d'uranium ont été réalisées dans d'autres contextes. Elles sont focalisées principalement sur des gisements d'uranium de type roll-front des bassins sédimentaires d'Arizona et d'Utah (Granger et Warren, 1969 ; Adler, 1974 ; Granger et Warren, 1974 ; Harshman, 1974) ainsi que sur des fronts d'oxydo-réduction à uranium dans le socle du Massif Central (Cathelineau, 1982 ; Respaut et al., 1991). Ce dernier cas de figure est très proche de celui observé dans ce travail. En effet, la formation de ces fronts d'oxydo-réduction à uranium s'effectue dans des roches de socle (principalement granitiques ; gisements de La Commanderie et de Pierres Plantées) précédemment altérées et minéralisées en uranium. Les différents stades d'altération et de minéralisation sont les suivants (Cathelineau, 1982 ; Figure 4-34) :

(a) développement de phengites ; (b) stade à pechblendes I ; (c) remaniements à pechblendes II et altérations argileuses complexes : zonation à illite, K-montmorillonite+adulaire, smectites, kaolinite et chlorite à partir de la veine jusqu'aux zones saines (d) remaniements en minéralisations disséminées de type front d'oxydo-réduction ; (e) remaniements à coffinite-montmorillonite ; (f) remaniements à kaolinite-produits noirs.

Cette succession est très similaire à celle décrite pour les gisements de socle du bassin d'Athabasca (Figure 4-35). Ainsi, la formation des minéralisations primaires et des halos d'altération à illite-sudoïte correspond, pour le Massif Central, au stade (c). Il est à noter que les paragenèses d'altération (illite, chlorite, smectite) sont proches dans les deux contextes. Le front d'oxydo-réduction à uranium (e) se développe sur un halo d'altération hydrothermale précédemment formé et une kaolinisation (f) viennent reprendre les fronts. La zonalité et la minéralogie observées dans les deux types de front sont comparables (Figure 4-34 et Figure 4-35).

L'existence d'une altération forte antérieure à la formation des fronts d'oxydo-réduction est un préalable indispensable, dans ces environnements de socle, à l'augmentation de la perméabilité du milieu et à la circulation à grande échelle des fluides minéralisateurs tardifs.

Concernant les roll-fronts sédimentaires, la zonalité élémentaire est en tout point identique à celle observée dans les fronts d'oxydo-réduction du socle du bassin d'Athabasca avec une migration différentielle du fer, de l'uranium, du vanadium, du sélénium et du molybdène en fonction du potentiel d'oxydo-réduction de chaque élément (Harshman, 1974).

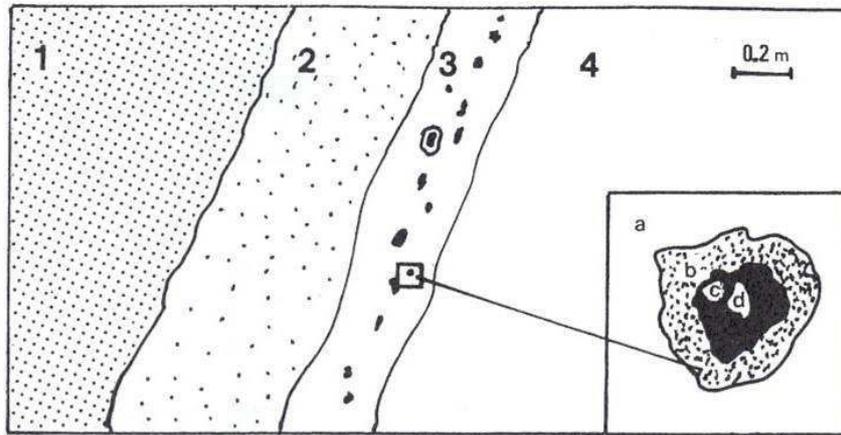


Figure 4-34 : Coupe verticale à travers un front d'oxydo-réduction à Pierres-Plantées (Massif Central, France) (Respaut et al, 1991) 1 : zone verte à pyrite ; 2 : zone brune à goethite ; 3 : zone minéralisée ; 4 : zone rouge à hématite. Zoom, a : matrice argileuse à smectite et hydroxydes de Fe et/ou Mn, b : anneau de pechblende-coffinite, c : auréole de pechblende, d : cœur de pyrite.

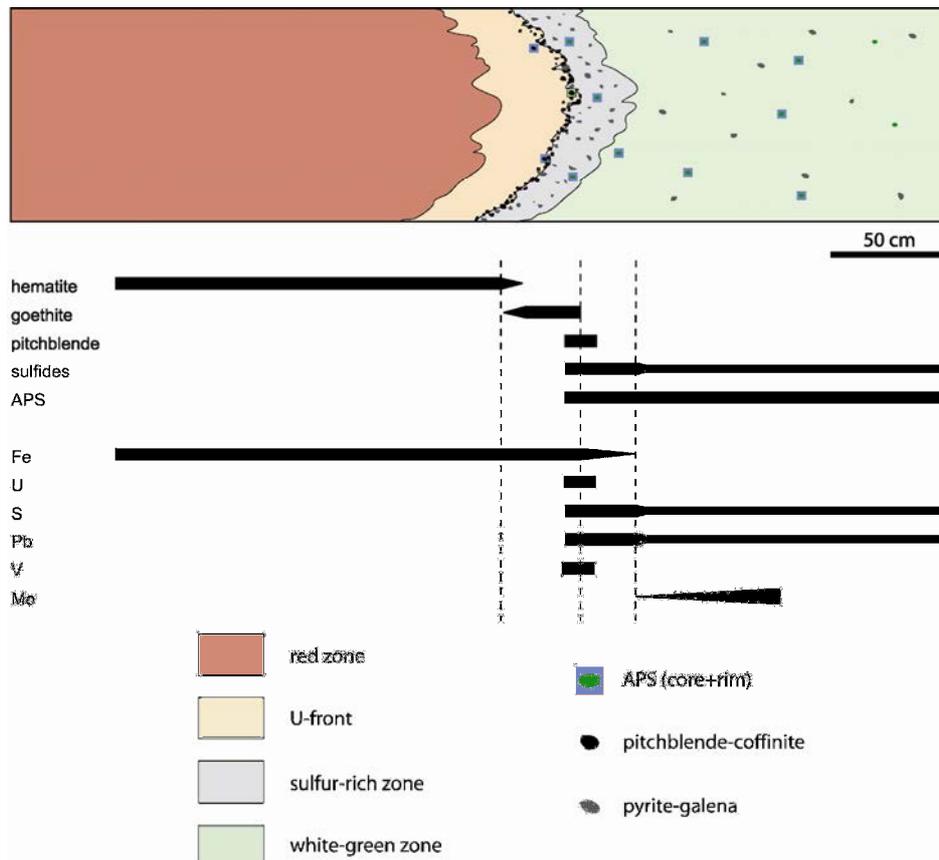


Figure 4-35 : Dessin interprétatif des fronts d'oxydo-réduction à uranium du socle du bassin d'Athabasca. La paragenèse de chaque zone est indiquée ainsi que les zones de concentrations privilégiées pour les éléments les plus enrichis

4.4. Conditions physico-chimiques de formation des fronts d'oxydo-réduction à uranium du socle du bassin d'Athabasca

Les fronts d'oxydo-réduction à uranium présents dans le socle du bassin d'Athabasca ont des caractéristiques minéralogiques, pétrographiques et chimiques indiquant qu'ils se sont formés dans des conditions physico-chimiques totalement différentes de celles des minéralisations primaires du socle.

Les fronts minéralisés sont premièrement caractérisés par l'existence d'une oxydation forte des lithologies précédemment réduites, comme l'atteste la présence de la zone rouge hématisée, marqueur de la progression du fluide. Dans la zone oxydée, la pyrite et la galène sont totalement déstabilisées et leurs éléments constitutifs (Pb, Fe et S) sont mis en solution. Le fluide à l'origine de la formation des fronts, pour l'ensemble des gisements de type front d'oxydo-réduction précédemment décrits, est d'origine météorique (Granger et Warren, 1969 ; Respault et al., 1991). L'existence de goethite avec les minéraux uranifères indique des conditions de basse température pour le fluide associé à ces fronts. En effet, les calculs thermodynamiques de stabilité de la goethite montrent que celle-ci n'est stable, à une pression de 1 bar, que dans une gamme de température restreinte inférieure 50°C (Dubessy et al., 1999 ; Figure 4-36).

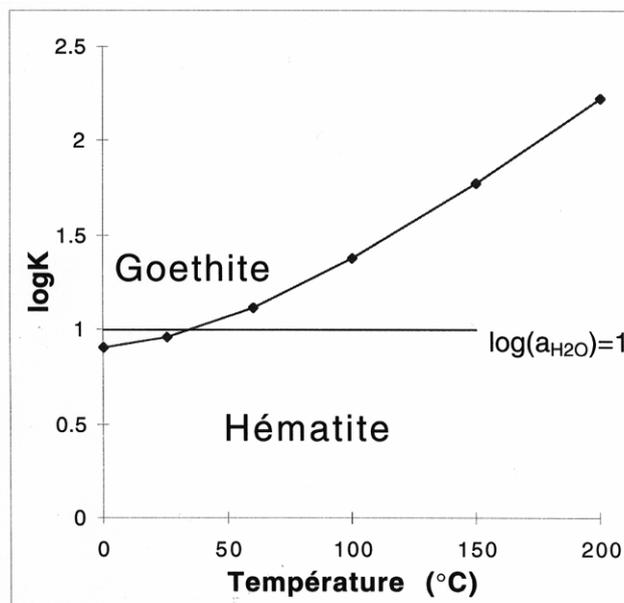


Figure 4-36: Diagramme de stabilité de l'hématite et de la goethite en fonction de la température en milieu oxydant. $\log(K)=1$ représente l'activité de l'eau pure. La présence de sels dissous favorise la stabilité de l'hématite en diminuant l'activité de l'eau.

Cette gamme de température est largement inférieure à celle obtenue, par l'étude microthermométrique des inclusions fluides piégées dans les veines de quartz, pour les fluides hydrothermaux salés à l'origine de la formation des minéralisations primaires (130-200°C ; Pagel, 1975b ; Kotzer et Kyser, 1995 ; Derome et al ; 2005) et démontre la différence de température entre les deux processus. Le couple goethite-hématite a déjà été décrit dans les

gisements de type front d'oxydo-réduction à uranium (Granger et Warren, 1969 ; Harshman, 1974 ; Cathelineau, 1982), bien qu'aucune indication sur la température du fluide minéralisateur ne soit conclue de cette observation. Le passage de la goethite à l'hématite pourrait correspondre à la déshydratation de l'oxy-hydroxyde de fer (Cathelineau, 1982). Une autre théorie, à l'inverse de la précédente, propose une réoxydation récente de l'hématite à sa limite d'extension qui favorise sa transformation en goethite (Pagel, 1981). La goethite, dans ce cas figure, ne serait pas synchrone du dépôt de l'uranium mais beaucoup plus tardive.

Les circulations de fluides de type météorique, froid ont été déterminées dans différents halos d'altération de gisement de type discordance du bassin d'Athabasca (Key Lake, Cluff Lake et McArthur River par exemple) par l'étude des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène des phases argileuses telles que l'illite, la chlorite ou la kaolinite (Halter et al., 1987 ; Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995) et par étude des isotopes de l'oxygène et des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur les oxydes d'uranium (Kotzer et Kyser, 1993). Ainsi, la kaolinisation massive, associée aux zones de failles des halos d'altération à illite-sudoïte des gisements de Key Lake (Wilson et Kyser, 1987) ou McArthur River (Kotzer et Kyser, 1995), est liée à la circulation de fluides météoriques post-Crétacé de température inférieure à 50°C. Ces conditions de températures sont cohérentes avec celles supposées pour la formation du front d'oxydo-réduction à uranium. Les fluides actuellement présents dans la partie Est du bassin d'Athabasca ont des concentrations en solides dissous (TDS) inférieures à 500 mg/l (Earle et Drever, 1983), beaucoup plus faibles que celles calculées pour les saumures à l'origine de la formation des minéralisations uranifères primaires (jusqu'à 360 000 mg/l). Ces fluides dilués actuels pourraient être chimiquement proches des fluides météoriques à l'origine de la formation des fronts d'oxydo-réduction et de la kaolinite.

4.4.1. Intégration des terres rares dans les différentes générations d'oxydes d'uranium du socle du bassin d'Athabasca

Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les différentes générations de minéralisations primaires de type discordance ont un profil similaire avec une forme en cloche centrée sur Dy et Tb et des abondances relatives faibles pour les terres rares lourdes et surtout pour les terres rares légères (Figure 4-37) typiques des gisements d'uranium de type discordance du bassin d'Athabasca et de Kombolgie (Pagel et al., 1987 ; Fryer et Taylor, 1987 ; Fayek et Kyser, 1997 ; Bonhoure et al, 2007). Pour les oxydes d'uranium des fronts d'oxydo-réduction, les concentrations pour les terres rares intermédiaires et lourdes sont similaires à celles des minéralisations primaires avec une forme en cloche centrée sur Tb ou Dy (échantillon 47-3 et 90-20 en particulier). Les concentrations en terres rares légères sont par contre beaucoup plus fortes, et peuvent être jusqu'à cent fois plus enrichies.

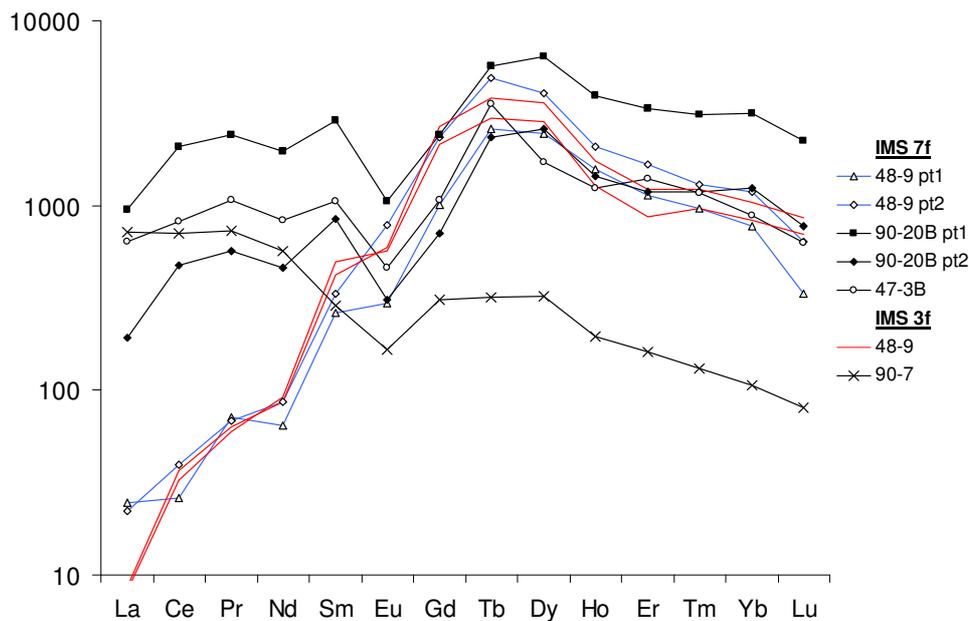


Figure 4-37 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites des minéralisations uranifères hydrothermales (48-9 CEA et CRPG) et des minéralisations de fronts d'oxydo-réduction (90-20B, 47-3B et 90-7). La comparaison des spectres de l'échantillon 48-9 obtenus par utilisation des microsondes ioniques CAMECA IMS 3f (CRPG) et IMS 7f (CEA) est présentée afin de comparer les résultats des deux méthodes d'analyses des terres rares pour un même échantillon. La forme en cloche des spectres de terres rares normalisés aux chondrites est conservée pour les minéralisations tardives, l'enrichissement en terres rares légères étant du à la dissolution des APS par les fluides météoriques.

Ces enrichissements en terres rares légères, déjà décrites dans de précédents travaux en roche totale (Fayek et Kyser, 1997) ou par analyse ponctuelle par sonde ionique (Bonhoure et al., 2007) pour des minéralisations d'âges U/Pb ou chimiques faibles, et avaient été interprétés comme des enrichissements tardifs de minéralisations anciennes par altération. L'absence de photographies macroscopiques des échantillons étudiés ne permettant pas de vérifier si les oxydes d'uranium analysés proviennent de front d'oxydo-réduction, aucune comparaison certaine ne peut être effectuée entre ces différentes études et celle présentée ici. Il est toutefois certain que les oxydes d'uranium analysés dans cette étude ne correspondent pas, par leurs caractéristiques chimiques et pétrographiques, à des minéralisations primaires altérées mais bien à de nouvelles phases de cristallisation.

Les spectres de terres rares entre minéralisations primaires de type discordance et minéralisations tardives de front d'oxydo-réduction confirment des conditions de cristallisation différentes et permettent de déterminer la source de l'uranium des fronts d'oxydo-réduction. En effet, la forme en cloche pour les terres rares intermédiaires à lourdes des minéralisations de fronts correspond à un héritage des minéralisations hydrothermales primaires, sources principales de l'uranium des fronts. L'enrichissement en terres rares légères est à associer à l'altération des APS hydrothermaux qui enrichissent le fluide en terres rares légères.

La température du fluide (< 50°C) et sa composition (fluide météorique) ne sont donc pas des facteurs de fractionnement importants lors de la mobilisation, du transport et de la cristallisation des terres rares intermédiaires à lourdes. Deux profils différents de spectres de terres rares ont toutefois pu être observés pour les fronts d'oxydo-réduction à uranium, et ceux pour un même gisement (90-7 et 90-20, Figure 38). La différence concerne l'abondance en terres rares lourdes à intermédiaires, le fractionnement pour ces éléments restant identiques dans les deux oxydes d'uranium (type discordance et front d'oxydo-réduction). La variation des compositions chimiques des minéralisations des échantillons 90-7 et 90-20, surtout pour le calcium et le vanadium, pourrait être une preuve d'une variation chimique du fluide minéralisateur au sein d'un même gisement expliquant les deux formes de spectres. Ces variations sont néanmoins limitées puisqu'à l'échelle des gisements de P-Patch et d'Eagle Point, les spectres de terres rares sont identiques.

4.5. Kaolinisation tardive du socle du bassin de l'Athabasca

Les fronts d'oxydo-réduction sont parfois recoupés par des kaolinisations massives entraînant la déstabilisation de l'ensemble des paragenèses antérieures au profit de la kaolinite. Des produits noirs riches en uranium peuvent être présents dans cette nouvelle matrice d'altération (Figure 4-33). Une même phase d'altération tardive à kaolinite et produits noirs a été décrite dans les zones de fronts d'oxydo-réduction à uranium des gisements du Massif Central (Cathelineau, 1982 ; Figure 4-34). Dans le cas du socle du bassin d'Athabasca, la kaolinisation massive, comme précédemment décrit, provient de la circulation de fluide météorique de température inférieure à 50°C (Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995). Les caractéristiques de cet épisode fluide ont été uniquement déterminées par analyses isotopiques sur les phases argileuses, ne permettant pas de préciser plus finement les conditions physico-chimiques de ce fluide. Les données actuellement connues sur le fluide à l'origine de la formation de cet épisode à kaolinite sont similaires à celles déterminées pour la kaolinisation des gisements de Massif Central (Cathelineau, 1982).

4.6. Temporel et géodynamique

Les âges chimiques calculés pour les plages les moins altérées des oxydes d'uranium des fronts d'oxydo-réduction sont majoritairement inférieurs à 200 Ma, la moyenne se situant autour de 80-100 Ma. Ces âges, bien qu'ils ne peuvent être considérés comme de vrais âges de formation des oxydes d'uranium, ainsi que les compositions chimiques des oxydes d'uranium démontrent néanmoins que les fronts d'oxydo-réduction sont récents et totalement déconnectés de la formation des minéralisations primaires. En effet les derniers travaux publiés indiquent que les minéralisations primaires de type discordance se sont formées entre 1.6 et 0.9 Ga (âges U/Pb ; Cumming et Krstick, 1992 ; Fayek et al., 2002b ; Kister, 2003 ; Alexandre et al., 2009) et ont des teneurs en plomb beaucoup plus fortes que celles déterminées dans les fronts. L'âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 278 ± 62 Ma obtenu pour l'échantillon 90-7 est similaire aux âges U/Pb obtenus, en tant qu'intercept supérieur, dans plusieurs gisements de type discordance du bassin d'Athabasca (McArthur River (Cumming et Krstick,

1992) ; Cigar Lake (Philippe et al., 1993) ; Shea Creek (Cuney et al., 2002 ; Kister, 2003 ; Bonhoure, 2007)). Un âge isotopique de 391 ± 34 Ma a ainsi été obtenu pour des recristallisations uranifères du gisement de Shea Creek (Cuney et al., 2002). L'absence de descriptions pétrographiques détaillées des échantillons étudiés ne permet pas de confirmer si les oxydes d'uranium proviennent de front d'oxydo-réduction. Malgré cette imprécision, il est apparaît clairement que des processus de minéralisations tardifs ont eu lieu dans l'ensemble du bassin d'Athabasca et que ceux-ci ont pu être multiples et répétés pendant une période de temps longue (plusieurs centaines de millions d'années). Ceci pourrait expliquer les différences obtenues pour les spectres de terres rares des fronts d'oxydo-réduction d'Eagle Point (échantillons 90-20B et 90-7 par exemple) ainsi que les distributions des âges chimiques observées.

Ces phénomènes de remobilisations uranifères de grande ampleur avaient déjà été envisagés par Hoeve et Qurt (1984) sans toutefois proposer l'hypothèse de fronts d'oxydo-réduction comme processus génétiques. La période temporelle proposée, aux alentours de 300-250 Ma, n'étant pas associée à une activité géodynamique anormale au niveau du bassin, a été considérée par ces auteurs comme une période épirogénique de soulèvement et d'érosion du bassin d'Athabasca. Ce soulèvement aurait pu permettre la circulation de fluide météorique froid en provenance du bassin le long de zones de fortes porosités principalement par gravité (Hoeve et Qurt, 1984). Les reconstructions de paléolatitudes de la Laurentia, pour la période du début du Dévonien au Carbonifère (390-300 Ma), indiquent que ce continent était vraisemblablement positionné entre les deux tropiques. Cette position géographique particulière, favorable actuellement par l'existence de précipitation abondante à la formation de profil latéritique à oxydes de fer, oxy-hydroxydes de fer et kaolinite (Fritz, 1975 ; Tardy et Nahon, 1985 ; Ramanaidou et al., 1996), expliquerait les circulations massives de fluides météoriques au niveau du bassin et dans le socle sous-jacent permettant la formation des fronts minéralisés et de la kaolinisation massive. Cet apport d'eau météorique ne peut toutefois expliquer à lui seul les circulations observées et un rejeu tectonique des structures apparaît nécessaire pour permettre la circulation des fluides météoriques dans les zones altérées du socle. Ce rejeu tectonique, de faible ampleur, pourrait s'expliquer par une simple décompression des zones faillées du socle durant l'exhumation et l'érosion du bassin.

Une hypothèse proposée quant à la succession temporelle des fronts d'oxydo-réduction puis d'une kaolinisation massive témoignerait de conditions d'ouverture différentes du système au fur et à mesure de l'exhumation du bassin (Fritz, 1975). L'infiltration initiale des fluides météoriques dans les zones de failles correspond encore à des systèmes relativement fermés aux travers desquels les fluides circulent mais ne sont pas renouvelés rapidement. Les processus de diffusion sont dominants dans les zones argileuses et ces conditions restreintes de circulations des fluides météoriques ont permis la formation des fronts d'oxydo-réduction. Au fur et à mesure de l'érosion et de l'exhumation du bassin, la décompression associée a favorisé la ré-ouverture des zones de faille et une circulation rapide et renouvelée des fluides météoriques favorables à la kaolinisation massive des zones de circulation majeure (Figure

4-38). Un épisode tectonique permettant la réactivation des structures à cette période ne peut être exclu. Les fronts d'oxydo-réduction à uranium et la kaolinisation seraient donc engendrés par un même fluide mais dans des conditions d'ouverture du système différentes.

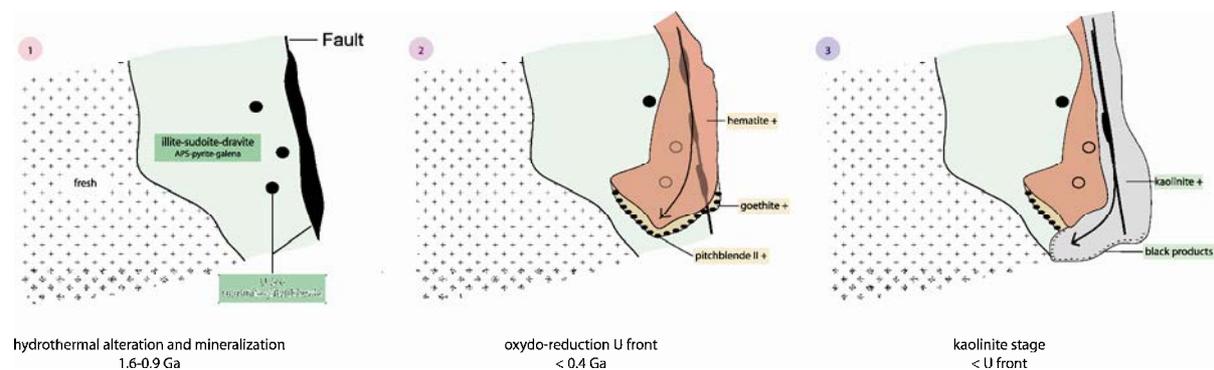


Figure 4-38 : Schémas illustrant les différentes étapes d'altération et de minéralisation ayant eu lieu dans le socle du bassin d'Athabasca de 1.6 Ga à l'actuel. L'épaisseur des flèches reflète le degré de circulation des fluides météoriques au cours des étapes 2 et 3

La température du fluide météorique minéralisateur (< 50°C) indique que l'épaisseur du bassin d'Athabasca pour la période 390-300 Ma est, au niveau des gisements d'Eagle Point et de P-Patch, inférieur à deux kilomètres dans le contexte d'un gradient géothermique normal (30°C/km). Les données obtenues dans cette étude ne permettent pas d'estimer son épaisseur minimale à cette époque.

5. Conclusion

Cette étude a permis, pour la première fois de façon précise, la description de minéralisations uranifères de type front d'oxydo-réduction dans le socle du bassin d'Athabasca. Elles avaient été déjà observées dans de précédents travaux (Hoeve et Quirt, 1984 en particulier) mais n'avaient jamais été décrites de façon précise. Ces minéralisations sont similaires aux fronts d'oxydo-réduction à uranium décrits dans d'autres contextes (gisements intragranitiques du Massif Central (Cathelineau, 1982 ; Respaut et al., 1991) ou rolls fronts des grès américains (Granger et Warren, 1969 ; Adler, 1974 ; Harshman, 1974 ; Granger et Warren, 1974)) avec une zonation marquée en trois parties :

- une zone de couleur blanc-vert, réduite, correspondant aux altérations argileuses à illite-sudoite±dravite contemporaine des minéralisations de type discordance (1.4-1.6 Ga) ;
- le front minéralisé caractérisé par des oxydes d'uranium disséminés, parfois coffinitisés, et des cristaux de goethite (oxy-hydroxyde de fer) ;
- une zone rouge oxydée correspondant à la zone de progression du front et marquée par une concentration forte en hématite (oxyde de fer).

Les modifications minéralogiques lors du passage du fluide à l'origine de la formation des fronts sont limitées, les silicates (minéraux argileux, quartz par exemple) ne subissant aucune modification cristallographique. Les sulfures (pyrites et galènes) ainsi que les aluminophosphate-sulfates de terres rares (APS) enrichis en terres rares légères sont par contre dissous. La zone de précipitation de l'uranium est une barrière d'oxydo-réduction entre un fluide oxydé porteur de nombreux éléments, en particulier des métaux (V, Se, U, Fe et Mo) et une zone argilisée réduite. La précipitation des éléments portés par le fluide est zonée, cette zonation étant directement dépendante de différences de potentiel d'oxydo-réduction entre phases solubles et insolubles de ces éléments. Dans le cas de l'uranium, sa réduction et son dépôt sont liés majoritairement à la destruction des sulfures, certains autres minéraux antérieurs (zircon, oxyde de titane) pouvant intervenir de façon plus minoritaire. Les caractéristiques physico-chimiques du fluide sont totalement différentes de celles évoquées pour la formation des minéralisations hydrothermales primaires (Pagel, 1975b; Pagel et Jaffrezic, 1977 ; Hoeve et Sibbald, 1980 ; Kotzer et Kyser, 1995 ; Derome et al., 2005) puisque le fluide est météorique, peu salé, froid (< 50°C) et son pH possiblement neutre à alcalin.

