



HAL
open science

**Le système métallogénique des gisements d'uranium
associés à la faille d'Arlit (Bassin de Tim Mersoï,
Niger) : diagenèse, circulations des fluides et mécanismes
d'enrichissement en métaux (U, Cu, V)**

Marah Mamane Mamadou

► **To cite this version:**

Marah Mamane Mamadou. Le système métallogénique des gisements d'uranium associés à la faille d'Arlit (Bassin de Tim Mersoï, Niger) : diagenèse, circulations des fluides et mécanismes d'enrichissement en métaux (U, Cu, V). Géologie appliquée. Université de Lorraine, 2016. Français. NNT : 2016LORR0231 . tel-01673827v1

HAL Id: tel-01673827

<https://theses.hal.science/tel-01673827v1>

Submitted on 1 Jan 2018 (v1), last revised 8 Jan 2018 (v2)

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>



UNIVERSITÉ
DE LORRAINE



geo
Ressources



Université de Lorraine - UMR 7359 GeoRessources - CREGU
Ecole doctorale RP2E (Ressources, Produits, Procédés et Environnement)
Collégium: Sciences et Technologies

Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

**Docteur de l'Université de Lorraine
en Géosciences**

par

Marah MAMANE MAMADOU

**Le système métallogénique des gisements d'uranium associés à la
faille d'Arlit (Bassin de Tim Mersoï, Niger) : diagenèse,
circulations des fluides et mécanismes d'enrichissement en métaux
(U, Cu, V)**

Soutenance publique le 17 novembre 2016

Membres du jury:

Rapporteurs

Michel GUIRAUD Professeur, Université de Bourgogne, Dijon

Jocelyn BARBARAND Professeur, Université de Paris Sud, Paris

Directeur de thèse

Michel CATHELINÉAU Directeur de Recherche CNRS, UMR 7359 GeoRessources, Nancy

Examineurs

Michel CUNÉY Directeur de Recherche émérite CNRS, UMR 7359 GeoRessources

Pierre FORBES Docteur, Directeur Waste Development Solution AREVA, Paris

Franck BOURDELLE Maître de conférences, Université de Lille

Moussa KONATE Maître de conférences, Université Abdou Moumouni, Niamey

Marie-Christine BOIRON Chargée de Recherche CNRS, UMR 7359 GeoRessources, Nancy

Invité

Marc BROUAND Docteur, Expert Minéralogiste AREVA, Paris

Résumé

Les principaux gisements d'uranium connus du Niger (Arlit, Akouta et Imouraren) sont tous localisés dans le bassin de Tim Mersoï, à l'Est de la faille d'Arlit. Les gisements d'Arlit et d'Akouta sont encaissés dans des formations Carbonifères et présentent une minéralisation à uranium essentiellement réduite, alors que le gisement d'Imouraren est contenu dans une formation d'âge Jurassique sous forme de minéralisation uranifère majoritairement oxydée avec quelques poches de minéralisation réduite. La découverte de nouvelles concentrations d'uranium à l'Ouest de la faille d'Arlit et les différences entre les gisements dans le Carbonifère et le Jurassique, ont encouragé une réévaluation des modèles métallogéniques antérieurs. L'objectif est de déterminer si les différentes minéralisations uranifères ont été formées durant un même évènement diagénétique/hydrothermal en lien avec un épisode géotectonique majeur à l'échelle du bassin, ou si celles-ci sont polyphasées dans le temps, afin de proposer un modèle métallogénique global.

Une approche multi-technique regroupant une étude détaillée de la diagenèse, des circulations de fluides, de la microdéformation, de la minéralisation, de la géochronologie et de la géothermométrie, a été appliquée afin de retracer l'histoire d'enfouissement du bassin et d'appréhender le plus clairement possible les conditions de dépôt des oxydes d'uranium.

L'étude systématique des associations minérales de tous les gisements montre que les associations les plus courantes sont quartz > chlorite + pyrite dans les grès du Carbonifère, et quartz > chlorite + albite + analcime II dans les grès du Jurassique. Dans les échantillons riches en chlorite des trois gisements étudiés, l'uraninite a été retrouvée déposée sur les chlorites et en ciment autour des surcroissances de quartz.

Les âges isotopiques U-Pb antérieurs, complétés par les nouveaux âges U-Pb obtenus sur les oxydes d'uranium des trois gisements, et l'âge Re-Os de la chalcocite contemporaine de l'uraninite pour le cas d'Imouraren, ont clairement mis en évidence deux phases principales de minéralisation uranifère :

(i) un épisode diagénétique/hydrothermal principal entre 100 et 135 Ma au cours duquel les minéraux primaires d'uranium et de cuivre (uraninite et chalcocite) précipitent en milieu réduit dans des conditions proches de l'enfouissement maximal, en relation avec les périodes de rift atlantique au Crétacé. Les conditions P-T du bassin juste avant le dépôt des oxydes d'U, ont pu être estimées à partir des études paléo-géo-baro-thermométriques sur l'assemblage quartz-chlorite (inclusions fluides et minéralogie des chlorites) à 115-150 °C et 80-120 bars respectivement, et sont remarquablement similaires dans toutes les formations du Carbonifère au Jurassique. Ces températures, supérieures de 60 à 80 °C à celles estimées à l'enfouissement maximal, indiquent un déséquilibre thermique entre le fluide entrant et les aquifères. Le modèle proposé est la circulation de fluides chauds et salés (jusqu'à 22 % eq. NaCl) par un système de convection au niveau de la faille d'Arlit durant le rifting de l'Atlantique au Crétacé, et leur infiltration dans les différents aquifères (formations Carbonifère et Jurassique), ceci conduisant au dépôt de l'uranium dans les formations perméables et riches en matière organique et en sulfures.

(ii) une série de remaniement des minéraux primaires en milieu oxydant pour former des minéraux secondaires d'uranium, de vanadium et de cuivre (uranophane,

métatyuyamunite et chrysocolle) en conditions supergènes liée à l'exhumation des séries depuis 50 Ma, lors des grandes phases d'oxydation connues en Afrique de l'Ouest.

Mots-clés : Uranium, Fluide, Diagenèse, Paléo-géo-thermo-barométrie, Géochronologie

Abstract

The main U-deposits of Niger (Arlit, Akouta, and Imouraren) are all located in the Tim Mersoï Basin, east of the Arlit Fault. The deposits of Arlit and Akouta are hosted in Carboniferous formations and have a substantially reduced uranium mineralization, while the Imouraren deposit is contained in a Jurassic formation in the form of predominantly oxidized uranium mineralization with some pockets of reduced mineralization. New ore bodies discoveries west of the Arlit Fault in the regions of Arlit and Akouta and the differences between the U-deposits in the Carboniferous and Jurassic, have encouraged a reevaluation of the previous metallogenic models. The objective is to determine whether the uranium mineralizations of Tim Mersoï Basin were formed during the same diagenetic/hydrothermal event in relation with a major geotectonic event, or if they are polyphase over time, in order to propose a general metallogenic model.

A multi-technique approach involving a detailed study of diagenesis, fluid circulations, the microdeformation, mineralization, geochronology and geothermometry was applied to trace the burial history of the basin and constrain the P-T conditions of uranium oxides deposition.

The systematic study of mineral assemblages of all U-deposits shows that the most common assemblages that infill the pores and dissolution vugs are quartz > chlorite + pyrite in the Carboniferous sandstones, and quartz > chlorite + albite + analcime II in the Jurassic sandstones. In the chlorite-rich samples from the three study regions, uraninite was found deposited onto chlorite flakes and as cement around the quartz overgrowths.

Previous U-Pb isotopic ages, completed by the new U-Pb ages obtained on uranium oxides of the three deposits, and Re-Os age of chalcocite contemporary uraninite in the case of Imouraren, have clearly highlighted two main phases of uranium mineralization:

(i) A diagenetic/hydrothermal episode between 100 and 135 Ma in which primary uranium and copper minerals (uraninite and chalcocite) precipitate in reduced environment under conditions close to maximum burial, in relation with Atlantic rift periods during Cretaceous. P-T conditions of the basin prior to uranium-oxide deposition, could be estimated from paleo-geo-baro-thermometer studies of quartz-chlorite assemblage (fluid inclusions and chlorite mineralogy) to be around 115-150 °C and 80-120 bars respectively, and are remarkably similar in all formations from the Carboniferous to the Jurassic. These temperatures around 60-80 °C, much higher than those estimated at maximum burial, document a thermal disequilibrium between incoming fluids and aquifers. The proposed model is the circulation of hot and highly saline waters (up to 22% eq. NaCl) by a convection system around Arlit Fault during the Atlantic rifting at the Cretaceous, and their incoming in different aquifers (Carboniferous and Jurassic formations), this leading to the uranium deposits in permeable and organic matter and sulphides-rich formations.

(ii) A serie of remobilizations of primary uranium minerals in oxidizing environment to form secondary uranium, vanadium and copper minerals (uranophane, métatyuyamunite and chrysocolle) under supergene conditions related to uplift since 50 Ma, during the major events of oxidation in western Africa.

Keywords: Uranium, Fluid, Diagenesis, Paleo-geo-thermo-barometry, Geochronology

Remerciements

Cette thèse a été entièrement financée par la compagnie AREVA via sa filiale de recherche, le Centre de Recherches sur la Géologie et la Gestion des matières premières minérales (CREGU). Elle serait impossible sans le soutien de cette compagnie.

Les grands acteurs

Je pense en premier à mon directeur de thèse que je salue pour sa rigueur, sa souplesse et son ouverture d'esprit. Cher Michel Cathelineau, votre expérience, vos exigences pour le travail bien fait, et votre ouverture scientifique m'ont été d'une grande utilité. Aujourd'hui, cela fait six ans que nous travaillons ensemble depuis mon Master. Vous m'avez fait confiance dès les premiers moments de notre rencontre, en me proposant de travailler ensemble sur la géologie de l'uranium du Niger et en m'introduisant chez AREVA. J'ai pu bénéficier de votre très grande expertise sur la métallogénie de l'uranium et la diagenèse de bassins. Vous m'avez beaucoup apporté tant sur le plan scientifique que le plan social. Votre patience sans frontière et votre bonté font de vous un encadrant exceptionnel. Cher Michel, je vous suis reconnaissant et merci pour avoir contribué à la consécration de ce travail de thèse.

Mes remerciements les plus vifs à l'endroit des initiateurs du projet. Je nomme ici Jean-Pierre Milési qui n'a ménagé aucun effort pour la concrétisation de ce projet de thèse, Yannick Lozac'h et Christian Girard, qui ont soutenu ce projet de bout en bout et qui m'ont permis de faire mes premiers pas en tant géologue d'exploration à Areva Mines Niger, et Marc Brouand, mon principal tuteur AREVA, pour l'aide scientifique continue.

A vous messieurs les membres du jury : Michel Guiraud, Jocelyn Barbarand, Michel Cuney, Pierre Forbes, Franck Bourdelle, Moussa Konaté et Marie-Christine Boiron merci de vous être déplacés. Vous me faites honneur en acceptant de juger mon travail. Veuillez accepter toute ma gratitude et mes remerciements sincères.

AREVA (Paris et Arlit)

Mes remerciements pour Gilbert Stein, pour sa disponibilité et son appui administratif.

Je suis très reconnaissant à Denis Virlogeux, qui suit également mes travaux depuis AREVA, pour l'échantillonnage. Les discussions avec toi sur la géologie de Tim Mersoï ont grandement alimenté ce manuscrit.

Je pense ici à Jean-Michel Vergeau pour la fabrication des lames et la formation à l'utilisation des empreintes de Hiller et de l'autoradiographie alpha.

Ma gratitude va également à l'endroit de tous les collègues qui m'ont formé et apporté une aide logistique sur le terrain, je pense aux géologues d'AREVA Mines Niger (Seyni Morou Harouna, Maliki Moumouni, Abdouramane El Hadji Ouma, Maman Illatou El-Farouk, Habiboun Amadou Seyni, AbdoulKarim Boubacar, Attalbalamine Youba, Hamidou Seybou, Abdoulaye Altiné, Hannatou Issoufou, Abdoulaye Combari et bien d'autres...) et de Cominak

(Abdoulaye Aboubacar et Souley Mahamane), de Somaïr (Amadou Boubacar et Maman Ousmane).

GeoRessources-CREGU

Nathalie Foucal pour son aide administratif, sa grande disponibilité et sa gentillesse.

Patrick Lagrange, pour son aide logistique, sa générosité sans faille et surtout son humour.

Mes remerciements envers Andréï Lecomte avec qui nous avons échangé et sommes entrainés sur nombre de questions scientifiques et techniques.

A Anne-Sylvie pour ses conseils avisés et ses encouragements.

Cédric Dêmeurie et Alexandre Flammang pour la confection des lames minces.

Merci à toutes les personnes du laboratoire qui ont participé de près ou de loin à différentes étapes de la thèse : Olivier Rouer, Chantal Peiffert et Christophe Morlot pour leur soutien analytique respectivement pour la microsonde, l'ICP-MS et la tomographie RX.

Mention spéciale à Sandrine Mathieu et Lise Salsi pour m'avoir fait confiance et mis à ma disposition les deux MEB tout au long de ma thèse.

Je voudrais remercier toutes les personnes formidables que j'ai rencontrées au cours de cette thèse et qui m'ont apporté leur aide de près ou de loin. A celles et ceux qui m'ont formé à la géologie et qui sont devenus des collègues. A celles ou ceux que j'ai encadré en stage. Je ne peux malheureusement citer tout le monde mais chacun se reconnaîtra.

Collaborateurs externes

Etienne Deloule et Laurie Reisberg, tous deux du CRPG, pour leur contribution essentielle aux datations U-Pb et Re-Os.

Franck Bourdelle pour la coopération scientifique et surtout pour avoir accepté d'analyser le rapport fer ferrique/ferreux de mes chlorites ferrifères par XANES au laboratoire national Lawrence Berkeley, du département américain de l'énergie (USA).

Isabelle Bihannic et Renaud Gley du LIEC pour la formation à l'utilisation du DRX.

Famille et amis

Le mot de la fin sera naturellement pour la famille et les amis.

Je dédie ce mémoire à mes parents et mes frères et soeurs qui sont les piliers fondateurs de ce que je suis et de ce que je fais. Je n'ai pas les mots pour vous remercier mais sachez que votre contribution à ma réussite est inestimable.

Je remercie ma chère épouse pour sa patience et son soutien, et l'intérêt tout particulier qu'elle accorde à mon travail de recherche. Ses lignes ne seront pas assez pour te remercier de ton amour. Tu m'as donné le meilleur cadeau de ma vie, avec l'arrivée de notre fils. Tu es contente que cette thèse s'achève pour que nous puissions démarrer de nouveaux projets.

Merci à tous les amis qui m'ont toujours encouragé.

« A la mémoire de mes grands-parents paternels (Mamadou Zarami & Fanta Karaga) et maternels (Sékou Sako & Zeinabou Alpha Hamani) que je n'ai jamais eu la chance de connaître, car décédés bien avant ma naissance. Je vous dis merci pour m'avoir laissé en héritage des parents formidables »

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
1. Contexte de l'étude.....	1
2. Problématique de l'étude.....	2
3. Historique des travaux de recherches antérieurs	3
4. Structuration du travail.....	5
CHAPITRE I :.....	7
Etat de l'art	7
1. Cadre géodynamique/géotectonique	8
1.1. Contexte géodynamique de l'Afrique de l'Ouest.....	8
1.2. Tectonique régionale	9
1.2.1. Evolution du bouclier Touareg au Néoprotérozoïque	9
1.2.2. Evolution du Bouclier Touareg entre le Crétacé et le Tertiaire.....	12
1.3. Tectonique à l'échelle du bassin : étude des accidents majeurs du bassin sur la bordure Ouest du massif de l'Aïr.....	12
1.3.1. Travaux précurseurs	12
1.3.2. Principaux accidents	13
1.3.3. Structuration de la couverture.....	18
1.4. Tectonique locale : étude structurale du secteur minier d'Arlit.....	19
1.5. Rôle de la tectonique extensive sur la sédimentation, la circulation des fluides et distribution des gisements	20
2. Cadre sédimentaire (Faciès et paléo-environnements de dépôt).....	21
2.1. La série de Térada	21
2.2. La série de Tagora	22
2.3. La série d'Izegouandane.....	22
2.4. Le groupe d'Agadez	23
2.5. Le groupe de l'Irhazer	23
2.6. La série de Tégama	23
3. Volcanisme	26
3.1. Source des éléments volcaniques	26
3.2. Grandes époques du volcanisme	27
4. Source des métaux	27
5. Age des évènements minéralisateurs	30
6. Diagenèse et circulations de fluides.....	31

6.1. Définition de la diagenèse d'un sédiment silico-clastique	31
6.2. Processus diagénétiques dans le bassin du Tim Mersoï	32
6.3. Conséquence de la diagenèse sur la porosité des grès	35
6.4. Géothermomètres	36
6.4.1. Etudes des inclusions fluides	36
6.4.2. Thermomètre à chlorite	37
6.4.3. Traces de fission	37
CHAPITRE II : Echantillonnage et techniques analytiques	39
1. Echantillonnage.....	40
1.1. Mine souterraine de Cominak	40
1.1.1. Echantillonnage sur parement	41
a) Ebba Sud	42
b) Ebba Nord.....	43
c) Akouta Sud et Akola Est.....	46
1.1.2. Echantillonnage sur sondages carottés	47
1.2. Mine à ciel ouvert de Somaïr	47
1.2.1. Echantillonnage sur affleurement/front de taille	48
1.2.2. Echantillonnage sur sondages carottés	49
1.3. Mine à ciel ouvert d'Imouraren.....	55
1.3.1. Contexte d'échantillonnage des sondages «IMIN»	55
1.3.2. Lames empruntées chez AREVA	60
1.3.3. Procédure d'échantillonnage	61
2. Techniques analytiques	62
2.1. Empreintes de Hiller.....	62
2.2. Autoradiographie alpha	63
2.3. Tomographie des Rayons X	63
2.4. Microscopies	63
2.4.1. Microscopie numérique	63
2.4.2. Microscopie optique	64
2.4.3. Microscopie électronique à balayage	64
2.4.4. Microscopie électronique à transmission	65
2.4.5. Microscopie électronique à transmission haute résolution (HRTEM)	65
2.5. Diffraction des rayons X	65

2.6. Spectroscopie de structure près du front d'absorption de rayons X (XANES)	66
2.7. Microsonde électronique	66
2.8. Techniques de datation isotopique	67
2.8.1. Datation des oxydes d'uranium par la méthode U-Pb	67
2.8.2. Datation de la pyrite par la méthode Re-Os	67
2.9. Microthermométrie.....	68
2.10. Cathodoluminescence.....	69
2.11. LA-ICP-MS	70
CHAPITRE III : Pétrographie et minéralogie à Akouta, Arlit et Imouraren	71
A. Etude Distribution de la minéralisation uranifère dans la roche	72
B. Pétrographie et minéralogie.....	74
En français, le mot « pechblende» a été souvent utilisé pour désigner l'oxyde d'uranium dont l'habitus est sous forme de sphérolite. Cependant, la nomenclature internationale impose d'utiliser les noms des minéraux avec la terminaison « ITE » si bien que nous avons utilisé systématiquement le mot uraninite comme les anglosaxons.....	74
1. AKOUTA	75
I. Minéraux détritiques	75
II. Minéraux diagénétiques.....	75
1.1. Faciès réduits.....	75
1.1.1. Les surcroissances de quartz.....	75
1.1.2. Les carbonates	75
1.1.3. Les sulfures.....	75
1.1.4. Les argiles.....	81
1.1.5. Minéralisation uranifère	82
1.2. Faciès réduit-oxydés.....	84
1.2.1. Les surcroissances de quartz.....	84
1.2.2. Les carbonates	84
1.2.3. Les sulfures et sulfates.....	84
1.2.4. Les argiles.....	86
1.2.5. Minéralisation uranifère	88
1.2.6. Les oxydes de titane purs et les oxydes de V-Ti	92
1.2.7. Les minéraux d'altération tardive.....	92
1.3. Séquence paragénétique du gisement d'Akouta.....	94
2. ARLIT	95

I. Minéraux détritiques	95
II. Minéraux diagénétiques.....	96
2.1. Faciès oxydés et/ou lessivés, non minéralisés (Tamgak Ouest).....	96
2.1.1. Les principaux silicates	96
2.1.2. Les carbonates	96
2.1.3. Les sulfures et sulfates.....	100
2.1.4. Les argiles.....	105
2.1.5. Les oxydes de titane	106
2.2. Cas particulier de la formation d'Izégouande (Tamgak Ouest)	110
2.2.1. Principaux silicates	110
2.2.2. Les carbonates	111
2.2.3. Les sulfates	114
2.2.4. Les argiles.....	114
2.2.5. Les minéraux d'altération tardive.....	118
2.3. Faciès minéralisés (MCO Tamgak).....	123
2.3.1. Les surcroissances de quartz.....	123
2.3.2. Les sulfures et sulfates.....	123
2.3.3. Les argiles.....	123
2.3.4. Minéralisation uranifère	123
2.3.5. Les oxydes de Pb-Mo (Wulfénite).....	124
2.4. Séquence paragénétique du gisement d'Arlit.....	127
3. IMOURAREN.....	129
I. Minéraux détritiques ou précoces	131
II. Minéraux diagénétiques.....	132
3.1. Les principaux silicates	132
3.2. Les sulfures	135
3.3. Argiles	137
3.4. Minéralisation uranifère	141
3.4.1. Minéralisation uranifère réduite	141
3.4.2. Minéralisation uranifère oxydée.....	148
3.5. La minéralisation cuprifère	152
3.6. Etude des relations entre les minéraux réduits et oxydés d'uranium et de cuivre.....	152
3.6.1. Epigénie/transformation in situ des minéraux U^{4+} en U^{6+}	152

3.6.2. Evolution physico-chimique des minéraux U^{4+} lors de leur oxydation en U^{6+}	156
3.7. Les oxydes de titane	158
3.8. Les minéraux d'altération tardive	162
3.8.1. Les phases vanadifères : vanadates de cuivre et de fer.....	162
3.8.2. Les oxyhydroxydes de fer : goethite/hématite.....	162
3.8.3. Les phases Pb-Cu-V-Ca.....	162
3.8.4. L'harmotome	163
3.8.5. Les carbonates	163
3.8.6. Les phosphates de terres rares	163
3.9. Séquence paragenétique du gisement d'Imouraren.....	166
CHAPITRE IV : Microdéformations	168
1. AKOUTA (Ebba Nord, Q43moyEst).....	170
2. ARLIT (Tamgak Ouest au voisinage de la faille d'Arlit)	172
2.1. Bande de compaction	172
2.1.1. Dissolution et cimentation	172
2.1.2. Microstylolites	172
2.2. Bande de dilatation.....	173
2.3. Bande de cataclase	174
3. IMOURAREN.....	176
3.1. Les bandes de compaction.....	176
3.2. Les bandes de cataclase.....	176
3.3. Les fractures ouvertes à remplissage d'harmotome	177
4. Discussion et implications des microdéformations sur la perméabilité des réservoirs (circulations de fluides) du bassin de Tim Mersoï	180
CHAPITRE V : Caractérisation cristallochimique et structurale des minéraux argileux	183
1. Caractérisation des différents types d'argiles rencontrés	184
1.1. Faille d'Arlit (Tamgak Est et Ouest).....	184
1.1.1. Identification des argiles à partir de la DRX	184
1.1.2. Cristallochimie des argiles.....	190
1.2. Akouta (Ebba Nord et Akola Ouest)	193
1.3. Imouraren (Imfout centre et IMCA).....	195
1.3.1. Identification des argiles à partir de la DRX	195
1.3.2. Cristallochimie des argiles.....	197
2. Discussion	200

CHAPITRE VI	204
Minéralisations : Cristalochimie, Géochronologie.....	204
1. Chimie des minéralisations uranifères	205
1.1. Les minéraux tétravalents.....	205
1.1.1. L'urano-titanate (brannérite $(U,Ca,Ce)(TiFe)2O6$).....	205
1.1.2. L'uraninite (UO_{2+x}) et la coffinite ($U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$).....	206
a) Akouta.....	206
b) Arlit.....	208
c) Imouraren.....	209
1.2. Les minéraux hexavalents	212
1.2.1. L'uranophane ($Ca(UO_2)_2(SiO_3OH)_2 \cdot 5H_2O$).....	212
1.2.2. La métatyuyamunite ($Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3(H_2O)$).....	214
2. Distribution des terres rares dans les oxydes d'uranium.....	216
2.1. Imouraren	217
2.2. Akouta	220
2.3. Arlit	221
2.4. Interprétation de la distribution des terres rares dans les oxydes d'uranium	222
3. Ages des évènements minéralisateurs	226
3.1. Datation par la méthode U-Pb sur les oxydes d'uranium.....	227
3.1.1. AKOUTA (Ebba Nord, Q43moyen Est)	227
3.1.2. ARLIT (Tamgak carrière)	232
3.1.3. Imouraren (Imfout centre)	234
3.1.4. Interprétation des âges isotopiques U-Pb	244
3.2. Datation par la méthode Re-Os sur les pyrites.....	246
4. Mécanisme d'enrichissement en titane et en vanadium.....	252
CHAPITRE VII: Fluides et reconstruction PTVX du bassin durant la diagenèse.....	254
1. Caractérisation des fluides diagénétiques piégés dans les surcroissances de quartz.....	255
1.1. Températures d'homogénéisation et salinité des inclusions fluides	255
1.2. Composition en gaz des inclusions fluides	256
1.3. Compositions chimiques des inclusions fluides.....	258
2. Caractérisation des fluides diagénétiques piégés dans les carbonates	265
3. Hot fluid flows around a major fault identified by paleothermometric studies (Tim Mersoï Basin, Niger)	267
4. Discussion	299

CHAPITRE VIII : Modèle de formation des gisements d'uranium du bassin de Tim Mersoï	301
1. Diagenèse précoce.....	305
2. Diagenèse d'enfouissement.....	306
3. Conditions proches de l'enfouissement maximal.....	306
4. Télodénégation: Inversion tectonique et début d'exhumation du bassin.....	316
5. Episode ultérieure d'oxydation et de processus supergènes	316
CONCLUSION GENERALE	321
GUIDES DE PROSPECTION	326
Références bibliographiques	328
Liste des figures	341
Liste des tableaux	352
Liste des planches.....	354
<i>Annexe 1: Etude de cas : exemple de l'impact de la recherche géologique sur le développement de la mine</i>	361

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte de l'étude

L'accroissement des populations et le développement des pays émergents entraînent une hausse mondiale de la demande en énergie. L'épuisement progressif des ressources en hydrocarbures conduit à faire appel à des ressources énergétiques alternatives. Parmi les solutions envisageables, l'énergie nucléaire reste comme très intéressante économiquement. Cette analyse a entraîné une très forte augmentation du cours de l'uranium depuis 2001, celui-ci ayant atteint 90 dollars US la livre de U_3O_8 en 2007, avant de baisser, ce qui est inhérent au cours de la plupart des métaux. Une telle hausse a relancé l'intérêt pour l'exploration et l'exploitation de nouveaux gisements, y compris ceux qui ont une teneur faible en uranium mais un tonnage élevé. C'est dans ce contexte favorable que le groupe AREVA au Niger, a repris les campagnes d'exploration sur le permis d'Imouraren en 2004, et en même temps l'extension des ressources déjà existantes (Amodiation de Cominak et concession d'Arlit). Nonobstant une forte dépression du prix de l'uranium à ce jour et due à des accidents historiques et industriels, la majorité des experts de la question s'accordent pour prédire encore une période significative à utilisation de cet élément stratégique qu'est l'uranium.

Cette thèse, entièrement financée par la compagnie AREVA via sa filiale de recherche, le Centre de Recherches sur la Géologie et la Gestion des matières premières minérales (CREGU), a été effectuée au sein du laboratoire GeoRessources de l'Université de Lorraine.

Tous les gisements uranifères du Niger connus à ce jour se trouvent dans la partie nord désertique du pays. Ils sont tous localisés dans le bassin de Tim Mersoï d'une superficie de 114 000km². Ce bassin est le prolongement septentrional du bassin des Iullemeden. Il est limité par la dorsale d'In Guezzam à l'Ouest, par le massif de l'Aïr à l'Est, par le synclinal de Tim Séririne au Nord qui s'étend dans le massif du Hoggar jusqu'en Algérie.

A l'instar du gisement de Somaïr et de la Cominak, le gisement d'Imouraren se situe également le long de la faille d'Arlit à une centaine de kilomètre vers le Sud des gisements d'Arlit-Akouta. Les trois principaux gisements uranifères du Niger à savoir, Arlit, Akouta et Imouraren sont tous localisés à l'Est de la faille d'Arlit dans différentes formations gréseuses. Sur ces trois régions minéralisées, des prospections réalisées à l'Ouest de la faille d'Arlit sur les régions d'Arlit et d'Akouta ont révélé de nouvelles minéralisations, ce qui nécessite de réévaluer les modèles envisagés dans les précédentes études. Le système métallogénique présente la particularité d'être riche en métaux divers pour les zones Nord (Zn, Pb Arlit-Akouta) et Sud (Cu Imouraren) avec des formations encaissantes respectivement d'âge Carbonifère et Jurassique. Les causes des variations spatiales et génétiques de concentrations en métaux accompagnateurs restent mal connues, ce qui nécessite de proposer des hypothèses concernant la source potentielle de ces métaux et leurs conditions de précipitation avec l'uranium.

A Imouraren, particulièrement, une récente campagne de sondage a été réalisée en vue d'une étude géologique approfondie d'Imfout centre qui constitue le cœur du gisement. Cette étude a pour but de comprendre les relations génétiques et la chronologie relative entre les

minéralisations primaires et secondaires d'uranium ainsi que le rôle des fractures sur sa dispersion.

L'enjeu de cette thèse est donc de comparer les conditions de pression-température et géochimiques de dépôt de ces gisements et de développer et valider un modèle métallogénique général de ces minéralisations localisées dans des aquifères et formations distinctes, et enfin de pouvoir développer des guides pour l'exploration.

2. Problématique de l'étude

Plusieurs études scientifiques ont été effectuées dans le passé sur la géologie du bassin du Tim Mersoï, mais des questions majeures restent encore en suspens concernant sa métallogénèse :

➤ Le premier objectif de la thèse est **de faire une synthèse des principaux résultats scientifiques** obtenus sur la géologie du Tim Mersoï à partir des travaux universitaires antérieurs. L'intérêt de cette démarche est qu'elle permettra de consolider les acquis qui serviront de base pour cette présente étude.

➤ Le deuxième objectif de la thèse est d'essayer d'établir la relation entre **événements géotectoniques – fluides – minéralisations**. Les données sur les conditions P-T et redox ayant prévalu avant (conditions proches de l'enfouissement maximal du bassin) et après (surrection du bassin) la précipitation des oxydes d'uranium sont hétérogènes et incompatibles. Les essais de datation U-Pb réalisés sur les oxydes d'uranium ont donné également des résultats hétérogènes, et l'histoire difficile à caler dans l'histoire de la diagenèse d'enfouissement du bassin en lien avec la tectonique. Pour répondre à cette question, il sera question d'étudier la relation entre les fluides minéralisateurs et les événements géotectoniques afin de caler les minéralisations dans l'histoire d'enfouissement du bassin. Deux géothermomètres indépendants ont été utilisés : les inclusions fluides piégées dans les surcroissances de quartz dans les grès, et la température de formation des chlorites ferrifères, qui sont les principales phases porteuses de la minéralisation uranifère et synchrones des surcroissances de quartz. De nouvelles datations U-Pb ont été réalisées, et l'application de nouvelles méthodes (Re-Os) explorée pour essayer de mieux contraindre dans le temps, le dépôt des minéralisations.

➤ Le troisième objectif concerne **l'étude de la source de l'uranium et celle des fluides par approche géochimique**. Pour la source de l'uranium, la composition en terres rares des oxydes d'uranium a été analysée. Concernant la recherche de la source des fluides, l'étude détaillée la formation permo-trias de l'Izégouande sera nécessaire pour savoir si elle joue le rôle de barrière redox (hypothèse de Forbes, 1989) ou si elle est la source de saumures. La caractérisation des inclusions fluides piégées dans différents minéraux diagénétiques (silice secondaire et carbonates) est nécessaire pour essayer d'isoler différents épisodes de circulation fluides.

➤ L'objectif final de cette thèse est de synthétiser les résultats qui ont pu être obtenus dans les objectifs précités et de déterminer si les différentes minéralisations ont été formées par un seul système diagénétique/hydrothermal à l'échelle du bassin, ou par plusieurs systèmes segmentés dans le temps et/ou dans l'espace, et de **proposer un modèle**

métallogénique général de ces minéralisations pouvant aider à développer des guides pour l'exploration.

3. Historique des travaux de recherches antérieurs

Quelques dates clés...

1957: prospection du cuivre par le BRGM dans l'Azélik et découverte des premiers affleurements radioactifs.

1958: première mission CEA qui envoie le premier géologue.

1960: découverte de l'indice de Madaouela.

1963 : découverte de nombreux petits gisements.

1965 - 1967: Sondages positifs au Tarat et au Guézouman dans la région d'Arlit et découverte de l'indice d'Imouraren.

1968: création de la société nigérienne des mines de l'Aïr (SOMAÏR) en partenariat avec l'Etat nigérien exploitation des gisements d'ARLIT).

1969-1978 : développement du gisement d'IMOURAREN.

1971 : début de la production pour la SOMAÏR.

1972-1973 : interruption des travaux au Niger suite à un accident d'avion.

1974: création de la compagnie minière d'Akouta (COMINAK) en partenariat avec l'Etat nigérien, et exploitation des gisements d'AKOUTA.

1982: arrêt des activités d'exploration (chute du cours de l'uranium en 1980).

2000: un état des lieux sur les réserves imposent la reprise de l'exploration.

2003: vaste campagne géophysique ayant permis de confirmer le nord du Niger comme une province uranifère majeure.

2006: attribution du permis d'exploitation d'Imouraren S.A et la même année, création de l'Etablissement AREVA NC NIGER composés de géologues en charge de trouver de nouveaux gisements.

2006 à l'actuel: travaux d'exploration et de développement en dehors des amodiations de la SOMAÏR et de la COMINAK.

2014 : arrêt des travaux de développement d'IMOURAREN et report du projet en 2017 suite à la chute du cours de l'uranium depuis 2011. L'Etat du Niger et AREVA ont mis en place un comité stratégique paritaire qui décidera du calendrier de sa mise en production en fonction de l'évolution du marché.



Figure 1: Une vue des premiers missionnaires dans l’Air. Source A. Diracca (2005).

Actuellement, la SOMAÏR est détenue à hauteur de 63,6 % par AREVA et 36,4 % par la SOPAMIN (Société du Patrimoine des Mines du Niger). Le minerai d’uranium des prospectifs de la SOMAÏR, d’une teneur moyenne de 2.8 ‰, est extrait en mines à ciel ouvert à une profondeur moyenne de 60m. En 2015, la production cumulée depuis le début de l’exploitation est d’environ 65500 tonnes d’uranium, avec un objectif annuel récent de 3000t. Le capital de la COMINAK est partagé entre AREVA (34%), la SOPAMIN (31%), OURD (Overseas Uranium Resources Development Company Ltd, Japon) (25%) et ENUSA (Empresa Nacional del Uranio S.A, Espagne) (10%). Le minerai de COMINAK a une teneur moyenne de 4,13 ‰, et sa production cumulée est de 74556 tonnes d’uranium en 2015. Le gisement d’IMOURAREN est très important quant à son tonnage d’uranium, bien qu’il s’agisse d’un minerai à faible teneur (0.6 ‰). Avant l’arrêt des activités, la découverte du stérile était presque achevée et son exploitation est prévue quand les conditions de marché seront favorables.

Depuis 1960, date de la découverte des premiers indices uranifères de Madaouela, les travaux de recherches scientifiques et d’exploration sur le bassin de Tim Mersoï se sont poursuivis de manière discontinue. De nombreuses études universitaires ont été réalisées dans la région, mais seulement dans la partie Nord du bassin, principalement sur la région d’Akouta-Arlit. Ainsi, peu d’études scientifiques ont été menées sur Arlit comparativement à Akouta qui a fait l’objet de plusieurs études aussi détaillées que diversifiées probablement du fait de l’accès plus facile à ces échantillons sans réaliser des sondages.

Les travaux précurseurs sur la sédimentologie du bassin des Iullemeden ont été incontestablement ceux de Pacquet (1969), Valsardieu (1971), Sempéré (1981) et Yahaya (1992) et portaient essentiellement sur une étude stratigraphique et sédimentaire, et ont apporté la connaissance de base sur l’architecture des dépôts sédimentaires du Tim Mersoï en

général et du secteur d'Arlit en particulier. Pacquet (1969) et Elhamet (1983) ont respectivement initié les études sur les argiles diagénétiques et la caractérisation du Tarat porteuses des minéralisations d'uranium d'Arlit.

Plusieurs spécialistes notamment Gauthier (1972), Hirlemann et Robert (1977, 1980), Hirlemann et Faure (1978), ont été les pionniers des études structurales de la bordure Est du bassin de Tim Mersoï, bien que dans un but plus prospectif que de recherche (travaux interne du CEA, Cogema et Areva). Ces travaux ont constitué la base de la connaissance structurale du bassin. Plus récemment, une étude structurale du secteur minier a été entreprise par Baudémont (2002, 2003, 2004) et complété par les travaux de thèse de Gerbeaud (2006).

En 1989, Forbes réalisa une thèse sur la caractérisation géochimique des gisements et qui fut à la base de la compréhension des gisements de la source au dépôt en passant par leurs mécanismes de transport.

En 2006, trois thèses sensées être complémentaires, ont été réalisées par Gerbeaud (2006) sur l'évolution structurale et tectonique du bassin dans le secteur d'Arlit, par Cavellec (2006) sur l'évolution diagénétique et les conséquences sur la genèse des minéralisations uranifères dans le district Arlit-Akokan et par Wagani (2007) sur les sources potentielles des minéralisations uranifères. La partie Sud du bassin n'a été réétudiée que récemment, avec notamment Wagani (2007), et Vallance (2007) qui a jeté les bases du modèle métallogénique de formation des gisements d'Imouraren. En 2014, bien que s'intéressant principalement aux argiles du gisement d'Imouraren, et sur les méthodes d'amélioration de traitement du minerai dans ce dernier, Billon (2014) a également pu étudier dans sa thèse, la diagenèse ainsi que les différentes minéralisations uranifères qu'on y rencontre.

4. Structuration du travail

Le présent travail comprend, outre l'introduction, huit chapitres :

- Le premier chapitre traite des généralités concernant la présentation de la région d'étude et fait l'état des lieux des travaux universitaires réalisés sur le bassin du Tim Mersoï
- Le deuxième chapitre fait un état de l'échantillonnage et présente les techniques analytiques utilisées pour atteindre les objectifs assignés
- Le troisième chapitre met en exergue les études pétrographiques et minéralogiques détaillées
- Le quatrième chapitre s'intéresse à l'analyse des microdéformations et leurs implications sur les propriétés pétrophysiques des formations et donc sur la circulation des fluides
- Le cinquième chapitre présente la caractérisation cristallographique et structurale des minéraux argileux
- Le sixième chapitre étudie la géochimie des minéralisations uranifères et des sulfures accompagnatrices, ainsi que leur composition en terres rares et leur datation par la méthode U-Pb pour les uraninites et Re-Os pour les sulfures.

- Le septième chapitre concerne l'analyse des fluides par le biais de l'étude inclusions fluides piégés dans différents objets géologiques et de la thermométrie du bassin avec pour objectif ultime l'estimation des conditions P-T des séries sédimentaires
- Et enfin le huitième chapitre essaie de mettre en relation les fluides, les déformations et les minéralisations en vue de la proposition d'un modèle de formation des gisements.

CHAPITRE I :

Etat de l'art

1. Cadre géodynamique/géotectonique

1.1. Contexte géodynamique de l'Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest, dans laquelle se trouve le bassin de Tim Mersoï, est le résultat d'une longue histoire géodynamique. Lors de l'orogénèse Panafricaine, le regroupement qui a permis de former le Gondwana a laissé quelques reliques. Les témoins actuels de ce supercontinent se localisent à la bordure entre le craton Ouest Africain et le craton Est-Saharien, comme par exemple le massif du Hoggar (Nord-Ouest du bassin de Tim Mersoï), la chaîne du Dahomey, la chaîne pharusienne et la chaîne des monts de l'Ougarta.

Au Paléozoïque, la collision entre le Gondwana et la Laurussia a permis la formation de la chaîne Hercynienne. Les déformations liées à cette chaîne sont surtout enregistrées dans la zone de suture (Anti-Atlas, Mauritanides). Dans les bassins du Sud-Hoggar (bassin des Iuellemeden, bassin du Tim Mersoï), les déformations hercyniennes ne sont pas bien connues. Les déformations observées dans le bassin de Tim Mersoï et considérées d'âge Viséen (Valsardieu, 1971 ; Yahaya et Lang, 2000) et Permien inférieur (Valsardieu, 1971 ; Sempéré, 1981) sont attribuées à des phases d'extension, ce qui ne correspond pas avec le contexte de raccourcissement hercynien. Selon Valsardieu (1971), l'effet majeur de l'orogénèse Hercynienne est un changement des conditions de sédimentation, avec un passage du régime fluvio-deltaïque (Carbonifère inférieur) à un régime continental pur (Permien). Les contre coups de cette orogénèse dans le bassin de Tim Mersoï pourraient être mis en relation avec plusieurs faits géologiques :

- la formation au Carbonifère inférieur de bassins charbonneux de type pull apart dans la région d'Anou Araren (Wright L.I., 1989).
- la réactivation en transtension dextre de la faille d'Arlit au Viséen (Gerbeaud, 2006, Konaté et al., 2007).
- le Viséen s'est terminé, après les effets de l'orogénèse hercynienne à raccourcissement NW-SE, ayant occasionné l'émergence de l'ensemble de la région (Branchet M., 1992 ; Wright 1989 ; Wright et al., 1993).

Pendant le Mésozoïque (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur), tous les auteurs s'accordent sur une évolution en contexte extensif, avec l'ouverture de l'Atlantique Sud. Dans toute l'Afrique de l'Ouest, l'extension a entraîné la formation de rifts intra-plaques, liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud. En Afrique de l'Ouest, deux grands fossés comblés par d'importantes épaisseurs de sédiments se forment (Fig. 2):

- le fossé de la Benouée qui se met en place à cheval entre le Nigéria et le Cameroun. C'est un rift de direction ENE-WSW initié au Jurassique supérieur. Son fonctionnement se poursuit jusqu'au Crétacé inférieur. Il est comblé par 5-6 km de séries à dominante terrigène.
- le fossé de Termit, à l'Est du Niger, dont l'extrémité Nord-Ouest se poursuit sur le fossé de Téfidet, à l'Ouest du massif de l'Aïr. Selon Guiraud et al. (1992), Guiraud et Bostworth (1997), ce rift de direction NW-SE a fonctionné principalement au Crétacé – début du Tertiaire et est rempli par 14 km de sédiments continentaux à marin profond (Genik, 1993).

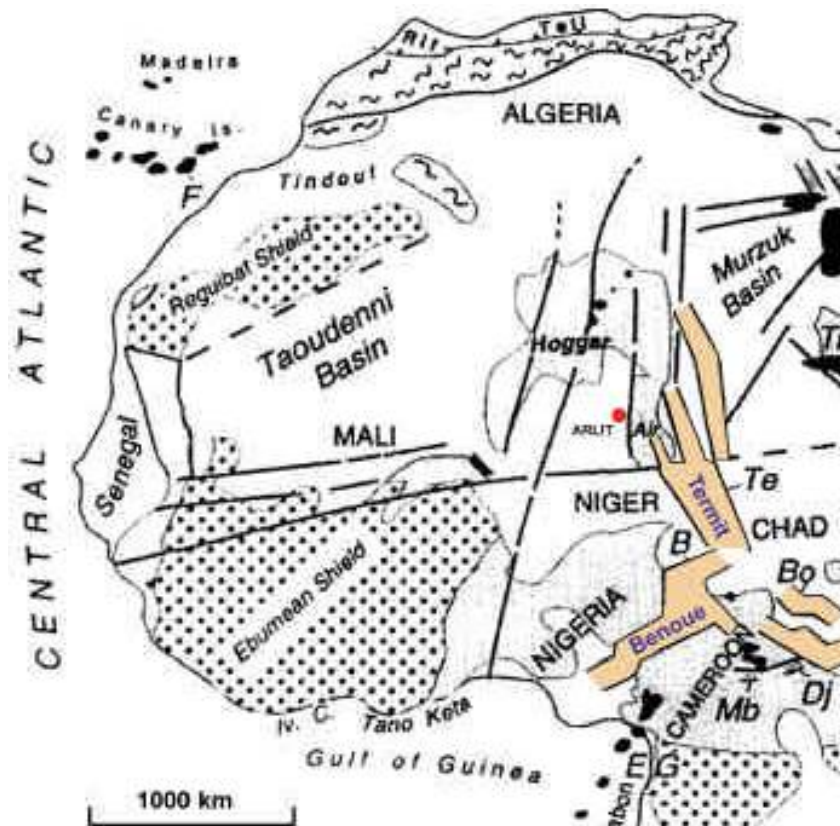


Figure 2: Localisation des bassins ouverts entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur en Afrique de l'Ouest (d'après Guiraud et Bostworth, 1997, modifié par Gerbeaud, 2006).

Le Crétacé supérieur est caractérisé par un brusque changement des contraintes lié à l'ouverture différentielle de l'Atlantique Sud et de l'Atlantique Central. Cela provoque un début de collision entre la plaque Africaine et la plaque Eurasienne, correspondant au début de l'orogénèse Alpine. Un raccourcissement d'âge Crétacé supérieur, avec un σ_1 de direction **N140° à N150°** est décrit dans de nombreux bassins d'Afrique de l'Ouest, notamment dans le bassin de Tim Mersoï (Guiraud et al., 1981 ; Clermonté et al., 1991). La compression et le raccourcissement se font ressentir dans les bassins sédimentaires d'Afrique de l'Ouest, entraînant une réactivation des accidents N-S panafricains, comme par exemple la faille d'Arlit. Les réactivations tardives de ces accidents s'accompagnent généralement par des manifestations volcaniques dans le Hoggar et dans le massif de l'Aïr.

1.2. Tectonique régionale

1.2.1. Evolution du bouclier Touareg au Néoprotérozoïque

■ Mise en place de la chaîne pharusienne – Touareg

La structure du massif du Hoggar et de l'Aïr s'est principalement modelée lors de la formation de la Chaîne pharusienne – Touareg au Panafricain. Gerbeaud (2006), résume ainsi l'évolution de cette chaîne qui résulte de trois événements tectoniques majeurs au cours de l'orogénèse panafricaine:

- 1) **900 Ma** : subduction océanique dirigée vers l'Ouest et formation d'un arc magmatique à l'Est du Hoggar.
- 2) **700-620 Ma** : collision entre le Bouclier Touareg et le Hoggar central (métacraton « Latea »), à laquelle est associé un métamorphisme de type Haute Pression – Basse Température (faciès schiste bleu et éclogite). A l'ouest du Bouclier Touareg, accréation de petits arcs océaniques.
- 3) **620-580 Ma** : collision entre le craton Ouest Africain et le Bouclier Touareg et mise en place de grands chevauchements à vergence Est. Au Panafricain supérieur, mise en place de zones de grands décrochements d'échelle crustale, marquée par la formation de plutons syn-cinématiques le long de grandes zones de cisaillement de direction NS (Gerbeaud, 2006). A la fin de l'orogénèse panafricaine, le socle relativement stabilisé est fortement structuré selon une direction majeure NS (shear zones).

■ Structuration du massif de l'Aïr

Selon Liégeois et al. (1994), le massif de l'Aïr est constitué par trois domaines principaux, qui définissent trois blocs rigides accrétés lors de l'orogénèse panafricaine : le domaine d'**Aouzegueur** à l'est, le domaine de **Barghot** au centre et le domaine d'**Assodé** à l'ouest. Le domaine d'Assodé est encadré par deux linéaments NS : l'accident d'Arlit-In Azaoua à l'Ouest, et l'accident de Raghane à l'Est. Les domaines d'Aouzegueur et de Barghot sont eux, charriés à la fin de la phase de collision vers 670 Ma (Black et al., 1994) ; Caby, 2003 ; Fabre, 2005), et sont rattachés structurellement au craton Est-Saharien (Liégeois et al., 1994). Au Panafricain supérieur, le domaine d'Assodé est déplacé vers le Nord par coulissage dextre le long de l'accident de Raghane.

La figure 3 ci-dessous, montre les différentes étapes de formation des différents domaines de l'Aïr au cours de l'orogénèse panafricaine (Liégeois et al., 1994) :

- A : 730 MA, phase de subduction océanique suivie de la création d'un arc volcanique à l'Ouest du Craton Est-Saharien (ESC).
- B : 700 Ma, collision entre le domaine d'Aouzeguer (Ao, partie orientale du massif de l'Aïr) et le craton Est-Saharien.
- C : 670 Ma, délamination crustale et charriage vers l'Est des domaines de Barghot (Ba) et d'Aouzegueur.
- D : 645-580 Ma, coulissage dextre le long de l'accident N-S de Raghane (RS), lié à la phase de convergence oblique au Panafricain supérieur.

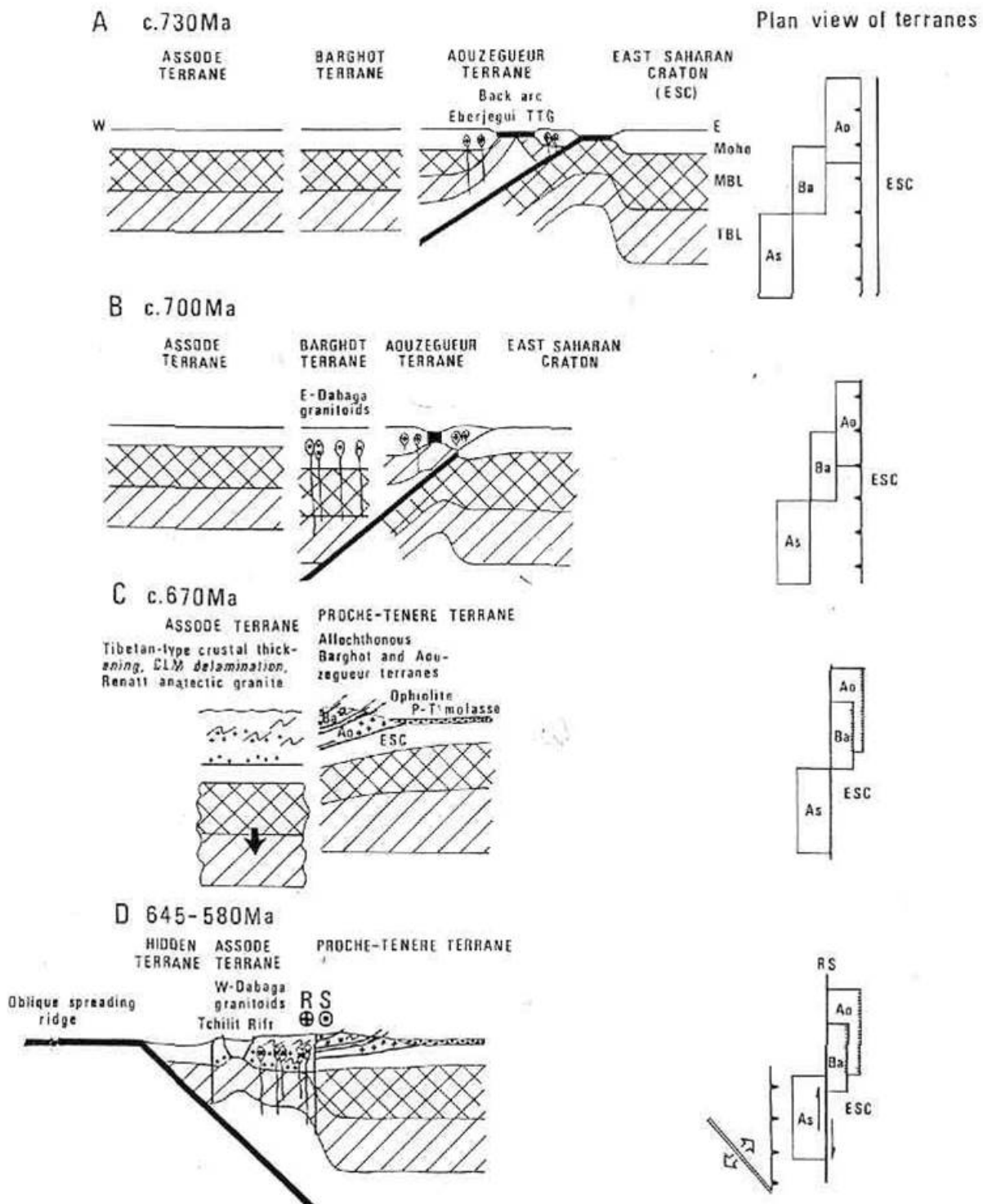


Figure 3: Mise en place des différents domaines de l’Air au cours de l’orogénèse panafricaine (Liégeois et al., 1994).

■ Structuration du Hoggar

La zone centrale du Hoggar (métacraton LATEA) est subdivisée par un ensemble de plusieurs blocs rigides (terrane), séparés par des zones de cisaillement (NS) d’échelle crustale, ayant fonctionné principalement au panafricain supérieur (Abdelsalam et al., 2002; Liégeois et al.,

2003; Liégeois et al., 2005 ; Henry et al., 2009; Nouar et al., 2011 ; Liégeois et al., 2013; Bouzid et al., 2015). Les multiples réactivations tardives de ces grands accidents après le Panafricain s'accompagnent généralement par des manifestations volcaniques dans le Hoggar et dans l'Aïr (au Cambrien : Paquette et al., 1998 ; au Silurien- Dévonien, Moreau et al., 1994 ; au Cénozoïque : Liégeois et al., 2005). Les grandes zones de cisaillement NS sont souvent décrites en décrochement lors des phases de réactivation tectonique tardive.

1.2.2. Evolution du Bouclier Touareg entre le Crétacé et le Tertiaire

La morphologie actuelle du bassin des Iuellemeden, du massif du Hoggar et de l'Aïr est liée à un soulèvement important de cet ensemble au cours du Tertiaire, associé à un volcanisme de type basique. Aït Hamou et al., 2000, a jadis relié cette remontée à la présence d'un panache mantellique sous le Hoggar mais, l'absence d'anomalie thermique (Lesquer et al., 1988) remet en cause l'existence d'un tel panache. C'est donc plus récemment, que ce soulèvement a été mis en avant notamment par les travaux de Loule et Pospisil (2013), dans lesquels l'analyse des données sismiques, gravimétriques et magnétiques du bassin de Logone Birni (Nord du Cameroun) a mis en évidence la distribution des corps volcaniques avec l'évolution structurale et tectonique du bassin. Trois épisodes volcaniques différents ont été identifiés, et correspondent à des phases de rifting au Néocomien, à l'Albien et au Cénomanién-Turonien. Bien que le système de rift ouest et centre africain soit associé à une grande extension crustale et un volcanisme mineur, l'intense activité volcanique observée dans le bassin de Logone Birni au Crétacé suggère que la zone intrusive à cette période était confinée à la base de la zone étudiée, sous les couches sédimentaires. Cet uplift est responsable de la majorité des structures tectoniques, parmi lesquelles des failles majeures qui recoupent toute la lithosphère, et qui ont permis la migration du magma. Entre autres auteurs, Guiraud et al. (1987), relient cette période d'uplift à un contexte géodynamique dominé par un raccourcissement de direction N-S à NW-SE lié à la collision entre l'Afrique et l'Europe. Selon Liégeois et al. (2005), le volcanisme récent (quaternaire) dans le massif du Hoggar et dans l'Aïr est lié à la remontée de matériel mantellique chaud le long des accidents NS panafricains. La remontée de matériel chaud aurait aminci la lithosphère et entraîné un uplift important du bouclier touareg.

1.3. Tectonique à l'échelle du bassin : étude des accidents majeurs du bassin sur la bordure Ouest du massif de l'Aïr

1.3.1. Travaux précurseurs

D'importants rejets verticaux sur les failles-flexures ont été mis en évidence par Gauthier (1972) et Hirlemann et Robert (1980). Selon ces derniers, les flexures sont liées à une succession d'événements tectoniques dans un même régime de contraintes au cours de l'évolution du bassin, et qui aurait persisté depuis le Paléozoïque jusqu'aux phases les plus récentes. Cependant, l'histoire géodynamique de l'Afrique de l'Ouest n'est pas en bon accord avec la persistance d'un même champ de contrainte durant cette période. Dès lors, des auteurs évoquent une possible évolution polyphasée du bassin de Tim Mersoï, guidée par une

succession de phases extensives et compressives. La formation des flexures de direction N30° par exemple, est concédée par la plupart des auteurs à une phase de raccourcissement d'âge Crétacé (Guiraud et al., 1981 ; Yahaya, 1992 ; Yahaya et Lang, 2000), avec une direction de raccourcissement N140°, observée dans la plupart des bassins d'Afrique de l'Ouest (Guiraud et al., 1991, Genik, 1993, Guiraud et Bostworth, 1997).

1.3.2. Principaux accidents

Quatre directions principales se remarquent dans le socle et dans la couverture : N-S, N30°, N70-80° et N140-150° (Fig. 4). Une déformation souple et/ou cassante de la couverture accompagne ces accidents. Les synclinaux et anticlinaux souvent faillés ont leurs axes qui s'orientent de la même façon que les principales directions tectoniques.

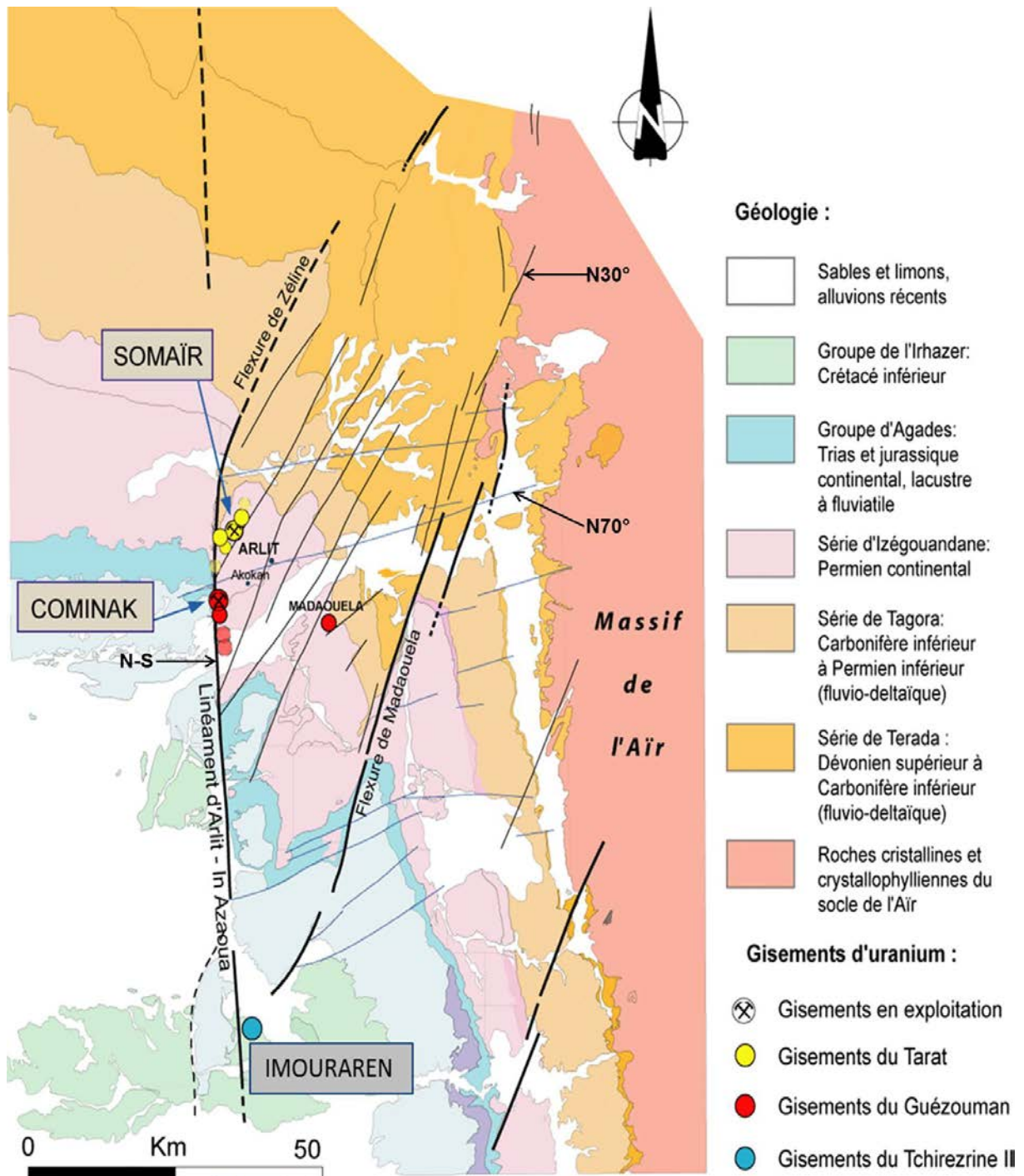


Figure 4: Carte géologique et structurale de la bordure du bassin de Tim Mersoï, dans le secteur d'Arlit (géologie établie d'après la carte « Afasto » au 1/100000 du CEA ; structures : Hirlemann et Robert, 1980), et localisation des principaux gisements économiques ou sub-économiques de la région d'Arlit.

- **Le linéament N-S d'In Azaoua :** appelé aussi faille d'Arlit, est l'unique structure subméridienne qui s'exprime dans la couverture. Les plus importants gisements d'uranium sont localisés le long de cet accident.

- **Les structures NE-SW ou N30° :** elles s'expriment dans le socle et dans la couverture sous forme de flexure. Ces objets sont espacés d'une vingtaine de kilomètres. Deux grands faisceaux d'accidents majeurs N30° (Faisceau de Madaouela-Térada et Faisceau Zéline-

Tesseroukane) dans la bordure est du bassin ont été étudiées en détail par Gerbeaud (2006). Le choix de cette zone s'explique par les accidents notamment ceux orientés N°30 y affleurant à proximité du socle de l'Air et de ce fait plus favorables à l'observation.

Faisceau N30° de Madaouela-Térada : l'étude de ce faisceau a permis de mettre en évidence le lien direct entre la réactivation en jeu inverse des failles N30° du socle et la formation des flexures dans la couverture sédimentaire. Les données cartographiques et magnétiques, ont démontré que les failles sont continues en profondeur, l'auteur conclue que c'est donc la réactivation en jeu inverse des failles du socle «par tronçons» ou «par segments» qui provoque la formation en relais des flexures dans la couverture sédimentaire. Les fractures liées à ce faisceau sont sèches et ne présentent aucune trace d'altération due à une circulation de fluides. L'accident de Madaouela ainsi que les fractures associées sont illustrées dans la figure 5 suivante :

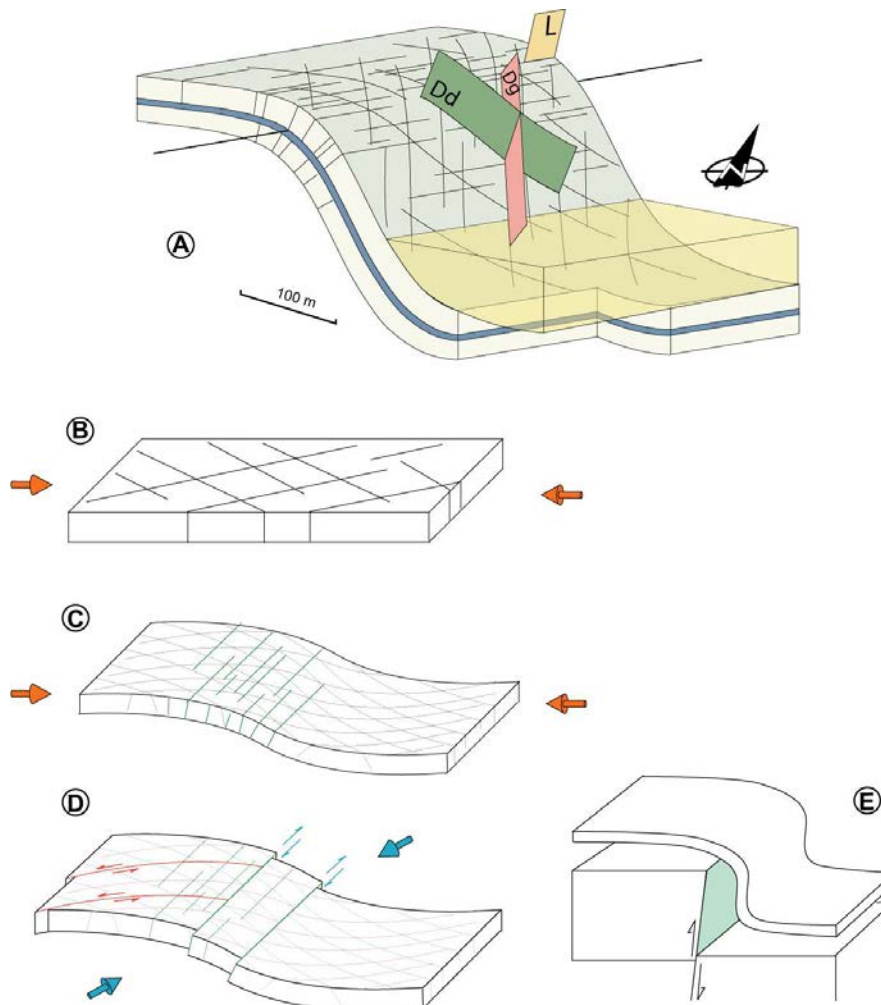


Figure 5: Schéma synthétique de la flexure de Madaouela (Gerbeaud, 2006). A : géométrie générale de la flexure, et fracturation associée. Dd et Dd : fractures diagonales ; L : fractures longitudinales. B, C, et D : scénario interprétatif du développement de la fracturation dans la zone de flexure. B : fracturation diagonale (stade pré-flexure, mise sous contrainte du matériau) ; C : apparition de la fracturation longitudinale lors du plissement (extension localisée à l'extrados) ; D : réactivation tardive en décrochement, liée à un stade de raccourcissement de direction NE-SW. E : schéma explicatif du renversement de la stratification, en relation avec une faille inverse de socle.

Faisceau N30° Zéline-Tesseroukane : l'accident de Zéline, ne présentant que des traces à l'affleurement, n'a pas pu être étudié contrairement à l'accident de Tesseroukane. Selon Baudémont (2002), la flexure de Zéline se situerait dans le prolongement de l'accident d'Arlit, et la déformation de toute la couverture sédimentaire serait identique sur les deux accidents, du Paléozoïque au Cénozoïque. Or, pour Gerbeaud (2006), la déformation de la couverture serait liée à une flexure causée par le jeu inverse vertical d'un accident de socle sous-jacent (Fig. 6). Pour lui, l'accident d'Arlit est traduit par des zones de faille, des veines et des brèches, tandis que l'accident de Zéline s'exprime par un style souple sous forme de flexure. Il est donc impossible pour lui qu'il y ait une continuité entre les accidents dans la couverture.

L'étude structurale de l'accident de Tesseroukane a par contre, permis de mieux cerner l'évolution de cet accident du socle qui a joué à plusieurs époques :

- Dévonien sup. - Tournaisien inf. : tectonique synsédimentaire, réactivation des accidents en régime extensif avec un jeu en transtension dextre.
- Post-Dévonien sup. - Tournaisien inf. : Décrochement dextre anté- ou syn-compaction, réactivation N°30 en décrochement dextre à un stade ultérieur, développement de réseaux de bandes de déformations. Gerbeaud (2006) leur attribue un style de fracturation typique de la déformation d'un grès peu consolidé, lors d'une étape de déformation anté ou syn-compaction.

- Crétacé sup. : stade syn-flexure, rejet vertical de l'accident de socle (centaine de mètres). L'étude de la fracturation secondaire associée à la zone de flexure, a permis de lier la phase de plissement à un stade de raccourcissement de direction N150°-N155° (déjà évoqué par Hirlemann et Robert (1980)) synchrone du stade flexural. Ce raccourcissement d'âge Crétacé supérieur s'accorde bien avec le raccourcissement observé en Afrique de l'Ouest à la même période.

La figure 6 est un exemple de schéma synthétique d'un accident N30°, dans ce cas celui de Tesseroukane. Le schéma illustre la relation géométrique entre la faille de socle et la flexure (pli drapé) de la couverture. La déformation cassante se propage dans les premiers niveaux gréseux (grès d'Idekel, grès de Touaret), mais est rapidement amortie par les niveaux argileux des schistes d'Akara. La déformation dans les grès d'Asmegueur et du Farazekat se fait par une simple flexure.