Les sources de l'uranium et de nombreux éléments concentrés dans les fronts (Ca, V, terres rares intermédiaires à lourdes, Fe) sont les minéralisations hydrothermales primaires et les pyrites. L'enrichissement en terres rares légères des minéralisations de front par rapport aux minéralisations hydrothermales s'explique par la solubilisation des APS, contemporains des halos d'altération argileux, lors du passage du fluide. La conservation des abondances relatives en terres rares intermédiaires à lourdes entre les deux types de minéralisations (hydrothermales et fronts d'oxydo-réduction) indiquent que le facteur dominant qui contrôle l'intégration des terres rares dans les oxydes d'uranium de front est l'abondance initiale en terres rares dans les minéraux sources (oxydes d'uranium et APS).

Un épisode de kaolinisation massive, déjà décrit (Hoeve et Quirt, 1984 ; Halter et al., 1987 ; Wilson et Kyser, 1987 ; Kotzer et Kyser, 1995), recoupe les fronts d'oxydo-réduction à uranium. Les deux événements sont formés à partir d'un même fluide météorique. La succession des deux épisodes est fonction du degré d'ouverture des zones de circulation fluide, directement dépendant du niveau d'exhumation du bassin, qui permet un renouvellement différencié du fluide météorique. La période de formation de ces gisements peut être comprise, en l'absence de datation absolue, entre le début du Dévonien et le Carbonifère, période pendant laquelle le bassin était soumis à de fortes précipitations météoriques du fait de son positionnement entre les deux tropiques. Toutefois, les circulations fluides postérieures, et ce jusqu'à l'actuel, peuvent avoir modifiées de manière notable les fronts.

Ces fronts d'oxydo-réduction, observés dans tous les gisements de socle du bassin d'Athabasca, peuvent correspondre aux minéralisations les plus souvent observées pour certains d'entre-eux (P-Patch en particulier). Ceci indique donc que ces phénomènes de remobilisation des minéralisations hydrothermales ont été massifs en se surimposant aux

altérations et minéralisations hydrothermales antérieures et qu'ils constituent une cible d'exploration, malgré leur faible teneur, à privilégier. Les modèles d'exploration doivent être adaptés en conséquence.

Summary

Late meteoric fluid circulations in Athabasca Basin basement : unconformity-type mineralization remobilizations and massive kaolinization

Example of the P-Patch and d'Eagle Point deposits

Late meteoric fluid circulations (<300 Ma) are associated with massive alteration of the unconformity-type uranium mineralizations and a new type of mineralization: the uranium redox-front. Although previously observed by Hoeve and Quirt (1984), they have not been previously described. They share common features with uranium redox-front observed in other contexts (intra-granitic uranium ores of the French Massif Central (Cathelineau, 1982; Respaut et al., 1991) or American sedimentary redox-fronts (Granger and Warren, 1969; Adler, 1974; Harshman, 1974; Granger and Warren, 1974) with three distinct parts:

- a reduced white to green zone corresponding to illite-sudoite±dravite alteration haloes contemporaneous with unconformity-type deposition (1.6-0.8 Ma),
- a U redox-front with disseminated pitchblende, sometimes coffinitized, and goethite crystals,
- an oxidized red zone corresponding to the redox-front migration zone and characterized by strong hematite enrichment.

Mineralogical modifications associated with the redox-front progression are limited, the silicates (clay minerals and quartz for example) being stable whereas a modification of the D/H ratio (Halter et al., 1987; Wilson and Kyser, 1987; Kotzer and Kyser, 1995). Sulfides (pyrite and galena) and light REE-rich APS are totally dissolved. The uranium precipitation zone is an oxydo-reduction interface between the oxidized fluid, rich in various elements and metals in particular (V, Se, U, Fe and Mo), and the clay-rich reduced zone. The spatial distribution of remobilized elements is a function of their oxidation-reduction potential. For uranium, the reduction and subsequent precipitation are mainly linked to sulphides destructions. Other minerals from the alteration halo (zircon, titanium oxides) can also reduce uranium, but to a lesser extent. The physico-chemical characteristics of the fluids are totally different from the brines involved in the formation of primary unconformity-type

mineralizations (Pagel, 1975b; Pagel and Jaffrezic, 1977; Hoeve and Sibbald, 1980; Kotzer and Kyser, 1995; Derome et al., 2005). The fluids are dilute, neutral to neutral in pH and cold ($T < 50^{\circ}\text{C}$).

The sources of uranium and other elements concentrated in redox front (Ca, V, intermediate to heavy REE, Fe) are hydrothermal earlier mineralizations and pyrite. The light REE enrichment of redox-front uranium oxides compared to unconformity-type mineralizations is explained by APS dissolution during this fluid circulation. The conservation of the intermediate to heavy REE concentrations between the two types of uranium oxides (hydrothermal and redox-front) points out that the dominant REE integration factor in uranium oxides is their initial abundance and availability in source minerals (uranium oxides and APS).

A late massive kaolinization event, previously described by Hoeve and Quirt (1984); Halter et al. (1987); Wilson and Kyser (1987) and Kotzer and Kyser (1995), cross-cuts U redox-fronts. The two events were formed from the same meteoric fluids. The succession of the two events is related to the progressive increase of the permeability during the denudation of the basin and the exhumation of the basement. The timing of formation of U redox-fronts could be placed, in the absence of isotopic datings, between Upper Devonian and Carboniferous when the basin was affected by intense meteoric precipitations due to its location at low paleolatitudes.

The U redox-fronts, so far observed in all Athabasca Basin basement-hosted deposits, can correspond to the most frequently observed mineralization for some of them (P-Patch in particular). This indicates that remobilizations of the hydrothermal uranium could be massive and that U redox-fronts are a favourable exploration targets despite their low grade.

Partie 5

Synthèse et conclusion

L'étude multidisciplinaire de trois gisements d'uranium entièrement localisés dans le socle de la partie est du bassin d'Athabasca (Eagle Point, Millennium et P-Patch) a permis de proposer une mise à jour du modèle de formation pour les gisements et a fourni de précieuses informations quant aux liens génétiques qu'ils partagent avec les gisements localisés à la discordance. Ces résultats ont permis de mieux comprendre l'évolution minéralogique, structurale et chimique du socle au cours des derniers 1.8-1.7 milliard d'années et ainsi de préciser le rôle déterminant que le socle joue pour la formation des minéralisations uranifères du bassin d'Athabasca. Les principaux résultats obtenus dans ce travail sont synthétisés dans les prochains paragraphes.

1. Caractéristiques des minéralisations uranifères dans les gisements entièrement inclus dans le socle du bassin d'Athabasca.

1.1. Les minéralisations uranifères de type discordance

Les minéralisations uranifères de type discordance des gisements d'Eagle Point, de Millennium et de P-Patch présentent de nombreuses caractéristiques communes. Les minéralisations étudiées sont tout d'abord structurellement contrôlées, existent sous différentes formes (minéralisations massives, brèche à uranium-quartz-dravite ou veine à quartz-uranium par exemple) et sont de type monométalliques.

Les âges isotopiques U-Pb obtenus pour les oxydes d'uranium des deux gisements d'Eagle Point et du Millennium sont de 1340 Ma et 1280 Ma (Millennium) et de 1280, 1100, 800 et 280 Ma (Eagle Point). A l'échelle de la partie Est du bassin, les circulations fluides dans le socle sont donc multiples, de grande ampleur et correspondent aux mêmes épisodes de circulations fluides observés dans l'ensemble du bassin pour la formation des minéralisations de type discordance, les âges obtenus dans cette étude étant identiques à ceux décrits dans la majorité des travaux publiés concernant les gisements d'uranium localisés à la discordance (Cumming et Krstick, 1992; Fayek et al., 2000 ; Fayek et al., 2002b ; Kister, 2003 parmi d'autres). De nombreux évènements tectoniques et magmatiques de faible ampleur à proximité du bassin ou au sein de celui-ci ont permis la réouverture et/ou la création de drains de circulation dans le socle favorables à la circulation des fluides. Les âges des minéralisations de socle sont néanmoins 100 à 200 Ma plus jeunes que les âges U-Pb obtenus sur certains oxydes d'uranium des gisements de type discordance de McArthur River ou de Cigar Lake par exemple (Fayek et al., 2000 ; Alexandre et al., 2009). Cette différence peut s'expliquer soit par une absence de dépôt d'uranium dans le socle à cette période, soit par une altération plus forte des minéralisations les plus précoces du socle comparativement à celles localisées à la discordance.

Les compositions chimiques actuelles des oxydes d'uranium ne reflètent que rarement les compositions initiales au moment de leur cristallisation. Des substitutions du plomb radiogénique par le calcium et/ou le silicium sont visibles et sont directement le reflet de la succession des épisodes de circulation fluide dans le socle post-dépôt des minéralisations ainsi que de la composition chimique des fluides d'altération. Les zones les mieux préservées des oxydes d'uranium montrent des variations chimiques non négligeables (pour le calcium et le silicium par exemple) entre les gisements qui sont le reflet de la composition chimique des saumures, elle même directement dépendante du chimisme global du socle encaissant les minéralisations. Les oxydes d'uranium du gisement d'Eagle Point, riche en lithologies calciques, sont ainsi enrichis en calcium par rapport à celui du Millennium. Il apparaît donc que l'intégration des éléments de substitution, aussi bien au moment de la cristallisation des oxydes d'uranium que durant les phases d'altération postérieures, dépend de la composition chimique des roches encaissant les minéralisations.

Les spectres de terres rares normalisées aux chondrites des oxydes d'uranium des gisements de socle ont des formes en cloche centrée sur Dy et Tb typiques des minéralisations de type discordance (Pagel et al., 1987 ; Fryer et Taylor, 1987 ; Fayek et Kyser, 1997 ; Bonhoure et al., 2007). Les concentrations en terres rares lourdes à intermédiaires sont identiques pour les deux gisements de socle étudiés (Eagle Point et Millennium), quel que soit les âges U-Pb mesurés. Une variation de la concentration des terres rares légères est par contre visible entre les deux gisements, et est directement dépendante, comme précédent proposé pour le calcium et le silicium, des variations lithologiques des roches du socle encaissant les gisements, les terres rares étant immobiles lors des phases d'altération.

Au sein d'un même gisement, les oxydes d'uranium, pour les différents âges U-Pb mesurés, ont des abondances relatives en terres rares identiques. Comme discuté dans la Partie 1, cette caractéristique commune pour tous les oxydes d'uranium d'un même gisement ne permet pas d'affirmer si les âges U-Pb mesurés sur les oxydes d'uranium représentent différents dépôts d'uranium ou s'ils correspondent à une seule phase précoce de dépôt (au minimum à 1340 Ma pour le gisement de Millennium, au minimum à 1280 Ma pour le gisement d'Eagle Point) postérieurement recristallisée lors des différents épisodes de circulation fluide. Les deux hypothèses ont déjà été précédemment évoquées (Hoeve et Qirt, 1984 ; Fayek et Kyser, 1997 ; Kister, 2003 ; Alexandre et al., 2009) sans que l'une ou l'autre ne soit, pour l'instant, définitivement adoptée.

La comparaison des spectres de terres rares des minéralisations localisées à la discordance et de celles entièrement incluses dans le socle indique que les oxydes d'uranium ayant les mêmes âges U-Pb ont des teneurs en terres rares très proches dans les deux environnements, contrairement à ce qui a pu être précédemment proposé (Fayek and Kyser, 1997). Ce résultat indique que les caractéristiques physico-chimiques associées au dépôt de l'uranium dans les deux environnements ne seraient pas si différentes que précédemment supposés.

1.2. Les minéralisations tardives de type front d'oxydo-réduction à uranium

Ces minéralisations ont été observées dans les trois gisements étudiés et ont une emprise marquée pour au moins deux de ces gisements (Millennium et P-Patch) pour lesquels elles représentent les minéralisations uranifères le plus souvent observées à l'échelle du forage comme à celle du front de mine. Les caractéristiques pétrographiques et minéralogiques de ces minéralisations sont totalement différentes de celles des minéralisations dites de type discordance avec la présence de trois zones caractéristiques identiques à celles des autres gisements de type front d'oxydo-réduction à uranium connus (roll-front des grès de l'Arizona et de l'Utah, gisements intra-granitiques du Massif Central). Le dépôt de l'uranium est accompagné d'enrichissements métalliques non négligeables (sélénium, molybdène et vanadium principalement) à l'interface des milieux oxydés et réduits.

Les minéralisations sont essentiellement composées de pechblendes de petites tailles et diffuses dans les halos d'altération des minéralisations de type discordance. Les conditions physico-chimiques de cristallisation de ces minéralisations sont totalement différentes de celles des minéralisations de type discordance, le fluide à l'origine de la formation des minéralisations étant météorique, oxydé et froid (< 50°C). Les compositions chimiques de ces oxydes d'uranium sont différentes de celles des oxydes d'uranium de type discordance avec des enrichissements initiaux majeurs en calcium, silicium, vanadium et terres rares légères et une coffinitisation parfois développée. Le principal agent réducteur de l'uranium sont les sulfures (pyrite, galène) des halos d'altération formés au cours du ou des épisode(s) de cristallisation des minéralisations de type discordance.

Les datations chimiques et par méthode isotopique U-Pb effectuées sur ces minéralisations indiquent une cristallisation maximale aux alentours de 300-200 Ma, totalement déconnectée de celle des minéralisations de type discordance.

Les spectres de terres rares normalisées aux chondrites de ces minéralisations, identiques pour les gisements de P-Patch et d'Eagle Point, ont une forme en cloche centrée sur Tb et Dy pour les terres rares lourdes à intermédiaires et un enrichissement en terres rares légères. La comparaison des deux grands types de minéralisations (type discordance et front d'oxydo-réduction) montre que les abondances relatives en terres rares intermédiaires à lourdes sont identiques pour les deux types de minéralisations. Ceci démontre clairement que les minéralisations uranifères de fronts d'oxydo-réduction proviennent exclusivement de la dissolution des minéralisations de type discordance. L'enrichissement en terres rares légères est lié à la dissolution des alumino-phosphate-sulfates de terres rares (APS), minéraux riches en terres rares légères, lors de l'avancée du front minéralisé. Les étapes de dissolution des minéralisations de type discordance et des APS, de transport et d'intégration des terres rares dans les oxydes d'uranium s'effectuent sans fractionnement.

Les minéralisations uranifères actuellement présentes dans les gisements de socle du bassin d'Athabasca proviennent donc de plusieurs épisodes de circulations fluides favorisant la formation de deux grands types d'épisodes minéralisateurs minéralogiquement, chimiquement et temporellement distincts.

2. Circulations fluides dans les roches du socle du bassin d'Athabasca

Au moins trois générations différentes de fluides ont circulé dans les lithologies du socle depuis la fin du métamorphisme rétrograde de l'Orogène Trans-Hudson (1.75-1.72 Ga) jusqu'à la période actuelle :

- des fluides aquo-carboniques d'origine métamorphiques riches en CO₂,
- des saumures à l'origine de la formation des minéralisations uranifères de type discordance,
- des fluides météoriques tardifs.

Ces trois générations de fluides sont totalement déconnectées temporellement et ont des caractéristiques physico-chimiques très éloignées.

Le socle étant supposé être un système peu perméable, la circulation de ces différentes générations de fluide est principalement possible lors de périodes de rejeux tectoniques favorables à la réouverture des drains que sont les failles et à la création de nouvelles cellules de circulation fluide. La percolation, généralement décrite à l'échelle des structures métriques à kilométriques, est principalement microfissurale pour la majorité des stades de circulations fluide.

2.1. Les fluides métamorphiques

La circulation des fluides métamorphiques durant l'exhumation du socle (entre 1.75 et 1.72 Ga) est associée à la création d'un réseau de fractures et microfractures principalement orienté selon deux directions de contraintes majeures (N80-110°E et N130-150°E). La circulation des saumures issues du bassin dans le socle, effective selon un champ de contrainte principal orienté N130-150°E, va être facilitée par la création d'un réseau de fracturation parallèle à cette direction mais aussi par la réouverture du système de fracturation dans lequel ont circulé les fluides métamorphiques. Ceci est particulièrement visible par la contamination généralisée des plans d'inclusions fluides aquo-carboniques rétro-métamorphiques par des saumures. Les structures hudsoniennes, de l'échelle macrométrique à celle du plan d'inclusion fluide, vont ainsi faciliter les circulations des saumures en provenance du bassin dans le socle.

2.2. La circulation des saumures

La circulation des saumures dans les lithologies du socle (entre 1.6 et 0.8 Ga) est effective dans des volumes beaucoup plus importants que ceux précédemment supposés, puisque les

échantillons de socle macroscopiquement frais peuvent contenir dans les quartz jusqu'à 30% de plans d'inclusions fluides à saumures. Les saumures, dans ces zones, sont de plus riches en calcium, ce qui démontre leur interaction avec la roche encaissante. Plus la proportion de plans d'inclusions fluides à saumures est forte, plus les échantillons sont altérés, plus la composition chimique de la saumure diagénétique originelle est modifiée vers celle d'une saumure enrichie en calcium comme l'ont décrit Derome et al. (2005) et Richard et al. (2008) pour le gisement de McArthur River.

Les échantillons de socle étudiés sont au maximum situés à 400 m sous la discordance. Jusqu'à cette profondeur, les circulations de saumures en provenance du bassin sont intenses et permettent la formation de zones fortement altérées. L'étude des circulations fluides sous discordance sédimentaire du fossé Rhéna montrent que les saumures diagénétiques salées en provenance du bassin sédimentaire peuvent circuler jusqu'à des profondeurs de plus de deux kilomètres sous la discordance dans les granites du socle (Smith et al., 1998 ; Dubois et al., 1996). Au vu des similitudes géologiques existant entre le fossé Rhéna et le bassin d'Athabasca, de telles profondeurs de circulation pour les saumures sont tout à fait envisageables dans le socle du bassin d'Athabasca au moment de la formation des gisements de type discordance.

Aucun fluide en provenance du socle et ayant des propriétés réductrices capables d'expliquer la réduction de l'uranium (richesse en CH₄ par exemple) n'a été observé dans les plans d'inclusions fluides analysés, même pour les échantillons les plus microfracturés. Cette observation avait été précédemment faite par Derome et al. (2005) dans l'environnement du gisement de McArthur River.

2.3. Les fluides météoriques tardifs

Les fluides météoriques tardifs (de 300 Ma à l'actuel) ont circulé massivement dans le socle, favorisant la formation de fronts d'oxydo-réduction à uranium par altération des minéralisations uranifères antérieures. L'absence de plans d'inclusions fluides contenant ce type de fluide dans les quartz primaires confirme l'hypothèse proposée par Hoeve and Quirt (1984) d'une circulation sous contraintes tectoniques faibles, bien que des brèches à sidérite-hématite semblent s'être formées à cette période (Lorilleux, 2001). Les circulations des fluides météoriques tardifs, favorisées par l'exhumation du bassin et par sa position géographique à proximité de l'équateur à cette époque, vont initialement se développer de façon diffusive dans la porosité des halos d'altération des minéralisations de type discordance pour former les minéralisations uranifères secondaires de type front d'oxydo-réduction puis vont peu à peu s'intensifier au fur et à mesure de l'ouverture du système faillé permettant au final, la formation de zones totalement kaolinisées.

3. Altérations des lithologies du socle durant les différents épisodes de circulations fluides

Le socle du bassin d'Athabasca est constitué de nombreuses lithologies (métamorphiques à magmatiques) qui sont caractérisées par des variations minéralogiques importantes. Cela va entraîner une variabilité des altérations et des échanges élémentaires lors des circulations fluides. Dans le cadre de cette thèse, seules deux lithologies magmatiques (les porphyres granitiques d'Eagle Point et les pegmatoïdes du gisement de P-Patch) ont été étudiées car elles représentent les sources d'uranium dans les zones du socle étudiées les plus favorables. Les résultats obtenus pour les processus d'altération peuvent néanmoins être étendus à l'ensemble des lithologies du socle.

3.1. Altération associée à la circulation des saumures

Les échantillons considérés comme macroscopiquement frais présentent tous des altérations minéralogiques diffuses mais non négligeables qui touchent principalement les feldspaths et permet la formation d'un mélange mal cristallisé à illite, sudoïte et possiblement kaolinite et APS. Cette altération présentée comme ante-minéralisation dans les travaux de Alexandre et al. (2005) et Alexandre et al. (2009), est plus à considérer, au vue des compositions des fluides aqueux piégés dans les quartz, comme contemporaine de la formation des minéralisations de type discordance. Elle permet aussi un début de dissolution des monazites et la formation de minéraux accessoires secondaires. Une probable albitisation diffuse des feldspaths potassiques est aussi à rattacher à ces premières altérations. Les volumes d'altération entourant les gisements d'uranium, qui correspondent aux volumes de circulation des saumures, sont donc très supérieurs à ceux jusqu'ici évoqués.

Le degré d'altération des roches du socle, et donc le développement de paragenèses argileuses, est directement dépendant de la fracturation et de la microfracturation qui touchent ces roches. Plus la quantité de fluide ayant circulée est importante, et donc la proportion de plans d'inclusions fluides piégés dans les quartz magmatiques forte, plus les transformations minéralogiques sont importantes. Les minéraux primaires sont successivement altérés en fonction du degré de circulation et de renouvellement des fluides entraînant la formation d'un continuum d'altération allant d'échantillons faiblement altérés à des échantillons dont l'ensemble des silicates primaires ont été altérés ou remplacés par une matrice d'altération composée principalement d'illite et de sudoïte. Le quartz magmatique, relativement stable pour des degrés d'altération contraints, peut être totalement dissous pour former des épisyénites. Les minéraux accessoires magmatiques (monazite, thorite, apatite) subissent aussi d'importantes altérations hydrothermales pouvant aller jusqu'à la dissolution totale. La composition des cristaux d'illite et de sudoïte, quel que soit le degré d'altération du socle, ont des compositions chimiques proches et identiques à celles des cristaux d'illite et de sudoïte du bassin. Cela indique que les conditions physico-chimiques de cristallisation de ces minéraux

sont identiques dans les deux environnements. La proportion des deux minéraux d'altération majeurs, illite et sudoïte, est très variable en fonction des échantillons étudiés. Cette variabilité, indépendante de la paragenèse initiale, est plutôt à considérer comme fonction de la proximité de l'échantillon par rapport à la zone minéralisée (Quirt, 1989).

Pour le gisement de P-Patch, la mise en place des minéralisations apparaît comme le dernier stade de dépôt après la formation des principales paragenèses d'altération à illite et sudoïte, et est associée à la cristallisation de quartz hydrothermal et de dravite. Ces deux phases minérales (quartz hydrothermal et dravite) ont été précédemment considérées, dans les derniers travaux, comme des événements postérieurs à la cristallisation des minéralisations uranifères primaires, que ce soit dans le bassin sédimentaire ou dans le socle (Kotzer et Kyser, 1995 ; Alexandre et al., 2009). L'association d'oxydes d'uranium primaires, de quartz hydrothermal et de dravite au sein de brèche minéralisée dans le gisement de P-Patch permet d'affirmer, pour ce gisement, que ces trois phases minérales ont une cristallisation synchrone. Les travaux effectués sur les porphyres granitiques de la mine d'Eagle Point laissent à penser que cette chronologie peut être aussi appliquée à ce gisement. Les altérations tardives à sudoïte et illite des zones à dravite et quartz hydrothermal du gisement d'Eagle Point sont à relier aux multiples événements fluides postérieurs à la cristallisation des minéralisations primaires.

3.2. Altération associée à la circulation des fluides météoriques

La circulation des fluides météoriques tardifs ne va pas, dans un premier temps, entraîner de profondes modifications minéralogiques des halos d'altération des minéralisations de type discordance. Cette circulation, majoritairement diffusive, favorise dans un premier temps la formation d'oxydes (hématite) et oxy-hydroxydes de fer (goethite) par déstabilisation de la pyrite ainsi que la dissolution des alumino-phosphate-sulfates de terres rares légères (florencite). Au fur et à mesure de l'ouverture des drains de circulation fluide lors de l'exhumation du bassin, les fluides météoriques, intensément renouvelés, vont par contre entraîner la déstabilisation de l'ensemble des phases minérales en kaolinite dans un périmètre limité aux principales structures.

3.3. Variations des conditions d'oxydo-réduction

Les différents épisodes d'altération sont dépendants des conditions d'oxydo-réduction de la roche encaissante et des fluides. En effet, la variation des conditions d'oxydo-réduction du milieu va entraîner la déstabilisation des minéraux instables dans ces nouvelles conditions et la formation de nouvelles espèces à leur dépend. Ceci est particulièrement visible lors de l'hématisation massive du halo d'altération à illite-sudoïte±dravite lors de la circulation des fluides météoriques tardifs qui indique une oxydation majeure de la zone. Cette modification des conditions d'oxydo-réduction va favoriser la déstabilisation des minéraux stables en milieu réduits, comme les porteurs de soufre que sont la pyrite et les APS.

Les teneurs en S et P des APS d'échantillon du halo d'illite-sudoïte indiquent qu'ils ont cristallisé dans les mêmes conditions de faible fO_2 que les illites, les sudoïtes et les pyrites (Gaboreau et al., 2007 ; Cuney et al., 2003). L'hématisation, associée à une forte fO_2 , va favoriser la déstabilisation des pyrites et des APS, démontrée par les formes des APS résiduels et la perte en terres rares légères de ces échantillons. Ce caractère oxydant du fluide météorique a permis de dissoudre les oxydes d'uranium primaires, stables en milieu réducteur, et de les redéposer dans des zones réductrices sous forme de front d'oxydo-réduction.

La kaolinisation, qui se superpose sur l'ensemble des altérations précédentes, correspond au passage d'un fluide acide fortement renouvelé comme l'indique la déstabilisation de la majorité des minéraux d'altération antérieurs et la formation de la kaolinite.

De multiples variations des conditions d'oxydo-réduction se sont donc succédées dans le socle, de la formation des premières altérations jusqu'à l'actuel. Elles sont directement liées aux variations des caractéristiques des fluides circulant dans le socle. Malheureusement, de nombreuses questions persistent quant aux conditions d'oxydo-réduction qui ont prévalu dans ces gisements, notamment la nature du processus d'oxydo-réduction à l'origine du dépôt d' $U_{(IV)}$ à partir de la phase fluide où l'uranium ne peut être transporté que sous forme de complexes uranyle $U_{(VI)}$.

4. Mobilités élémentaires dans le socle du bassin d'Athabasca lors des différents épisodes de circulation fluide.

Les mobilités élémentaires dans le socle du bassin d'Athabasca vont être principalement fonction des caractéristiques physico-chimiques et des compositions des fluides qui y pénètrent, de leur capacité à y circuler et des compositions minérales et chimiques du socle.

4.1. Mobilités élémentaires dans le socle associées à la formation des minéralisations de type discordance

Les mobilités élémentaires associées à la circulation des saumures dans le cas de roches magmatiques (les porphyres granitiques d'Eagle Point dans le cas d'étude), sont directement à relier aux transformations minéralogiques et à leur degré de développement (Tableau 1). Les mobilités principales pour les porphyres peuvent être résumées comme suit:

	éléments majeurs	éléments traces
gain	Mg	Ni, B, Li
immobilité	Al, Ti ± Si	Zr, Th, Ho, S, terres rares les plus lourdes
perte	Ca, Na, K, Fe, P, Mn ± Si	Mo, Ba, Zn, Rb, U, terres rares intermédiaires à lourdes, Cl, Bi

Tableau 5-1 : Mobilité des éléments du socle après altération hydrothermale

4.1.1. *Éléments majeurs et bore*

Les mobilités élémentaires déterminées pour les roches du socle lors de leur altération se sont directement répercutées sur la composition initiale de la saumure diagénétique chlorurée expulsée des niveaux évaporitiques (voir Chapitre 3-2) par rééquilibrage de sa composition chimique avec la roche. Pour le gisement de McArthur River, Derome et al. (2005) ont montré l'existence de deux saumures de compositions chimiques distinctes (l'une riche en NaCl, l'autre riche en CaCl₂) dans les veines de quartz associées aux minéralisations uranifères de type discordance provenant de l'évolution chimique de la saumure évaporitique initiale. La première saumure, riche en sodium, correspond probablement à la saumure diagénétique peu modifiée et s'observe, en plus des veines de quartz, dans les surcroissances des quartz détritiques du bassin sédimentaire. La seconde, enrichie en calcium, est majoritairement présente en d'inclusions fluides dans les générations de quartz hydrothermaux synchrones des minéralisations uranifères ainsi qu'à la fin de la cimentation des brèches. Cette seconde saumure a été interprétée par les auteurs comme correspondant à l'évolution de la saumure sodique diagénétique lors de sa circulation dans le socle.