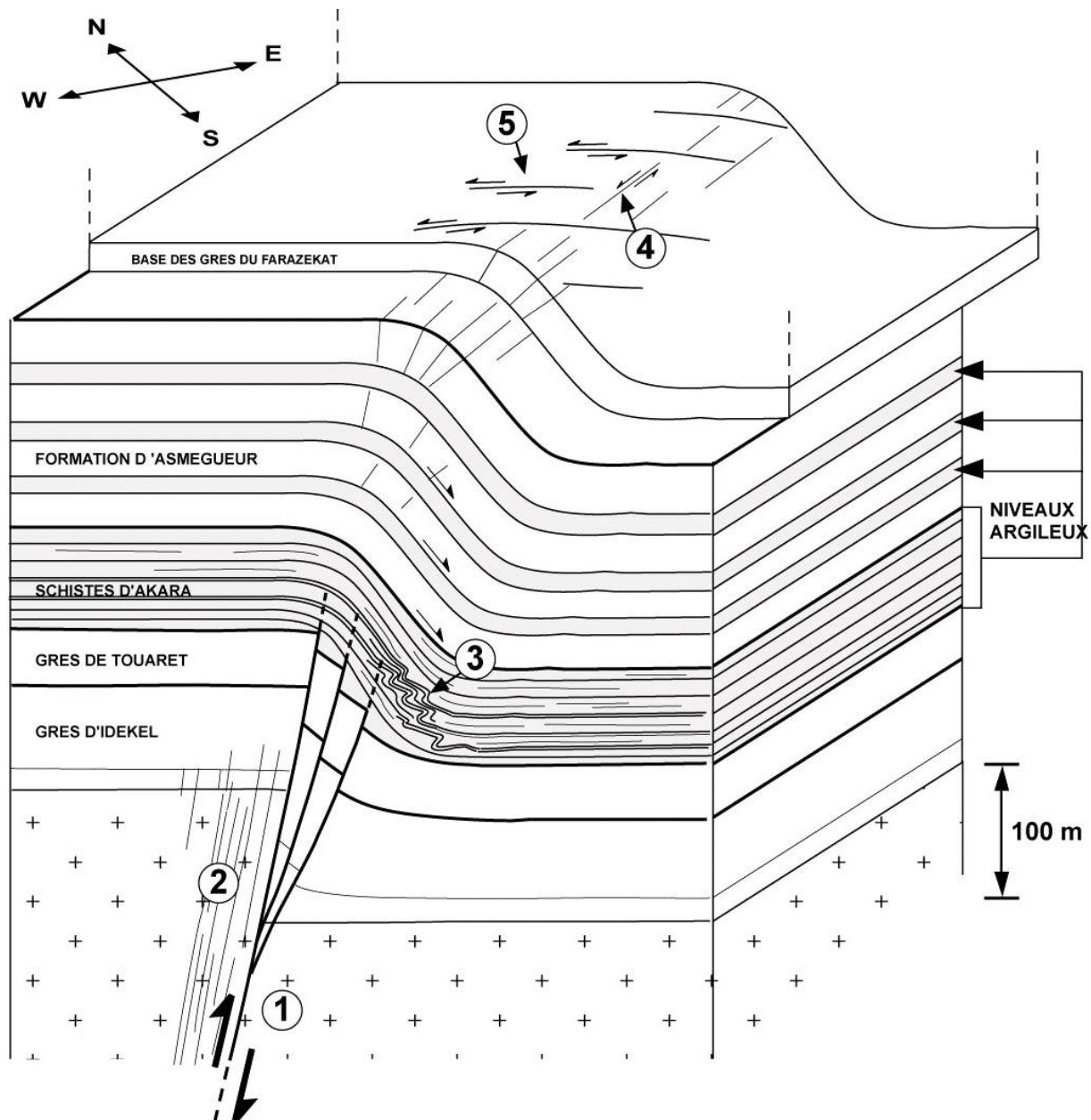


Figure 6: Schéma synthétique de l'accident de Tesseroukane (Gerbeaud, 2006). (1) : faille inverse dans le socle ; (2) : fracturation dense du socle à proximité de la faille de Tesseroukane ; (3) : plis d'entraînement liés au plissement des argiles d'Akara ; (4) : failles décrochantes senestres ; (5) réseaux N70°, réactivés en décrochement senestre lors du plissement.

- **Les structures ENE-WSW ou N70°** : elles découpent intensément le socle et se propagent également dans la couverture. A l'échelle régionale, une vingtaine d'accidents se suivent depuis Arlit au Nord jusqu'à Agadez au Sud avec une périodicité d'environ une douzaine de kilomètres comme par exemple le Tin Adrar. Des auteurs tels que Valsardieu (1972) et Yahaya et Lang (2000), ont démontré leur rôle sur la sédimentation des grès du Guézouman et de l'unité d'Akola notamment au Viséen. Les accidents N°70 sont des structures réactivées en décrochement dextre au Crétacé supérieur (Guiraud et al., 1981). A l'échelle cartographique, les structures du réseau N70° jouent un rôle d'amortissement sur le fonctionnement des flexures de direction N30° (Gerbeaud, 2006).

- **Les structures NNW-SSE ou N140-150°** : Cette famille d'objets structuraux constitue les directions principales observées dans le massif de l'Air. Dans la couverture sédimentaire, ces directions sont beaucoup plus discrètes. La faille d'Arlit est associée à de nombreuses directions N150° dans la région des mines.

1.3.3. Structuration de la couverture

La réactivation tardive des accidents décrits ci-dessus (NS, N30°, N70-80° et N140-150°), ayant façonné la couverture sédimentaire, peut être récapitulée dans un schéma se basant sur les travaux de Gerbeaud (2006) (Fig. 7).

A l'échelle du bassin, les structures les plus visibles à l'affleurement sont les flexures N30°. Elles jouent un rôle important sur la structure du bassin.

Dans la couverture, la réactivation des structures dans les zones de faille et de flexure induit plusieurs styles de déformations selon l'état de la roche:

- Pour les sédiments non lithifiés, on a des déformations syn-sédimentaires ou précoces ;
- Pour les grès peu consolidés, les déformations sont syn- à anté-compaction ;
- et pour le cas de grès consolidés, elles sont postérieures à la compaction.

La phase compressive du Crétacé supérieur joue un rôle majeur sur la réactivation des différentes structures :

- jeu inverse à inverse - senestre des accidents de direction N30° (flexures) ;
- jeu décrochant senestre de certains accidents de direction N30° (faille d'Autruche) ;
- jeu décrochant dextre des accidents de direction N70° (failles), dont l'ampleur de déplacement horizontal est ré-évaluée à la baisse ;
- jeu décrochant senestre de la faille N-S d'Arlit.

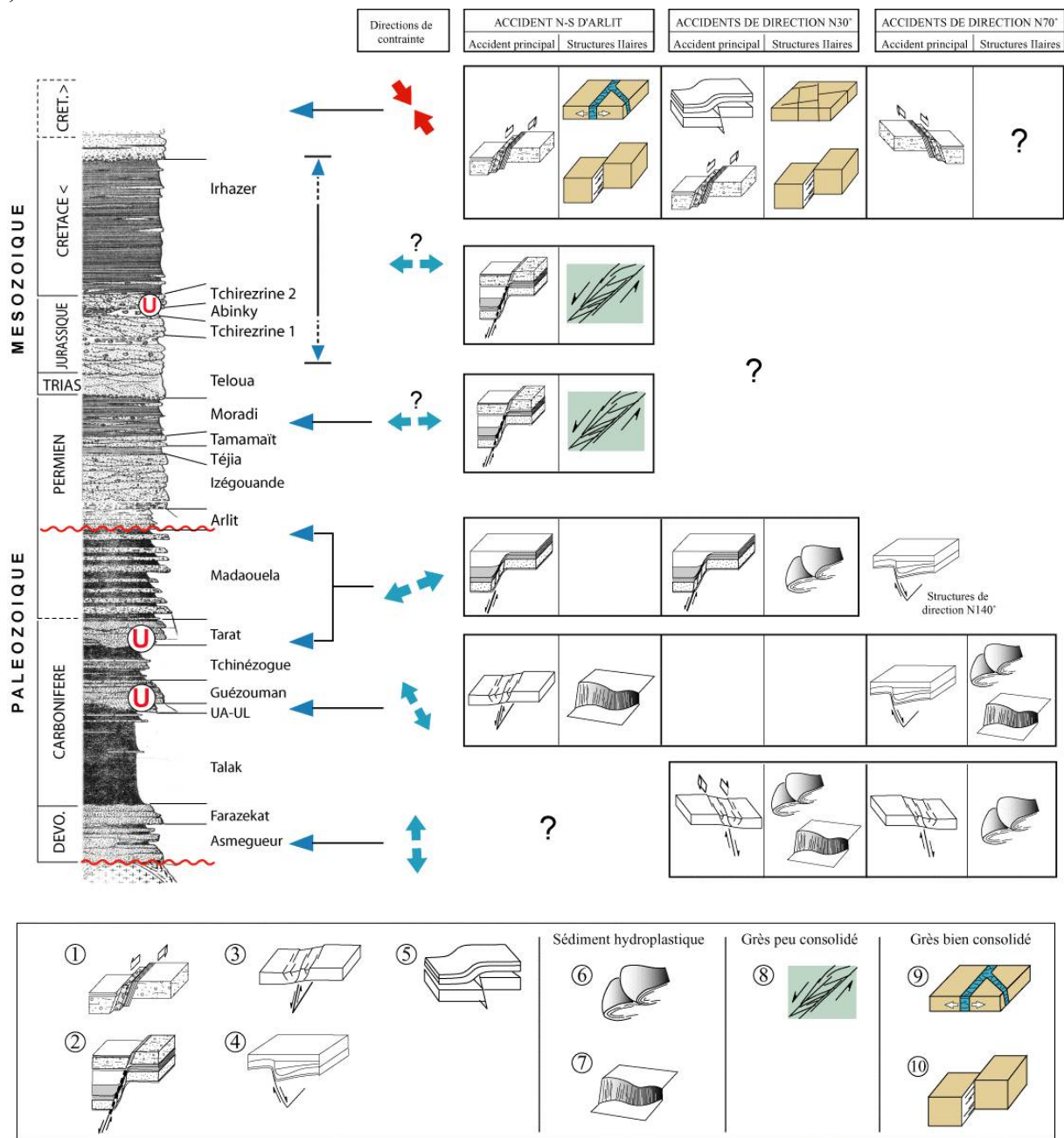


Figure 7: Chronologie des déformations de la couverture sédimentaire, style de déformation à l'échelle de l'accident, et structures secondaires associées (Gerbeaud, 2006). Structures de grande échelle : (1) : faille décrochante ; (2) : faille à jeu normal ; (3) : faille normale de faible rejet ; (4) : faille normale influençant la direction de dépôt ; (5) : flexure (pli drapé). Déformations d'échelle mésoscopique (inframétrique à métrique) : (6) : slump ; (7) : faille hydroplastique ; (8) : bandes de déformation ; (9) : veines et brèches carbonatées ; (10) : failles cassantes.

1.4. Tectonique locale : étude structurale du secteur minier d'Arlit

Deux accidents cassants ont été reconnus par Gerbeaud (2006) dans le secteur minier. Il s'agit de :

- La faille d'Arlit : qui se caractérise essentiellement par une déformation cassante dans la couverture. La phase de raccourcissement au Crétacé supérieur a également joué un rôle majeur sur la géométrie de l'accident d'Arlit. D'importantes zones de broyage se développent en même temps qu'un réseau important de fracturation secondaire. Gerbeaud (2006) estime que le rejet vertical de la faille d'Arlit est acquis entre le Carbonifère supérieur et le Crétacé inférieur lors d'une succession de phases extensives.
- La faille d'Autruche : elle se caractérise par un accident cassant dans la couverture.

L'étude détaillée des accidents dans le secteur minier par Gerbeaud, 2006, s'est placée en complément des travaux antérieurs de Valsardieu (1971), Gauthier (1972), Hirlemann et Faure (1978), Sempéré (1981), Yahaya (1992) et Baudémont (2002, 2003, 2004). Les principales phases sont :

- Une phase extensive au Carbonifère supérieur – Permien inférieur, qui joue un rôle sur l'architecture des dépôts du Guézouman et du Tarat.
- Une phase compressive au Crétacé supérieur, qui réactive les accidents majeurs en décrochement (faille d'Arlit et accidents de direction N70°) et en jeu inverse (accidents de direction N30°, engendrant une flexure dans la couverture sédimentaire).

1.5. Rôle de la tectonique extensive sur la sédimentation, la circulation des fluides et distribution des gisements

Tous ces accidents décrits précédemment affectent la pile sédimentaire. Les structures du socle ainsi que leurs répliques dans la couverture sédimentaire à l'échelle régionale sont actuellement bien connues. Il revient donc de définir leur rôle sur l'architecture des dépôts, la circulation des fluides et la localisation des gisements à l'échelle du secteur minier.

- Phase Viséenne – dépôts de la base du Guézouman

Dans le secteur d'Arlit, les structures tectoniques extensives de direction N70° sont scellées par les grès de base du Guézouman, d'âge Viséen. Elles sont conservées, et peu ou pas déformées par les événements tectoniques post-Viséen. Dans le Tarat, elles sont très peu réactivées.

Le jeu de la faille d'Arlit lors de la phase extensive viséenne est marqué par la présence de failles normales secondaires, également scellées par les grès du Guézouman. La réactivation de la faille d'Arlit lors de cette phase s'est faite en transtension dextre (Gerbeaud, 2006 ; Konaté et al., 2007).

- Phase extensive majeure lors du dépôt du Tarat et du Madaouela

La sédimentation des unités de la série supérieure de Tagora (Tarat-Madaouela) s'est faite en même temps qu'une phase d'extension majeure (Sempéré, 1981). Cette phase se caractérise par un rejet vertical normal de près de 150 m sur la faille d'Arlit, et d'environ 40 à 50 m sur les accidents de direction N30°, comme le cas de la faille d'Autruche. Le contexte géodynamique de l'Afrique de l'Ouest au Carbonifère supérieur (contexte compressif) interprète mal une telle phase extensive. Gerbeaud (2006), faisant référence à certains auteurs Broutin et al. (1990) et Coquel et al. (1995), considère un âge Permien inférieur pour le Tarat supérieur. Cependant, pour la formation du Madaouela, la réactivation tectonique majeure des structures de direction N-S et N30° dans le secteur d'Arlit est contemporain d'un bref épisode

de transtension sur la marge Nord-Gondwanienne, décrit par Vai (2003), cité par Gerbeaud (2006).

En résumé, dans le secteur «quart de brie», qui est la partie du bassin de Tim Mersoï délimitée par l'accident de Madaouela et l'accident d'Arlit, les accidents de direction N30° constituent, avec l'accident d'Arlit, les structures tectoniques majeures de la couverture sédimentaire. L'absence d'altération particulière autour des structures souples (flexures), montrent qu'elles ne sont pas des drains pour la circulation de fluides (Gerbeaud, 2006). Selon ce dernier, leur rôle peut en revanche être lié à un rôle topographique par création de zones hautes et des zones de dépressions. Par contre, pour les structures cassantes, d'un point de vue cartographique, le rôle de ces accidents a été bien établi par Hirlemann et Faure (1978) et Gerbeaud (2006). La faille N-S d'Arlit contrôle la majeure partie des gisements encaissés par le Guézouman, la faille d'Autruche (N°30) contrôle la localisation de la plupart des gisements du Tarat, et la faille d'Izérétaguen contrôle la localisation du gisement de Madaouela (N°30). Le système N70° de Tin Adrar aurait joué un rôle dans la répartition des gisements de Tarat au Nord et du Guézouman au Sud. Ces accidents cassants sont donc de bons métallotectes à l'échelle régionale.

2. Cadre sédimentaire (Faciès et paléo-environnements de dépôt)

Le bassin de Tim Mersoï, comprend 6 ensembles sédimentaires qui s'échelonnent du Dévonien (série de Térada) au Crétacé inférieur (série de Tégama). Chaque série ou groupe est composé d'une succession de plusieurs unités ou formations sédimentaires. Les formations sont succinctement décrites ci-dessous en se basant sur les travaux antérieurs et sur les rapports internes Areva (Fig. 9).

2.1. La série de Térada

La série de Terada d'âge Carbonifère et plus précisément Viséen est constituée de deux mégaséquences distinctes (Valsardieu, 1971), caractérisés en leur base par deux épisodes fluviatiles et fluvio-lacustres, le Teragh et le Tindireren, surmonté par un épisode fluviatile, fluvio-glaciaire du Farazekat et se termine par des dépôts marins de plateforme continentale du Talak.

De la base au sommet elle est constituée :

- les grès et conglomérats du **Teragh**
- les grès grossiers alternant avec des grès très fin ou des argilo-silt du **Tindireren**
- les grès à lentilles d'argiles du **Farazekat**
- les argilites du **Talak**, diachrones à l'échelle du bassin (Cavellec, 2006) correspondant à une formation transgressive en milieu marin
- les sédiments argilo-silteux de l'**unité d'Akokan** (ou U.A.) du Viséen supérieur (Valsardieu, 1971), déposés dans des milieux d'estrans tidaux (Cavellec, 2006), s'organisant selon des sillons N80° d'origine tectonique. Dans les secteurs miniers, elle a été reconnue dans le terrain par un faciès différent (Yahaya et Lang, 2000). Son équivalent stratigraphique est l'unité d'Akola (U.L).

2.2. La série de Tagora

La série de Tagora, d'âge viséen supérieur (Valsardieu, 1971), est traditionnellement subdivisée en deux mégaséquences correspondant à deux cycles similaires avec successivement une régression marine, des processus d'érosion et de formation de chenaux fluviaux, une sédimentation fluvio-deltaïque et une sédimentation de plate-forme.

- La série inférieure est composée :
 - des conglomérats du **Téléflak** et les grès du **Guézouman** constituée majoritairement de grès et grès argileux d'âge Viséen (Carbonifère inférieur), réduits et riches en matière organique. Cette formation renferme les gisements d'Akouta (44000 tonnes de réserves d'uranium). Le gisement est exploité par la Cominak en mine souterraine.
 - des argilites et grès du **Tchinézogoué** : Cette formation est constituée d'argilites et de grès fins ; elle est datée du Viséen supérieur à Namurien inférieur. Son épaisseur atteint 60 m dans le secteur minier.
 - une surface de discontinuité : le sommet du Tchinézogoué se caractérise par de profondes surfaces de ravinement, qui contrôlent la direction des dépôts de la base des grès du Tarat.
- La série supérieure est composée de :
 - Grès du Tarat : d'âge Namurien (Carbonifère supérieur), la formation du Tarat est composée de grès argileux et grès grossiers réduits et riches en matière organique et encaisse les gisements d'Arlit à quelques kilomètres au nord du gisement d'Akouta (30000 tonnes de réserves). Elle est exploitée par la Somaïr en mine à ciel ouvert.
 - Argilites et grès du Madaouela : cette formation est constituée d'alternances de grès arkosiques et d'argilites. Les alternances du Madaouela sont présentes de façon discontinue à l'Est de la faille d'Arlit, et ne dépassent pas 50 m d'épaisseur. En revanche, à l'Ouest de la faille d'Arlit, l'épaisseur des dépôts est généralement de l'ordre de 100-120 m.
 - Grès à éléments éoliens et argiles bariolées d'Arlit : Mince de 5-15m, cette unité de grès bariolés d'origine lacustre marque la transition entre la fin du régime fluvio-deltaïque au Carbonifère supérieur-Permien Inférieur et le début d'un environnement de dépôt franchement continental à partir du Permien.

2.3. La série d'Izegouandane

La série d'Izegouandane, d'âge permo-triasique, succède à la série de Tagora et marque l'apparition des premières séries détritiques terrigènes rouges du bassin de Tim Mersoï, dans lesquelles s'intercalent des niveaux pyroclastiques provenant du démantèlement d'appareils volcaniques d'âge Paléozoïque. Il s'agit de formations fluviales déposées sous un climat chaud et aride. Elle est composée de haut en bas de :

- **Izegouande** : grès grossiers arkosiques à lentilles d'argiles rouges, fluviales, à chenaux argileux
- **Téjia** : argilites et grès bruns rouges calciteux lacustres
- **Tamamaït** : silts argileux et les intercalations de grès fins carbonatés lacustres
- **Moradi** : argilites rouges riches en analcime (Paquet, 1968 ; Valsardieu, 1971) lacustres à intercalations de lentilles de conglomérat carbonaté. A sa partie sommitale, s'individualisent de petits chenaux de grès fins rouges constituant **l'Unité d'Aokaré**.

2.4. Le groupe d'Agadez

D'âge trias-jurassique, le groupe d'Agadès est représentée de la base au sommet par :

- La série d'Aguelal, d'une épaisseur de 60 mètres, est constituée par :
 - les conglomérats d'**Anou-Mellé** : discordant sur les argilo-grès du Moradi, mais non ravinant, ce conglomérat traduit une exondation générale entre les deux séries permienne et triasiques. Il est constitué de quartz roulés et à facettes (éolien) dans une matrice gréseuse carbonatée et phosphatée. Sa puissance varie de 0 à 3 m et il est lié au Téloua 1. Il est difficile de dissocier les grès d'Aokaré des conglomérats d'Anou-Mellé, car ils sont généralement ravinés par ces derniers. C'est à l'interface des Conglomérats d'Anou-Mellé et des grès d'Aokaré que se trouve le gisement de subsurface de Moradi.
 - par les grès fins éoliens iso-granulaires, arrondis et mats du **Téloua I** ;
- La série de Goufat, d'une épaisseur de 130 mètres, est constituée par les grès feldspathiques du **Téloua II**, les grès bariolés du **Téloua III** riches en analcime,
- La série de Wagadi d'une épaisseur de 70 mètres, comprend deux formations et une unité fluvio-lacustre d'âge jurassique :
 - Cette série commence par l'unité de **Mousseden** représentée par des grès conglomératiques dont certains niveaux sont riches en analcime ;
 - la formation du **Tchirezerine I** constituée par une alternance de grès feldspathiques et de niveaux argileux, les deux contenant de l'analcime relativement abondante
 - la formation de l'**Abinky** constituée d'analcimolites massives, d'induration variable, de couleur brun-rouge, mauve ou jaune-ocre. Le toit de cette formation est constitué par des analcimolites argileuses ou silteuses. La formation de l'Abinky contient également des grès fins à grossiers sous forme de lentilles en intercalation dans les analcimolites. Cette formation est située au mur de la minéralisation d'Imouraren ;
- La série inférieure de Dabla débute par les grès du **Tchirezerine II** (Jurassique supérieur) qui contiennent le gisement d'Imouraren et une nappe d'eau captive. Le Tchirezerine II se compose de grès arkosiques riches en intraclastes analcimolitiques remaniés et en niveaux analcimolitiques massifs, déposés en domaine fluvial.

2.5. Le groupe de l'Irhazer

- Le groupe de l'Irhazer comprend la partie supérieure de la série de Dabla d'âge Crétacé inférieur qui couvre l'ensemble de la région d'Imouraren et constituée :
 - à sa base par les silts de l'**Assaouas** ;
 - et en surface des argilites de l'**Irhazer**. Ces argilites sont des dépôts palustro-lacustres très oxydés et indurés de couleur brun-rougeâtre souvent assez carbonatés.

2.6. La série de Tégama

Ce groupe constitue les derniers dépôts gréseux fluviaux avant les transgressions marines du Crétacé supérieur. Plus généralement à l'échelle régionale, Wilson and Guiraud (1992) montrent qu'à certains endroits tel que l'Aïr, la séquence va jusqu'au Crétacé et ne s'arrête pas qu'au Jurassique supérieur (Fig. 8).

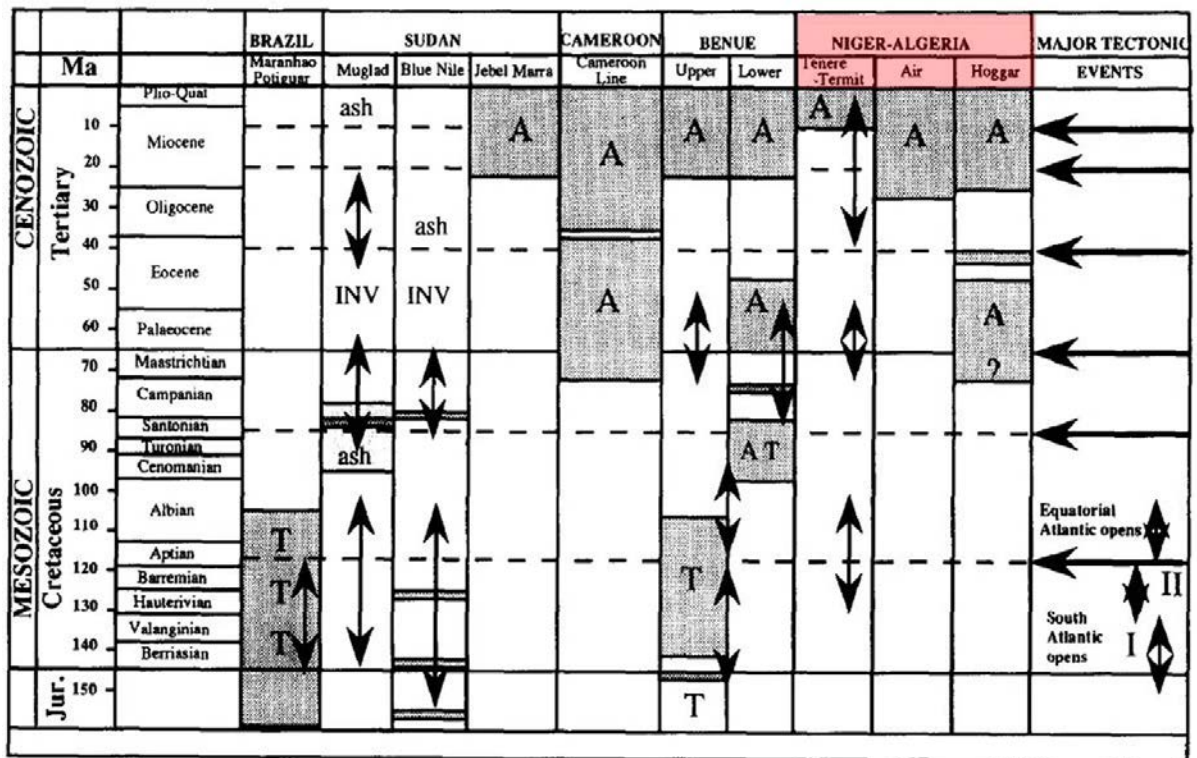


Figure 8 : Colonne stratigraphique du Jurassique supérieur à l'actuel en Afrique de l'Ouest et Centrale (selon Wilson and Guiraud, 1992).

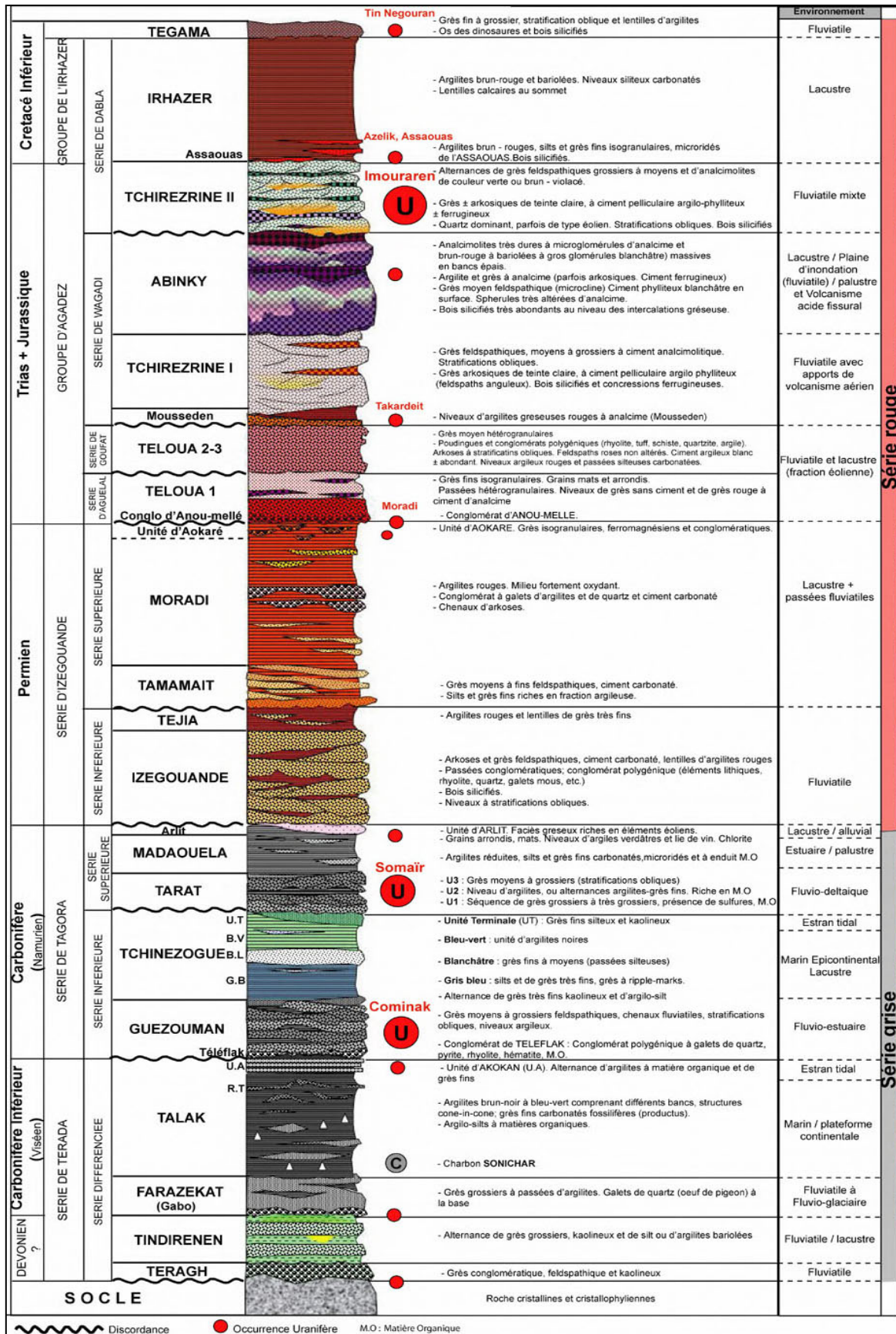


Figure 9: Coupe lithostratigraphique du bassin de Tim Mersoï et localisation des gisements d'uranium (source AREVA Mines Niger)

3. Volcanisme

3.1. Source des éléments volcaniques

Dès 1969, André Pacquet dans sa thèse intitulée «*Analcime et argiles diagénétiques dans les formations sédimentaires du bassin d'Agades (République du Niger)*», commençait les premières études dans la région du bassin de Tim Mersoï, avec notamment une description d'une grande partie des faciès sédimentaires et, plus précisément, d'une étude approfondie des formations à analcimes et argiles diagénétiques. Lors de cette étude, Pacquet a pu prouver que les analcimes présentes dans le bassin de Tim Mersoï étaient bien d'origine volcanique, par l'évolution de fragments pyroclastiques vitreux après leur dépôt et leur mélange avec du matériel non volcanique. Cette transformation s'est faite dans un milieu riche en sodium et vraisemblablement oxydant, créé par le piégeage d'eaux interstitielles dans les séries sédimentaires. Cette hypothèse est vérifiée par la colonne stratigraphique du bassin (Fig. 2), où l'on ne retrouve les niveaux d'analcimes qu'à partir du Permien, dans les séries oxydées. Un volcanisme est donc présent non loin d'Imouraren durant ces périodes, entraînant ainsi le dépôt de verre volcanique, évoluant ensuite en analcime dans un environnement oxydant.

Après Pacquet (1969), d'autres auteurs, notamment Forbes et al. (1984) et Wagani (2007), ont étudié plus en détail les matériaux volcaniques et leur origine. La présence de rhyolites, tufs ou autres matériaux au sein du conglomérat du Telefalk a été observée dès les années 70's par les géologues du CEA et de la Cogéma (Yahaya, 1992). Cette présence est décrite de façon plus ou moins sommaire dans les publications ultérieures comme Sanguinetti et al. (1982), Forbes (1983, 1984), Yahaya (1984), Cazoulat (1985), ou dans le Plan Minéral de la République du Niger (Franconl et al. 1985). Selon Forbes et. (1984) ces matériaux volcaniques proviennent de l'érosion du massif de l'Aïr. Forbes (1989) montre l'analogie entre les spectres de terres rares des galets de rhyolite du conglomérat du Téléflak et ceux des rhyolites des massifs de Bilette et Goundaï de l'Aïr. Wagani, sur la base d'observations plus détaillées des galets de rhyolites, tufs et ignimbrites de ce conglomérat au sein de la mine de Cominak, confirme également l'abondance du matériel d'origine volcanique.

Les échardes quant à elles, ont été pour la première observées par Pacquet en 1968 dans la formation de Moradi. S'en est suivi les observations de Forbes et al. (1984) et Forbes (1989) des échardes dévitrifiées en quartz ou argile dans l'Unité d'Akokan et dans les niveaux fins du Tarat. Plus récemment, des échardes localisées dans les faciès très fins des formations du Moradi, de l'Unité d'Akokan et de la formation de Madaouéla ont également été mis en évidence par observations de lames minces par Wagani. D'après ces auteurs, ces échardes témoignent d'une phase éruptive synsédimentaire. Les échardes, initialement constituées d'un matériel vitreux, ont par la suite subi d'importantes transformations diagénétiques. Selon Elhamet 1983, les échardes localisées dans les grès fluviatiles sont détruites contrairement à ceux localisés dans les faciès fins témoignant d'un milieu de dépôt calme.

Les grains détritiques de quartz d'origine volcanique ont été observés par Cavellec (2006) et Wagani (2007) en cathodoluminescence en se basant sur une classification des couleurs de luminescence des quartz en fonction de leur origine établi par Zinkernagel (1978), Götze & Zimmerle (1994) et Götze (1996).

Cependant le critère le plus répandu en faveur d'une origine volcanique est l'observation des inclusions magmatiques dans les grains de quartz dans presque toutes les formations du bassin de Tim Mersoï.

3.2. Grandes époques du volcanisme

Une synthèse des études antérieures, permet de définir trois grandes périodes de volcanisme synsédimentaire :

- Au dévonien : forte activité volcanique de l'Aïr
- Au carbonifère : le volcanisme synsédimentaire recensé au Carbonifère correspond à l'activité des complexes annulaires de Zinder
- Du Permien jusqu'au Jurassique supérieur : les niveaux analcimolitiques sont l'expression d'une transformation des verres volcaniques issus des éruptions volcaniques. Après leur transport aérien, ces cendres participent à l'abondante sédimentation volcano-sédimentaire. Les travaux de Billon (2015), ont démontré que la quantité d'analcime contenue dans certains niveaux n'est pas directement corrélée aux faciès soulignant pour l'analcime sa qualité de marqueur des saupoudrages de cendres lors des crises volcaniques (communication orale, Virlogeux).
- Au Jurassique : la mise en place des complexes annulaires du Nigeria a été datée entre 141 et 170 Ma par Van Breemel et al. (1975) et Popoff et al. (1983).
- Tertiaire- Quaternaire : Le Mont Todgha, un complexe volcanique d'âge plio-quaternaire d'une superficie de 500 Km² a été localisé sur le flanc Ouest du Mont Bagézam (17°40N et 8°30E) (Wagani, 2007).

Le volcanisme de l'Aïr, a été décrit comme étant typique d'une province alcaline (Ahmed Y.L., 1989).

D'autres provinces volcaniques ont également été étudiées notamment le massif volcanique du Todgha au Sud de l'Aïr (Karche, 1979), le fossé de téfidet dans l'Aïr (Ahmed, 1989 et Ahmed et al., 2016) et le Ténéré (Poulet, 1985).

4. Source des métaux

Pacquet (1969) considère que les niveaux d'analcime dérivant des verres volcaniques marquent la proximité des minéralisations uranifères à Imouraren.

Les travaux de Wagani (2007) ont principalement porté sur la source de l'uranium présent dans le bassin de Tim Mersoï, et ont donc cherché à reconstruire en fonction de l'histoire géologique les différents apports en uranium dans le bassin. En s'appuyant sur les travaux de Pacquet (1969), notamment grâce au lien entre niveaux volcaniques (analcimolitiques principalement) et minéralisations, Wagani (2007) a prouvé que la source de l'uranium était d'origine volcanique avec trois sources possibles : en premier lieu celui du massif de l'Aïr, et aussi les complexes annulaires de Zinder (Niger) et du plateau de Jos (Nigéria). L'étude pétrographique de ces massifs, de leurs concentrations en uranium, ainsi que la comparaison de leur chimie avec les éléments volcaniques retrouvés non loin des minéralisations (cendres, échantillons, galets détritiques de tufs, ignimbrites ou encore rhyolites), a permis non seulement

de mieux cerner la source de l'uranium, mais aussi de présenter un modèle de fonctionnement de la source de l'uranium dans le bassin de Tim Mersoï (Fig. 10).

Les magmas de ces régions sont de type felsique et présentent les phénomènes d'enrichissements en éléments incompatibles (U, Th, Zr, Nb, Zn, REE) typiques des processus magmatiques de ces séries (Perez, 1985). La solubilité des éléments incompatibles augmente depuis les liquides silicatés peralumineux jusqu'aux peralcalins (Watson, 1979 ; Montel, 1986). La région d'Arlit est proche d'un volcanisme alcalin régional, qui représente une formidable source d'uranium et éléments incompatibles. D'après ces études, les produits volcaniques synsédimentaires détritiques (cendres, échantons) proviennent des massifs de l'Aïr à l'Est du Bassin et de Zinder-Nigeria au Sud. Ces hypothèses sont renforcées notamment grâce à l'étude des directions des paléocourants lors de la sédimentation, compatibles avec ces zones d'émission. Il est possible de différencier ces deux sources dans le temps et dans l'espace :

➤ le fonctionnement du massif de l'Aïr qui a connu un fort volcanisme au Dévonien. Cependant, le volcanisme synsédimentaire présent sous forme d'échantons, de verres, de cendres et de ponces dans les formations carbonifères ne peut être associé à celui du massif de l'Aïr. Les complexes annulaires de la région de Zinder constituent la source la plus probable (Bowden et al, 1976).

La minéralisation est quant à elle explicable par deux phénomènes :

- ✓ La dévitrification des produits volcaniques synsédimentaires provenant de la région de Zinder, remobilisant l'uranium et les métaux associés.
 - ✓ Le lessivage du matériel détritique provenant du démantèlement des roches cristallines et cristallophylites de l'Aïr, et qui est sous la forme de galets de tuf, ingimbrites, rhyolites ou encore grains de monazite. Cette hypothèse est corroborée par la sédimentation fluvio-deltaïque à plate-forme continentale dans le bassin à cette époque, et au sens de circulation du Nord vers le Sud des paléocourants.
- Entre le Permien et le Jurassique, les formations contiennent une grande quantité de matériaux purement pyroclastiques (échantons, verres, cendres et analcimes). Ces produits volcaniques synsédimentaires ont été déposés par voie aérienne, et leur source peut être distante de plus de 1000 km de leur lieu de dépôt (Fisher et Schminker, 1984). Dans ce contexte et à cette époque, la mise en place des complexes annulaires du Nigeria, mis en place entre 141 et 170 Ma (Van Breemel et al, 1975 ; Popoff et al, 1983), constitue une source très crédible pour ce matériel volcanique. Le lessivage post-dépôt des matériaux aériens déposés dans les formations permo-jurassiques du bassin, constitue une deuxième source potentielle, après les formations carbonifères.

Le stock métal (uranium) le plus important d'après Forbes (1989), est probablement les formations permo-jurassiques (Izégouande, Mousseden, Tchirézrine I et Abinky), qui sont des unités volcano-sédimentaires. La faille d'Arlit a mis en contact des formations carbonifères à l'Est et des formations permo-jurassiques lessivées par des fluides oxydants à l'Ouest.

Les hypothèses concernant l'origine des principaux métaux selon divers auteurs peuvent être compilées dans le tableau 1 ci-dessous. Trois sources de métaux ont donc été mises en évidence : (i) volcanique, (ii) détritique et (iii) radiogénique (pour le plomb seulement).

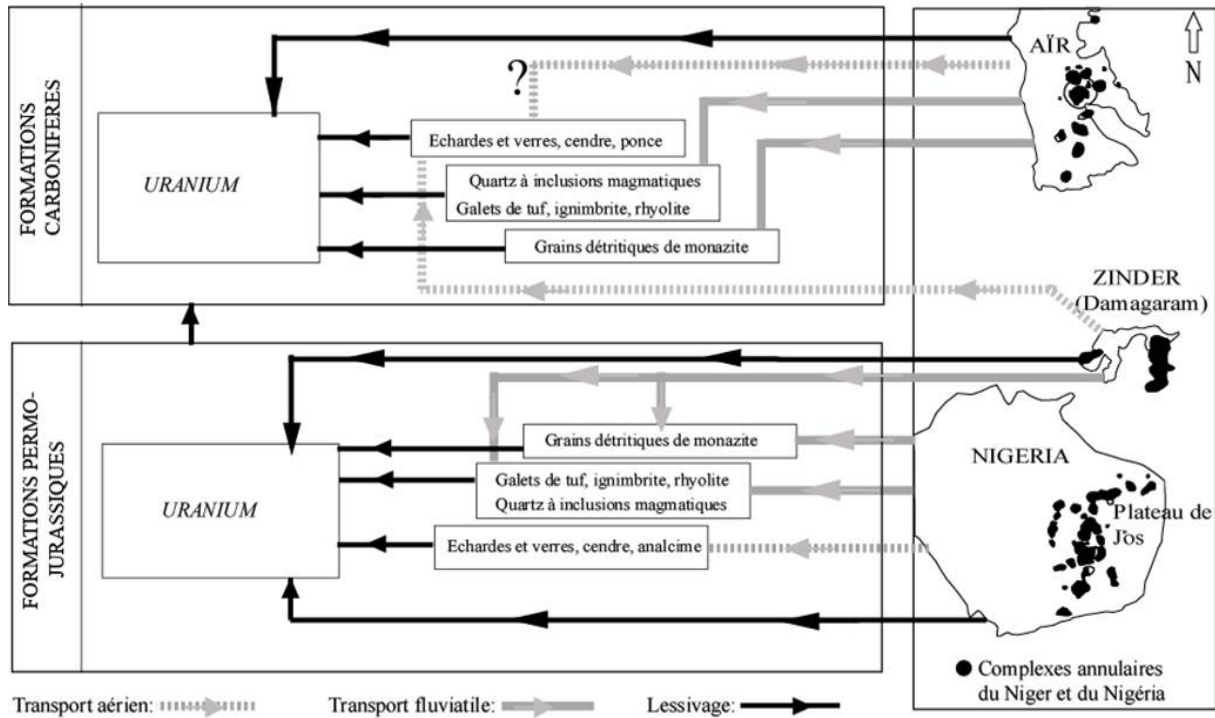


Figure 10 : Modèle récapitulatif des différentes sources potentielles d'uranium et des différents modes de transport des matériels volcaniques et détritiques dans le bassin de Tim Mersoï (Wagani, 2007)

Association	Origine	Références
U-Zr-Mo	Volcanisme synsédimentaire (formations permoo-jurassiques): lessivage des produits pyroclastiques synsédimentaire provenant du volcanisme des massifs du Nigéria et Zinder: Galets de tuf et de rhyolite, échardes, ponces, quartz volcaniques. Lessivage des formations permoo-jurassiques contenant de l'analcime. Détritique (formations carbonifères): lessivage du matériel détritique provenant du démantèlement de l'Aïr: galets de tuf, ignimbrites, rhyolites ou encore grains de monazite. Contribution par dévitrification des produits volcaniques syn-sédimentaires provenant de la région de Zinder.	Wagani (2007) Forbes et al. (1984)
Zn	Détritique : altération de minéraux détritiques comme la biotite ou la muscovite	Cavellec, 2006
V et Ti	Détritique : Altération de minéraux détritiques (oxydes de Fe-Ti riches en V et les oxydes de Fe-Ti)	Karche et Vachette (1978) et Forbes et al. (1984)
Pb	Radiogénique (Majoritairement) ou altération des feldspaths et autres minéraux accessoires	Forbes, 1989

Tableau 1 : Sources des métaux

5. Age des évènements minéralisateurs

Plusieurs auteurs ont abordé la problématique de la datation des gisements d'uranium du Tarat (Arlit), du Guézouman (Akouta) et du Tchirezrine II (Imouraren) (Tableaux 2 et 3).

Devillers et Menes (1977) : furent les premiers à essayer de dater la minéralisation uranifère d'Akouta furent Devillers et Menes depuis 1977. La méthode utilisée était la datation Pb-Pb sur uraninite avec un âge obtenu à 338 ± 5 Ma, permettant donc de considérer la minéralisation comme synsédimentaire.

Forbes, 1989 : sur la base d'une étude isotopique U-Pb (TIMS) des uraninites massives d'Akouta, a trouvé que ces dernières se formeraient vers 144 ± 15 Ma.

Dans le système Pb-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) la corrélation entre la perte des descendants radiogéniques de la famille de ^{238}U et l'incorporation de silicium dans les uraninites conduit également à un âge voisin de 140 Ma pour les uraninites primaires non altérées.

Turpin et al. (1991) : Turpin et al. (1991) ont effectué des analyses isotopiques U-Pb sur fragments purifiés d'uraninite massive (1-5 mg) et sur grès minéralisés (10-20 mg) broyés puis attaqués à l'acide du gisement d'Akouta, ainsi que des analyses K-Ar sur les argiles accompagnatrices de la minéralisation. Les âges sont de 197 ± 63 Ma sur les uraninites et respectivement 200 Ma pour les Chlorites et 150 Ma pour les C/S accompagnatrices de la minéralisation. Les âges obtenus sur les chlorites posent problème en sens que ces dernières ne contiennent pas de potassium.

Cavellec (2006) et Pons (2015) : ont respectivement daté par la méthode U-Pb des uraninites d'Arlit à 76 ± 46 Ma et celles d'Akouta à 112 ± 16 Ma.

Les âges obtenus par Forbes (1989), Cavellec (2006) et Pons (2015), permettent déjà de supposer qu'un évènement hydrothermal tardif était contemporain du dépôt de la minéralisation uranifère et que ces résultats sont en désaccord avec ceux de Turpin et al. (1991) et Devillers et Menes (1977) qui soutiennent l'hypothèse d'une minéralisation uranifère synsédimentaire, ou remaniée précocement lors de l'enfouissement.

Tous ces résultats montrent une grande dispersion des âges des uraninites et des minéraux associés au dépôt de l'uranium, ne permettant pas ainsi de caler clairement le(s) épisode(s) de minéralisations dans l'histoire d'évolution du bassin.

Ages mesurés	Datation isotopique	Age encaissant	Réfs
338 ± 5 Ma	Pb-Pb sur uraninites du Guézouman (Akouta)	Carbonifère	Devillers et Menes (1977)
144 ± 15 Ma	U-Pb sur uraninites massive du Guézouman (Akouta)	Carbonifère	Forbes, 1989
197 ± 63 Ma	U-Pb sur uraninites du Guézouman (Akouta)	Carbonifère	Turpin et al., 1991

200 Ma pour les Chl et 150 Ma pour les C/S	K-Ar sur les argiles accompagnatrices de la minéralisation uranifère (Akouta)	Carbonifère	Turpin et al., 1991
76 ± 46 Ma	U-Pb sur uraninites du Tarat (Arlit)	Carbonifère	Cavellec, 2006
112 ± 16 Ma	U-Pb sur uraninites Guézouman (Akouta)	Carbonifère	Pons, 2015

Tableau 2: récapitulatif des âges isotopiques U-Pb antérieurs

Ages mesurés	Ages chimiques	Age encaissant	Références
~100 Ma	U-Pb sur uraninites du Tarat (Arlit)	Carbonifère	Cavellec, 2006

Tableau 3: récapitulatif des âges chimiques U-Pb antérieurs

6. Diagenèse et circulations de fluides

6.1. Définition de la diagenèse d'un sédiment silico-clastique

La diagenèse est définie comme étant l'ensemble des processus physico-chimique et biologique par lesquels le dépôt sédimentaire interagit avec leurs eaux interstitielles afin d'atteindre l'équilibre géochimique dans son environnement. Ces processus sont sensibles aux variations de température, de pression et de chimie du milieu lors de la sédimentation (éogénèse), de l'enfouissement (mésogénèse) et de la surrection du bassin (télogénèse).

Le passage de la mésogénèse (diagenèse d'enfouissement) à la télogénèse, peuvent survenir à n'importe quel stade durant l'enfouissement. La Télogénèse (surrection) se produit seulement lorsque les eaux météoriques pénètrent le bassin durant les phases d'inversion tectoniques, et provoquer des réactions minérales spécifiques (Fig. 11) (Worden and Burley, 2003).

Comme la plupart des bassins silico-clastiques, les ciments les plus communs sont le quartz, les carbonates et une variété de minéraux alumino-silicatés comme la kaolinite, la chlorite, la chlorite/smectite et l'illite/illite-smectite. Moins fréquemment, les ciments peuvent être constitués de pyrite, de feldspaths, d'hématite, de zéolite et du gypse.

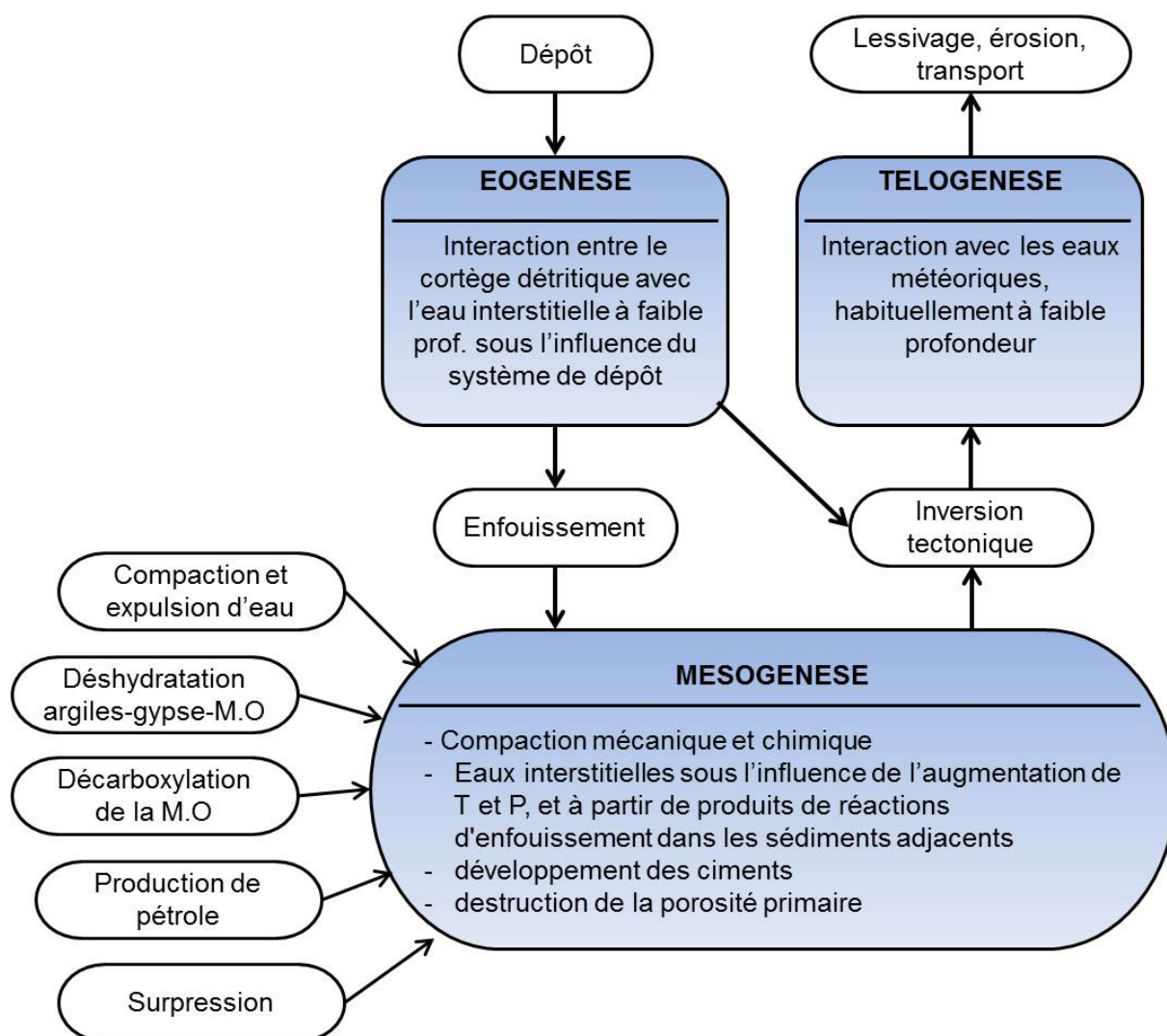


Figure 11: les différentes étapes de la diagenèse selon Worden and Burley, 2003.

6.2. Processus diagénétiques dans le bassin du Tim Mersoï

Les composants détritiques les plus importants des grès du Bassin Tim Mersoï sont les grains de quartz monocristallin, avec en quantité mineure des quartz polycristallins, des feldspaths et des muscovites. La matière organique est présente en quantité significative dans la zone NORD (Arlit-Akouta), mais est très rare au SUD (Imouraren). Cette matière organique est généralement épigénisée par la pyrite sous forme de framboïde ou tissu végétal. Les framboïdes de pyrite sont considérés comme précoces car liés à l'activité bactérienne ($T < 60$ °C), tandis que la pyrite sous forme de cellule végétale se forme en début de la diagenèse d'enfouissement. Les feldspaths potassiques ont été complètement ou partiellement remplacés par des argiles, correspondant à différentes étapes de la diagenèse d'enfouissement comme dans la plupart des bassins silico-clastiques. Les feldspaths potassiques sont fortement albitisés, en particulier dans les formations Jurassiques d'Imouraren. Les plagioclases sont beaucoup moins abondants et sont souvent moins affectés par l'altération. Les minéraux lourds détritiques sont le zircon, l'apatite, la monazite, la tourmaline, le rutile, les oxydes de fer et oxydes de Fe-Ti.

Les principaux indicateurs des processus de diagénèse d'enfouissement sont des textures de compaction (pression-dissolution) et les surcroissances de quartz associées.

Les minéraux argileux observés sont variés, identifiés dans tous les sites mais, en proportion différente selon les localités. Il s'agit des kaolinites, des chlorites ferrifères, des interstratifiés réguliers chlorite/smectites, des illites et interstratifiés illite/smectites. Les interstratifiés chlorite/smectites sont considérées comme étant de la corrensite par Forbes (1989) et de la tosudite par Billon (2014). Le tableau 4 ci-dessous résume la répartition des argiles en fonction des différentes formations du bassin de Tim Mersoï à partir d'études antérieures.

Localisation	Faciès	Argiles observées	Réfs
EST FAILLE D'ARLIT	Gisements SOMAIR (Arlette, Tamou) et COMINAK (Akouta & Akola) en général	Guézouman & Tarat	Kln, Dic, Ill, I-S, Sme, Vrm, Chl et C/S. Ces dernières ont été définies comme étant de la corrensite par Pacquet (1968) et Forbes (1989) tandis que Patrier et al, (2009) les définissent comme étant de la tosudite
OUEST FAILLE	TAMGAK-AKOLA	Moradi	C/S(++), Kln(++), ill(+), I-S(+)
		Tamamaït	
ENTRE EST FAILLE D'ARLIT & OUEST FLEXURE DE MADAOUELA	ZELINE	Izégouande	Kln(++), Ill(-), Sme(-)
		Tarat	Kln(++), Ill(-), Sme(-), I-S(-)
	MCO TAZA SUD & TAMGAK-AKOLA	Izégouande	Kln(++), Ill(+), C/S(+), I-S(-)
	Ouest de la flexure de Madaouela	Guézouman	Kln(++), C/S(+), Ill(-)
EST DE LA FLEXURE DE MADAOUELA	A l'Est de la Flexure	Izégouande	C/S(++), Kln(-), Ill(-)
	Sur la flexure	Tarat	Kln(++), C/S(++), Ill(+)
FAILLE D'ARLIT	TAMGAK	Izégouande, Tarat, Tchinezogue et Guézouman	Kln-Dic, To (C/S), Chl, ill, Sme, I-S
	AKOUTA		Chl-V, Cor, Kln, Ill

Cavellec, 2006

Tableau 4: Répartition des argiles dans les différentes formations du bassin de Tim Mersoï. Kln : kaolinite, Vrm : vermiculite, Chl : chlorite, Chl-V : chlorite vanadifère, Sme : smectite, C/S : chlorite/smectite, I-S : illite-smectite, Ill : illite, To : tosudite et Cor : corrensite.

6.3. Conséquence de la diagenèse sur la porosité des grès

Les travaux de Watinne, 2008, se sont intéressés à la diagenèse des formations gréseuses (Izégouande, Tarat et Guézouman) au voisinage de la faille d'Arlit, ainsi que la conséquence de cette diagenèse sur la porosité des grès.

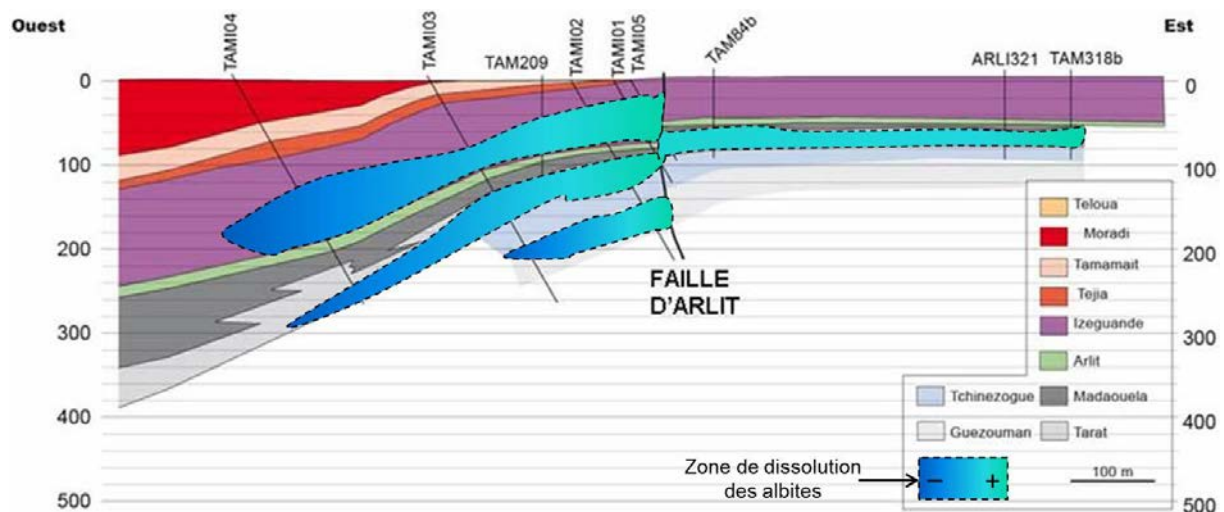
Dans le **Guézouman**, les études de Cavellec (2006) et Watinne (2008), ont montré deux épisodes de silicification précoce, dont la première a été affectée par un épisode de dissolution de la silice. Concernant les ciments de carbonate, Forbes (1989) a défini trois groupes sur la base de leur signature isotopique en δC^{13} (PDB) et δO^{18} (PDB) bien différenciés : calcite entre -16 et -13,6 dolomites syn-minéralisations entre -12 et -10 et dolomites anté-minéralisations entre -10 et -7. Watinne (2008) conclut que les surcroissances de quartz sont antérieures aux carbonates car l'altération des feldspaths inhibe les surcroissances de quartz, mais que, par contre, les carbonates sont contemporains de la dissolution des feldspaths.

Dans le **Tarat**, les principaux ciments des grès sont les surcroissances de quartz, suivies de la cimentation par les carbonates. A l'Est de la faille d'Arlit, le ciment siliceux est plus abondant tandis qu'à l'Ouest, les carbonates sont plus abondants. La disparition des feldspaths de type albite y est également observée au fur et à mesure qu'on s'approche de la faille.

Il a été constaté que le Tarat est fortement silicifié avec une porosité qui diminue au fur et à mesure qu'on s'approche de la faille d'Arlit.

Dans les grès hétérogènes de l'**Izégouande**, le quartz néoformé et les carbonates constituent les principaux ciments et la porosité primaire a été largement réduite par compaction.

Dans ces trois formations, un phénomène de dissolution des plagioclases a été identifié, en relation avec la faille d'Arlit (Watinne, 2008). Les albites ont été altérées de façon différentielle de part et d'autre de la faille, lors des circulations de fluides. La dissolution de ces albites est plus intense à mesure que l'on s'approche de la faille, pour la partie flexure. Pour la partie plateau, l'étude a concerné seulement la formation du Tarat et a montré une dissolution complète des albites (Fig. 12).



6.4. Géothermomètres

6.4.1. Etudes des inclusions fluides

Forbes 1989, reste incontestablement le pionnier dans l'acquisition de données microthermométriques du bassin de Tim Mersoï. La compilation des valeurs de Th et de Tm obtenues sur les inclusions fluides (IF) de différents minéraux des formations du bassin (tableau 5 ci-dessous), met en évidence des saumures ayant été contaminées par des eaux météoriques de recharge de la nappe. Ces données d'IF seront retraitées et réinterprétées dans cette thèse.

Localisation	Objets étudiés	Microthermométrie		Références
		Th (°C)	Tm (°C)	
AKOUTA	Surcroissance de quartz	Monophasées : gamme 80-130°C et mode 110°C Biphasées : gamme 100 à 300 et mode à 170	-1°C	Forbes, 1989
	Dolomite en taches	Gisement 120°C et hors gisement zone Est 105°C	Gisement -12°C et zone Est -10°C	Forbes, 1989
	Dolomite en géode	Gisement 130°C et hors gisement zone Est 105°C	-19°C	Forbes, 1989
	Barytine	Gamme 55-115°C et mode 80-100°C	Gamme -4 et -10°C et mode -5°C	Forbes, 1989
	Sphalérite	Gamme 100-290°C Gén. I mode 110°C et dernière Gén. Mode 150-160°C	Gamme -5 à -20°C et mode -7°C	Forbes, 1989

Tableau 5: microthermométrie des fluides ayant percolé les formations sédimentaires

6.4.2. Thermomètre à chlorite

Rigault (2010) a essayé d'estimer la paléo-température dans la formation du Tarat à Arlit. Les températures obtenues sur des chlorites corrigées de la teneur en Fe^{3+} s'étalent de 100 à 200°C selon le modèle de calcul de Walshe (1986) ; et de 30 à 80°C selon le modèle d'Inoue et al. (2009). Ces résultats posent problème en ce sens que les mesures ont été effectuées sur des chlorites en partie interstratifiées avec un pourcentage de Fe^{3+} par rapport au Fer total compris entre 23% et 34% (spectrométrie Mössbauer).

6.4.3. Traces de fission

Des mesures de la longueur des traces de fission de fluoro-apatite du Guézouman à Akouta, ont été effectuées par Forbes (1989). Dans les bassins sédimentaires, la mesure des traces de fission permet de déterminer des températures maximales après le dépôt et de reconstituer l'histoire thermique et le paléogradient thermique.

Le principe de la méthode des traces de fission sur cristaux d'apatite repose sur le principe de désintégration par fission spontanée d'un atome d'uranium ^{238}U qui libère deux atomes fils ionisés dits «fragments de fission». Ces fragments de fission générés vont provoquer des traces latentes dans un cristal d'apatite. Ces traces latentes sont discrètes au microscope optique et pour qu'elles observables, un polissage et un traitement chimique sont nécessaires. Une fois que les traces de fission ont été dénombrées, l'âge de leur formation, déduit de la loi de constante radioactive, peut être calculé suivant la formule $t = \frac{1}{\lambda_\alpha} \ln \left[\frac{\lambda_\alpha}{\lambda_f} \frac{N_s}{^{238}\text{N}} + 1 \right]$. λ_α correspond à la constante de décroissance alpha, λ_f à la constante de fission et N_s au nombre de traces spontanées ou fissions.

La méthode des traces de fission appliquée au gisement d'Akouta, a révélé quelques types d'évolutions thermiques régulières qui ont montré que la formation du Guézouman a subi au moins trois épisodes thermiques. Les enveloppes des évolutions thermiques ont été calculées pour des variations maximales de la température de 10°C, 20°C, 100°C et 500°C par millions d'années. Les différents types d'évolution thermique régulière et compatibles avec les histogrammes de l'âge apparent obtenus (Fig. 13A), ont été reportés sur la figure 13B. Les résultats révèlent ainsi :

- entre 20 et 30 Ma : la température atteint $135 \pm 13^\circ \text{C}$ et décroît rapidement
- entre 30 et 65 Ma : la température a pu atteindre des valeurs similaires à la période entre 20 et 30 Ma mais que des températures de $127 \pm 25^\circ \text{C}$ ont existé entre 55 et 65 Ma.
- entre 65 et 130 Ma : la température reste inférieure à 140°C sur la quasi-totalité de la période. A 130 Ma, la température atteint $139 \pm 24^\circ \text{C}$.
- Au-delà de 130 Ma : les températures sont supérieures à 153°C .

En conclusion, Forbes (1989) considère un seul phénomène thermique entre 130 et 180 Ma, qui dépasse 153°C sur la période 0 – 180 Ma. Il interprète les températures mesurées entre 20 et 65 Ma comme une résultante de l'enfouissement du Guézouman sous des gradients de 50 à $60^\circ \text{C}/\text{Km}$. Forbes a également reconnu un seul phénomène diagénétique/hydrothermal ($85\text{-}175^\circ \text{C}$) à base de la minéralisation, qu'il dissocie d'ailleurs du phénomène thermique.

Les nouveaux âges isotopiques U-Pb obtenus sur les oxydes d'uranium dans cette étude, permettront de réinterpréter les données de Forbes (1989).

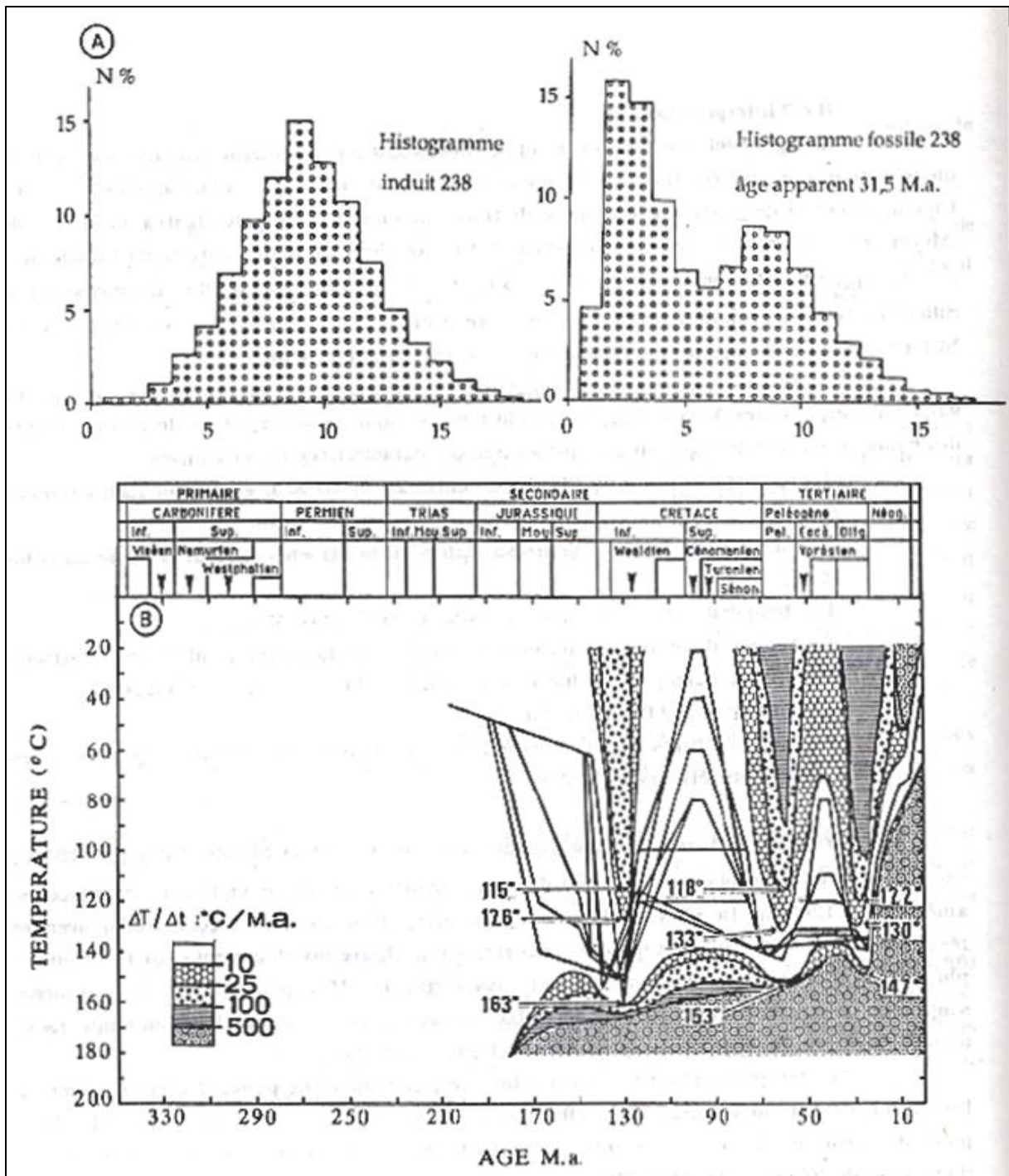


Figure 13 : A) Histogrammes de distribution des longueurs de traces de fission en % en fonction de la longueur moyenne. B) Ages des traces de fission pour des variations thermiques maximales de 10°C, 20°C, 100°C et 500°C par millions d'années (fluoro-apatite du Guézouman à Akouta, Forbes, 1989).

CHAPITRE II :

Echantillonnage et techniques analytiques

1. Echantillonnage

Pour atteindre les objectifs de la thèse, une mission d'échantillonnage au Niger a été effectuée en deux phases :

- Durant le mois de septembre 2012 sous la direction de Christian Girard (DGS) pour les régions d'Arlit/Akouta concernant les mines et carrières et sous l'accompagnement de Harouna S. Morou (AREVA Mines Niger) pour les sondages carottés de Tamgak Ouest flexure.
- Et du 14/03 au 29/03/2013 sous la direction de Denis Virlogeux (AREVA Mines) pour la région d'Imouraren

Le but a été de faire un échantillonnage complémentaire par rapport à ceux déjà existants dans les carrières et mines en exploitation, afin d'apprécier la variabilité verticale et latérale de composition à diverses échelles aussi bien entre faciès sédimentaires qu'au sein d'un même niveau en réalisant un échantillonnage suffisamment dense.

Les grès étudiés dans le cadre de cette thèse sont issus de milieux de dépôt différents. Les formations gréseuses ont été privilégiées car elles sont plus perméables aux circulations de fluides. Au sein des séquences étudiées à l'affleurement, ces grès ont été choisis dans le but de caractériser minéralogiquement le plus grand nombre possible de faciès sédimentaires. Quatre formations ont retenu notre attention : Guézouman, Tarat et Tchirezrine II du fait qu'elles abritent respectivement la minéralisation uranifère respectivement à Akouta, Arlit et Imouraren, et celle d'Izégouande car elle est susceptible d'avoir produit des eaux très salines responsables des minéralisations. Les échantillons retenus pour l'étude ont été localisés et décrits.

1.1. Mine souterraine de Cominak

La mine de Cominak (Fig. 14) est composée de plusieurs secteurs divisés en quartiers, eux-mêmes organisés en galeries. Dans les galeries, chaque parement ou front de taille fait l'objet d'un levé géologique indiquant la date, l'opérateur et les observations géologiques et minéralogiques. Les échantillons ont été placés dans leur contexte géologique puis reportés sur les cartes iso-teneurs. Les «stations d'observation et d'échantillonnage» ayant fourni des échantillons exceptionnels, seront présentés en détail ci-après.

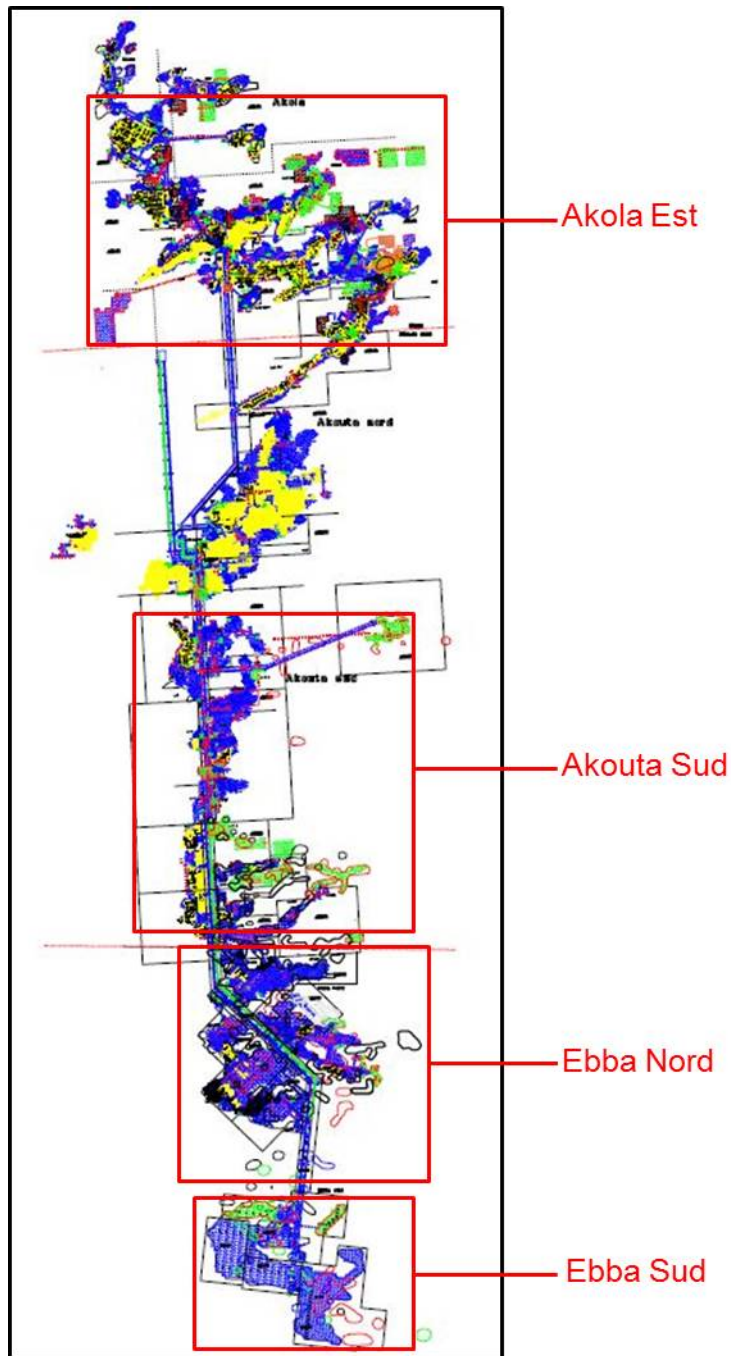


Figure 14: Plan général de la mine de Cominak et les secteurs échantillonnés.

1.1.1. Echantillonnage sur parement

Dans la mine souterraine de Cominak, à l'Est de la faille d'Arlit, l'échantillonnage a été fait du Nord au Sud dans les galeries en exploitation des quartiers Q32 et Q33 dans le secteur d'Akola Est, des quartiers Q43moy, du quartier Q4 dans le secteur d'Akouta Sud, des quartiers Q42moy dans le secteur d'Ebba Nord et du quartier Q62inf dans le secteur d'Ebba Sud, afin d'avoir les échantillons les plus sains possibles. L'échantillonnage a ciblé des faciès réduits et des faciès réduit-oxydés. Il faut noter ici que les termes «faciès réduits» et «faciès réduit-oxydés» sont des dénominations des géologues de terrain basée sur une observation macroscopique. Les faciès dits réduits sont les niveaux gréseux de couleur grisâtre à noirâtre

riche en matière organique et sulfures, tandis que les faciès appelés réduit-oxydés correspondent à des niveaux présentant des fronts et auréoles d'oxydation dans un environnement réduit. Ces faciès réduit-oxydés sont riches en sulfures dans les parties réduites et en oxydes de fer dans les parties oxydées.

a) Ebba Sud

Dans les faciès réduits (quartier Q62 inférieur), un échantillon représentatif, de dimensions 35X25cm, et constitué de matière organique sous forme de bois, de pyrite et de carbonate, a été prélevé. Le levé géologique du parement Nord E257^b/47^w sur lequel a été prélevé l'échantillon 9650A-1, ainsi que la description de l'échantillon est donné par les figures 15, 16 et 17.

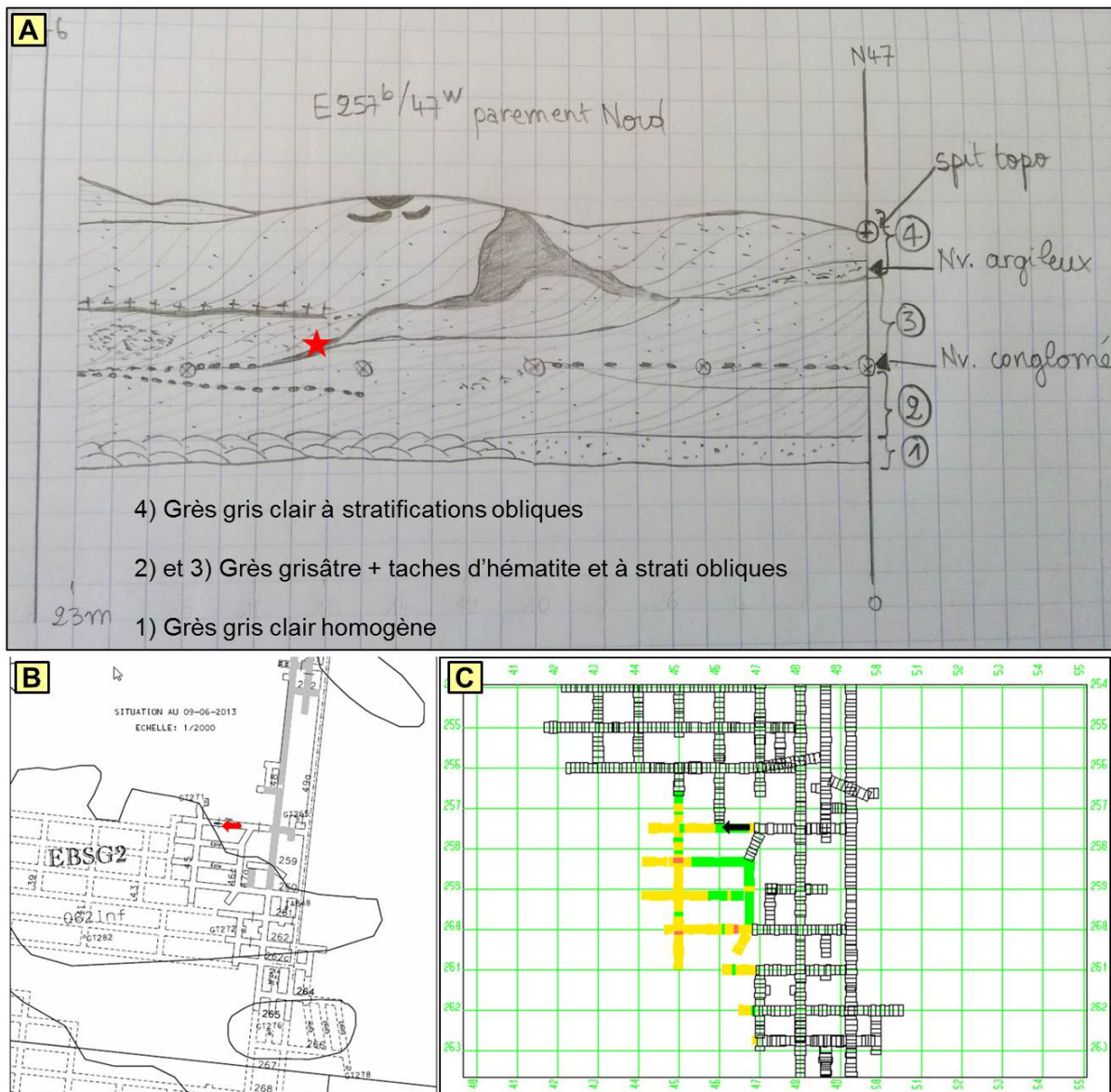


Figure 15: exemple de station d'étude d'un faciès réduit riche en sulfures (pyrite). A) Faciès de grès réduit bréchifié à stratifications obliques composé de fragment de tronc pyritisé. Levé géologique du parement E257^b/47^w dans le quel a été prélevé l'échantillon 9650A-1. B) Plan minier du Q62inf (Ebba Sud) et localisation des échantillons (flèche rouge). C) Carte iso-teneur en uranium du Q62inf (Ebba Sud) et localisation des échantillons (flèche noire).

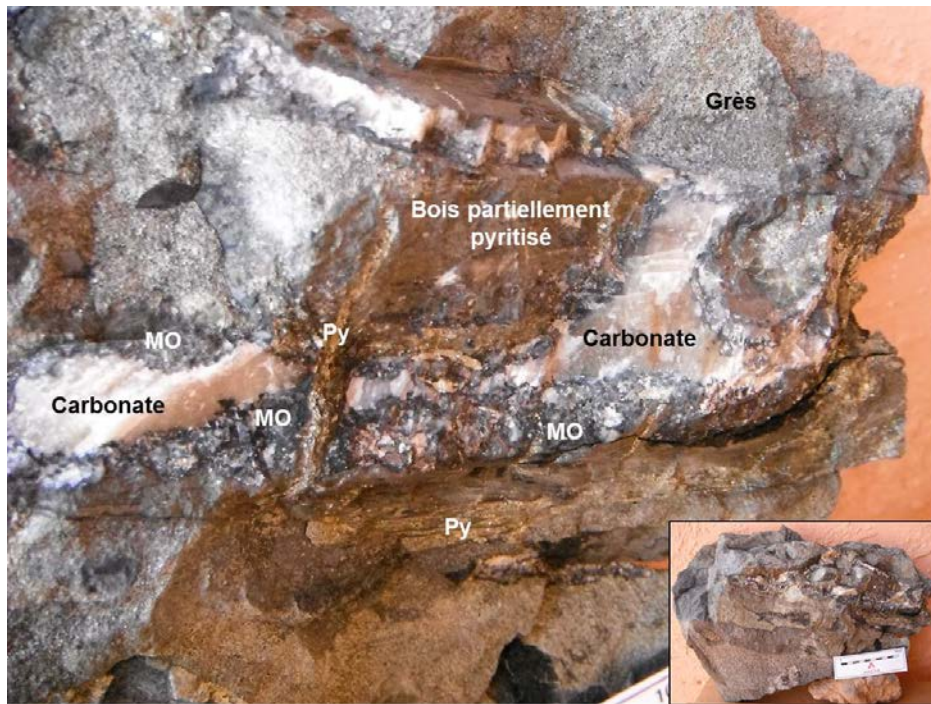


Figure 16: Echantillon 9650A-1. Grès grisâtre bréchifié à stratifications obliques composé de fragment de tronc pyritisé. SPP= 1400 c/s. Q62inf parement E257^b/47^w



Figure 17: Echantillon 9650A-1 après découpage.

b) Ebba Nord

Une série d'échantillons a été prélevée dans le quartier Q43 moyen dans le secteur Ebba Nord. Elle a concerné d'une part les faciès de grès réduits (Fig. 18), et d'autre part des faciès réduit-oxydés (Fig. 19), tous riches en minerais (zones à uraninite). Le faciès de grès réduit

s'est avéré très riche en uranium avec une valeur SPP gamma supérieure à 40.000 c/s en état d'isolement.

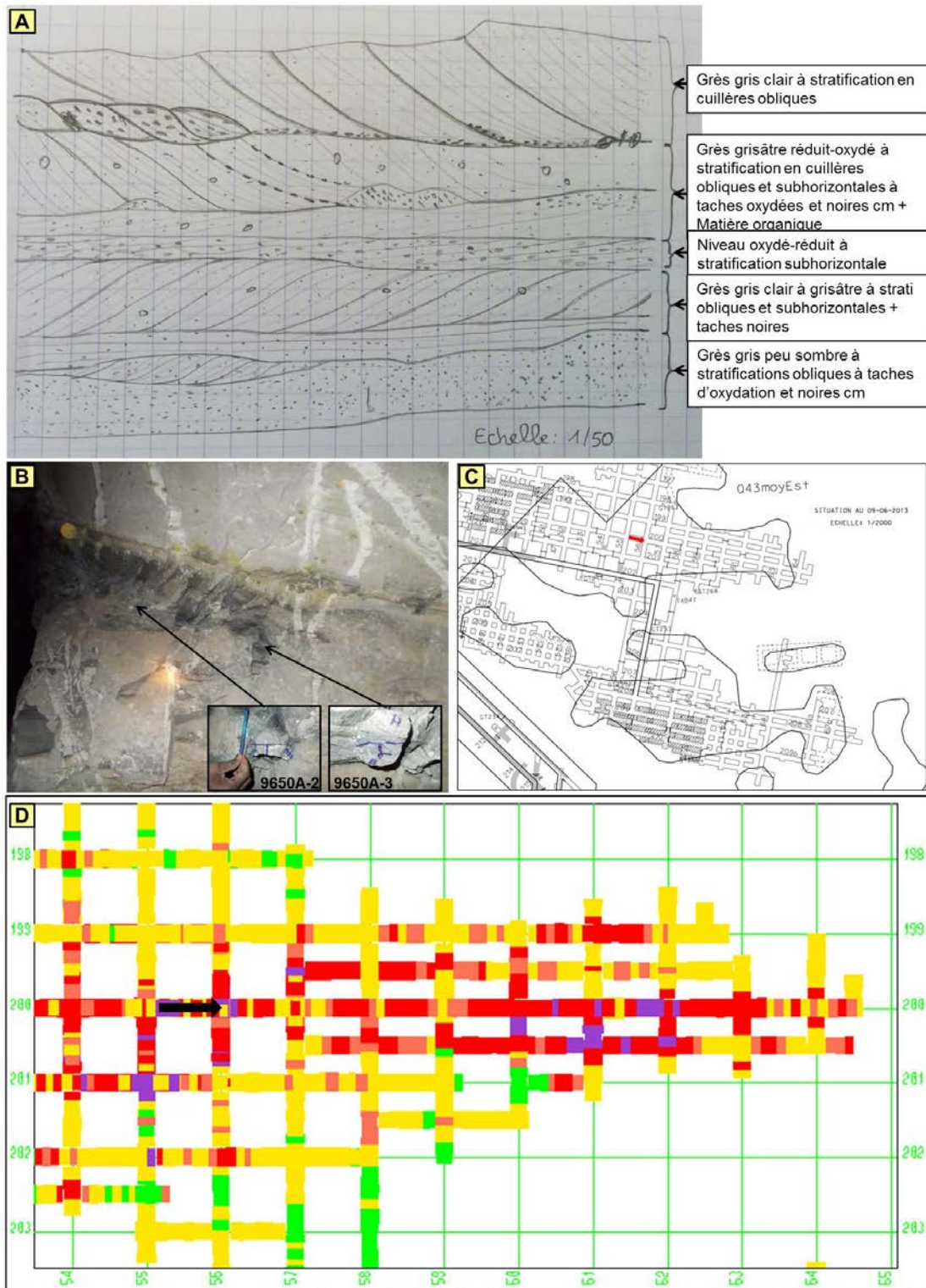


Figure 18: station d'étude d'un faciès réduit riche en uraninite massive. A) Levé géologique du parement E257^b/47^w dans le quel a été prélevé les échantillons 9650A-2 (SPP > 40.000 c/s, N200E56 avancement 6m), et 9650A-3 (SPP > 31.000c/s, N200E56 avancement 7m), parement Sud dans le Q43 moy-Est. B) Faciès de grès réduit homogène. Photographies des échantillons 9650A-2 (SPP > 40.000 c/s, N200E56 avancement 6m), et 9650A-3 (SPP > 31.000c/s, N200E56 avancement 7m), parement Sud dans le Q43 moy-Est, dans leur cadre géologique. C) Plan minier du Q43moy-Est inférieur et localisation des échantillons (flèche rouge). D) Carte iso-teneur du Q43moy-Est inférieur et localisation des échantillons (flèche noire).

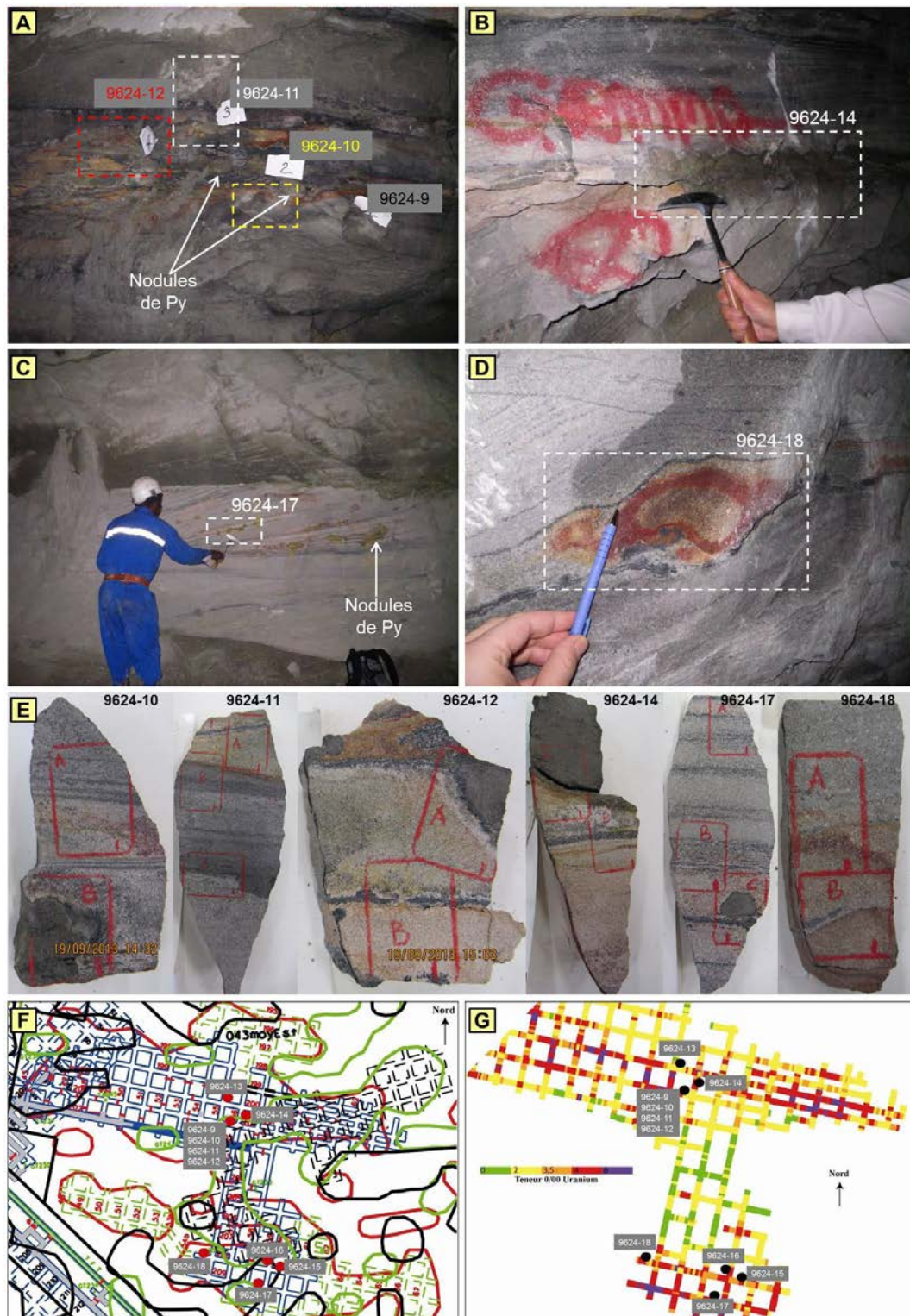


Figure 19: station d'étude du faciès redox riche en sulfures, en oxydes d'uranium, en titane et en vanadium. A) Localisation des échantillons 9624-9 à 9624-12, front rédox, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Grand front rédox à la base d'un chenal, avec deux couleurs pour la zone oxydée (rouge et jaune), la minéralisation apparaît en noir. Des nodules de pyrites apparaissent en jaune sombre. B) Localisation de l'échantillon 9624-14, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Grand nodules de pyrites auréolées de noir (minéralisation), ces nodules de pyrites recoupent les stratifications. C) Localisation de l'échantillon 9624-17, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Nodules de pyrites sur les laminassions obliques d'un chenal. La minéralisation est présente à la base de ces laminations, avec des traces d'oxydoréduction (couleurs rouge et

jaune autour de cette minéralisation. D) Localisation de l'échantillon 9624-18, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Petit front redox développé à la faveur de la stratification. E) Macrophotographies des différents échantillons. F) Plan minier du Q43 moy Est (Ebba Nord) et localisation des échantillons. G) Carte iso-teneur en uranium du Q43 moy Est (Ebba Nord) et localisation des échantillons.

c) Akouta Sud et Akola Est

Pour l'étude des sulfures plus précisément la datation Re-Os sur pyrites, des échantillons riches en pyrite ont été pris dans la formation du Guézouman dans les quartiers Q32 et Q33 à Akola Est, et dans le quartier Q4 à Akouta Sud (Fig. 20).

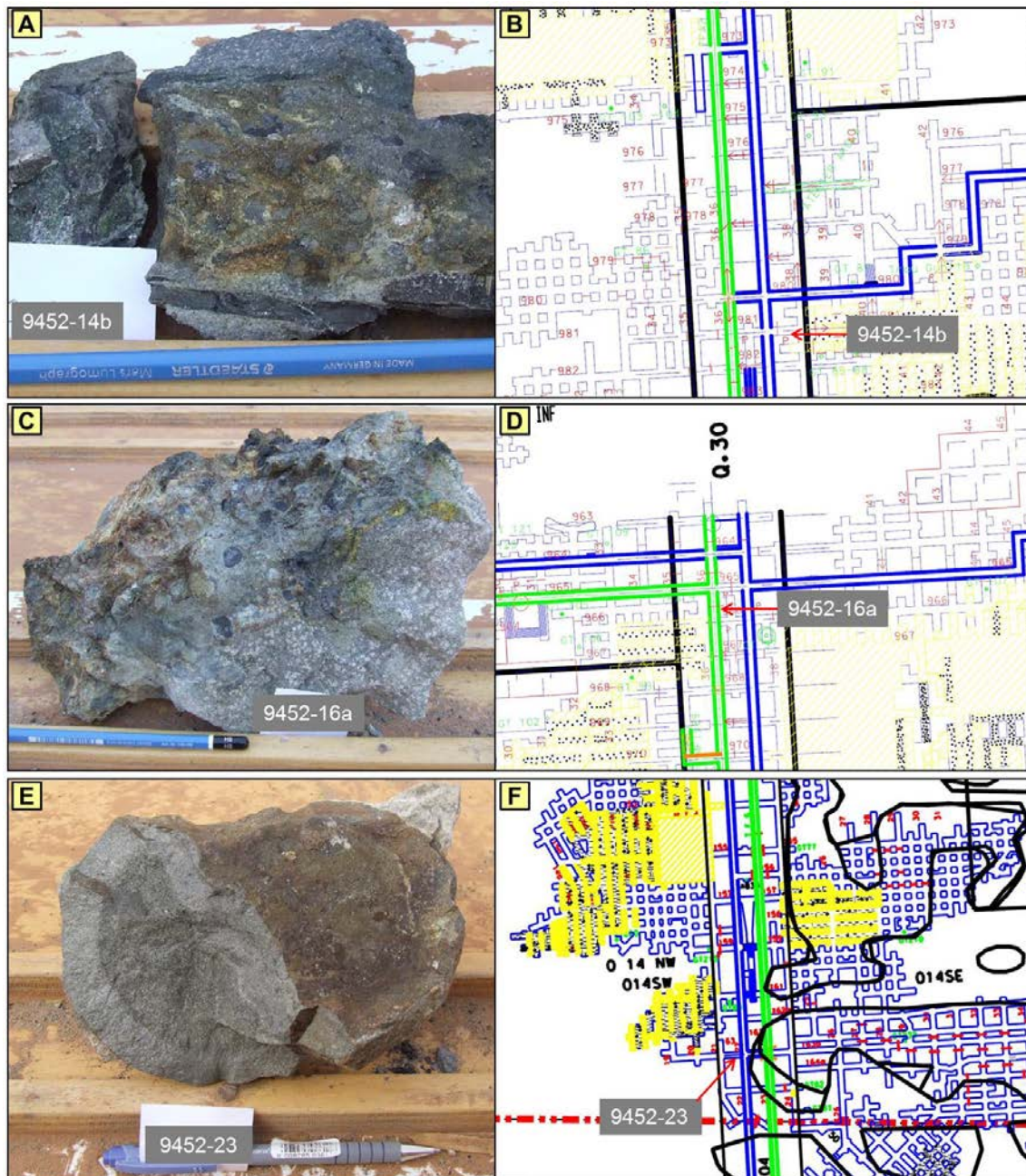


Figure 20 : A) Echantillon 9452-14b, cubes cm de pyrite dans conglomérat sombre minéralisé, SPP=16000 c/s. B) Plan minier du Q32 et localisation de l'échantillon 9452-14b. C) Echantillon 9452-16a, grès minéralisé à passées conglomératiques, riche en sulfures, SPP=30000 c/s. D) Plan minier du Q33 et localisation de l'échantillon 9452-16a. E) Echantillon 9452-23, nodule de pyrite (15cm diamètre), SPP=620 c/s. F) Plan minier du Q32 et localisation de l'échantillon 9452-23.

1.1.2. Echantillonnage sur sondages carottés

Dans la mine souterraine de Cominak, les unités à l'ouest de la flexure d'Arlit ont été échantillonnées à travers le sondage carotté vertical sélectif (AKOL_0085_1) dans le secteur d'Akola ouest.

Le gisement de sub-surface de Moradi, situé à 35 Km de la zone industrielle de Cominak, a quant à lui, été échantillonné dans son ensemble via le carotté vertical CMOR_0003_1 car on ne dispose pratiquement pas de données géologiques sur ce secteur. L'étude de la minéralogie de ce gisement et son implication sur le traitement du minerai, sera présenté en annexe. Il permettra de voir de façon plus concrète le rôle des recherches en géologie et minéralogie pour le traitement du minerai.

1.2. Mine à ciel ouvert de Somaïr

La carrière ou la mine à ciel ouvert (MCO) de Somaïr présente la même organisation que la mine de Cominak (Fig. 21). A Somaïr, les anciennes MCO ont été remblayées par les sédiments de couverture des MCO en activité. Cependant le remblai et la forte altération des parements restant n'ont pas permis une bonne condition d'échantillonnage. Le secteur échantillonné dans la carrière est celui de Tamgak, car les fronts de tir sont très récents. A Somaïr, il est bien de noter qu'il n'existe pas de levé systématique de parement sur lesquels les échantillons auraient pu être replacés dans leur contexte sédimentaire comme à Cominak. Les roches qui affleurent sont systématiquement fracturées par les tirs de mine.

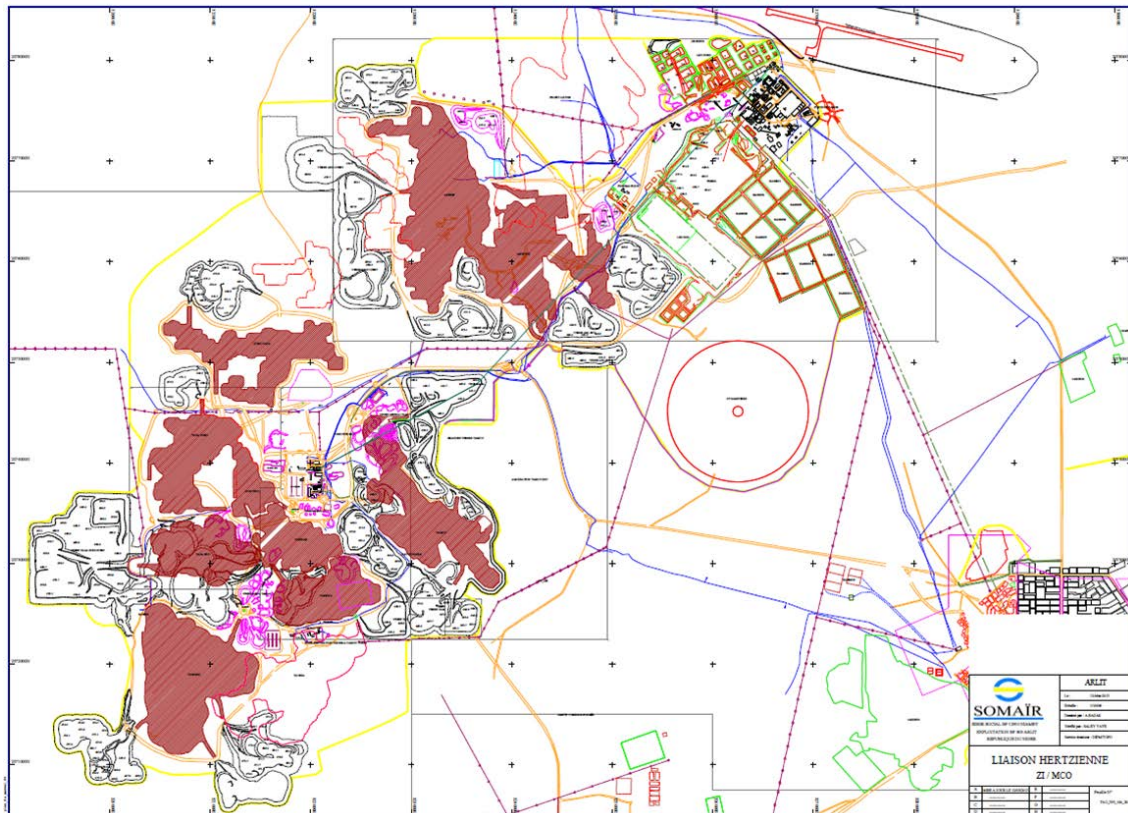


Figure 21: Plan minier général de la MCO de Somaïr.

1.2.1. Echantillonnage sur affleurement/front de taille

A l'Est de la faille d'Arlit, l'échantillonnage a été réalisé dans la MCO de Somair. Le secteur échantillonné dans la carrière a donc été celui de Tamgak, car les fronts sont très récents (Fig. 22). Les descriptions des échantillons minéralisés et peu minéralisés sont données par les figures 23 et 24 respectivement.

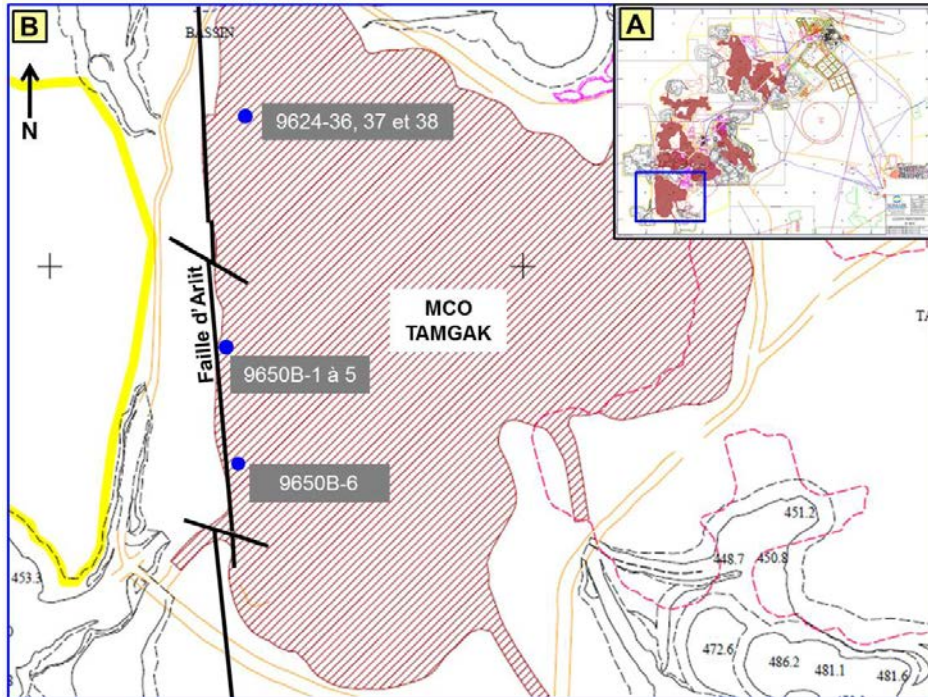


Figure 22: A) Plan minier général de la MCO de Somair. B) Localisation des échantillons (points bleus) dans la carrière de Tamgak au voisinage de la faille d'Arlit.

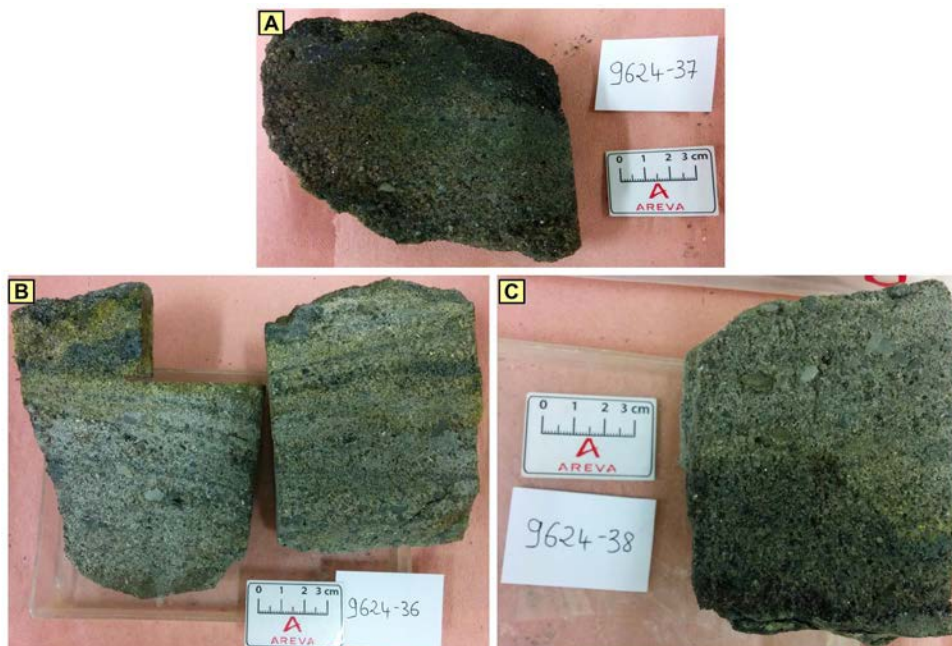


Figure 23: A) Echantillon 9624-37, Tarat, grès très grossier réduits, SPP= 13.000 c/s. B) Echantillon 9624-36, Tarat, grès très grossier réduits à passées microconglomératiques, SPP= 15.000 c/s. C) Echantillon 9624-38, Tarat, grès très grossier à passées microconglomératiques réduites, SPP= 5.600 c/s.



Figure 24: Carrière en exploitation de Tamgak. Echantillon 9650B-1 : Tarat, microconglomérat à ciment kaoliniteux. Orientation N100, 60°S ; SPP = 750 c/s. Echantillon 9650B-2 : Tarat, grès très fin silteux, orientation face 1 N30, 95S ; SPP = 720 c/s ; et face 2 (N35, 90W) dans son contexte, SPP = 720 c/s. Echantillon 9650B-3 : Tarat, grès moyen à grossier à ciment kaoliniteux. Orientation face 1 N60, 80S, pendage inverse, et face 2 N10, 80W, pendage normal. Echantillon 9650B-4 : Tarat, grès grossier très réduit. Orientation face 1 N70, 70N, pendage normal, et face 2 N160, 60E; SPP = 840 c/s. Echantillon 9650B-6 : Izégouande, grès très grossier à microconglomératique oxydé. Orientation face 1 N130, V, et face 2 N120, 80NE, pendage inverse.

1.2.2. Echantillonnage sur sondages carottés

Cent quatre échantillons de taille variant entre 5 et 10 cm ont été prélevés sur la série de sondages carottés inclinés (TAMI01 à 05, Fig. 25). Ces sondages ont permis l'échantillonnage

des unités à l'Ouest ainsi que dans le voisinage immédiat de la faille d'Arlit. Les descriptions des échantillons sont données par les figures 26 à 30.

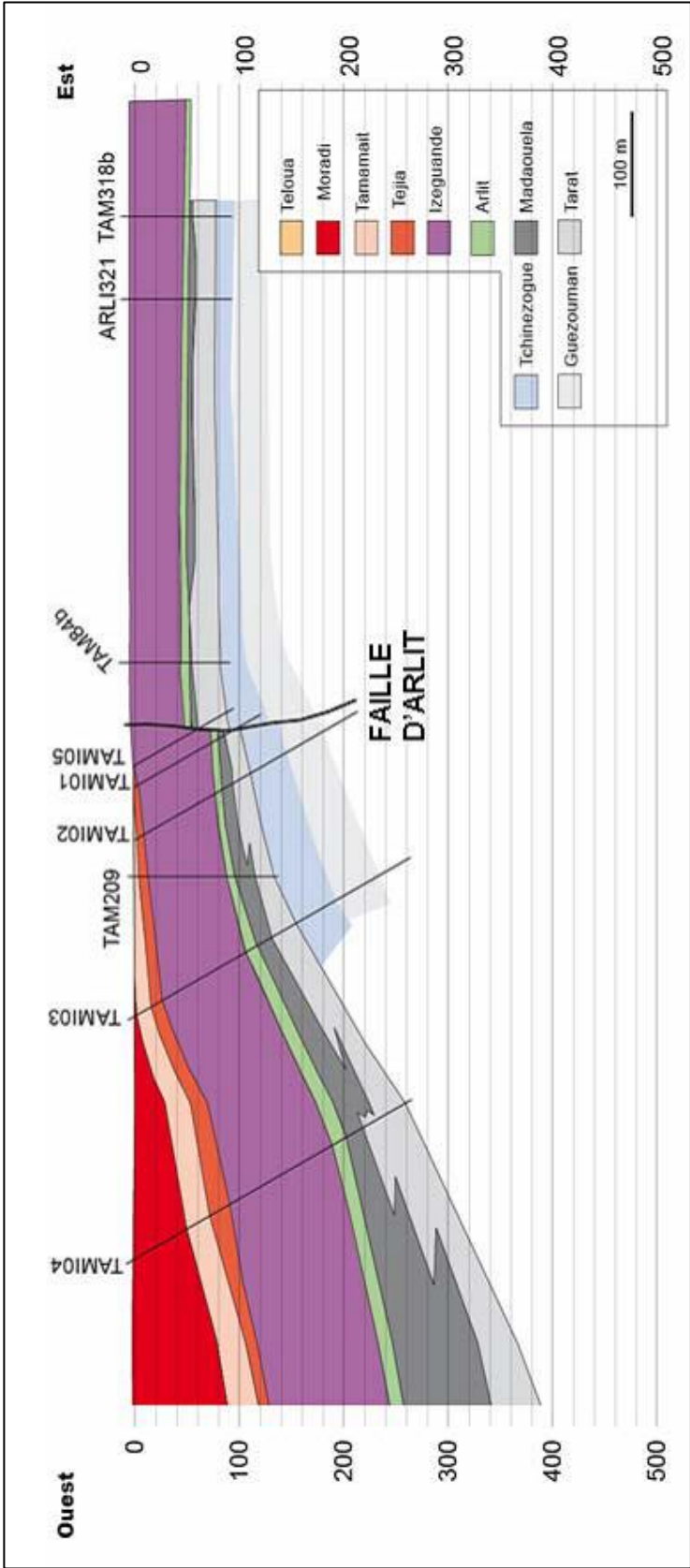


Figure 25: Localisation des sondages carottés inclinés TAMI01 à TAMI05, Tamgak Ouest, Somaïr

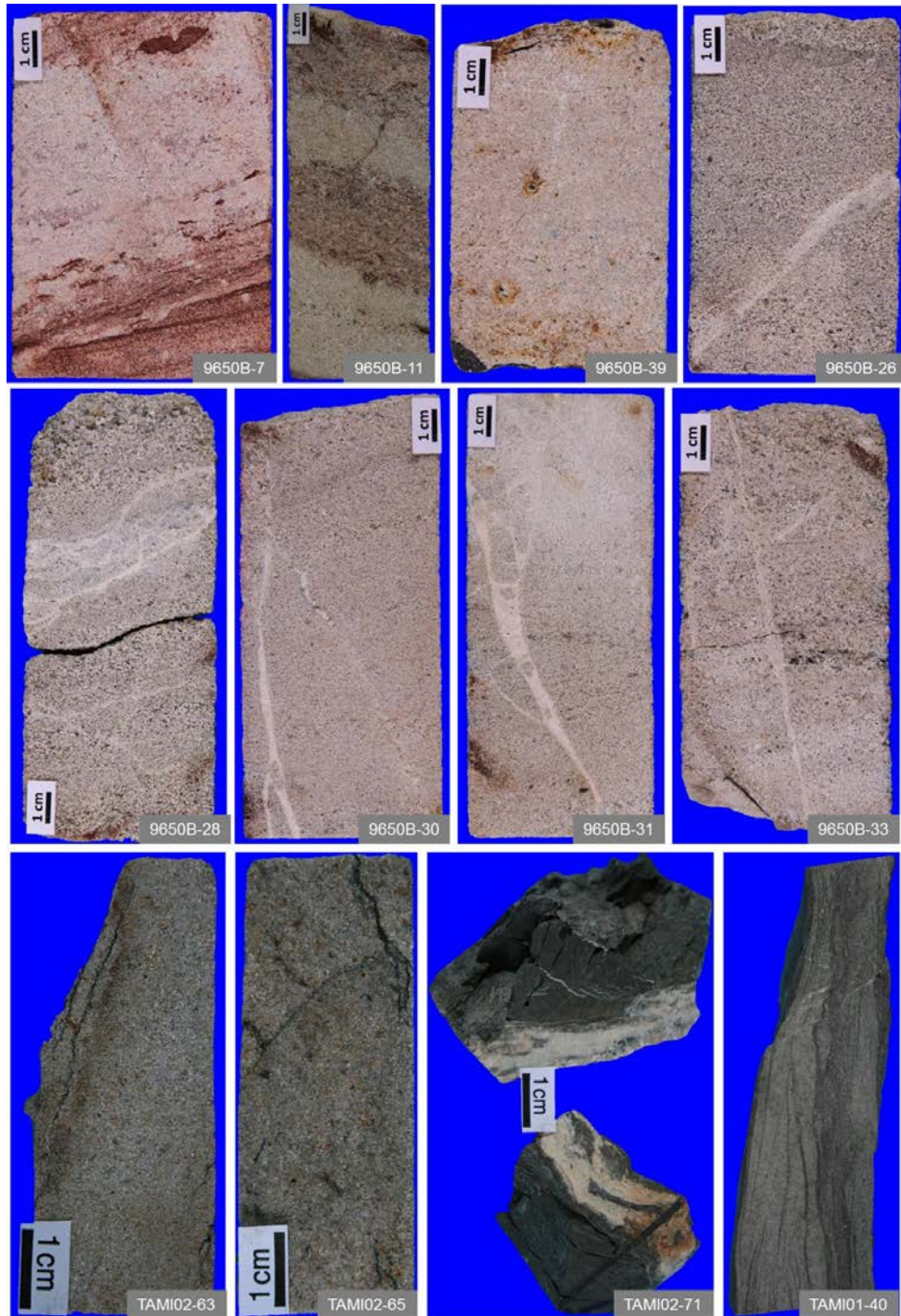


Figure 26 : Echantillons du sondage TAMI01 et TAMI02. Echantillon 9650B-7 : Izégouande, Gg à Gtg oxydé, côte 14,71 – 14,81m. Echantillon 9650B-11 : Izégouande, Gg lessivé/oxydé, côte 74,00 – 74,15m. Echantillon 9650B-39 : Guézouman, Gm gris clair à taches de M.O, côte 189,55 – 189,65m. Echantillon 9650B-26 : Tarat, Gg réduit avec F.r.c, côte 114,20 – 114,32m. Echantillon 9650B-28 : Tarat, Gg gris clair à ciment kaolineux et carbonaté, F.r.c, côte 115,30 – 115,44m. Echantillon 9650B-30 : Tarat, Gg gris clair à ciment kaolineux, F.r.c, côte 117,76 – 117,90m. Echantillon 9650B-33 : Tarat, Gtg μ Cg réduit à ciment kaolineux, F.r.c, côte 124,01 – 124,11m. Echantillon 9650B-31 : Tarat, Gg gris clair, F.r.c, côte 118,25 – 118,40m. Echantillon TAMI02-63 : Guézouman, Silt très réduit à passées de Gtf, côte 195,5m. Echantillon TAMI02-65 : Guézouman, Silt très réduit à passées de Gtf, côte 199,6m. Echantillon TAMI02-71 : Unité d' Akokan, intercalation silto-argileuse noire et de lit carbonaté, côte 215,3m. Echantillon TAMI01-40 : Tchinezogue, Gf réduit à litage fin d'argile, côte 127m. Gtf : grès très fin ; Gf : grès fin ; Gm : grès moyen ; Gg : grès grossier ; Gtg : grès très grossier ; μ Cg : microconglomérat ; μ S : microstructure ; F.r.c : fracture à remplissage de carbonate.

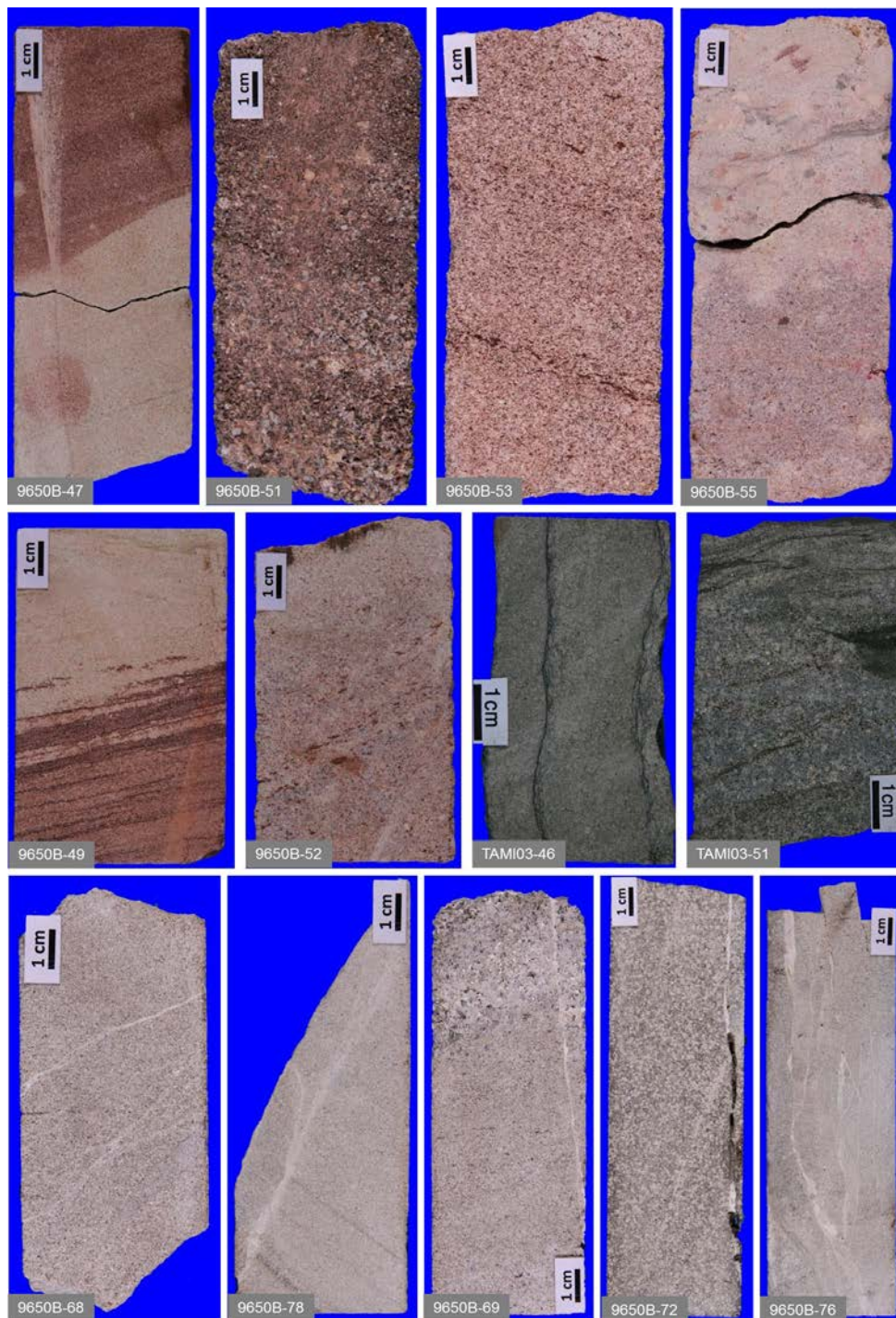


Figure 27 : Echantillons du sondage TAMI03. Echantillon 9650B-47 : Izégouande, Gg oxydé et lessivé, côte 40,80 – 40,90m. Echantillon 9650B-51 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 58,58 – 58,72m. Echantillon 9650B-53 : Izégouande, Gtg peu oxydé, côte 69,77 – 69,90m. Echantillon 9650B-55 : Izégouande, Gtg oxydé et lessivé, côte 76,32 – 76,45m Echantillon 9650B-49 : Izégouande, Gg oxydé et lessivé, côte 50,38 – 50,48m Echantillon 9650B-52 : Izégouande, Gtg lessivé, côte 64,63 – 64,73m. Echantillon TAMI03-46 : Madaouela, Gf à Gm réduit à litage fin d'argile, côte 141m. Echantillon TAMI03-51 : Madaouela, Gf à Gm réduit à litage fin d'argile, côte 152,5m. Echantillon 9650B-68 : Tarat, Gm gris clair, F.r.c, côte 160,63 – 160,74m. Echantillon 9650B-78 : Guézouman, Gm gris clair, F.r.c, côte 252,64 – 252,80m. Echantillon 9650B-69 : Tarat, Gtg μ Cg gris clair, F.r.c, côte 162,48 – 162,61m. Echantillon 9650B-72 : Tarat, Gg réduit, F.r.c, 168,45 – 168,60m. Echantillon 9650B-76 : Guézouman, Gm gris clair, F.r.c, côte 223,38 – 223,50m.

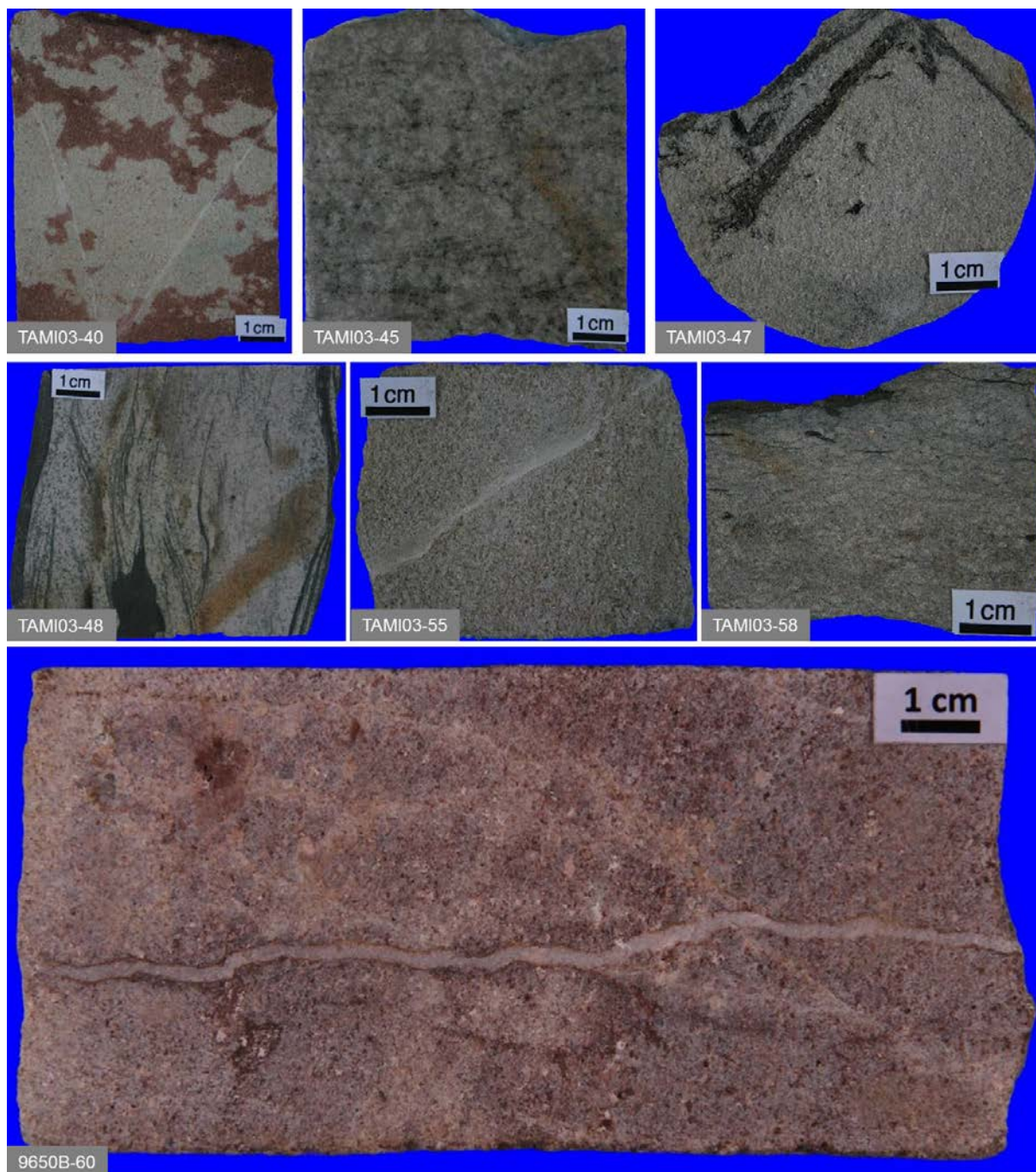


Figure 28 : Echantillons du sondage TAMI03 (suite). Echantillon TAMI03-40: Arlit, Gm lessivé/oxydé, côte 128,4m. Echantillon TAMI03-45: Madaouela, Gf à Gm réduit à litage fin d'argile, côte 139m. Echantillon TAMI03-47: Madaouela, Gm à passées de M.O, côte 143,9m. Echantillon TAMI03-48: Madaouela, Gtf réduit à litage fin d'argile, côte 146,1m. Echantillon TAMI03-55: Tarat, Gm à Gg lessivé, F.r.c, côte 161,3m. Echantillon TAMI03-58: Tarat, Gf à Gm réduit à litage fin d'argile, côte 170m. Echantillon 9650B-60: Izégouande, Gg oxydé, F.r.c, côte 107,28 – 107,40m.

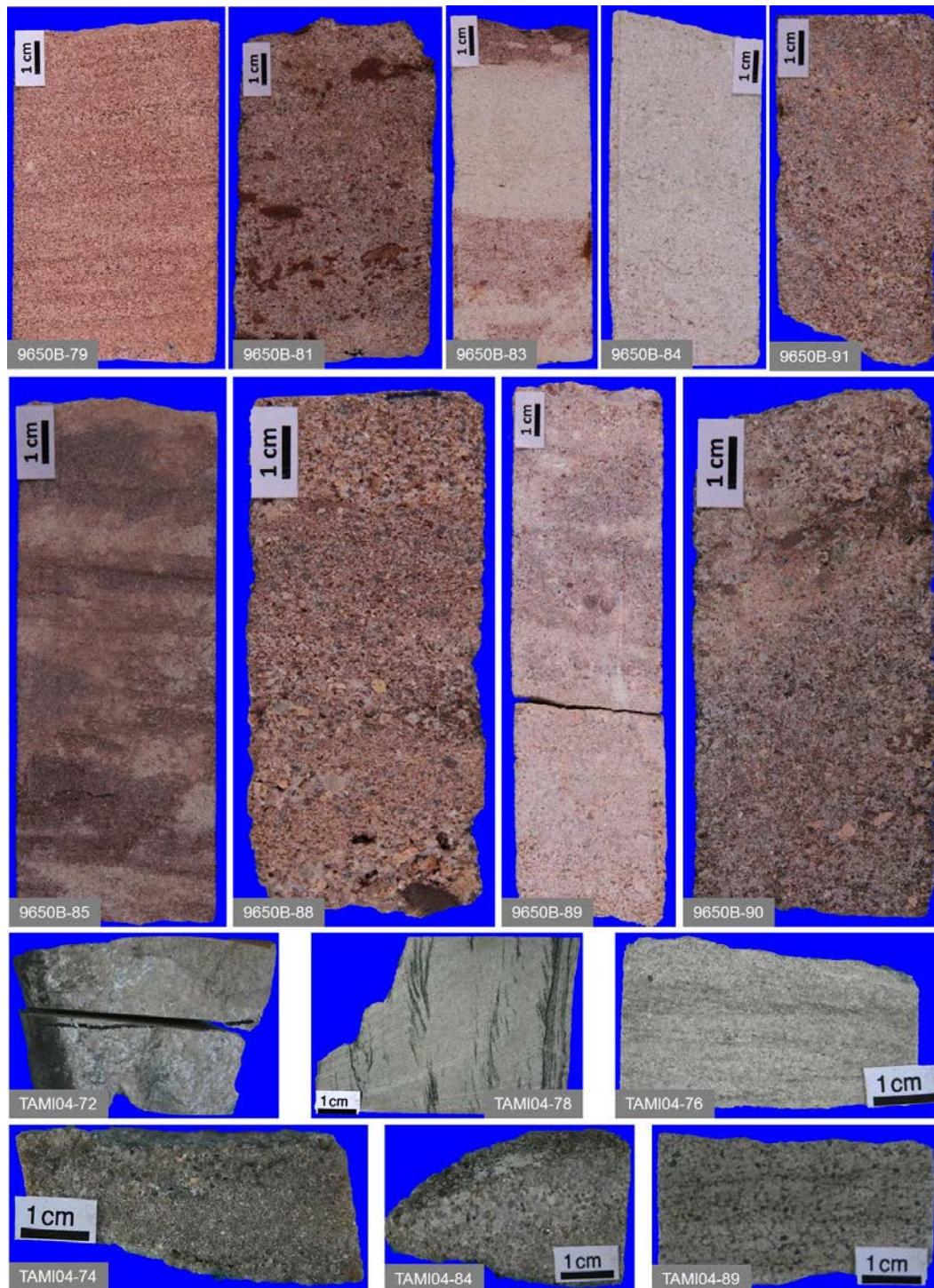


Figure 29 : Echantillons du sondage TAMI04. Echantillon 9650B-79 : Izégouande, Gm oxydé, côte 116,20 – 116,30m. Echantillon 9650B-81 : Izégouande, Gtg oxydé, côte 135,96 – 136,07m. Echantillon 9650B-83 : Izégouande, Gg oxydé-lessivé, côte 153,64 – 154,05m. Echantillon 9650B-84 : Izégouande, Gg lessivé, côte 164,94 – 165,04m. Echantillon 9650B-91 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 200,43 – 200,53m. Echantillon 9650B-85 : Izégouande, Gg oxydé, auréole de lessivage, côte 176,57 – 176,69m. Echantillon 9650B-88 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 187,19 – 187,29m. Echantillon 9650B-89 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 193,64 – 193,73m. Echantillon 9650B-90 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 192,70 – 192,88m. Echantillon TAMI03-72 : Tarat, Gm réduit, côte 253,1m. Echantillon TAMI03-78 : Tarat, Gf réduit à litage argileux, côte 263m. Echantillon TAMI03-76 : Tarat, Gf à Gm réduit, côte 255,4m. Echantillon TAMI03-74 : Tarat, Gtg à ciment de kaolinite et carbonaté, côte 255,9m. Echantillon TAMI03-84 : Tarat, Gtg à ciment kaolineux et carbonaté, côte 272,4m. Echantillon TAMI03-89 : Tarat, Gm à Gg à taches noires, côte 279,5m.

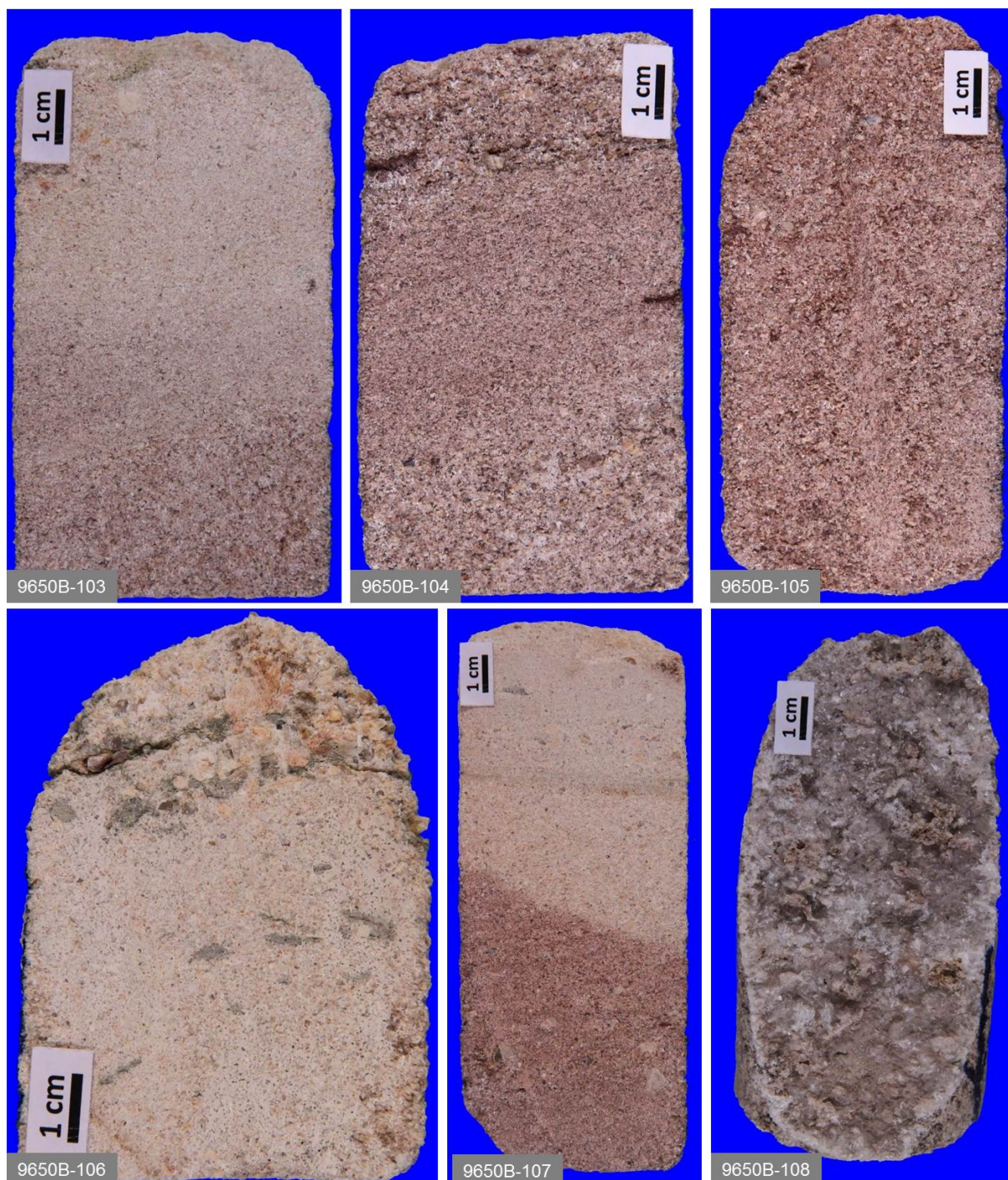


Figure 30 : Echantillons du sondage TAMI05. Echantillon 9650B-103 : Tarat, Gg lessivé, côte 31,44 – 31,54m. Echantillon 9650B-104 : Tarat, Gg oxydé, côte 32,37 – 32,47m. Echantillon 9650B-105 : Tarat, Gg oxydé, côte 33,34 – 33,44m. Echantillon 9650B-106 : Tarat, Gg lessivé à copeaux d’argiles verdâtres, côte 34,08 – 34,15m. Echantillon 9650B-107 : Tarat, Gg lessivé-oxydé, côte 35,28 – 35,42m. Echantillon 9650B-108 : Tarat, Gg oxydé à placage de cristaux de calcite dans une fracture ouverte, côte 37,03 – 37,15m.

1.3. Mine à ciel ouvert d’Imouraren

1.3.1. Contexte d’échantillonnage des sondages «IMIN»

A Imouraren, l'échantillonnage de cette thèse a coïncidé avec un important programme de développement de sondages « carottés inclinés orientés » qui a été exécuté et suivi par moi-même. Dans un premier temps, 208 échantillons ont été prélevés sur les 8 sondages « carottés inclinés orientés », soit environ 170 mètres linéaires de roches. Ces sondages ont été réalisés suivant 2 profils perpendiculaires, l'un orienté Nord – Sud et l'autre orienté Est – Ouest (Fig. 31). Ensuite, une fois au laboratoire, une trentaine d'échantillons d'intérêt ont été choisis pour les besoins d'étude (Figs. 32, 33 et 34).

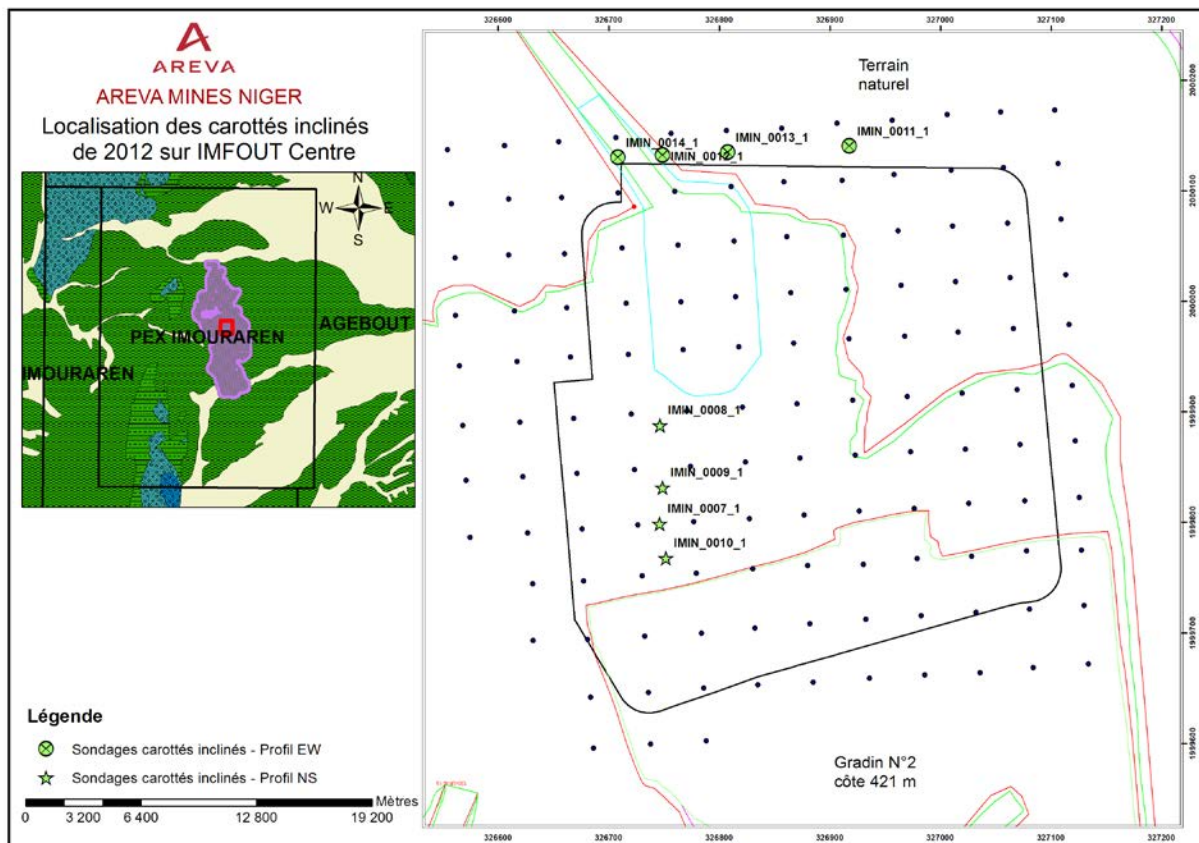


Figure 31: Localisation des sondages IMIN007 à IMIN0014 suivant les 2 profils N-S et E-W à Imfout Centre, Imouraren

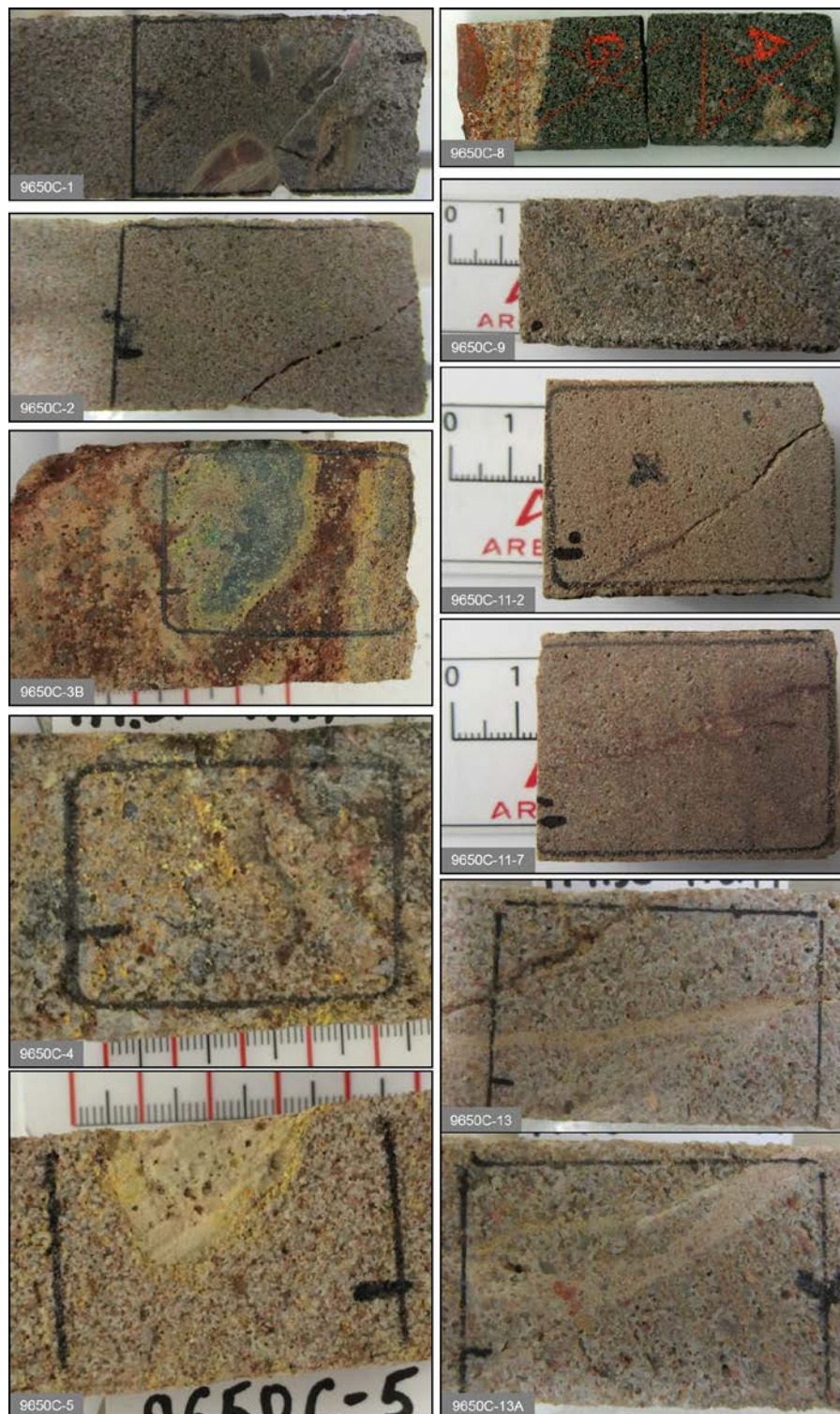


Figure 32: Echantillon 9650C-1 : IMIN0007, grès analcimolitique, côte 154,36m. Echantillon 9650C-2 : IMIN0007, grès grossier, produits jaunes (PJ) en strati, côte 160,10m. Echantillon 9650C-3 : IMIN0007, grès grossier très oxydé et à PJ, côte 177m. Echantillon 9650C-4 : IMIN0007, grès grossier à passées d'analcime et à PJ, côte 177,55m. Echantillon 9650C-5 : IMIN0007, grès analcimolitique, PJ en strati, côte 175,6m. Echantillon 9650C-8 : IMIN0013, grès réduits à produits noirs (PN), côte 155,50m. Echantillon 9650C-9 : IMIN0009, alternance grès très grossier et de grès grossier, fracture à remplissage d'harmotome, côte 121, 80m. Echantillon 9650C-11-2 : IMIN0009, grès moyen à grès grossier et fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 157,40m. Echantillon 9650C-11-7 : IMIN0009, idem que 9650C-11-2, côte 157,7m. Echantillon 9650C-13 : IMIN0009, grès analcimolitique et fracture à remplissage d'harmotome et de PJ, côte 175,65m. Echantillon 9650C-13A : IMIN0009, idem que 9650C-13, côte 174,35m. PJ: produits jaunes.