La circulation des saumures évaporitiques dans le socle va entraîner le lessivage de nombreux éléments dont les éléments majeurs Na, Ca, K, Fe et Si. L'intensité de la perte est directement fonction des phases minérales primaires altérées et du degré d'altération de celles-ci. La succession d'altération décrite dans les paragraphes précédents va favoriser un lessivage fractionné des éléments majeurs. Les principales réactions d'altération et mobilités des éléments majeurs lors de la circulation des saumures sont résumées dans la Figure 5-1.

L'aluminium et le titane sont immobiles même pour les degrés d'altération les plus forts comme la formation des épyssiénites.

Le magnésium, ainsi que le bore dans les zones à dravite, sont enrichis dans les zones altérées des pegmatoïdes et porphyres granitiques étudiés, bien que les échantillons analysés correspondent à des lithologies du socle contenant initialement du magnésium (jusqu'à 2%pds MgO). Ceci indique donc que les saumures hydrothermales, au moment de leur circulation dans les zones étudiées, ont fourni du magnésium et du bore aux deux lithologies du socle étudiées. La source la plus probable de la saumure initiale, au vu de sa similarité chimique avec la saumure diagénétique initiale du bassin de Kombolgie (Derome et al., 2007) et de ces données microthermométriques, sont des niveaux sédimentaires évaporitiques du bassin d'Athabasca comme ceux connus actuellement dans les formations Douglas et Carswell, desquelles elle aurait été expulsée lors de l'enfouissement du bassin (Derome et al., 2005), expliquant les concentrations élevées en magnésium mesurées dans les inclusions fluides des premières surcroissances de quartz détritiques du bassin (jusqu'à 4 wt% MgCl₂; Derome et al., 2005) ou dans les inclusions à saumure sodique des veines de quartz du socle (entre 1900 à 22000 ppm Mg, Richard et al., 2008). Ces données sont en accord avec les concentrations élevées en Mg (50500 mg/l; Fontes et Matray, 1993) et B (137 mg/l) d'une saumure

évaporitique ayant passée le stade de précipitation de la halite et indiquent que les saumures peuvent être considérées comme des réservoirs élémentaires majeurs pour la formation des minéraux d'altération. En l'absence d'une étude globale de toutes les lithologies entourant les gisements de socle étudiés, il n'est néanmoins pas à exclure l'existence de lithologies initiales riches en magnésium et en bore dans le socle qui pourraient fournir une partie de ces éléments à la saumure diagénétique initiale avant l'interaction avec les roches étudiées dans ces travaux (pegmatoides et porphyres granitiques).

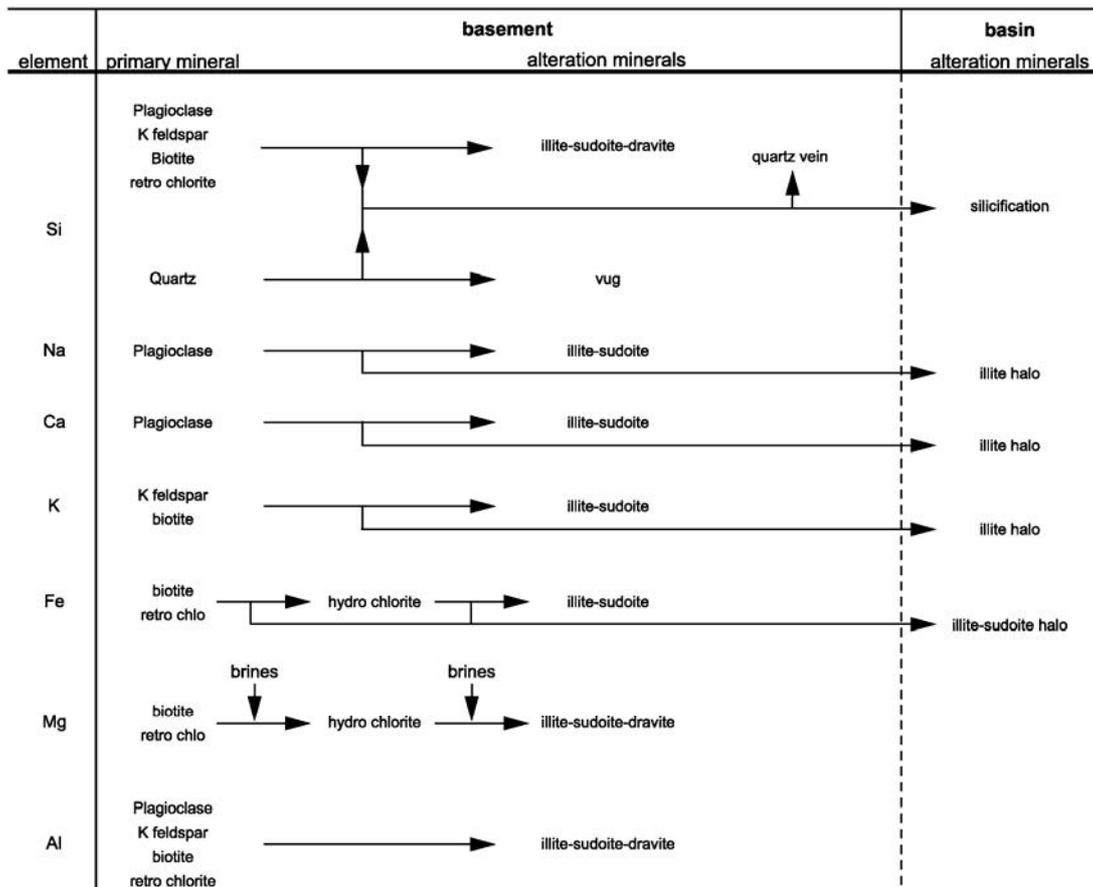


Figure 5-1 : Tableau récapitulatif du devenir des éléments majeurs durant l'altération hydrothermale des minéraux constitutifs des roches magmatiques (porphyres ou pegmatoïdes) du socle du bassin d'Athabasca. Certains éléments (Na, Ca, K et Fe) sont transférés dans le bassin sédimentaire pour former les halos d'altération. Le magnésium est proposé principalement apporté par les saumures au cours de l'altération. L'aluminium est immobile et est totalement incorporé aux minéraux d'altération du socle.

Les mobilités des éléments majeurs observées dans cette étude pour les roches altérées du socle sont en accord avec cette proposition. Les pertes possibles en sodium lors du passage de la saumure calcique à la saumure sodique peuvent s'expliquer par une albitisation précoce et diffuse des feldspaths potassiques du socle comme cela a été observé pour les porphyres granitiques d'Eagle Point. Les enrichissements contradictoires en magnésium de la saumure calcique (jusqu'à 11.5 wt% MgCl₂) par rapport à la saumure diagénétique pourrait s'expliquer en partie par une augmentation de la concentration des éléments lors du passage de la saumure sodique en saumure calcique. En effet, l'altération des minéraux du socle permet un transfert non négligeable de l'eau de la saumure sodique vers les minéraux d'altération assurant une

augmentation de la concentration des éléments présents dans le fluide. Ce phénomène est aussi favorable à l'augmentation de la chlorinité de la saumure calcique (de 4.5 moles de chlore par kg d'eau à 6.5 moles de chlore par kg d'eau), comme observés par Derome et al. (2005), puisque le socle ne contient initialement cet élément (dans les biotites principalement) qu'en faible quantité.

4.1.2. Eléments traces

Les éléments traces, outre le brome et le chlore, ont des comportements variables face à l'altération. De nombreux éléments sont lessivés en quantité significative (Mo, Ba, Zn, Rb, Bi et terres rares intermédiaires à lourdes) alors que d'autres sont immobiles à enrichis dans les zones altérées (Ni et Li par exemple). L'arsenic, dans les pegmatoïdes et les porphyres granitiques les plus frais, est très faiblement concentré. Les minéralisations de socle étudiées sont caractérisées par l'absence de concentrations significatives en métaux de base (Ni, Cu, Au ou As par exemple), ce qui est total accord avec les mobilités élémentaires observées.

4.1.3. Transferts élémentaires socle-bassin

Le bassin d'Athabasca est un bassin sédimentaire mature caractérisé par une forte proportion de quartz (> 90%), les autres minéraux silicatés détritiques (kaolinite principalement) étant présents en très faible quantité. Ce bassin représente donc un stock élémentaire limité pour la formation des halos d'altération enrichis en potassium, fer et magnésium observés dans le bassin sédimentaire en relation avec les minéralisations localisées à la discordance. Ces éléments majeurs constitutifs des silicates d'altération, à l'exception du quartz, proviennent donc en majorité de deux réservoirs, la saumure évaporitique et le socle sous-jacent, lors des épisodes de circulations fluides. La perte massive en potassium des échantillons altérés du socle (jusqu'à 70% de la teneur initiale), en particulier lors de l'altération des feldspaths potassiques en illite et sudoïte, permet d'assurer un transfert de cet élément vers le bassin via les saumures susceptible de former les halos d'altération riches en illites. Un même processus peut être évoqué pour le fer pour la formation des zones riches en sudoïte du bassin. L'aluminium nécessaire à la formation des cristaux d'altération dans les halos d'altération du bassin provient des minéraux détritiques ou diagénétiques du bassin (kaolinite et dickite). Le socle est donc un réservoir d'élément pour la formation des halos d'altération dans le bassin sédimentaire. La source du bore et du magnésium, comme dans le cas des zones altérées du socle, apparaît être la saumure évaporitique.

4.2. Mobilités élémentaires associées à la formation des minéralisations de type front d'oxydo-réduction

La circulation des fluides météoriques dans les halos d'altération va favoriser d'importantes remobilisations élémentaires des zones minéralisées ainsi que des halos d'altération antérieurs, directement fonction des conditions physico-chimiques des fluides, de l'ouverture du système et de la minéralogie des zones traversées.

Lors de la formation des fronts d'oxydo-réduction, les éléments principalement remobilisés sont le fer, le soufre (déstabilisation des pyrites), le calcium, l'uranium, les terres rares intermédiaires à lourdes, l'yttrium (dissolution des oxydes d'uranium de type discordance), les terres rares légères (dissolution des APS), le vanadium et le sélénium.

L'ouverture du système va permettre postérieurement la kaolinisation massive avec départ de la majorité des éléments contenus dans les minéraux des halos d'altération et dans les fronts d'oxydo-réduction.

5. Le socle : une source majeure d'uranium et de terres rares pour la formation des minéralisations du bassin d'Athabasca ?

Les minéraux accessoires porteurs d'uranium et de terres rares dans le socle sont multiples et sont présents, en fonction des lithologies, en quantité notable. Les monazites, qui correspondent au minéral accessoire porteur d'uranium et de terres rares légères le plus abondant dans les roches magmatiques étudiées, sont partiellement à totalement dissoutes dans les échantillons altérés, et cela même pour des échantillons apparaissant comme macroscopiquement frais. Cette observation avait déjà été faite par Hecht et Cuney (2000) qui indiquaient que 75% de l'uranium initialement inclus dans la monazite était lessivé pour le gisement de Shea Creek. D'autres minéraux accessoires porteurs en moindre quantité d'uranium et de terres rares, comme l'apatite, le xénotime ou la thorite, sont aussi lessivés. Les zircons ne sont pas une source d'uranium puisqu'ils ne sont pas dissous et que les zones altérées sont enrichies en uranium par rapport aux zones saines. Ils sont par contre la source majeure de terres rares intermédiaires à lourdes lessivées. Ces altérations minéralogiques vont donc permettre le lessivage de l'uranium et des terres rares contenus initialement dans le socle et leur enrichissement dans les saumures.

Une partie de l'uranium et des terres rares lessivées va cristalliser dans des phases minérales secondaires comme l'APS, le xénotime hydrothermal ou l'apatite hydrothermale à proximité des zones lessivées. Ces minéraux secondaires sont toutefois peu concentrés en uranium et ne vont donc pas retirer des saumures une grande quantité de l'uranium précédemment lessivé.

5.1. Cas de l'uranium

Les bilans de masse entre échantillons frais et zones altérées montrent clairement que l'uranium est lessivé du socle lors de la circulation des saumures. Dans le cas d'échantillons peu altérés, les pertes en uranium peuvent atteindre 14 g/m³ de roche. Le lessivage de l'uranium a été sans aucun doute plus important dans les zones fortement argilisées puisque seul le zircon est conservé, les autres minéraux accessoires primaires étant complètement

dissous. Cependant, ces zones initialement lessivées en uranium correspondent à des zones de circulations fluides privilégiées. Elles ont été postérieurement contaminées en uranium par les multiples épisodes fluides ayant eu lieu après la cristallisation des minéralisations primaires de type discordance. Ces enrichissements postérieurs, jusqu'à quelques centaines de ppm, ne permettent pas d'estimer directement, dans ces zones, les quantités réelles d'uranium fourni par le socle lors de l'épisode majeur d'altération.

L'apport d'uranium par le socle est confirmé par les analyses par ablation laser LA-ICP-MS effectuées sur les deux types de saumures, sodique et calcique, du gisement de McArthur River (Richard et al., 2008). La saumure sodique présente ainsi des concentrations en uranium comprises entre 10 et 100 ppm alors que la saumure calcique a des concentrations allant jusqu'à 1000 ppm d'uranium. Ceci indique donc que la transformation de la saumure sodique en saumure calcique permet un enrichissement en uranium du fluide.

Les volumes de socle nécessaires pour fournir la totalité de l'uranium actuellement présent dans les minéralisations du gisement d'Eagle Point ont été estimés, pour les hypothèses les plus défavorables, entre 53 km³ et 637 km³ dans le cas d'un unique apport d'uranium par le socle. Considérant un volume minimal de 53 km³, les saumures auraient donc du circuler dans une zone carrée de cinq kilomètres de côté sur environ deux kilomètres de profondeur. Comme précédemment précisé, l'étude des analogues actuels de circulations de saumures sous discordance (fossé rhénan par exemple) démontre que ces profondeurs sont tout à fait envisageables.

Le socle du bassin d'Athabasca présente de plus des zones fortement enrichies en uranium, qui peuvent donc correspondre à des sources privilégiées d'uranium pour la formation des minéralisations de type discordance et ainsi renforcer le rôle source du socle. Les pegmatoïdes de Moore Lake (Est Athabasca), à uraninites magmatiques, concentrent aussi par exemple jusqu'à 2400 ppm d'uranium (Annesley et al., 2000). Des pré-concentrations uranifères en veines, de type Beaverlodge, ne sont pas non plus à exclure.

5.2. Cas des terres rares

Le lessivage des terres rares par les fluides lors de l'altération des minéraux accessoires du socle est différent en fonction :

- de la distribution des terres rares dans les minéraux magmatiques porteurs,
- de la capacité du fluide à transporter ces éléments,
- de l'intégration de ceux-ci dans les minéraux secondaires d'altération.

La description des mobilités des terres rares dans le socle, associées à celle de l'uranium, est présentée dans la Figure 5-2.

5.2.1. Répartition des terres rares dans les minéraux magmatiques (stade A, Figure 5-2)

Les terres rares légères sont essentiellement contenues dans les monazites. Les terres rares intermédiaires à lourdes se répartissent entre différents magmatiques : zircon, xénotime, apatite par exemple. Cependant la richesse en zircon des lithologies magmatiques en fait le minéral porteur majoritaire.

5.2.2. Lessivage des terres rares des minéraux magmatiques par les saumures et cristallisation des minéraux secondaires (stade B)

Lors de la circulation des saumures, les monazites vont être partiellement à totalement dissoutes permettant l'enrichissement du fluide en terres rares légères. La majeure partie des terres rares légères va être intégrée aux APS riches en terres rares légères (florencite) lors de leur cristallisation dans les zones altérées.

Les substitutions élémentaires des bordures de zircon vont permettre un transfert des terres rares intermédiaires à lourdes (Gd à Er) du cristal vers les saumures. Cet enrichissement est particulièrement visible sur les spectres de terres rares normalisées aux chondrites des échantillons altérés qui montrent une cuvette centrée sur ces terres rares. La cristallisation en très faible quantité de de xénotime ou d'apatite hydrothermal dans les halos d'altération ne modifie pas la concentration en terres rares intermédiaires à lourdes des saumures.

Les terres rares les plus lourdes, elles aussi majoritairement contenues dans les zircons, ne vont pas être substituées et ne seront donc pas lessivées.

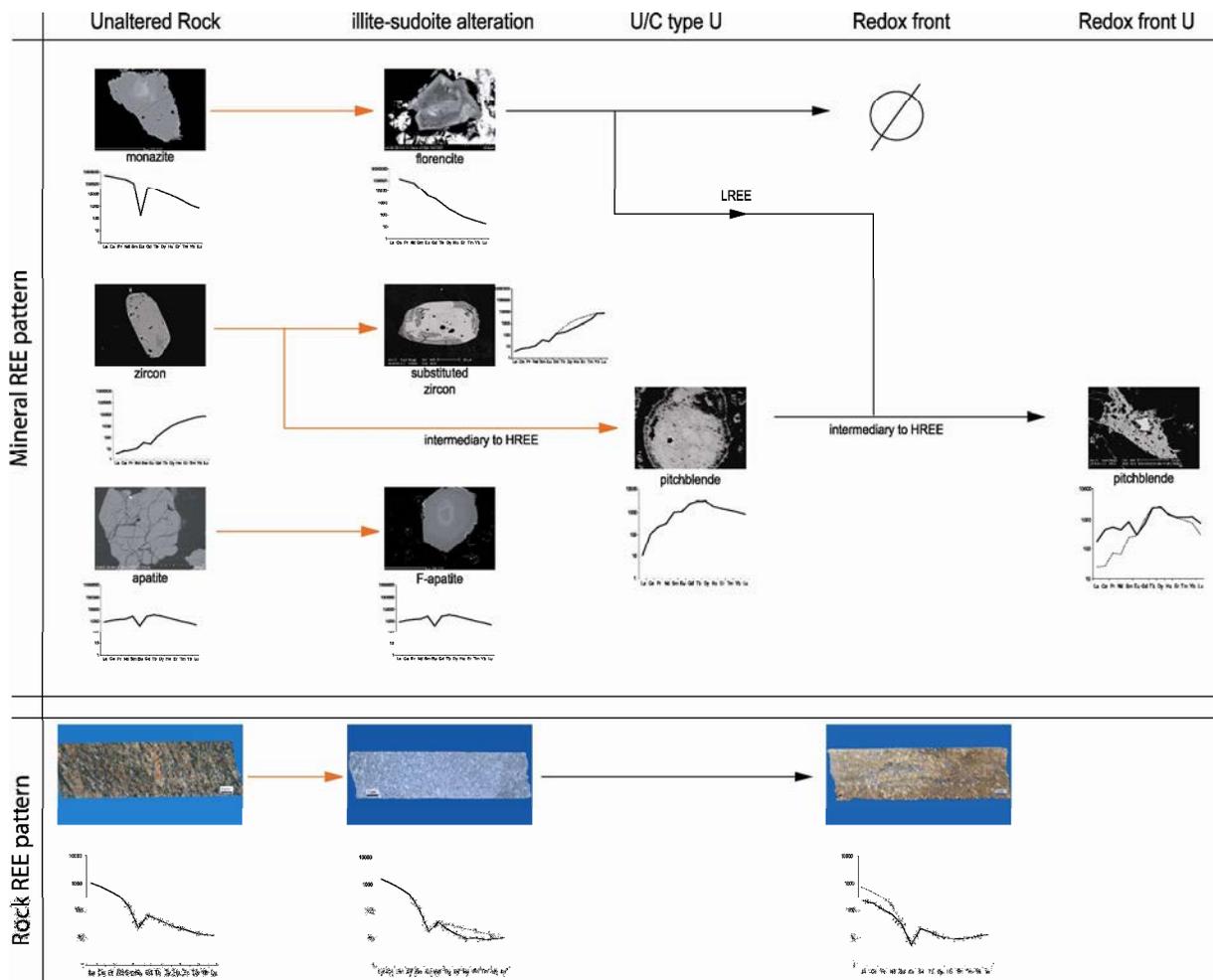


Figure 5-2 : Représentation schématique de la mobilité des terres rares lors des différents épisodes d'altérations touchant les roches magmatiques du socle du bassin d'Athabasca. Lors de l'altération hydrothermale (illite-sudoite alteration), les terres rares légères en provenance de la monazite sont principalement intégrées dans les APS riches en terres rares légères n'entraînant pas d'enrichissement majeur des fluides. Les substitutions du zircon permettent le transfert d'une partie des terres rares intermédiaires à lourdes dans les saumures), visible sur les spectres de terres en roche totale des roches altérées (en bas), qui cristalliseront dans les oxydes d'uranium de type discordance (U/C type U) donnant une forme en cloche typique. Lors de la circulation de fluides météoriques tardifs (Redox front), les oxydes d'uranium de type discordance sont dissous, ainsi que les APS de terres rares légères. Ceci permet la formation d'oxydes d'uranium (Redox front U) ayant la forme en cloche des oxydes d'uranium primaires plus un enrichissement en terres rares légères en provenance des APS. Là aussi, les échantillons rougis par cette dernière altération montrent une diminution nette en terres rares légères en roche totale. Flèche rouge : altération hydrothermale ; flèche noire : altération par les fluides météoriques.

5.2.3. Cristallisation des oxydes d'uranium de type discordance (stade C)

Lors de la cristallisation des oxydes d'uranium de type discordance, les saumures sont probablement enrichies en terres rares intermédiaires à lourdes, les terres légères n'étant concentrées qu'en très faible quantité. Les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des oxydes d'uranium des minéralisations de type discordance présentent un enrichissement pour ces terres rares. La comparaison de ces spectres avec les spectres de terres rares normalisés aux chondrites des halos d'altération du socle montre une parfaite

complémentarité. Les terres rares dans les saumures, après lessivage des minéraux magmatiques et cristallisation des minéraux secondaires, sont donc intégrées dans les oxydes d'uranium sans fractionnement significatif.

5.2.4. Dissolution des oxydes d'uranium de type discordance et formation des fronts d'oxydo-réduction à uranium (stade D)

La dissolution des oxydes d'uranium de type discordance va entraîner le lessivage total des terres rares intermédiaires à lourdes qu'ils contenaient et leur transfert dans les fluides météoriques. La dissolution des APS riches en terres rares légères par ces fluides va favoriser l'augmentation significative des teneurs des terres rares légères dans la phase fluide. Les oxydes d'uranium de front vont donc être caractérisés par des teneurs en terres rares intermédiaires à lourdes (Gd à Er) identiques à celles des oxydes d'uranium de type discordance et un enrichissement en terres rares légères (La à Sm) provenant de la dissolution des APS. Comme pour les saumures, il n'y a pas de fractionnement entre les fluides météoriques et les oxydes d'uranium tardifs lors de leur cristallisation.

Tous ces processus indiquent que le socle est une source de terres rares pour la formation des minéralisations de type discordance et que le facteur principal contrôlant l'intégration des terres rares dans les oxydes d'uranium de type discordance est la concentration en terres rares dans les différentes parties (minéral primaire, fluide, minéral secondaire). La température ou la chimie du fluide par exemple ne sont pas des facteurs de fractionnement des terres rares pour les gisements du bassin d'Athabasca.

6. Comparaison socle-bassin

Un des points clés pour comprendre la genèse des gisements de type discordance du bassin d'Athabasca, et plus particulièrement les gisements entièrement inclus dans le socle, est de définir la ou les sources de l'uranium et des terres rares aujourd'hui piégés dans les oxydes d'uranium. Trois possibilités peuvent être évoquées : une provenance principale du bassin sédimentaire, une provenance principale du socle, une origine mixte en provenance du socle et du bassin.

De nombreux travaux, essentiellement focalisés sur le bassin, ont été réalisés afin de lever cette ambiguïté et sont résumés dans Jefferson et al. (2007). Il ne s'agit donc pas de les reprendre dans ce travail mais d'apporter de nouveaux arguments au débat.

Les zones de substitution des zircons dans les halos d'altération du socle sont enrichis en uranium. Le même phénomène est visible pour les zircons du bassin (Fayek et Kyser, 1997 ; Hecht et Cuney, 2003). Les zircons ne peuvent donc être considérés comme des minéraux sources d'uranium dans les deux environnements. Le minéral source le plus propice, que ce soit dans le bassin ou dans le socle, est donc la monazite. Les concentrations actuelles en thorium permettent d'estimer les quantités initiales de monazites avant toute altération, ce

minéral en étant le seul porteur primaire significatif et le thorium étant supposé immobile à l'altération. La concentration en thorium du bassin est régionalement inférieure à 10 ppm ce qui suppose une concentration initiale en monazite faible mais pas nulle. Les concentrations en thorium du socle sont plus fortes, surtout pour les roches magmatiques (jusqu'à plus de 100 ppm) indiquant une potentialité plus probable comme il a été montré dans cette étude. Néanmoins en l'état actuel des travaux, il n'est pas possible d'infirmier que le bassin est une source prédominante d'uranium des minéralisations uranifères bien que les résultats proposés dans cette étude puissent le laisser supposer.

La forme des spectres de terres rares normalisées aux chondrites des grès altérés est typique des bassins sédimentaires avec un enrichissement en terres rares légères et une faible concentration pour les terres rares les plus lourdes. Elle se caractérise néanmoins par une cuvette pour les terres rares intermédiaires à lourdes (Kister, 2003) aussi observées pour les zones altérées socle. Comme dans le cas du socle, cette cuvette provient de la substitution de terres rares initialement concentrées dans les zircons lors de la circulation des saumures. Les calculs de bilan de masse effectués par Kister (2003) indiquent que le lessivage d'un km³ de grès permet l'extraction d'environ 300 T de Dy. Cet apport de terres rares par le bassin avait aussi été proposé par Fayek et Kyser (1997). Dans le cas du socle, en considérant les échantillons de porphyres d'Eagle Point illitisés et sudoïtisés (EPE44-8 ou EPE 44-2, chapitre 2 de la partie 3), le lessivage de Dy est compris entre 450 T de 1280 T par km³, valeur jusqu'à quatre fois supérieure à celle obtenue dans le bassin. Les zircons du socle sont donc une source privilégiée des terres rares concentrées dans les oxydes d'uranium du bassin d'Athabasca. Néanmoins, contrairement au cas de l'uranium, une origine mixte bassin-socle peut être évoquée pour les terres rares des minéralisations de type discordance.

7. Modèle conceptuel de genèse des gisements d'uranium du socle du bassin d'Athabasca

A partir des résultats obtenus dans cette étude et des nombreuses données bibliographiques disponibles sur les gisements de type discordance, une mise à jour du modèle conceptuel de genèse des gisements d'uranium localisés dans le socle du bassin d'Athabasca est proposée (Figure 5-3). Ce modèle est découpé en trois stades distincts faisant référence aux étapes déterminantes pour la formation des minéralisations uranifères actuellement observées dans le socle du bassin d'Athabasca.

Les volumes de circulation de saumures minéralisatrices sont beaucoup plus importants que précédemment supposés et sont directement liés à la pré-fracturation durant le métamorphisme. Cette fracturation des roches du socle augmente la porosité et la perméabilité des roches jusqu'à des niveaux plus élevés que ceux observés dans le bassin d'Athabasca (Onishi et Shimizu, 2005 ; Paña, 2007). Les trois gisements de socle étudiés sont localisés au niveau de la zone de cisaillement de transition entre les domaines Wollaston et Mudjatik qui

correspond à une zone plurikilométrique de forte déformation et fracturation métamorphiques. Le contrôle tectonique ainsi que les anomalies thermiques des zones de cisaillement sont particulièrement déterminants pour la mise en circulation des saumures dans les deux environnements et la création de cellules de convection à grande échelle. La pénétration de la saumure diagénétique de bassin dans le socle est probablement effective durant des durées brèves (1 million d'années ; Lorilleux, 2001), le temps de résidence du fluide dans le socle est par contre plus difficile à quantifier. Le contrôle tectonique est donc un des points clés de la formation des minéralisations du socle.