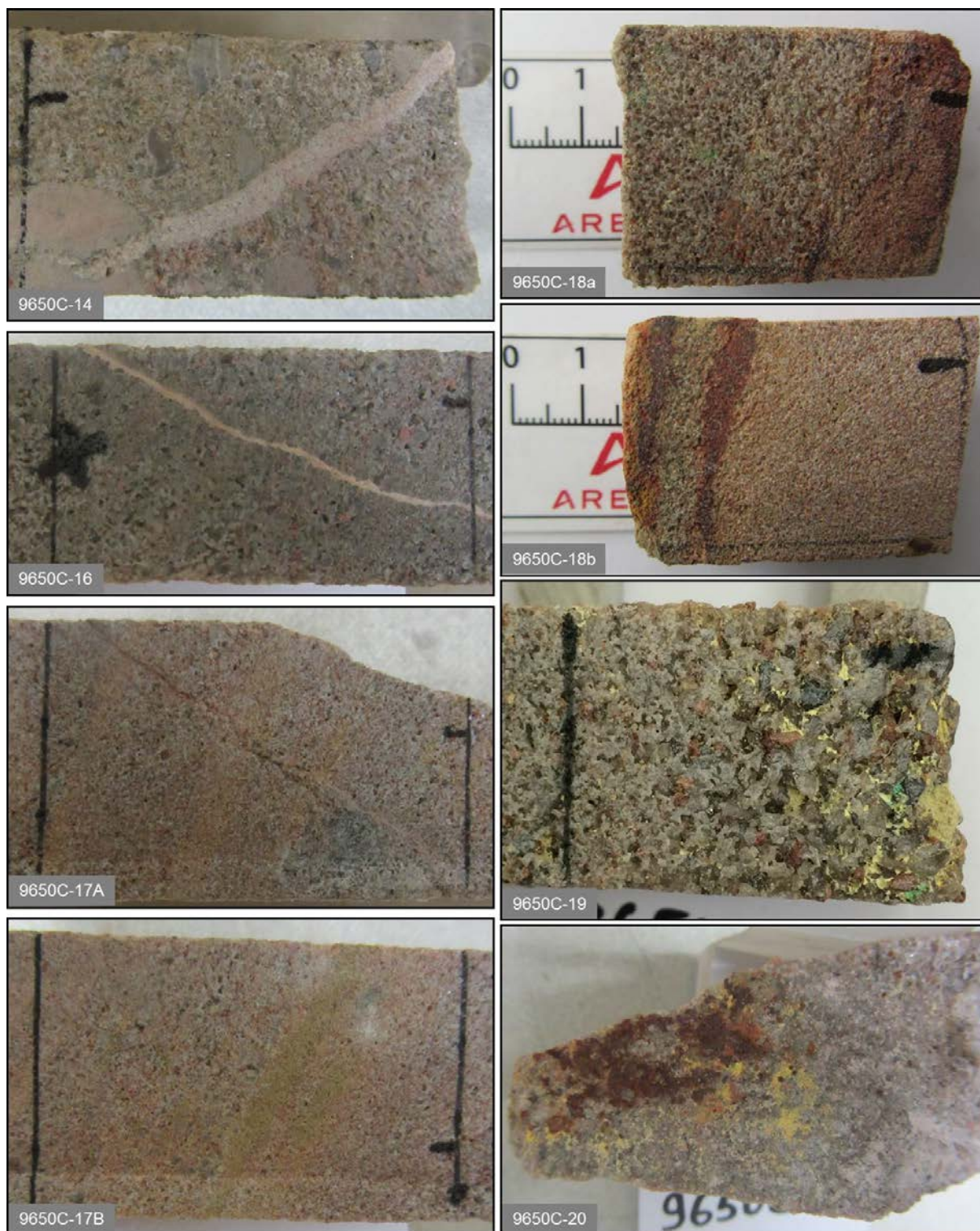


Figure 33: Echantillon 9650C-14 : IMIN0009, grès grossier et fracture à remplissage d'harmotome, côte 139,50m. Echantillon 9650C-16 : IMIN0008, alternance de grès très grossier et de grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome, côte 152,15m. Echantillon 9650C-17A : IMIN0008, grès analcimolitique très oxydé avec PJ en strati, côte 152,75m. Echantillon 9650C-17B : IMIN0008, idem que 9650C-17A, côte 152,70m. Echantillon 9650C-18a : IMIN0008, grès grossier très oxydé à PJ, côte 159,64m. Echantillon 9650C-18b : IMIN0008, idem que 9650C-18a, côte 159, 58m. Echantillon 9650C-19 : IMIN0008, microconglomérat à analcime, présence de PJ et de chrysocolle, côte 173m. Echantillon 9650C-20 : IMIN0008, grès analcimolitique à placage de PJ et d'hématite, côte 175,17m. PJ : produits jaunes.

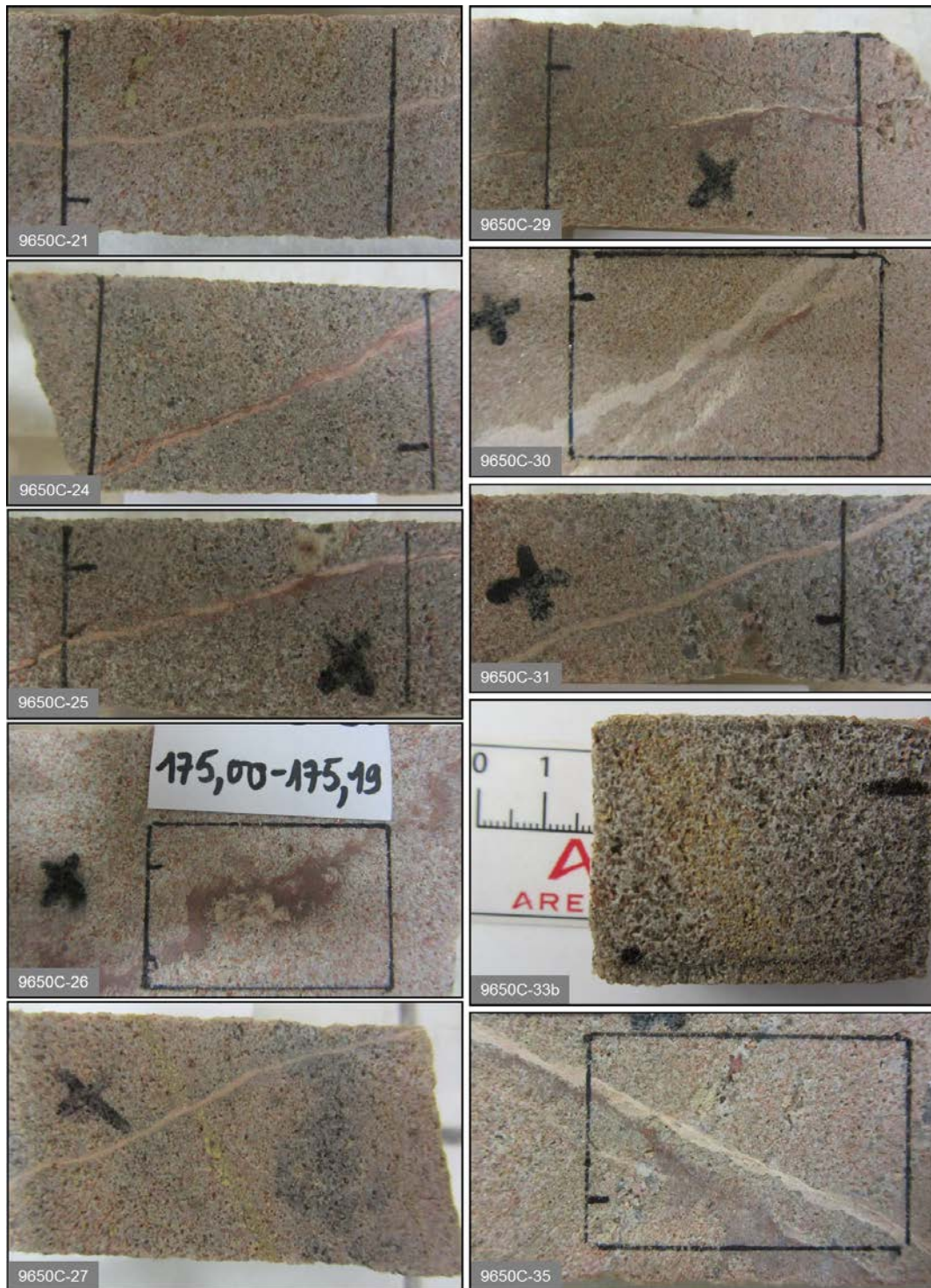


Figure 34 : Echantillon 9650C-21 : IMIN0011, grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome, côte 154m. Echantillon 9650C-24 : IMIN0014, grès moyen avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 147,30m. Echantillon 9650C-25 : IMIN0013, grès très grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 164m. Echantillon 9650C-26 : IMIN0013, grès très grossier avec une structure à hématite, côte 175,12m. Echantillon 9650C-27 : IMIN0009, grès grossier très oxydé, PJ en strati, fracture à remplissage d'harmotome, côte 150,25m. Echantillon 9650C-29 : IMIN0012, grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 154,5m. Echantillon 9650C-30 : IMIN0012, grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 151,13m. Echantillon 9650C-31 : IMIN0010, microconglomérat à analcime, fracture à remplissage d'harmotome, côte 126,39m. Echantillon 9650C-33b: IMIN0010, grès analcimolitique avec PJ en strati, côte 154,05m. Echantillon 9650C-35A : IMIN0010, grès très grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 147,13m. PJ : produits jaunes.

1.3.2. Lames empruntées chez AREVA

Au cours de cette étude, quelques lames issues de travaux antérieurs (Vallance, 2007 ; Billon, 2014) ont été choisies et réétudiées en fonction des thématiques. Les caractéristiques et les descriptions de ces dernières sont données dans le tableau 6 ci-dessous :

Lames	Sondage	Côte sondeur (m)	SPP (c/s)	Localité	Description	Formations
VNI-6	IMOU 848bis	116,30-116,50	430	Imfout centre		
VNI-11	IMOU 848bis	139,00-139,25	1600	Imfout centre	Alternance de Gf à Gm rose et d'analcimolite vert-kaki à vert-olive à ciment siloci-argileux et à litage horizontal	Tchi II
VNI-13	IMOU 848bis	140,63-140,86	1050	Imfout centre	Gg à litage oblique à ciment siliceux, chloriteux et hématiteux. Rare galets analcimeux avec traces d'oxydation.	Tchi II
VNI-21	IMOU 848bis	153,18-153,40	180	Imfout centre	Grès grossier, localement très grossier, à qtz + kfs rose très anguleux et analcimes, hématite et de la limonite.	Tchi II
VNI-31	IMOU 848bis	160,50-160,65	990	Imfout centre	Gg à Gtg à ciment essentiellement siliceux dans les niveaux les plus grossiers, et essentiellement argileux dans les niveaux les plus fins. Argiles imprégnées de PJ, An et galet d'analcimolite	Tchi II
VNI-32		161,43-161,70			Analcimolite massive de l'Abinky, analcime en très petites sphérules oxydées à cortex rouille à violet responsable de la couleur rose du faciès.	Abinky
VNI-47	IMOU 845bis	149,89-150,01	290	Imfout centre	Analcime II	Tchi II
VNI-63	IMTI 060	22,81-22,99	150	IMCA		
VNI-68	IMTI 060	28,37-28,53	540	IMCA		
VNI-76a	IMIN 002	179,97-180,20	24000	Imfout centre	Gg à litage bien marqué avec PN	Tchi II
VNI-78	IMIN 002	178,38-178,65	1200	Imfout centre	Gm à litage souligné par des petits intraclastes avec PJ et hém	Tchi II
VNI-85	IMIN 003	186,93-187,12	90	Imfout centre	Analcimolites à sphérules à cœur bleu et cortex rouille	Abinky

VNI-114	IMIN 006	119,37- 119,67	100	Imfout centre	Gm à litage bien marqué, à ciment de chlorite et de limonite	Tchi II
VNI-115	IMIN 001	172,78- 173,06	200	Imfout centre	Gg très riche en galets et copeaux analcimeux	Tchi II
9421-45	IMOU_1286_2	167,15	1500	Imfout Sud	Grès grossier + zone à Cpy	Tchi II
9423-12	IMOU_1516_2	138,4	750	Imfout centre	Grès moyen avec PJ, intraclastes légèrement oxydés	Tchi II
9425-12	IMOU_1263_2	147,4	450	Imfout Sud	Grès grossier + oxydes de fer	Tchi II
9425-13	IMOU_1263_2	148	900	Imfout Sud	Grès grossier à intraclastes + zone noire (MO?)	Tchi II
9425-14	IMOU_1263_2	148,6	2000	Imfout Sud	Grès grossier à intraclastes + remplissage de cavités (fragment végétal)	Tchi II
9426-17	IMOU_1273_2	132,38	12500	Imfout Sud	Grès fin + PJ	Tchi II
9426-34	IMOU_1273_2	152,2	300	Imfout Sud	Géode dans grès fin	Tchi II
9435-2	IMOU_0846_2	110,8	500	Imfout centre	Grès fin sombre + zone vertes à Cu ox	Tchi II
9435-33	IMOU_0846_2	144,7		Imfout centre		
9436-4	IMOU_1755_2	119	1500	Imatra		Tchi II
9436-5	IMOU 1755-2	119,4		Imatra	Gg à PN et PJ	Tchi II
9436-13	IMOU_1755_2	121	1500	Imatra	Grès moyen noir minéralisé (PN)	Tchi II
9437-10	IMOU_0769_2	141,2	1100	Imfout centre	Grès fin avec géode et zone à Cu et oxydation	Tchi II
9468-1	IMIN 002	176,5-180,2		Imfout centre	Gtg réduit à PN et PJ en taches	Tchi II

Tableau 6: Caractéristiques et description des anciennes lames/échantillons réétudiés. PN : produit noir, PJ : produit jaune.

1.3.3. Procédure d'échantillonnage

Le plan d'échantillonnage des sondages IMIN a été établi sur la base de la coupure 300 c/s AVP. Les intervalles de roches échantillonnées ont été choisis en repérant les grands pics de minéralisation avec le SPP γ le long de la carotte. Les carottes ont ensuite été sciées en deux parties donnant deux demi-carottes puis la demi-carotte ne comportant pas la génératrice a aussi été sciée en deux pour donner des quarts de carottes. Le quart de carotte comportant la génératrice a été numérotée et remise en caisse pour servir de témoin. L'autre quart de carotte a fait l'objet d'expédition à Bessines tandis que la demi-carotte est dédiée aux empreintes d'Hiller. L'échantillon peut représenter de 0,5 à 1,5 mètres de demi-carotte dans un faciès homogène. Chaque échantillon a été indexé, photographié, mesuré au SPP γ puis placé dans un sac accompagné d'une étiquette portant les détails de l'échantillon

L'expédition des échantillons a été effectuée sous les conditions ci-dessous:

- Mise en caisse des échantillons emballés et étiquetés

- Mesure de débit de dose sur chaque face de la caisse par les équipes du service radioprotection de la Cominak
- Enfûtage des caisses et nouvelle mesure des débits de doses sur les fûts
- Transmission des documents nécessaires à TNI qui est en charge du transport jusqu'à destination finale des échantillons
- Réception des échantillons à Bessines
- Déballage et référencement des échantillons
- Stockage de ces échantillons à la carothèque de DGS

2. Techniques analytiques

Les échantillons décrits précédemment ont été étudiés par diverses techniques analytiques. La figure 35 ci-dessous présente un organigramme présentant la méthodologie utilisée pour résoudre les questions posées dans cette étude.

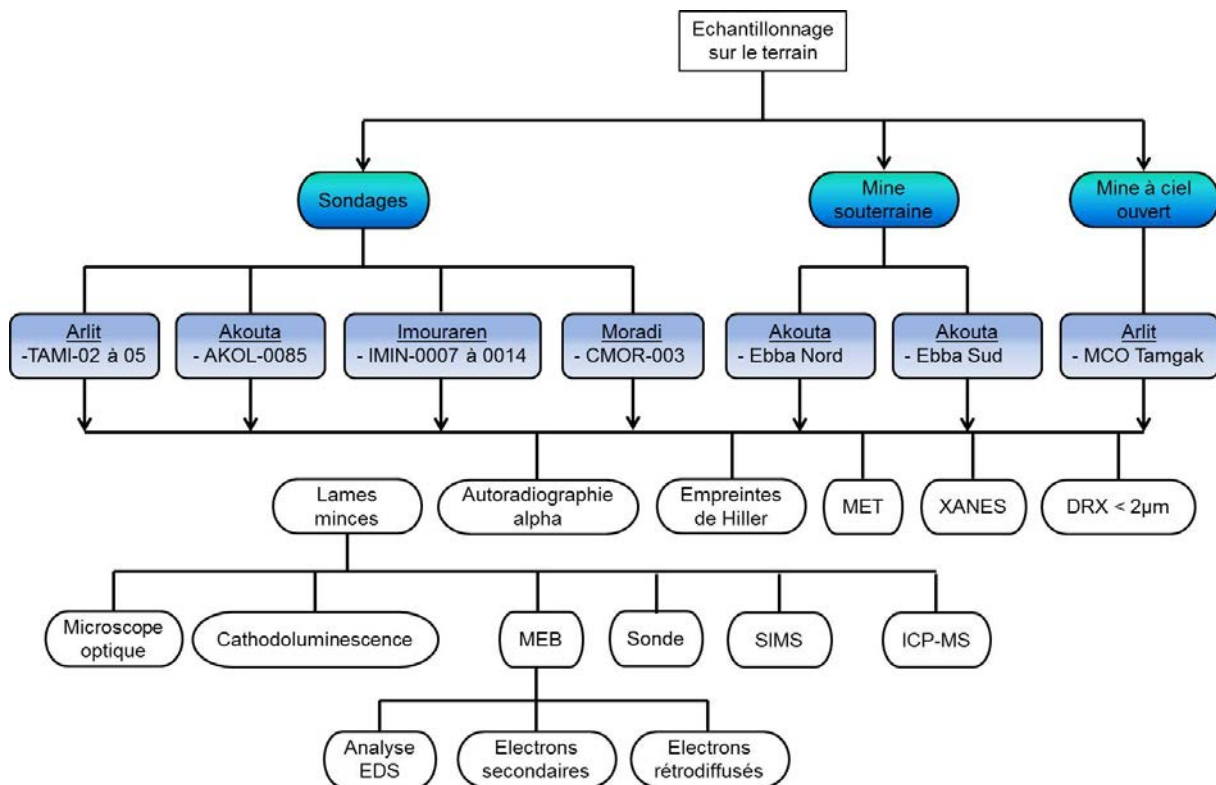


Figure 35 : Schéma récapitulatif de la méthodologie utilisée dans ce travail

2.1. Empreintes de Hiller

C'est une chromatographie de contact qui permet de mettre très rapidement en évidence la répartition de l'uranium sur un papier photo. C'est une méthode purement chimique facile et rapide d'exécution (2 minutes en moyenne), adaptée aux échantillons fortement minéralisés tels que ceux d'Akouta et Arlit. Le principe est que l'uranium solubilisé sera diffusé dans la couche de gélatine qui est ensuite révélée par une solution de ferrocyanure de potassium. Pour une raison pratique, les échantillons de demi-carotte ont été sciés en deux puis les deux échantillons complémentaires polis ont été mis en contact pendant quelques minutes avec le

papier photo préalablement imprégné dans une solution d'acide nitrique. Selon le principe de Hiller, les zones brunes correspondent à la minéralisation uranifère tandis que la coloration bleue est due à la présence de fer. Ce procédé a été utilisé pour une dizaine d'échantillons en provenance d'Akouta et d'Arlit au cours de cette thèse.

2.2. Autoradiographie alpha

L'autoradiographie alpha est une méthode de détection de matériaux radioactifs tels que les composés uranifères. C'est une chromatographie de contact facile à mettre en place et facilement reproductible. Contrairement aux empreintes de Hiller, cette méthode est mieux adaptée aux échantillons contenant des minéraux secondaires d'uranium tels que les gisements d'Imouraren et de Moradi. Le but est de visualiser à une échelle intermédiaire entre le terrain et le microscope, la distribution des minéraux uranifères et leur relation avec l'encaissant. Le détecteur de particule α utilisé est un film constitué de nitrate de cellulose fortement colorée en rouge. C'est sur cette pellicule qu'a été posée la surface sciée et parfaitement polie des échantillons pendant une période de 30 jours. Le film a ensuite été développé dans une solution de NaOH à 10% à 35°C pendant 30 heures. Cette méthode a été appliquée sur 34 échantillons représentatifs.

2.3. Tomographie des Rayons X

La tomographie dont le principe est basé sur l'analyse multidirectionnelle de l'interaction d'un faisceau de rayons X avec la matière, par enregistrement avec des détecteurs du rayonnement transmis après traversée d'un objet, consiste à reconstruire des images en coupes d'un objet. Dans cette étude, 9 sucres représentatifs ont été radiographiés à différents angles de rotation à 0° et à 90° (c'est-à-dire les deux faces perpendiculaires) avec un d'un tomographe à rayons X Nanotom Phoenix (GE) au laboratoire GeoRessources. En complément des autoradiographies, ces images en coupe ont permis d'avoir plus de précision sur le volume et la distribution de l'uranium dans la roche traversée par les rayons X. Il faut noter que la précision augmente avec la diminution de la taille de l'objet étudié. Cette reconstitution en 2D ayant donné l'information recherchée, la reconstitution des images 3D par calcul numérique, et basée sur un algorithme mathématique d'inversion de données, n'a pas été nécessaire.

2.4. Microscopies

L'implantation des lames a été surtout guidée par les résultats de l'autoradiographie alpha et des empreintes de Hiller pour les échantillons minéralisés, et par le microscope numérique pour les échantillons stériles et même parfois minéralisés. Ces traitements préalables ont été très efficaces car elles ont permis une bonne sélection des zones d'intérêt pour les études approfondies.

2.4.1. Microscopie numérique

La plupart des échantillons macroscopiques a été photographiée au microscope numérique KEYENCE (série VHX-5000). En plus d'être rapide, simple et convivial, il permet de visualiser les minéraux avec un contraste élevé et un détail fin, à une échelle intermédiaire entre la mine et le microscope. Le grossissement peut aller jusqu'à X200 avec une grande

profondeur. Il a l'avantage de produire des images nettes en 2D et 3D. Grâce à une platine motorisée, il est possible, même lorsque la cible présente une surface irrégulière, d'obtenir une image entièrement nette en composant des images pour des positions de mise au point différentes.

2.4.2. Microscopie optique

Plus d'une centaine de sucres ont été minutieusement sélectionnés pour confectionner des lames minces et des lames épaisses. Les lames ont tout d'abord été observées en microscopie optique, en lumière polarisée analysée (LPA) et non analysée (LPNA), ainsi qu'en lumière réfléchie (LR) afin de repérer les zones d'intérêt. Une fois ces zones ciblées, un cercle a été dessiné afin de faciliter le travail lorsque l'on passe sur le microscope électronique à balayage. Ces études en microscopie optique ont été réalisées au laboratoire Géoressources de Nancy, sur des microscopes optiques OLYMPUS ayant un grossissement allant jusqu'à X500.

2.4.3. Microscopie électronique à balayage

Une fois les lames d'intérêt métallisées, une étude plus approfondie de ces zones a été réalisée au microscope électronique à balayage (MEB), dans les locaux de la SCMEM de la faculté des sciences de Nancy. La Microscopie Electronique à Balayage est une technique analytique basée sur le principe des interactions électrons-matière. Elle consiste à balayer la surface d'un échantillon par un faisceau d'électrons. Les électrons, produits par le chauffage d'un filament de tungstène ou d'une pointe d'hexaborure de Lanthane LaB₆, sont accélérés sous haute tension et focalisés par des lentilles électromagnétiques. Lorsque le faisceau d'électrons primaires entre en contact avec la surface de l'échantillon, il se produit différents types d'interactions électrons-matière qui engendrent l'émission de particules dont les électrons secondaires (E.S), les électrons rétrodiffusés (E.R) et les rayons X. Les électrons secondaires sont sensibles aux variations de la surface de l'échantillon et permettent notamment de visualiser le relief. Les électrons rétrodiffusés sont utilisés pour identifier des contrastes de masse entre minéraux. En effet, plus la masse atomique est élevée, plus le nombre d'électrons rétrodiffusés est important et plus le minéral apparaît clair sur l'image. Cependant il ne s'agit là que d'une analyse qualitative. Pour effectuer des analyses ponctuelles semi-quantitatives, on utilise l'émission des rayons X qui sont analysés par un spectromètre à dispersion d'énergie EDS. Deux appareils ont été utilisés selon le but recherché :

- un MEB à effet de champ, de référence JEOL J7600F, réalisant une analyse combinée EDS/WDS : spectromètre EDS de type SDD couplé à un spectromètre WDS Oxford Wave pour des analyses ponctuelles semi-quantitatives. Il faut préciser que lorsque ce MEB est bien calibré sur un nombre limité d'éléments, il a une précision tout à fait comparable à celle de la microsonde.

- un MEB «Hitachi S-4800 SEM», permettent notamment de visualiser le relief des minéraux et les interrelations géométriques. Le MEB JEOL J7600F très majoritairement utilisé dans cette thèse, possède une très bonne résolution, un courant de faisceau fort, d'environ 100nA, et une tension d'accélération des électrons de 15,0 kV. En tout, 38 séances ont été réalisées en microscopie électronique à balayage, sur environ 80 lames d'intérêt. Plusieurs spectres d'analyses chimiques ont été faits afin de mieux caractériser les différentes phases présentes dans nos différentes lames. Ces spectres, dont certains seront présentés en

annexe ou dans le texte, ont été majoritairement présentés en pourcentage atomique, avec une limite de détection d'environ 0,5 en % massique.

2.4.4. Microscopie électronique à transmission

Des microphotographies par microscopie électronique à transmission (MET), des spectres et des diffractions ont été effectués sur des échantillons représentatifs afin d'observer la texture individuelle des minéraux et d'obtenir leur composition chimique élémentaire à l'échelle de quelques nanomètres. En 6 séances, 14 poudres ont été dispersées dans de l'éthanol et déposées sur une micro-grille (Formvar/Carbon 300 Mesh Ni, Agar Scientific, Essex, England). Les investigations ont été réalisées à une intensité de 200kV à l'aide d'un microscope Philips CM20 équipé de détecteur Si- Li SCMEM de la faculté des sciences de Nancy. Les compositions chimiques ont été déterminées en utilisant la spectroscopie à dispersion d'énergie X-Ray (EDX). Les spectres EDX sont enregistrés au moyen d'un spectromètre de PGT et équipés d'une fenêtre ultra-mince de détecteur de rayons X. Les facteurs K_{AB} sont déterminés en utilisant des standards.

2.4.5. Microscopie électronique à transmission haute résolution (HRTEM)

L'imagerie à haute résolution a été effectuée sur quelques échantillons représentatifs avec un JEOL ARM 200F – froide FEG (résolution ponctuelle de 0,19 nm) équipé d'un GIF Quantum ER. Le microscope électronique à transmission à haute résolution est un instrument particulièrement important pour l'étude structurale locale des minéraux à l'échelle de quelques dixièmes de nanomètres en microscopie haute résolution. Là où la diffraction des RX ne fournit qu'une structure moyenne sur un volume macroscopique, le microscope électronique à haute résolution apporte des informations sur la structure cristalline.

2.5. Diffraction des rayons X

Les minéraux argileux des différentes formations ont été étudiés par diffraction des rayons (DRX) sur des fractions fines ($< 2\mu\text{m}$) obtenues par extraction aux ultrasons puis à la centrifugeuse. Les diffractogrammes ont d'abord été acquis à l'état naturel par séchage à l'air ambiant. Les lames ont ensuite été saturées à l'éthylène glycol pendant au moins 24h pour la mise en évidence des phases gonflantes, et chauffées à 550°C pour suivre la fermeture de certaines phases et la mise en évidence des phases instables avec l'augmentation de la température. En 13 séances, 29 lames orientées ont été passées au diffractomètre Bruker D8 Advance installé dans les locaux du Laboratoire interdisciplinaires des environnements continentaux (LIEC), avec un rayonnement $\text{CoK}\alpha$ non monochromatique (35 kV, 45 mA). Il est relié à un ordinateur par le logiciel d'exploitation « Diffract.suite » et les diffractogrammes sont traités avec le logiciel EVA. Les paramètres d'analyse pour l'appareil correspondent à la gamme 3-40 °2 θ avec des pas de 0,02 °2 θ et un temps d'acquisition de 3 secondes par pas. La durée d'acquisition des spectres de diffraction est fixée en fonction des objectifs d'investigation. La méthode générale de la DRX consiste à soumettre l'échantillon à un pinceau de rayons X, et à regarder l'intensité de rayons X qui est diffractée. Les rayons X diffractés présentent des maxima dans certaines directions, typiques de la structure cristalline. On enregistre l'intensité détectée en fonction de l'angle de déviation 2 θ "deux-thêta" du faisceau : les spectres obtenus sont appelés «diffractogrammes».

2.6. Spectroscopie de structure près du front d'absorption de rayons X (XANES)

La quantification du rapport fer ferrique / ferreux dans les chlorites ferrifères a été réalisée par un microscope à rayons X en mode transmission couplé à la ligne Fe $L_{2,3}$ d'absorption des rayons X (XANES) suivant les procédures développées par Bourdelle et al. (2013c). L'analyse a été effectuée sur le faisceau 5.3.2.2 à l'Advanced Light Source (ALS) au laboratoire nationale Lawrence Berkeley, département américain de l'énergie (USA). L'ALS a été paramétré à voltage de 1,9 GeV et un courant de 500 mA en mode recharge suivant le protocole de Bluhm et al. (2006) et Miot et al. (2009).

2.7. Microsonde électronique

Pour acquérir des données chimiques plus précises sur les zones les plus intéressantes observées au MEB, nous avons utilisé la microsonde. Là encore, elle se situe dans les locaux de la SCMEM de la faculté des sciences de Nancy. La microsonde électronique de Castaing, de référence CAMECA SX100, est composé de cinq spectromètres de masses, réalisant un comptage des éléments chimiques en un point donné sur la lame, avec une limite de détection de l'ordre de 100 ppm. Les différentes informations pour chaque élément (raie, spéciation, cristal, pic, temps de comptage et standard) sont données dans le tableau 7 ci-dessous. En tout, 20 séances de microsonde d'une journée ont été réalisées durant cette thèse, sur 45 lames différentes, donnant environ plusieurs dizaines de points d'analyses par lame. Ces données ont ensuite été traitées sous Excel afin d'en tirer les informations importantes (formules structurales) et permettant la réalisation de graphiques cristallographiques.

Élément	Raie	Spéciation	Cristal	Pic	Temps de comptage	Calibration / Standard
Al	K α	Sp4	TAP	32460	10	Al ₂ O ₃
Si	K α	Sp4	TAP	27745	10	Albite
Na	K α	Sp2	TAP	46318	8	Albite
Mg	K α	Sp2	TAP	38456	10	Olivine
P	K α	Sp2	TAP	24009	10	Monazite
Ca	K α	Sp1	PET	38384	10	Andradite
K	K α	Sp5	LPET	42753	10	Orthose
Ti	K α	Sp5	LPET	31425	10	MnTiO ₃
V	K α	Sp3	LIF	62171	10	V-SX9
Fe	K α	Sp3	LIF	48085	10	Pyrite
Cu	K α	Sp3	LIF	38264	10	CuFeS ₂
Y	L α	Sp2	TAP	25132	10	Monazite
Zr	L α	Sp1	PET	69412	10	Zircon
Mo	L α	Sp5	LPET	61763	10	Mo-métaux
Ce	L α	Sp1	PET	29260	10	Monazite
Pb	M α	Sp5	LPET	60376	10	PbS
U	M α	Sp1	PET	44673	10	UO ₂

Tableau 7: tableau récapitulatif des différents réglages et calibrations pour chaque élément analysé à la microsonde JEOL J7600F.

2.8. Techniques de datation isotopique

2.8.1. Datation des oxydes d'uranium par la méthode U-Pb

Les âges isotopiques pour 7 échantillons ont été calculés à partir des mesures des isotopes de l'uranium, du plomb et du thorium réalisées par microsonde ionique. Les compositions isotopiques de ces lames métallisées à l'or, ont été acquises avec la microsonde CAMECA IMS-1270 du CRPG-CNRS de Nancy, suivant le protocole expérimental décrit par Deloule et al. (2002). Pour les datations U-Pb, le faisceau d'ions O_2^- primaire (source d'oxygène) a été accéléré à 13 kV, avec une intensité de courant primaire variant entre 10 et 25 nA. La taille du spot d'analyse est de 25 μm . Les étalonnages de masse et de l'énergie ont été vérifiés avant chaque mesure, après qu'une pré-pulvérisation cathodique de 2 min ait été faite par le faisceau primaire afin de nettoyer le revêtement d'or. Le standard utilisé est une uraninite de Zambie datée à 540 Ma \pm 4 Ma. La correction pour le plomb commun a été faite en mesurant la quantité de ^{204}Pb .

2.8.2. Datation de la pyrite par la méthode Re-Os

Le principe de la datation Re-Os repose sur la décroissance radioactive naturelle de l'isotope ^{187}Re en ^{187}Os . Cette décroissance s'effectue avec une constante de désintégration (λ) de $1,666.10^{-11}$ an, soit une période de demi-vie de 41,6 Ga.

Il est possible de calculer l'âge d'un échantillon à partir de la formule mathématique suivante : $^{187}Os = ^{187}Re (e^{\lambda t} - 1) + ^{187}Os_{initial}$.

Pour réaliser des datations par le système isotopique Re-Os, on fait appel aux couples isotopiques $^{187}Os/^{188}Os$ et $^{187}Re/^{188}Os$. Selon l'abondance ou non du rhénium dans les minéraux (fonction de leur nature et leurs conditions de formation), il est possible de calculer un âge absolu ou un âge par la méthode dite isochrone (Fig. 36).

Les échantillons très riches en rhénium favorisent la formation d'une quantité importante de l'isotope ^{187}Os radiogénique, au point d'en dominer la composition en osmium total du minéral. On peut donc estimer que tout le ^{187}Os mesuré provient de la désintégration du ^{187}Re et que la composition du ^{187}Os initial négligeable dans l'échantillon. Dans ce cas, l'équation de décroissance radioactive devient : $^{187}Os = ^{187}Re (e^{\lambda t} - 1)$. A partir de cette équation simplifiée, il est possible de calculer directement l'âge absolu de chaque échantillon en mesurant le ^{187}Os et le ^{187}Re contenus dans l'échantillon et sans recourir à un isochrone :

$$t = (\ln (^{187}Os/^{187}Re) + 1) / \lambda.$$

En revanche, dans le cas de minéraux pauvres en rhénium (donc en osmium radiogénique), la quantité de ^{187}Os initial est non négligeable et un calcul de l'âge nécessite une normalisation de chaque membre de l'équation par l'isotope ^{188}Os . Ainsi l'équation devient : $(^{187}Os/^{188}Os) = (^{187}Re/^{188}Os) \text{ mesuré } (e^{\lambda t} - 1) + (^{187}Os/^{188}Os) \text{ initial}$. Lorsque plusieurs échantillons à dater proviennent du même épisode, on peut supposer qu'ils ont le même rapport $(^{187}Os/^{188}Os)$ initial. En plaçant les mesures faites sur des échantillons dans un graphique $(^{187}Os/^{188}Os) = f (^{187}Re/^{188}Os)$, on peut alors obtenir un isochrone dont l'ordonnée à l'origine indique le rapport $(^{187}Os/^{188}Os)$ initial et la pente sera égale à $(e^{\lambda t} - 1)$.

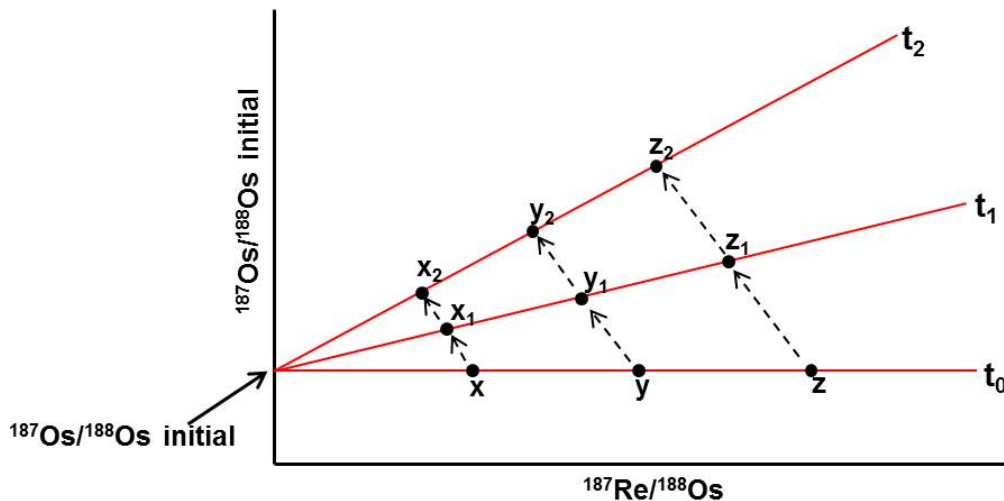


Figure 36: Principe de la droite isochrone dans le système Re-Os.

A partir de ce graphique, un seul âge est obtenu à partir de plusieurs échantillons contemporains contrairement à l'âge absolu qui est individuel.

Avant de procéder à la datation proprement dite, les échantillons ont d'abord été étudiés au MEB sur lames minces métallisées. Ces pyrites ont subi une préparation d'abord physique par triage à la pince des minéraux et par broyage de la roche dans la salle de broyage de la faculté des sciences de Nancy, puis chimique par extraction du rhénium et de l'osmium au CRPG de Nancy. Les échantillons sélectionnés ont ensuite été broyés par étapes à l'aide de différentes machines. La première étape de broyage a été faite à l'aide d'un broyeur à mâchoires qui fragmente la roche de façon grossière, puis, l'échantillon est broyé plus finement par un broyeur à rouleaux. La digestion des échantillons a été faite à l'aide d'un four de haute pression ($T=300\text{ °C}$ et $P=130\text{ bars}$) afin de mettre l'osmium dans un état d'oxydation particulier pour ne pas être volatil. Après la séparation, les échantillons sont ensuite rigoureusement pesés avant d'être introduits dans des tubes en quartz. Pour cette étude, environ 300 mg de pyrite à laquelle a été ajouté les deux traceurs isotopiques (ou spikes) précisément pesés, ont été nécessaires pour réaliser une datation.

Après toute la série de traitement physique des échantillons, vient ensuite la partie chimique qui consiste à extraire l'osmium et le rhénium. Pour ce qui est l'osmium, il sera extrait par la méthode dite «extraction liquide-liquide» puis purifié par micro-distillation. La solution extraite résiduelle (sans osmium), contient entre autres éléments, le rhénium qu'il faut aussi extraire et isoler du reste de la solution pour pouvoir effectuer les mesures spectromètre de masse. Les mesures isotopiques de l'osmium et du rhénium ont été faites au CRPG de Nancy en collaboration avec Laurie Reisberg avec un spectromètre de masse à thermo-ionisation et un spectromètre de masse à source plasma (MC-ICP-MS). Pour les deux éléments, les mesures sont acquises en mode «peak jumping» qui veut dire que les toutes les masses préalablement choisies seront mesurées les unes après les autres.

2.9. Microthermométrie

La microthermométrie consiste en la mesure des températures des changements de phase qui interviennent dans une inclusion fluide (IF) lors du refroidissement ou de son chauffage.

L'échantillon étudié consiste en un fragment de lame épaisse polie sur les deux faces (épaisseur de l'ordre de 150 μm). Le matériel utilisé est un microscope optique à transmission équipé d'une platine qui permet classiquement de refroidir jusqu'à -190°C et de chauffer jusqu'à 600°C .

Le refroidissement de l'inclusion fluide s'effectue grâce à une circulation d'azote liquide. Le chauffage étant assuré par une résistance électrique. L'étude des inclusions fluides (IF) a été effectuée sur des lames épaisses au laboratoire GeoRessources de Nancy à l'aide d'une platine microthermométrique couplée à une caméra de marque LINKAM MDS 600. Les paramètres microthermométriques des IF sont mesurés pour des températures comprises entre -170°C et $+600^\circ\text{C}$. Le calibrage thermique a été fait à froid en utilisant des standards d'IF synthétiques de CO_2 et H_2O . La précision des mesures est de $\pm 0,2^\circ\text{C}$ à basse température et de 2°C à haute température. Les températures d'homogénéisation ont été observées à un taux de $1-5^\circ\text{C}/\text{min}$, dépendant de la taille de l'inclusion. La nomenclature suivante a été utilisée pour les différents paramètres microthermométriques qui ont pu être mesurés :

Tf H_2O : la température de fusion de la glace (fusion à l'équilibre (L+V+S) du dernier glaçon) permet d'estimer une salinité exprimée en % poids équivalent NaCl à partir des données expérimentales (Bodnar, 1993) dans le cas des inclusions fluides dépourvues d'espèces volatiles;

TH (L + V \rightarrow L ou V) : la température d'homogénéisation totale est la température de passage d'un état biphasique à un état monophasique, et correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Elle permet de calculer la densité du fluide dans les systèmes à H_2O pur et H_2O -sels.

Les isochores pour les fluides aqueux ont été calculés sur la base de la Th moyenne et de la salinité à l'aide du programme de Zhang et Frantz (1987) comme leurs contenus en gaz sont très faibles.

Les gaz (CO_2 , CH_4 , O_2 , H_2) contenus dans les phases vapeur ainsi que la chlorinité de certaines inclusions, ont été analysés par spectroscopie Raman. Cette opération s'effectue toujours avant les mesures de Th et Tf à cause du risque de décrépitation de l'inclusion fluide.

2.10. Cathodoluminescence

Des lames minces portant des grès riches en carbonates ont été passées à la cathodoluminescence (CL) au laboratoire GeoRessources à l'aide d'un microscope optique de type Olympus BH2-UMA équipé d'une camera AxioCam ICc 1 couplé à la cathodoluminescence. Le but de la manipulation était de chercher si différentes générations de carbonates existent.

Le phénomène de CL correspond à une émission de lumière par solide lorsque celui-ci est soumis à une source d'énergie extérieure comme par exemple un bombardement électronique. L'observation d'un tel phénomène n'est pas une "obligation", tout dépend du solide et de sa composition chimique. Le phénomène peut donc se résumer à trois processus simple: absorption d'une énergie d'excitation qui "stimule" le système vers un état d'excitation, transformation et transfert de l'énergie d'excitation et émission de lumière lors de la relaxation du système qui se traduit par un retour des électrons excités à leur niveau "fondamental" non-excité. Les conditions nécessaires à l'obtention du phénomène de luminescence sont surtout la

présence de défauts (physiques et chimiques) dans la structure du solide. Un minéral "parfait" (donc sans défaut de réseau) et pur ne pourra émettre de lumière s'il est bombardé.

La liste ci-dessous montre la charte de couleur des minéraux en cathodoluminescence établie par Duttine M (<http://loic.portelette.free.fr/Methodes/CI/Cathodoluminescence.htm>).

Cristal	Couleur de luminescence
Quartz	Mauve
Feldspath potassique	Bleu brillant
Feldspath plagioclase : albite	Rosé
Feldspath plagioclase : anorthite	Vert jaune
Carbonates : calcite	Orange
Carbonates : dolomite	Rouge
Minéraux lourds : zircon	Jaune brillant
Minéraux lourds : apatite	Jaune orangé

2.11. LA-ICP-MS

Enfin, une étude en ablation laser ICPMS a été réalisée sur 15 lames minéralisées en uranium pour les 3 principaux gisements. Le but de cette étude était la quantification des terres rares (Rare Earth Elements (REE)) dans ces minéralisations, afin d'essayer de retracer la source de l'uranium et comparer les spectres obtenus sur les différents gisements. L'étude s'est faite au laboratoire GeoRessources de Nancy, à l'aide d'un spectromètre de masse à plasma induit couplé à un système d'ablation laser. Le laser nanoseconde excimer de 193 nm de longueur d'onde, de référence GEOLAS Pro, permet l'ablation des minéraux. Le matériel ablaté est transporté ensuite grâce à un flux d'hélium jusqu'au spectromètre de masse à plasma induit, de référence AGILENT 7500. La résolution spatiale va de 5 à 160 μm , analysant des éléments chimiques de masse allant de 7 (Li) à 238 (U), avec une limite de détection allant du ppm à la dizaine de ppm. Le diamètre du faisceau utilisé est de 60 μm . Les résultats de l'analyse sont obtenus en intensité brute en fonction du temps. La quantification se fait par l'utilisation d'un standard externe (verre silicaté NIST SRM 610 et NIST SRM 612 (Pearce et al, 1997) et un standard interne (élément majeur du minéral analysé, U pour les uraninites (Lach et al, 2013)) en suivant la procédure de Longerich et al., 1996.

Les concentrations en terres rares sont ensuite normalisées par rapport aux chondrites (Taylor et McLennan (1985), Tableau 8).

La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
0,367	0,957	0,137	0,711	0,231	0,087	0,306	0,058	0,381	0,085	0,249	0,036	0,248	0,038

Tableau 8: Concentrations en terres rares des chondrites en ppm, selon Taylor et McLennan, 1985.

La technique d'ablation laser couplée à l'ICPMS a également été utilisée pour l'analyse de la chimie des inclusions fluides individuelles piégées dans les surcroissances de quartz en suivant la méthodologie décrite par Leisen et al. (2012). Le calcul de la composition chimique du fluide est basé sur les données microthermométriques et notamment la mesure de fusion de la glace. Na est utilisé comme standard interne pour la quantification.

CHAPITRE III :
Pétrographie et
minéralogie à Akouta,
Arlit et Imouraren

Ce chapitre a pour objectif d'apporter des compléments pétrographiques notamment sur de nouvelles zones en mine souterraine et MCO, et surtout replacer les minéralisations dans l'enchaînement des phénomènes diagénétiques, et les relations entre les minéralisations et leurs encaissants. Les résultats qui suivront seront présentés de façon relativement chronologique afin d'aboutir à une séquence paragénétique des événements.

A. Etude Distribution de la minéralisation uranifère dans la roche

Avant la confection des lames qui serviront de support pour les études microscopiques, les échantillons minéralisés récoltés en mine ont été étudiés par la méthode des empreintes de Hiller, d'autoradiographie alpha et de tomographie des RX afin de visualiser à une échelle intermédiaire entre le terrain et le microscope, la distribution des minéraux uranifères dans les grès.

La méthode d'empreinte de Hiller, plus adaptée aux minéralisations de haute teneur (4,13 ‰ et 2,2 ‰, respectivement pour Akouta et Arlit) a été choisie pour visualiser la distribution de l'uranium dans les roches. Selon le principe de Hiller, les zones brunes correspondent à la minéralisation uranifère tandis que la coloration bleue est due à la présence de fer. Les résultats montrent clairement que la minéralisation uranifère (coloration brune sur les papiers photo) se situe au niveau des joints stratigraphiques dans les lits plus riches en argiles (Fig. 37A, B, C et D), mais aussi dans la porosité des grès (Fig. 37E et F).

A Imouraren, c'est l'autoradiographie alpha qui a été sélectionnée comme méthode d'étude de la répartition de l'uranium (Fig. 38). L'analyse des pellicules montre bien la répartition de minéraux émetteurs de particules α exprimés par des points blancs sur la pellicule.

L'étude des échantillons d'Imouraren par imagerie des Rayons X, en complément des autoradiographies alpha, a apporté plus de précisions sur la répartition de la minéralisation dans la roche encaissante. L'observation de ses images permet de tirer les conclusions suivantes :

- L'essentiel de la minéralisation à Imouraren est contrôlée par la stratification
- certains échantillons montrent clairement que les fractures à remplissage d'harmotome sont postérieures à la minéralisation dans la stratification.
- L'étude systématique d'une trentaine d'échantillons à fracture a clairement montré que presque toutes les fractures à remplissage d'hématite+harmotome sont imprégnées de produits jaunes (Fig. 38, flèche blanche) contrairement à celles à remplissage d'harmotome uniquement (Fig. 38, flèche verte). Cette dernière peut signifier que l'harmotome n'est pas lié au fluide minéralisateur.



Figure 37 : exemple de résultats d'empreintes de Hiller sur quelques échantillons d'Akouta et Arlit. La couleur maron sur la couche de gélatine traduit la présence de l'uranium.

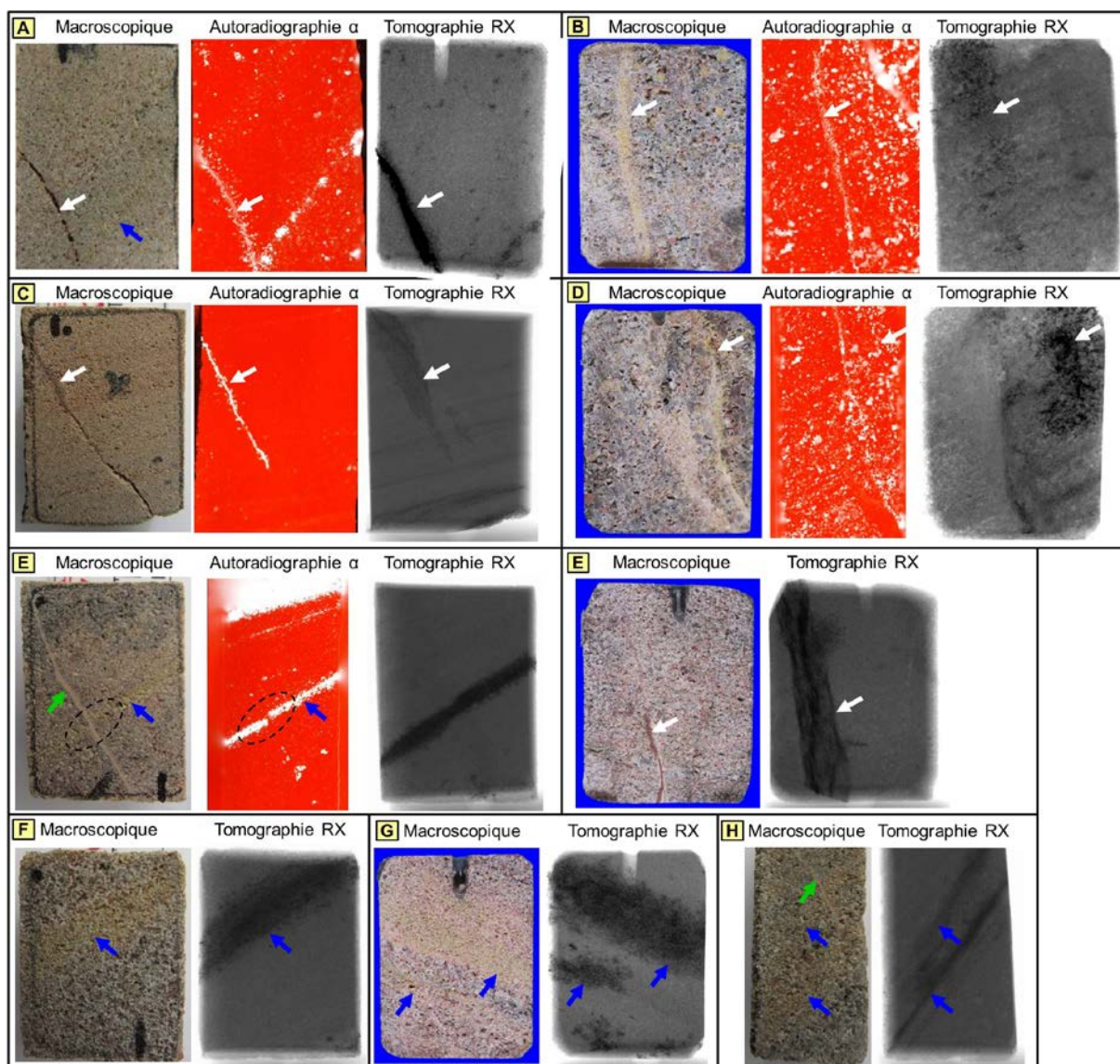


Figure 38: exemple de résultats d'autoradiographie alpha sur quelques échantillons d'Imouraren. Les points blancs sur la pellicule donnent la distribution de l'uranium. Flèches blanches : fractures à remplissage d'hématite+harmotome contenant des produits jaunes (PJ). Flèches vertes : fractures à remplissage d'harmotome uniquement et non minéralisées.

Les méthodes d'analyse (autoradiographie, Hiller et tomographie RX) appliquées sur les échantillons possèdent un potentiel unique pour la cartographie in-situ de micro-particules d'uranium disséminées dans les sédiments. La combinaison de ces résultats avec les données obtenues par d'autres méthodes (microscopie électronique, MEB, microsonde électronique etc...) permet l'identification concentrations anormales d'uranium dans les sédiments.

Ces deux méthodes sont en fait complémentaires, puisque chacune donne une idée spécifique, l'empreinte de Hiller, donnant une image de l'uranium extractible s'il existe, tandis que l'autoradiographie α , fournit la répartition de tous les émetteurs α , y compris donc le thorium. Ces méthodes ont l'avantage de permettre une meilleure selectivité des zones d'intérêt.

B. Pétrographie et minéralogie

En français, le mot « pechblende » a été souvent utilisé pour désigner l'oxyde d'uranium dont l'habitus est sous forme de sphérolite. Cependant, la nomenclature internationale impose

d'utiliser les noms des minéraux avec la terminaison « ITE » si bien que nous avons utilisé systématiquement le mot uraninite comme les anglosaxons.

1. AKOUTA

Les travaux ont porté sur les gisements d'Ebba Nord, d'Ebba Sud et d'Akola Ouest dans le périmètre d'exploitation AFASTO (PEX AFASTO). Les gisements d'Akola, d'Akouta et d'Ebba Nord et d'Ebba Sud, s'alignent du Nord au Sud, ce qui permet d'apprécier l'influence de la faille d'Arlit et de ses structures secondaires sur les caractéristiques des gisements le long de ces structures.

A Akouta dans le secteur d'Ebba Nord et Sud, la méthodologie de l'étude consiste à comparer du point de vue minéralogique et diagénétique, les faciès réduits (Ebba Sud) et les faciès d'oxydo-réduction (Ebba Nord). Les échantillons étudiés ont été prélevés dans des faciès réduits préservés de l'oxydation du Guézouman inférieur (Q62inf) et du Guézouman moyen (Q43moyEst) et des faciès d'oxydo-réduction (Roll front) du Guézouman moyen (Q43moyEst).

I. Minéraux détritiques

Les formations gréseuses étudiées sont composées généralement de 70 à 80% de quartz, souvent monocristallins à extinction normale ou ondulante, parfois polycristallins et arrondis par le transport. Ces grains ont été analysés par cathodoluminescence (Cavellec, 2006) et ont pour origine des roches ignées avec une composante volcanique pour le Guézouman, ce qui indique que le massif de l'Aïr situé à proximité peut en être la source. Ces grains contiennent plus d'inclusions vitreuses et de petits cristaux de type zircon ou apatite. Les feldspaths représentent en général quelques pourcents des grès. Ils sont pour la plupart fortement altérés et présentent des contours irréguliers.

II. Minéraux diagénétiques

1.1. Faciès réduits

1.1.1. Les surcroissances de quartz

En général, les surcroissances de quartz sont en continuité optique avec le grain détritique, et peuvent être jointifs lorsque la phase de silicification occupe la totalité de la porosité. Cependant, ces auréoles de nourrissage sont plus ou moins bien développées et préservées. Il a notamment été observé que les surcroissances étaient très corrodées dans les zones où la porosité est comblée par un ciment argileux, laissant suggérer une interruption de croissance pour les kaolinites et chlorites (Planche 1A). Au contraire, entourés de ciment calcitique, elles sont régulières et automorphes (Planche 1B).

1.1.2. Les carbonates

La calcite a rarement été observée dans les faciès réduits. Elle apparaît sous forme de ciment entre les grains de quartz après la phase de silification (Planche 1B).

1.1.3. Les sulfures

La pyrite : dans les faciès réduits, la pyrite (FeS_2) est général en ciment entre des grains détritiques, formant des « lits » centimétriques ou des nodules pluricentimétriques à pluridécimétriques. Ces nodules englobent des grains détritiques de même nature que le grès dans lequel ils se forment. La pyrite s'exprime sous différentes morphologies:

- en framboïdes, eux-mêmes couronnés par une bande circulaire de pyrite (Planches 1D et 1G). Ces framboïdes sont considérés comme précoces et liés à l'activité bactérienne.
- en pseudomorphose de tissus végétaux : la préservation de la morphologie des cellules végétales indique une épigénie précoce anté-compaction (Planches 1C et 1D)
- en épigénie de grains de quartz, la pyrite remplaçant partiellement le quartz tout en conservant parfaitement la forme originelle du quartz (Planche 1E)

Ces pyrites forment aussi souvent des alternances de bandes avec les chlorites ferrifères et semblent donc intimement liées à ces dernières (planches 1C et 1H).

Au moins trois générations de pyrite sont distinguées pétrographiquement: i) les framboïdes, ii) la pyrite en couronne autour des framboïdes, et iii) les surcroissances de pyrite (flèches jaunes de la planche 1H). Pour compléter ces observations, des échantillons riches en sulfures prélevés dans la mine de Cominak, ont été analysés à la microsonde électronique. Ces analyses ont permis de différencier quatre générations de pyrite (Figs. 39 et 40) :

- 1) une phase précoce de développement de la pyrite sous forme de framboïdes, en pseudomorphose de débris végétaux, en lits massifs associés à la matière organique et en ciment dans des nodules.
- 2) Une deuxième génération, composée de pyrites xénomorphes ou automorphes, parfois centimétriques. Elles sont caractérisées par une très forte teneur en arsenic (de 3000 à 28500 ppm avec une moyenne à 8200 ppm).
- 3) La troisième génération de pyrite est constituée de cristaux automorphes à sub-automorphes qui croissent entre les grains détritiques ou sur les carbonates des géodes. On les retrouve également sous la forme de gros cristaux xénomorphes dans les géodes. Dans les premiers temps de cristallisation, elle contient encore des teneurs élevées en arsenic proches de celles de la seconde génération, ainsi que du nickel, du cobalt et du plomb (la teneur en $\text{Ni}+\text{Co}+\text{Pb}$ est comprise entre 1000 et 8300 ppm avec une valeur moyenne de 2100 ppm). Tous ces éléments diminuent fortement pendant la fin de cristallisation des pyrites III.
- 4) La quatrième génération n'a été mise en évidence que dans un échantillon, englobant les phases les plus tardives. Elle se distingue par sa morphologie en ciment, notamment au centre des « taches blanches » des grès minéralisés et présente la particularité d'être plus riche en plomb que les autres générations qui ont une concentration nulle en cet élément. Au sein des mêmes cristaux, on voit des zones plus riches en plomb, indiquées par l'étalement des valeurs sur la Figure 39. Cela pourrait être dû à des pulses de fluide de concentrations variables en plomb ou du plomb radiogénique.

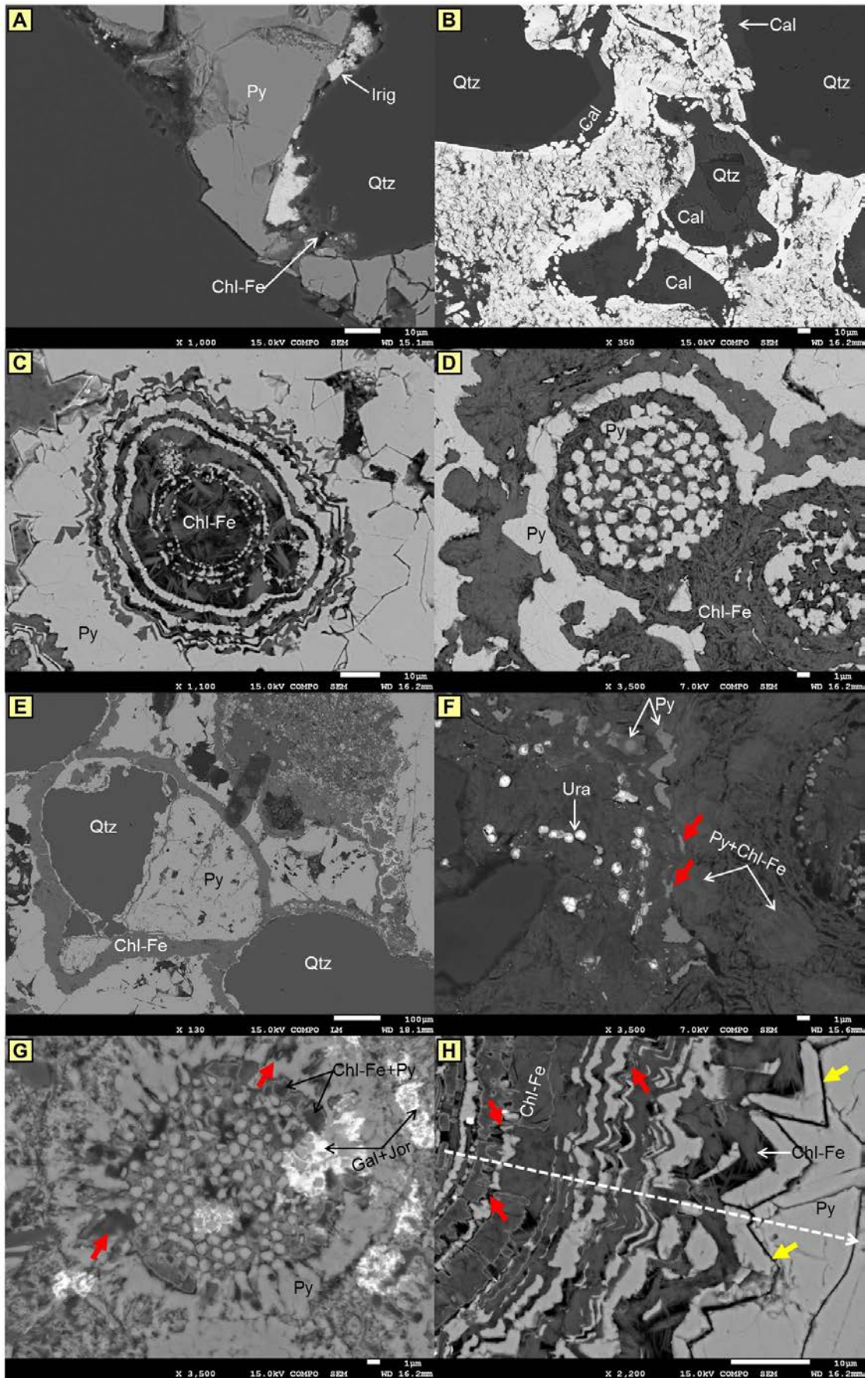


Planche 1 : Images en électrons rétrodiffusés (E.R). A) Précipitation de chlorite-Fe sur les surcroissances de quartz. Remarquer que les surcroissances de quartz sont abimées au contact des chlorites. B) Ciment de calcite

englobant les quartz nourris. Remarquer que les surcroissances de quartz sont bien développées et conservées au contact du ciment calcitique. C) Epigénie des tissus végétaux par les bandes de pyrite, elles-mêmes intercalées avec des chlorite-Fe. D) Pyrite framboïdale reprise par une bande de pyrite, le tout dans une matrice de chlorite-Fe. E) Pseudomorphose partielle du grain détritique du quartz par la pyrite. F) Bandes de chlorite-Fe amincies et discontinues (flèches rouges) dans une matrice de chlorite-Fe. G) Pyrite framboïdale reprise par une bande de pyrite et précipitation tardive de galène et de jordisite entre les framboïdes et dans les cavités de dissolution de la pyrite (flèches rouges). H) Bandes de pyrite amincies et discontinues intercalées avec des chlorite-Fe, attestant de la dissolution de la pyrite au profit de la chlorite-Fe. Remarquer les liserés de pyrite ± remplacés (flèches jaunes). La flèche blanche indique le sens de la croissance qui est de la gauche vers la droite.

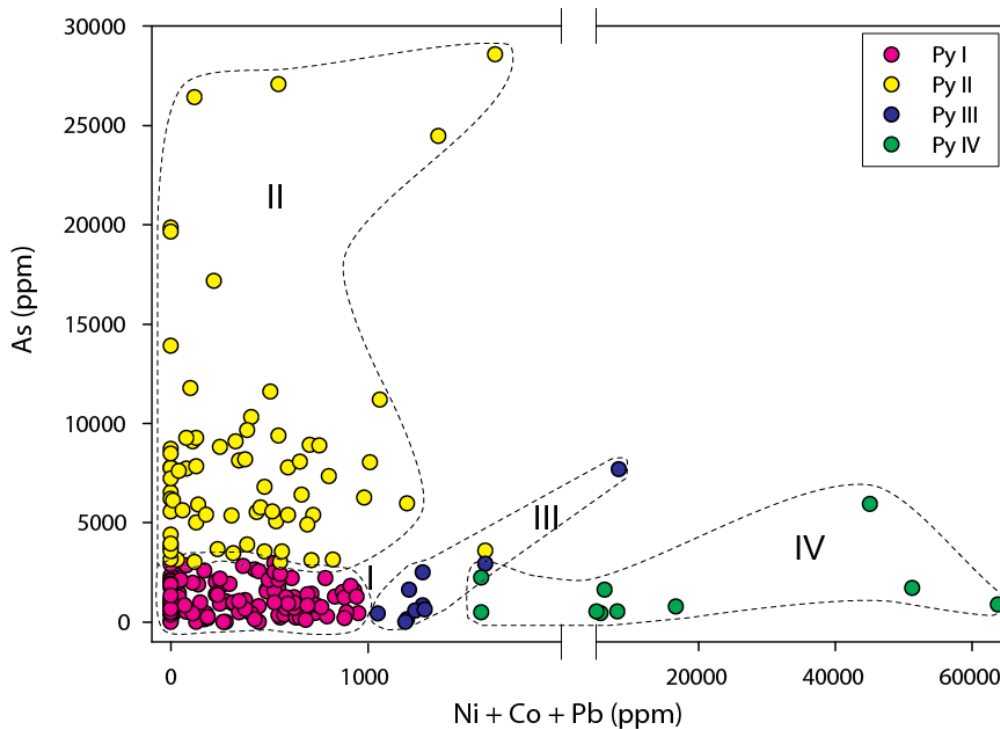


Figure 39 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en Arsenic en fonction des teneurs en Nickel, Cobalt et Plomb pour le gisement d'Akouta. Le numéro en légende correspond à la génération de pyrite.

La sphalérite : la sphalérite se présente principalement en ciment associé à la pyrite en bordure des nodules ainsi que dans les zones à ciment argileux autour des nodules. On la retrouve également en cristaux automorphes à subautomorphes entre les grains détritiques ou sur les carbonates des géodes, en remplissage de fractures et en remplacement de certains minéraux détritiques. Deux générations ont pu être distinguées à la microsonde électronique :

- 1) Une première génération précoce, synchrone à postérieure à la pyrite en ciment des nodules. Ces sphalérites en ciment contiennent peu de cadmium (teneur inférieure à 2000 ppm).
- 2) La deuxième génération de sphalérite (Fig. 40A) est plus riche en cadmium (de 3000 à 10000 ppm avec une teneur moyenne de 6 000 ppm). Les morphologies sont variées puisque l'on retrouve des cristaux automorphes à subautomorphes (Fig. 40F) en association avec des pyrites de 2ème génération, ou des remplissages xénomorphes de fractures au sein de pyrites de 2ème génération (Fig. 40E).

La galène : la galène PbS a été observée dans la porosité des grès associée à la pyrite (Planche 2A), à l'uraninite (Planche 2B) et à la jordisite (Planches 2C et 2D).

Dans les échantillons riches en sulfures, deux générations ont pu être identifiées (Figs. 40C et 40D) :

- 1) La première génération se distingue par des teneurs élevées en sélénium (la seule galène analysée dans ces échantillons contient 18000 ppm de Se).
- 2) La deuxième génération ne contient plus de sélénium. Elle se présente sous la forme de cristaux automorphes ou subautomorphes, en ciment, ou en remplissage de fracture. Elle a été observée englobant des pyrites de troisième génération et de la chalcopirite, en fracture dans des pyrites de troisième génération et inclus dans la pyrite de quatrième génération.

La jordisite : la jordisite (MoS_2) quant à elle est associée à la galène (Planches 2C et 2D) et souvent cristallise dans une matrice de chlorite ferrifère (Planche 2E) avec parfois une morphologie en forme circulaire indiquant une épigénie d'un minéral préexistant non identifié (Planche 2F). Ce minéral ressemble à une phase de basse température, et donc un sulfure tardif.

La chalcopirite : la chalcopirite est peu abondante dans les échantillons d'Akouta. Elle se présente sous une forme xénomorphe et a été observée postérieure à la troisième génération de pyrite mais antérieure à la deuxième génération de galène (Fig. 40B).

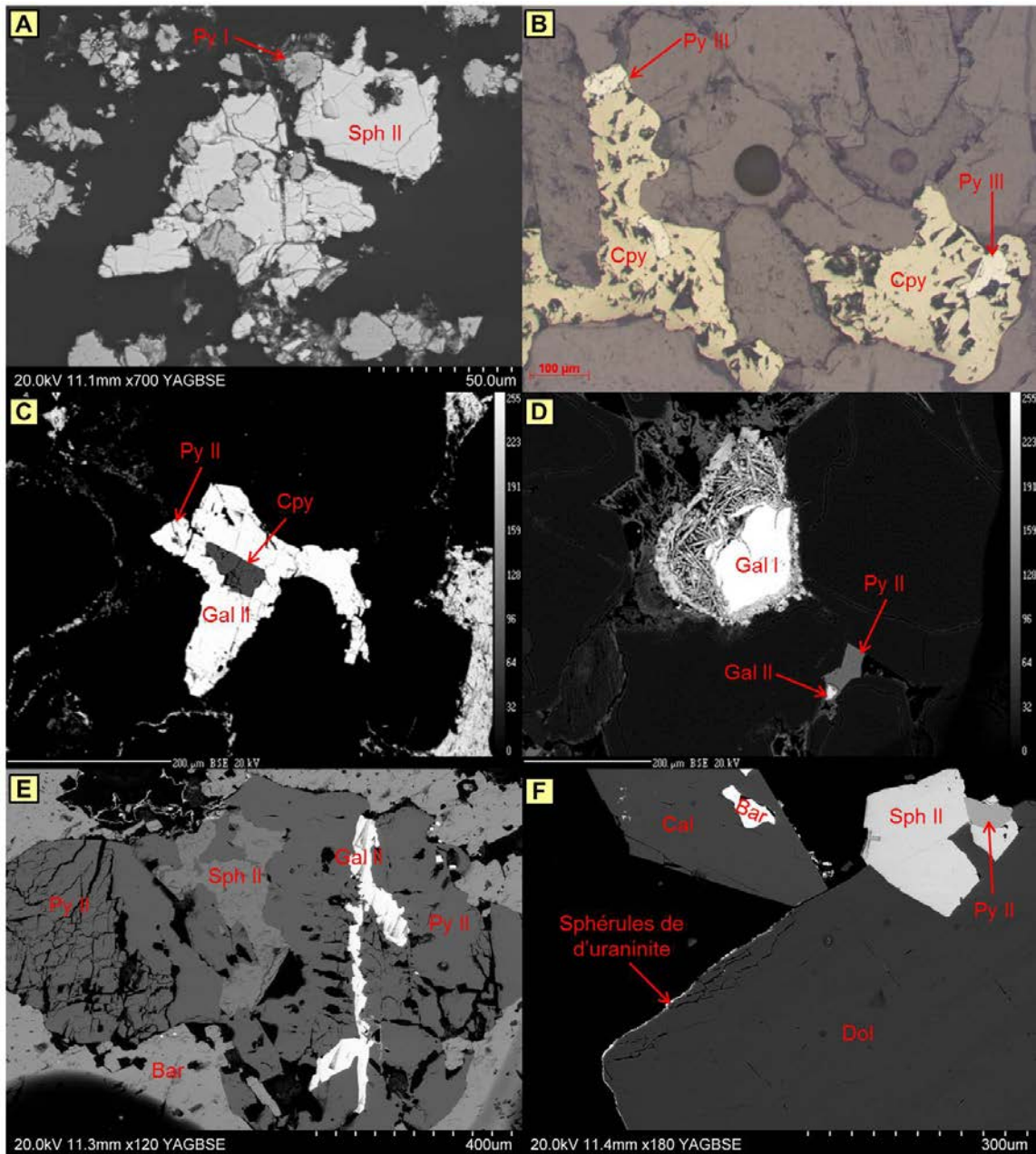


Figure 40: A) Pyrites de 1ère génération (framboïdes entourés de pyrite en ciment) englobées par la deuxième génération de sphalérite (MEB Electrons rétrodiffusés). B) Association de pyrite de 3ème génération et de chalcopyrite (microscopie optique, LR). C) Galène II englobe une pyrite II et une chalcopyrite (sonde électronique, images en électrons rétrodiffusés). D) Galène I, galène II et une pyrite de 2ème génération (sonde électronique, images en électrons rétrodiffusés). E) Galène II et sphalérite II en remplissage de fractures de la pyrite II (MEB Electrons rétrodiffusés). F) Sphalérite II associée à une pyrite II sur un cristal automorphe de dolomite (MEB Electrons rétrodiffusés).

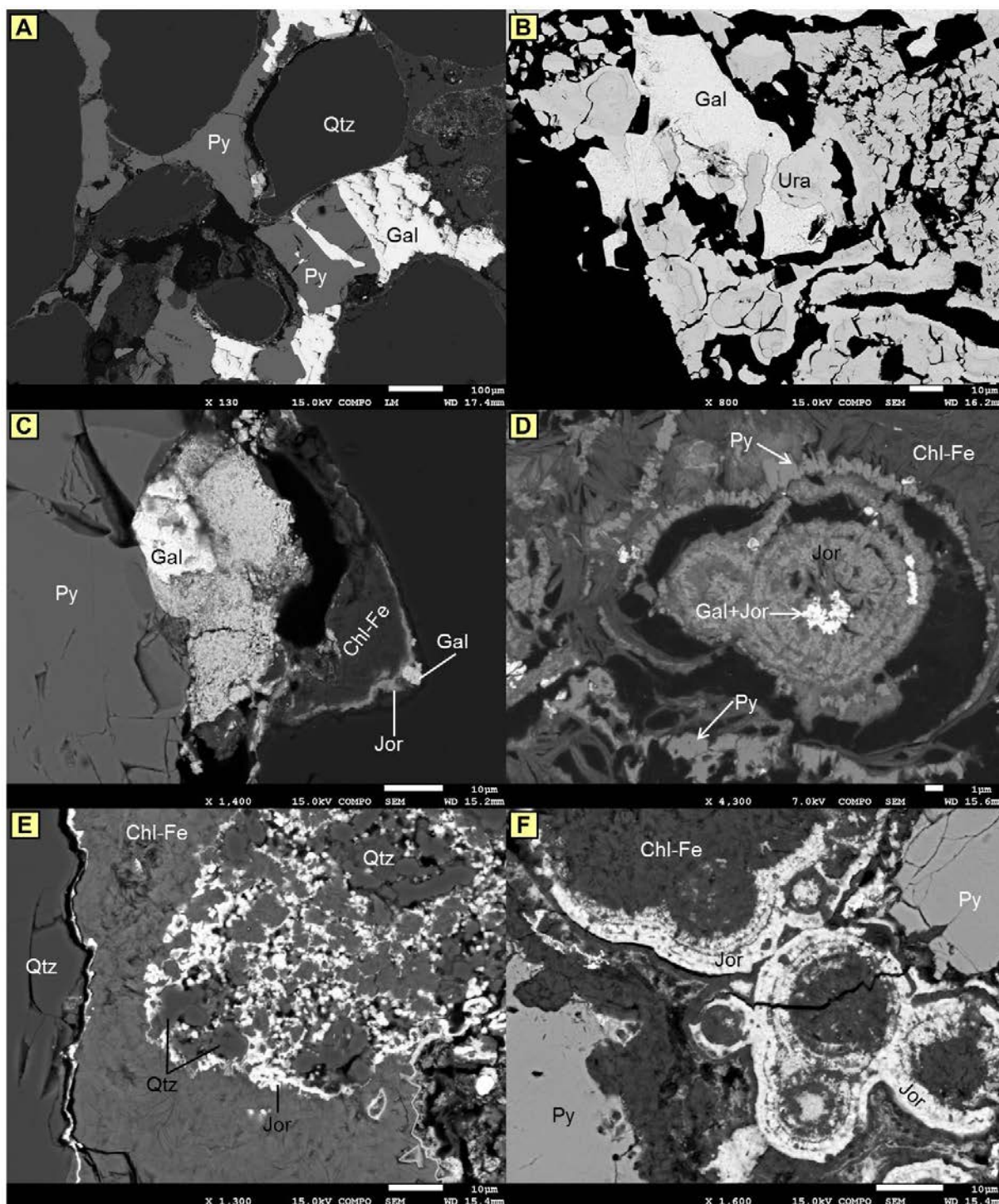


Planche 2 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Association entre la pyrite et la galène. La galène recoupe la pyrite donc postérieure à celle-ci. B) Association entre l'uraninite et la galène ayant une origine probablement radiogénique. C) Association entre la galène et la jorjadite, le tout dans une matrice de chlorite-Fe. D) Association pyrite-galène-jorjadite dans une matrice de chlorite-Fe. E) Cristallisation de jorjadite associée à des cristaux de quartz recristallisés, dans une matrice de chlorite-Fe. F) Epigénie d'un minéral préexistant par la jorjadite.

1.1.4. Les argiles

Dans les faciès réduits du Guézouman inférieur, les argiles sont essentiellement des chlorites ferriques (Planches 3C, 3D, 3E et 3F). Ces dernières, étroitement liées aux surcroissances de

quartz et à la pyrite, sont porteuses de la minéralisation. Ces chlorites sont enchâssées dans les surcroissances et donc semblent se former lors des derniers stades de surcroissances de quartz et de la pyrite (libération du fer). Les traces de dissolution de la pyrite traduites par des discontinuités des corrosions et des remplacements de pyrite (flèches rouges des planches 1F, 1G, 1H et 3E), pourraient suggérer une déstabilisation de la pyrite et une formation de la chlorite ferrifère par incorporation du fer ainsi libéré.

1.1.5. Minéralisation uranifère

Dans les faciès réduits du Guézouman inférieur, les oxydes d'uranium se déposent sur les chlorites ferrifères sous trois formes principales : les urano-titanates, la uraninite et l'iriginite.

Les urano-titanates: la minéralisation uranifère se présente également sous forme d'oxydes d'U-Ti plus ou moins riche en molybdène associés à des micro-sphérules d'uraninite (Planches 3E et 3F). Ces oxydes s'observent sous forme de petits cristaux en aiguilles disséminés dans la matrice de chlorite ferrifère (Planches 3D et 3F) ou sous forme xénomorphe (Planche 3E). Ces oxydes se sont formés probablement par altération des grains détritiques d'oxydes de titane ou de fer-titane.

Uraninite : la uraninite UO_2 est sous trois formes : i) en épigénie des tissus végétaux (Planche 3A), ii) sous forme massive (constituée d'un cœur et d'une couronne) en comblement de la porosité des grès (Planche 3B) et iii) sous forme de micro-sphérules éparses ou jointives dans une matrice de chlorite ferrifère (Planches 3C et 3D), ou en bordure des urano-titanates (Planche 3F). Cette cristallisation de micro-sphérules de uraninite en bordure des urano-titanates indique que les uraninites sont postérieures à synchrones aux urano-titanates.

L'iriginite : l'iriginite $(UO_2)(Mo^{6+}_2O_7) \cdot 3(H_2O)$ a été observé au MEB dans les fractures de la pyrite (Planche 3G) et dans les matrices de chlorite ferrifère comblant l'espace entre les quartz et la pyrite (Planche 3H). Les observations pétrographiques semblent indiquer que l'iriginite est co-génétique de la uraninite.

Toutes ces phases uranifères se déposent dans la matrice chloriteuse et donc sont postérieures à la chlorite.

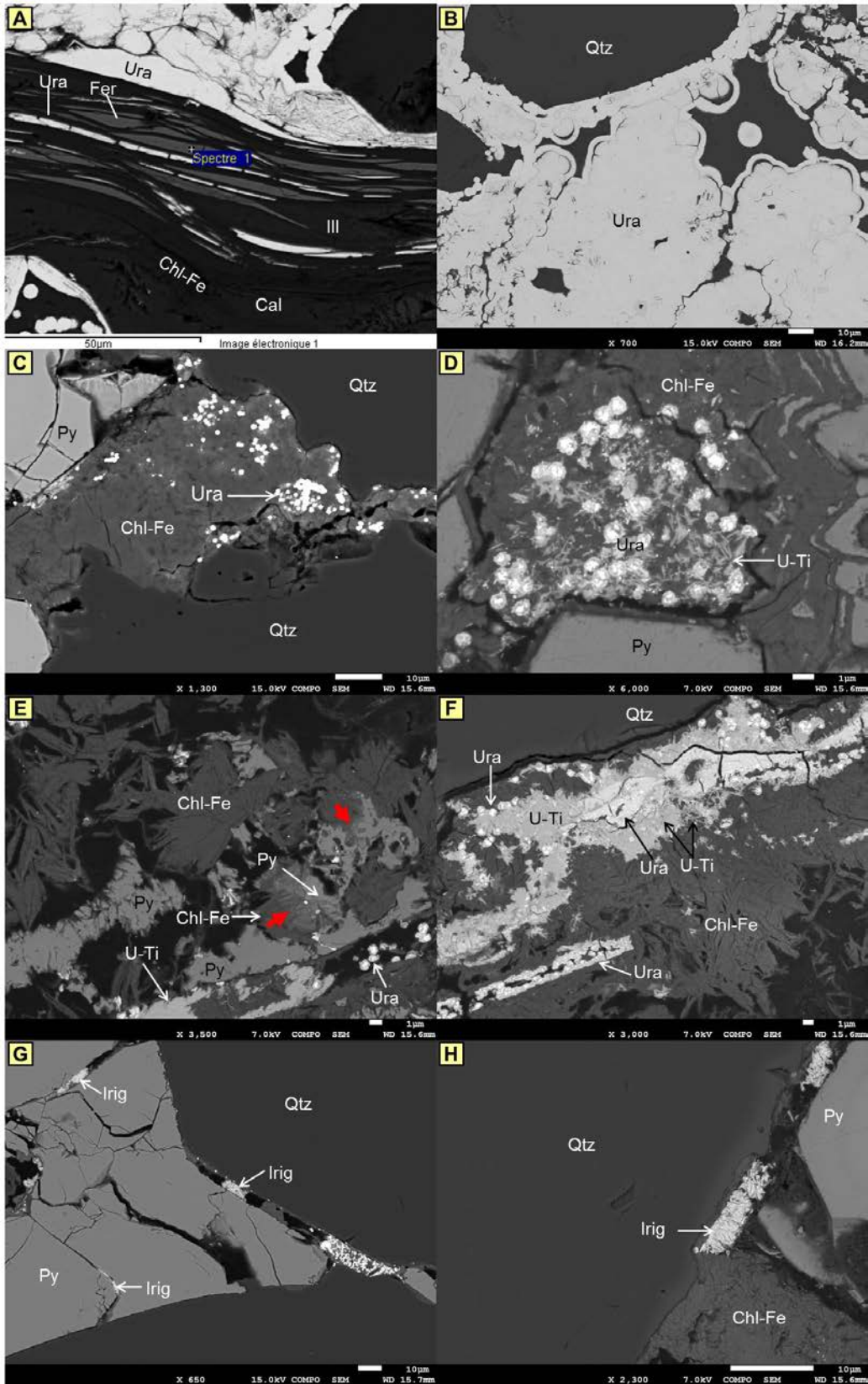


Planche 3 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Insertion d'uraninite dans un phyllosilicate. B) Agrégats d'uraninite massive constituée d'un cœur et d'une couronne, en ciment interstitiel. C) Sphérules d'uraninite dans une matrice de chlorite-Fe. D) Urano-titanates en aiguilles en bordure des sphérules d'uraninite, le tout dans une matrice de chlorite-Fe. E) Urano-titanate massifs. F) Uraninite recouverte par une couche d'urano-titanate contenant des sphérules d'uraninite à ses épontes. G) Dépôt d'iriginite dans une matrice de chlorite-Fe, dans les fractures de la pyrite. H) Dépôt d'iriginite dans une matrice de chlorite-Fe, à l'interface quartz-pyrite.

1.2. Faciès réduit-oxydés

1.2.1. *Les surcroissances de quartz*

Au contact de la porosité libre, les surcroissances de quartz sont bien développées avec des formes hexagonales (Planche 4A). Tout comme dans les faciès réduits, les surcroissances sont abimées au contact des argiles (Planche 4B), mais ce phénomène semble plus amplifié dans les faciès réduit-oxydés.

1.2.2. *Les carbonates*

Les carbonates présents dans les échantillons ne sont représentés que par la calcite. Cette calcite est présente en faible quantité, et se retrouve généralement sous forme de micrograins, disséminés dans la roche, ou sous forme de ciment autour des quartz nourris (Planche 4C).

1.2.3. *Les sulfures et sulfates*

La pyrite : de façon générale, la pyrite cimente les grès mais on peut la rencontrer sous forme de cristaux cubiques en inclusions dans un ciment d'uraninite-coffinite (Planche 4D). Tout comme dans les faciès réduits, dans les faciès réduit-oxydés également, les bandes de croissance de la pyrite montre des puits de dissolution (voir flèches rouges sur les planches 4F et 4H) entraînant la formation des cavités. Ces cavités de dissolution favorisent par la suite la cristallisation des argiles de type chlorite/smectite, ce qui indiquerait vraisemblablement une dissolution de la pyrite suivie de la libération de fer qui a pu être incorporé dans la formation des chlorite/smectites.

La sphalérite : la sphalérite se présente sous forme de ciment associé à la galène et à l'uraninite par endroit, le tout dans une matrice à chlorite/smectite (Planche 5A et 5B). La sphalérite montre également des cavités de dissolution dans lesquelles précipitent les chlorite/smectites (flèches rouges Planches 5C et 5D).

La galène : la galène forme un fin liseré en bordure des sphalérites et elle est associée à l'uraninite (Planches 5A et 5B), ou se présente sous forme subautomorphe dans les phases de type chlorite/smectite développés au dépens des feldspaths potassiques (Planche 5E).

La barytine : la barytine a été rarement observée. Elle est en forme de lamelles, certaines ayant piégé des sphérules d'uraninite (planche 5F), ce qui indique qu'elle est synchronique à postérieure aux uraninites.

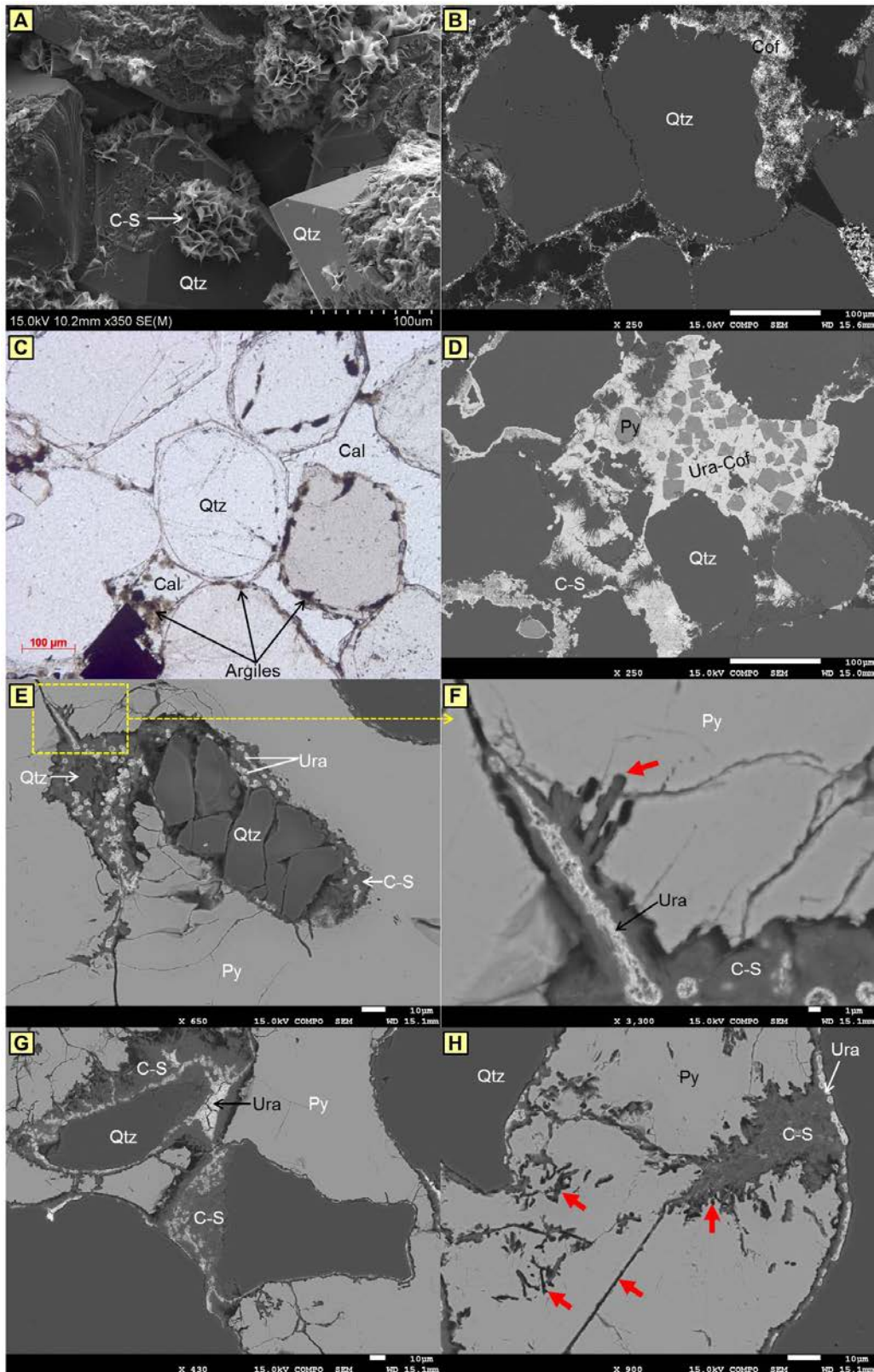


Planche 4 : A) E.S. Quartz nourris automorphes avec développement de C/S sur certaines faces. B) E.R. Grains de quartz fortement abimés par les argiles. C) LPNA. Surcroissances de quartz bien développées au contact du ciment de calcite. Remarquer la précipitation des argiles dans les clivages de la calcite ou à la limite quartz-carbonate. D) E.R. Cristaux automorphes de pyrite piégés dans une plage d'uraninite-coffinite, le tout dans une matrice de C/S. E), F) et G) E.R. Dissolution partielle du quartz et de la pyrite puis comblement de la porosité créée entre les grains détritiques et le ciment pyriteux par les C/S porteuses des sphérules d'uraninite. H) E.R. Cavités de dissolution de la pyrite (flèches rouges) et remplacement par les chlorites.

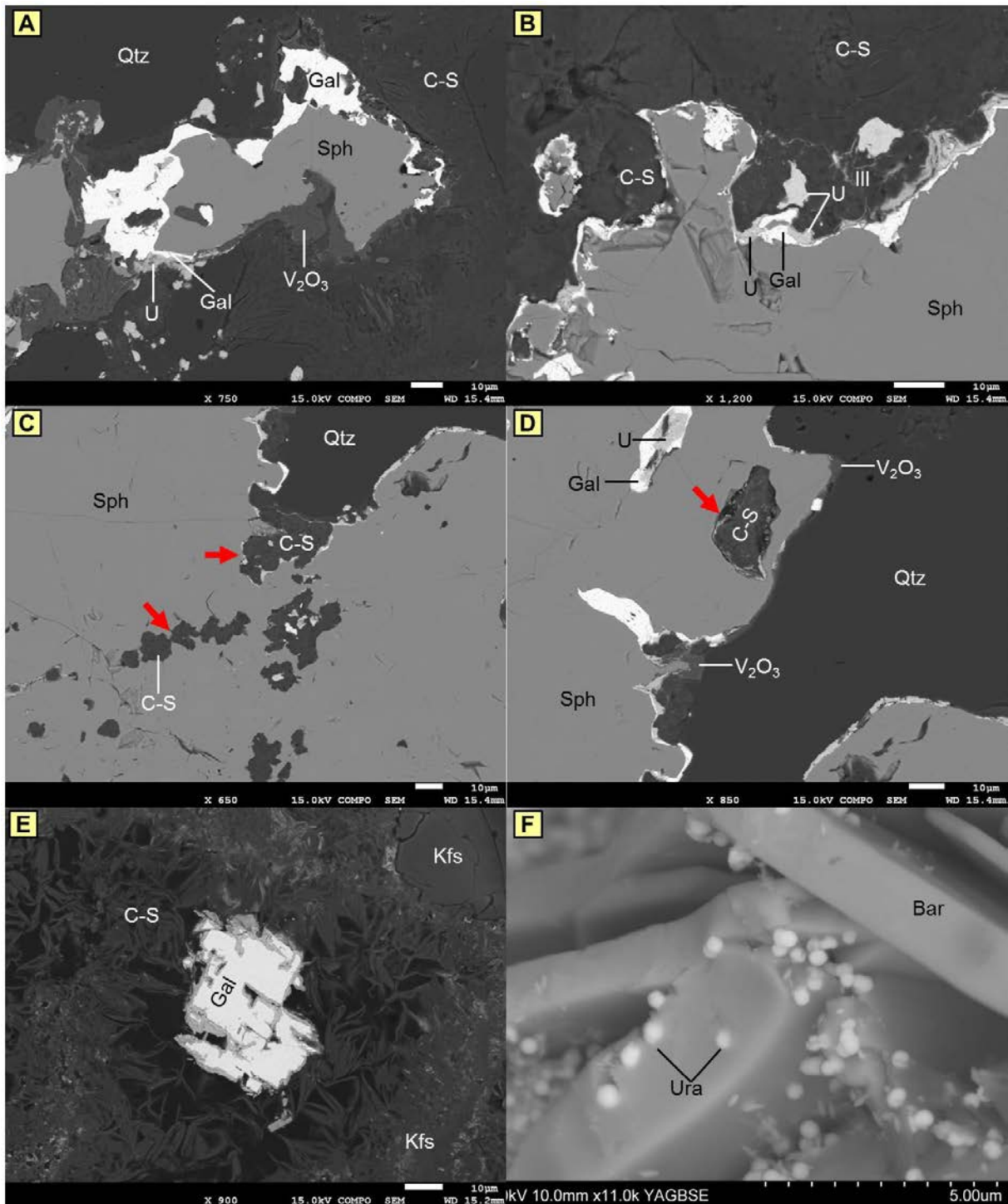


Planche 5 : Image en électrons rétrodiffusés. A) et B) Association sphalérite-galène-uraninite-oxyhydroxyde de vanadium dans une matrice de C/S. C) et D) précipitation de C/S dans les cavités de dissolution de la sphalérite. E) Galène piégée dans une matrice de C/S. F) E.S. Sphérules d'uraninites piégées dans des cristaux lamellaires barytine.

1.2.4. Les argiles

Les roches présentent une proportion de minéraux argileux variant de moins de 2%, à plus de 15% selon les échantillons. Ces minéraux ont principalement été caractérisés au MEB comme étant des interstratifiés chlorite/smectite à cause leur aspect en nid d'abeille en électrons

secondaires et sur la base des analyses semi-quantitatives. Cependant, il a également été observé la présence de kaolinite et d'illite sur certains échantillons. Une partie des minéraux argileux se trouvent selon des plans spécifiques, dans lesquels on peut observer les grains détritiques de quartz très déformés et altérés (Planche 6A). Le reste des argiles se trouvent entre les grains, remplissant les parties intergranulaires.

Kaolinite : la kaolinite est rare et se développe en ciment entre les grains détritiques (Planche 6B) ou est enchâssée dans les auréoles de quartz (Planche 6F).

Chlorite/smectite : dans ces faciès, la chlorite/smectite remplit la porosité inter-granulaire et constitue la principale matrice argileuse. Les études pétrographiques au MEB montrent que les chlorite/smectites se forment (au moins en partie) au détriment des feldspaths potassiques (Planche 6C) et des surcroissances de quartz (Planches 6E et 6F). A un plus fort grossissement, l'état d'altération très avancé des feldspaths potassiques (réseau encore reconnaissable), peut être visible (Planche 6D). Les analyses semi-quantitatives ont montré que ces chlorite/smectite sont très riches en vanadium (C/S vanadifères) avec des valeurs de V_2O_5 de l'ordre de 15 à 25%.

Illite : tout comme les C/S vanadifères, les illites comblent tardivement la porosité des grès et sont présentes dans des proportions similaires à celles des C/S (Planche 7A). Les analyses semi-quantitatives ont également montré que les illites contiennent des teneurs importantes en vanadium soit de l'ordre de 10 à 20% de V_2O_5 . La planche 7G montre une muscovite en voie d'altération en illite. Cela indique probablement que les illites se développent aussi en partie au dépens de la muscovite.

Toutes ces phases argileuses décrites précédemment sont envahies par la minéralisation uranifère, ce qui indique que ces dernières sont antérieures aux uraninite-coffinites.

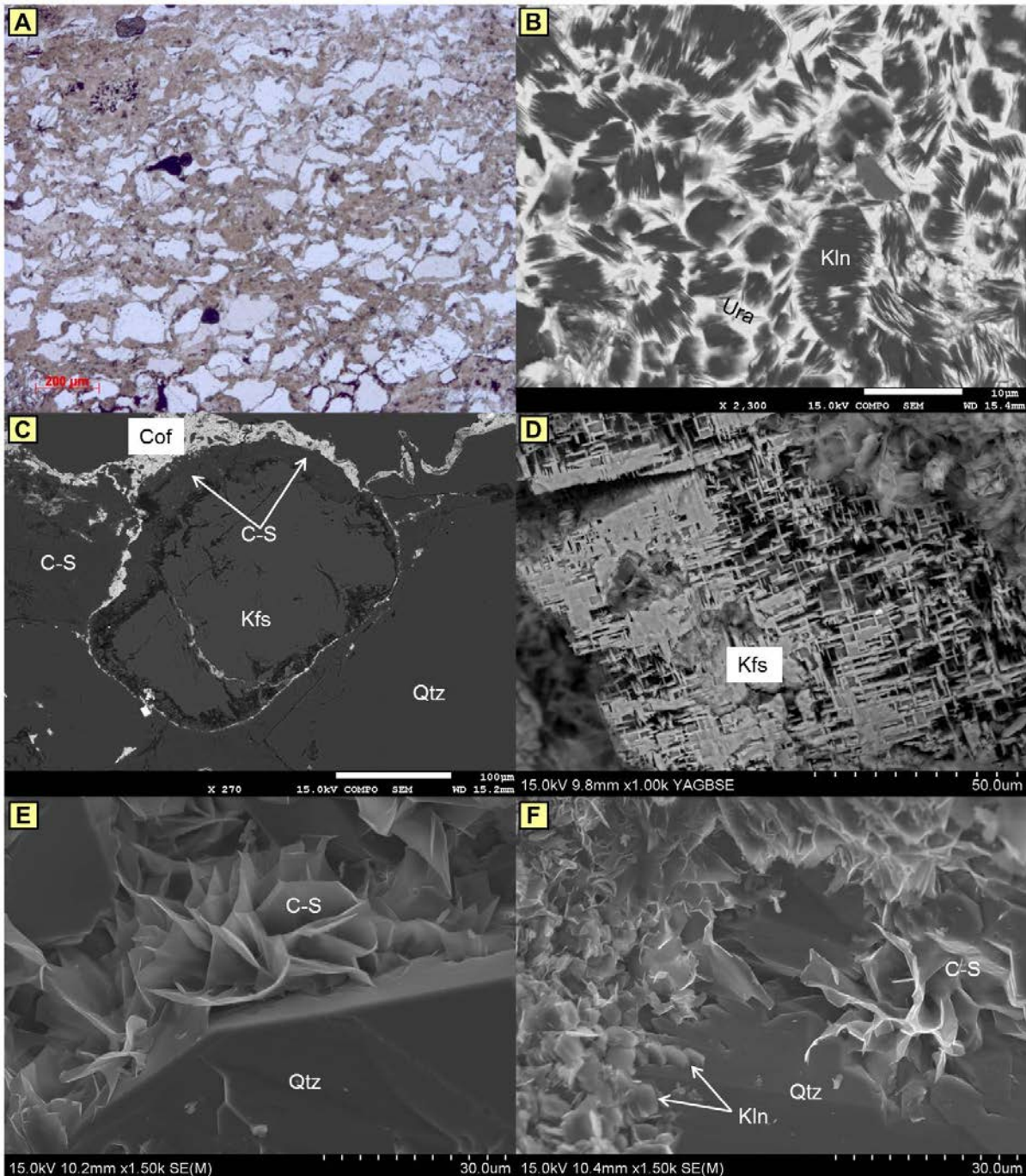


Planche 6 : A) LPNA. Argiles cimentant des grains détritiques de quartz très déformés et altérés. B) E.R. Dépôt d'uraninite dans une matrice de kaolinite. C) E.R. Altération partielle d'un feldspath potassique en C/S portant la minéralisation U. D) E.S. Altération avancée d'un feldspath potassique. E) E.S. Développement de C/S sur les surcroissances de quartz. F) E.S. Développement de C/S sur les surcroissances de quartz et kaolinites enchâssées dans les surcroissances.

1.2.5. Minéralisation uranifère

L'uraninite et la coffinite : la minéralisation uranifère correspond majoritairement à de l'uraninite, associée à de la coffinite. Les bordures des plages d'uraninite sont souvent coffinitisés suite à un enrichissement en silice par altération (Planche 7B). La planche 7C montre un exemple de précipitation directe de sphérules d'uraninites sur les surcroissances de

quartz. Il a aussi été observé de façon inhabituelle de l'uraninite soulignant des microstylolites (contact suturé entre grains de quartz) (Planche 7D), des grains d'uraninite dans une surcroissance de quartz (Planche 7E et 7F), des sphérules d'uraninite insérées entre les feuillets de la muscovite (Planche 8G), et de l'uraninite associée à du zircon (Planche 7H). Ces observations indiquent l'uraninite précipite dans différents types de pores.

Une étude pétrographique détaillée de ces oxydes d'uranium, a permis de mieux comprendre leurs sites privilégiés de précipitation. Outre leur présence en plages interstitielles dans les grès, ces minéralisations sont principalement portées par :

- les interstratifiés chlorite/smectite (normales ou vanadifères) : l'uraninite semblerait combler l'espace entre les grains de quartz et leurs auréoles (planches 8A et 8B). Cependant, une disparition quasi-complète ou partielle des surcroissances de quartz et leur remplacement par des chlorite/smectites sur lesquelles précipitent les sphérules d'uraninite parfaitement alignés est observée. La planche 8B montre un quartz fragmenté avec la surcroissance qui est détachée du grain détritique. Entre la surcroissance et le grain, on retrouve des chlorite/smectite portant de l'uraninite. La planche 8E illustre bien le captage des sphérules d'uraninite par les chlorite/smectite issus de l'altération des feldspaths potassiques. La planche 8D correspond à un feldspath potassique dont le centre est partiellement altéré, et les bordures complètement, en chlorite/smectite. Les bordures des feldspaths complètement transformées en chlorite/smectite sont ainsi porteuses de la minéralisation uranifère. Cette même observation a été faite sur un autre feldspath potassique dont l'altération en chlorite/smectite s'est faite suivant les clivages (Planches 8E et 8F). Les feldspaths (K et Na-Ca) seront donc les premiers à être remplacés par des minéraux constitués d'éléments libérés par leur altération (Al : chlorite/smectite, illite, kaolinite, Ba : barytine, Ca : dolomite).
- les illites vanadifères (planche 6F)
- et rarement par les kaolinites (planche 7A)
- Il est à noter que la minéralisation peut combler les espaces inter-grains (planche 9A) et l'espace entre le grain détritique et la surcroissance de quartz (planche 9B) sous forme de liseré, sans qu'il n'y ait systématiquement la présence de chlorite/smectite. En général entre le grain et son auréole de surcroissance se trouvent différents types d'impuretés, minéraux argileux, sulfures et minéralisation uranifère, inclusions fluides. Les analyses à la microsonde électronique ont révélé des compositions similaires pour la minéralisation uranifère entre le grain de quartz et son auréole de surcroissance et celle située à côté du grain de quartz. Ceci implique que les minéraux se trouvant entre le grain de quartz et son auréole de surcroissance sont postérieurs à cette dernière, et que la limite entre le grain et son auréole constituent une zone de faiblesse où le fluide peut pénétrer. La minéralisation uranifère a également été trouvée dans les joints de suture entre les grains de quartz.
- en inclusions dans les cristaux lamellaires de barytine (planche 5F). Cette observation confirme la paragenèse carbonate sphalérite galène barytine évoqué par Forbes (1989).

Oxydes d'U-Ti-V : le deuxième type de minéralisation uranifère observée dans les faciès réduit-oxydés, correspond aux oxydes d'U-Ti (ou urano-titanates) riches en vanadium avec une valeur de l'ordre de 9 à 13% de V_2O_5 . Cette minéralisation a été observée associée à de

l'uraninite (Planche 9C) et de manière interstitielle autour de muscovites détritiques en abondance (Planche 9D). Comme dans les faciès réduits (Planche 3F), l'uraninite précipite en bordure de ces urano-titanates (Planche 9C), indiquant que ces urano-titanates sont antérieurs à l'uraninite.

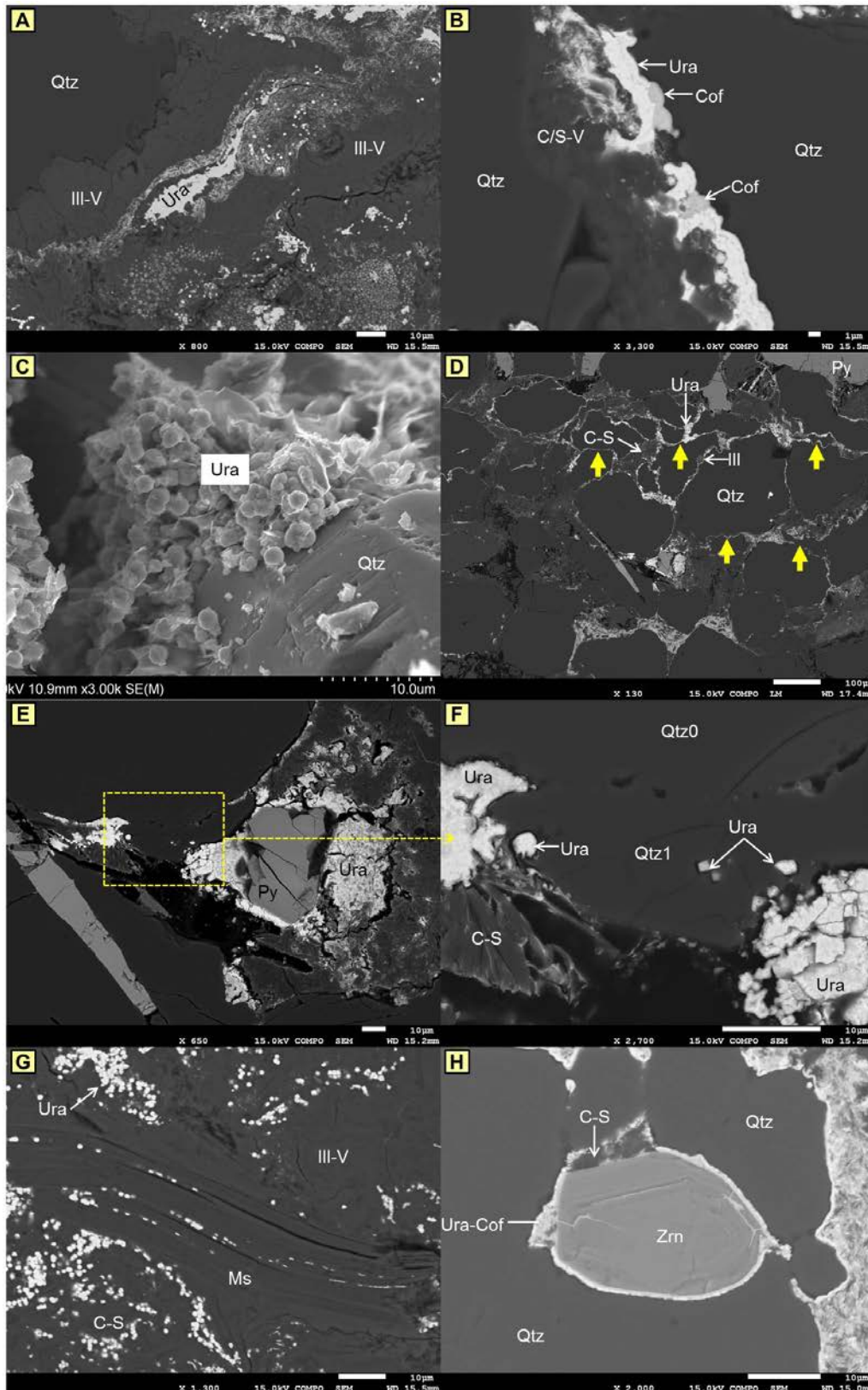


Planche 7 : A) E.R. Précipitation d'uraninite dans une matrice d'illites vanadifères. B) E.R. Précipitation d'uraninite en voie de coffinitisation dans une matrice de chlorite/smectites vanadifères. C) E.S. Exemple de dépôt d'uraninite sur les surcroissances de quartz. D) E.R. Uraninite soulignant des micro-stylolites. (contact suturé, flèches jaunes). E) et F) E.S. Minéralisation uranifère sous forme d'uraninite piégée dans les surcroissances de quartz. G) E.R. Muscovite en voie d'altération en illite vanadifère. H) E.R. Précipitation d'U aux joints de grains et en microfracture autour d'un zircon et d'un quartz automorphe.

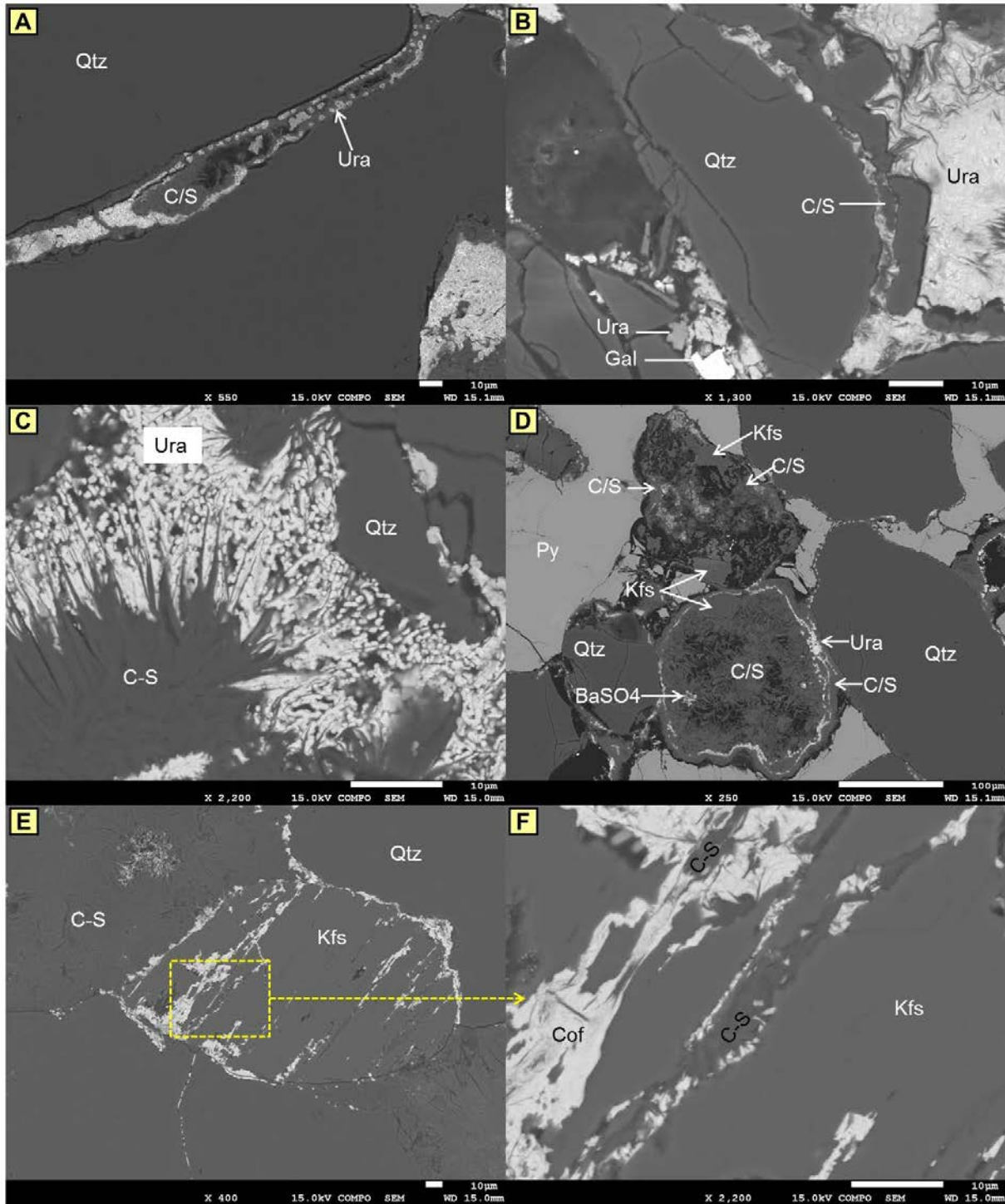


Planche 8 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Précipitation de sphérules d'uraninite parfaitement alignés sur des C/S en ciment intergranulaire. B) Quartz fragmenté avec la surcroissance qui est détachée du grain détritifique. Précipitation de chlorite/smectites portant de l'uraninite entre la surcroissance et le grain. C) Précipitation de sphérules d'uraninite en bordure des C/S. D) Feldspath potassique dont le centre est partiellement, et les bordures complètement, altérés en chlorite/smectite. Les bordures complètement

transformées en chlorite/smectites sont porteuses de la minéralisation uranifère. E) et F) Altération du feldspath potassique en C/S suivant les clivages, puis dépôt d'U sur ces C/S.

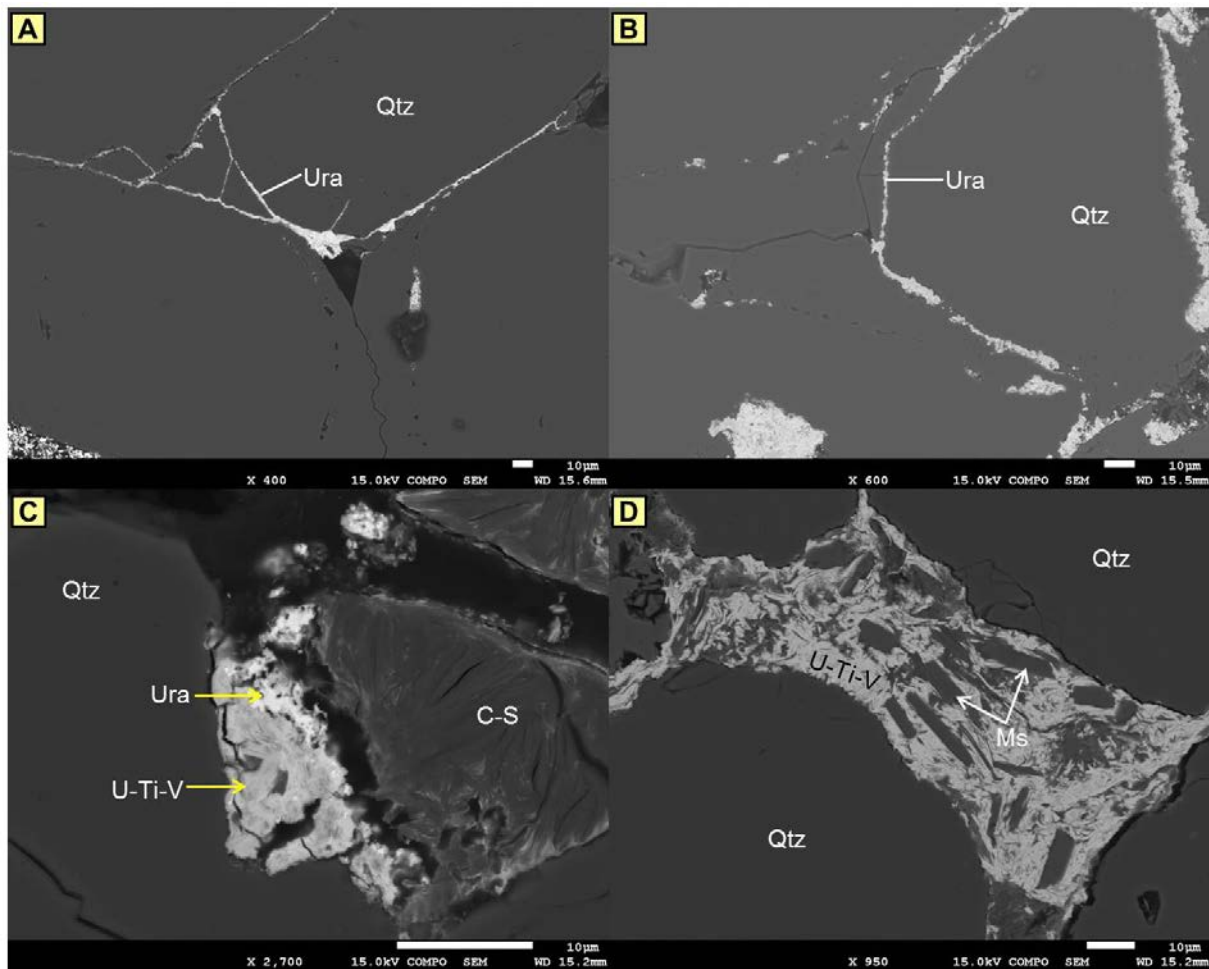


Planche 9 : A) et B) E.R. Comblement de l'espace inter-grains et de l'espace entre le grain détritique et la surcroissance de quartz par de l'U sous forme de liseré. C) E.R. Cristallisation d'uraninite en bordure des urano-titanates. L'uraninite succède aux urano-titanates. D) E.S. Cristaux de muscovite détritique piégés dans une matrice d'urano-titanates.

1.2.6. Les oxydes de titane purs et les oxydes de V-Ti

Deux générations d'oxydes de titane (TiO_2) ont été observés. Il s'agit d'oxydes de titane plus ou moins riches en V_2O_5 , associés à de la coffinite ayant épigénisé une structure végétale (Planche 10A et 10B) ; et d'oxydes de titane automorphes (rutile probable) piégés dans une plage de coffinite (Planche 10C). Ces deux morphologies d'oxyde de titane semblent contemporaines de la minéralisation uranifère à laquelle ils sont associés.

Des cristaux hexagonaux d'oxydes de V-Ti ont été retrouvés en inclusions dans des plages d'uraninite, ce qui indiquerait une co-précipitation des oxydes de V-Ti avec l'uraninite (Planche 10D).

1.2.7. Les minéraux d'altération tardive

Les oxydes de fer : les oxydes de fer ont été étudiés en images en électrons secondaires. On voit bien des sphérules qui précipitent directement sur les faces automorphes du quartz

(Planche 10E) ou au contact des feuillets de chlorite/smectite (Planche 10F). Ces oxydes de fer sont liés à de(s) épisode(s) d'oxydation ultérieurs.

Les oxyhydroxydes de vanadium : les oxyhydroxydes de vanadium ont été rencontrés en liseré autour des sphalérites (Planche 5A et 5D). Ce minéral correspond probablement à des produits d'altération des oxydes de Ti-V-Fe, comme la montroséite, décrite par Forbes (1989) et considérée comme synchrone de la mise en place des minéralisations.

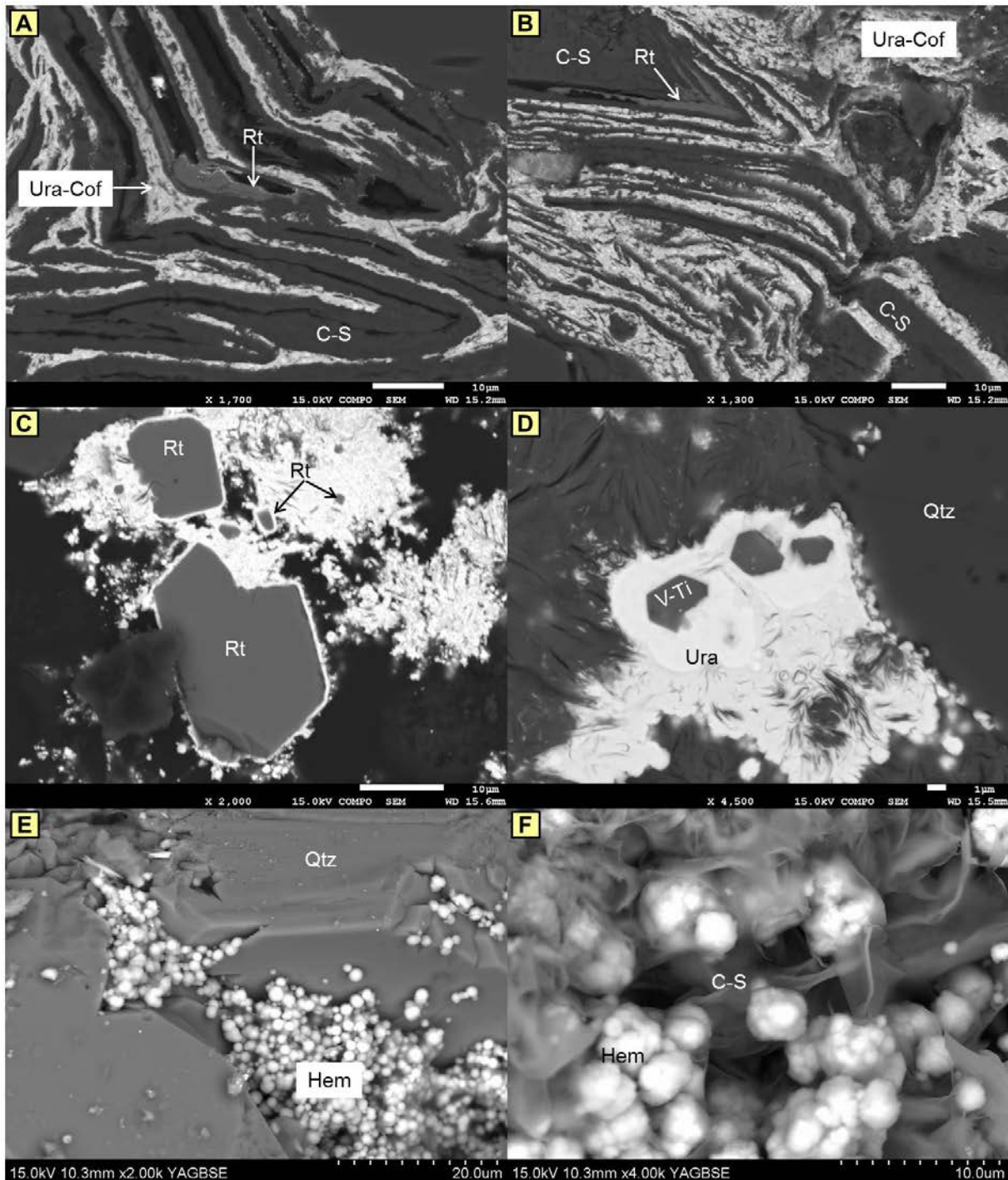


Planche 10 : A) et B) E.R. Uraninite coffinitisée et rutile dans une matrice de C/S. C) E.R. Cristaux automorphes de rutile piégés dans une matrice d'uraninite. D) Cristaux automorphes de Vanadium-Titane piégés

dans une matrice d'uraninite. E) E.S. Précipitation de sphérules d'hématite sur les surcroissances de quartz. F) E.S. Sphérules d'hématite au contact des C/S.

1.3. Séquence paragenétique du gisement d'Akouta

A partir des observations pétrographiques et des analyses chimiques, il a été possible de reconstruire une séquence paragenétique pour ce gisement. Plusieurs phases successives ont pu être identifiées (Fig. 41) :

- Une phase de sédimentation avec incorporation de matière organique détritique.
- Une phase de pyritisation précoce anté-compaction avec développement de pyrites framboïdales, de microcristaux automorphes
- Une phase d'enfouissement avec silicification (surcroissance de quartz) associée à un dépôt de chlorite, d'interstratifié chlorite/smectite et de kaolinite
- une phase d'altération et dissolution des feldspaths qui sont remplacés par des chlorites ou interstratifiés chlorite/smectites et des kaolinites. Les surcroissances de quartz peuvent aussi être corrodées à ce stade qui crée de la porosité, propice à la circulation de fluides
- Une phase diagénétique de cristallisation de dolomite et calcite, et de développement de chlorite/smectite et illite-smectite (plus ou moins riches en vanadium), antérieures à la minéralisation uranifère
- Une phase de minéralisation avec cristallisation de plusieurs générations de pyrite, de galène et de sphalérite associée à des urano-titanates, de l'uraninite, de la barytine, et de l'iriginite. Les signatures différentes peuvent indiquer une évolution dans la composition du fluide minéralisateur ou refléter des pulses de fluides différents
- Une phase post-silicification et post-minéralisation avec cristallisation d'illite et carbonates tardifs
- Une phase d'altération oxydante avec formation d'oxydes de fer.

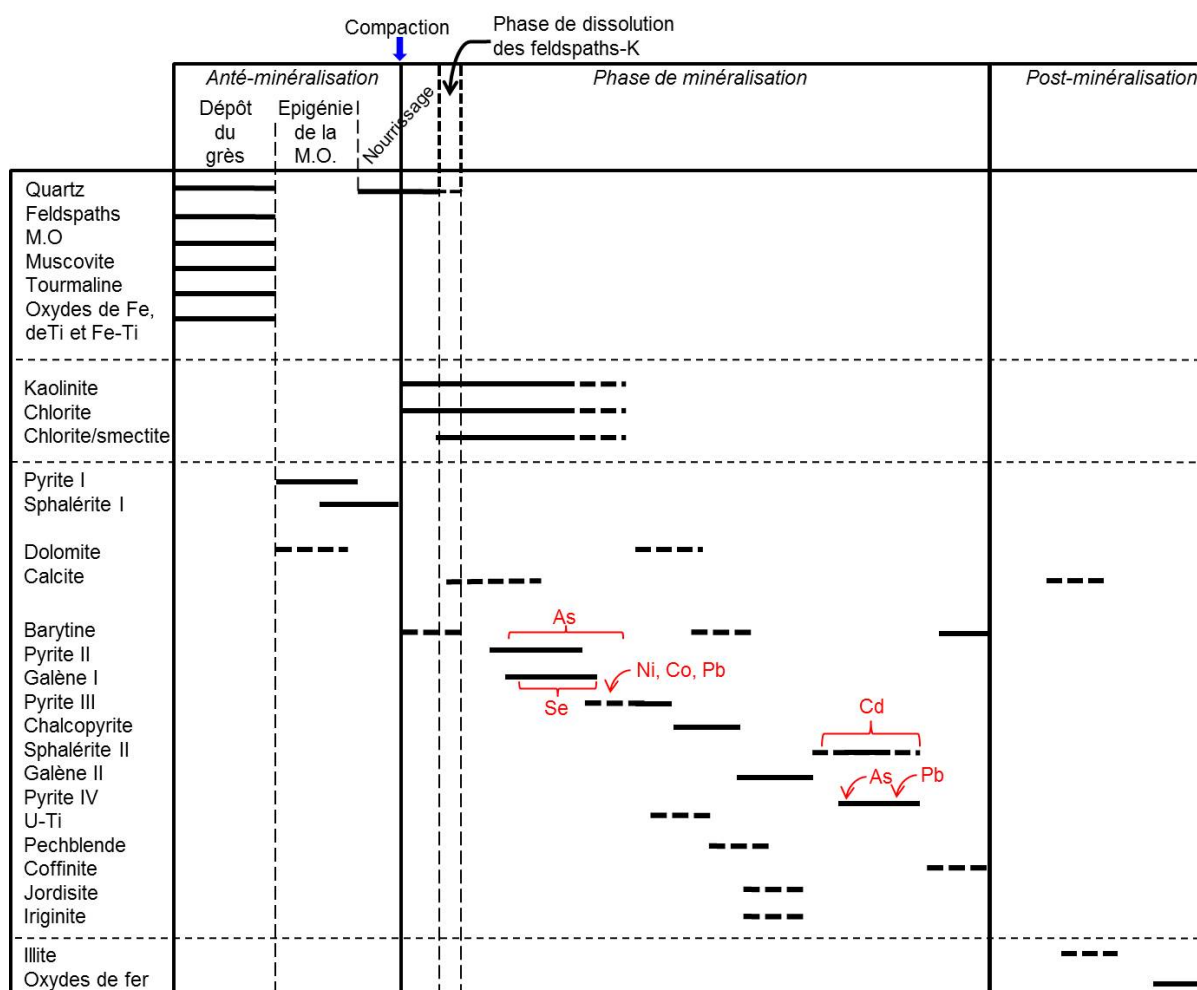


Figure 41: Séquence paragenétique du gisement d'Akouta.

2. ARLIT

Ce paragraphe présente une étude comparative des différentes formations notamment gréseuses dans le secteur de Tamgak Ouest.

Les minéraux authigènes des gisements de la Somaïr ont été étudiés dans cette thèse dans le secteur de Tamgak ouest/faille d'Arlit dans les formations de Tarat et Izéguande, et dans la MCO de Tamgak. Cette étude complète celle de Cavellec (2006) dans les MCO d'Arlette, d'Ariège, de Tamou et de Takriza.

I. Minéraux détritiques

Les quartz représentent 80% des grains détritiques des formations étudiées, les grains de quartz sont monocristallins et arrondis ou sub-arrondis par le transport. On y rencontre aussi une faible proportion de grains polycristallins. Ces grains montrent une granulométrie très variable et peuvent être grossiers, très fins ou hétéro-granulaires selon les échantillons. Des inclusions de zircon et d'apatite et parfois de muscovite ont été observées dans ces grains.

Les feldspaths constituent 2 à 6% des éléments détritiques. Les feldspaths potassiques sont plus ou moins remplacés par des argiles. Les microclines sont principalement reconnaissables

par leur macle de type Carlsbad, et les feldspaths plagioclases (albite) par leurs macles polysynthétiques (extrêmement fréquentes en lumière polarisée analysée).

Les muscovites représentent 1 à 2% de la fraction détritique. Elles se localisent dans les espaces interstitiels et sont souvent flexurées du fait de la compaction dans les sédiments grossiers comme l'a observé Cavellec (2006) à Akouta.

Les tourmalines sont rares et généralement de pléochroïsme typique de couleur verte à brune. L'identification de ces minéraux a été confirmée grâce à une étude au microscope électronique à balayage.

Les zircons et les apatites sont observés en quantité abondante dans les sondages de Tamgak. Les zircons ont en moyenne une taille pouvant atteindre 100µm et les apatites entre 5 à 20µm. Cavellec (2006) indique que les apatites sont abondantes à l'Ouest des gisements (sondage Aoka 6, formation du Guézouman) comme c'est le cas à Tamgak.

Dans la formation du Tarat, la matière organique constitue une proportion importante de la fraction détritique et s'accumule essentiellement suivant les plans de sédimentation, dans les lits plus riches en argiles, sous forme amorphe ou de débris végétaux. La matière organique apparaît en noir et opaque en lumière transmise, et présente un pouvoir réflecteur caractéristique faible comparativement aux minéraux métalliques. Ces matières organiques imprégnées d'argiles, contiennent en faible quantité de petits cristaux de pyrite.

II. Minéraux diagénétiques

2.1. Faciès oxydés et/ou lessivés, non minéralisés (Tamgak Ouest)

2.1.1. Les principaux silicates

Les surcroissances de quartz : dans beaucoup de cas, les surcroissances occupent presque la totalité de la porosité, soudant ainsi les grains de quartz (Planche 11A). En général, lorsque les surcroissances sont libres ou recouvertes postérieurement d'un ciment carbonaté, elles sont bien développées et conservées (planche 11B), alors qu'au contraire au contact des argiles (planche 11C) ou de certaines générations de carbonates (Planche 11D), les surcroissances voire les grains détritiques de quartz sont corrodés. Ces observations montrent que les surcroissances de quartz sont affectées par un épisode ultérieur de dissolution.

L'Albite : l'albite a été observée au MET associée à la dolomite (Planche 13A). Les albites ont été affectées par un épisode ultérieur de dissolution (planche 13B) et de remplacement par de la calcite (Planche 11H).

2.1.2. Les carbonates

Dans les échantillons de Tamgak Ouest, on peut observer deux types de carbonates :

Calcite : elle cimente la porosité des grès après la phase de silicification, mais peut également se former au détriment des grains des feldspaths potassiques (Planche 11E, 11F et 11G) et ou

de l'albite (Planche 11H) lors d'un épisode ultérieur d'altération de ces minéraux. Cette dernière photographie montre le remplacement quasi-total de l'albite par la calcite.

Etude en cathodoluminescence de l'échantillon TAMI03-55

Cet échantillon a été prélevé au sommet du Tarat à 161,3 m de profondeur, et contient une veine de calcite (Planche 12A), constituée par une calcite sparitique homogène, en cristaux de taille pluri-millimétrique (Planche 12B). Les différences de luminescence ont permis de mettre en évidence deux générations de calcite :

- une calcite (Cal I), en cristaux ovoïdes de couleur orange vif.
- une calcite (Cal II), en cristaux sparitiques orange sombre.

Les relations texturales entre les deux types de calcite montrent que la calcite (Cal I) constitue une première génération de ciment et la calcite (Cal II) cristallise dans des cavités de la calcite de première génération.

Sur les Planches 12C et 12D, on observe deux générations en ciments de brèche:

- Une calcite sparitique de teinte orange sombre (Cal I) autour des quartz cataclasés
- Une calcite sparitique (cristaux sub-automorphes) de teinte orange foncé (Cal II) qui cristallise à l'intérieur de la Calcite (Cal I). Sur la Planche 12C, on remarque que la Cal II recoupe la Cal I, ce qui montre que la calcite Cal II est plus tardive.

La cimentation carbonatée dans cette zone de fracture s'est donc faite en deux étapes principales : une première étape caractérisée par la cristallisation de calcite sparitique de teinte orange sombre (Cal I), puis une seconde étape de cristallisation par une calcite sparitique de teinte orange foncé (Cal II).

Etude en cathodoluminescence de l'échantillon TAMI04-84

Cet échantillon a été prélevé à la base du Tarat à 272,4 m de profondeur, et provient d'une zone à ciment de calcite pure (Planche 12E). Il s'agit de calcite en cristaux sparitiques avec une croissance en zonation révélée en cathodoluminescence. Cette zonation reflète un changement de la composition chimique du fluide. Dans l'échantillon analysé, 4 zones de croissance différentes ont pu être différenciées (Planche 12F et 12G) :

- une calcite (Cal I), en cristaux sparitiques (gros cristaux automorphes) de couleur brunâtre.
- une calcite (Cal II), en cristaux sparitiques de couleur orange qui pousse à l'intérieur de la calcite Cal I.
- une calcite (Cal III), en cristaux sparitiques de couleur orange sombre.
- une calcite (Cal IV), en cristaux sparitiques de couleur intermédiaire entre la calcite Cal II et Cal III.

Dolomite : on rencontre la dolomite en cristaux automorphes, associée à la calcite ou à l'albite (Planche 13A).