Les calculs de lessivage d'uranium et de terres rares dans les roches du socle entourant les gisements d'uranium entièrement localisés dans le socle démontre qu'un apport unique de ces éléments par le socle explique la formation des minéralisations. Les zones de cisaillement, comme celle de la transition des domaines Wollaston et Mudjatik, sont des zones où les processus de fusion partielle ont été très développés, permettant la formation de lithologies enrichies en uranium et terres rares (certains types de pegmatoïdes en particulier) propices à être des sources élémentaires majeures. Les zones altérées du socle par circulation des saumures sont dépréciées en uranium ce qui démontre clairement un apport d'uranium par le socle pour la formation des minéralisations uranifères. Par contre, aucune preuve minéralogique et géochimique tangible ne permet d'affirmer que le bassin est une source majeure d'uranium. Pour les terres rares intermédiaires à lourdes, une contribution du bassin est à considérée comme probable bien que difficilement quantifiable. L'absence de métaux de base (Ni, Co, As ou Au) dans les minéralisations de socle et leur enrichissement dans les zones altérées confirment fortement l'hypothèse d'un apport de l'uranium et des terres rares fortement dominé par le socle.

Le ou les processus favorisant la réduction de l' $U_{(VI)}$ des fluides pour la formation des minéralisations uranifères du socle n'a pas été identifié pour tous les types de minéralisations. Concernant les minéralisations de front d'oxydo-réduction, la réduction est liée à des processus d'oxydo-réduction impliquant les sulfures des halos d'altération antérieurs. Par contre, pour les minéralisations de type discordance, les hypothèses de réduction par les lithologies riches en fer ou par un fluide réducteur en provenance du socle demeurent (Quirt, 1997). Le graphite, dans les conditions de pression et température définies, n'est pas un agent réducteur envisageable (Kyser et al., 1989).

Le modèle proposé pour la formation des gisements entièrement inclus dans le socle peut être généralisé, via quelques modifications, aux minéralisations localisées à la discordance. La formation des halos d'altération (est particulièrement les zones illitisées enrichies en potassium) est dépendante de la remontée des fluides du socle dans le bassin sous forme de « plumes » hydrothermaux (Quirt, 1989 ; Paña, 2007). Cette remontée peut assurer un transfert de l'uranium et des terres rares lessivés dans le socle vers le bassin.

La présence de métaux de base à la discordance en association avec l'uranium démontre le mélange, à cet endroit, des saumures riches en uranium et terres rares du socle avec la saumure diagénétique du bassin. En effet, la source potentielle des certains de ces métaux de base (Ni, Au en particulier), au vu des enrichissements observés dans les zones altérées du socle, sont les grès « red-bed » du bassin d'Athabasca lessivés par la saumure diagénétique (Quirt, 1989).

Les zones de dissolution massive de quartz dans le bassin sédimentaire peuvent être formées par la remontée d'une saumure sous-saturée en quartz ayant interagit avec le socle, et non d'un fluide réducteur du socle, comme cela a été démontré pour les pegmatoïdes de P-Patch. La sous-saturation d'une saumure vis à vis du quartz en milieu granitique pourrait plutôt s'expliquer par des variations brutales des propriétés physiques des fluides (pression, température, densité par exemple) que par des processus chimiques (Cathelineau, 1987). De même que dans le cas des minéralisations de socle, le processus d'oxydo-réduction reste à définir.

1) Athabasca basin deposition : 1.76 (?) - 1.6 Ga

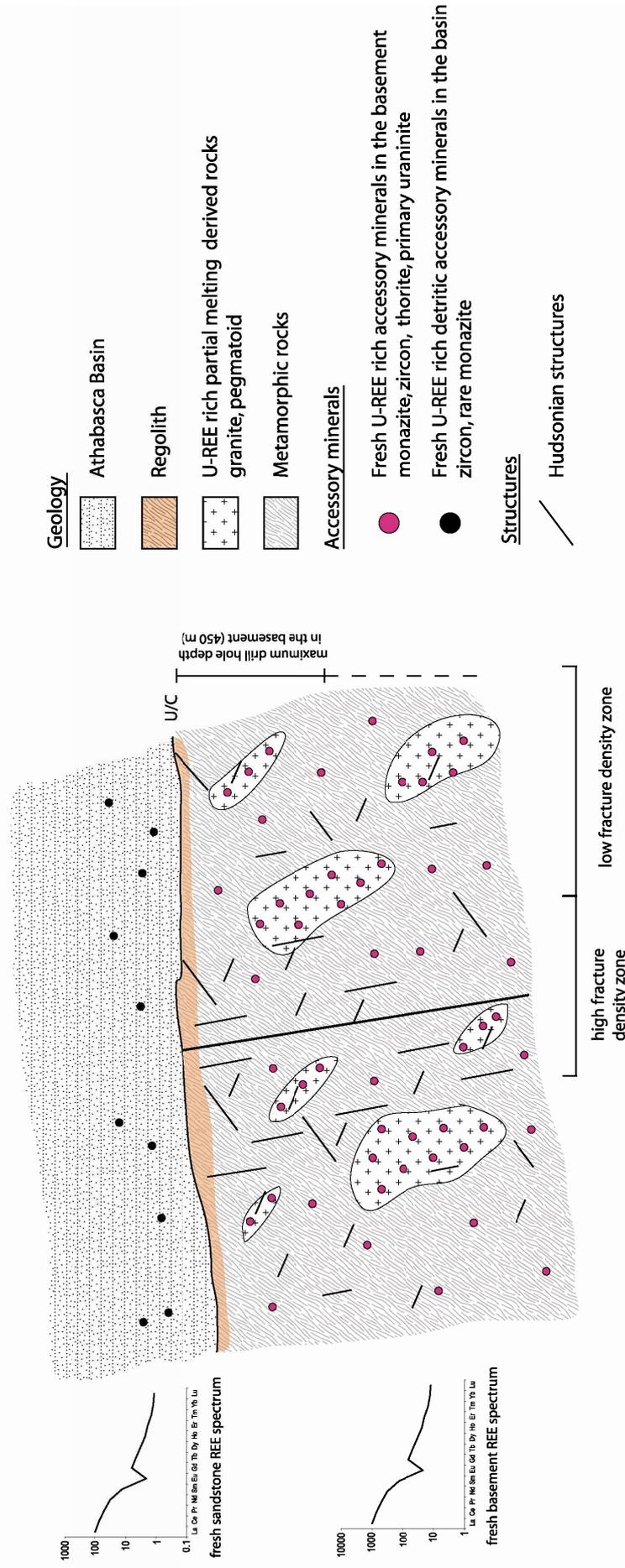
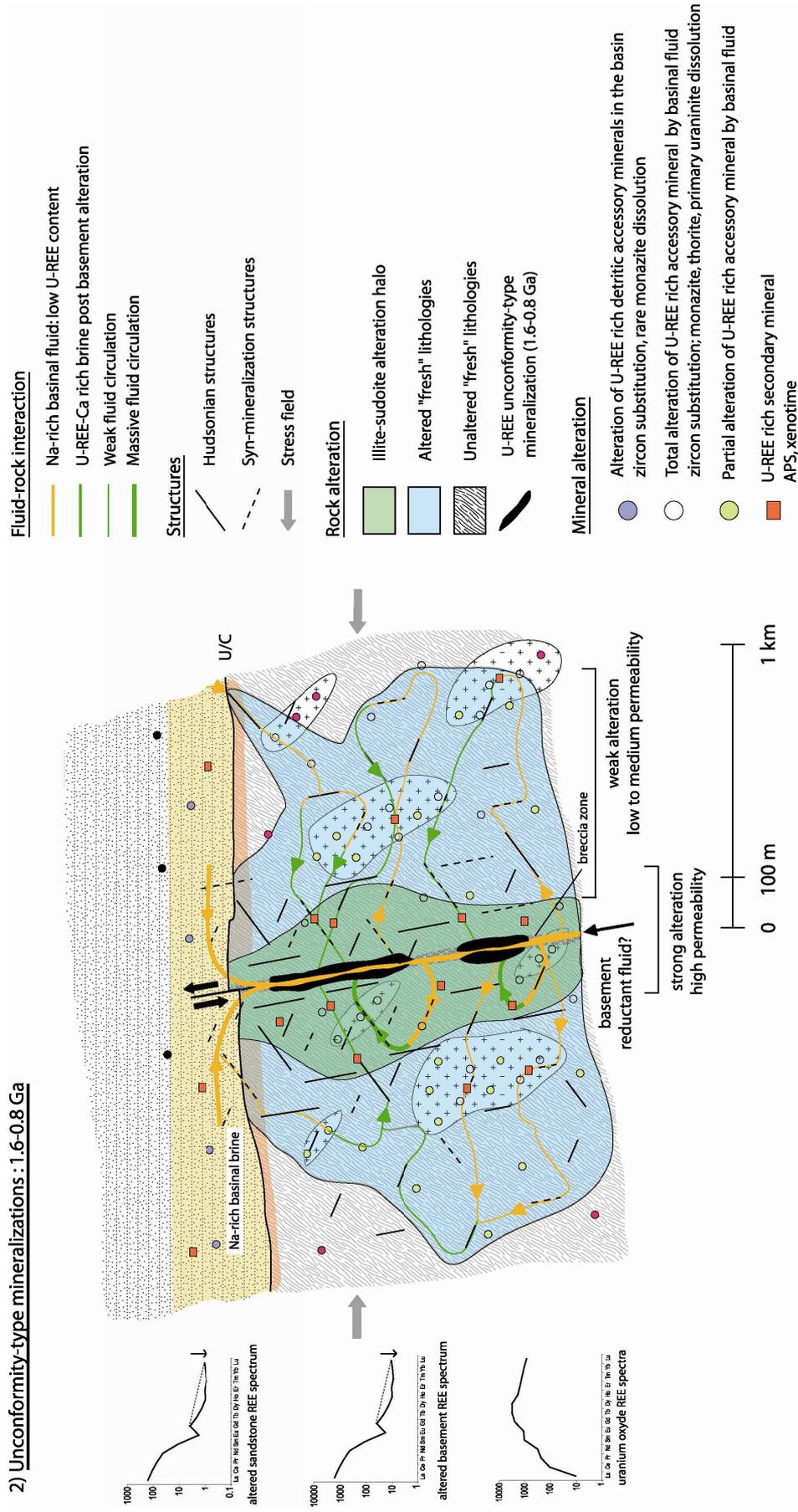


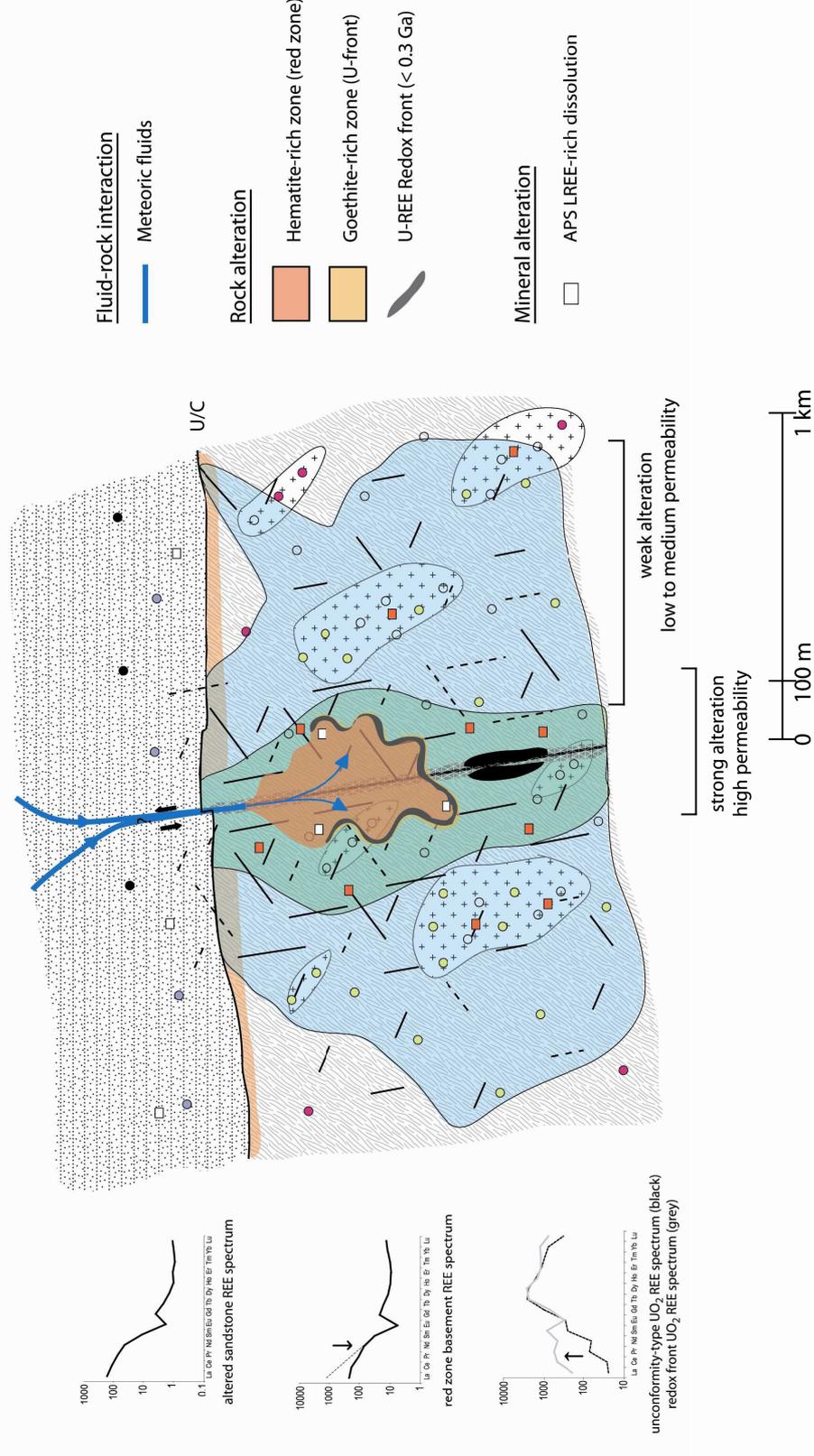
Figure 5-3 : Contexte géologique ante-minéralisation. Dans les zones de cisaillement tel que la transition Wollaston-Mudjatik, le socle est fortement fracturé et microfracturé. Cette fracturation touche l'ensemble des lithologies du socle. Les concentrations en minéraux accessoires du bassin et du socle sont très différentes. Dans le bassin, les zircons sont les minéraux accessoires dominants, de rares monazites détritiques sont présentes. Pour le socle, les concentrations en minéraux accessoires sont fonction des lithologies mais sont dans tous les cas beaucoup plus fortes que dans le bassin sédimentaire. Ces minéraux peuvent être des monazites, des zircons, des thorites et des uraninites. Cette différence de concentration minérale entre les deux environnements (bassin et socle) entraîne un net contraste dans la teneur en uranium et en terres rares, ces dernières étant plus de dix fois plus concentrées dans le socle.

2) Unconformity-type mineralizations : 1.6-0.8 Ga



Formation des minéralisations de type discordance. La saumure diagénétique en provenance du bassin sédimentaire s'infiltré, lors des épisodes tectoniques, dans le socle par l'intermédiaire des structures hudsoniennes réactivées mais aussi par de nouvelles structures. Les volumes de circulation sont largement supérieurs au seul halo d'altération. Argileux. La saumure, initialement pauvre en uranium, va progressivement se transformer chimiquement par échanges avec le socle jusqu'à l'obtention d'une saumure riche en K, Ca, U et terres rares qui va permettre la formation des minéralisations uranifères. L'interaction des saumures avec les minéraux accessoires des deux environnements va permettre l'altération de ces derniers, allant jusqu'à la dissolution totale pour nombre d'entre-eux excepté le zircon. Des minéraux secondaires (APS, xénotime) cristallisent. Ces deux processus (dissolution et cristallisation) vont engendrer le départ privilégié de l'uranium et des terres rares intermédiaires à lourdes qui vont, sans fractionnement, s'intégrer dans les oxydes d'uranium.

3) Redox front mineralizations : < 0.3 Ga



Formation des minéralisations de front d'oxydo-réduction. L'exhumation du bassin ainsi que la position géographique de celui-ci (à proximité de l'équateur) vers 300 Ma va favoriser la pénétration de fluides météoriques froids dans le socle. Cette pénétration ne semble pas tectoniquement contrôlée mais est plus à considérer comme gravitaire. Ces fluides oxydants vont dissoudre les oxydes d'uranium de type discordance et vont permettre la formation de fronts d'oxydo-réduction à uranium dans les halos d'altération antérieurs par simple diffusion. Ces fronts sont accompagnés d'une hématisation marquée due à la déstabilisation des pyrites. Les APS riches en terres légères vont être dissous et les terres rares vont directement être intégrées dans les pechblendes. Les terres rares intermédiaires à lourdes ne sont pas fractionnées par l'altération ou le fluide, les oxydes d'uranium de front ayant un spectre, pour ces terres rares, identique aux minéralisations de type discordance.

8. Perspectives

De nombreux problèmes conceptuels sont encore à résoudre pour arriver à la création d'un modèle de genèse convaincant des minéralisations de bassin d'Athabasca.

Un des points cruciaux est de savoir si les minéralisations de type discordance correspondent à une seule phase de dépôt primaire suivie de recristallisation ou si elles se sont formées à partir de plusieurs épisodes de dépôt. L'ancienneté des minéralisations ainsi que les multiples épisodes de circulations fluides depuis leur formation ont favorisé le départ du plomb radiogénique des oxydes d'uranium et donc l'obtention d'âges U-Pb plus jeunes que le moment de cristallisation des oxydes d'uranium. Afin d'avancer sur ce sujet crucial, une analyse couplée in-situ des terres rares et des isotopes du plomb et de l'uranium s'avère indispensable. L'amélioration des outils analytiques, et notamment la diminution de la taille des faisceaux de mesure, va permettre d'analyser de façon plus efficace les zones les moins altérées et donc de peut-être lever cette ambiguïté.

La recherche des processus de précipitation de l'uranium et des facteurs ayant conduit aux minéralisations exceptionnelles du bassin d'Athabasca est à poursuivre par d'autres méthodes que celles précédemment utilisées. Ceci passe par exemple par la modélisation thermodynamique, comme cela a été envisagé par Hovee and Quirt (1987), ainsi que l'étude expérimentale.

Des modélisations 3D des enveloppes d'altération des roches du socle sont à réaliser à partir des nouvelles données obtenues dans cette étude. La prise en compte de la zone macroscopiquement fraîche mais lessivée en uranium est un préambule nécessaire à tout calcul de lessivage de l'uranium dans les roches du socle.

Des premières mesures de concentrations élémentaires dans les inclusions fluides des veines de quartz du gisement de McArthur River ont été réalisées par ablation laser LA-ICP-MS par Richard et al. (2008). Ces analyses, très probantes, seraient maintenant à réaliser sur les inclusions fluides de saumures piégées dans les quartz des roches du socle afin de déterminer l'évolution de la composition des fluides avec l'augmentation du degré d'altération des roches. De même, la composition de la saumure diagénétique avant interaction avec le socle est à déterminer afin de connaître l'apport en uranium du bassin sédimentaire pour la formation des minéralisations du bassin d'Athabasca.

Bibliographie

- Adler, H.H., 1974. Concepts of uranium-ore formation in reducing environments in sandstones and other sediments, Formation of uranium ore deposits. IAEA conference, Athens, Greece, pp. 141-167.
- Alexandre, P. and Kyser, K., 2003. Geochronology of the Paleoproterozoic basement-hosted unconformity-type uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada. In: M. Cuney (Editor), Uranium geochemistry, International Conference Proceeding, Nancy, France, pp. 37-40.
- Alexandre, P., Kyser, K., Polito, P. and Thomas, D., 2005. Alteration mineralogy and stable isotope geochemistry of Paleoproterozoic basement-hosted unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Canada. *Economic Geology*, 100(8): 1547-1563.
- Alexandre, P., Kyser, K., Thomas, D., Polito, P. and Marlat, J., 2009. Geochronology of unconformity-related uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada and their integration in the evolution of the basin. *Mineralium Deposita*, 44(1): 41-59.
- Alexandre, P. and Kyser, T.K., 2005. Effects of cationic substitutions and alteration in uraninite, and implications for the dating of uranium deposits. *Canadian Mineralogist*, 43(3): 1005-1017.
- Alexandre, P. and Kyser, T.K., 2006. Geochemistry of uraniferous bitumen in the Southwest Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, 101(8): 1605-1612.
- Andrade, N., 1989. The Eagle Point uranium deposits, northern Saskatchewan, Canada. Uranium resources and geology of North America. International Atomic Energy Agency technical Document, 500. 455-490.
- Annesley, I.R. and Madore, C., 1999. Leucogranites and pegmatites of the sub-Athabasca basement, Saskatchewan: U protore? *Mineral Deposits: Processes to Processing*, v1: 297-300.
- Annesley, I.R., Madore, C., Kusmirski, R.T. and Bonli, T., 2000. Uraninite-bearing granitic pegmatite, Moore Lake, Saskatchewan: petrology and U-Th-Pb chemical ages. Summary of Investigations 2000. Volume 2. Sask. Geol. Surv., Sask. Miner. Res., Rep. 2000-4.2, p 181-191.
- Annesley, I.R., Madore, C. and Portella, P., 2001. Paleoproterozoic structural, metamorphic, and magmatic evolution of the eastern sub-Athabasca basement: Controls on unconformity-type uranium deposits [ext. abs.]. In: P.J. Williams (Editor), A hydrothermal odyssey. Extended Conference Abstract, Townsville, Queensland, pp. 3-4.
- Annesley, I.R., Madore, C. and Portella, P., 2005. Geology and thermotectonic evolution of the western margin of the Trans-Hudson Orogen: evidence from the eastern sub-Athabasca basement, Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42: 573-597.
- Annesley, I.R., McCready, A.J., Madore, C., Kamo, S.L. and Kwok, K.K., 2007. U-Pb age of overthrusting and reactivation at Cree Extension: structural preparation to Millennium

- U deposit, Saskatchewan. In: C.J. Andrew (Editor), Ninth Biennial SGA Meeting, Digging Deeper, Dublin, Ireland, pp. 1209-1212.
- Armstrong, R.L. and Ramaekers, P., 1985. Sr isotopic study of Helikian sediment and diabase dikes in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(3): 399-407.
- Bakker, R.J., 1997. Clathrates: computer program to calculate fluid inclusion V-X properties using clathrates melting temperatures. *Computers & Geosciences*, 23: 1-18.
- Bakker, R.J., 1999. Adaptation of the Bowers and Helgeson (1983) equation of state to the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-NaCl system. *Chemical Geology*, 154: 225-236.
- Bakker, R.J., 2003. Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194(1-3): 3-23.
- Barton, M.D. and Johnson, D.A., 1996. Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization. *Geology*, 24(3): 259-262.
- Battles, D.A. and Barton, M.D., 1995. Arc-related hydrothermal alteration in the western United States. *Geology*, 23(10): 913-916.
- Beaufort, D., Patrier, P., Laverret, E., Bruneton, P. and Mondy, J., 2005. Clay alteration associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator Rivers uranium field, Northern Territory, Australia. *Economic Geology*, 100: 515-536.
- Bell, K., 1985. Geochronology of the Carswell area, Northern Saskatchewan. In: R. Laine, D. Alonso and M. Svab (Editors), *The Carswell structure uranium deposits, Saskatchewan*. Special Paper 29. Geological Association of Canada, pp. 33-46.
- Bell, K. and MacDonald, R., 1982. Geochronological calibration of the Precambrian Shield in Saskatchewan. Summary of Investigations 1982. Sask. Geol. Surv., Sask. Miner. Res., Misc. Rep. 82-4, p. 17-22.
- Billault, V., Beaufort, D., Patrier, P. and Petit, S., 2002. Crystal chemistry of Fe-sudoites from uranium deposits in the Athabasca basin (Saskatchewan, Canada). *Clays and Clay Minerals*, 50(1): 70-81.
- Bingen, B., Demaiffe, D. and Hertogen, J., 1996. Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from southwestern Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(8): 1341-1354.
- Binns, R.A., McAndrew, J. and Sun, S.S., 1980. Origin of uranium mineralization at Jabiluka. In: J. Ferguson and A. Goleby (Editors), *Uranium in the Pine Creek Geosyncline*. International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna.
- Boiron, M.C. et al., 1992. Identification of fluid inclusions in relation with their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56: 175-185.
- Bonhoure, J., 2007. Géochimie des éléments de terres rares et du plomb dans les oxydes d'uranium naturels. Ph.D Thesis, INPL, Nancy, France, 390 pp.
- Bonhoure, J., Kister, P., Cuney, M. and Deloule, E., 2007. Methodology for rare earth element determinations of uranium oxides by ion microprobe. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 31(3): 209-225.

- Botis, S. et al., 2006. Natural radiation-induced damage in quartz. II. Distribution and implications for uranium mineralization in the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Canadian Mineralogist*, 44(6): 1387-1402.
- Boullier, A.M., France-Lanord, C., Dubessy, J., Adamy, J. and Champenois, M., 1991. Linked fluid and tectonic evolution in the High Himalaya mountains (Nepal). *Contributions to Mineralogy & Petrology*, 107: 358-372.
- Bowers, T.S. and Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47(7): 1247-1275.
- Bowles, J.F.W., 1990. Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analyses. *Chemical Geology*, 83: 47-53.
- Brace, W.F. and Bombalakis, E.G., 1963. A note on brittle crack growth in compression. *Journal of Geophysical Research*, 68: 3709-3713.
- Card, C.D., Pana. D., Portella. P., Thomas, D.J. and Annesley, I.R., 2007. Basement rocks to the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. In: C.W. Jefferson and Delauney.G. (Editors), EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. Geological Survey of Canada. Bulletin 588, pp. 69-87.
- Carl, C., Von Pechmann, E., Höhndorf, A. and Ruhrmann, G., 1992. Mineralogy and U/Pb, Pb/Pb, and Sm/Nd geochronology of the Key Lake uranium deposit, Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(5): 879-895.
- Cathelineau, M., 1982. Les mécanismes de type "roll-front" dans les granites: un modèle de remobilisation dans les gisements hydrothermaux d'uranium. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 294: 865-968.
- Cathelineau, M., 1986. The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: quartz dissolution and related subsolidus changes. *Journal of Petrology*, 57(4): 945-965.
- Cathelineau, M., 1987. Les interactions entre fluides et roches: thermomètre et modélisation, INPL, Nancy, France, 503 pp.
- Cathelineau, M., Boiron, M.C., Holliger, P. and Poty, B., 1990. Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: Time-space relationships between U, Au and SnW ore deposition and geodynamic events - mineralogical and U/Pb data. *Tectonophysics*, 177(1-3): 59-79.
- Cathelineau, M. and Leroy, J., 1981. Reactions between uranium veins and their host rocks in Vendée and Limousin (France). *Mineralogical Magazine*, 44: 417-423.
- Chiarenzelli, J., Aspler, L., Villeneuve, M. and Lewry, J., 1998. Early proterozoic evolution of the Saskatchewan craton and its allochthonous cover, Trans-Hudson Orogen. *Journal of Geology*, 106(3): 247-267.
- Cloutier, J., Kyser, K., Olivo, G.R. and Alexandre, P., 2008. The Millennium uranium deposit, Athabasca basin, Saskatchewan, Canada: insights into an atypical basement-hosted uranium deposit, GAC-MAC congress, Québec, Canada, pp. 35.