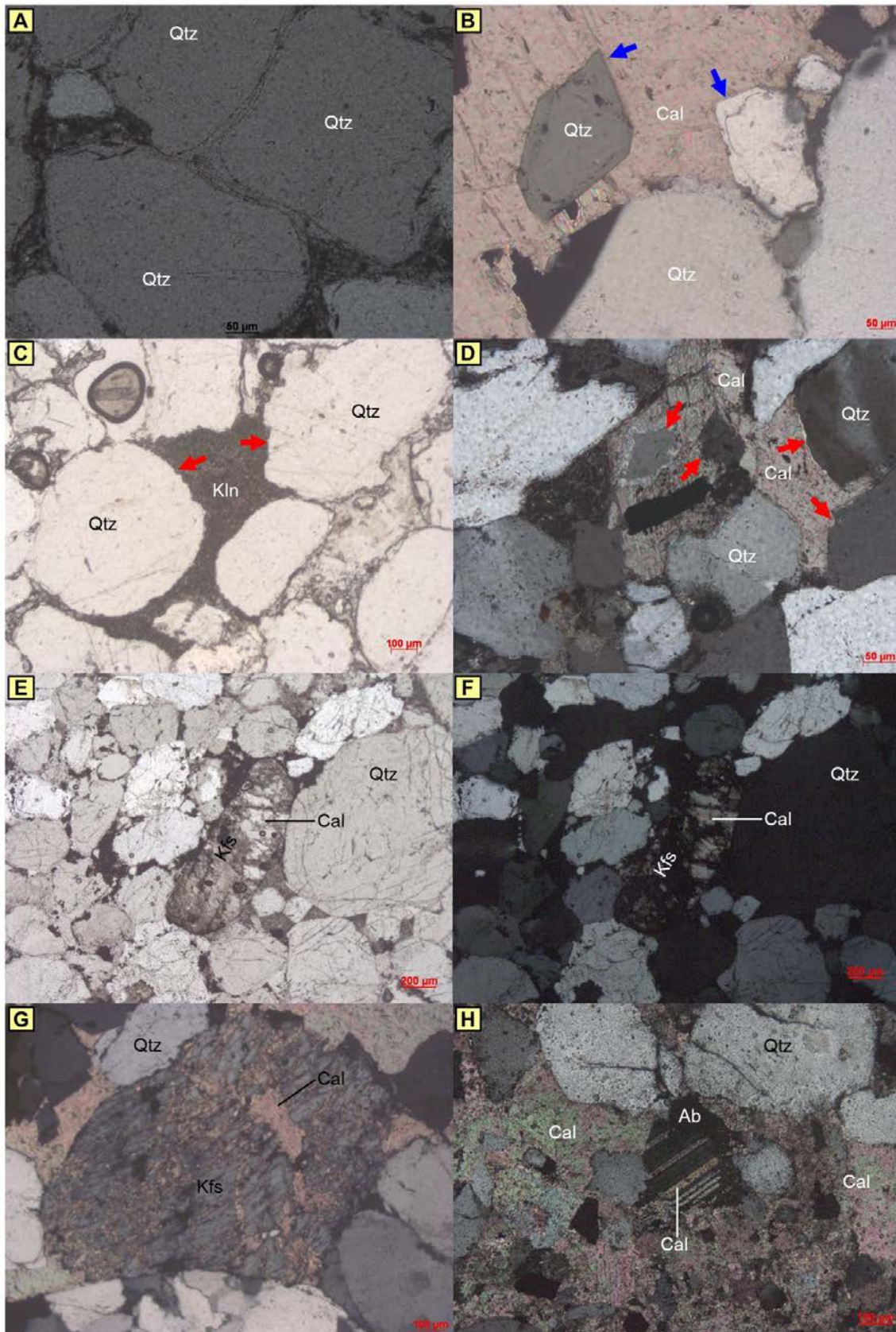


Planche 11 : A) LPNA : Quartz jointifs. B) LPA. Surcroissances de quartz bien développées et bien conservées au contact de la calcite. Remarquer la forme hexagonale des quartz. C) LPNA. Surcroissances de quartz abimées au contact des kaolinites. D) LPA. Calcite cimentant des quartz à surcroissances partiellement ou totalement dissoutes. E), F) et G) Respectivement LPA et LPNA. Remplacement partiel du feldspath potassique par la calcite. H) LPA. Remplacement partiel de l'albite suivant les clivages par la calcite en ciment de brèche.

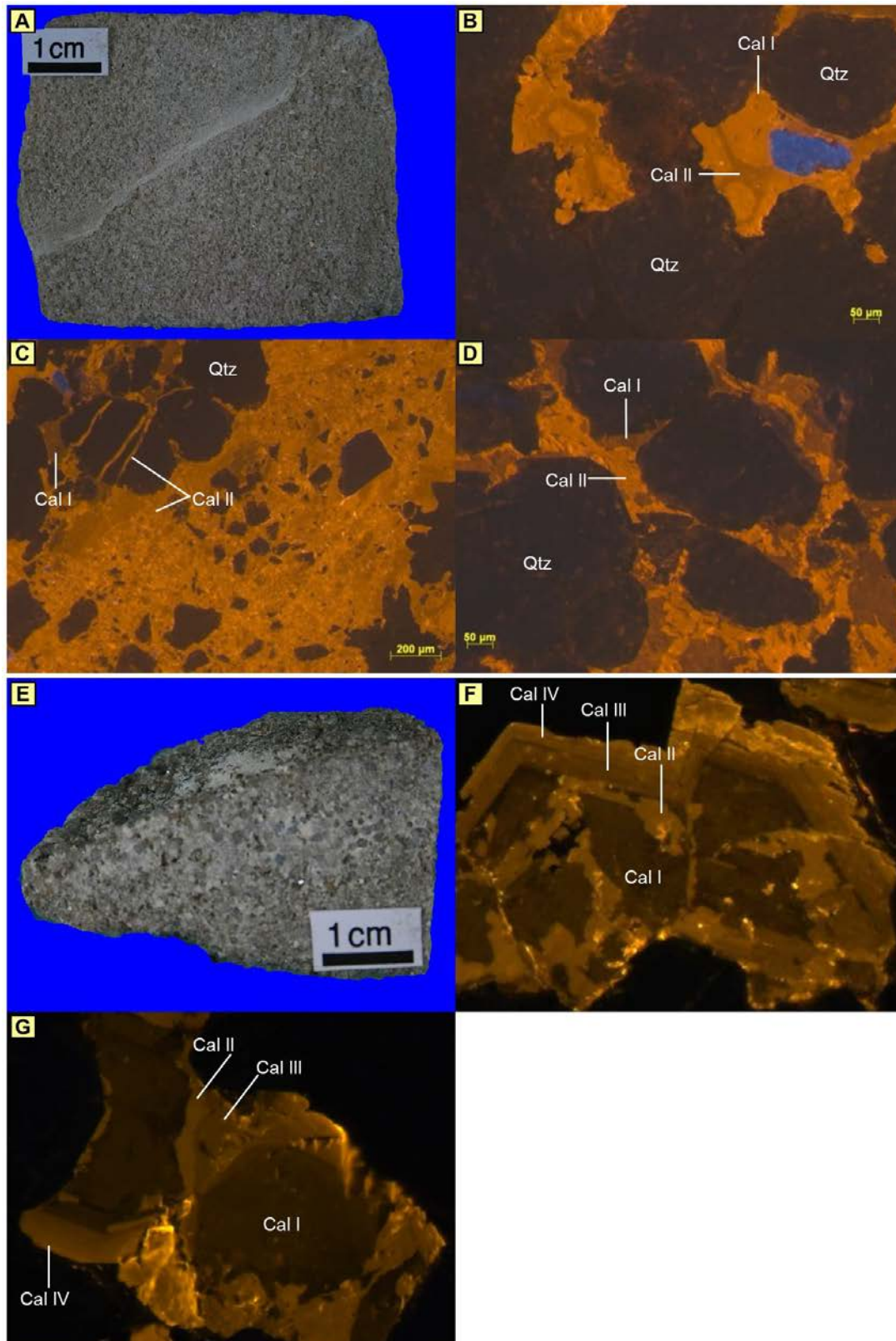


Planche 12 : A) Photographie macroscopique d'une fracture à remplissage de calcite dans les grès. B) Cathodoluminescence. Cristaux ovoïdes de calcite orange vif (Cal I), cimentés par des cristaux sparitiques orange sombre (Cal II). B) et C) Cathodoluminescence. Calcite en ciment de brèche. Calcite sparitique de teinte orange sombre (Cal I) autour des quartz cataclasés, et calcite sparitique (cristaux sub-automorphes) de teinte orange foncé (Cal II) qui cristallise à l'intérieur de la Calcite (Cal I). E) Photographie macroscopique de grès très grossier cimentés par la calcite. F) et G) Cathodoluminescence révélant la croissance en zonée de la calcite.

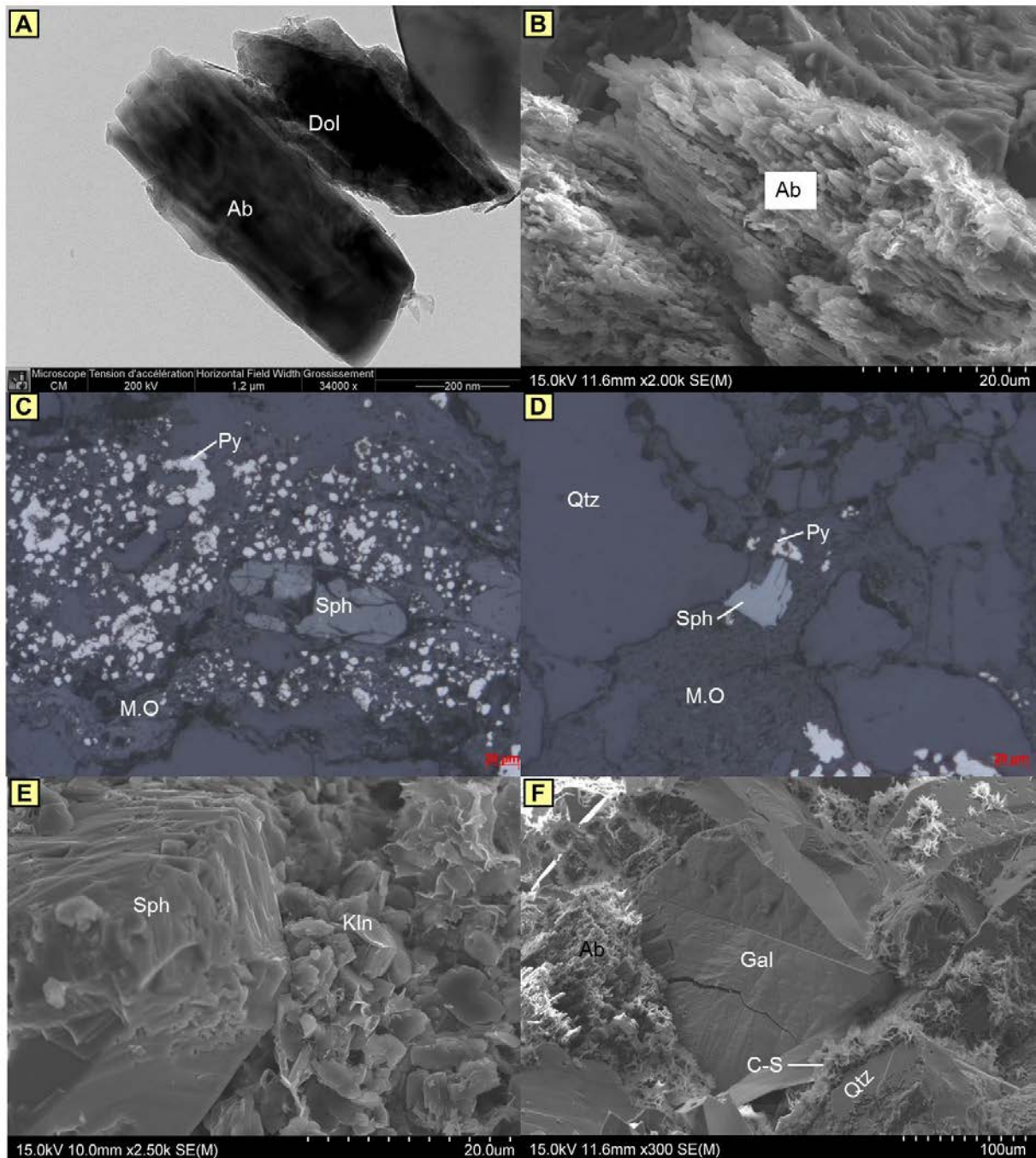


Planche 13 : A) MET. Association dolomite-calcite. B) E.S. Albite en voie d'altération. C) LR. Cristaux automorphes de pyrite baignant dans une matrice de matière organique. D) LR. Sphalérite associée à la pyrite dans une matrice de matière organique. E) E.S. Sphalérite automorphe enveloppée de kaolinite. F) E.S. Galène.

2.1.3. Les sulfures et sulfates

La sphalérite : en cristaux automorphes et sub-automorphes, la sphalérite n'a été observée que très rarement à Tamgak. Elle est essentiellement associée à la pyrite et à la matière organique (Planche 13C et 13D), ou recouverte de kaolinite (Planche 13E). L'absence de surcroissances de quartz au contact des sphalérites peut indiquer une cristallisation relativement précoce anté-compaction.

La pyrite : la pyrite a été observée sous plusieurs morphologies dans les formations du Guézouman, du Madaouela, du Tarat. Il s'agit de pyrite:

- En pseudomorphose de débris végétaux (Planche 14A). La Planche 14B montre une conservation de la forme initiale des tissus avec deux générations de pyrite observables à l'échelle ponctuelle : une 1ère génération de pyrite automorphe, et une seconde génération en ciment autour des pyrites automorphes.

- En framboïdes isolées associées à la matière organique et/ou des framboïdes entourés par des cristaux sub-automorphes à automorphes de pyrites (Planche 14C).

- En ciment entre les grains détritiques, au sein de nodules centimétriques à décimétriques. La pyrite cimente aussi les micro-fractures des grains détritiques du quartz. Cette génération de pyrite semble contemporaine des nodules (Planche 14D).

- En amas de petits cristaux automorphes et sub-automorphes associées à la matière organique sous forme de micro-filonnets dans la porosité (Planche 14E)

- En association à la sphalérite (Planche 14F) et sous forme de couronne autour de la sphalérite (Planche 14G).

A l'aide des analyses chimiques effectuées, plusieurs générations de pyrites ont été identifiées (Figs. 42 et 43):

- 1) Une première génération précoce avec le développement de pyrites framboïdales puis de petites pyrites automorphes dispersées ou en amas ; les framboïdes pouvant servir de support à la croissance d'une frange de pyrite de même signature chimique.

- 2) Une seconde génération riche en arsenic (de 6 000 à 13 000 ppm avec une teneur moyenne de 6000 ppm) en ciment ou en cristaux automorphes à subautomorphes.

- 3) Une génération appauvrie en arsenic, en ciment et en cristaux automorphes. Certaines de ces pyrites appauvries présentent une zonation avec des bandes plus riches en plomb.

- 4) Une quatrième génération de pyrites subautomorphes, légèrement plus riches en arsenic que la précédente (de 1000 à 2000 ppm avec une moyenne de 1200 ppm) mais surtout avec des teneurs importantes en nickel et cobalt (teneur en Ni + Co de 1000 à 4100 ppm avec une moyenne de 2500 ppm). Ces pyrites se forment postérieurement aux galènes riches en sélénium, qui s'intercalent entre les générations III et IV de pyrite.

La galène : dans les échantillons à proximité de la faille d'Arlit où la circulation de fluide est intense, la galène est rare (Planche 13F). Une seule génération de galène a été identifiée à Arlit. Il s'agit de cristaux subautomorphes, à contours irréguliers, avec des concentrations importantes en sélénium, de 2800 à 58000 ppm avec une teneur moyenne de 25600 ppm. Cette génération est antérieure à la dernière génération de pyrite.

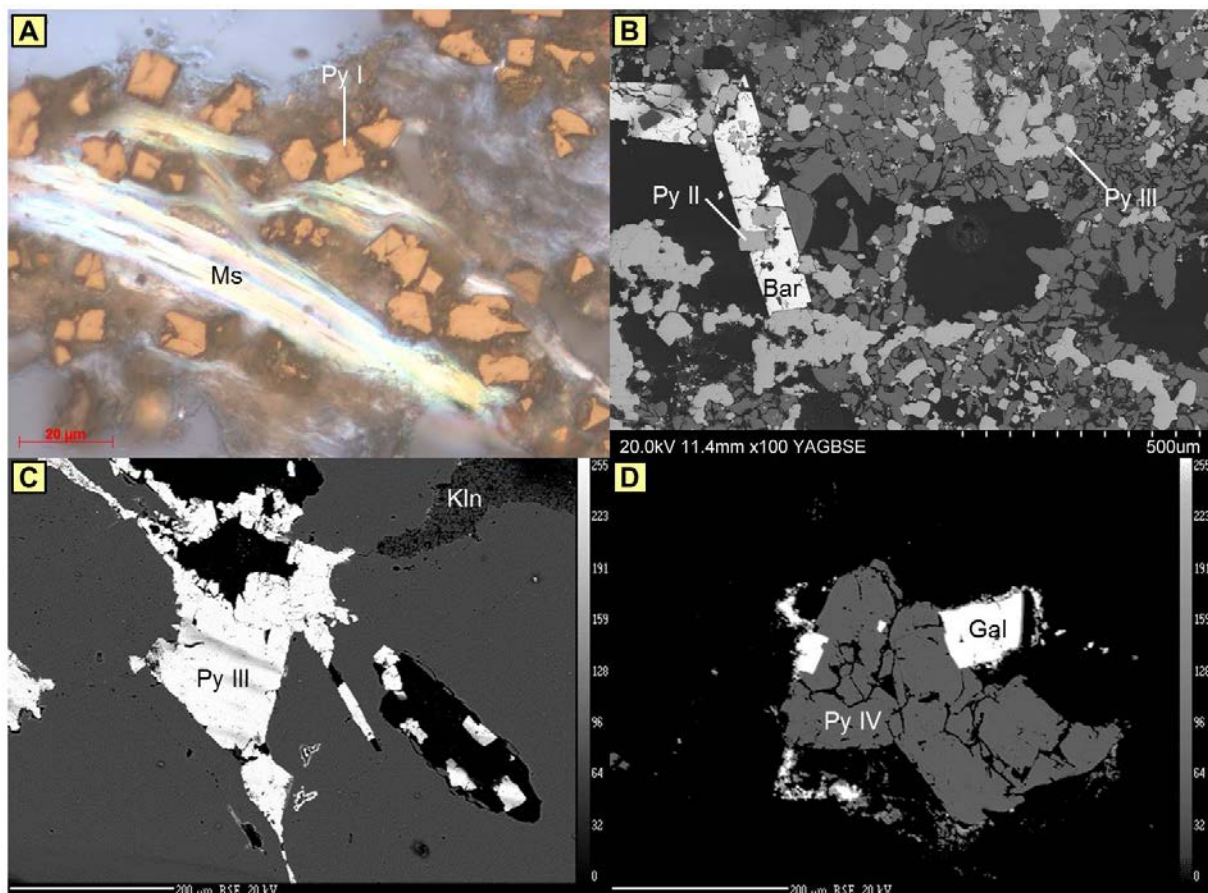


Figure 42: A) Pyrites précoces associée à une muscovite (Ms) affectée par la compaction (LR). B) Pyrites II sur un cristal tabulaire de barytine et pyrite III en ciment (MEB Electrons rétrodiffusés). C) Pyrite III génération en ciment (sonde électronique électrons rétrodiffusés). D) Pyrite IV postérieure à la galène (sonde électronique Electrons rétrodiffusés).

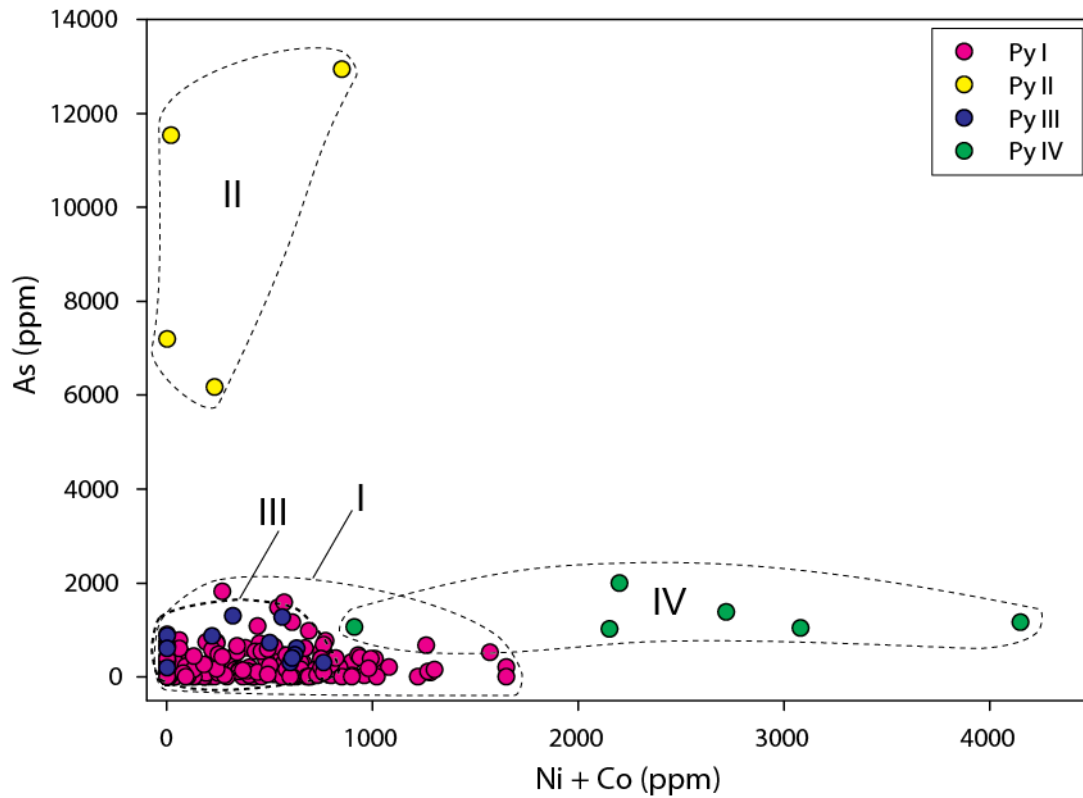


Figure 43 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en Arsenic en fonction des teneurs en Nickel et Cobalt pour le gisement d'Arlit. Le numéro en légende correspond à la génération de pyrite.

La barytine : Présente en très faible quantité par rapport à Akouta, la barytine a été observée en micro-grains automorphes au MET dans l'échantillon TAMI03-55 (Planche 14H).

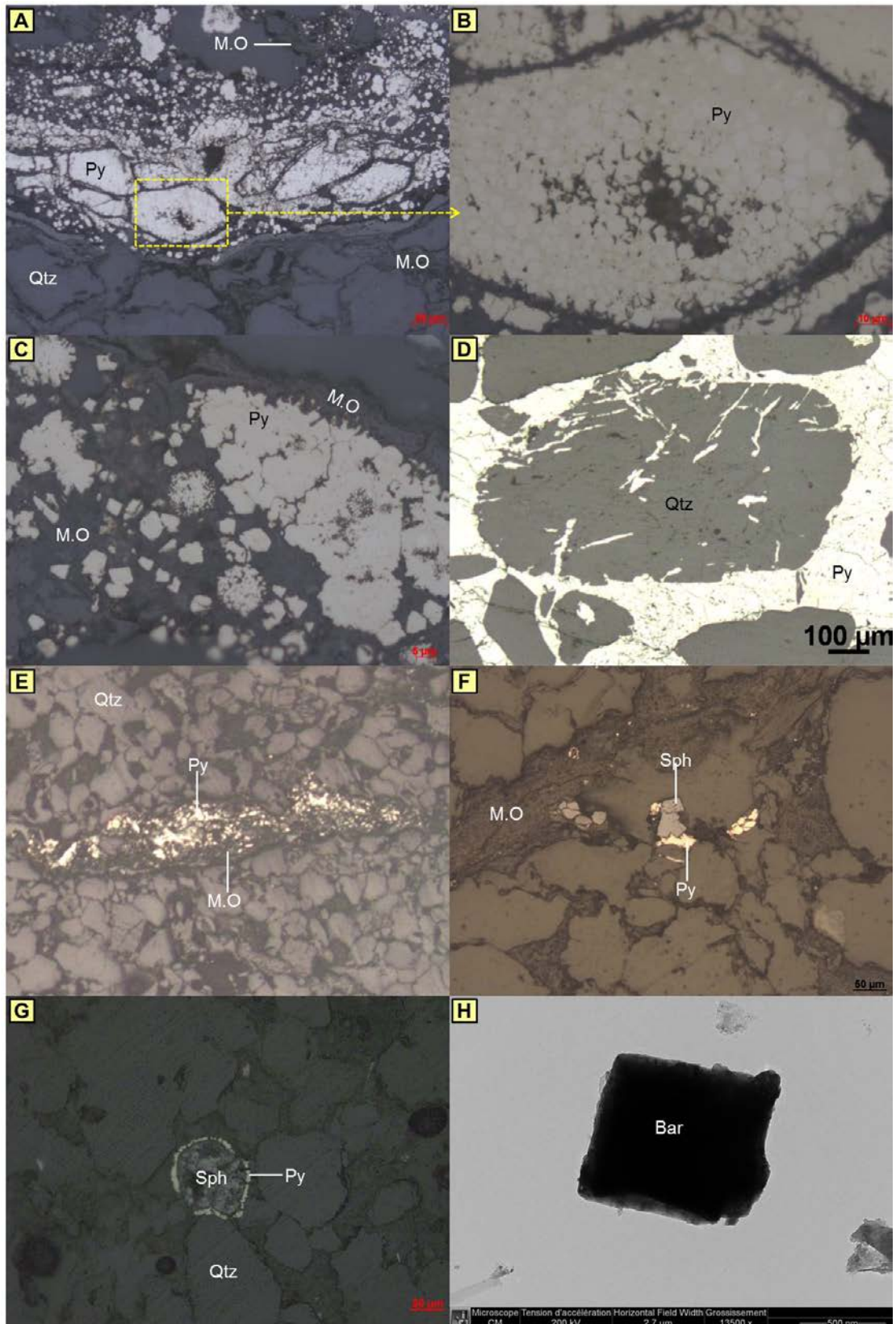


Planche 14 : A) et B) LR. Epigénie des débris végétaux par la pyrite. C) LR. Pyrites framboïdales isolées associées à la matière organique ou reprises par des pyrites automorphes. D) LR. Précipitation de la pyrite dans les micro-fractures du quartz et en ciment des grains détritiques. E) LR. Amas de petits cristaux automorphes et sub-automorphes associée à la matière organique sous forme de micro-filonnet dans la porosité. F) LR. Pyrite associée à la sphalérite. G) LR. Pyrite en couronne autour de la sphalérite. H) MET. Cristal automorphe de barytine.

2.1.4. Les argiles

Les kaolinites : les kaolinites observées se présentent principalement sous forme de micro-empilement de feuillet hexagonaux fins et sont globalement majoritaires dans les fractions étudiées. Trois types de kaolinites diagénétiques ont été distingués d'un point de vue textural. Il s'agit de kaolinite vermiforme (Planche 15A), de kaolinite en amas plus compacts (plaquettes) (Planche 15B) et de kaolinite en remplacement de muscovite détritique (Planche 15C). La croissance de la kaolinite aux dépens de la muscovite détritique est clairement montrée par la relation pétrographique entre les paillettes de micas et les kaolinites authigènes qui cristallisent entre ces paillettes comme l'a montré Lanson et al. (2002). Les muscovites sont souvent en effet dégradées par l'altération diagénétique en minéraux du groupe des kaolins qui croissent en écartant leurs feuillet.

La morphologie des particules individuelles de kaolinite peut être visionnée à l'aide du MET (planche 15D). Au MEB, on peut voir que ces kaolinites sont bien enchâssées dans les surcroissances de quartz (planches 15E et 15F), elles sont donc synchrones des derniers stades de développement des surcroissances.

Les chlorites : l'espace interstitiel est parfois comblé par des chlorites en bouquets, qui peuvent également s'incruster dans les auréoles de silice (Planche 15F) donc contemporaines des dernières phases de silicification. Ces chlorites ont été reconnues au microscope optique par leur teinte verte. On remarque qu'au niveau des chlorites de Tamgak, il n'y a pas de différences de morphologies. La composition chimique de ces chlorites en Si et Al est globalement identique. Les analyses à la microsonde révèlent que ces chlorites sont très ferrifères avec en moyenne 29,09 en poids d'oxyde pour une gamme de valeurs comprises entre 21,90 et 33,29%. La planche 15G illustre la morphologie d'une particule de chlorite ferrifère (Chl-Fe). Particulièrement, les chlorites ferrifères de Tamgak sont très pauvres en vanadium contrairement aux chlorites d'Akouta étudiées par Forbes (1989) qui contiennent en moyenne 6,21% d'oxyde de vanadium.

Les chlorite/smectites : les chlorite/smectites notées C/S (Corrensites pour Forbes (1989) et tosudite pour Billon (2014)), ont été observées dans les pores ainsi que dans les microcavités des quartz. Contrairement aux kaolinites, l'empilement de leurs feuillet est désordonné. Elles se développent en forme de nids d'abeilles dans les microcavités et gênent ainsi la croissance des quartz et donc se développent au détriment des surcroissances de quartz (Planches 16A et 16B). Les C/S sont donc liées à un épisode post-silicification qui dissout et inhibe le développement des surcroissances. Les images MEB ont montré que les C/S se forment également au dépens des kaolinites (Planches 16C) et sont donc postérieures à celles-ci. Les C/S et kaolinites précipitent aussi dans les clivages de la calcite post-silicification (Planche 16E) ou à la limite entre la surcroissance et le ciment calcitique (Planche 16F). Ces argiles contiennent en moyenne 1% d'oxyde de vanadium. Les différentes techniques d'analyses ont permis de détecter la présence de chlorite/smectite dans les formations du Tarat et du Madaouela.

Les illites : dans les pores, ou en remplacement des feldspaths, on observe des minéraux en fines lamelles présentant les caractéristiques des illites (noté Ill). Les observations au MEB et au MET ont permis d'observer différentes morphologies d'illite : i) des illites en paillette

(filamenteuses, fibreuses ou aciculaires), ii) des illites en latte (longues et plates) et iii) des illites pseudo-hexagonales. Les analyses chimiques faites à partir du MET et à la microsonde ont permis de mettre en relation la texture et la chimie de ces minéraux. Les observations des illites au MEB montrent que les illites fibreuses « hairy illite » sont enchevêtrées alors qu'au MET elles se présentent sous forme de cristaux aciculaires ou en baguette. Ce changement de morphologie pourrait s'expliquer par l'étalement des illites dans le vide du MET sur le film de carbone.

D'un point de vue chimique et textural, les illites peuvent être subdivisées en cinq groupes :

- Les illites en paillette : correspondent à une re-croissance à partir d'une illite déjà existante (Planches 17A, 17B et 17C). Leur concentration en potassium est de l'ordre de 2,74% (At%)
- Les illites en latte (Planche 17D)
- Les illites hexagonales ou pseudo-hexagonales : ce sont des illites néoformées dans les grès avec une concentration moyenne en potassium de l'ordre de 3,17% (At%) (Planches 17E et 17F).
- Les illites formées à partir des kaolinites (Planche 17G)
- les illites cristallisées à partir d'un feldspath potassique (Planche 17H)

D'après Lanson et al. (1996), la taille et la forme des illites varient significativement avec la température (et donc la profondeur). Aux environs de 3000 m de profondeur, les cristaux d'illites sont en filaments. Avec l'augmentation de la paléo-profondeur, les illites évoluent en latte. A partir de 4000m jusqu'au-delà, les illites présentent une forme pseudo-hexagonale. Ces trois morphologies d'illites ont été observées dans cette étude, mais les séries n'ont pas atteint une telle profondeur. En plus, les échantillons ont été prélevés au voisinage de la faille d'Arlit où les fluides circulent abondamment. Il peut donc y exister une relation entre la morphologie des illites et un fluide aux paramètres physico-chimiques spécifiques, mais les contraintes P-T ne semblent valables pour le bassin de Tim Mersoï.

Les analyses au MET ont révélé que les illites à texture hexagonale sont en moyenne plus riches en potassium que les illites aciculaires et en paillettes. Ces dernières correspondent à des recroissances d'illite à partir d'un cristal précurseur et sont liées à un épisode d'infiltration de fluides acides entrant dans le système lors de la télogénèse.

2.1.5. Les oxydes de titane

La plupart des oxydes de titane sont détritiques et sont localisés dans les espaces interstitiels des grès sous forme arrondie ou allongée. Exceptionnellement, un oxyde de titane automorphe et néoformé a été observé dans les chlorite/smectites. Cet oxyde est postérieur aux chlorite/smectite (Planche 16D).

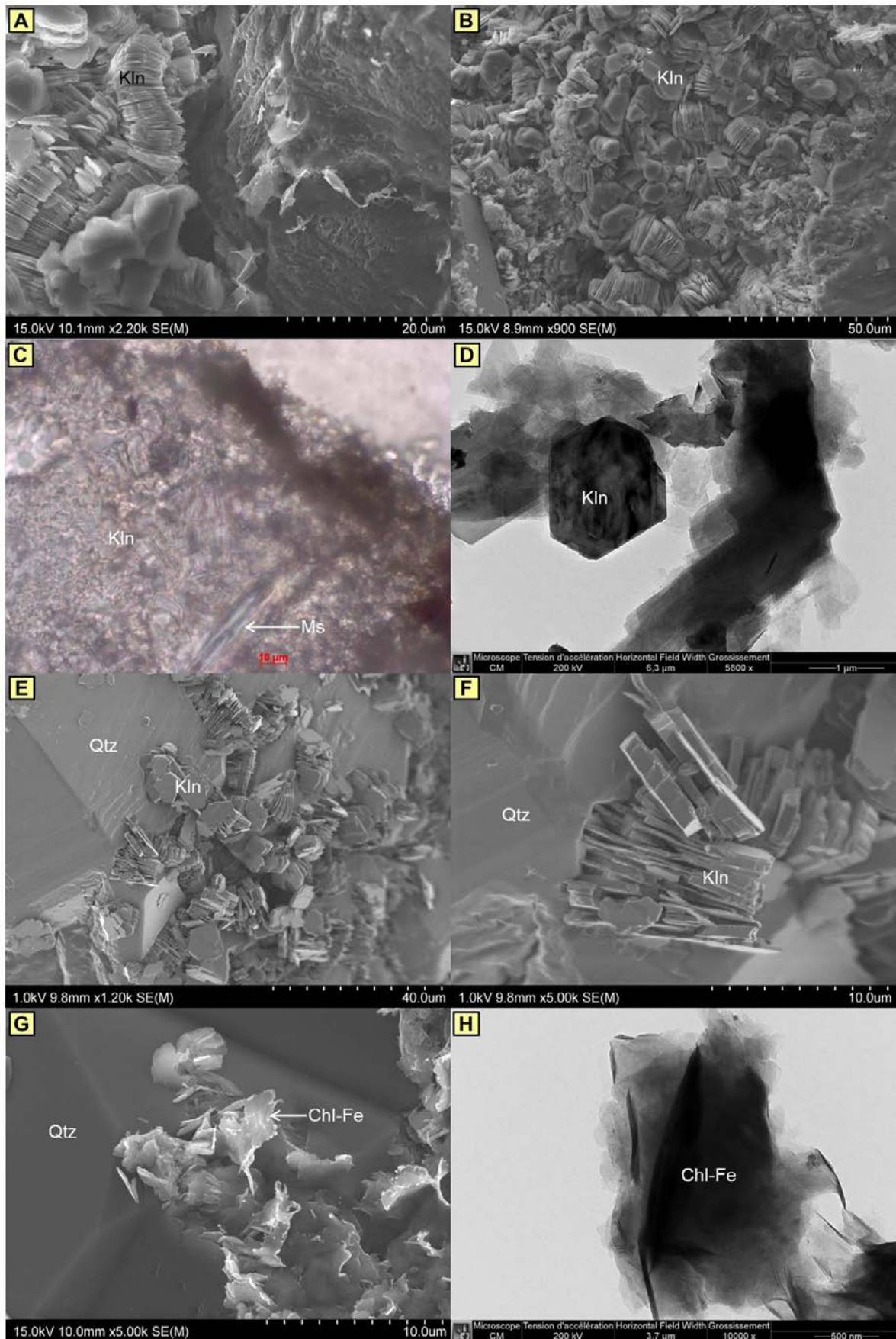


Planche 15 : A) E.S. Kaolinite vermiciforme. B) E.S. Kaolinite en plaquette. C) LPA. Muscovite en voie d'altération en kaolinite. D) MET. Kaolinite hexagonale. E) et F) Kaolinites enchâssées dans les surcroissances de quartz. G) E.S. Chlorites-Fe enchâssées dans les surcroissances de quartz. H) MET. Cristal de chlorite.

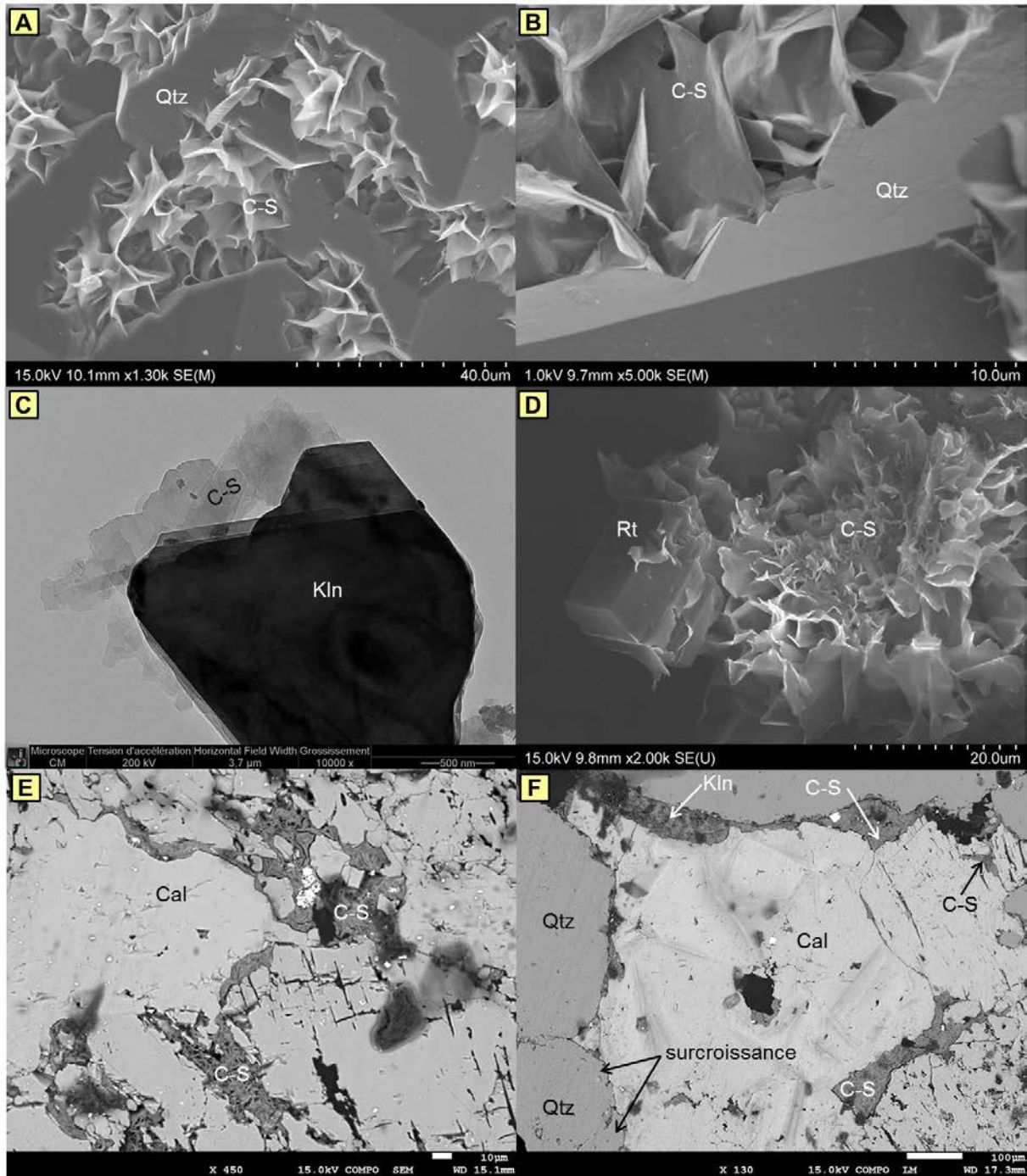


Planche 16 : A) E.S. Développement de corrensite dans les microcavités du quartz. B) E.S. Remarquer que la croissance des surcroissances de quartz semblent gênée par le développement des corrensites. C) MET. Développement de C/S à partir de kaolinites. D) E.S. Oxyde de titane fixé par des C/S. E) E.R. Précipitation de C/S dans les clivages de la calcite. F) E.R. Précipitation de C/S dans les clivages de la calcite, et entre le ciment de calcite et les quartz.

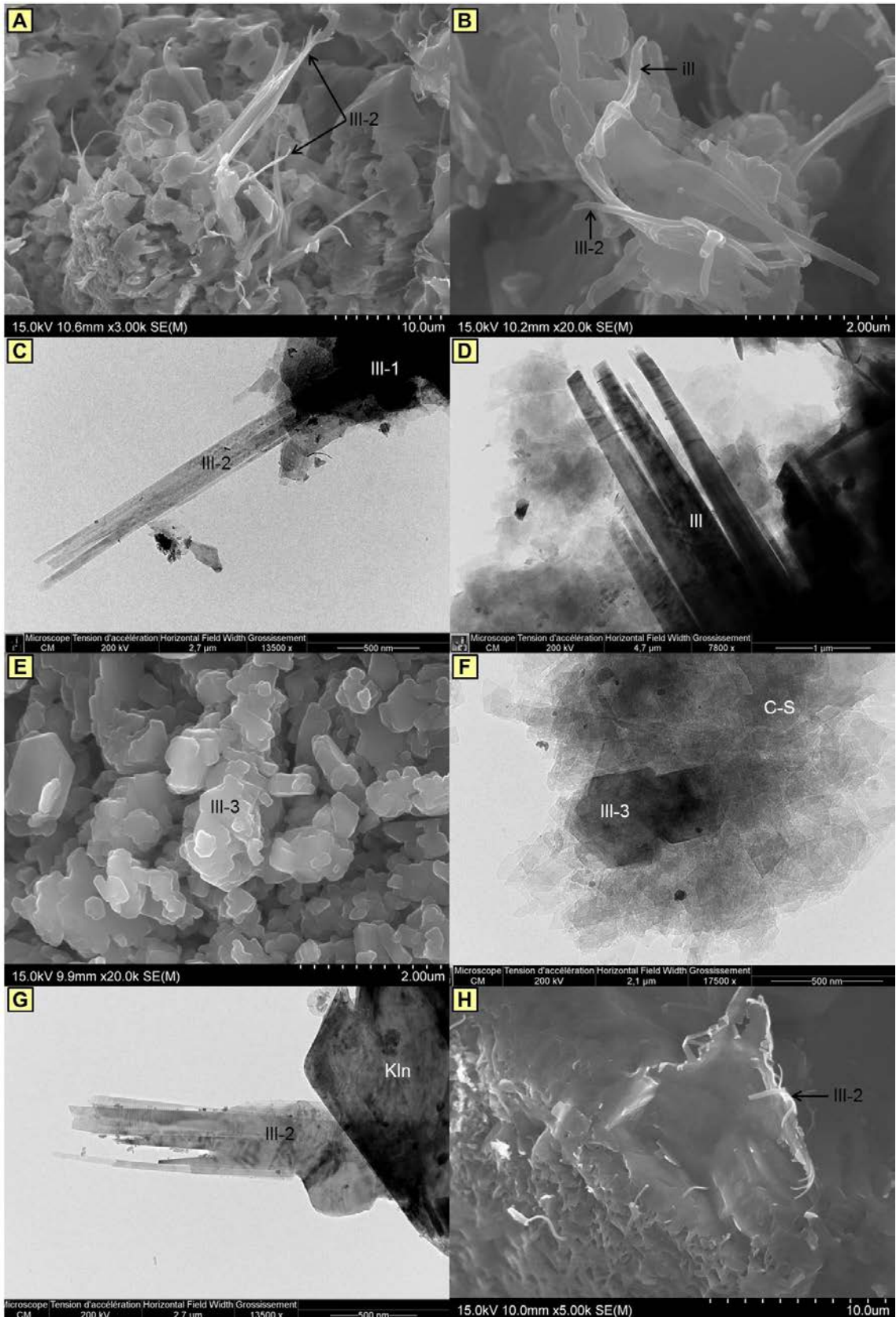


Planche 17 : A) et B) E.S. Illites en paillette correspondant à une recroissance d'illite à partir d'une illite pré-existante. C) MET. Illites en paillette correspondant à une recroissance d'illite à partir d'une illite pré-existante. D) MET. Illites en latte. E) Amas d'illites hexagonales pseudo-hexagonales. F) MET. Illites hexagonales vues au MET. G) MET. Formation d'illites à partir d'une kaolinite. G) E.S. Formation d'illites à partir de feldspath potassique.

2.2. Cas particulier de la formation d'Izégouande (Tamgak Ouest)

L'attention particulière accordée à l'étude de la formation permo-trias d'Izégouande, a pour but d'étudier les transformations diagénétiques de cette formation qui est susceptible d'avoir produit des saumures responsables des minéralisations.

2.2.1. Principaux silicates

Les surcroissances de quartz : généralement quand les quartz sont jointifs ils montrent des phénomènes de pression-solution, et lorsqu'ils sont au contact de la porosité libre les surcroissances de quartz sont bien facettées et bien conservées (Planche 18A). Au contraire, au contact des argiles, les surcroissances ne sont pas facettées (Planche 18B). Comparativement aux échantillons prélevés coté plateau où les surcroissances peuvent être bien conservées au contact des ciments de carbonates, la présence de ciment carbonaté dans la formation d'Izégouande est systématiquement associée à une dissolution partielle à totale (flèches bleues) des surcroissances de quartz. A l'échelle d'une même lame, on peut observer des zones où les carbonates cimentent les quartz nourris, et d'autres zones où elles cimentent des quartz presque dépourvus de surcroissance et que seulement quelques reliques de surcroissance sont visibles (flèches rouges Planche 18C et 18D). Plusieurs types d'argiles se développent par la suite sur les surcroissances de quartz.

Les Micro-quartz : la silice peut postérieurement recristalliser sous forme d'agglomération de micro-cristaux de quartz automorphes sur les surcroissances de quartz (Planche 18A). Ces micro-quartz peuvent indiquer une circulation ultérieure au stade de surcroissances de quartz, d'un fluide sursaturé en silice.

L'albite : les grains d'albite sont assez fréquents et sont automorphes (planche 18F).

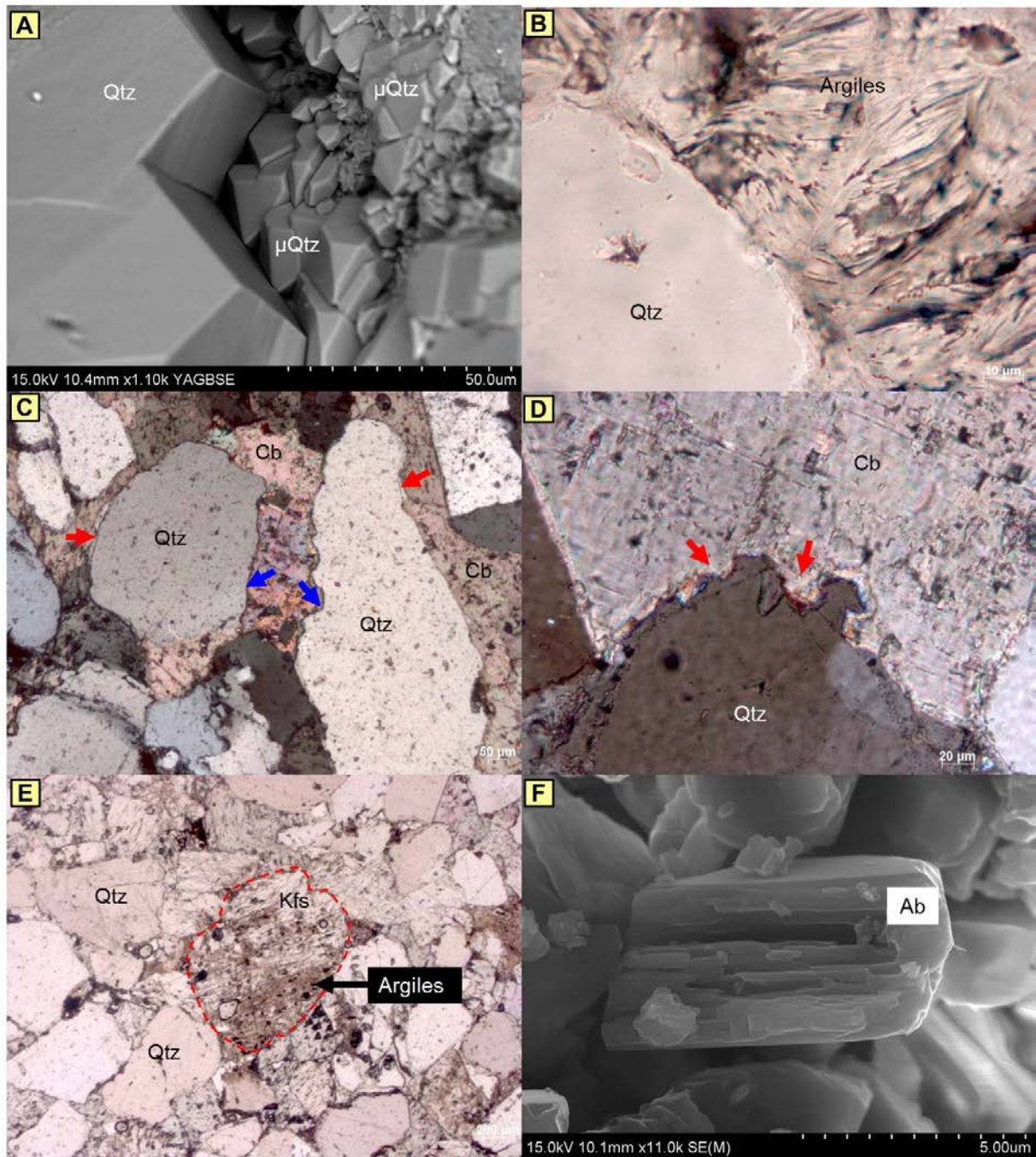


Planche 18 : A) E.S. Quartz automorphes et agglomération de micro-cristaux de quartz automorphes sur les surcroissances de quartz. B) LPNA. Développement d'argiles sur les surcroissances de quartz. Remarquer que le quartz est émoussé au contact de ces argiles. C) et D) LPA. Surcroissances totalement (flèches bleues) ou partiellement (flèches rouges) dissoutes. E) LPNA. Altération du feldspath potassique en argile. F) E.S. Cristal d'albite néoformée.

2.2.2. Les carbonates

Outre les argiles, les carbonates constituent, l'un des principaux ciments.

La calcite : les ciments calcitiques qui colmatent la porosité des grès et à certains endroits les fractures cataclastiques (Planche 19C), sont constitués par une calcite sparitique homogène, en cristaux de taille pluri-millimétrique présentant un clivage net (Planche 19A). Une étude au

MEB a pu montrer des petits cristaux de calcite avec un habitus proche du scalénoèdre (Planche 19B). La calcite peut partiellement remplacer un feldspath de type microcline, où seulement quelques fragments subsistent du grain originel (Planche 19C). Cette observation dénote également que cette génération de carbonate est postérieure à la cataclase ou à la bréchification (flèche rouges, planche 19C). La calcite peut également être recouverte par une matrice de kaolinite qui lui est postérieure (Planche 19D).

La dolomite : la dolomite se présente sous forme de grandes plages qui enveloppent et cimentent des grains détritiques de quartz avant silicification. Ce ciment est parfois imprégné d'oxydes de Mn-Ba-Fe (Planche 19E et 19F). Cette observation confirme celle de Cavellec (2006) dans les grès du Guézouman.

En lumière polarisée analysée, une seule génération de dolomite a pu être mise en évidence. (Planche 20A). En revanche, l'observation en cathodoluminescence, révèle que la dolomite n'est pas parfaitement homogène et montre une croissance en zonation, correspondant à une variation chimique du fluide. Deux générations de dolomite ont pu être déterminées, en fonction des nuances de couleurs à la cathodoluminescence (Planche 20B). L'étude de leurs relations texturales permet d'établir la chronologie ci-dessous :

- une dolomite (Dol I) de couleur rouge vif
- une dolomite (Dol II), de couleur rouge plus sombre

Les relations texturales entre les deux types de dolomite montrent que la dolomite (Dol I) constitue une première génération et la dolomite (Dol II) une seconde génération en surcroissance.

Une étude au MEB de cette zone de croissance de dolomite a permis d'observer que les bandes de dolomite sont intercalées avec celles de la barytine qui semble en partie la remplacer (Planche 20C).

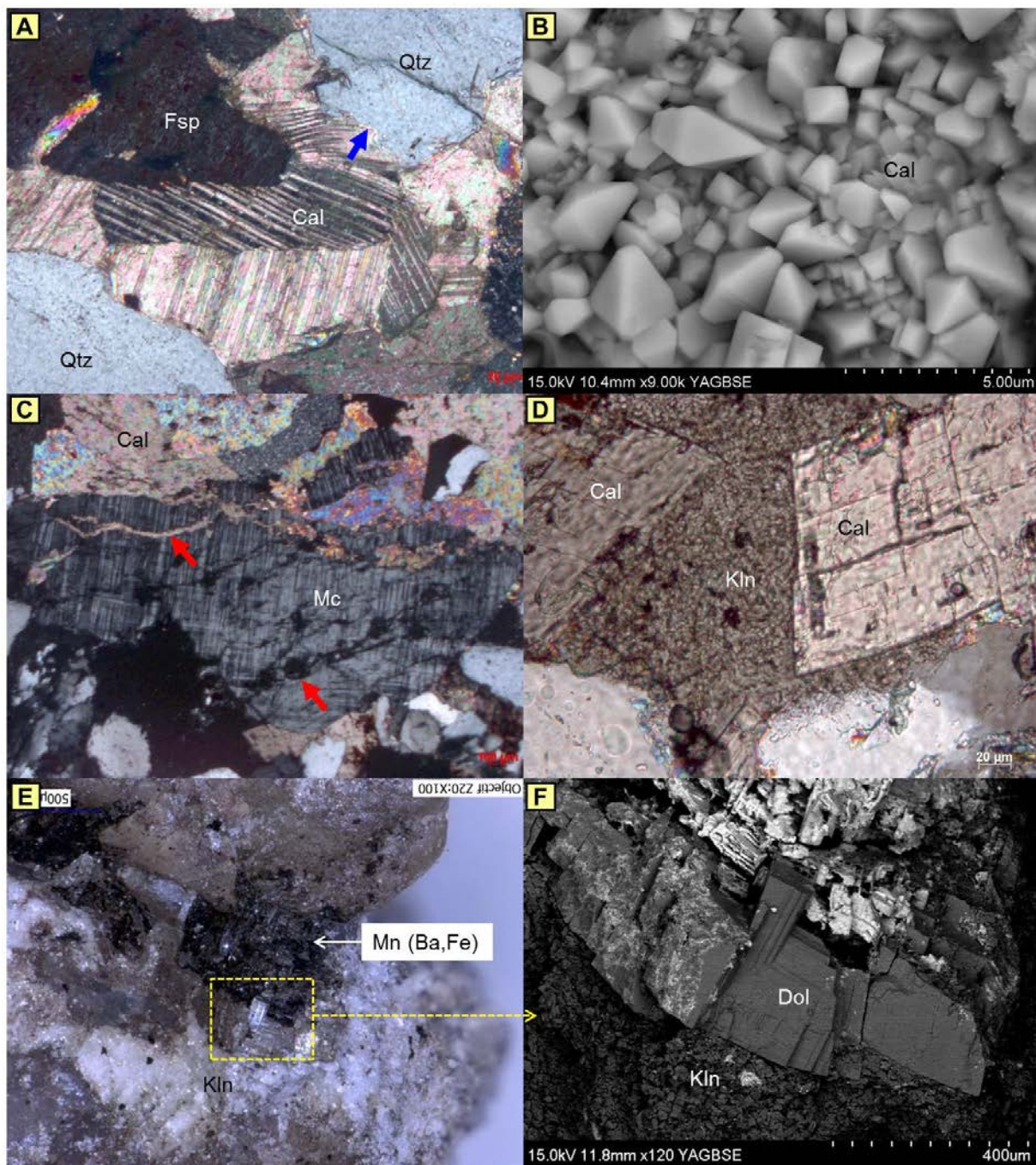


Planche 19 : A) Calcite cimentant des quartz dépourvus de surcroissance (Dissolution totale des surcroissances, flèches bleues). B) E.S. Cristaux automorphes de calcite. C) LPA. Calcite en ciment de brèche ou de cataclase. Remarquer les fracturations du microcline (flèches rouges). LPA. Calcite recouverte par des kaolinites. E) PN. Dolomite automorphe. Placage d'oxydes de Mn sur les grains détritiques. F) E.S. Dolomite vue au MEB.

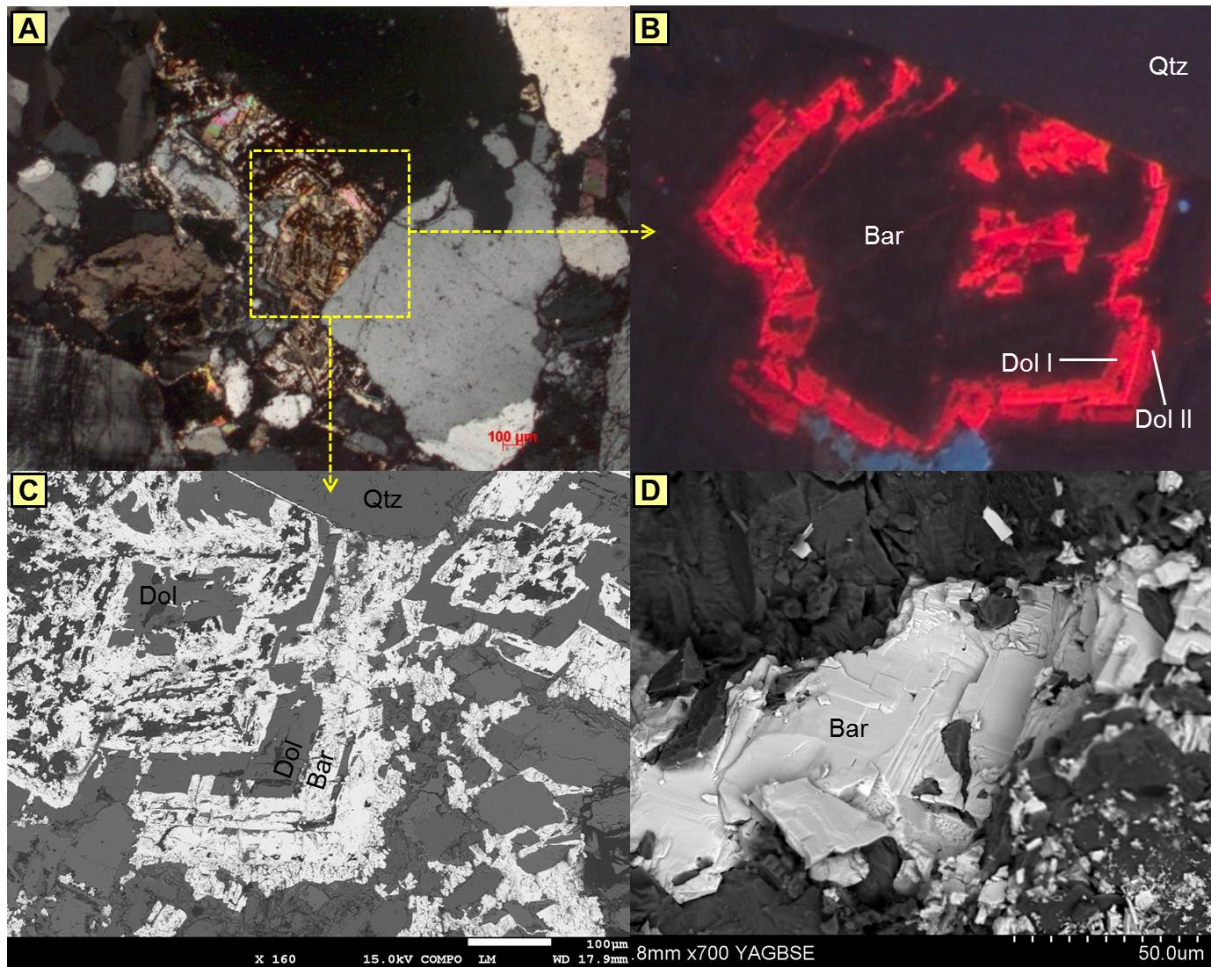


Planche 20 : A) et B) respectivement LPA et Cathodo. Dolomite zonée intertitielle. C) E.R. Remplacement des bandes de dolomite par celles de la barytine. D) Dépôt massif de barytine sur les grains.

2.2.3. Les sulfates

La barytine été observée sous forme de : i) remplacement de certaines zones de croissance de la dolomite en ciment (Planche 20C), et ii) de dépôt de cristaux massif sur des mélanges d'argiles (Planche 20D).

2.2.4. Les argiles

La cimentation argileuse est l'un des processus diagénétiques majeurs dans les grès de l'Izégouande. Plusieurs types d'argiles ont été étudiés afin de mieux comprendre l'héritage détritique et l'évolution du matériel détritique et son évolution lors de la diagénèse du bassin dans le secteur de Tamgak au voisinage immédiat de la faille d'Arlit. Les feldspaths potassiques sont, dans la majorité des cas, altérés en argiles (Planche 18E).

Dans cette étude, à part une abondance locale de chlorites ferrifères et d'illites-ferrifères, les interstratifiés chlorite/smectite et les kaolinites sont les phases argileuses les plus abondantes.

Groupe des kaolins (Kaolinite/dickite) : l'observation macroscopique des ciments de kaolinite a montré qu'ils constituent une texture pâteuse de couleur blanc-laiteux (Planche 21A et 21C). Les kaolinites observées en électrons secondaires se présentent principalement sous forme de micro-empilement de feuillet hexagonaux fins et sont globalement

majoritaires dans les échantillons. Deux types de kaolinites diagenétiques ont été distingués d'un point de vue textural. Il s'agit de kaolinite vermiforme (Planche 21B) et de kaolinite en amas plus compacts sous forme de plaquettes dans la porosité ou enchâssées dans les auréoles de quartz (Planche 21D et 21E).

La surface des quartz au contact des kaolinites est le plus souvent irrégulière. Certaines observations ont même permis de voir des figures d'empreintes sur les surcroissances de quartz qui fossilisent l'empreinte des kaolinites arrachées (Planches 21E, 21F, 21G et 21H). Ces observations rejoignent celles des autres formations plus profondes (Tarat, Madaouela et Guézouman) où l'enchâssement des kaolinites dans les quartz est communément observé. Ce qui indique que les kaolinites sont synchrones des derniers stades de surcroissance de quartz.

Chlorite/smectite : les interstratifiés chlorite/smectite, avec les kaolins sont l'une des principales phases argileuses dans les grès permien de l'Izégouande. Ils ont été observés dans les espaces interstitiels ainsi que sur les auréoles de silice de quartz, gênant ainsi la poursuite de la croissance des quartz (Planche 22E). Ces argiles peuvent également se développer à partir des kaolinites (Planche 22F).

Les illites néoformées : dans les pores, ou en remplacement des feldspaths, on observe des plaquettes ou des fibres présentant une teinte de polarisation jaune pâle, et correspondent à des illites.

Les observations en électrons secondaires ont permis d'observer différentes morphologies d'illite : i) des illites en paillette (filamenteuses, fibreuses) et ii) des illites en latte (longues et plates). Selon leur mode de croissance, les illites peuvent être subdivisées en 3 groupes :

- Les illites fibreuses qui correspondent à une re-croissance d'illite à partir d'une illite déjà existante (Planche 22A).
- Les illites formées à partir des kaolinites (Planche 22B).
- Les illites qui se développent au détriment du quartz (Planche 22C et 22D) ;

Les analyses chimiques acquises à la microsonde sur 3 lames différentes, ont révélé que ces illites comparativement à celles de formations plus profondes (Tarat, Guézouman et Madaouela), sont anormalement riches en fer (7 à 8% de FeO en moyenne). Ces données ont donc été projetées dans le diagramme de Velde (1985). Les illites sont situées entre le pôle illite et le pôle céladonite mais plus proches du pôle illite (Fig. 44), indiquant le caractère ferrifère de ces illites.

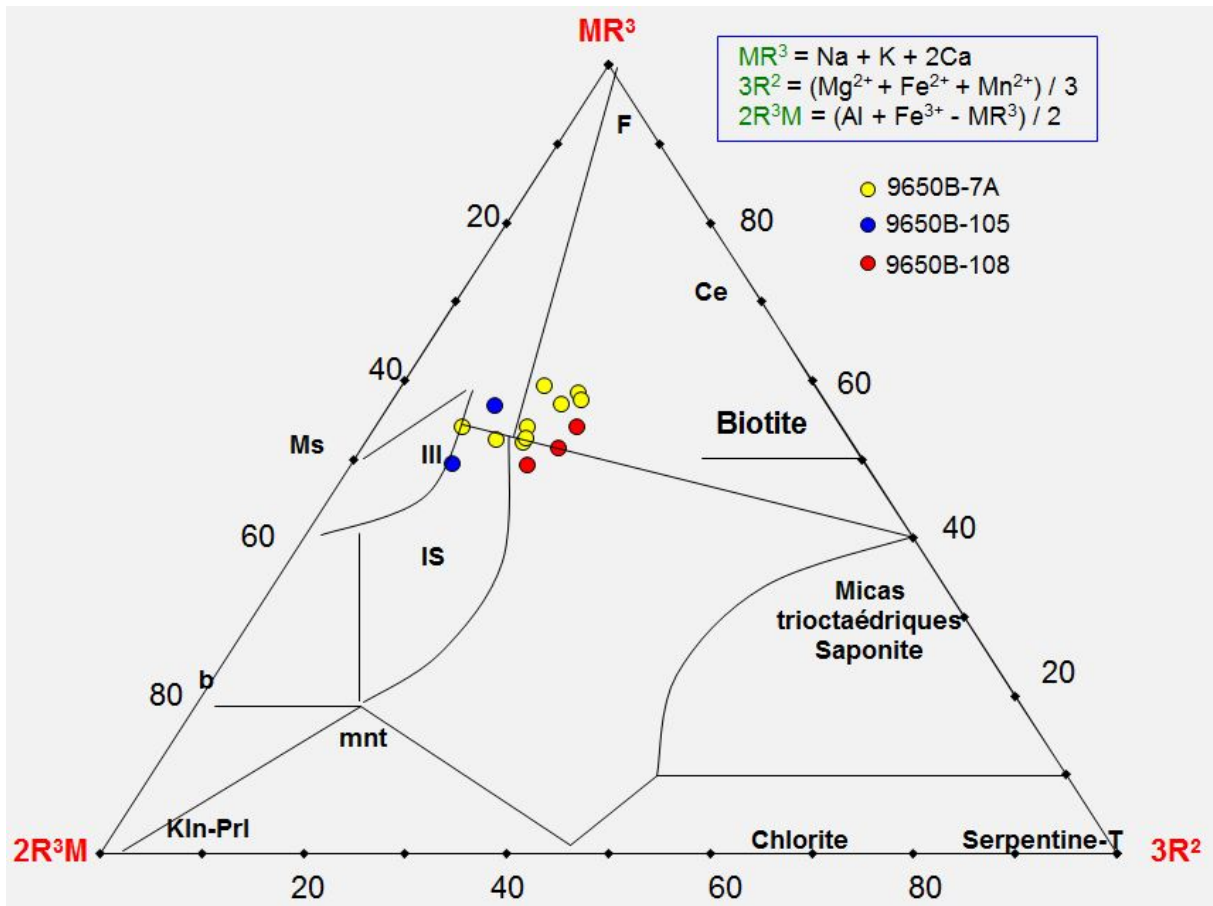


Figure 44: Données microsonde des argiles des lames 9650B-7A, 105 et 108, plotées dans un Diagramme de Velde (1985).

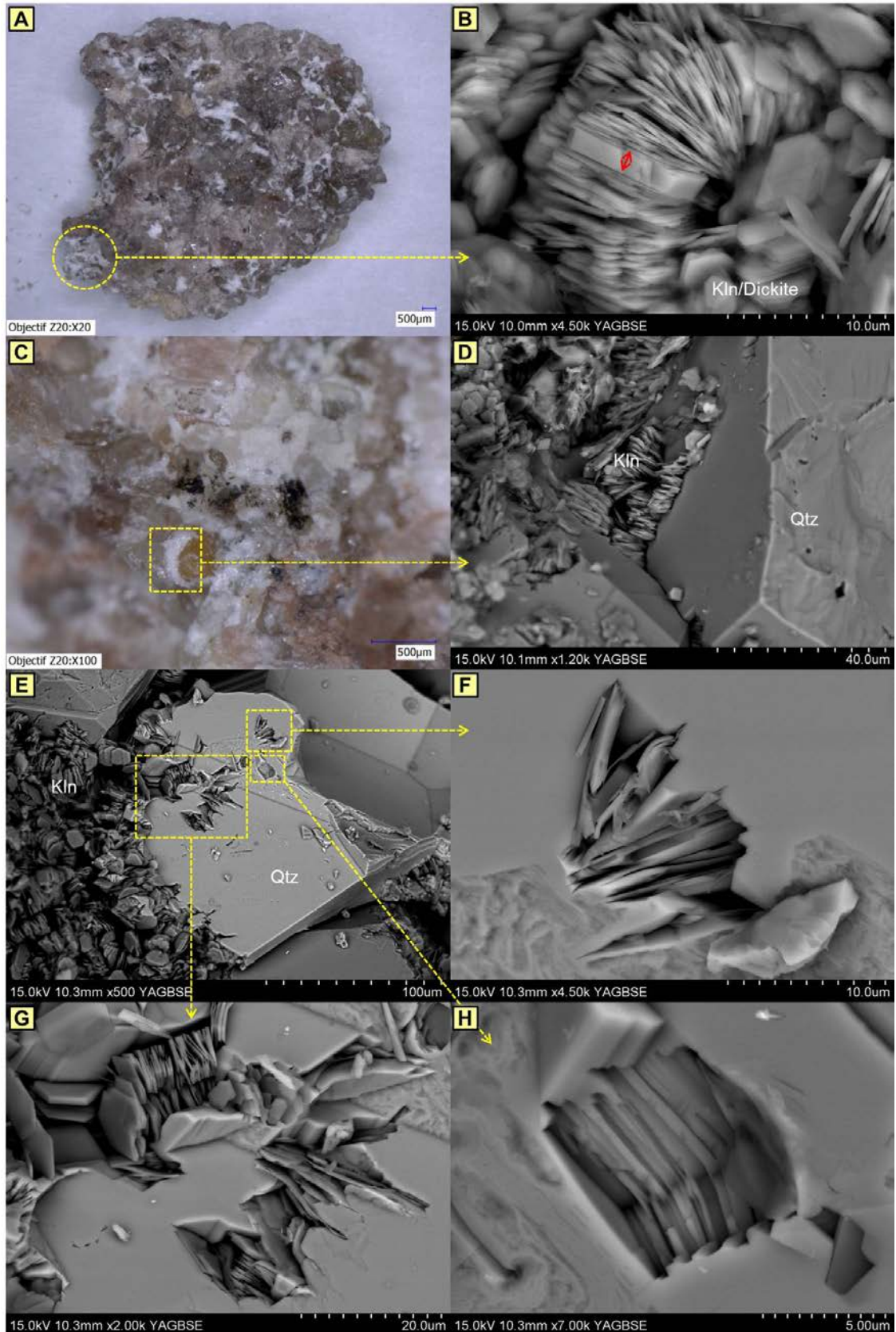


Planche 21 : A) Photographie macroscopique de l'échantillon. Les taches blanches correspondent aux kaolinites. B) E.S. Kaolinite vermiforme. C) Photographie macroscopique de l'échantillon. Les taches blanches correspondent aux kaolinites. D) E.S. Kaolinites enchâssées dans le quartz. E) E.S. Kaolinites incrustées dans les surcroissances de quartz. F), G) & H) E.S. Figures d'empreintes sur les surcroissances de quartz qui fossilisent des kaolinites arrachées

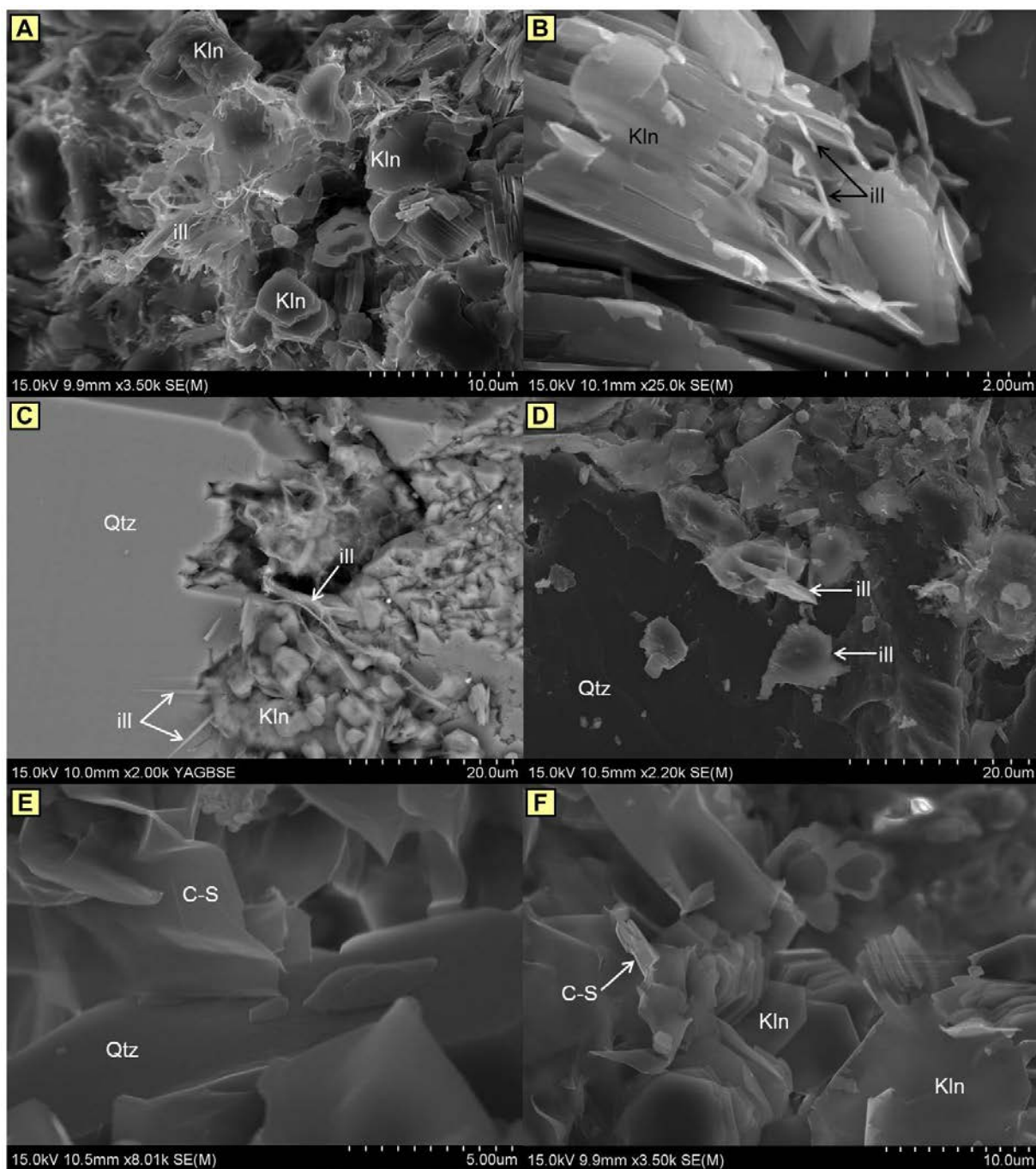


Planche 22 : A) et B) E.S. Formation d'illites fibreuses à partir de kaolinites. C) et D) E.S. Développement d'illites au détriment des surcroissances de quartz. E) E.S. Formation de C/S à partir des surcroissances de quartz. F) E.S. Développement de C/S à partir des kaolinites.

2.2.5. Les minéraux d'altération tardive

Les oxydes de fer : les oxydes, très abondants, sont responsables de la couleur rouge-rose (oxydée) caractéristique des grès de l'Izégouande. Les hématites analysées au MEB, ont été trouvées :

- en placage sur les surcroissances de quartz (Planches 23A, 23B et 23C), ou sur les matrices argileuses (Planches 23E et 23F)
- sur les chlorite/smectites (Planche 23G)

L'observation de plus près de ces hématites au MEB, a permis de voir qu'elles ont une morphologie parfaitement hexagonale (Planche 23D).

Les oxydes de titane : les oxydes de titane sont rares, mais lorsqu'on les rencontre, ils sont mal cristallisés (Planche 23H).

Silicate de cuivre : le cuivre a été remanié sous forme de porteur secondaire tardif (chrysocolle (Planche 24A et 24B).

Oxydes de Mn : macroscopiquement, les nombreuses taches noires centimétriques à pluricentimétriques observées à l'œil nu dans les grès de l'Izégouande correspondent à des oxydes de manganèse qui sont en placage sur les grains détritiques (Planches 24C à 24F) ou sur la dolomite (Planches 25A et 25B). Certains oxydes de manganèse contiennent du baryum (Planches 25A et 25B).

Phosphates de terres rares (APS ?) : il a été observé localement des phosphates de terres rares (P, La et Ce) disséminés dans les argiles (Planches 25C et 25D), et qui peuvent correspondre à des produits d'altération de minéraux accessoires.

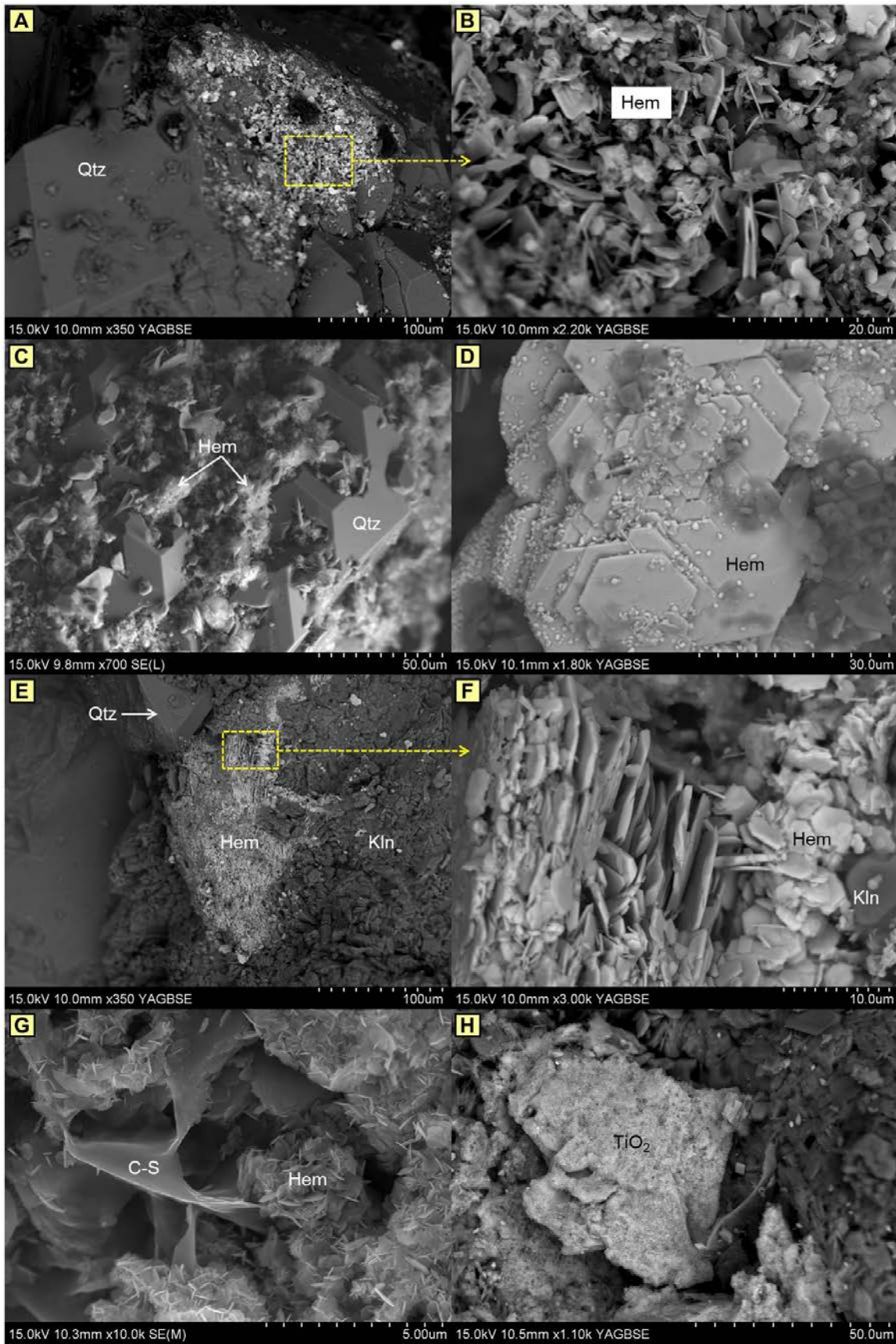


Planche 23 : A), B) et C) E.S. Cristaux d'hématites automorphes en placage sur les surcroissances de quartz. D) Zoom sur les hématites, avec leur forme hexagonale. E) et F) Cristaux d'hématites automorphes en placage sur des matrices de kaolinites. G) E.S. Hématites fixées par des chlorite/smectites. H) E.S. Oxyde de titane amorphe.

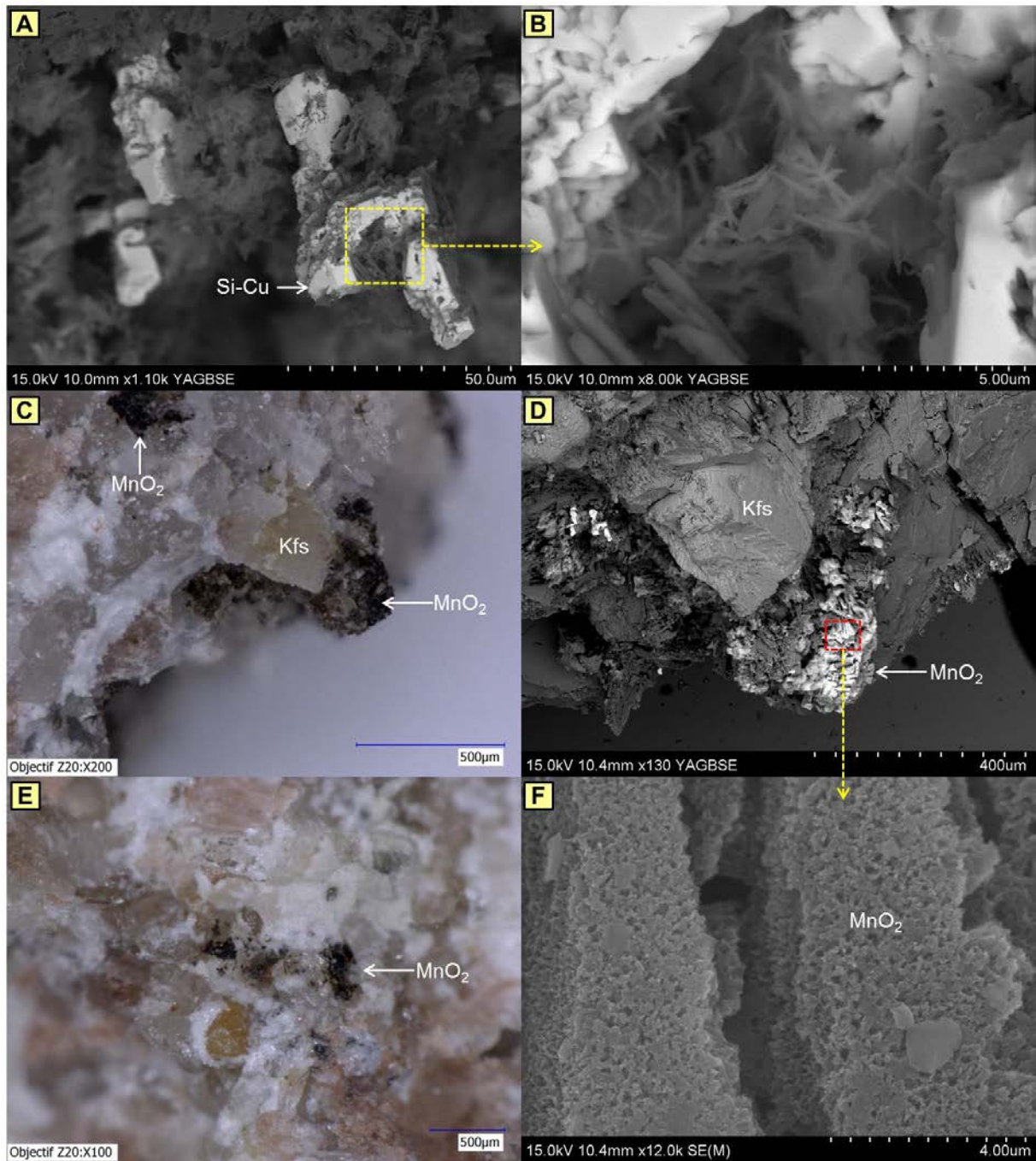


Planche 24 : A) et B) E.S. Silicate de cuivre. C) et D) Respectivement photographie macroscopique de l'échantillon et image en E.S. Placage d'oxyde de manganèse sur les grains détritiques. E) Photographie macroscopique. Placage d'oxyde de manganèse sur les grains détritiques. F) Zoom d'une partie de D), forme lamellaire altérée de ces oxydes de manganèse.

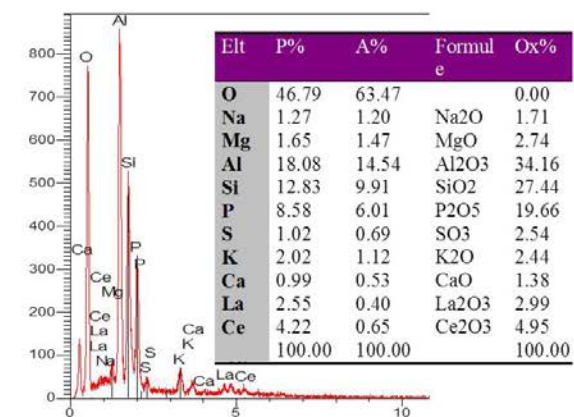
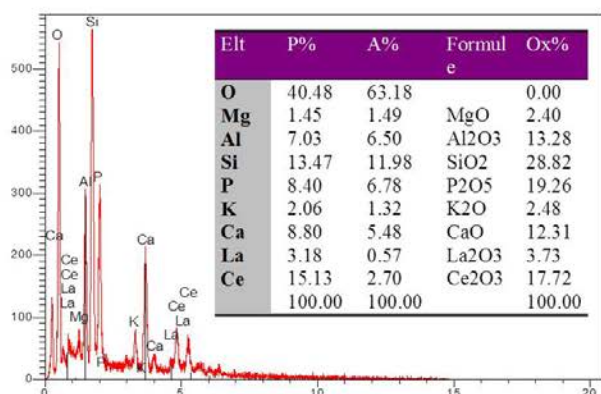
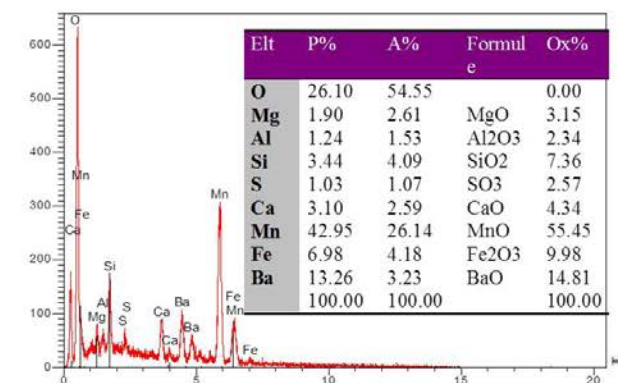
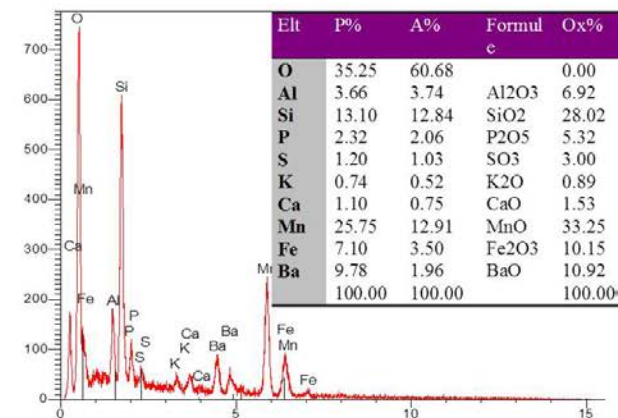
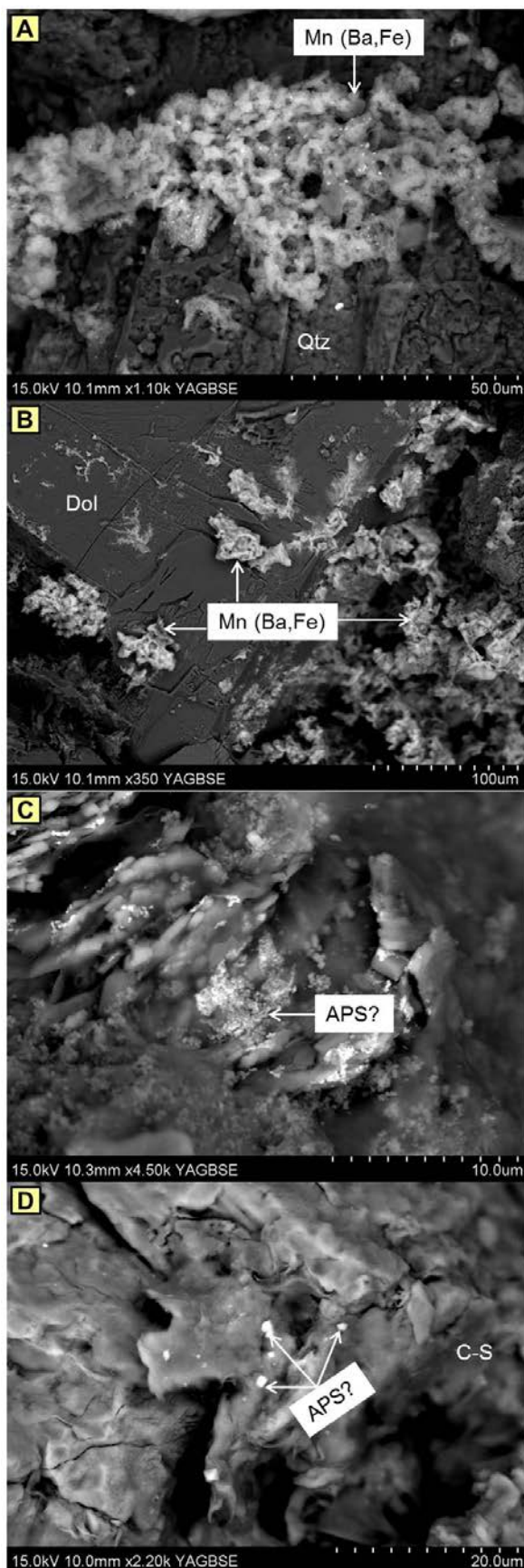


Planche 25 : A) et B) E.S. Oxydes de manganèse en placage sur la dolomite. C) et D) E.S. Traces de phosphates de terres rares disséminés dans les argiles. A droite de la figure, analyse semi-quantitatives EDS au MEB.

2.3. Faciès minéralisés (MCO Tamgak)

2.3.1. *Les surcroissances de quartz*

Les surcroissances de quartz montrent un stade très avancé de dissolution/corrosion. Les corrosions affectent jusqu'au grain détritique (flèches bleues, planches 26A et 26B). Il reste néanmoins, quelques reliques de surcroissance sur certains quartz (flèches rouges, planches 26A et 26B).

2.3.2. *Les sulfures et sulfates*

Les sulfures observés sont majoritairement de la pyrite (Planche 26C, 26D et 26E), qui montre parfois des surcroissances comme le souligne le liseré d'uranium séparant le cristal primaire de pyrite et sa surcroissance (flèches jaunes, planche 26C). Des kaolinites sont parfois piégées dans la pyrite (planche 26D).

La barytine a été observée associée à de l'uraninite-coffinite dans une matrice de kaolinite (Planches 26E et 26F). Cette barytine peut avoir co-précipité avec l'uraninite comme celle observée à Akouta.

2.3.3. *Les argiles*

Les kaolinites : la kaolinite est la principale phase argileuse observée dans les faciès minéralisés de la MCO de Tamgak. Elle est en plaquette (Planches 26A et 26E par exemple) ou en forme vermiculaire (planche 27A) dans la porosité. Elle peut également précipiter sur les surcroissances de quartz (Planches 26F). Les contours des quartz sont irréguliers au contact des kaolinites, laissant suggérer une interruption de croissance (Planches 26A et 26B).

Les chlorites : les chlorites observées sont ferrifères, et associées spatialement aux pyrites. Les pyrites sont très corrodées et les chlorites ferrifères semblent s'être formées aux dépens de la pyrite (Planche 27C et 27D). La planche 28D montre une alternance entre la pyrite et la chlorite ferrifère, ce qui va dans le sens d'une formation des chlorites au détriment de certaines zones de croissance de la pyrite.

Les chlorite/smectites : les interstratifiés chlorite/smectite ont été observés dans la porosité, et considérées comme antérieures à l'uranium (Planche 27B).

2.3.4. *Minéralisation uranifère*

Uraninite : dans les échantillons minéralisés de la MCO de Tamgak, la minéralisation uranifère est principalement sous forme d'uraninite ou uraninite-coffinite en épigénie de tissu végétal (Planche 28A) ou sous forme de sphérolites cimentés par de la pyrite (Planche 28B et 28C).

La minéralisation est majoritairement portée ou par les kaolinites (Planche 26C et 27A) et par les pyrites (Planche 28A, 28B et 28C) et dans une moindre mesure par les chlorites-ferrifères (Planche 28E) et des interstratifiés de type chlorite/smectite (Planche 27B et 28F). Certains sites peuvent constituer des endroits privilégiés de précipitation de l'uranium. Il s'agit notamment : i) des limites entre grain détritique et surcroissance de quartz (flèches roses,

planches 26F), ii) de couronne autour des cristaux de pyrite (Planche 28C), et iii) dans les clivages de feldspath potassique (flèches rouges, planche 27E).

Les oxydes de U-Mo : l'iriginite $[(UO_2)Mo_2O_7 \cdot 3(H_2O)]$ a été observée en association avec les chlorites ferrifères et la wulfénite. Ils sont constitués en agrégats et ont une forme collomorphe (Planche 27C et 27D).

Toutes les phases uranifères sont postérieures aux kaolinites, chlorites et chlorite/smectites décrites dans les paragraphes précédents.

2.3.5. Les oxydes de Pb-Mo (Wulfénite)

La wulfénite est observée au cœur de l'iriginite. Ils ont une forme à tendance collomorphe et sont associés à l'iriginite et à la chlorite ferrifère (Planche 27C et 27D). La wulfénite semble être un minéral lié à un stade supergène ultérieur.

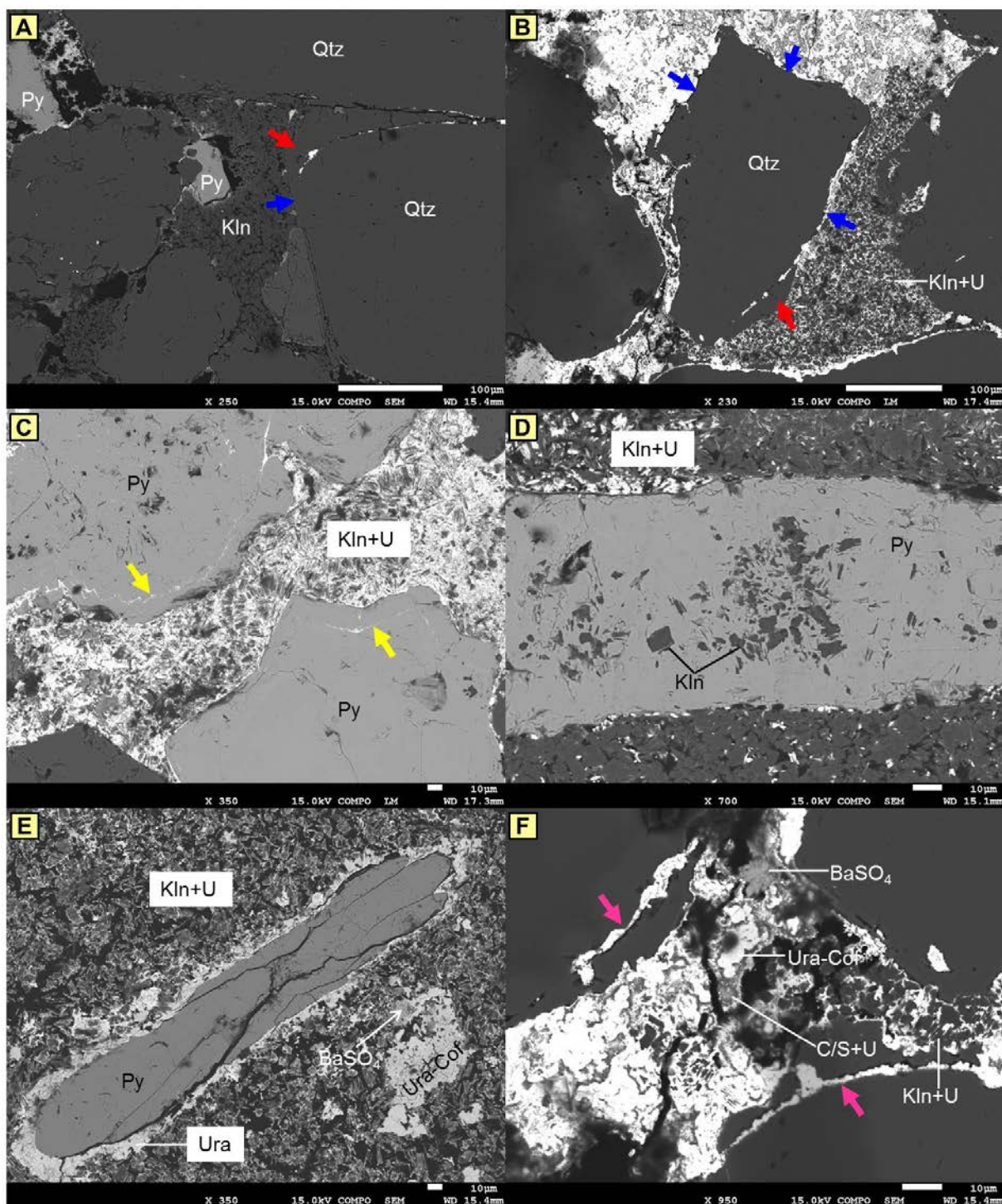


Planche 26 : Images en électrons rétrodiffusés. A) et B) Quartz très abimés. Surcroissances totalement (flèches bleues) ou partiellement (flèches rouges) absentes au contact des kaolinites. C) Surcroissance de pyrite soulignée par un liseré d'uranium séparant le cristal primaire de pyrite et sa surcroissance. D) Cristaux de kaolinites piégés dans la pyrite. E) Précipitation d'uraninite autour de la pyrite. F) Précipitation d'uraninite à l'interface grain détritique et surcroissance.

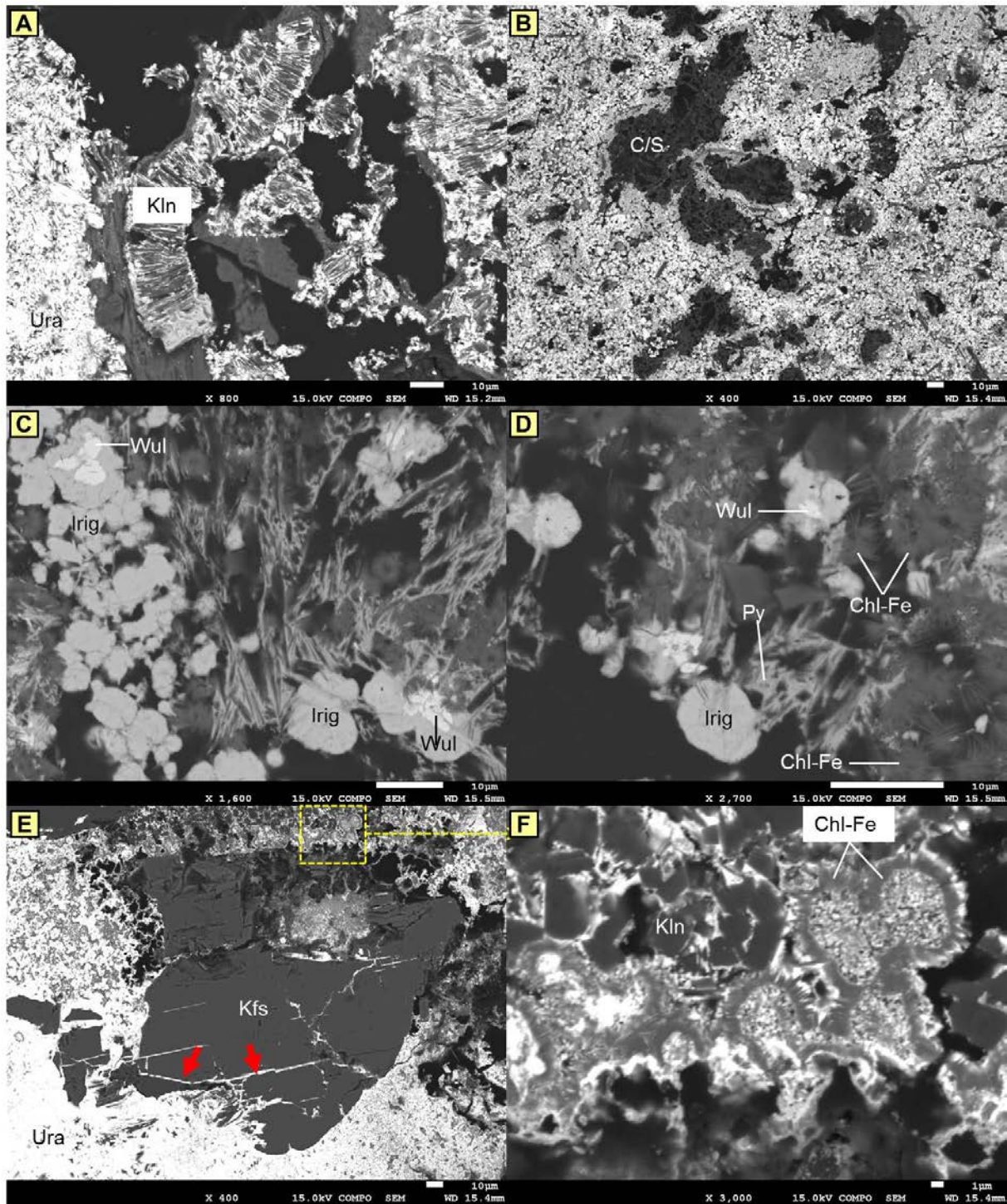


Planche 27 : Images en électrons rétrodiffusés. A) kaolinite vermiculaire et B) Chlorite/smectite, imprégnées d'uraninite. C) et D) Iriginites collomorphes associées à des chlorites-Fe. Remarquer la formation de wulfénite au cœur de l'iriginite. E) Précipitation d'uraninite dans les clivages du feldspath potassique. F) Textures collomorphes constituées d'un mélange de Chl-Fe et d'uraninite.

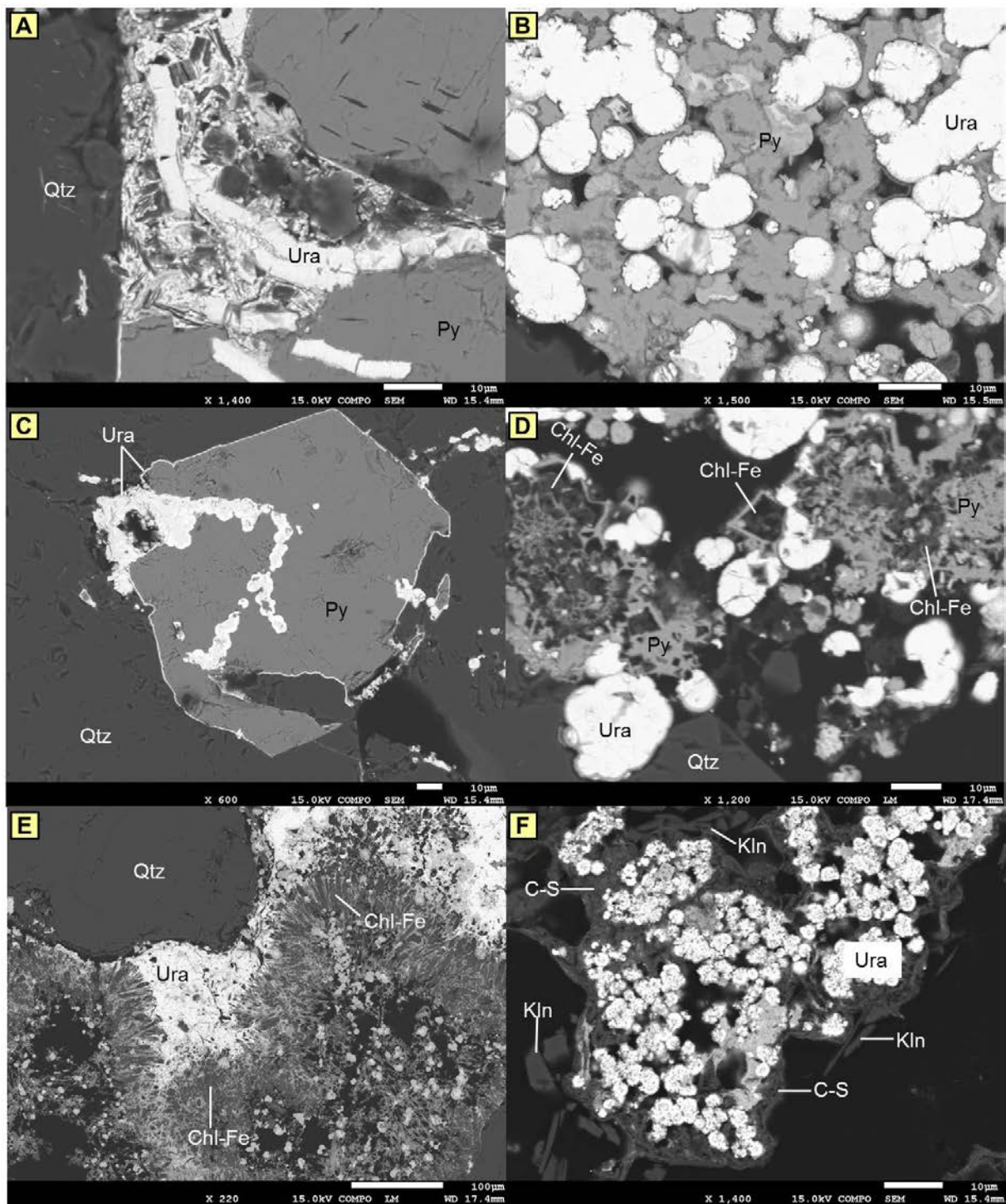


Planche 28 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Uraninite en épigénie d'une structure non identifiée et B) Sphérolites d'uraninites piégés dans une matrice de pyrite. C) Sphérolites d'uraninite piégés dans une matrice de pyrite et à l'interface pyrite-quartz. D) Sphérolites d'uraninite piégés dans une matrice de pyrite en voie de déstabilisation en chlorite-Fe. E) Uraninite dans une matrice de chlorite-Fe. F) Uraninite dans une matrice de C/S.

2.4. Séquence paragénétique du gisement d'Arlit

A partir des observations pétrographiques et des analyses chimiques, il a été possible de proposer une séquence paragénétique plus ou moins exhaustive au vu de la variété des

minéraux rencontrés (Fig. 45). La définition précise des relations paragenétiques n'a pas pu être possible pour toutes les phases argileuses observées, en raison de l'absence des données géochronologiques et des relations texturales complexes (parfois des observations contraires en ce qui concerne les argiles).

- Une phase de sédimentation avec incorporation de matière organique détritique.
- Une phase précoce de pyritisation avec développement de pyrites framboïdale, de microcristaux automorphes ; et de dolomitisation avant la compaction
- Une phase diagénétique de silicification et de cristallisation de chlorite et kaolinite synchrones des derniers stades de silification, puis dissolution des silicates (quartz et feldspaths) et précipitation de calcite (et probablement de dolomite) dans les cavités de dissolution de ces silicates
- une phase post-silicification d'altération et dissolution des silicates (feldspaths principalement) et précipitation de calcite (et probablement de dolomite) dans les cavités de dissolution de ces silicates. Remplacement des feldspaths par des chlorites ou interstratifiés chlorite/smectites ou des kaolinites. Les surcroissances de quartz peuvent aussi être corrodées à ce stade qui crée de la porosité (tout comme à Akouta), favorable aux mouvements de fluides
- Une phase de minéralisation avec cristallisation de plusieurs générations de pyrite de galène et de sphalérite associée à de l'uraninite, de la barytine et de l'iriginite. Les signatures différentes peuvent indiquer une évolution dans la composition du fluide minéralisateur ou refléter des pulses de fluides différents.
- Une phase post-minéralisation avec cristallisation d'illite et carbonates tardifs aux dépens des surcroissances de quartz, de la kaolinite et de la chlorite
- Une phase d'altération oxydante avec formation d'oxydes de fer.
- Cependant, en dépit des similitudes avec le gisement d'Akouta, certaines différences apparaissent entre les formations du Guézouman et du Tarat. En effet, la variété des générations de sulfures est moins importante que pour la formation du Guézouman. En outre, les signatures chimiques des pyrites semblent indiquer des différences dans la composition du fluide entre Akouta et Arlit.

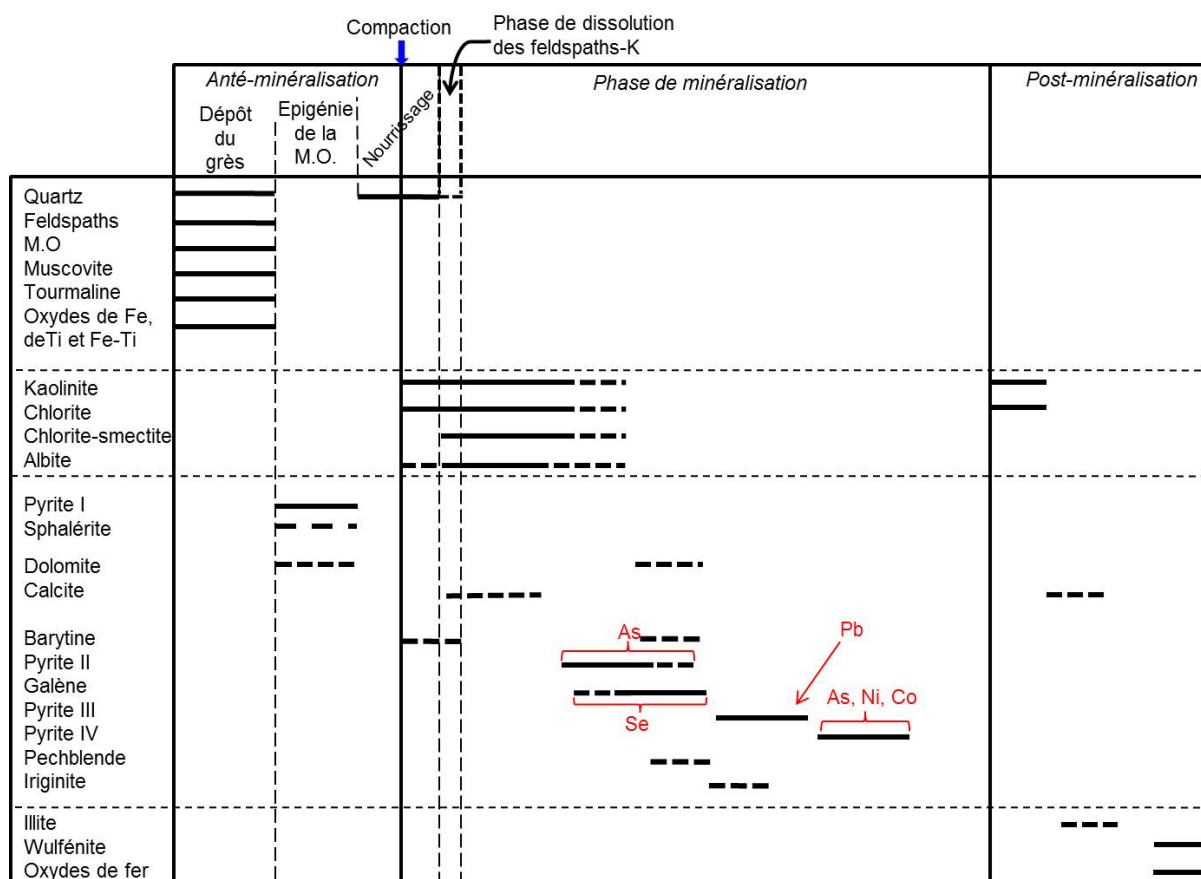


Figure 45 : Séquence paragénétique du gisement d'Arlit

3. IMOURAREN

Contrairement aux gisements d'Arlit/Akouta au Nord, celui d'Imouraren au Sud a été beaucoup moins étudié depuis une cinquantaine d'années. Plusieurs aspects du gisement ont été abordés au fil de ces études, avec parfois des conclusions complètement différentes, voir antagonistes.

Plus récemment, deux autres auteurs se sont penchés sur le cas d'Imouraren. Jean Vallance, en 2007, avec un post-doctorat sur le modèle métallogénique d'Imouraren, et Sophie Billon, en 2014, avec une thèse sur les minéraux argileux dans le gisement d'Imouraren, et leurs implications dans la genèse de ce dernier et sur l'optimisation des processus de traitement du minéral.

Vallance, 2007 : dans son post-doctorat intitulé « Modèle métallogénique du gisement d'Imouraren (Niger) », Vallance a essayé de présenter un modèle métallogénique précis pour le gisement d'Imouraren. Selon son étude, la minéralisation se présente dans les faciès les plus perméables de la formation de Tchirezrine II (grès ou faciès analcimeux les plus grossiers), surmontant un écran imperméable type grès fin ou analcimolite. Viens s'ajouter à ce contrôle sédimentaire un contrôle parfois structural, avec la présence de minéraux de cuivre et d'uranium réduits le long de fractures orientées N°90-110 E. La minéralisation en cuivre est la plus précoce (anté- à syn-dépôt de l'uranium), avec la chalcocite prédominante,

formée à partir de chalcopryrite. En effet, selon l'auteur, un fluide oxydant a transporté le cuivre, et interagit avec la matière organique présente (inertite et vitrinite) servant de réducteur pour le dépôt de la minéralisation cuprifère.

Pour l'uranium, Jean Vallance a décrit les deux types de minéralisations présentes dans le gisement :

- Une minéralisation réduite à uraninite et coffinite, associée à des argiles, de l'albite et des minéraux de cobalt, nickel et arsenic (de la famille du glaucodot et de la skuttérudite).

- Une minéralisation oxydée, principalement à uranotile, et avec plus ou moins de métatyuyamunite. Selon lui, c'est la déstabilisation d'argiles vanadifères le long de front d'oxydo-réduction (front où commence à se former le produit jaune) qui va permettre la mise en solution du vanadium, et ainsi précipiter les métatyuyamunites.

La minéralisation réduite est ici interprétée comme plus précoce que l'oxydée, qui est elle-même postérieure (ou synchrone) à celle cuprifère. Cette minéralisation à cuivre, et la matière organique, ont toutes les deux joué un rôle réducteur pour le dépôt de la uraninite, qui va alors remplir les pores du grès et remplacer la chalcocite et l'ancime.

Cette minéralisation uranifère réduite sera alors lessivée par des fluides oxydants, permettant de former une minéralisation oxydée soit vanadifère si l'on est proche d'argiles riches en cet élément, soit d'uranotile avec un apport en silice dans ce fluide ou dans le milieu. L'oxydation pourra alors être encore plus poussée dans certaines zones, avec lessivage de la minéralisation oxydée, formant par endroit beaucoup d'hématite, et de la chrysocolle.

Ainsi, Jean Vallance a essayé d'en déduire un modèle métallogénique complet, en s'appuyant sur une association réduite à U-Cu-Pb-As-Ni-Co-(V-Zr) pour Imouraren. Ce modèle ressemble à un système de type MVT, bien que la circulation des fluides saumurés ne se fasse pas dans des séries carbonatées mais dans des grès. Les modèles de type CopperBelt ou SSC (Sediment-Hosted Stratiform Copper deposits) ont également été évoqués par l'auteur, de par la minéralisation cuprifère présente dans ces niveaux de grès rouges. Selon lui, ces deux types de modèles ne sont pas contradictoires, et dépendent du degré d'oxydation des formations. Une même saumure chargée en métaux donnera une minéralisation majoritairement zincifère dans une formation réduite (comme pour les gisements d'Akouta et d'Arlit plus au Nord, carbonifères), ou bien cuprifère dans les zones les plus oxydées (comme pour Imouraren).

Ces fluides chauds minéralisateurs seraient issus des parties les plus profondes du bassin de Tim Mersoï, venant d'Ouest et/ou Nord-Ouest, migrant vers l'Est avant d'être focalisé dans les grandes fractures régionales (faille d'Arlit et Azélik principalement). Ces fluides seront alors remontés lors de la réactivation des grandes structures tectoniques, entraînant un mouvement de fluides profonds par un changement brutal d'hydrogéologie du bassin.

Billon, 2014 : Bien que s'intéressant principalement aux argiles du gisement d'Imouraren, et sur les méthodes d'amélioration de traitement du minerai dans ce dernier, l'auteur a également pu étudier les différentes minéralisations uranifères et tirer ses propres conclusions dans sa thèse intitulée « Minéraux argileux dans le gisement uranifère d'Imouraren (Bassin de Tim Mersoï, Niger) : implications sur la genèse du gisement et sur l'optimisation des processus de traitement du minerai. ». Ainsi, elle y observe également des assemblages uraninite-coffinite, mais, cette fois-ci, recouvrant des minéraux porteurs d' U^{6+} tel que des

fibres d'uranophanes, ou encore de la senglérite. Elle en déduit donc qu'une partie de la minéralisation réduite serait postérieure à la minéralisation oxydée.

La cristallisation synchrone des phases à U^{4+} et U^{6+} est également expliquée par l'observation de ces dernières au contact des analcimolites : la chlorite jouerait alors un rôle d'agent réducteur et permettrait la formation des phases U^{4+} , tandis que le pH basique induit par les analcimes faciliterait la formation des U^{6+} (Langmuir, 1978). Les assemblages uraninite/coffinite observés aux bords des feuillets de chlorite pourraient découler d'une oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} , libérant ainsi des électrons dans le milieu, et réduisant les minéraux d' U^{6+} en U^{4+} . Selon elle, parfois la pyrite ou la matière organique peuvent jouer ce rôle d'agent réducteur pour cette transformation.

Elle a également observé que l'uranium réduit se retrouvait beaucoup dans les matrices de tosudite et de montmorillonite (deux minéraux résultant de l'oxydation de la chlorite), suggérant qu'un même épisode serait responsable de l'oxydation des chlorites, et du dépôt d'une partie de l'uranium (sans préciser si c'est le réduit ou l'oxydé).

Ainsi, de ces deux récentes études notamment, en découle une question primordiale pour la compréhension du gisement d'Imouraren : quel est le lien entre les minéralisations uranifères réduites et oxydées ? Comme indiqué précédemment, Vallance (2007) pense que l'on a d'abord une minéralisation réduite, affectée ensuite par des fluides oxydants donnant une seconde minéralisation, oxydée cette fois.

À l'opposé, Billon (2014) dans sa thèse pense qu'une bonne partie de la minéralisation réduite provient de l'altération d'une minéralisation uranifère oxydée primaire, avec ensuite transformation en milieu réducteur de cette dernière en uraninite et coffinite.

Les deux travaux de recherche s'opposant sur le sujet, cette étude aura pour but d'approfondir les études afin de définir une relation et une chronologie entre ces deux types de minéralisations, et ainsi proposer une paragenèse pour le gisement d'Imouraren, à partir des différentes lames observées, ainsi que de la littérature disponible.

I. Minéraux détritiques ou précoces

Dans la formation du Tchirezrine II, le cortège minéralogique est largement dominé par les minéraux de quartz et d'analcime I (Planche 29A et 29B). La fraction détritique du quartz peut constituer 60 à 80% du volume de la roche, dépendant de l'abondance des analcimes. Les quartz sont majoritairement monocristallins et arrondis par le transport. Leur analyse à la cathodoluminescence indique leur origine volcanique (Planche 29D et 29H) tout comme ceux d'Akouta. Outre la forte albitisation de la quasi-totalité des feldspaths potassiques, la proportion de feldspaths détritiques et néoformés est plus importante que celle des grès d'Arlit-Akouta.

Les analcimolites sont également présentes de façon significative. L'analcimolite est une roche compacte à granulométrie fine à très fine. Dans les roches présentes, l'analcime I (sphérique) est détritique et est antérieure aux surcroissances de quartz. Formée lors de la diagenèse précoce, l'analcime I est constituée d'un cortex d'analcime ($NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$) et d'un cœur argileux (actuellement de la chlorite ferrifère et/ou des chlorite/smectites), hématiteux et uranifère, ou un peu de tous ces minéraux à la fois. Dans la formation d'Abyнки qui est sous-jacente à celle du Tchirezrine II, les analcimes se trouvent à tous les niveaux,

tandis que dans la formation du Tchirezrine II, on les rencontre de façon plus ou moins abondante en niveaux massifs (plaines d'inondation) ou en remaniement (intraclastes).

Aucune de trace de matière organique n'a été observée en pétrographie dans le gisement d'Imouraren. En revanche, des traces de matière organique (planche 31A) ont été observées à l'œil nu et confirmé au microscope par Vallance (2007) dans des échantillons de sondages destructifs des localités d'Afouday et d'Agébout, situées respectivement au sud et au nord-est du gisement d'Imouraren.

La muscovite, elle, est présente en très faible proportion sous forme de plaquette ou sous forme flexurée entre les grains. Les feuillettes de muscovite sont parfois écartés, suggérant une altération.

II. Minéraux diagénétiques

3.1. Les principaux silicates

Les surcroissances de quartz : tout comme à Arlit-Akouta, à Imouraren également, les surcroissances de quartz sont bien développées et préservées. Les grains deviennent jointifs lorsque la phase de silicification occupe la porosité (Planche 29E et 29F). Des micro-quartz automorphes se déposant sur des analcimes ont été observées sur les microphotographies de la planche 29B. Ces micro-quartz ressemblent fort à ceux observés à Arlit (Planches 29B). Une étude à la cathodoluminescence a révélé la présence d'auréoles d'irradiation (a.i) sur les auréoles de quartz (Planches 29G et 29H). Les auréoles d'irradiation sont principalement dues à des particules alpha provenant de la désintégration de l'uranium des composés uranifères. L'épaisseur de l'auréole d'irradiation dépend vraisemblablement de la capacité de pénétration des particules alpha. C'est pourquoi au niveau d'un grain de quartz détritique, l'épaisseur de l'auréole sera constante tandis qu'elle sera différentielle au niveau des surcroissances. Les dégâts d'irradiation s'observent donc facilement en CL sur le pourtour des grains détritiques de quartz mais aussi sur les surcroissances de quartz.

L'Analcime II : contrairement à l'analcime I qui est une zéolite en sphérolite formée lors de la diagenèse précoce à partir de matériel d'origine volcanique, l'analcime II, elle, est diagénétique, automorphe et contemporaine des chlorites et albites néoformées. L'analcime II (Planche 29C et 29D) est uniquement présente dans le Tchirezrine II et pas dans l'Abinky. Elle se distingue de l'analcime I par sa forme automorphe (prisme). L'analcime II a des teintes bleu-verdâtre en cathodoluminescence (Planche 29D).

L'albite : d'après les études pétrographiques, l'un des phénomènes diagénétiques majeurs dans la formation du Tchirezrine II, demeure la néoformation des albites. Cette formation peut s'effectuer sous plusieurs formes :

- la formation d'albite automorphe parfois associée à la chlorite ferrifère (Planches 30A et 30B)
- la formation de surcroissance d'albite à partir des feldspaths potassiques (Planches 30C et 30D).
- une albitisation des feldspaths potassiques suivant leur clivage (Planche 30C)

- de façon inhabituelle, sous forme de couche en couronne autour d'un quartz (planche 30E).

Les cristaux individuels d'albite automorphe de petite taille ont aussi été observés au MET dans la fraction fine (planche 30F).

Cependant, il est à noter les surcroissances d'albite sont toujours observées sur les grains détritiques de feldspaths potassiques et non sur les albites primaires. Les feldspaths potassiques, très altérés sont donc une source d'Al et de Si pour la formation d'albite secondaire. Le sodium, lui pourrait provenir en partie de la dissolution des analcimes.

Ces observations pétrographiques suggèrent une co-précipitation de l'albite avec l'analcime II et la chlorite ferrifère, toutes ces phases étant postérieures ou en partie synchrones des surcroissances de quartz.

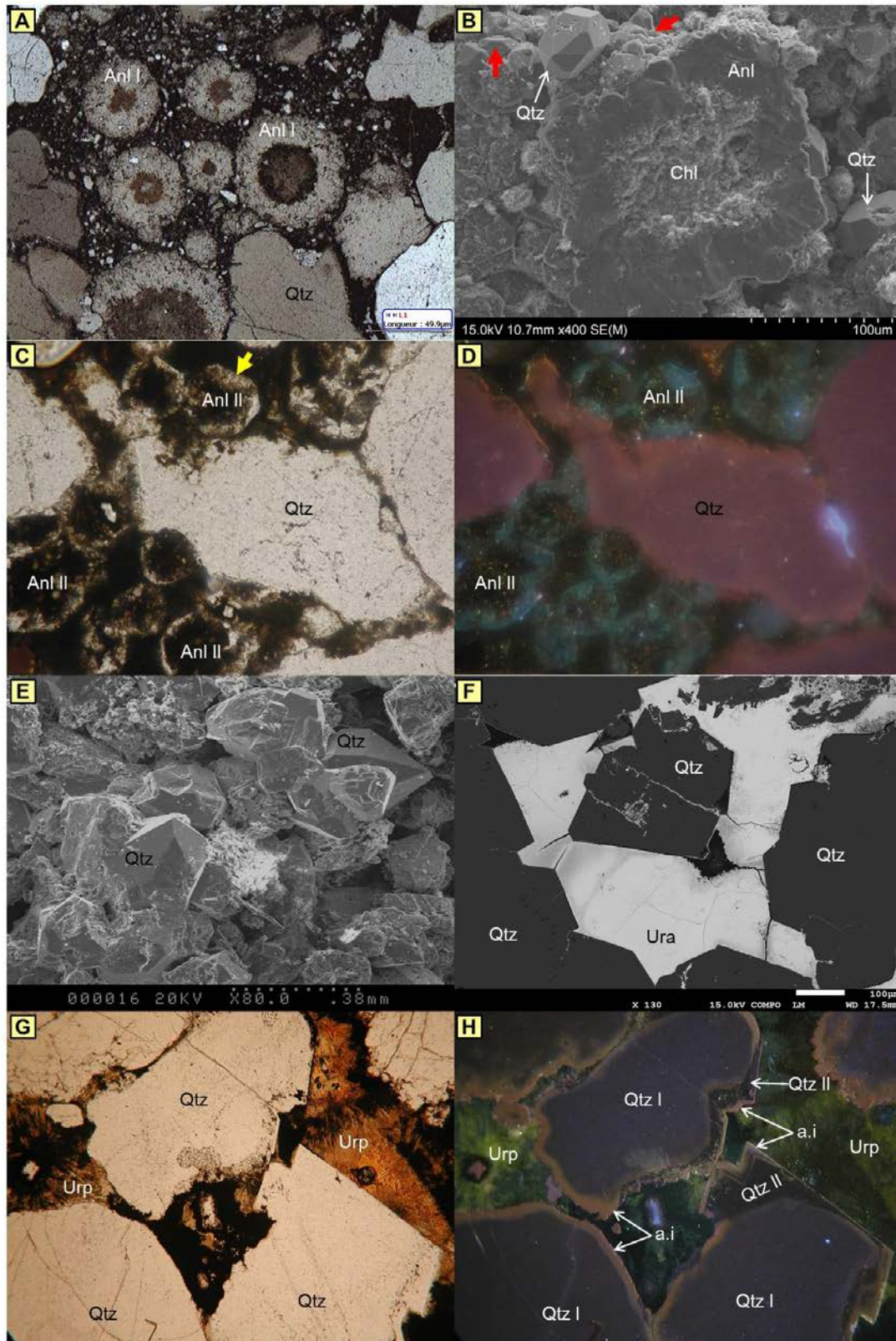


Planche 29 : A) LPNA. Analcimes I sphériques. B) E.S. Formation de micro-quartz automorphes (flèches rouges) autour d'une analcime avec un cœur remplie de chlorites. C) LPNA. Analcimes II automorphes (flèches jaunes). D) Même vue que C) en cathodo. E) E.S. Aspect de la surface des grains de quartz avec surcroissance. Les surcroissances de quartz confèrent aux grains des formes pyramidales. F) E.R. Uraninite massive cimentant des quartz bien nourris. G) Observation d'une zone minéralisée en LPNA. En noir, uraninite et chalcocite. H) Même vue qu'en G mais en mode cathodo. La cathodoluminescence met en évidence les surcroissance de quartz (Qtz II) et les auréoles d'irradiation (d.i.) qui sont ici importantes.

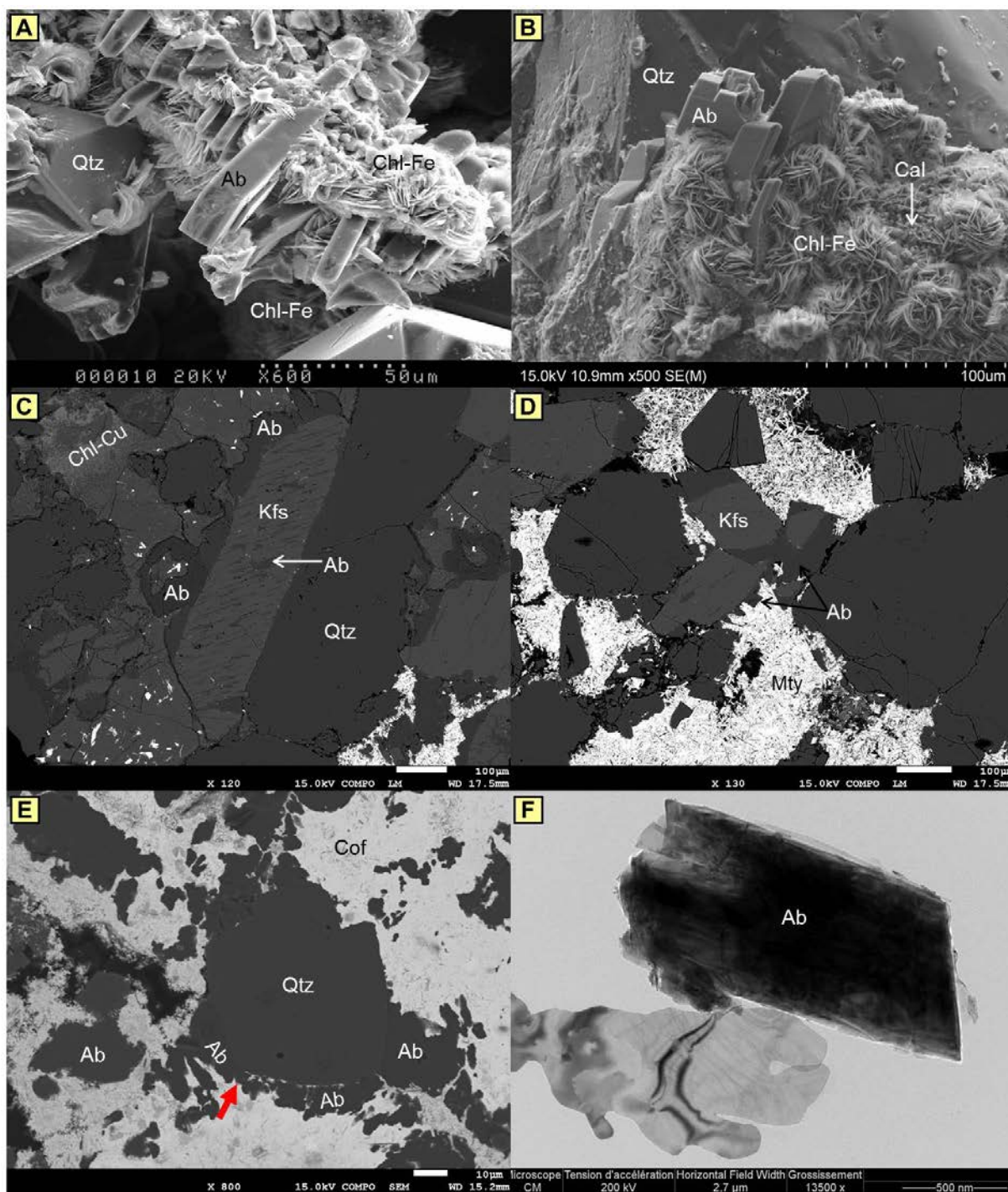


Planche 30 : A) et B) E.S. Association Quartz–Chlorite–Albite. Les chlorites-Fe sont enchassées dans les surcroissances de quartz et sont synchrones de l’albite, donc chlorite et albite sont contemporaines des derniers stades de silicification. C) et D) E.R. développement des surcroissances d’albite à partir des feldspaths potassiques. Remarquer l’albitisation suivant le clivage des feldspaths. E) E.R. Cristaux d’albite en couronne autour du quartz et disséminés dans le ciment de coffinite. F) Albite observée au MET.

3.2. Les sulfures

Les sulfures de fer : de la chalcocite recoupant une pyrite ayant elle-même épigénisé des tissus végétaux (planche 31B) a été observée à Agébout, au nord-est du gisement

d'Imouraren. Cette génération de pyrite est antérieure à la compaction du grès, en analogie avec celle d'Akouta.

Les sulfures de cuivre : une paragenèse pyrite, chalcopyrite (altérée en bornite, digenite, chalcocite) formées pendant la diagenèse d'enfouissement a été observée dans des échantillons d'Afouday, au Sud d'Imouraren (planches 31C et 31D). Cette séquence d'enrichissement en cuivre des sulfures par un fluide oxydant peut s'expliquer par le caractère plus mobile du fer par rapport au cuivre qui est progressivement extrait du système. Ce phénomène est habituellement rencontré à des températures très variées aussi bien dans les gisements de cuivre dans les grès que dans des profils d'altération supergène de gisement de cuivre.

Parmi les sulfures de cuivre, la chalcocite est prédominante et est antérieure à synchrone au dépôt de l'uraninite. Elle est presque toujours associée à cette dernière (Planche 30E et 30F).

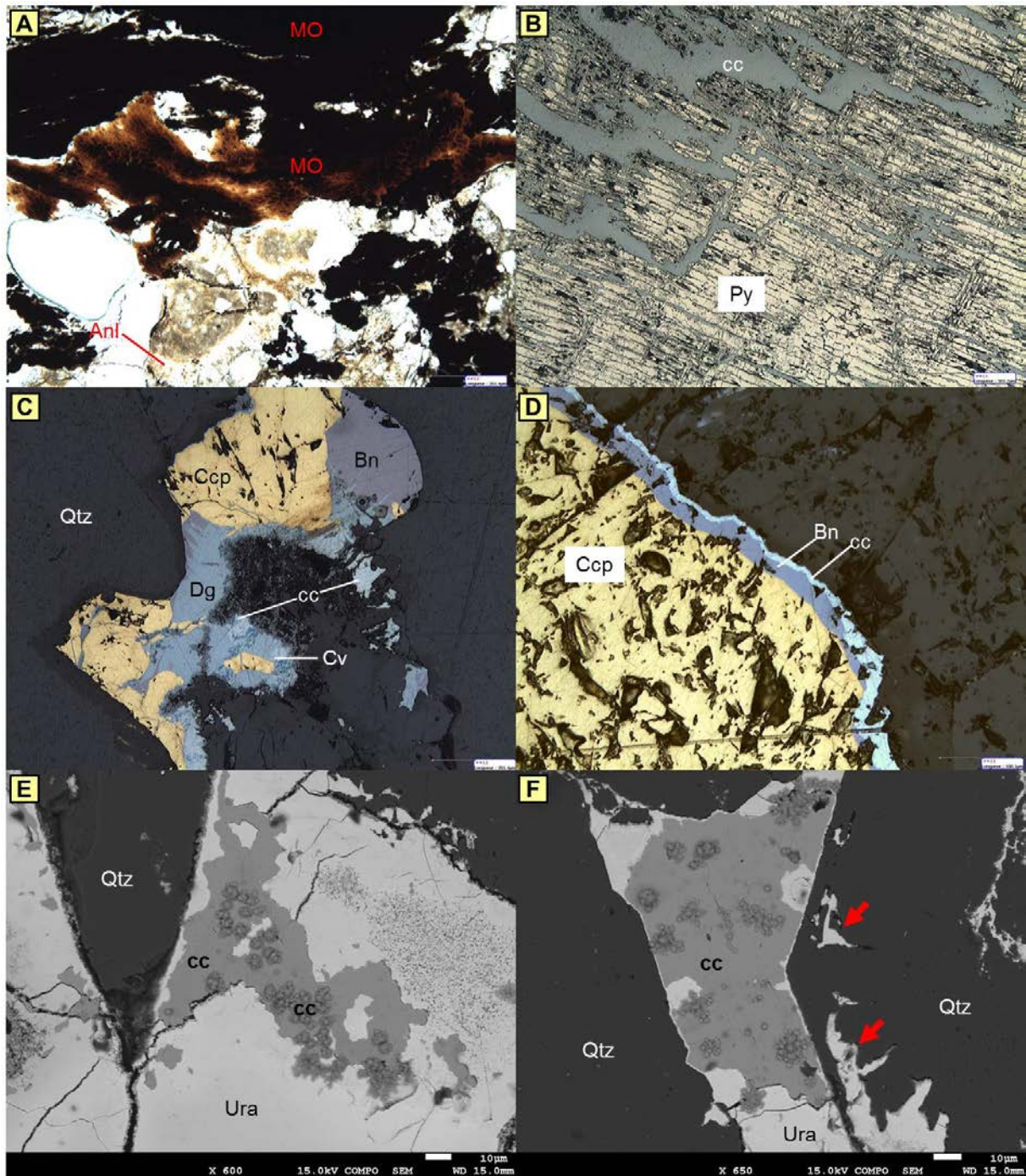


Planche 31 : A) Matière organique. B) LR. Chalcocite remplaçant de la pyrite ayant elle-même épigénisé des tissus cellulaires comme l'indique la conservation de la forme ovale et allongée des cellules. C) LR. Chalcopyrite remplacée par la bornite, elle-même remplacée par la digénite. A un stade plus tardif, la chalcocite est altérée en covellite. D) LR. Remplacement de la chalcopyrite par la bornite puis la chalcocite. E) E.R. Remplacement de la chalcopyrite par l'uraninite. F) E.R. Remplacement de la chalcopyrite par l'uraninite vraisemblablement du bord vers le cœur. Remarquer la précipitation de l'uraninite dans les espaces grain détritiques et surcroissance.

3.3. Argiles

La chlorite ferrifère : la chlorite ferrifère est généralement présente en ciment entre les grains (planche 32A) ou enchâssée dans les surcroissances de quartz (planche 32B). Elle occupe également le cœur des analcimes I (planche 32C) et celui des analcimes II (Billon,

2014). La chlorite peut aussi se former à partir de l'altération des feldspaths potassiques (planche 32D). La chlorite est synchrone des quartz et albite secondaires. Des analyses chimiques effectuées sur des chlorites ferrifères de la lame 9650C-18b (planche 41G), ont montré que ces dernières étaient riches en cuivre. La cristallographie de ces chlorites ferrifères a été étudiée en y soustrayant le cuivre, puis reportées dans le diagramme de Velde (Fig. 43). Les cristaux de chlorite ferrifère sont bien automorphes comme le montrent les images MET de la planche 33A et 33B.