- Condie, K.C., 2001a. Continental Growth During Formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga. *Gondwana Research*, 4(1): 5-16.
- Condie, K.C., 2001b. Rodinia and Continental Growth. *Gondwana Research*, 4(2): 154-155.
- Cumming, G.L. and Krstic, D., 1992. The age of unconformity-related uranium mineralization in the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(8): 1623-1639.
- Cuney, M. et al., 2003. What parameters control the high grade-large tonnage of the Proterozoic unconformity related uranium deposit? In: M. Cuney (Editor), *Uranium geochemistry, International Conference Proceeding, Nancy, France*, pp. 123-126.
- Cuney, M., Chabiron, A., Kister, P., Golubev, V. and Deloule, E., 2002. Chemical versus ion microprobe isotopic dating (CAMECA IMS 3f) of the Shea Creek unconformity-type uranium deposit (West Athabasca, Saskatchewan, Canada), GAC-MAC, pp. 25.
- Davidson, G.I. and Gandhi, S.S., 1989. Unconformity-related U-Au mineralizations in the Proterozoic Thelon sandstone, Boomerang Lake Prospect, Northwest Territories, Canada. *Economic Geology*, 84(1): 143-157.
- Deloule, E., Allègre, C. and Doe, B., 1986. Lead and sulfur isotope microstratigraphy in galena crystal from Mississippi Valley-type deposits. *Economic Geology*, 81: 1307-1321.
- Derome, D. et al., 2005. Mixing of sodic and calcic brines and uranium deposition at McArthur River, Saskatchewan, Canada: A Raman and laser-induced breakdown spectroscopic study of fluid inclusions. *Economic Geology*, 100(8): 1529-1545.
- Derome, D. et al., 2007. Paleo-fluid composition determined from individual fluid inclusions by Raman and LIBS: Application to mid-proterozoic evaporitic Na-Ca brines (Alligator Rivers Uranium Field, northern territories Australia). *Chemical Geology*, 237(3-4): 240-254.
- Dubessy, J., 1984. Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. *Bulletin de Mineralogie*, 107: 157-168.
- Dubessy, J., Charpentier, D., Cathelineau, M., Ruck Mosser, R. and Roubéuf, V., 1999. Evaluation potentielle de l'évolution des argiles de Bo. Rapport CREGU n° B RP OCRE 99-005. 106 p.
- Dubessy, J., Lhomme, T., Boiron, M.C. and Rull, F., 2002. Determination of chlorinity in aqueous fluids using Raman spectroscopy of the stretching band of water at room temperature: application to fluid inclusions. *Applied Spectroscopy*, 56(1): 99-106.
- Dubessy, J., Poty, B. and Ramboz, C., 1989. Advances in C-O-H-N-S fluid geochemistry based on micro-Raman spectrometric analysis of fluid inclusions. *European Journal of Mineralogy*, 1(4): 517-534.
- Dubois, M. et al., 1996. Temperature of paleo- to modern self-sealing within a continental rift basin: the fluid inclusion data (Soultz-sous-Forêts, Rhine graben, France). *European Journal of Mineralogy*, 8: 1065-1080.

- Earle, S.A.M. and Drever, G.L., 1983. Hydrogeochemical exploration for uranium within the Athabasca Basin, northern Saskatchewan. *Journal of Geochemical Exploration*, 19(1-3): 57-73.
- Fayek, M., Harrison, T.M., Ewing, R.C., Grove, M. and Coath, C.D., 2002a. O and Pb isotopic analyses of uranium minerals by ion microprobe and U-Pb ages from the Cigar Lake deposit. *Chemical Geology*, 185(3-4): 205-225.
- Fayek, M., Harrison, T.M., Grove, M. and Coath, C.D., 2000. A rapid in situ method for determining the ages of uranium oxide minerals: Evolution of the Cigar Lake deposit, Athabasca basin. *International Geology Review*, 42(2): 163-171.
- Fayek, M. and Kyser, T.K., 1997. Characterization of multiple fluid-flow events and rare-earth-element mobility associated with formation of unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin, Saskatchewan. *Canadian Mineralogist*, 35(3): 627-658.
- Fayek, M., Kyser, T.K. and Ricciuti, L.R., 2002b. U and Pb isotope analysis of uranium minerals by ion microprobe and the geochronology of McArthur River and Sue zone uranium deposits, Saskatchewan, Canada. *Canadian Mineralogist*, 40(6): 1553-1569.
- Fontes, J.C. and Matray, J.M., 1993. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chemical Geology*, 109(1-4): 149-175.
- Freiberger, R. and Cuney, M., 2003. New evidence for extensive fluid circulations within the basement in relation to unconformity type uranium deposit genesis in the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. In: M. Cuney (Editor), *Uranium Geochemistry, International Conference Proceeding, Nancy, France*, pp. 37-40.
- Frey, M., Capitani, C. and Liou, J.G., 1991. A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 497-509.
- Fritz, B., 1975. Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. PhD Thesis, Université Louis Pasteur, Institut de géologie, Strasbourg, France, 152 pp.
- Fryer, B.J. and Taylor, R.P., 1987. Rare earth elements distributions in uraninites: implications for ore genesis. *Chemical Geology*, 63: 101-108.
- Gaboreau, S., Beaufort, D., Vieillard, P., Patrier, P. and Bruneton, P., 2005. Aluminum phosphate-sulfate minerals associated with Proterozoic unconformity-type uranium deposits in the East Alligator River Uranium Field, Northern Territories, Australia. *Canadian Mineralogist*, 43(2): 813-827.
- Gaboreau, S. et al., 2007. Significance of aluminum phosphate-sulfate minerals associated with U unconformity-type deposits: The Athabasca basin, Canada. *American Mineralogist*, 92(2-3): 267-280.
- Granger, H.C. and Warren, C.G., 1969. Unstable sulfur compounds and the origin of roll-type deposits. *Economic Geology*, 64: 160.
- Granger, H.C. and Warren, C.G., 1974. Zoning in the altered tongue associated with roll-type uranium deposits, Formation of uranium ore deposits. IAEA conference, Athens, Greece, pp. 185-199.

- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram: a simple solution to Gresens equations for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81: 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47-65.
- Halter, G., 1988. zonalité des altérations dans l'environnement des gisements d'uranium associés à la discordance proterozoïque moyen (Saskatchewan, Canada). PhD Thesis, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France, 253 pp.
- Halter, G., Sheppard, S.M.F., Weber, F., Clauer, N. and Pagel, M., 1987. Radiation-related retrograde hydrogen isotope and K-Ar exchange in clays minerals. *Nature*, 330(6149): 638-641.
- Harshman, E.N., 1974. Distribution of elements in some roll-type uranium deposits, Formation of uranium ore deposits. IAEA conference, Athens, Greece, pp. 169-183.
- Harvey, S.E., 2004. Structural geology and its relationship to paleotopography, alteration, and uranium mineralization in the Deilmann orebody, Key Lake mine, Saskatchewan. Unpublished Master of Science, University of Regina.
- Harvey, S.E. and Bethune, K.M., 2007. Context of the Deilmann orebody, Key Lake mine, Saskatchewan. In: C.W. Jefferson and Delauney, G. (Editors), *EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta*. Geological Survey of Canada. Bulletin 588, pp. 249-266.
- Harvey, S.E., Bethune, K.M., Yeo, G. and Collier, B., 2002. The role of structure and paleotopography on uranium mineralization of the Deilmann orebody, Key Lake, Saskatchewan. *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada*, 27: 47.
- Hecht, L. and Cuney, M., 2000. Hydrothermal alteration of monazite in the Precambrian crystalline basement of the Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada): Implications for the formation of unconformity-related uranium deposits. *Mineralium Deposita*, 35(8): 791-795.
- Hecht, L., Cuney, M., Brouand, M. and Deloule, E., 2003. Tracing the sources of unconformity-type uranium deposits. In: M. Cuney (Editor), *Uranium Geochemistry, International Conference Proceeding*, Nancy, France, pp. 37-40.
- Hecht, L., Thuro, K., Plinninger, R. and Cuney, M., 1999. Mineralogical and geochemical characteristics of hydrothermal alteration and episyenitisation in the Königshain granites, northern Bohemian Massif, Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 236-252.
- Hoeve, J., Cumming, G.L., Baadsgaard, H. and Morton, R.D., 1985. Geochronology of uranium metallogenesis in Saskatchewan. In: T.I.I. Sibbald and W. Petruk (Editors), *Geology of uranium deposits*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special volume, pp. 225.
- Hoeve, J. and Quirt, D., 1984. Mineralization and host rock alteration in relation to clay mineral diagenesis and evolution of the middle Proterozoic Athabasca basin, northern Saskatchewan, Canada, Saskatchewan Research Council Technical Report, 187 pp.

- Hoeve, J. and Quirt, D., 1987. A stationary redox front as a critical factor in the formation of high-grade, unconformity-type uranium ores in the Athabasca basin, Saskatchewan, Canada. *Bulletin de Mineralogie*, 110(2-3): 157-171.
- Hoeve, J. and Sibbald, T.I.I., 1978. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-types uranium ores in the Athabasca basin. *Economic Geology*, 73: 1450-1473.
- Hoeve, J., Sibbald, T.I.I., Ramaekers, P. and Lewry, J.F., 1980. Athabasca Basin unconformity-type uranium deposits: a special class of sandstone-type deposits?. *Uranium in the Pine Creek Geosyncline. Proc. international symposium, Sydney, June 1979: 575-594.*
- Hoffmann, P., 1990. Subdivision of the Churchill province and extend of the Trans-Hudson Orogen. *Geological Association of Canada Special Paper*, 37: 15-39.
- Höhndorf, A., Lenz, H. and Von Pechmann, E., 1985. Radiometric age determination on samples of Key Lake uranium deposits. In: S. T.I.I. and W. Petruk (Editors), *Geology of uranium deposits. Canadian Institute of Mining and Metallurgy*, pp. 48-53.
- Höhndorf, A., Strnad, J.G. and Carl, C., 1989. Age determination of basement units in the Key Lake uranium deposit area, Saskatchewan, Canada, IAEA Tech. Comm. Meeting on uranium resources and geology of North America, Saskatoon, Aug. 31 - Sept. 4, pp. 381-409.
- Holliger, P., 1988. Ages U-Pb définis in situ sur oxydes d'uranium à l'analyseur ionique: méthodologie et conséquences géochimiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307(2): 367-373.
- Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux: préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société Géologique du Nord, Villeneuve d'Ascq*. 136 p.
- Jefferson, C.W. et al., 2007. Unconformity-associated uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. In: C.W. Jefferson and Delauney.G. (Editors), *EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. Geological Survey of Canada. Bulletin 588*, pp. 23-67.
- Karlstrom, K.E. et al., 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(1-4): 5-30.
- Kish, L. and Cuney, M., 1981. Uraninite-albite veins from Mistamisk Valley of the Labrador Trough, Quebec. *Mineralogical Magazine*, 44: 471-483.
- Kister, P., 2003. Mobilité des éléments géochimiques dans un bassin sédimentaire clastique, du Protérozoïque à nos jours: le bassin Athabasca (Saskatchewan, Canada). PhD Thesis, INPL, Nancy, France, 333 pp.
- Kister, P. and Cuney, M., 2004. Rare earth elements and yttrium signature of uranium oxydes from unconformity-type uranium deposits in the Athabasca basin (Canada). A complementary tool for the interpretation of the U-Pb ages of uranium oxides. *Rapport d'avancement CREGU*. 26 p.
- Kister, P., Vieillard, P., Cuney, M., Quirt, D. and Laverret, E., 2005. Thermodynamic constraints on the mineralogical and fluid composition evolution in a clastic

- sedimentary basin: The Athabasca Basin (Saskatchewan, Canada). *European Journal of Mineralogy*, 17(2): 325-342.
- Knipping, H.D., 1974. The concepts of supergene versus hypogene emplacement of uranium at Rabbit Lake, Saskatchewan, Canada, Formation of uranium ore deposits. IAEA conference, Athens, Greece.
- Komninou, A. and Sverjensky, D.A., 1995. Hydrothermal alteration and the chemistry of ore-forming fluids in an unconformity-type uranium deposit. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(13): 2709-2723.
- Komninou, A. and Sverjensky, D.A., 1996. Geochemical modeling on the formation of an unconformity-type uranium deposit. *Economic Geology*, 91: 590-606.
- Kotzer, T.G. and Kyser, T.K., 1993. O, U, and Pb isotopic and chemical variations in uraninite: implications for determining the temporal and fluid history of ancient terrains. *American Mineralogist*, 78(11-12): 1262-1274.
- Kotzer, T.G. and Kyser, T.K., 1995. Petrogenesis of the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada, and its relation to diagenesis, hydrothermal uranium mineralization and paleohydrogeology. *Chemical Geology*, 120(1-2): 45-89.
- Kotzer, T.G., Kyser, T.K. and Irving, E., 1992. Paleomagnetism and the evolution of fluids in the Proterozoic Athabasca Basin, northern Saskatchewan, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(7): 1474-1491.
- Kowallis, B.J., Wang, H.F. and Jang, B.-A., 1987. Healed microcrack orientations in granite from Illinois borehole UPH-3 and their relationship to the rock's stress history. *Tectonophysics*, 135(4): 297-306.
- Kyser, K. et al., 2000. Diagenetic fluids in paleo- and meso-proterozoic sedimentary basins and their implications for long protracted fluid histories. In: T. Kyser (Editor), *Fluids and basin evolution. Mineralogical Association of Canada Short Course*, pp. 225-262.
- Kyser, T.K., Wilson, M.R. and Ruhrmann, G., 1989. Stable isotope constraints on the role of graphite in the genesis of unconformity-type uranium deposits. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26(3): 490-498.
- Langford, F.F., 1978. Origin of unconformity-type pitchblende deposits in the Athabasca Basin of Saskatchewan. In: M.M. Kimberley (Editor), *Uranium deposits, their mineralogy and origin, Mineralogical Association of Canada Short Course Handbook*, v3, University of Toronto Press, 485-499.
- Laverret, E., 2002. Les paragenèses argileuses associées aux gisements d'uranium sous discordance, secteur de Shea Creek (bassin de l'Athabasca, Canada). PhD Thesis, Univ. Poitiers, France, 173 pp.
- Laverret, E. et al., 2006. Mineralogy and geochemistry of the host-rock alterations associated with the Shea Creek unconformity-type uranium deposits (Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada). Part 1. Spatial variation of illite properties. *Clays and Clay Minerals*, 54(3): 275-294.
- LeCheminant, A.N. and Heaman, L.M., 1989. Mackenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening. *Earth and Planetary Science Letters*, 96(1-2): 38-48.

- Lespinasse, M. and Cathelineau, M., 1990. Fluid percolations in a fault zone: a study of fluid inclusion planes in the St Sylvestre granite, northwest Massif Central, France. *Tectonophysics*, 184(2): 173-187.
- Lespinasse, M., Désindes, L., Fratzczak, P. and Petrov, V., 2005. Microfissural mapping of natural cracks in rocks: Implications for fluid transfers quantification in the crust. *Chemical Geology*, 223(1-3): 170-178.
- Lespinasse, M. and Pêcher, A., 1986. Microfracturing and regional stress field: a study of the preferred orientations of fluid-inclusion planes in a granite from the Massif Central, France. *Journal of Structural Geology*, 8(2): 169-180.
- Lewry, J., Sibbald, T.I.I. and Schiedewitz, D.C.P., 1985. Variation in character of Archean rocks in the western Churchill province and its significance. In: L.D. Ayres, P.C. Thurston and W. Weber (Editors), *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Spec. Pap. Geol. Ass. Can. 28, pp. 239-261.
- Lewry, J.F. and Sibbald, T.I.I., 1980. Thermotectonic evolution of the churchill province in Northern Saskatchewan. *Tectonophysics*, 68(1-2): 45-82.
- Li, Z.X. et al., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160(1-2): 179-210.
- Lorilleux, G., 2001. Les brèches associées aux gisements d'uranium de type discordance du bassin d'Athabasca (Saskatchewan, Canada). PhD Thesis, INPL, Nancy, France, 257 pp.
- Lorilleux, G., Cuney, M., Jébrak, M., Rippert, J.C. and Portella, P., 2003. Chemical brecciation processes in the Sue unconformity-type uranium deposits, Eastern Athabasca Basin (Canada). *Journal of Geochemical Exploration*, 80(2-3): 241-258.
- Lorilleux, G., Jébrak, M., Cuney, M. and Baudemont, D., 2002. Polyphase hydrothermal breccias associated with unconformity-related uranium mineralization (Canada): from fractal analysis to structural significance. *Journal of Structural Geology*, 24(2): 323-338.
- Ludwig, K.R., 1999. Isoplot/ex version 2.1.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication n°1a, Berkeley Geochronological Center.
- Luepke, J.J. and Lyons, T.W., 2001. Pre-Rodinian (Mesoproterozoic) supercontinental rifting along the western margin of Laurentia: geochemical evidence from the Belt-Purcell Supergroup. *Precambrian Research*, 111(1-4): 79-90.
- MacDonald, C., 1980. Mineralogy and geochemistry of a Precambrian regolith in the Athabasca Basin. M.Sc. thesis Thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, 151 pp.
- MacDonald, C., 1985. Mineralogy and geochemistry of the sub-Athabasca regolith near Wollaston Lake. In: T.I.I. Sibbald and W. Petruk (Editors), *Geology of uranium deposits*. The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, special vol32, pp. 155-158.
- Madore, C., Annesley, I.R. and Tran, H.T., 1999. Petrology and geochemistry of Paleoproterozoic Wollaston Group metasediments from the eastern Keller Lake-Siemens Lake area, Saskatchewan; A preliminary interpretation. Saskatchewan Geological Survey. Summary of investigations, v. 2. 80-89.

- Martin, L.A.J., Duchêne, S., Deloule, E. and Vanderhaeghe, O., 2008. Mobility of trace elements and oxygen in zircon during metamorphism: Consequences for geochemical tracing. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2): 161-174.
- Mathieu, R., Zetterström, L., Cuney, M., Gauthier-Lafaye, F. and Hidaka, H., 2001. Alteration of monazite and zircon and lead migration as geochemical tracers of fluid paleocirculations around the Oklo-Okélobondo and Bangombé natural nuclear reaction zones (Franceville basin, Gabon). *Chemical Geology*, 171(3-4): 147-171.
- Matthews, R., Koch, R., Leppin, M., Powell, B. and Sopuck, V., 1997. Advances in integrated exploration for unconformity uranium deposits in western Canada. In: A.G. Gubins (Editor), *Geophysics and Geochemistry at the Millennium, Proceedings of exploration 97. Fourth Decennial International Conference on Mineral Exploration*, September 15-18, 1997; Prospectors and Developers Association of Canada, Toronto, Ontario, 993-1002.
- Naden, J., 1996. CalcicBrine: A Microsoft Excel 5.0 Add-in for Calculating Salinities from Microthermometric Data in the system NaCl-CaCl₂-H₂O, PACROFI VI, Madison, USA, pp. 97-98.
- Nyman, M.W., Karlstrom, K.E., Kirby, E. and Graubard, C.M., 1994. Mesoproterozoic contractional orogeny in North America: evidence from ca. 1.4 Ga plutons. *Geology*, 22: 901-904.
- Oakes, C.S., Bodnar, R.J. and Simonson, J.M., 1990. The system NaCl-CaCl₂-H₂O: I. The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3): 603-610.
- Onishi, C.T. and Shimizu, I., 2005. Microcrack networks in granite affected by a fault zone: Visualization by confocal laser scanning microscopy. *Journal of Structural Geology*, 27(12): 2268-2280.
- Pagel, M., 1975a. cadre géologique des gisements d'uranium dans la structure Carswell (Saskatchewan, Canada). Unpublished Ph.D Thesis, Nancy University, 157 pp.
- Pagel, M., 1975b. Détermination des conditions physico-chimiques de la silicification diagénétique des grès Athabasca (Canada) au moyen des inclusions fluides. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 280: 2301-2304.
- Pagel, M., 1981. L'oxydo-réduction en surface et dans les sédiments: Les rolls. In: CREGU (Editor), *L'uranium et l'oxydo-réduction*, Nancy, pp. 123-133.
- Pagel, M. and Jaffrezic, H., 1977. Analyses chimiques des saumures des inclusions du quartz et de la dolomite du gisement d'uranium de Rabbit Lake (Canada). Aspect méthodologique et importance génétique. *Comptes Rendus Académie Sciences Paris*, 284: 113-116.
- Pagel, M., Pinte, G. and Rotach-Toulhoat, N., 1987. The rare earth elements in natural uranium oxydes. *Monograph Series on Mineral Deposits*, 27: 81-85.
- Pagel, M., Poty, B. and Sheppard, M.F.S., 1980. Contribution to some Saskatchewan uranium deposits mainly from fluid inclusion and isotope data. In: J. Ferguson and A. Goleby (Editors), *Uranium in the Pine Creek Geosyncline*. International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna, pp. 639-645.

- Pagel, M. and Svab, M., 1985. Petrographic and geochemical variations within the Carswell structure metamorphic core and their implications with respect to uranium deposition. In: R. Laine, D. Alonso and M. Svab (Editors), The Carswell structure uranium deposits, Saskatchewan. Special Paper 29. Geological Association of Canada, pp. 55-70.
- Pana, D., 2007. A two-stage thermotectonic model for the Athabasca unconformity-type uranium deposits. In: C.J. Andrew (Editor), Ninth Biennial SGA Meeting, Digging Deeper, Dublin, Ireland, pp. 1133-1136.
- Percival, J.B., 1990. Clay mineralogy, geochemistry and partitioning of uranium within the alteration halo of the Cigar Lake uranium deposit, Saskatchewan, Canada. PhD Thesis, Carleton University, Canada.
- Petersson, J. and Eliasson, T., 1997. Mineral evolution and element mobility during episyenitization (dequartzification) and albitization in the postkinematic Bohus granite, southwest Sweden. *Lithos*, 42(1-2): 123-146.
- Pettke, T., Audéat, A., Schaltegger, U. and Heinrich, C.A., 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part II: Evolving zircon and thorite trace element chemistry. *Chemical Geology*, 220(3-4): 191-213.
- Philippe, S., Lancelot, J.R., Clauer, N. and Pacquet, A., 1993. Formation and evolution of the Cigar Lake uranium deposit based on U-Pb and K-Ar isotope systematics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(4): 720-730.
- Piani, L., Sangély, L., Mercadier, J. and Cuney, M., 2008. A new method for rare earth elements analysis by secondary ion mass spectrometry, SIMS Europe 2008 Conference, Münster, Germany.
- Quirt, D., 1989. Host-rock alteration at Eagle Point South. Saskatchewan Research Council. SRC publication No. R-855-1-E-89, 72p.
- Quirt, D., Kotzer, T.G. and Kyser, K., 1991. Tourmaline, phosphate minerals, zircon and pitchblende in the Athabasca Group: MAW Zone and McArthur River areas. Summary of Investigations 1991. Sask. Geol. Surv., Sask. Miner. Res., Rep. 91-4, p 181-191.
- Rainbird, R.H., Stern, R.A., Rayner, N. and Jefferson, C.W., 2007. Age, provenance, and regional correlation of the Athabasca Group, Saskatchewan and Alberta, constrained by igneous and detrital zircon geochronology. In: C.W. Jefferson and Delauney, G. (Editors), EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. Geological Survey of Canada. Bulletin 588.
- Ramaekers, P., 1990. Geology of the Athabasca Group (Helikian) in northern Saskatchewan. Sask. Geol. Surv., Sask. Miner. Res., Technical Report 1950. 49 p.
- Ramaekers, P. et al., 2007. Revised geological map and stratigraphy of the Athabasca Group, Saskatchewan and Alberta. In: C.W. Jefferson and Delauney, G. (Editors), EXTECH IV: Geology and Uranium EXploration TECHnology of the Proterozoic Athabasca Basin, Saskatchewan and Alberta. Geological Survey of Canada. Bulletin 588.

- Ramanaidou, E., Nahon, D., Decarreau, A. and Melfi, A.J., 1996. hematite and goethite from duricrusts developed by lateritic chemical weathering of Precambrian banded iron formation, Minas Gerais, Brazil. *Clays & Clay Minerals*, 44(1): 22-31.
- Rasmussen, B., Buick, R. and Taylor, W.R., 1998. Removal of oceanic REE by authigenic precipitation of phosphatic minerals. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1-2): 135-149.
- Renaud, A., 2006. Unconformity and basement-hosted uranium deposits at the Rabbit Lake Operation, Collins Bay, Saskatchewan, 2006 CIM Field Conference: Athabasca Deposits & Analogues. CIM, Saskatoon, Canada.
- Respaut, J.P., Cathelineau, M. and Lancelot, J.R., 1991. Multistage evolution of the Pierres-Plantées uranium ore deposit (Margeride, France): evidence from mineralogy and U-Pb systematics. *European Journal of Mineralogy*, 3: 85-103.
- Richard, A. et al., 2008. U concentrations in ore fluids: A LA-ICP-MS investigation of fluids associated with unconformity-related uranium deposits, GAC-MAC congress, Québec, Canada, pp. p 143.
- Rogers, J.J.W. and Adams, J.A.S., 1969. Uranium. In: K.H. Wedpohl (Editor), *Handbook of geochemistry*. Springer-Verlag, New-York.
- Rosenberg, P.E. and Foit, F.F., 2006. Magnesiofoitite from the uranium deposits of the Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada. *Canadian Mineralogist*, 44(4): 959-965.
- Roy, C. and Halaburda, J., 2006. The Millennium uranium deposit, Athabasca basin, Saskatchewan, Canada, 2006 CIM Field Conference: Athabasca Deposits & Analogues. CIM, Saskatoon, Canada.
- Shimuzu, N. and Hart, S.R., 1981. Isotope fractionation in secondary mass spectrometry. *Journal of Applied Physics*, 53: 1303-1311.
- Sibbald, T.I.I., 1985. Geology and genesis of the Athabasca Basin uranium deposits; *in* Summary of Investigations 1985. Sask. Geol. Surv., Sask. Miner. Res., Misc. Rep. 84-4, 133-156.
- Sims, P.K. and Stein, H.J., 2001. Tectonic history of the Proterozoic Colorado Province, Southern Rocky Mountains, Abstract programs of geological society of America, pp. 4.
- Smith, M.P. et al., 1998. The evolution of the deep flow regime at Soultz-sous-Forêts, Rhine Graben, eastern France: Evidence from a composite quartz vein. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 103(B11): 27223-27237.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221.
- Strnad, J.G., Höhndorf, A. and Carl, C., 1992. Athabasca Uranium Province (Canada): metallogenic outline and geochronological framework. In: G.G.a.K.J. Schulz (Editor), *Precambrian metallogeny related to plate tectonics*.
- Tapponnier, P. and Brace, W.F., 1976. Development of stress induced microcracks in Westerly granite. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*, 13: 103-112.

- Tardy, Y. and Nahon, D., 1985. geochemistry of laterites, stability of Al-Goethite, Al-Hematite, and Fe³⁺-Kaolinite in bauxites and ferricretes. An approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Science*, 285: 865-903.
- Thiéry, R., Vidal, J. and Dubessy, J., 1994. Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions: liquid-vapor equilibria and calculation of the molar volume in the CO₂-CH₄-N₂ system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58: 1073-1082.
- Thomas, D., 2003. Preliminary observations on the structural setting of uranium mineralization and alteration-Eagle Point deposit. Unpublished Cameco report, Canada.
- Thomas, D., 2004. Eagle Point deposit, field trip report.
- Thomas, D., Matthews, R.B. and Sopuck, V., 2000. Athabasca basin (Canada) unconformity-type uranium deposits: Exploration model, current mine developments and explorations directions, *Geology and Ore deposits 2000: The Great Basin and Beyond*, Geological Society of Nevada Symposium, pp. 103-125.
- Thöni, M., Miller, C., Zanetti, A., Habler, G. and Goessler, W., 2008. Sm-Nd isotope systematics of high-REE accessory minerals and major phases: ID-TIMS, LA-ICP-MS and EPMA data constrain multiple Permian-Triassic pegmatite emplacement in the Koralpe, Eastern Alps. *Chemical Geology*, 254(3-4): 216-237.
- Trocki, L.K., Curtis, D.B., Gancarz, A.J. and Banar, J.C., 1984. Ages of major uranium mineralization and lead loss in the Key Lake uranium deposit, northern Saskatchewan, Canada. *Economic Geology*, 79(6): 1378-1386.
- Vanko, D.A., Bodnar, R.J. and Sterner, S.M., 1988. Synthetic fluid inclusions: VIII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(10): 2451-2456.
- Weisbrod, A., 1984. utilisation des inclusions fluides en géothermobarométrie. In: M. Lagache (Editor), *Thermométrie et barométrie géologiques*. Société Française de Minéralogie et de cristallographie, pp. 415-459.
- Wheatley, K. and Tan, B., 1998. Discovery and geology of the P-Patch, Key Lake area, Canada. Annual Exploration Report-Cree-Zimmer Project and Mineral Lease (71-53, 71-62), Uranerz Exploration and Mining Ltd., Report #98-CND-110002-01, Saskatchewan Energy & Mines Assessment File no. 74H04-NE-0099.
- Wilson, M.R. and Kyser, T.K., 1987. Stable isotope geochemistry of alteration associated with the Key Lake uranium deposit, Canada. *Economic Geology*, 82(6): 1540-1557.
- Yanatieva, O.K., 1946. Polythermal solubilities in the systems CaCl₂-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O. *Zhur. Priklad. Khim*, 19: 709-722.
- Zhang, Y.-G. and Frantz, J.D., 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64(3-4): 335-350.

Table des figures

Introduction générale

- Figure 1 : Bassins Paleo- à Mesoproterozoïques du bouclier canadiens. Le bassin d'Athabasca, représenté par la lettre A, est le plus important d'entre eux en terme de taille mais aussi de découvertes uranifères (d'après Jefferson et al., 2007).....15
- Figure 2 : a) Subdivisions stratigraphiques du bassin d'Athabasca et localisation des sous-bassins et failles majeures. Les principaux gisements sont localisés. Le descriptif exhaustif de la figure est présenté dans Jefferson et al. (2007). b) Coupe lithostratigraphique du bassin d'Athabasca passant par la structure Carswell (d'après Ramaekers, 1990 ; Ramaekers et al., 2007). Des failles, représentées aussi dans a), recoupent l'ensemble des formations sédimentaires du bassin. Initialement hudsoniennes, elles ont contrôlé les dépôts des sédiments par leur activité. Elles ont été réactivées à de multiples reprises au moment du dépôt des minéralisations. MFw : Warnes Member. (d'après Jefferson et al., 2007)17
- Figure 3 : Zones lithotectoniques et domaines lithostructuraux du socle d'Athabasca. Les principaux gisements d'uranium ont été localisés et représentés en fonction de leur position par rapport à la discordance (modifié de Card et al., 2007)18
- Figure 4 : Coupe schématique d'un gisement de type discordance du bassin d'Athabasca. Les minéralisations sont concentrées à la discordance entre le bassin sédimentaire et le socle mais peuvent aussi être perchée dans le bassin ou incluses dans le socle. Les gisements sont localisés à proximité de grandes structures inverses généralement riches en graphite. La formation des minéralisations s'accompagne du développement d'un halo d'altération dans le socle et dans le bassin avec possibilité de dissolution massive de quartz (zone verte).....19
- Figure 5 : Représentation schématique des altérations de type « Egress » ou « Ingress » (gauche, d'après Quirt, 1989). Le type Egress fait intervenir une remontée de fluide du socle alors que le type Ingress provient de la pénétration d'un fluide de bassin dans le socle. Les deux altérations extrêmes associées aux gisements de type Egress sont présentés à droite (d'après Matthews et al., 1997). Les illustrations présentées sont tirées de Jefferson et al. (2007).....20
- Figure 6 : Coupe schématique des deux types de gisements de type discordance (gisement à la discordance et gisement de socle) du bassin d'Athabasca. La formation des gisements de socle ferait intervenir un seul fluide de bassin alors que la formation des gisements à la discordance nécessiterait l'interaction de deux fluides, l'un du bassin et l'autre du socle (d'après Fayek et Kyser, 1997).22

Partie 1

Les oxydes d'uranium des gisements de type discordance localisés dans le socle du bassin d'Athabasca : étude minéralogique, chimique, isotopique, et mesure des abondances relatives en terres rares par sonde ionique : Comparaison avec les oxydes d'uranium des gisements localisés à la discordance

- Figure 1-1 : location of the Millennium, Eagle Point, P-Patch and the main unconformity-type uranium deposits in Athabasca Basin (modified from (Card et al., 2007)).....35
- Figure 1-2 : simplified sections of the Millennium, Eagle Point and P-Patch basement-hosted uranium deposits38
- Figure 1-3 : Photographs of the studied samples. A-B. massive metallic uraninite ore with clay and hexavalent uranium (yellow) minerals (Eagle Point). C. Steep pitchblende vein cross-cutting pelitic gneiss with hexavalent uranium minerals (Millennium). D. Clay-rich massive pitchblende-uraninite mineralization with strong hematization (Millennium). E. Massive pitchblende-uraninite monometallic mineralization in weakly altered pelitic gneiss (Millennium). F. U-dravite breccia with late hematization (P-Patch). G. Secondary pitchblende mineralization, associated with hematite and hexavalent U minerals (yellow), into clay-rich pelitic gneiss (Eagle Point). H. Thin quartz-uranium veins cross-cutting hematized pelitic gneiss (Eagle Point)40
- Figure 1-4 : microscopic features of the uranium oxides. A. Altered primary uraninite (U_1) with coffinite in microcracks (Coff) and late pitchblende (U_3). B. Stick-shaped pitchblende (U_2) associated with illite (ill).

C. Primary uraninite (U₁) cross-cut by a pitchblende vein altered to coffinite (V₁) and coffinite microcracks (Coff). D. Massive pitchblende with microcracks and dissolution zones. No visible zoning. E. Altered primary uraninite (U₁) surrounded by an alteration halo (A₁) in an illite-rich matrix (ill) overprinted by a late pitchblende front (R₂). F. Late pitchblende front (R₁) associated with dravite (Dr) and hematite (He) overprinting an illite-sudoite rich matrix (ill-Su). G. Quartz-pitchblende vein (Qtz-P₁) with secondary pitchblende in the center of the vein (P₂). H. Finely crystallized pitchblende in illite-sudoite matrix44

Figure 1-5 : variations of Ca_{at} contents as function of Pb/U ratios for the earliest deposited uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. A correlation exists between Ca_{at} contents and chemical ages. Chemical ages are given on the right part.48

Figure 1-6 : Variations of Fe_{at} and P_{at} contents as a function of Pb_{at} content for some of the earliest deposited uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. Dot line: detection limit.....49

Figure 1-7 : variations of Si_{at} contents as function of Pb/U ratios for the earliest deposited uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. A correlation exists only between Si_{at} contents and Pb/U for Eagle Point uranium oxides. Dot line: detection limit.....50

Figure 1-8 : variations of Ca atomic contents as a function of Pb atomic content for the earliest uranium oxides from Eagle Point, the Millennium and P-Patch deposits. The slope close to -1 for Pb/ Ca suggests a total cationic substitution of Pb by Ca.52

Figure 1-9 : variations of Si atomic contents as a function of Pb atomic content for the earliest uranium oxides from the Eagle Point deposit. The correlation for Pb and Si at Eagle Point suggests a cationic substitution between Si and Pb. Dot line: detection limit.....52

Figure 1-10 : Pb at% versus Ca+Si at% for early crystallized uranium oxides from the Millennium and Eagle Point deposits. Correlations exist between Si+Ca and Pb indicating that both elements can substitute radiogenic Pb. The correlation slopes are far from -1, so the Pb loss is not totally compensated by integration of Si and Ca53

Figure 1-11 : Ca_{at} and Si_{at} % as function of Pb/U for basement-hosted late generations of uranium oxides. Si and Ca contents are widely dispersed, indicating multi-stage crystallization and alteration. Dot line: detection limit.....55

Figure 1-12 : Concordia diagrams showing the results of the U/Pb isotopic dating of Eagle Point and Millennium uranium oxides. Upper, lower intercepts and MSWD value are indicated.58

Figure 1-13 : Chondrite-normalized mean REE pattern of different uranium oxide generations from the Millennium (square) and Eagle Point (circle) deposits.....62

Figure 1-14 : Absolute REE abundance for several REE analytical points of uranium oxides from the Millennium (top), from Eagle Point (middle) deposits and from a same generation in the two deposits (bottom). REE abundances are given in Table 1-463

Figure 1-15 : REE, ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dating and electron microprobe profiles on selected zones for the Millennium and Eagle Point uranium oxides. Black circle represent ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb dating zones, white circle represent REE analytical zones and small dots correspond to the electron microprobe profiles67

Figure 1-16 : Ca, Si, Pb (ppm, CAMECA SX100) and Ce and Dy content (ppm, CAMECA IMS-3f) variations along profile for some selected zones of 90-8 and 90-18 samples (Figure 1-15). Bold number refer to REE analytical points68

Figure 1-17 : Ca, Si, Pb (ppm, CAMECA SX100) and Ce and Dy content (ppm, CAMECA IMS-3f) variations along profile for some selected zones of 48-7 and 48-3 samples (Figure 1-15). Bold number refer to REE analytical points70

Figure 1-18 : Top - Correlation between Ca or Si at% and Pb at% for selected zones of Eagle Point earliest uranium oxide generations (Figure 1-15). Clear substitutions exist between Ca-Pb for all samples and for Pb-Si only for sample 90-8. Bottom - Correlations between Ca and Si atomic contents and chemical ages. Two groups of chemical ages appear : 1150-800 and 700-430 Ma71

Figure 1-19 : chemical age histogram for Eagle Point primary uranium oxides.....72

Figure 1-20 : Top. Ca and Si at% as function of Pb at% for Millennium primary mineralization for selected zones (Figure 1-15). Clear substitutions exist only between Ca-Pb. Bottom. Ca and Si oxide contents as function of chemical age. One group is visible for chemical age: 1200-550 Ma. Dot line: Si detection limit.....73

Figure 1-21 : chemical age histogram for Millennium earliest crystallized uranium oxides74

Figure 1-22 : variation of CaO+SiO₂+FeO as function of chemical age for P-Patch, for two Millennium samples and for McArthur River ore (from Alexandre and Kyser (2005)). Linear regression intercepts are totally different for the different deposits77

- Figure 1-23 : chondrite-normalized REE pattern of different uranium oxide generations from Fayek and Kyser (1997), Bonhoure et al (2007) and from the present study. Fayek and Kyser (1997): chemical age, Bonhoure (2007) and Bonhoure et al. (2007): U/Pb isotopic age.....79
- Figure 1-24 : Literature review of isotopic U/Pb ages determined on uranium oxides in the Athabasca Basin (modified from Kister, 2003). Concordia upper intercept (full rectangle) and lower intercept (empty rectangles) are given with uncertainty ranges. Sources: (1) Cumming and Krstick, 1992, (2) Fayek et al., 2000, (3) Fayek et al. 2002a, (4) Fayek et al., 2002b, (5) Hoeve et al., 1985, (6) Bell, 1985, (8) Andrade, 1989, (9) Davidson and Ganghi, 1989, (10) Cuney et al., 2002 (SIMS), (11) Philippe et al., 1993, (12) Alexandre and Kyser, 2003, (13) Kister, 2003, (14) Alexandre and Kyser (2006), (15) Alexandre et al., 2007, (16) this study. Main tectonic events are highlighted in grey. a-b: Bell-Purcell Basin magmatism / Berthoud Orogeny, c: McKenzie Dykes intrusions, d: Greenville Orogeny, e: Rodinia break-up.82

Partie 2

Etude structurale et par inclusions fluides des circulations fluides dans le socle du bassin d'Athabasca lors du métamorphisme rétrograde et de la formation des minéralisations de type discordance

- Figure 2-1 : Location of the P-Patch and the main unconformity-type uranium deposits in the Athabasca Basin (modified from Card et al., 2007)93
- Figure 2-2 : Simplified geological map around the Key Lake uranium mine and the P-Patch project. The two Key Lake mine former pits (Gaertner and Deilmann) are located on a regional structure, the Key Lake fault, where new exploration projects are studied (BV. GAX zone for example). Major structures in this zone have three major directions: N70°E, N90°E and N140°E. The P-Patch project. East of the Key Lake mine. is surrounded by an Archean dome (the P-Patch Dome. East) and a graphitic pelitic gneiss band (West). Rectangular zone surrounding the P-Patch deposit symbolized the map used in Figures 2-4 and 2-795
- Figure 2-3 : Three types of samples were studied (A): fresh gneiss (P54-4. 1), altered gneiss (P57-6. 2) and altered pegmatoids (P57-2. 3. and P56-8. 4). Fresh gneiss develops some primary alteration of plagioclase (Pl) and orthose (Or) with formation of sericite (Se. B). The major alteration phase, contemporaneous of the main uranium mineralization, is composed of a microcrystallized illite-sudoite assemblage (Ill-su. C) plus possibly wide illite (Ill2. C and D). sudoite (Su. D) and dravite (Dra. C) crystals replacing first paragenesis. Quartz crystals have dissolution features.97
- Figure 2-4 : Rose diagram showing the preferred orientation of total fractures and quartz fractures and veins in studied drill holes. The major U fracture (N70 U-breccia) and samples are located.99
- Figure 2-5: Maps of P54-4 and P56-8 wafers. Fluid inclusion planes (FIP) are systematically noted in quartz crystals and separated in three types: aqueous-carbonic inclusions (black line), aqueous (grey line) or undetermined (dashed line) as a function of the dominant type of inclusion fluids within the plane. For each sample, the frequency of the two main types of FIP is represented in a diagram. FIP studied by microthermometry are highlighted by their number on the map and their characteristics are summarized in the Table 2-2.....101
- Figure 2-6 : Fluid inclusions planes (FIP) orientations and dips for P54-4 (pelitic gneiss), P56-8 (pegmatoid), P57-2 (pegmatoid) and mean gneiss foliation for the P-Patch deposit (right). For the three samples, aqueous-carbonic (top) and aqueous FIP (bottom) are separated. General dip for FIP are subvertical when gneiss dip foliation is comprised between 30 to 60°.....102
- Figure 2-7 : Rose diagram showing the preferential orientation of the overall fluid inclusions planes (FIP) in studied samples. FIP are separated in two categories: aquo-carbonic (black line) and aqueous planes (dotted line). The global rose diagram is decomposed as a function of the main directions of each type of FIP. For some fresh pelitic gneisses (P53-10, P54-4, P55-6). FIP orientation was measured versus N0°E gneiss foliation for P53, P54 and P55 drill holes. The major U fracture (N70 U-breccia) is located on the map103
- Figure 2-8 : Petrographic characteristics of the different fluid inclusions observed in the magmatic quartz of the P-Patch deposit.107
- Figure 2-9 : Homogenization temperature (Th) vs. salinity diagram for the studied Lw'', Lw1, Lw2, Lw', Lwh and Lwh' fluid inclusions showing the evolution of the salinity with the alteration degree of the basement rocks.....108
- Figure 2-10 : H₂O-NaCl-CaCl₂ phase diagram with data points issued from microthermometry for all fluid inclusions types. This diagram shows that most of fluid inclusions from fresh and altered rocks are distributed within three main compositional fields (NaCl- [Lw1], CaCl₂-rich [Lw'] brines and mixed

- [Lw2] brines). For gneiss and pegmatoid altered rocks, highly saline NaCl-CaCl₂ mixed brines [Lw' and Lwh] are measured.....109
- Figure 2-11 : P-T path model for the Trans-Hudson late-metamorphism aqueous-carbonic fluid circulations (ca. 1750-1720 Ma) and brines circulations and mixing (ca. 1600-1500 Ma) in the basement primary quartz of the P-Patch deposit. Representative isochores for aqueous-carbonic fluids have been calculated from bulk composition (Table 2-3) for the three types of inclusion (Lc(w), Vc(w), Cc(w)). Representative isochores for brines have been drawn from main ranges of Th for Lw1, Lwh' Na-rich and Lw', Lwh Ca-rich brines (Table 2-2). More precisions about P-T path for brine circulations and mixing are described in Derome et al. (2005). Trapping conditions for aqueous-carbonic fluid are described in 4.3.2. Preferential FIP orientations for the three trapping episodes are represented with rose diagrams showing the proportion of each FIP direction at each episode. The hydrostatic and lithostatic pressures at 5-km depth are reported as well as the hydrostatic and lithostatic gradients calculated for thermal gradients of 60° and 70°C/km (thin black lines) during the Trans-Hudson late-metamorphism and the hydrostatic gradients calculated for thermal gradients of 30°, 35° and 40°C/km (black line) during brines circulations. General P-T box representative of the trapping conditions of brine is represented with vertical lines. Number 1' refers to H₂O-CO₂ metamorphic fluid, number 1 refers to P-T conditions of unmixing stage of H₂O-CO₂ metamorphic fluid to H₂O-rich metamorphic fluid and Lc(w) aqueous-carbonic fluid under N80-110°E stress field. Number 2 refers to P-T conditions of Vc(w)+Cc(w) aqueous-carbonic fluid formation from Lc(w) aqueous-carbonic fluid under N130-150°E stress field. Number 3 refers to P-T trapping conditions of Ca-Na brines.....111
- Figure 2-12 : Schematic representation of fluid circulations and P-T conditions during Trans-Hudson tardi-metamorphism Orogen exhumation (ca. 1750-1720 Ma. Top) and brine circulations linked with the genesis of U primary mineralization (ca. 1600-1300 Ma. Bottom) in the vicinity of the P-Patch deposit. Numbers 1', 1, 2 and 3 as the same as used in Figure 2-11116

Partie 3

Etude des altérations minéralogiques et des transferts élémentaires dans le socle du bassin d'Athabasca : implications pour la formation des minéralisations de type discordance

Partie 3-Chapitre 1

Altération polyphasée des minéraux silicatés du socle du bassin d'Athabasca lors des processus hydrothermaux et mobilités élémentaires associées. Impact sur la formation des halos d'altération argileux dans le socle et dans le bassin d'Athabasca : Exemple des pegmatoïdes du gisement de P-Patch

- Figure 3-1 : Localisation des forages échantillonnés (en rouge) pour cette étude au niveau du gisement de P-Patch126
- Figure 3-2 : Photographies de pegmatoïdes caractéristiques des types d'altération observés dans le gisement de P-Patch. A-B : pegmatoïde frais à quartz (Qtz), feldspath potassique (Fk), plagioclase (Pl), biotite (Bt) et chlorite rétro-métamorphique (Chlr). C-E. Faciès dit « vert-clair » avec remplacement total des plagioclases par une matrice à illite et sudoïte (ill±su). Les feldspaths potassiques montrent un début d'altération diffus. Des veines de quartz (Qtz) recoupent fréquemment ce type d'altération. F. Faciès à sudoïte dominante et illite (su±ill) en remplacement des feldspaths. Les biotites sont encore présentes. G. Faciès dit « blanchi » à sudoïte dominante et illite. Quelques plages résiduelles de biotite sont visibles. H-I. Faciès dit « blanchi » à illite dominante et sudoïte (ill±su). Seul le quartz magmatique est conservé. Une veine tardive à quartz et dravite (Dra-Qtz₂ vein) recoupe le faciès altéré. Les notations ill±su ou su±ill sont utilisées en fonction de la proportion relative des deux minéraux dans la phase d'altération128
- Figure 3-3 : Photographies de pegmatoïdes caractéristiques des types d'altération observés dans le gisement de P-Patch. A-D : altération progressive depuis un pegmatoïde frais (A) jusqu'au développement d'une épsiyénite (D, altération de type 3). E. Pegmatoïde à matrice d'altération à sudoïte et illite (su±ill) en remplacement des minéraux magmatiques. Les cristaux de quartz ont des cavités de dissolution (Qtz-). E. Pegmatoïde à matrice d'altération à illite et sudoïte (ill±su) en remplacement des minéraux magmatiques. Les cristaux de quartz ont des cavités de dissolution. G. Épsiyénite à matrice d'altération à illite et sudoïte (ill-su) avec cristallisation postérieure de quartz hydrothermaux automorphes et de dravites (Qtz₂ et Dra). Épsiyénite totalement silicifiée et hématisée (Qtz₂+He) avec veinules de dravite (Dra). Épsiyénite totalement silicifiée (Qtz₂). La matrice d'altération argileuse a totalement disparue. Les notations ill±su ou su±ill sont utilisées en fonction de la proportion relative des deux minéraux dans la phase d'altération 129
- Figure 3-4 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des phases d'altération des échantillons macroscopiquement frais .A. veinules à illite et sudoïte (ill-Su) recoupant les

- plagioclases (Pl) et les feldspaths potassiques (Fk). Des petites veinules de kaolinite (Ka) sont aussi observables. B-D. Altération des feldspaths et des monazites (Mn) et cristallisation d'une matrice à illite et sudoïte (ill-Su) et possiblement kaolinite. E. Plagioclase fortement altéré avec cristallisation de filonnets d'illite et de sudoïte et développement d'une matrice à kaolinite. F. Altération des cristaux de plagioclases et formation d'une matrice à sudoïte contenant des cristaux d'alumino-phosphates de terres rares (APS).....131
- Figure 3-5 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire pour les illites et matrice à illite-sudoïte analysées. Les compositions d'illites du gisement de Shea Creek (Laverret et al., 2006) sont utilisées comme référence. Les formules structurales sont calculées pour 11 oxygènes.....135
- Figure 3-6 : Diffractogrammes de rayons X réalisés sur préparation orientée < 2µm pour les échantillons macroscopiquement frais (P62-17, P62-19 et P58-17), pour deux échantillons à plagioclase vert-clair (type 1 ; P62-18 et P58-19) pour trois échantillons à feldspath blanchi (type 2 ; P56-7, P57-10 et P56-62) et deux échantillons blanchis déquartzifiés (type 3, P58-18 et P58-16).....136
- Figure 3-7 : Diagrammes Al^{VI}-Al^{IV} (en haut) et Fe-Mg (en bas) pour les chlorites et matrice à sudoïte et illite (P62-19) analysées. Les carrés noirs pour l'échantillon P57-3 correspondent à de chlorites rétro-métamorphiques. Les pôles de sudoïtes définis par Billaut et al., 2002 sont utilisés comme référence. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. Les rapports Fe/Mg pour les sudoïtes sont proches pour tous les types d'échantillons et sont compris entre 2 et 3137
- Figure 3-8 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage pour les altérations de type 1 et 2. A. chlorite rétro-métamorphique (Chl_r) formée par altération d'une biotite. B. Altération spécifique des plagioclases (Pl) et cristallisation d'une matrice d'altération à illite et sudoïte (ill-Su) [Altération de type 1]. C-D. Plagioclases altérés en trois phases distinctes : cristaux de sudoïte bien cristallisés (Su), cristaux d'illite (ill) ou mélange à illite et sudoïte (ill-Su) et matrice à sudoïte et illite (Su-ill) [Altération de type 1]. E. Altération de biotite (Bt) en chlorite hydrothermale (Chl) puis en une matrice à ill-Su [Altération de type 2]. F. Matrice d'altération à illite et sudoïte et cristaux individualisés d'illite avec cristallisation postérieure de quartz hydrothermaux (Qtz₂) [Altération de type 2].....139
- Figure 3-9 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage pour les altérations de type 2 et 3. A-B. Dissolution commençante des cristaux de quartz magmatiques (Qtz) avec développement d'une matrice à sudoïte et illite (Su-ill) dans les cavités [altération de type 2] C. Veines à quartz hydrothermal (Qtz₂) et dravite (Dra) recoupant un échantillon précédemment altéré [altération de type 2]. D-E. Cristal de dravite associé à du quartz altéré (Qtz disso) dans une matrice à sudoïte et illite (Su-ill) recoupée par des filonnets d'illite (ill) [altération de type 3]. F. Épisyénites dont les cavités de dissolution sont remplies par des cristaux de dravite (Dra) et de quartz hydrothermaux automorphes [altération de type 4]......140
- Figure 3-10 : Diagramme Q1-F1 à volume constant pour les différents types d'altération des pegmatoïdes du gisement d'Eagle Point. Les trois types d'altération (type 1, type 2 et type 3) correspondent à un continuum d'altération jusqu'à la formation d'épisyénites à illite-sudoïte. Les différents types d'échantillons sont individualisés par des lignes en pointillés. Les altérations minéralogiques sont indiquées pour chaque type.....143
- Figure 3-11 : Diagramme MgO-Fe₂O₃ à volume constant pour les différents types d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch. Les trois types d'altération (type 1, type 2 et type 3) correspondent à un continuum d'altération jusqu'à la formation d'épisyénites à illite-sudoïte. La position particulière des échantillons P56-6 et P57-10 s'explique par une richesse en sudoïte de la matrice d'altération. Les différents types d'échantillons sont individualisés par des lignes en pointillés. La composition de la matrice d'altération est indiquée pour chaque type.....145
- Figure 3-12 : Diagramme MgO-K₂O à volume constant pour les différents types d'altération des pegmatoïdes du gisement de P-Patch. Les trois types d'altération (type 1, type 2 et type 3) correspondent à un continuum d'altération jusqu'à la formation d'épisyénites à illite-sudoïte. La position particulière des échantillons P56-6 et P57-10 s'explique par une richesse en sudoïte de la matrice d'altération. Les différents types d'échantillons sont individualisés par des lignes en pointillés. La composition de la matrice d'altération est indiquée pour chaque type.....145
- Figure 3-13 : Diagrammes isocones et bilan de masse pour les éléments majeurs entre les échantillons P62-18 (Type 1) et P62-19 (échantillon frais) et entre les échantillons P57-10 (Type 2 riche en sudoïte) et P62-19. Les gains élémentaires au cours de l'altération sont limités au magnésium, les autres éléments étant soit constant (Si, Ti ou Al) soit lessivés (Ca, Na, K ou P).....148
- Figure 3-14 : Diagrammes isocones et bilan de masse pour les éléments majeurs entre les échantillons P56-7 (Type 2 riche en illite) et P62-19 (échantillon frais) et entre les échantillons P58-16 (Type 3) et P62-19.

- Les mobilités élémentaires sont différentes entre les deux types d'altération, une des différences notables étant la perte majeure en silicium pour l'échantillon P58-16 par dissolution du quartz magmatique.....149
- Figure 3-15 : Représentation schématique de l'altération progressive des pegmatoïdes de P-Patch lors des différents types d'altération décrits dans cette étude. A. pegmatoïde macroscopiquement frais avec début d'altération des plagioclases à illite-sudoïte (ill-su) ou kaolinite (Ka). B. remplacement total des plagioclases (Pl) et début d'altération des feldspaths potassiques (Fk) en une matrice à illite et sudoïte (ill-Su), en sudoïte (Su) et en filonnets d'illite (ill). C. altération totale des feldspaths (Fk) et début d'altération des biotites (Bt) en chlorite (Chl) puis en une matrice à illite et sudoïte (ill-Su ou Su-ill). D. Dissolution du quartz magmatique (Qtz) et formation de cavités (vug). E. Remplissage des cavités par une cristallisation synchrone de cristaux de dravite (Dra) et de quartz hydrothermal (Qtz₂).....151
- Figure 3-16 : Brèche à dravite, quartz hydrothermal et uranium du gisement de P-Patch. Les analyses chimiques effectuées montrent que cette brèche est contemporaine des premiers épisodes de minéralisation du bassin d'Athabasca. Elle est associée à un système de veines à quartz hydrothermal et dravite156
- Figure 3-17 : Veine à quartz hydrothermal et dravite associée à la brèche uranifère du gisement de P-Patch. Ses caractéristiques sont identiques à la veine observée dans l'échantillon P56-12157

Partie 3-Chapitre 2

Modifications minéralogiques et chimiques du socle du bassin d'Athabasca lors des différents épisodes de circulations fluides post-métamorphisme : Exemple des porphyres granitiques du gisement d'Eagle Point

- Figure 3-18 : Vue générale des zones minéralisées à proximité de la mine d'Eagle Point (gauche). Plan de la mine d'Eagle Point avec les différentes zones minéralisées fortement contraintes par les structures N45-60°. La zone étudiée correspond à la zone 02 North Extension sur laquelle sont placés les deux forages échantillonnés (droite)163
- Figure 3-19 : Description simplifiée des lithologies du socle observées à la mine d'Eagle Point. Le socle est divisée en trois parties (Séquence Mine supérieure, zone de transition et Séquence Mine inférieure). Les forages étudiés recoupent majoritairement la Séquence Mine inférieure (modifié d'après Thomas, 2004)163
- Figure 3-20 : Photographie des échantillons de porphyres feldspathiques étudiés. A-B. Porphyre macroscopiquement frais. C-D-E. Porphyre altéré à illite-sudoïte±dravite à différents degrés d'altération. F. Porphyre à illite-sudoïte±dravite massivement hématisé postérieurement. G. Porphyre à illite-sudoïte avec altération à hématite-pechblende postérieure. H. Porphyre à illite-sudoïte-hématite-pechblende postérieurement kaolinis167
- Figure 3-21 : Diagramme Al^{IV}-Al^{VI} montrant les caractéristiques cristallographiques des chlorites rétro-métamorphiques (rond noir, EPE44-6), des chlorites hydrothermales de première génération (triangle et losange noirs), des sudoïtes (sudoïte, triangle et losange gris), de phase de mélange à sudoïte-illite (losange et rond jaune) et de sudoïte incluses dans des oxydes de fer tardifs (losange rouge) pour certains échantillons étudiés. Les analyses des pôles sudoïte (Billaut et al., 2002 ; Kotzer et Kyser, 1995) et dravite (Rosenberg et Foit, 2006) d'études précédentes ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 14 oxygènes169
- Figure 3-22 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de porphyres granitiques pas à peu altérés. A-B. Illitisation (ill) commençante des feldspaths potassiques (Fk) et plagioclases (Pl). Les monazites magmatiques (MnI) sont encore présentes ainsi que les biotites (Bt) qui peuvent présenter des débuts de chloritisation (Chl). C-D. Albitisation (Ab) en veines recoupant les feldspaths potassiques magmatiques. Des restites d'orthose sont incluses dans ces veines. E-F. Illitisation des feldspaths potassiques et albites, les monazites magmatiques sont conservées. Les albites sont concentrées aux pourtours des orthoses et sont automorphes170
- Figure 3-23 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de porphyres peu altérés albitisés. A-C. Albitisation (Ab) des bordures des feldspaths potassiques (Fk) avec présence de restites d'orthose dans les zones albitisées. D-E. Albitisation des feldspaths potassiques suivie d'une illitisation (ill) des albites. E. Albite en croissance au contact d'un feldspath potassique et d'un plagioclase (Pl) postérieurement illitisés171
- Figure 3-24 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de porphyres peu altérés à fortement altérés. A-B. Albitisation (Ab) des feldspaths potassiques (Fk) puis illitisation des deux phases minérales. Des restites de feldspath potassique (Fk) sont bien visibles dans les zones albitisées. C. Matrice à illite-sudoïte (ill-Su) développée par altération des feldspaths. Les biotites sont chloritisées (Chl). D-E. Les quartz magmatiques (Qtz) sont conservés malgré le développement de la matrice à illite-sudoïte mais présentent toutefois des bordures altérées. F. Transformation des restites de

- feldspaths potassiques en quartz (Qtz2) et sphérules de dravite (Dra). Les quartz magmatiques (Qtz) sont conservés 172
- Figure 3-25 : Diagramme Mg-Fe total montrant les caractéristiques cristallographiques des chlorites rétro-métamorphiques (rond noir, EPE44-6), des chlorites hydrothermales de première génération (triangle et losange noirs), des sudoïtes (sudoïte, triangle et losange gris), de phase de mélange à sudoïte-illite (losange et rond jaune) et de sudoïte incluses dans des oxydes de fer tardifs (losange rouge) pour certains échantillons étudiés. Les analyses des pôles sudoïte (Billaut et al., 2002 ; Kotzer et Kyser, 1995) et dravite (Rosenberg et Foit, 2006) d'études précédentes ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 14 oxygènes 173
- Figure 3-26 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallographiques des illites d'échantillons très faiblement altérés (EPE44-12), d'illites de la matrice illite-sudoïte d'échantillons de différents types d'altération (EPE44-2, EPE44-3, EPE44-6 et 1935-3), de kaolinite et de muscovite. Les analyses des pôles illites d'études précédentes (Beaufort et al., 2005 ; Laverret et al., 2006) ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 11 oxygènes..... 174
- Figure 3-27 : Diagramme Si-Fe+Mg montrant les caractéristiques cristallographiques des illites d'échantillons très faiblement altérés (EPE44-12), d'illites de la matrice illite-sudoïte d'échantillons de différents types d'altération (EPE44-2, EPE44-3, EPE44-6 et 1935-3), de kaolinite et de muscovite.. Les analyses des pôles illites d'études précédentes (Beaufort et al., 2005 ; Laverret et al., 2006) ont été placées pour comparaison. Valeurs calculées pour 11 oxygènes..... 174
- Figure 3-28 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des minéraux néoformés d'altération présents dans les différents types d'altération. A-B. Illitisation des feldspaths potassiques (Fk) avec formation de monazite secondaire (Mn2) à proximité d'une chlorite rétro-métamorphique (Chl) Les muscovites (Mu) sont préservées. C. APS associés à des apatites secondaires (Ap2) dans la matrice d'altération à illite-sudoïte. Les cristaux de dravite et quartz magmatique sont altérés en sudoïte. D. Hématite diffuse (He) après formation d'une matrice dominée par la sudoïte (Su). Les quartz magmatiques sont partiellement dissous (Qtz) et les cavités sont tapissées d'hématite. E. Cavité de dissolution de quartz primaire (Qtz) remplie par des quartz secondaires (Qtz2), de l'apatite automorphe (Ap2), de la sudoïte (Su) et de l'hématite (He). F. Altération des plagioclases (Pl) avec formation d'une matrice à illite-sudoïte (ill-Su). TiO2 : oxyde de titane 175
- Figure 3-29 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage du développement de dravite et de quartz secondaires au détriment des feldspaths potassiques. A-B. Les feldspaths potassiques, principalement altérés en une matrice à illite-sudoïte (ill-Su), sont ensuite épigénisés en quartz (Qtz2) et sphérules de dravite (Dra). Ces phases, surtout la dravite, sont postérieurement altérées en sudoïte (Su). C-D. Association de quartz secondaires automorphes (Qtz2) et de sphérules de dravite (Dra). Le quartz magmatique est conservé (Qtz1). La dravite et le quartz sont postérieurement altérés en sudoïte. E-F. Forte altération de l'assemblage quartz-dravite avec formation d'une matrice d'altération à sudoïte..... 176
- Figure 3-30 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de différentes étapes d'altération pour l'échantillon EPE44-3. A-B. Epigénie commençante des feldspaths potassiques (Fk) avec formation de quartz (Qtz2), un épisode de croissance de feldspath potassique (Fk2) est antérieur. Le feldspath potassique et le quartz sont ensuite altérés en sudoïte (Su) suivi d'un dépôt d'hématite. C. Association quartz-dravite formée à partir des feldspaths potassiques. D-F. Cavité de dissolution de quartz magmatique avec remplissage à apatite secondaire (Ap2), quartz secondaire (Qtz2), sudoïte (Su) puis hématite (He). La croissance de quartz au détriment de l'apatite secondaire indique que la croissance du quartz est postérieure à la formation de l'apatite. 177
- Figure 3-31 : Diagramme de substitution de (Zr+Si+Hf) par (Al+Ca+U+P+Y) pour des zircons d'échantillons très faiblement altérés (EPE44-12) à fortement altérés (EPE44-2, EPE44-3, EPE44-6 et 1935-3). La taille des figurés est proportionnelle à la teneur en uranium. Les zircons des zones non altérées sont très faiblement substitués et leur teneur en uranium est inférieure à la limite de détection (0.02 at%). Pour les échantillons altérés, les substitutions sont fortes et l'uranium est détecté. La concentration maximale mesurée pour l'uranium est 0.08 at%. Hem : hématite 179
- Figure 3-32 : Photographies obtenues par microscopie électronique à balayage des minéraux accessoires primaires porteurs d'uranium et de terres rares. A-B. Monazites magmatiques (Mn I), possiblement zonées, avec altération commençante (Altd Mn I) et formation d'APS. C-D. Zircons magmatiques non altérés avec développement de xénotime (Xn) possible en bordure. E. Thorite magmatique (Th). F. Apatite magmatique non altérée (Ap) et zircon magmatique non altéré (Zr) associée à des cristaux d'APS et de xénotime..... 180
- Figure 3-33 : Photographies obtenues par microscopie électronique à balayage de minéraux accessoires primaires altérés et secondaires. A. Monazite primaire (Mn I) partiellement détruites avec développement secondaire d'apatite (AP2), d'oxyde de titane (TiO2) et d'illite (ill). Les minéraux bordant la cavité ne

- sont pas altérés. B-D. Monazite primaire partiellement détruite avec formation postérieure d'illite, d'apatite et de fluoro-carbonate de terres rares (F-REE). Les minéraux bordant la cavité ne sont pas altérés (biotite (Bt), feldspath potassique (Fk), quartz (Qtz)). E-F. Altération des zircons magmatiques avec développement des zones de substitution sans surcroissance.....181
- Figure 3-34 : Photographies obtenues par microscopie électronique à balayage de minéraux accessoires primaires altérés et secondaires. A. Apatite secondaire (Ap₂) automorphe dans une zone d'altération illitisée de feldspath potassique (Fk). L'illite est postérieurement altérée en kaolinite (Ka). B. Altération commençante (Altd Mn I) de monazite primaire (Mn I) avec dépôt de pyrite (Py). C. Apatite secondaire zonée. D. Cavité de dissolution de quartz primaire avec remplissage de quartz secondaire (Qtz₂), APS, sudoïte (Su) et hématite (He). E. APS altéré dans zone hématisée. F. Pechblende diffuse (U) dans une matrice à sudoïte182
- Figure 3-35 : Diffractogrammes de rayons X réalisés sur préparation orientée < 2µm pour les échantillons très faiblement altérés (EPE44-12, EPE44-15) à moyennement altérés à illite-sudoïte (1935-13). Fk: feldspath potassique188
- Figure 3-36 : Diffractogrammes de rayons X réalisés sur préparation orientée < 2µm pour les échantillons altérés à illite-sudoïte-dravite (EPE44-2), à illite-sudoïte-dravite-oxyde de fer (EPE44-3) et à illite-sudoïte-kaolinite (EPE44-6). Fk: feldspath potassique ; I/S: interstratifié.....188
- Figure 3-37 : Diagramme Q₁-F₁ pour les échantillons étudiés. L'altération à illite-sudoïte (carré jaune) est caractérisée par une augmentation du facteur Q₁ corrélée à une diminution du facteur F₁. L'hématisation postérieure (triangle rouge), uniquement associée à un gain en fer, ne modifie pas le positionnement des échantillons. La kaolinisation (rond violet) est de trop faible degré pour entraîner une diminution majeure du facteur F₁ par lessivage des illites. La faible valeur initiale des échantillons frais 44-12 et 44-16 est due à leur richesse en plagioclase par rapport au reste de l'échantillonnage.....190
- Figure 3-38 : Diagramme isocone pour les éléments majeurs d'échantillons à illite-sudoïte-dravite (EPE44-2, carré jaune), à illite-sudoïte-dravite-oxyde de fer (EPE44-3, triangle rouge), à illite-sudoïte-oxyde de fer-pechblende (1935-15, triangle orange), à illite-sudoïte-pechblende-kaolinite (EPE44-5, cercle rose) et à illite-sudoïte-kaolinite (EPE44-6, cercle violet). L'échantillon EPE44-15 est pris comme échantillon de référence non altéré.....196
- Figure 3-39 : Diagramme isocone pour les éléments traces d'échantillons à illite-sudoïte-dravite (EPE44-2, carré jaune), à illite-sudoïte-dravite-oxyde de fer (EPE44-3, triangle rouge), à illite-sudoïte-oxyde de fer-pechblende (1935-15, triangle orange), à illite-sudoïte-pechblende-kaolinite (EPE44-5, cercle rose) et à illite-sudoïte-kaolinite (EPE44-6, cercle violet). L'échantillon EPE44-15 est pris comme échantillon de référence non altéré.....197
- Figure 3-40 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites pour les porphyres frais (en haut) pour l'altération à illite-sudoïte±dravite (milieu) et pour l'hématisation et la kaolinisation (bas). Les pertes en terres rares sont surtout visibles pour les terres rares légères et intermédiaires. L'altération à illite-sudoïte±dravite est caractérisée par une perte en terres rares lourdes suivie d'un départ des terres rares intermédiaires pour les échantillons hématisés (EPE44-3 et 1935-15 par exemple).198
- Figure 3-41 : Spectres de terres rares normalisés aux chondrites des minéraux accessoires des porphyres d'Eagle Point analysés par sonde électronique (bas). Des spectres de référence pour les différents minéraux accessoires sont indiqués pour comparaison (haut)199
- Figure 3-42 : Diagramme Tb-La ,à volume constant, pour l'ensemble des échantillons étudiés. La première altération à illite-sudoïte±dravite entraîne la perte du Tb à La constant (substitution des zircons). L'hématisation postérieure favorise le départ de La (dissolution des APS) à Tb constant200
- Figure 3-43 : Diagramme Th-U et Th-La pour les échantillons étudiés201
- Figure 3-44 : Diagramme Th-Tm_{ice} pour les inclusions fluides hydrothermales piégées dans les quartz primaires de l'échantillon EPE44-15 (losange noir). Le carré blanc correspond à la répartition moyennes des saumures riches en CaCl₂ reconnue par Derome et al., 2005. Le carré gris correspond à la répartition des saumures riches en NaCl reconnue par Derome et al., 2005.....206
- Figure 3-45 : Séquence paragénétique pour les différents épisodes rétro-métamorphique et d'altération. Les traits pleins indiquent un positionnement précis, les gros pointillés un positionnement probable et les pointillés fins un positionnement supposé dans la séquence présentée. F-REE : fluoro-carbonate de terres rares, U-Si : pechblende possiblement coffinitisées.209
- Figure 3-46 : Comparaison des concentrations (en kg/m³) pour certains éléments entre l'échantillon altéré à illite-sudoïte 1935-17 et l'échantillon de référence EPE44-15 (gris) et entre l'échantillon altéré à illite-sudoïte±dravite EPE44-2 et l'échantillon de référence EPE44-15 (blanc). Les gains lors de l'altération sont limités au magnésium, à l'eau et au bore dans le cas de cristallisation de dravite.217

Figure 3-47 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites montrant les lessivages associés à l'altération à illite-sudoïte±dravite (spectres verts, en haut) et à l'hématisation (spectres rouges, en haut). Les spectres de terres rares normalisées aux chondrites des minéralisations de type discordance (bleu, en bas) et de type front d'oxydo-réduction (rouge, en bas) du gisement d'Eagle Point sont présentés pour comparaison. Les pertes préférentielles en terres rares intermédiaires à lourdes des porphyres à illite-sudoïte±dravite se retrouvent dans les minéralisations primaires. Les terres rares légères lessivées durant l'hématisation se concentrent dans les minéralisations tardives.220

Partie 4

Circulations de fluides météoriques tardifs dans le socle du bassin d'Athabasca : remobilisations des minéralisations uranifères de type discordance sous forme de fronts d'oxydo-réduction et kaolinisation massive

- Figure 4-1 : Vue générale des zones minéralisées à proximité de la mine d'Eagle Point (gauche). Plan de la mine d'Eagle Point avec les différentes zones minéralisées fortement contraintes par les structures N45-60° (droite). Les zones étudiées correspondent à la zone 02 et 02 North Extension237
- Figure 4-2 : Plan du gisement de P-Patch avec localisation des forages d'exploration (fin 2006, à gauche). Les forages échantillonnés pour cette étude sont représentés en rouge. Coupe simplifiée du gisement de P-Patch (droite) correspond au trait de coupe visualisé sur le plan du gisement.....237
- Figure 4-3 : Photographies des fronts d'oxydo-réduction à uranium étudiés. Les fronts sont constitués de trois zones distinguables par leur couleur : une zone blanc-vert (WGZ, B), une zone orangée (UF) minéralisée et une zone rouge (RZ). Les numérotations de chaque échantillon seront celles utilisées tout au long de l'étude. A-B. Front d'oxydo-réduction à uranium surimposé sur l'altération à illite-sudoïte-dravite. La photographie B correspond à grossissement de la photographie A. C-G. Présentation des différents fronts d'oxydo-réduction à uranium étudiés composés des trois parties caractéristiques. H. Zone minéralisée (en haut) par un front d'oxydo-réduction à uranium postérieurement altéré sous forme de minéraux uranifères hexavalents jaunes240
- Figure 4-4 : Photographies obtenus par microscopies optique et électronique à balayage de zones blanc-vert. A-C. matrice à illite-sudoïte (ill-Su) formée par altération des minéraux magmatiques ou métamorphiques. Des restites de ces minéraux, comme la phengite (Ph) ou la chlorite (Chl) sont visibles. Des cristaux à dravite (Dra) sont souvent associés aux cristaux d'illite et de sudoïte. D-F. La matrice d'altération, en plus des plages résiduelles de minéraux antérieurs (comme le quartz (Qtz)), contient de nombreuses plages à pyrites automorphes (Py) de petite taille.....241
- Figure 4-5 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage de zones blanc-vert et rouge. A-B. Cristaux de galène (Ga) dans la matrice d'altération à illite-sudoïte (ill-Su). Les galènes peuvent cristalliser dans les cavités de dissolution antérieure à remplissage de dravite (Dra) par exemple et peuvent présenter des traces d'altération. C-E. Des cristaux automorphes de kaolinite peuvent se développer au détriment de la matrice à illite-sudoïte et des cristaux de phengites (Ph). La kaolinite peut aussi se développer en fracture recoupant la matrice à illite-sudoïte. Elle est dans ce cas associée à des galènes. F. La zone rouge est caractérisée par la superposition, sur les altérations antérieures, d'agrégats d'hématite (He).....242
- Figure 4-6 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des fronts minéralisés. A-C. Pechblendes (Pit) zonées riches en zirconium autour de pyrites (Py). Les quartz primaires (Qtz) ont des traces de dissolution en bordure et sont postérieurement remplis par de la pechblende. D-E. Pechblende en croissance autour d'une galène partiellement altérée (Ga1). Des galènes automorphes secondaires (Ga2) tapissent les cavités minéralisées. F. Pechblende en remplissage de cavité de dissolution de quartz primaire (Qtz) avec coffinitisation postérieure (Cof).....245
- Figure 4-7 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des fronts minéralisés. A-B. Pechblende (Pit) en remplissage de cavité de dissolution de quartz primaire (Qtz) et de plans de clivage de chlorite (Chl). Certaines zones présentent un début de coffinitisation (Cof). C-D. Pechblende en remplissage de cavité de dissolution. Les bordures de la cavité sont tapissées de quartz automorphes hydrothermal (Qtz_A). De nombreux cristaux de kaolinite (Ka) automorphes sont associés à la minéralisation. E. Cristaux de pechblende microcristallisés. F. Plage de pechblende en croissance autour d'un zircon magmatique246
- Figure 4-8 : Photographies obtenues par microscopies optique et électronique à balayage des fronts minéralisés. A. Coffinite (cof) en remplissage de cavité de dissolution de quartz magmatiques (Qtz). Des cristaux d'alumino-phosphates de terres rares (APS) et de kaolinite (Ka) sont associés dans la cavité aux silicates

d'uranium. B. Cristaux de clausthalite (PbSe) associés à des cristaux de pechblende (Pit). C-D. Pechblende en remplissage de porosité dans des zones riches en dravite (Dra, C) ou en illite-sudoïte...	247
Figure 4-9 : Profil le long duquel ont été réalisées les analyses par spectrométrie Raman (trait noir à droite) réalisé dans une zone de transition à hématite-goethite pour l'échantillon 90-20. Les points 1 et 2 correspondent aux numéros des spectres présentés sur la Figure 4-10. Le trait en pointillé marque la limite entre goethite et hématite	248
Figure 4-10 : Spectre Raman des oxy-hydroxydes de fer (1) et des oxydes de fer (2) présents à la transition de front minéralisé et de la zone rouge. Les spectres de référence de la goethite et de l'hématite sont présentés pour comparaison.....	248
Figure 4-11 : Zone minéralisée à pechblende (Pit), associée à de la goethite, dans une zone dominée par l'hématite	249
Figure 4-12 : Teneur en Pb et Si (at%) des pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés. Deux tendances de coffinitisation sont visibles en fonction des concentrations initiales en plomb	250
Figure 4-13 : Teneur en Ca et Si (at%) des pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés.....	251
Figure 4-14 : teneurs en Si et Al (at%) des pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés. Deux tendances sont visibles. Un faible enrichissement en aluminium lors de la coffinitisation est visible (trait pointillé large). Le fort enrichissement en aluminium pour certaines analyses (traits pointillés fins) correspond à une pollution par des cristaux de kaolinite comme l'indique les droites de rapport Si/Al=1	253
Figure 4-15 : Répartition des âges chimiques calculés pour les pechblendes et coffinites des fronts minéralisés étudiés. Un seul âge chimique calculé est supérieur à 200 Ma	254
Figure 4-16 : Diffractogrammes réalisés sur préparation orientée < 2µm et sur préparation orientée < 2µm saturée à l'éthylglycol pour les zones rouge et blanc-vert des échantillons 90-20, 90-21 et 47-11.	255
Figure 4-17 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs pour chaque zone de chaque échantillon. L'ensemble des formules structurales a été calculé pour 11 oxygènes	258
Figure 4-18 : Diagramme Al ^{VI} -Al ^{IV} montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs de chaque phase d'altération. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes.....	259
Figure 4-19 : Diagramme Fe total-Mg montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs de chaque phase d'altération. Les formules structurales ont été calculées pour 14 oxygènes	259
Figure 4-20 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallographiques des pôles purs par zone. L'ensemble des formules structurales a été calculé pour 11 oxygènes	260
Figure 4-21 : Diagramme Si-Charge Interfoliaire montrant les caractéristiques cristallographiques de l'ensemble des analyses de la matrice d'altération. Les analyses ont été regroupées par zone.....	261
Figure 4-22 : Photographies par microscopies optique et électronique à balayage d'alumino-phosphates de terres rares (APS) des zones blanc-vert et front minéralisé. A-C. APS dans la matrice d'altération à illite-sudoïte. Les cristaux peuvent être associés à des pyrites (A). A proximité des fronts minéralisés, les APS ont des surcroissances automorphes de grande taille. D-F. APS dans des cavités de dissolution de quartz magmatiques. Ils sont intimement associés à des cristaux de kaolinite et à des oxydes et silicates d'uranium. Ils peuvent présenter des traces d'altération.....	266
Figure 4-23 : Photographies par microscopies optique et électronique à balayage d'alumino-phosphates de terres rares (APS) de front minéralisé et de zone rouge. A-B. APS avec cœur remplacé par des oxydes d'uranium, les bordures sont peu altérées au contact des cristaux d'oxydes d'uranium (Pit et Cof) et de kaolinite (Ka). Il est à noter le cristal d'APS inclus dans le quartz secondaire (photo A). C-F. APS de petite taille et fortement altérés en zone rouge riche en hématite (He). Certains APS présentent les mêmes zonations que dans les zones blanc-vert ou minéralisée. Qtz : quartz, ill-Su : matrice à illite-sudoïte.....	267
Figure 4-24 : Diagrammes P+LREE-Sr+S+Ca et LREE-P/S pour les cœurs (bleu) et bordures (rouge) des APS des zones blanc-vert, front minéralisé et zone rouge	269
Figure 4-25 : Profils d'analyses chimiques réalisés par sonde électronique sur des APS zonés de zone blanc-vert (à gauche) et de front minéralisé (à droite). Les résultats sont donnés %oxydes.....	269
Figure 4-26 : Bilan de masse entre zone rouge et zone blanc-vert (blanc) et entre front U et zone blanc-vert (gris) pour l'échantillon 90-20 (gneiss pélitique). La teneur en uranium de la zone blanche est de 672.9 ppm	274
Figure 4-27 : Bilan de masse entre zone rouge et zone blanc-vert (blanc) et entre front U et zone blanc-vert (gris) pour l'échantillon 47-3 (pegmatoïde). La teneur en uranium de la zone blanche est de 13.03 ppm.....	275

- Figure 4-28 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des trois zones des échantillons 90-20, 90-21, 47-3 et 47-11. Les valeurs en bout de ligne correspondent à la teneur en uranium (en ppm) de chaque zone. WGZ=zone blanc-vert, UF=front minéralisé, RZ= zone rouge278
- Figure 4-29 : Photographies par microscopie optique et électronique à balayage des oxydes d'uranium analysés par sondes ioniques IMS-3f et IMS-7f. Les cercles numérotés correspondent aux points d'analyses reportés sur Tableau 4-9. Qtz : quartz, Ka : kaolinite, Chl : chlorite, He : hématite, ill-Su : matrice à illite-sudoïte.....280
- Figure 4-30 : Spectre de terres rares normalisées aux chondrites des analyses par roche totale (whole rock) ou réalisés in-situ par sonde ionique (ionic μ probe) pour les échantillons 47-3, 90-20, 90-21 et 90-7281
- Figure 4-31 : Minéralogie des trois zones des fronts d'oxydo-réduction à uranium. Les traits pleins indiquent un positionnement précis, les traits pointillés un positionnement probable.....283
- Figure 4-32 : Front de mine d'Eagle Point (niveau 162) et dessin interprétatif associé (à droite). Les fronts d'oxydo-réduction se développent à proximité des zones faillées et progressent par gravité dans la matrice à illite-sudoïte. Des recristallisations tardives d'uranium (gummite) sont visibles.....283
- Figure 4-33 : Front de mine d'Eagle Point (niveau 162) et dessin interprétatif associé (à droite). Les fronts d'oxydo-réduction sont recoupés par une kaolinisation massive à proximité des zones fracturées. L'uranium est partiellement redéposé sous forme de produits noirs dans la matrice à kaolinite.....285
- Figure 4-34 : Coupe verticale à travers un front d'oxydo-réduction à Pierres-Plantées (Massif Central, France) (Respaut et al, 1991) 1 : zone verte à pyrite ; 2 : zone brune à goethite ; 3 : zone minéralisée ; 4 : zone rouge à hématite. Zoom, a : matrice argileuse à smectite et hydroxydes de Fe et/ou Mn, b : anneau de pechblende-coffinite, c : auréole de pechblende, d : cœur de pyrite.289
- Figure 4-35 : Dessin interprétatif des fronts d'oxydo-réduction à uranium du socle du bassin d'Athabasca. La paragenèse de chaque zone est indiquée ainsi que les zones de concentrations privilégiées pour les éléments les plus enrichis289
- Figure 4-36: Diagramme de stabilité de l'hématite et de la goethite en fonction de la température en milieu oxydant. $\log(K)=1$ représente l'activité de l'eau pure. La présence de sels dissous favorise la stabilité de l'hématite en diminuant l'activité de l'eau.290
- Figure 4-37 : Spectres de terres rares normalisées aux chondrites des minéralisations uranifères hydrothermales (48-9 CEA et CRPG) et des minéralisations de fronts d'oxydo-réduction (90-20B, 47-3B et 90-7). La comparaison des spectres de l'échantillon 48-9 obtenus par utilisation des microsondes ioniques CAMECA IMS 3f (CPRG) et IMS 7f (CEA) est présentée afin de comparer les résultats des deux méthodes d'analyses des terres rares292
- Figure 4-38 : Schémas illustrant les différentes étapes d'altération et de minéralisation ayant eu lieu dans le socle du bassin d'Athabasca de 1.6 Ga à l'actuel. L'épaisseur des flèches le degré de pointillage reflète la circulation contrastée de fluide météorique au cours des étapes 2 et 3.....295

Partie 5

Synthèse et conclusion

- Figure 5-1 : Tableau récapitulatif du devenir des éléments majeurs durant l'altération hydrothermale des minéraux constitutifs des roches magmatiques du socle du bassin d'Athabasca. Certains éléments (Na, Ca, K et Fe) sont transférés dans le bassin sédimentaire pour former les halos d'altération. Le magnésium est apporté par les saumures au cours de l'altération. L'aluminium est immobile et est totalement incorporé aux minéraux d'altération du socle.312
- Figure 5-2 : Représentation schématique de la mobilité des terres rares lors des différents épisodes d'altérations touchant les roches magmatiques du socle du bassin d'Athabasca. Lors de l'altération hydrothermale (illite-sudoïte alteration), les terres rares légères en provenance de la monazite sont principalement intégrées dans les APS riches en terres rares légères n'entraînant pas d'enrichissement majeur des fluides. Les substitutions du zircon permettent le transfert d'une partie des terres rares intermédiaires à lourdes dans les saumures), visible sur les spectres de terres en roche totale des roches altérées (en bas), qui cristalliseront dans les oxydes d'uranium de type discordance (U/C type U) donnant une forme en cloche typique. Lors de la circulation des fluides météoriques tardifs (Redox front), les oxydes d'uranium de type discordance sont dissous, ainsi que les APS de terres rares légères. Ceci permet la formation d'oxydes d'uranium (Redox front U) ayant la forme en cloche des oxydes d'uranium primaires plus un enrichissement en terres rares légères en provenance des APS. Là aussi, les échantillons rougis par cette dernière altération montrent une diminution nette en terres rares légères en roche totale. Flèche rouge : altération hydrothermale ; flèche noire : altération par les fluides météoriques.317

Figure 5-3 : Contexte géologique ante-minéralisation. Dans les zones de cisaillement tel que la transition Wollaston-Mudjatik, le socle est fortement fracturé et microfracturé. Cette fracturation touche l'ensemble des lithologies du socle. Les concentrations en minéraux accessoires du bassin et du socle sont très différentes. Dans le bassin, les zircons sont les minéraux accessoires dominants, de rares monazites détritiques sont présentes. Pour le socle, les concentrations en minéraux accessoires sont fonction des lithologies mais sont dans tous les cas beaucoup plus fortes que dans le bassin sédimentaire. Ces minéraux peuvent être des monazites, des zircons, des thorites et des uraninites. Cette différence de concentration minérale entre les deux environnements (bassin et socle) entraîne un net contraste dans la teneur en uranium et en terres rares, ces dernières étant plus de dix fois plus concentrées dans le socle.³²²

Table des tableaux

Partie 1

Les oxydes d'uranium des gisements de type discordance localisés dans le socle du bassin d'Athabasca : étude minéralogique, chimique, isotopique, et mesure des abondances relatives en terres rares par sonde ionique : Comparaison avec les oxydes d'uranium des gisements localisés à la discordance

Table 1-1 : Characteristics of the samples from basement-hosted deposits used in this study	39
Table 1-2 : Chemical compositions of the analyzed uranium oxides	47
Table 1-3 : Analytical data of the IMS-3f analyses of uranium oxides in the studied areas	60
Table 1-4 : SIMS determinations of REE contents in basement-hosted uranium oxides (ppm). Gd and Yb are calculated from Sm, Tb and Tm, Lu respectively because analytical interferences do not allow to analyze them accurately. $\Sigma\text{LREE}=\text{La}+\text{Ce}+\text{Pr}+\text{Nd}+\text{Sm}+\text{Eu}$; $\Sigma\text{HREE}=\text{Dy}+\text{Ho}+\text{Er}+\text{Tm}+\text{Yb}+\text{Lu}$	65
Table 1-5 : mean concentration and standard deviation for Si, Ca, Pb (CAMECA SX100), Ce, Dy and Y (CAMECA IMS-3f) in the REE points zones. The variations are major for Si, Ca and Pb but are small for the rare earth elements, especially Dy	69

Partie 2

Etude structurale et par inclusions fluides des circulations fluides dans le socle du bassin d'Athabasca lors du métamorphisme rétrograde et de la formation des minéralisations de type discordance

Table 2-1 : Summary of samples studied in this work. Inherited paragenesis, major alteration stage and newly formed paragenesis are described. Qtz: quartz, pl: plagioclase, Kf: potassic feldspar, bt: biotite, grt: garnet, crd: corindon, sil: silimanite, chl: chlorite, ser: sericite, ill: illite, su: sudoite and dra: dravite.....	98
Table 2-2 : Summary of microthermometric and Raman data for all the fluid inclusions types in samples P54-4, P57-6, P56-8 and P57-2. Fluid inclusions planes (FIPs) from samples P54-4 and P56-8 (italics) are reported for correspondence with Fig 5. Te: eutectic melting. Tm CO ₂ : CO ₂ melting. Tm ice: ice melting. Tm hyd: hydrohalite. Tm cl: clathrate melting. Th CO ₂ : CO ₂ homogenization and phase: L - liquid. V - vapor. C - critical. Ts NaCl: halite dissolution. Th: total homogenization	105
Table 2-3 : Calculated bulk compositions of selected Cc(w), Lc(w) and Vc(w) fluid inclusions, and corresponding Raman and microthermometric data. Tm CO ₂ : melting temperature of solid CO ₂ . Th CO ₂ : homogenization temperature of CO ₂ . Phase (homogenization mode of CO ₂): C - critical. L - liquid. V - vapor. nd: not detected. An estimated temperature of clathrate melting of 2.5°C is estimated for calculation. A chlorinity of ca. 3.5 molal is considered for calculations based on the deformation of the stretching band of water during Raman spectroscopy	106

Partie 3

Etude des altérations minéralogiques et des transferts élémentaires dans le socle du bassin d'Athabasca : implications pour la formation des minéralisations de type discordance

Partie 3-Chapitre 1

Altération polyphasée des minéraux silicatés du socle du bassin d'Athabasca lors des processus hydrothermaux et mobilités élémentaires associées. Impact sur la formation des halos d'altération argileux dans le socle et dans le bassin d'Athabasca : Exemple des pegmatoïdes du gisement de P-Patch

Tableau 3-1 : Description des échantillons étudiés. Bt : biotite, Pl : plagioclase, ill-su : alteration à illite-sudoïte avec illite dominante, su-ill : altération à illite-sudoïte avec sudoïte dominante, Qtz : quartz, Dra : dravite, alt : altération	127
Tableau 3-2 : Compositions chimiques moyennes des sudoïtes, des chlorites rétro-métamorphiques et des dravites. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. σ : écart-type	132

Tableau 3-3 : Compositions chimiques moyennes de la matrice à illite dominante et sudoïte des échantillons macroscopiquement frais (ill-Su et illite-sudoïte), des illites et des kaolinites analysées. Formules structurales calculées pour 11 oxygènes. σ : écart-type	133
Tableau 3-4 : Composition chimique, pour les éléments majeurs, des échantillons étudiés. La densité est indiquée ainsi que le type d'altération. La partie basse du tableau correspond à la composition chimique des échantillons calculée à volume constant	142
Tableau 3-5 : Tableau récapitulatif des mobilités élémentaires, comparativement à l'échantillon frais P62-19, pour les différents types d'altération observés pour les pegmatoïdes du gisement de P-Patch.....	149
Tableau 3-6 : Tableau récapitulatif des altérations et transformations minéralogiques associées à chaque type d'altération et des échanges élémentaires entre la roche et le fluide associés. Les éléments apportés par le fluide lors de l'altération sont indiqués dans la troisième colonne (incoming fluid chemistry), les éléments fournis par la roche au fluide pour chaque type d'altération sont indiqués dans la dernière colonne (outcoming fluid chemistry)	152
Tableau 3-7 : Description des porphyres granitiques étudiés avec indication du degré d'altération.....	165
Tableau 3-8 : Compositions chimiques moyennes des chlorites et des dravites analysées. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. σ : écart type	183
Tableau 3-9 : Compositions chimiques moyennes des micas, illites et kaolinites analysés. Formules structurales calculées pour 11 oxygènes. σ : écart type, <D.L. : inférieur à la limite de détection, n.a. : non analysé.	184
Tableau 3-10 : Compositions chimiques moyennes des minéraux accessoires étudiés. σ : écart-type, <D.L. : inférieure à la limite de détection, - : non analysé	185
Tableau 3-11 : Estimation du pourcentage d'argiles dans les fractions <2 μ m de différents types d'altération. Ill-su ; altératin à illite-sudoïte, ill-su-dra : altération à illite-sudoïte-dravite, ill-su-dra-he : altération à illite-sudoïte-dravite puis hématisation, ill-su-he : altération à illite-sudoïte puis hématisation, ill-su-dra-he-ka : altération à illite-sudoïte-dravite-hématisation puis kaolinisation, ill-su-he : altération à illite-sudoïte puis kaolinisation. I-S : interstratifiés.....	187
Tableau 3-12 : Composition chimique des échantillons étudiés. L.O.I : perte au feu. <D.L. : inférieur à la limite de détection, n.a.: non analysé	192
Tableau 3-13 : Compositions chimiques à volume constant des échantillons étudiés. <D.L. : inférieur à la limite de détection, n.a.: non analysé	194
Tableau 3-14 : Calcul théorique de la quantité d'uranium initialement présente dans les porphyres granitiques avant altération. La méthode utilisée est décrite dans le paragraphe précédent. La quantité calculée (Q_{th}), pour chaque échantillon, correspond à la somme des quantités d'uranium calculée pour chaque minéral accessoire. Q_{th} est comparée à la quantité obtenue par roche totale (Q_{RT}) afin de déterminer la quantité d'uranium lessivée par altération (U_{alt})	204
Tableau 3-15 : Transfert élémentaire significatif durant les différents épisodes d'altération des porphyres granitiques d'Eagle Point. Le même élément peut être mobilisé pendant plusieurs épisodes	211
Tableau 3-16 : Composition chimique d'une eau de mer ayant passée le stade de précipitation de la halite (evaporated seawater; Fontes et Matray, 1993) et des trois types de saumures présentes dans le bassin et le socle d'Athabasca. Les noms diagenetic brine, NaCl-rich brine et CaCl ₂ -rich brine correspondent respectivement, dans la classification utilisée dans Derome et al. (2005) et Richard et al. (2008) à : Lw1, Lw2 et Lwh, Lw' et Lwh'. Les valeurs en ppm pour les trois saumures du bassin d'Athabasca sont tirées de Richard et al. (2008).....	214
Tableau 3-17 : Comparaison des concentrations élémentaires dans un fluide d'origine évaporitique ayant passé le stade de précipitation de la halite (Halite, supposé correspondre à la saumure diagénétique originelle du bassin d'Athabasca) et un échantillon de porphyre granitique frais (EPE44-15). Les mobilités élémentaires entre porphyres frais et porphyres altérés (1935-17 et EPE44-2) sont indiquées	215

Partie 4

Circulations de fluides météoriques tardifs dans le socle du bassin d'Athabasca : remobilisations des minéralisations uranifères de type discordance sous forme de fronts d'oxydo-réduction et kaolinisation massive

Tableau 4-1 : Description des échantillons étudiés	238
Tableau 4-2 : Compositions chimiques des pechblendes et coffinites étudiées dans les fronts minéralisés des différents échantillons. σ : écart-type, n.a.: non analysé, <D.L.: inférieure au limite de détection (Al=0.08 wt%, Si=0.08 wt%, P=0.04 wt%, S=0.07 wt%Ca=0,11 wt%, V=0.14 wt%, Mn=0.28 wt%, Fe=0.2 wt%, Mg= 0.04 wt%, Mo=0.12 wt%, Zr=0.26 wt%, K=0,1 wt%, Na=0,11 wt%, Ti=0.05 wt%, La=0.13 wt%,	

Ce=0.29 wt%, Nd=0,51 wt%, Dy=0.58 wt%, Pb=0.25 wt%, U=0.55 wt%,Th=0.1 wt%, Ta=0.3 wt% and Se=0.3 wt%)	252
Tableau 4-3 : Compositions chimiques des illites et kaolinites analysées. Formules structurales calculées pour 11 oxygènes. σ : écart-type	262
Tableau 4-4 : Compositions chimiques des sudoïtes et dravites analysées. Formules structurales calculées pour 14 oxygènes. σ : écart-type	263
Tableau 4-5 : Compositions chimiques des APS des zones rouge, front minéralisé et blanc-vert. Les analyses ont été séparées en fonction de la position du point d'analyse : cœur (core) ou bordure (rim) du cristal. σ : écart-type, <D.L. : inférieur à la limite de détection (Sr=0.11 wt%, Ca=0.07 wt%, La=0.05 wt%, Ce=0.09 wt%, Pr=0.1 wt%, Nd=0,37 wt%, Sm=0.16 wt%, Th=0.11 wt%, U=0.1 wt% , Pb=0.12 wt%, Al=0.03 wt%, P=0.05 wt%, S=0.11 wt%, Si=0.04 wt% et F=0.08 wt%)	268
Tableau 4-6 : Compositions chimiques des différentes zones des échantillons étudiés. <D.L. : inférieur à la limite de détection	272
Tableau 4-7 : Teneurs en uranium (ppm), terres rares légères (LREE, ppm) et terres rares lourdes (HREE, ppm) des échantillons étudiés en fonction des zones	273
Tableau 4-8 : Résumé des fractionnements des échantillons de la zone rouge (RZ) et du front minéralisé (RF) comparativement à la zone blanc-vert (WGZ).....	276
Tableau 4-9 : Comparaison des teneurs en terres rares en roche totale et in-situ des oxydes d'uranium des échantillons 47-3, 90-20, 90-7 et 90-21	279
Tableau 4-10 : Transfert élémentaire significatif associé à la mise en place des fronts d'oxydo-réduction à uranium.....	286

Partie 5

Synthèse et conclusion

Tableau 5-1 : Mobilité des éléments du socle après altération hydrothermale.....	310
--	-----

Annexes

Microsonde électronique

Principe de la méthode

La réalisation de microanalyses par sonde électronique (EPMA) est basée sur l'utilisation d'un des phénomènes résultant de l'interaction électron-matière : l'émission X. Lorsqu'un faisceau électronique monocinétique interagit avec un matériau solide, des photons caractéristiques des éléments constitutifs de ce matériau sont émis en quantité proportionnelle à la composition élémentaire de la zone excitée. Les photons X émis sont collectés, séparés en fonction de leur longueur d'onde (par un spectromètre en dispersion de longueur d'onde) et comptés. Le résultat obtenu est comparé avec un fichier contenant le nombre de photons X de même nature émis dans les mêmes conditions par un composé de composition connue. Après correction des effets de matrice, la composition élémentaire de la zone analysée, généralement de l'ordre de 1 à 5 μm^3 , est obtenue.

Descriptif technique du matériel utilisé

- Microsonde électronique de type CAMECA SX100
- Canon à électrons (0,2 à 50 kV) à filament de tungstène
 - Cinq spectromètres à dispersion de longueur d'onde, permettant l'analyse des éléments B à U :
 - Sp1 : LiF / PET
 - Sp2 : TAP / PC0 / PC1 / PC2 / PC3
 - Sp3 : PET / LiF
 - Sp4 : TAP / PC1 / PC2 / PC3 / PC4
 - Sp 5 : LPET / LiF (cristaux larges avec meilleure sensibilité)
- Système d'observation (grandissement variable) par lumière transmise, polarisée ou non
- Détecteur d'électrons secondaires, permettant la réalisation d'images électroniques montrant le contraste de topographie (résolution de l'ordre du μm)
- Détecteur d'électrons rétrodiffusés, permettant la réalisation d'images électroniques montrant les contrastes de numéros atomiques (résolution de l'ordre du μm)
- Cartographie élémentaire par imagerie de photons X

Conditions d'analyses :

Faisceau primaire : 10 nA

Tension d'accélération : 15 kV

Diamètre du faisceau : 2 µm

Apatite

Element / Line	Cristal	Counting Time (s)	Bg Time (s)	Detection limit (ppm)	Calibration
F / Ka 1	PC1	30	15	800	flap
P / Ka 1	TAP	20	10	500	chloroapatite
Y / La 1	TAP	30	15	990	grenat
Si / Ka 1	TAP	20	10	360	orthose
Al / Ka 1	TAP	20	10	320	albite
Mg / Ka 1	TAP	20	10	380	olivine
Cl / Ka 1	LPET	20	10	280	chloroapatite
Ca / Ka 1	PET	20	10	740	chloroapatite
La / La 1	LPET	40	20	490	LaPO4
Ce / La 1	PET	60	30	880	CePO4
Pr / Lb 1	LPET	40	20	1040	PrPO4
Nd / Lb 1	LIF	40	20	3650	NdPO4
Sm / La 1	LIF	60	30	1640	SmPO4
Dy / La 1	LIF	40	20	2180	DyRu2Ge2
Th / Ma 1	LPET	20	10	1090	ThO2
U / Mb 1	LPET	40	20	1040	UO2

APS

Element / Line	Cristal	Counting Time (s)	Bg Time (s)	Detection limit (ppm)	Calibration
F / Ka 1	PC1	30	15	800	flap
P / Ka 1	TAP	20	10	500	chloroapatite
Y / La 1	TAP	30	15	990	grenat
Si / Ka 1	TAP	20	10	360	orthose
Al / Ka 1	TAP	20	10	320	albite
Mg / Ka 1	TAP	20	10	380	olivine
Ca / Ka 1	PET	20	10	740	chloroapatite
La / La 1	LPET	40	20	490	LaPO4
Ce / La 1	PET	60	30	880	CePO4
Pr / Lb 1	LPET	40	20	1040	PrPO4
Nd / Lb 1	LIF	40	20	3650	NdPO4
Sm / La 1	LIF	60	30	1640	SmPO4
Dy / La 1	LIF	40	20	2180	DyRu2Ge2
Th / Ma 1	LPET	20	10	1090	ThO2
U / Mb 1	LPET	40	20	1040	UO2
S / Ka	PET	10	10	1120	SrSO4
Sr / La	TAP	15	15	1110	SrSO4

Monazite, xenotime, F-REE

Element / Line	Cristal	Counting Time (s)	Bg Time (s)	Detection limit (ppm)	Calibration
Ce / La 1	PET	10	5	2820	CePO4
La / La 1	PET	20	10	1700	LaPO4
Ca / Ka 1	PET	10	5	650	wollastonite
Th / Ma 1	PET	30	15	1230	ThO2
Y / La 1	TAP	40	20	1050	YPO4
Fe / Ka 1	LIF	40	20	1350	hématite
Sm / La 1	LIF	60	30	1430	SmPO4
P / Ka 1	TAP	10	5	540	CePO4
Si / Ka 1	TAP	40	20	400	orthose

Al / Ka 1	TAP	10	5	270	albite
Nd / Lb 1	LPET	20	10	1150	NdPO4
Pr / Lb 1	LPET	20	10	990	PrPO4
U / Mb 1	LPET	60	30	830	UO2
Pb / Mb 1	LPET	60	30	1170	PbCrO4

Silicates

Element / Line	Cristal	Counting Time (s)	Bg Time (s)	Detection limit (ppm)	Calibration
Na / Ka 1	TAP	10	5	620	albite
Mg / Ka 1	TAP	20	10	290	olivine
Al / Ka 1	TAP	20	10	360	albite
Si / Ka 1	TAP	20	10	430	orthose
K / Ka 1	PET	20	10	730	orthose
Ca / Ka 1	LPET	20	10	500	wollastonite
Ti / Ka 1	PET	20	10	290	MnTiO3
Fe / Ka 1	LIF	20	10	1240	hématite
P / Ka 1	LPET	20	10	320	Clap

U oxydes

Element / Line	Cristal	Counting Time (s)	Bg Time (s)	Detection limit (ppm)	Calibration
K / Ka 1	PET	10	5	1080	orthose
Na / Ka 1	TAP	10	5	1070	albite
Ti / Ka 1	LPET	20	10	490	MnTiO3
La / La 1	LPET	60	30	1340	LaPO4
Ce / La 1	PET	20	10	2910	CePO4
Ca / Ka 1	PET	10	5	850	wollastonite
U / Mb 1	PET	20	10	5850	UO2
Th / Ma 1	PET	20	10	1060	ThO2
Pb / Ma 1	PET	50	25	2540	PbCrO4
S / Ka 1	PET	10	5	340	SrS
Zr / La 1	TAP	20	10	1820	ZrO2
Si / Ka 1	TAP	20	10	570	orthose
Al / Ka 1	TAP	20	10	540	albite
Fe / Ka 1	LIF	20	10	1990	hématite
Mn / Ka 1	LIF	20	10	1970	MnTiO3
P / Ka 1	TAP	40	20	560	NdPO4
Y / La 1	TAP	20	10	1210	YPO4
Mg / Ka 1	TAP	40	20	390	olivine
Dy / La 1	LLIF	40	20	6130	DyRu2Ge2
Nd / La 1	LLIF	40	20	5210	NdPO4
V / Ka 1	LLIF	20	10	1560	V
Se / La 1	TAP	20	10	1340	PbSe

Zircons

Element / Line	Cristal	Counting Time (s)	Bg Time (s)	Detection limit (ppm)	Calibration
Ca / Ka 1	PET	10	5	640	wollastonite
P / Ka 1	PET	20	10	780	KTP1
Zr / La 1	TAP	20	10	1380	Zircon
Y / La 1	TAP	40	20	820	YPO4
Al / Ka 1	TAP	20	10	310	albite
Yb / La 1	LIF	20	10	2080	Monazite
Er / La 1	LIF	20	10	2440	ErNi2Si2

Dy / La 1	LIF	30	15	1750	DyRu2Ge2
Fe / Ka 1	LIF	10	5	1330	hématite
Gd / La 1	LIF	20	10	2510	GdTiGe
Si / Ka 1	TAP	20	10	390	Zircon
Hf / Ma 1	TAP	30	15	800	Hf
Ti / Ka 1	LPET	10	5	340	MnTiO3
U / Mb 1	LPET	30	15	1130	UO2
Th / Ma 1	LPET	30	15	890	ThO2
Pb / Mb 1	LPET	30	15	1540	PbCrO4

Diffraction des rayons X pour la fraction argileuse (< 2 µm)

Calcul d'âge chimique des oxydes d'uranium par mesure à la sonde électronique

Les mesures isotopiques U-Pb des oxydes d'uranium des gisements de type discordance montrent que ^{208}Pb , ^{204}Pb et Th sont présents en quantité négligeable. Le plomb présent actuellement dans les oxydes d'uranium est donc essentiellement radiogénique (^{207}Pb et ^{206}Pb) et provient de la décroissance de ^{238}U et ^{235}U .

La décroissance de ^{235}U et ^{238}U respectivement en ^{207}Pb et ^{206}Pb suit les lois suivantes :

$$\begin{aligned} n_{207\text{Pb}} &= n^{235}\text{U}(e^{\lambda^{235}t} - 1) \\ n_{206\text{Pb}} &= n^{238}\text{U}(e^{\lambda^{238}t} - 1) \end{aligned} \quad (1)$$

$n_{207\text{Pb}}$ et $n_{208\text{Pb}}$ représente la concentration molaire respectivement en ^{207}Pb et ^{206}Pb , et λ^{235} et λ^{238} les constantes de décroissance de ^{235}U et ^{238}U ($0.98485 \cdot 10^{-9} \text{ y}^{-1}$ et $0.155125 \cdot 10^{-9} \text{ y}^{-1}$).

Le ratio actuel $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est constant avec :

$$n_{238\text{U}}/n_{235\text{U}} = 137.88 \quad (2)$$

A partir de ces équations, le ratio Pb/U peut être exprimé en fonction du temps (Bowles, 1990) :

$$\text{Pb/U} = 0.99276 \cdot (e^{\lambda^{238}t} - 1) + 0.007196 \cdot (e^{\lambda^{235}t} - 1) \quad (3)$$

avec Pb et U en pourcent atomique.

Dans ce travail, nous avons utilisé la même équation mais exprimée en oxydes, comme les teneurs Pb et U des uraninites sont mesurées à la sonde électronique en %poids PbO et UO₂.

$$\begin{aligned} \text{PbO} &= ^{207}\text{PbO} + ^{206}\text{PbO} = n_{207\text{PbO}} \cdot 223 + n_{206\text{PbO}} \cdot 222 \\ \text{UO}_2 &= ^{235}\text{UO}_2 + ^{238}\text{UO}_2 = n_{235\text{UO}_2} \cdot 267 + n_{238\text{UO}_2} \cdot 270 \end{aligned} \quad (4)$$

Avec $n_{207\text{PbO}}$, $n_{206\text{PbO}}$, $n_{235\text{UO}_2}$ et $n_{238\text{UO}_2}$ respectivement les concentrations molaires de ^{207}PbO , ^{206}PbO , $^{235}\text{UO}_2$ et $^{238}\text{UO}_2$. Après combinaison des différentes équations (1), (2) et (4) exposées:

$$\text{PbO} = 223 \cdot n_{235\text{U}} \cdot (e^{\lambda^{235}t} - 1) + 222 \cdot n_{238\text{U}} \cdot (e^{\lambda^{238}t} - 1)$$

$$n_{235\text{UO}_2} = n_{235\text{U}} = \text{UO}_2 / (267 + 270 * 137.88)$$

$$n_{238\text{UO}_2} = n_{238\text{U}} = 137.88 * \text{UO}_2 / (267 + 270 * 137.88)$$

donc :

$$\text{PbO}/\text{UO}_2 = [0.8163671 * (e^{\lambda_{238t}} - 1) + 0.0059475 * (e^{\lambda_{235t}} - 1)]$$

Appareillage

La diffraction des rayons X pour la fraction argileuse orientée a été réalisée au LEM (Laboratoire Environnement et Métallurgie, Nancy, France) à l'aide d'un diffractomètre D8 Advance (Bruker) version theta/2 theta (radiation Co K α , générateur K760 à 80 nA). Les détecteurs sont des compteurs à scintillations (35 kV, 45 mA). Les conditions analytiques sont les suivantes : intervalle angulaire = 3-40° 2 θ , pas = 0.035° 2 θ , temps de comptage = 3s.

Préparation des échantillons

La première étape est le broyage de la roche indurée. Il ne doit pas aboutir en une poudre trop fine pour ne pas atteindre la taille des particules argileuses (< 2 μm). Un broyeur à mâchoire puis un broyeur à rouleaux sont successivement utilisés, permettant d'atteindre une taille de particules supérieur à 40 μm .

Le délitage est la seconde étape. Il est pratiqué dans un erlenmeyer rempli d'eau distillée (ou osmosée) à l'aide d'un agitateur magnétique. Dans le même temps, on pratique l'opération de décarbonatation de la roche (utilisation d'acide dilué à HCl N/5 sous contrôle du pH par un pHmètre). Le pH est constamment maintenu au dessus de 4. De même, l'agitation se poursuit pour éviter les surconcentrations locales. La décarbonatation est terminée quand le pH reste stable dans une zone autour de 4. On ajoute immédiatement de l'eau osmosée pour stopper l'attaque.

L'étape suivante consiste à laver la roche broyée et décarbonatée de l'acide excédentaire. Pour cela on centrifuge les solutions à 8000 tours/min pendant 20 min. Après chaque centrifugation, l'eau surnageante est éliminée et le culot est remis en suspension dans l'eau distillée. On vérifie l'absence d'excès d'ions chlorure (ajout de quelques gouttes d'une solution de nitrate d'argent dilué AgNO₃ N/10). On répète ce cycle plusieurs fois (en général cinq fois) jusqu'à ce que l'ajout de nitrate d'argent ne provoque plus de précipité.

La quatrième étape est la décantation (ou sédimentation) de la roche après homogénéisation par passage aux ultrasons (dix minutes). La décantation est basée sur la loi de Stokes qui relie la vitesse de sédimentation à une durée en fonction de la densité de la particule et du diamètre de la particule. Le prélèvement des deux centimètres supérieurs de la suspension après 1h35 de décantation permet l'extraction des particules inférieures à deux microns.

La dernière étape est la réalisation des lames orientées. La fraction précédemment prélevée est centrifugée à 8000 tours/min pendant 20 min. Le culot est dilué dans très peu d'eau. Cette

suspension est ensuite déposée sur une lame de verre lisse puis évaporée à l'air libre. L'orientation des particules se fait naturellement par sédimentation des phyllites sur leurs basales.

Saturation à l'Ethyl-glycol

Les lames orientées sont placées une nuit dans un dessiccateur à un atmosphère d'Ethyl-glycol. Ce traitement est utilisé pour vérifier la présence de phases gonflantes.

Spectroscopie d'émission plasma à couplage inductif (ICP-AES et ICP-MS)

La spectroscopie d'émission plasma à couplage inductif (Inductively Coupled Plasma : ICP) permet de doser les éléments majeurs et traces dans les roches. Les analyses ont été effectuées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du CRPG (Nancy, France). Les limites de détection, élément par élément, peuvent être obtenus sur le site Internet du SARM (<http://helium.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/>).

Le spectromètre d'émission (ICP-AES) utilisé est un Jobin-Yvon JY 70 qui permet de mesurer la perte au feu et les éléments majeurs (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti).

Le spectromètre de masse (ICP-MS) utilisé est un Perkin Elmer 5000. Les éléments traces mesurés sont : As, Ba, Be, Bi, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Ge, Hf, Ho, In, La, Lu, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Th, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr.

La préparation des échantillons consiste à broyer (broyeur à mâchoires puis broyeur à rouleaux) puis à porphyriser (bol d'agate pendant 2 minutes) l'échantillon, la taille de celui-ci étant fonction de sa granulométrie et de son hétérogénéité. Une quantité de 300 mg de poudre est fusionnée au métaborate de lithium puis placée dans une solution acide. Cette solution est transférée sous forme d'un aérosol dans un plasma d'argon. Par ce procédé, les particules se dissocient en un nombre d'atomes directement fonction de leur concentration.

AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur Mostafa FAYEK, Professeur, University of Manitoba, Canada

Monsieur Daniel BEAUFORT, Professeur, Faculté des Sciences, Université de Poitiers, Poitiers

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur MERCADIER Julien

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

**"Conditions de genèse des gisements d'uranium associés aux discordances
protérozoïques et localisés dans les socles. Exemple du socle du bassin d'Athabasca
(Saskatchewan, Canada)"**

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDEUVRE CEDEX

en vue de l'obtention du titre de :

DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : « **Géosciences** »

Fait à Vandoeuvre, le 25 novembre 2008

Le Président de l'I.N.P.L.,

F. LAURENT