Les chlorite/smectites : ces chlorite/smectites sont en ciment interstitiel entre les grains ou remplissent le cœur des analcimes I (Planches 32C, 38C et 38E). Elles sont aussi en ciment intergranulaire (image en électrons rétrodiffusés) ou en voile sur les surcroissances de quartz (image en électrons secondaires, Planche 26D). Les chlorite/smectites sont des phyllosilicates qui contiennent aussi du cuivre, comme on peut le voir sur les points 1 et 2 sur la planche 32F. Les grandes variations du rapport Si/Al indiquent qu'il y a des mélanges à petite échelle entre ces argiles et la chrysocolle de formule $(\text{Cu},\text{Al})_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, dans la matrice entre les uranophanes (Fig. 46 ci-dessous). Des données chimiques sur différents échantillons (lames 9650C-3B, 9650C-27 et 9436-5, respectivement planches 38C et 38E, planche 39E et planche 32G) ont été reportées dans le diagramme de Velde en figure 43.

Les illites et les interstratifiés illite/smectites : les interstratifiés illite/smectites ont été rarement observées au MEB. Au MET, les I/S sont visibles sous forme de filaments (planche 33E et 33F). Les observations microscopiques montrent que les illites se forment principalement à partir des chlorites ferrifères (Planches 33A, 33B et 33C), c'est à dire durant un épisode postérieur aux chlorites. La nature des illite/smectites a été confirmée sur la base des données microsonde. Le diagramme de Velde dans lequel les données ont été projetées toujours en soustrayant le cuivre, montre que les points sont très proches du champ des interstratifiés illite/smectites, avec une répartition le long de la courbe délimitant ce champ. Ces argiles seraient donc des interstratifiés, avec des compositions liées à l'abondance de feuillettes de smectites ou d'illites (Fig. 46).

On retrouve également ces argiles à d'autres endroits de l'échantillon 9436-5, comme sur les planches 32G et 32H. Parallèlement aux planches 32E et 32F, ces argiles sont mélangées à de la chrysocolle, aux abords de la porosité remplie par les phases uranifères en cours d'oxydation et les premières uranophanes cristallisant à partir de ces phases intermédiaires. Les argiles les plus proches de cette porosité sont riches en uranium, ce qui peut indiquer un phénomène d'adsorption de l'uranium par ces illite/smectites, mais qui reste un épiphénomène, difficile à vérifier.

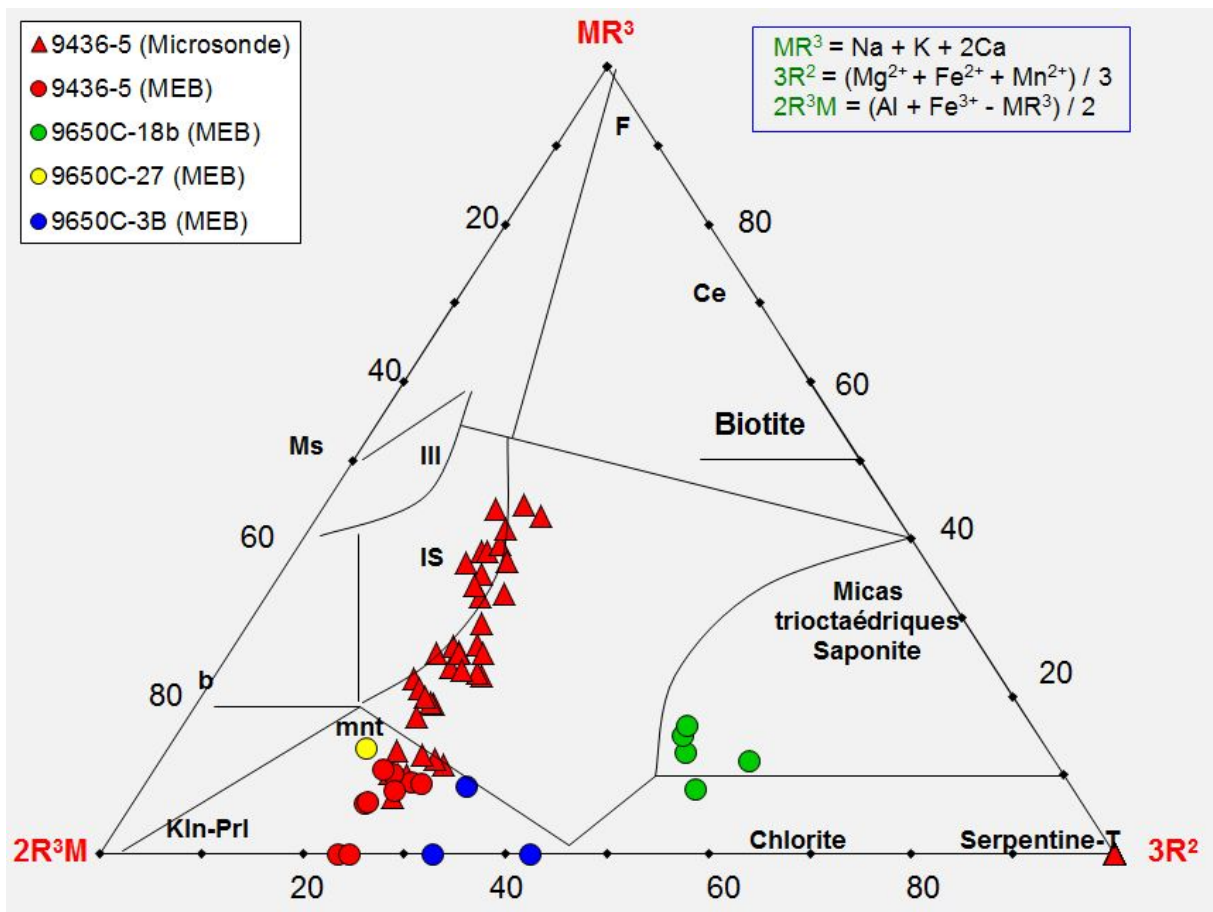


Figure 46 : Données microsonde des argiles de la lame 9436-5 dans un diagramme de Velde (1985).

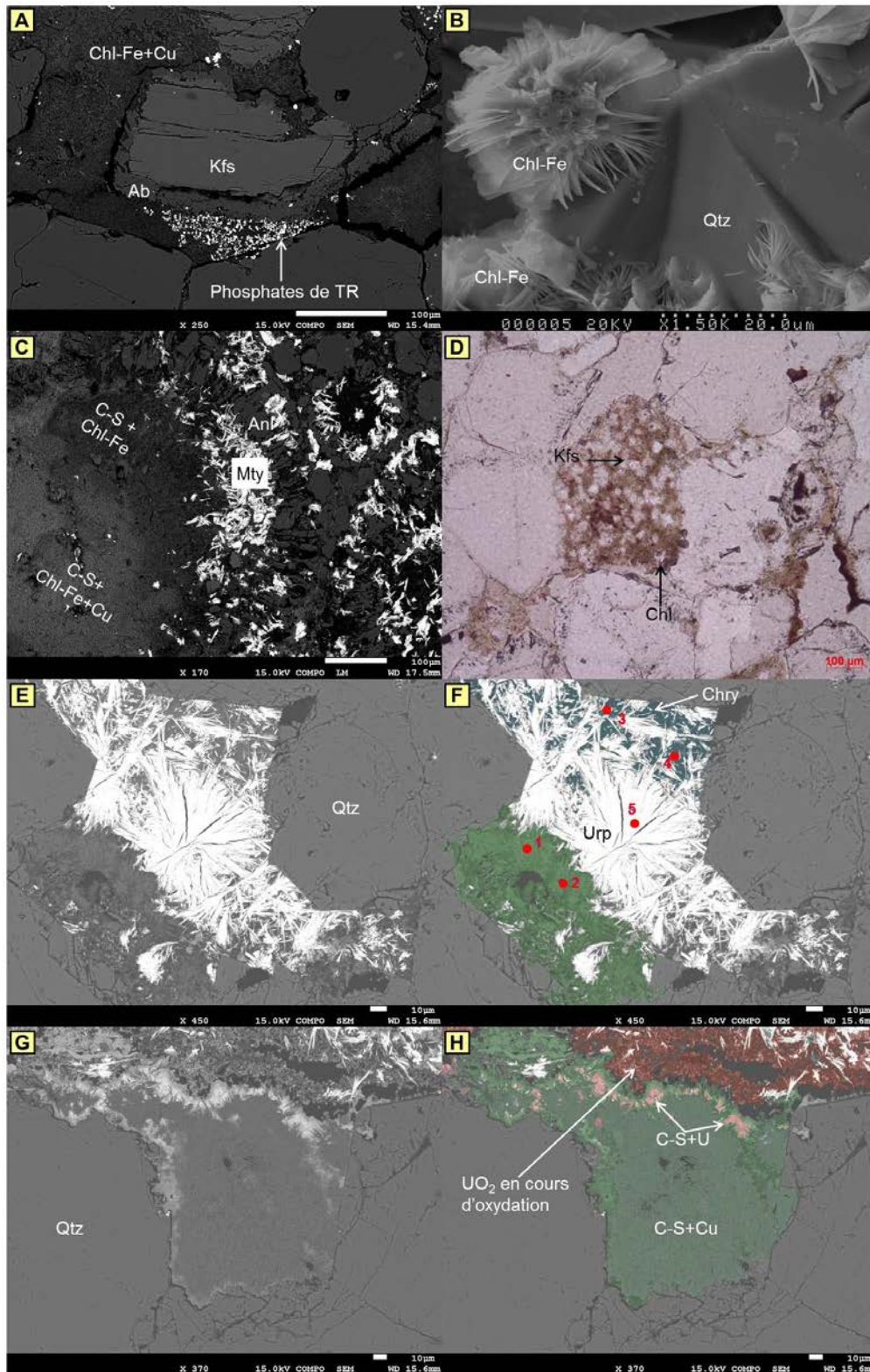


Planche 32 : A) E.R. Chlorites contaminées par du cuivre, en ciment entre les grains. B) E.S. Chlorites enchassées dans les surcroissances de quartz. C) E.R. Chlorites en remplissage du cœur des analcimes et des espaces inter-analcimolitiques. D) LPNA. Altération d'un feldspath potassique en chlorite. E) et F) E.R. Remplissage intergranulaire d'uranophanes (en blanc) dans une matrice de chrysocolle (en bleu sur F), au contact d'argiles contaminées par de la chrysocolle (en vert). Les points représentent les spectres d'analyses. G) et H) E.R. Plage d'argiles mélangées à du chrysocolle en bordure d'une plage d' UO_2 en cours d'oxydation et d'uranophanes néoformées (en blanc sur H), avec une zone argileuse ayant absorbée une partie de l'uranium libéré pendant l'oxydation.

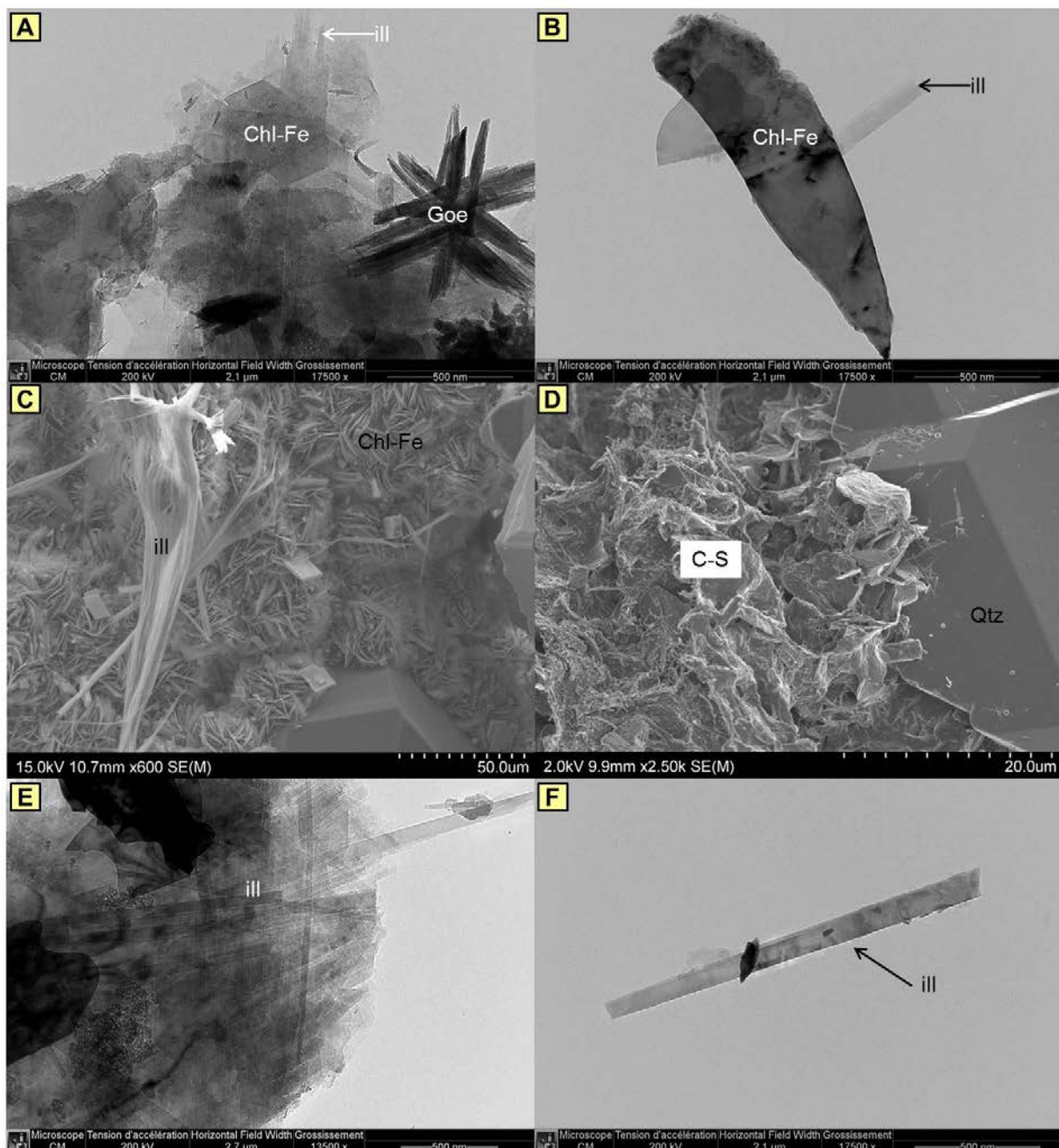


Planche 33 : A) et B) MET. Illitisation de la chlorite-Fe. C) E.S. Formation d'illite à partir d'un feldspath (illitisation). D) E.S. Chlorite/smectites en voile sur les quartz. E) et F) MET. Respectivement illites fribreuses et Illite prise individuellement.

3.4. Minéralisation uranifère

3.4.1. Minéralisation uranifère réduite

L'urano-titanate (proche du point de vue chimique de la brannérite) : des phases U-Ti plus ou moins riches en fer, ont été observées dans les faciès oxydés du Tchirezrine II. Ces phases sont sous la forme d'aiguilles sur les bords des amas ou amorphes au centre des plages, et sont présentes dans la porosité des grès (Planche 34A et 34B). Elles remplacent partiellement ou totalement les grains détritiques de quartz, de feldspath potassique et d'analcime (Planches 34C, 34D, 34E, 34F et 34G), et sont associées à des chlorites ferrifères

(Planche 35A et 35B). Au microscope optique, les phases U-Ti ont été reconnues grâce à une série d'analyses au MEB puis à la microsonde. Ces urano-titanates précipitent parfois dans des cavités dans les zircons (Planche 34G et 34H). Ces minéraux sont très souvent en association avec des oxydes purs de titane (rutile, planches 34A, 34B et 34E). Les images MEB en électrons secondaires illustrent bien cette relation entre les grains détritiques et les urano-titanates (Planches 35B et 35C), tandis que la planche 35D est une image MET montrant le détail des baguettes de titanate d'uranium. Sur les photos MEB, les parties les plus claires correspondent aux zones les plus riches en uranium, et les parties grises aux zones les plus riches en titane.

Les compositions chimiques de ces urano-titanates ont été mesurées à la microsonde sur plusieurs échantillons, puis reportées dans un diagramme ternaire U+Pb+Ca – Si – Ti+Fe (Fig. 47A). Sur le diagramme de la figure 47A, les points s'alignent en continu entre le pôle TiO_2 (rutile ou anatase) et celui de la brannerite théorique. Ceci conduit à deux hypothèses : la première hypothèse serait une formation "in situ" de phases U-Ti (pseudo-brannerite) par la réaction $\text{UO}_2 + 2/3\text{TiO}_2 \rightarrow \text{UTi}_{2/3}\text{O}_{6/8}$, réaction par laquelle l'uranium et le titane co-précipitent formant ainsi des urano-titanates (Ramdohr, 1957). Saager et Stupp (1983) ; Pointer et al. (1989), quant à eux, ont décrit des phases U-Ti respectivement dans le bassin de Pongola en Afrique du Sud et dans les grès rouge d'Ecosse. Ils expliquent leur formation comme étant le résultat de l'adsorption d'uranium par un minéral préexistant et altéré de titane, qui agit comme un site de piégeage. Le nuage de points pourrait correspondre à la déstabilisation ultérieure de la brannerite en TiO_2 . Le titane qui est moins mobile reste sur place, et l'uranium étant plus facilement remobilisé peut par la suite reprécipiter sous forme de UO_2 ou former des minéraux secondaires tels que l'uranophane dans les zones oxydées.

Sur la figure 47A, il convient de noter que les points d'analyse situés dans le champ délimité par des pointillés verts correspondent aux zones riches en uranium. Les points délimités par le champ en pointillés roses, eux, montrent des concentrations importantes en silice (exemple, planches 34G), contrairement aux points formant une continuité linéaire entre le pôle TiO_2 et celui de la brannerite (exemple, planches 34D). Les analyses ayant été réalisées sur des phases "emballées" par des alumino-silicates partiellement épigénisés en U-Ti, une contamination probable en silice est à considérer.

Pour lever l'équivoque, un diagramme U+Pb+Ca en fonction de Ti+Fe a été réalisé (Fig. 47B). Les points d'analyse montrent une corrélation négative entre les deux variables. Cette observation va plutôt dans le sens d'une altération de la brannerite en TiO_2 .

De plus, dans certaines zones, les phases U-Ti ont une concentration en FeO de l'ordre de 15 à 20%, relevant ainsi des soupçons d'ilménites altérées, ayant probablement libéré du titane dans le système.

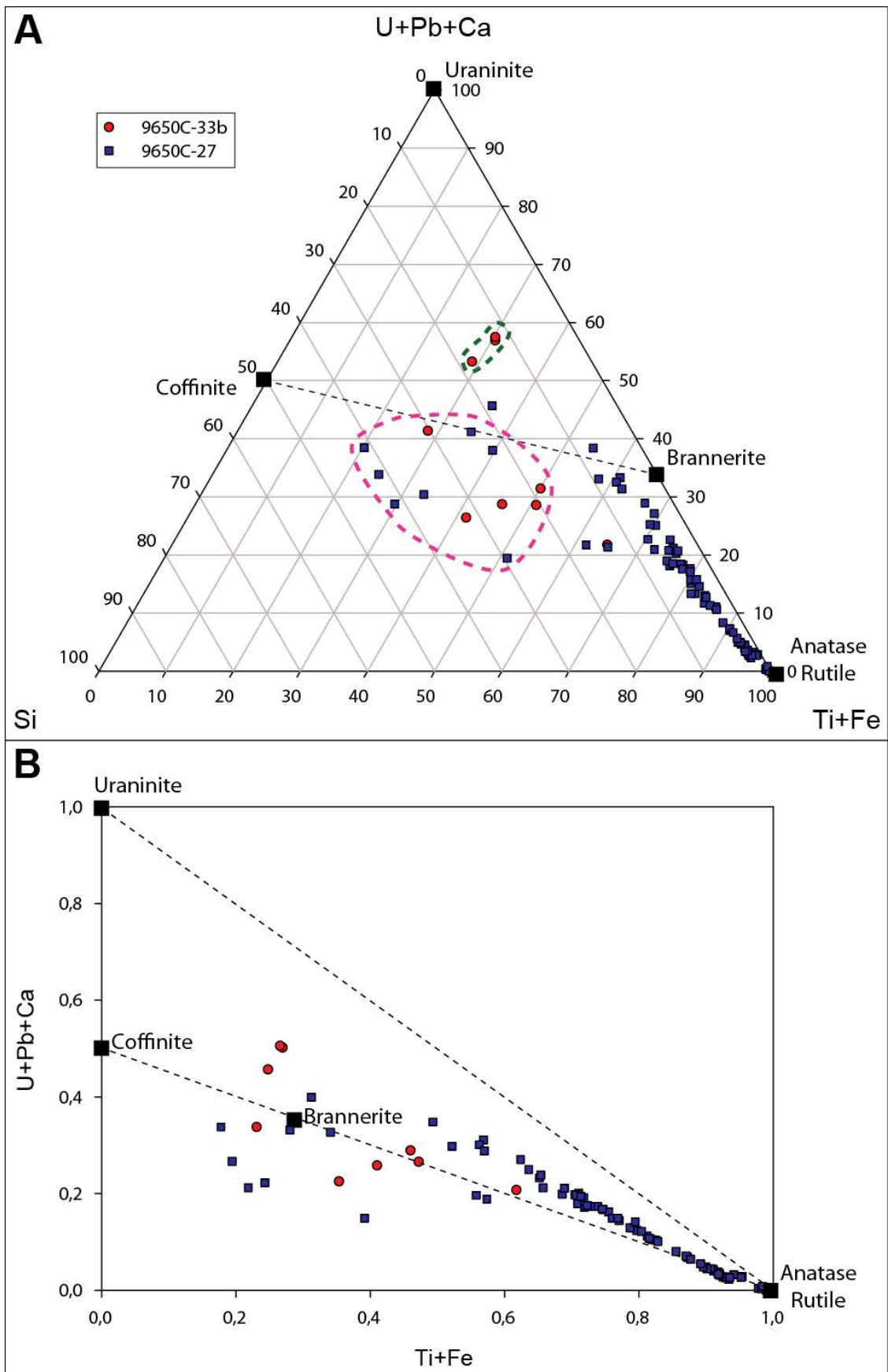


Figure 47: A) Diagramme ternaire (Ti+Fe) - (U+Pb+Ca) - Si ; B) Diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction Ti+Fe (87 analyses à la microsonde).

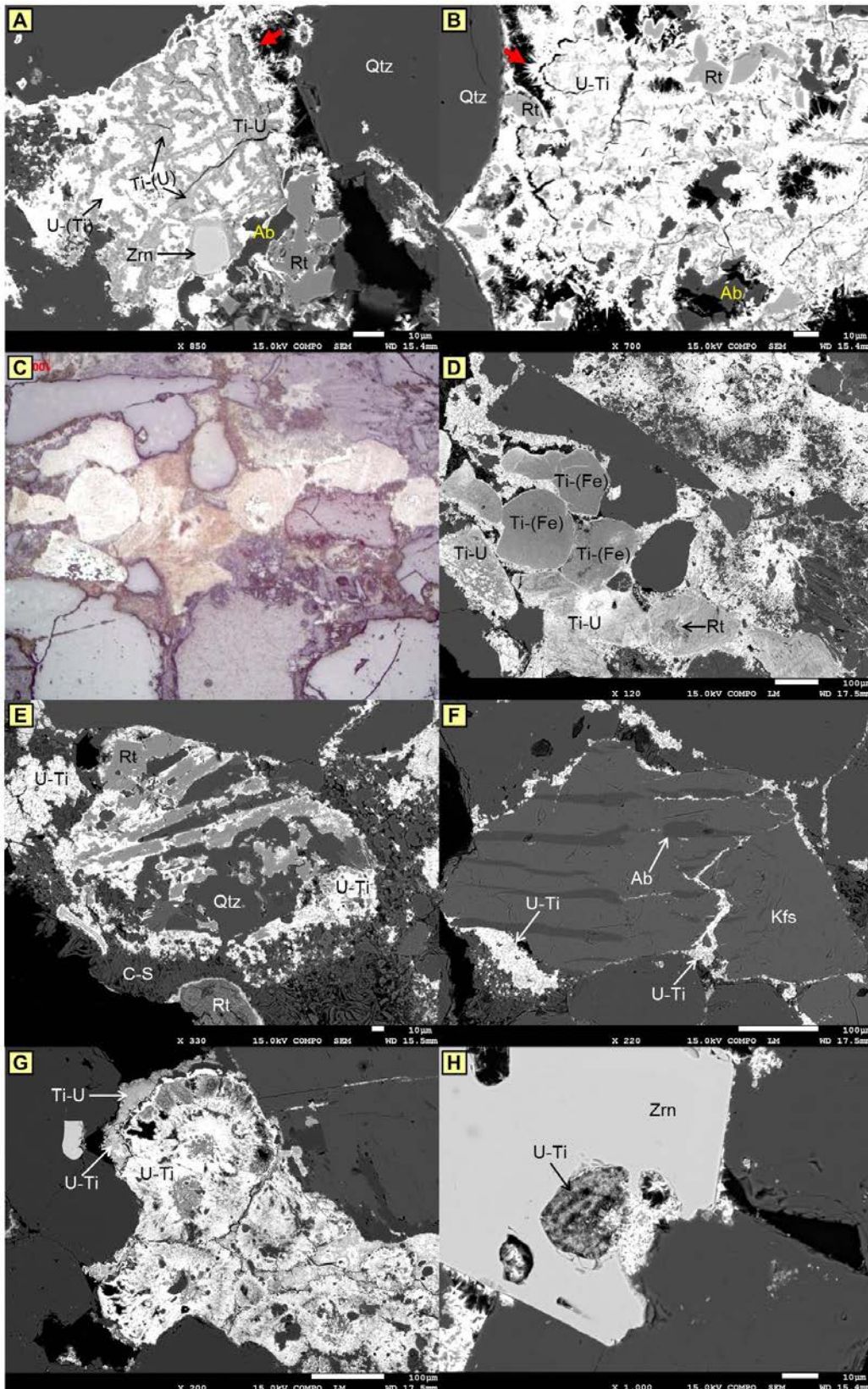


Planche 34 : A) et B) E.R. Urano-titanates en ciment interstitiel entre les grains, associées à des cristaux de rutile et d'albite. Remarquer l'aspect aiguilleux des urano-titanates en bordure (flèches rouges). C) et D) respectivement LPA et E.R. Alumino-silicates épigénisés par des urano-titanates. E) E.R Précipitation d'urano-titanates et de rutile dans les cavités de dissolution du quartz. F) ER. Précipitation d'urano-titanates dans les clivages du feldspath potassique. G) E.R. Urano-titanates en ciment inter-analcimolitique et en épigénie des analcimes. H) E.R. Précipitation dans une cavité de dissolution du zircon.

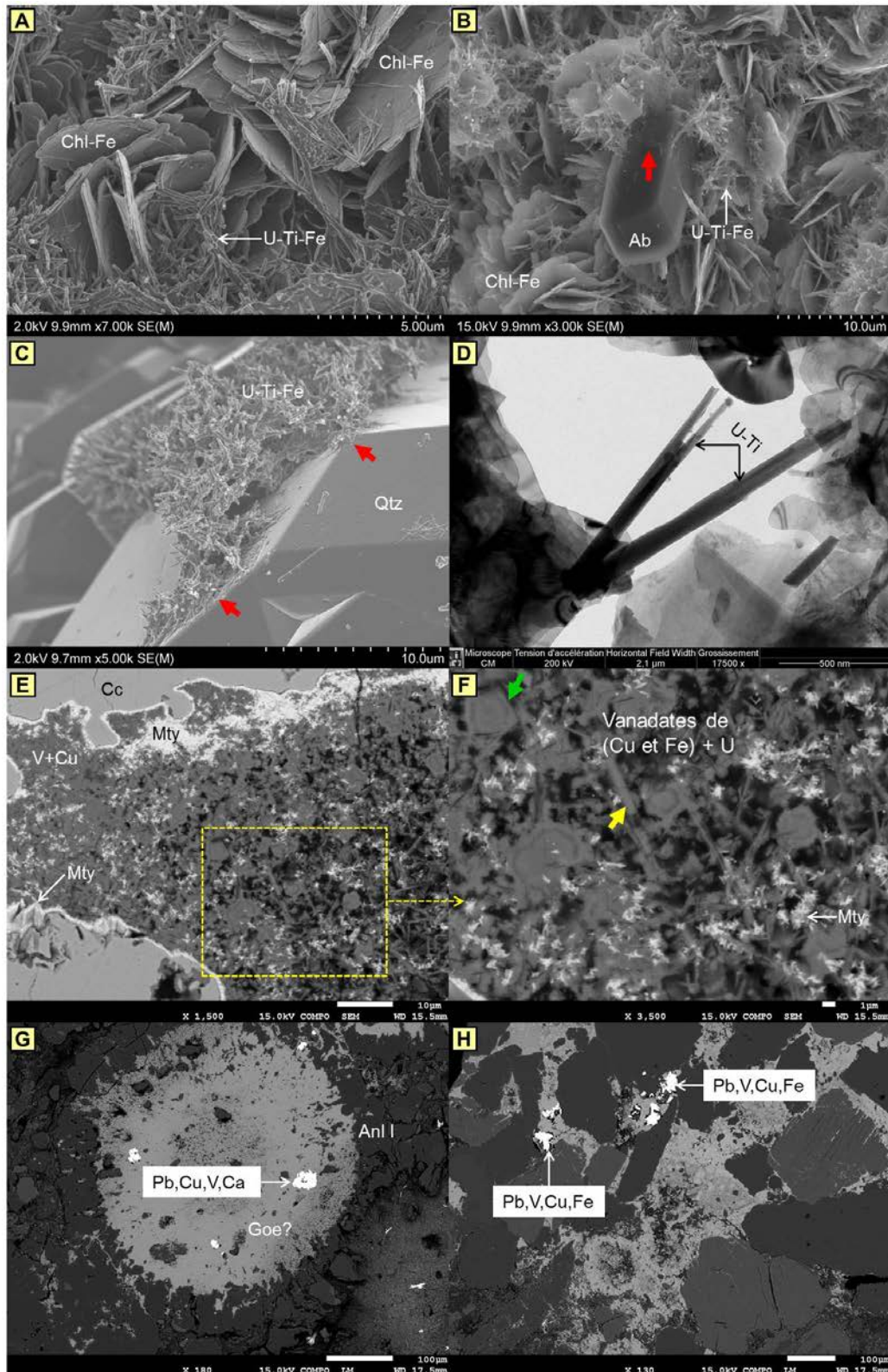


Planche 35 : A) et B) E.S. Association chlorite-Fe et baguettes d'urano-titanates. B) E.S. Développement des urano-titanates sur les surcroissances de quartz. D) Baguettes d'urano-titanates vue au MET. E) E.R. Matrice intergranulaire à vanadates de cuivre et uranophanes, ainsi qu'une chalcocite présentant des golfes de corrosion et entourée d'un liseré de métatyuyamunite. F) Zoom sur la matrice à vanadates de cuivre et de fer, formant des losanges (flèche verte) ou des baguettes (flèche jaune). G) E.R. Piégeage de minéraux à Pb-Cu-V dans une matrice de goéthite en remplissage d'une analcime. H) E.R. Minéraux à Pb-Cu-V dans un ciment interstitiel d'hématite/goéthite.

L'uraninite: la minéralisation uranifère réduite d'Imouraren se présente sous la forme d'uraninite (UO_{2+x}) plus ou moins coffinitisée ($U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$) (Planche 36A). L'uraninite se présente le plus souvent sous plusieurs habitus :

- en plage interstitielle, remplissant la porosité intergranulaire des niveaux gréseux (Planche 36B)
- en remplacement des cœurs d'analcimes, et également dans les espaces inter-analcimolites (Planche 36C).
- en pseudomorphose du cortex (couronne) des analcimes (Planche 36D)
- à l'interface entre les grains quartzeux détritiques et les surcroissances associées, cimentant ces dernières. Cette observation indique que cette phase uranifère est post-diagenèse d'enfouissement (Planche 36E)
- préférentiellement dans les cavités de dissolution et les clivages albitisés des feldspaths potassiques (Planche 36F et 36G) ou formant une couronne d'uraninite aux abords des feldspaths potassiques (Planche 36H).

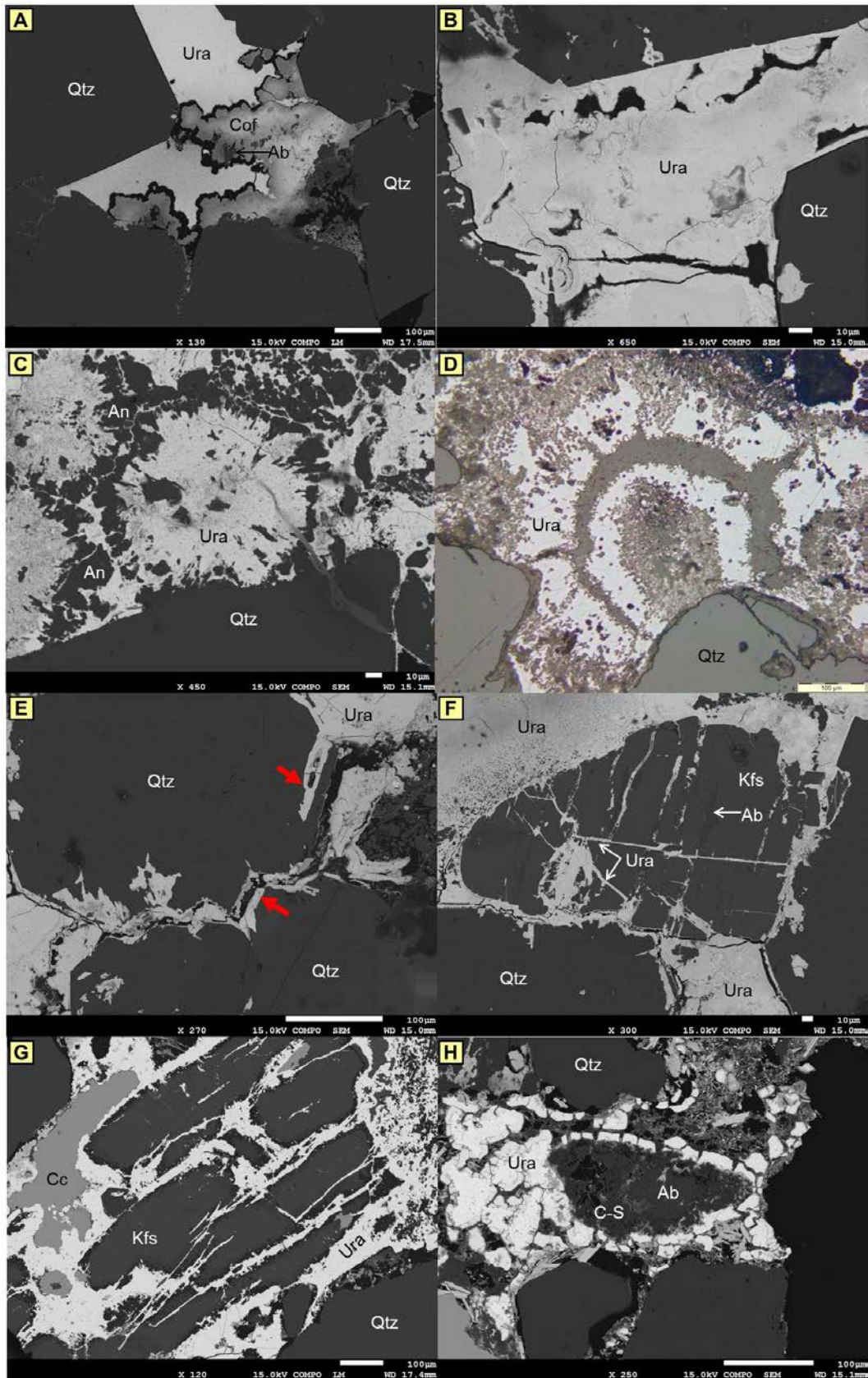


Planche 36 : A) E.R. Uraninite en voie de coffinitisation, en ciment intergranulaire. B) Sphérules d'uraninite en ciment interstitiel. C) E.R. Uraninite en remplissage des coeurs des analcimes et des espaces inter-analcimolitiques. D) LR. Uraninite en pseudomorphose du cortex des analcimes. E) E.R. Uraninite entre les quartz et les surcroissances associées. F) et G) E.R. Uraninite dans les clivages des feldspaths-K. H) Uraninite en couronne aux abords du feldspath-K, et sur les argiles issues de l'altération du feldspaths-K.

3.4.2. Minéralisation uranifère oxydée

La minéralisation uranifère oxydée d'Imouraren est principalement constituée de deux minéraux : la métatyuyamunite, un vanadate d'uranyle, et l'uranophane (également appelé uranotile dans certains articles scientifiques) qui est un silicate d'uranyle. Des minéraux comme la sengierite ($\text{Cu}_2[(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8](\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) et la francevillite ($\text{Ba}_{0.75}\text{Pb}_{0.25}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), tous deux de la famille de la carnotite (uranyl sorovanadate), n'ont pas été observées dans cette étude. Elles ont cependant été suspectées en moindre abondance, respectivement au DRX et au MEB par Billon (2014).

L'uranophane : l'uranophane ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2(\text{SiO}_3\text{OH})_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) est observé le plus souvent sous forme d'aiguilles à disposition radiale, quasiment incolores à légèrement brunâtres en LPNA, et des couleurs vives en LPA avec une biréfringence du 2ème au 3ème ordre. Au MEB, la forme en baguettes des uranophanes se distingue très nettement, que ce soit en lame mince, ou sur échantillon macroscopique (planches 37A et 37F). L'uranophane est présent principalement dans les zones oxydées du gisement, parfois en association avec de la métatyuyamunite (planches 37A, 37D et 37F), ou encore avec de la chrysocolle (planches 37B et 39A). Les minéraux sont le plus souvent bien formés, remplissant, comme les minéraux primaires d' U^{4+} (uraninite-coffinite), la porosité inter-granulaire dans les grès oxydés. Les cristaux d'uranophane peuvent également laisser des traces d'arrachement sur les surcroissances de quartz (flèches jaunes, planches 37C et 37D), laissant suggérer une précipitation en partie aux dépens de la silice du quartz. Cette observation pourrait être mise en relation avec la microphotographie de la planche 37E qui illustre une altération des uraninites en uranophane, des bords vers le cœur. Cela pourrait traduire que le fluide circule plus facilement à l'interface du quartz et de l'uraninite, avec une probable contribution de la silice du quartz (contour irrégulier) et de l'uranium de l'uraninite lors de la formation de l'uranophane.

La métatyuyamunite : la métatyuyamunite ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 3(\text{H}_2\text{O})$) est un minéral tabulaire, que l'on retrouve sous forme:

- de ciment interstitiel (Planche 38A)
- d'agrégats plus ou moins circulaires (planches 38B)
- et tout comme les uraninites, en remplissage des cœurs d'analcimes, et des espaces inter-analcimolites (Planche 38C, 38E, 38F et 38G)
- en remplacement du cortex des analcimes (Planche 38D)

Les microphotographies des planches 38G et 38H montrent dans les cœurs des analcimes d'une part, une co-existence entre des cristaux de métatyuyamunite et de goethite sphérique, et d'autre part, des cristaux de métatyuyamunite recoupant une analcime dont le cœur est rempli par une goethite. Sur la planche 39G, on remarque qu'il existe une limite franche entre les cristaux de métatyuyamunite et de goethite, ces derniers stoppant la croissance des cristaux de métatyuyamunite. Ces relations texturales indiquent que la métatyuyamunite est postérieure à la goethite.

Les observations pétrographiques ont relevé des différences texturales entre les métatyuyamunités : i) des agrégats épais d'environ 40 μ m associés à des uranophanes (exemples planches 37A et 38B) ; et ii) des remplissages de la porosité intergranulaire, de moindre épaisseur et non associés à des uranophanes (exemple planche 38A). Ces deux types de métatyuyamunite morphologiquement distincts ont pu être différenciés chimiquement grâce à des analyses effectuées à la microsonde.

Le graphique du vanadium en fonction de l'uranium (Fig. 48) discrimine ainsi les agrégats de métatyuyamunite en association avec des uranophanes (« type II », lames 9468-1A et 9436-5), et les ciments de métatyuyamunite en grandes plages de cristaux tabulaires (« type I », lames VNI-76a et 9650C-3B).

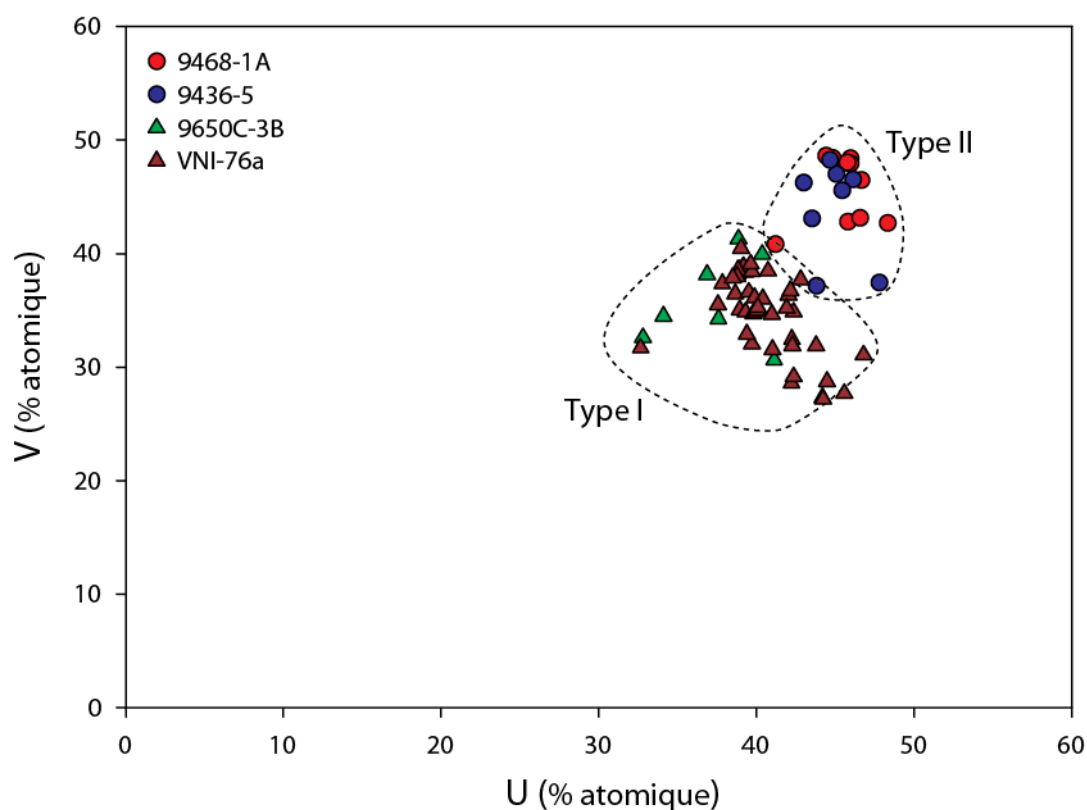


Figure 48: Graphique du vanadium en fonction de l'uranium en % atomique pour différentes lames du gisement d'Imouraren (Données obtenues par microsonde).

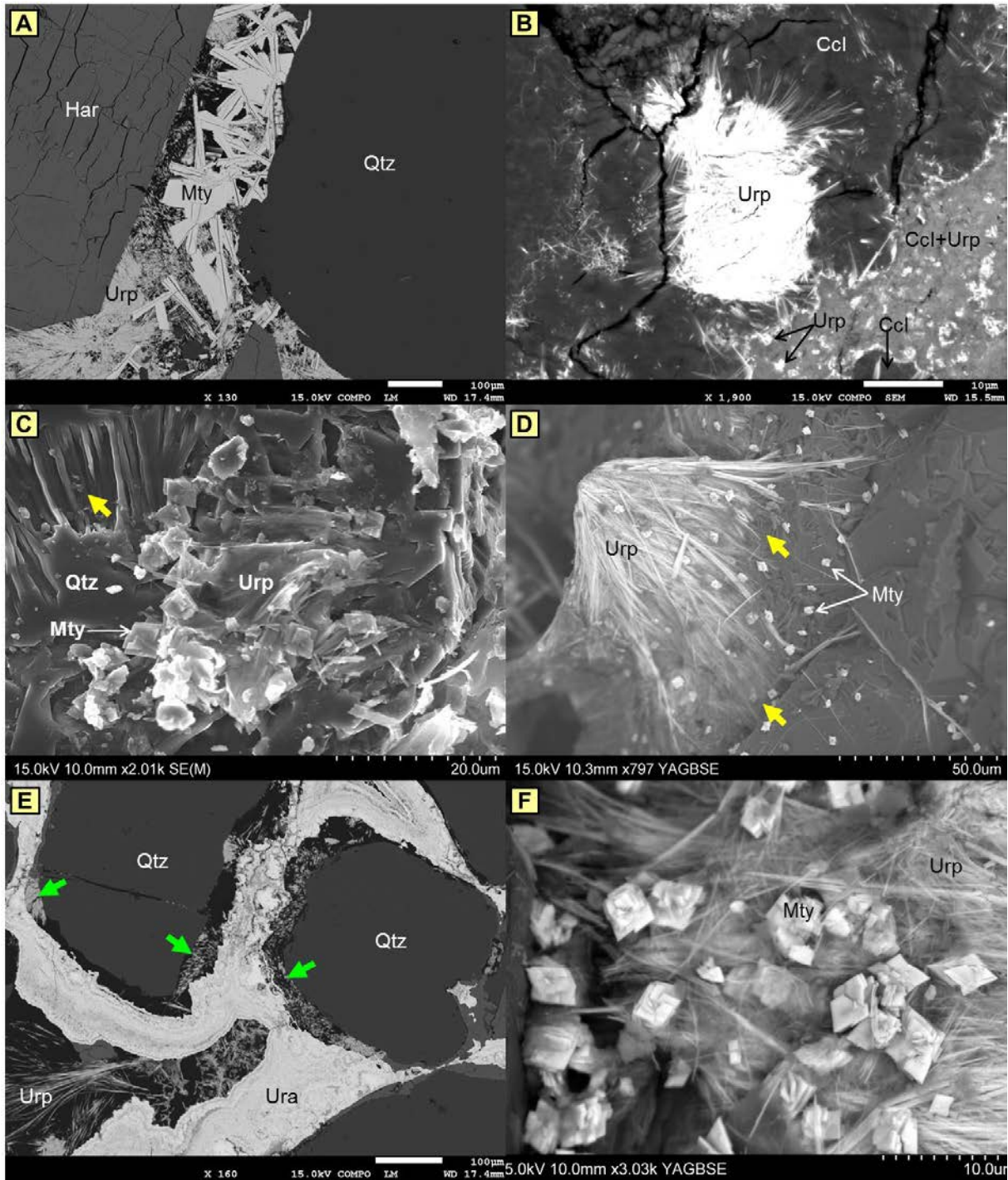


Planche 37 : A) E.R. Métatyuyamunite et uranophane intragranulaire. B) E.R. Uranophane dans une matrice de chrysocolle. C) et D) E.S. Dépôt de métatyuyamunite et d'uranophane sur la surcroissance de quartz. Remarquer des textures d'arrachement des cristaux aciculaires d'uranophanes sur le quartz (flèches jaunes). E) E.R. Altération de l'uraninite en uranophane du bord vers le centre (flèches vertes). F) E.S. Co-habitation et équilibre entre l'uranophane et la métatyuyamunite, pouvant indiquer qu'ils sont co-génétiques.

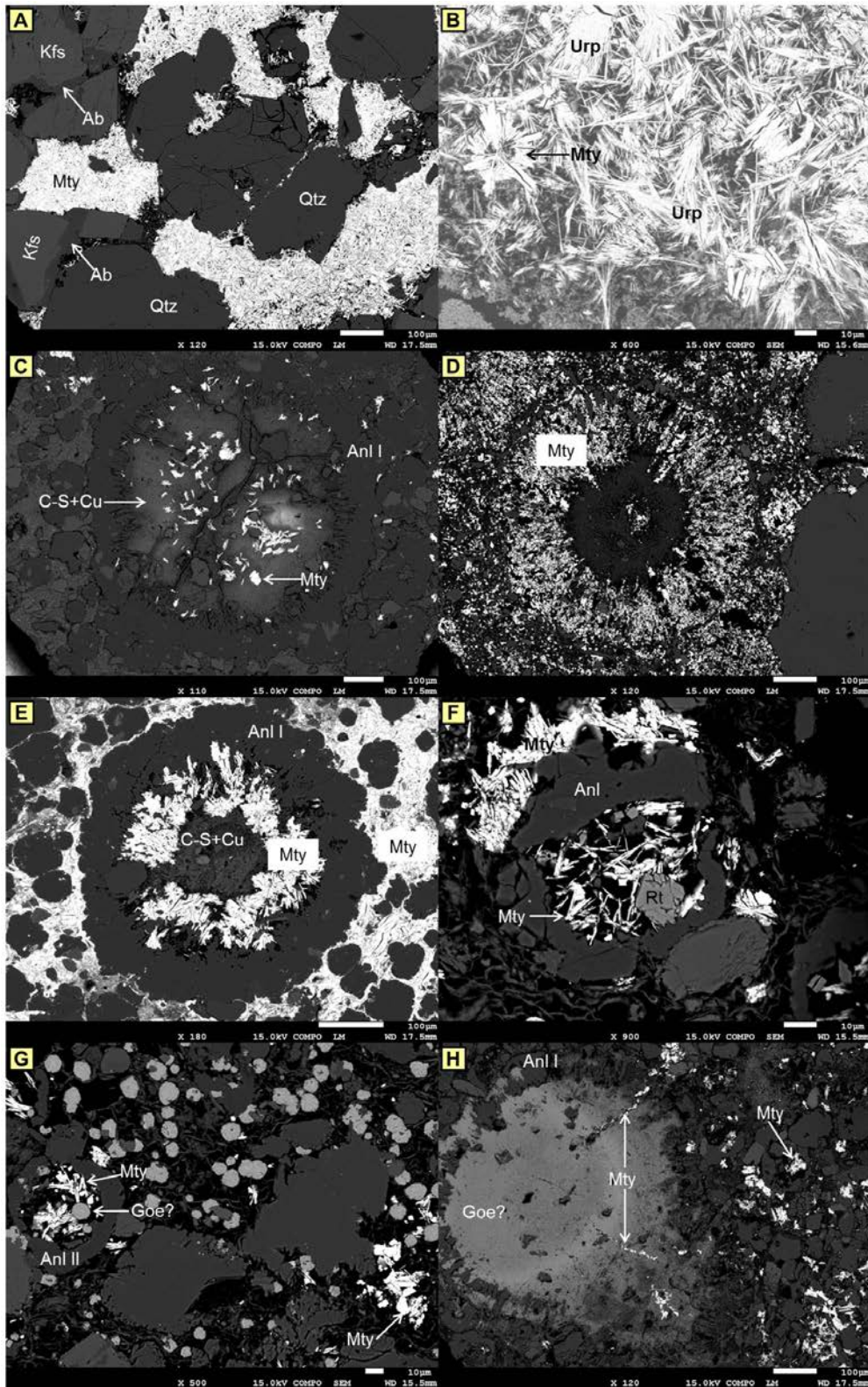


Planche 38 : Images en electrons rétrodiffusés. A) Uranophanes en plage intergranulaire. B) Cohabitation uranophane et métyuyamunite sous forme d'agrégats circulaire, en plage intergranulaire. C) Formation de métyuyamunite dans les chlorite/smectites remplissant le cœur des analcimes. D) Pseudomorphose du cortex des analcimes par la métyuyamunite. E) Métyuyamunite à la fois en remplissage du cœur des analcimes et de l'espace inter-analcimolitique. F) Cohabitation entre métyuyamunite et rutile en remplissage du cœur des analcimes. G) Cohabitation entre métyuyamunite et goethite en remplissage du cœur des analcimes. Formation de goethites sphériques dans l'espace intergranulaire. H) Métyuyamunites en remplissage des fractures de goethite, donc postérieures.

3.5. La minéralisation cuprifère

Le cuivre est un élément caractéristique de la zone d'Imouraren. Il a été rencontré aussi bien dans les zones stériles que dans les zones minéralisées en uranium. C'est dans ces dernières que le cuivre montre les plus fortes concentrations avec remplacement des grains détritiques de feldspath potassique par la chalcocite (Fig. 36G).

Les sulfures de cuivre (primaire) : la chalcopyrite a été observée par Vallance (2007) à Afoudey. Dans cette étude la bornite, la digénite et la covellite ont été rarement observées et correspondent à des phases plus tardives. Mais le principal sulfure observé reste la chalcocite. Cette dernière, contrairement aux autres sulfures, est presque toujours en association avec de l'uraninite plus ou moins coffinitée (Planche 30E et 30F). Ce qui suggère que la chalcocite est synchrone de l'uraninite.

Les silicates de cuivre (secondaire): l'unique silicate de cuivre observé est la chrysocolle $(\text{Cu,Al})_2\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$ qui est un porteur de cuivre à fort état d'oxydation. Macroscopiquement et microscopiquement, il est exclusivement sous forme amorphe et peut être en ciment interstitiel tout comme en tapissage dans les fractures, en association avec des oxydes de fer, et les uranophanes (Planches 37B et 39A).

Dans l'échantillon 9636-5 (Planches 32E et 32F), la minéralisation uranifère oxydée est exclusivement composée d'uranophane (point 5 sur la planche 32F). Entre ces minéraux aciculaires d'uranophane se distingue une matrice grisâtre et amorphe au MEB, formant une matrice entre ces baguettes d'uranophane. Les spectres EDS au MEB, indiquent qu'il s'agit de chrysocolle (cuivre, silice et en moindre mesure d'aluminium (points 3 et 4 sur la planche 32F)). La chrysocolle semble synchrone à postérieure à l'uranophane, formant une matrice entre les cristaux automorphes d'uranophane. Ces deux minéraux étant tous les deux principalement constitués de silice, il pourrait exister un lien génétique entre eux, avec un apport extérieur en silice permettant la précipitation de ces minéraux secondaires d'uranium et de cuivre. Ces observations indiquent que les minéraux secondaires de cuivre sont contemporains des minéraux secondaires d'uranium et se sont formés durant le même épisode oxydant.

3.6. Etude des relations entre les minéraux réduits et oxydés d'uranium et de cuivre

La chronologie relative entre les minéralisations réduites et oxydées d'uranium et de cuivre, reste un sujet à débat. Outre les lames confectionnées dans le cadre de cette étude, des lames provenant du post-doctorat de Vallance (2007) et du doctorat de Billon (2014), réunissant ces deux populations de minéralisation ensemble, ont été réétudiées.

3.6.1. Epigénie/transformation in situ des minéraux U^{4+} en U^{6+}

Echantillons VNI-76a et VNI-31 : ces deux lames contiennent les deux types de minéralisations : des uraninites en cours de coffinitisation principalement, et également des métatyuyamunites en abondance, remplissant la porosité intergranulaire entre les différents grains détritiques (quartz, feldspath-K) et les éléments néoformés (surcroissances, albite, argiles). Les deux minéralisations sont parfois très proches, et leur agencement textural est quasi identique (remplissage de la porosité). La minéralisation uranifère réduite y est

omniprésente, avec de l'uraninite en grandes plages interstitielles, compactes, et sous forme de sphérolites plus ou moins pseudomorphosés par la minéralisation oxydée (planche 39B).

Les planches 39C, 39D et 39E montrent une plage uranifère intergranulaire présentant à la fois des uraninites et des métatyuyamunites. La limite entre les deux types de minéralisations semble ici très nette, et seule la phase en rouge sur la planche 39E permet de faire le lien entre ces dernières. En vert foncé (planche 39F), on retrouve une uraninite sphérolitique, légèrement coffinitisée (point 1 sur la planche 39E) ayant gardé une forme très représentative (planche 39F). En vert clair, la zone se distingue au MEB par un Z assez élevé, contrairement à la zone rouge qui a un Z moins fort. Cette zone correspond au point 2 sur la planche 39E, avec une analyse bouclant à plus de 80%, composée principalement d' UO_2 (à 73,5%), calcium (4,5%) et un peu de silice (2%). Cette analyse montre ainsi une uraninite relativement saine, composée presque exclusivement d'uranium et de calcium, et ayant certainement subi une légère coffinitisation après sa formation.

D'autres indices permettent également de faire le lien entre les minéraux hexavalents et tétravalents d'uranium. En effet, dans la lame VNI-76a, on retrouve des uraninites de forme sphérolitique (uraninite), très bien conservées et très proches de la minéralisation oxydée que sont les métatyuyamunites ici. La planche 39F montre une de ces uraninites, présentant un fin liseré d'uraninite détaché du reste de la structure primaire, mais épousant parfaitement les formes des deux uraninites conchoïdales. Entre ces liserés et les uraninites se trouvent la minéralisation oxydée, formée de métatyuyamunites. Ces textures semblent être des pseudomorphoses, avec un remplacement partiel de l'uraninite par de la minéralisation oxydée, laissant seulement un fin liseré qui définit la bordure de l'ancienne uraninite présente. Ces pseudomorphoses (sphérolites d'uraninite remplacés par des cristaux aciculaires) sont un élément très important dans la compréhension du lien génétique entre minéralisations réduites et oxydées et semblent être un indice fiable pour les futures interprétations. D'ailleurs, ces formes de pseudomorphoses se retrouvent sur d'autres lames. Il est possible de voir des sphérolites d'uraninite coffinitisées, très souvent en association avec des reliques de chalcocite (Planche 39B, lame VNI-31). Encore une fois, le liseré d'uraninite délimite cette fois-ci la minéralisation oxydée, sans pour autant retrouver des métatyuyamunites entre les uraninites et le liseré. Cependant, certains endroits présentent ces structures en pseudomorphoses, comme par exemple sur la planche 39B. Des phases intermédiaires sont également présentes, avec une porosité variable en fonction du degré d'oxydation, jusqu'à former des métatyuyamunites. Ces différentes textures de la lame VNI-31 montrent les mêmes associations vues précédemment sur la lame VNI-76a. Les uraninites conchoïdales présentent des textures de pseudomorphose associée à la présence d'un fin liseré uranifère parcourant les minéralisations et épousant les formes de ces uraninites. On y voit une minéralisation uranifère réduite en cours d'oxydation, en association avec des sulfures de cuivre, et la présence de métatyuyamunites dans ces phases intermédiaires lorsque ces dernières développent une porosité suffisante.

Une autre zone d'intérêt sur la lame VNI-76a a été étudiée, permettant d'observer clairement les liens texturaux et géométriques entre les minéralisations réduites et oxydées. Ainsi, les microphotographies MEB des planches 40A, 40B, 40C et 40D représentent le passage progressif entre les deux types de minéralisations. La planche 33A représente une vue d'ensemble de la plage uranifère, et avec comme différentes parties :

- La planche 40B montre une zone dominée par les uraninites, de forme sphérolitique et relativement compact avec peu ou pas de porosité
- La planche 40D représente une zone de transition entre les deux minéralisations : on y retrouve les nodules d'uraninites, beaucoup moins compacts, et de la métatyuyamunite, en cristaux automorphes tabulaires, dans la porosité entre ces uraninites
- La planche 40C enfin, à l'opposé de la 33B, ne contient plus aucun nodule d'uraninite, mais seulement des métatyuyamunites, toujours automorphes, occupant toute la porosité.

Echantillon 9468-1A : la lame 9468-1A présente une minéralisation réduite relativement plus importante que celle oxydée. La planche 37E montre un exemple de microphotographie où l'on voit une altération des uraninites en uranophanes de la bordure vers le cœur. Cette observation est légion dans beaucoup de lames étudiées et a pu être confirmée sur une plage minéralisée de la lame 9468-1A en réalisant deux profils d'analyse traversant à la fois la minéralisation oxydée et réduite (Fig. 49A).

Une soixantaine d'analyse chimiques a pu être obtenue et représentée dans un diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Si (Fig. 49B), puis dans un diagramme ternaire (U+Pb+Ca)–Si–V (Fig. 49C). Sur le diagramme U+Pb+Ca en fonction de Si, les points s'alignent presque parfaitement entre la droite qui relie les pôles uraninite-coffinite et celle qui relie les pôles uraninite-uranophane. La même observation se reproduit sur le diagramme ternaire (U+Pb+Ca)–Si–V qui montre une déstabilisation de l'uraninite en uranophane. Sur ces deux diagrammes, on peut constater quelques points isolés qui sont en fait des métatyuyamunites. Ces résultats montrent l'altération de l'uraninite en uranophane et en métatyuyamunite (si le milieu contient du vanadium).

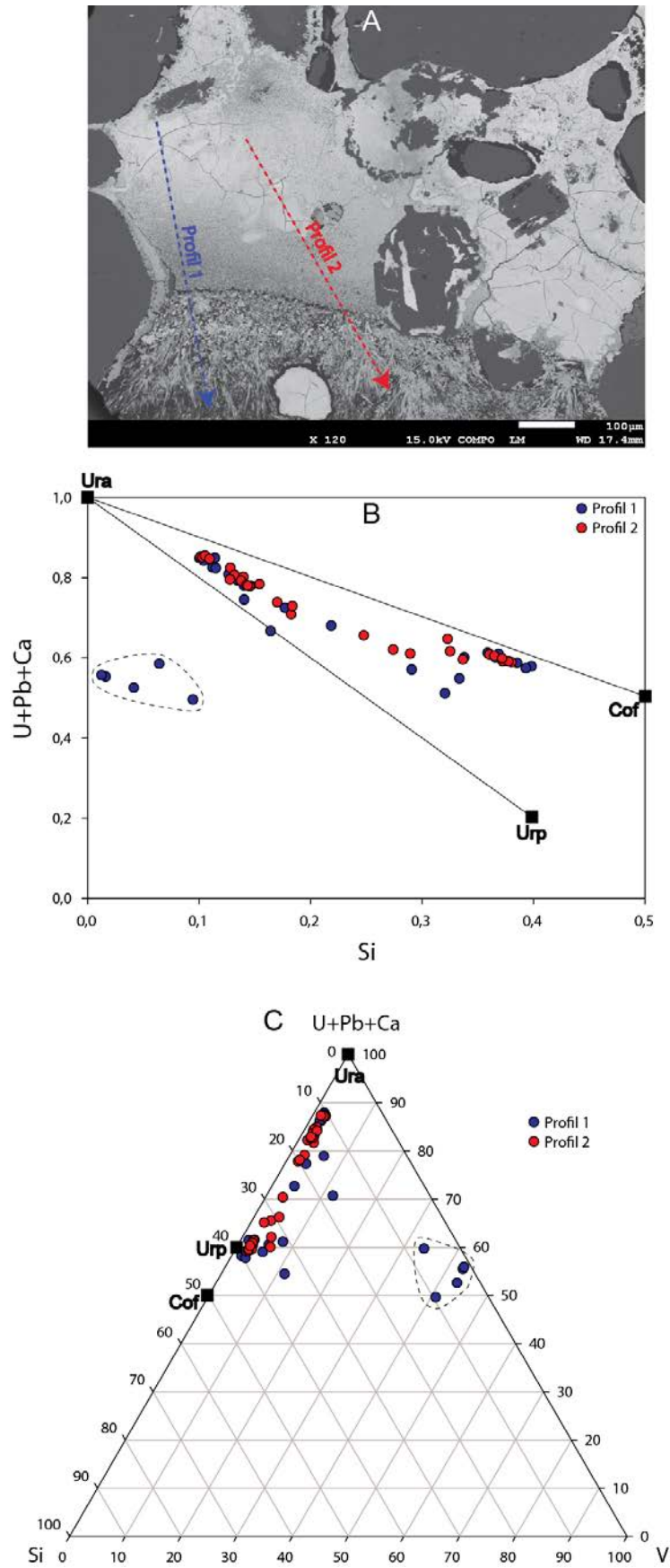


Figure 49 : A) ER. Altération de l'uraninite en uranophane et métatyuyamunite et localisation des profils d'analyse à la microsonde. B) diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Si. C) diagramme ternaire (U+Pb+Ca)-Si-V (données microsonde).

Echantillon 9650C-19 : la lame 9650C-19 provient d'un faciès très oxydé. Elle montre des cristaux aciculaires d'uranophanes, baignant dans une matrice de chrysocolle, avec des reliques de chalcocite (Planches 37B et 39A). Cette observation suggère une co-précipitation de ces silicates d'uranium (uranophane) et de cuivre (chrysocolle) à partir de l'altération de minéraux de uraninite et de chalcocite.

Echantillon 9436-5 : la lame 9436-5 présente principalement une minéralisation oxydée à uranophanes dominantes et quelques métatyuyamunités associées. La minéralisation réduite est quant à elle quasiment inexistante sous sa forme saine, et seules des phases intermédiaires, riches en Ti (environ 27%), persistent, sous la forme d'une pâte orangée amorphe en microscopie optique. Ainsi, la variabilité de nuances de gris et la morphologie des minéraux au MEB permet de voir clairement un profil d'altération depuis des phases UO_2 jusqu'à la formation des minéraux U^{6+} (uranophane et métatyuyamunité) (Planches 41A).

3.6.2. Evolution physico-chimique des minéraux U^{4+} lors de leur oxydation en U^{6+}

Sur l'échantillon VNI-76a, une série d'analyse à la microsonde a été réalisée sur la zone rouge sur la planche 39E, afin de corréliser les changements physiques observés aux changements chimiques de cette ou ces phases (Tableau 9 ci-dessous).

	U	Ca	Si	Ti	P	Pb	V	Zr
Moyenne	61,32	22,34	12,49	0,17	0,66	0,84	1,81	0,38
Ecart type	2,31	0,78	2,50	0,14	0,08	0,56	0,35	0,22

Tableau 9 : Moyenne de la composition chimique (en % atomique) de la phase en rouge sur la planche 39E (lame VNI-76a). Données obtenues par microsonde avec une moyenne faite sur 25 points répartis dans l'ensemble de la plage étudiée.

Si l'on compare ces données à la composition chimique moyenne des uraninites saines étudiées dans le chapitre Géochimie (Cf tableau 15), il est bon de noter que la ressemblance est relativement forte, avec l'uranium et le calcium représentant entre 80% et 85% de la composition chimique totale des uraninites saines, contre 83,66% ici. Les valeurs en silice sont également relativement proches (10 à 15% dans le chapitre géochimie contre 12,49% ici), ce qui montre une ressemblance très nette entre les phases uranifères réduites saines, et ces phases intermédiaires.

Un autre paramètre important est le bouclage des analyses. Il y est beaucoup moins important que pour les points d'analyse précédents (76% pour le point 3, 64% pour le point 4 et 56% pour le point 5, contre plus de 80% pour les deux points précédents), et on peut considérer ici le bouclage des analyses au MEB comme un indicateur de la porosité des phases : plus la phase est poreuse, moins le bouclage des analyses sera important. Ainsi, un zoom a été réalisé dans ces zones poreuses afin de mieux voir ce qu'il s'y passait (planches 39G et 39H). Le zoom sur cette phase intermédiaire permet de mieux visualiser la porosité au sein de cette zone en cours d'oxydation, avec de nombreuses petites cavités, et surtout la présence de minéraux en forme de baguettes. Ces minéraux, mesurant ici environ $5\mu m$ de longueur, ont pu

être analysés au MEB afin de fournir une idée plus précise. Le résultat confirme que ce sont bien des métatyuyamunités, composées principalement d'uranium et de vanadium. Ainsi, les phases intermédiaires ont relativement une chimie stable, très proche de celle des uraninites saines, mais ont cependant une porosité non uniforme, avec, lorsque la porosité est assez importante, le développement de cristaux aciculaires d' U^{VI} tel qu'ici la métatyuyamunite. Le contrôle de la formation de ces minéraux oxydés dans les phases intermédiaires ne semble donc pas chimique, mais semble plutôt lié à la porosité des phases uranifères primaires.

Sur la lame 9436-5, ces zones à UO_2 en cours d'oxydation ont été étudiées au MEB puis à la microsonde afin de mieux caractériser ces phases intermédiaires, et voir s'il existe des différences avec les phases observées sur les lames VNI-76a et VNI-31. Les planches 40E et 40F montrent ces phases intermédiaires, avec des nuances de gris observables au MEB (planche 40E). Les images ont ensuite été traitées sur Photoshop (planche 40F) afin de mieux faire ressortir les différentes phases visibles sur la photo initiale. Les zones vertes représentent les zones les moins altérées, avec des analyses MEB bouclant à plus de 80%. Tandis que les zones rouges représentent les zones les plus oxydées, avec, comme par exemple pour les points d'analyse 4 et 5, un bouclage descendant jusqu'à 55% pour les zones les plus poreuses. Ainsi, la variabilité de nuances de gris au MEB permet de définir plus ou moins des stades d'oxydation, en se renseignant sur la porosité de ces phases intermédiaires : plus une zone sera claire, soit de Z plus élevé, moins elle sera poreuse et plus elle sera saine.

Plusieurs séries de points d'analyses en microsonde ont été réalisées dans cette plage uranifère afin de mieux caractériser les différentes phases présentes. Cependant, comme on peut déjà plus ou moins le voir sur les spectres d'analyses réalisés au MEB, la chimie varie très peu en éléments majeurs entre les différentes phases, et seul le bouclage permet de faire une réelle différence, comme en témoigne les écarts types ci-dessous (Tableau 10).

	U	Ca	Si	Ti	P	Pb	V	Zr
Moyenne	50,58	8,68	7,44	27,17	0,14	2,44	3,39	0,16
Ecart type	1,87	0,56	0,69	1,51	0,12	2,90	0,31	0,15

Tableau 10: Composition chimique moyenne (en % atomique) des phases intermédiaires de la lame 9436-5. Données acquises par microsonde en % atomique, puis traitées sur Excel.

L'élément vraiment notable dans ces analyses est la présence en grande quantité de titane (27%), relativement stable à travers toutes les mesures à la microsonde. Cette phase intermédiaire est donc principalement constituée d'uranium (mais moins que pour celles de VNI-76a, 50% contre 61%), de titane, de calcium et de silice, avec de faibles écarts types. Ceci indique une certaine homogénéité dans la composition chimique de ces phases intermédiaires. Un zoom a ensuite été réalisé afin de voir plus précisément les différentes textures présentes. Les planches 40G et 40H correspondent à la transition entre la zone verte et la zone rouge dans la planche 40F (microphotographie en fausses couleurs). Il y est visible des taches blanches, amorphes, correspondant à de l'uraninite relativement saine et très peu poreuse. L'informativité de cette uraninite peut être due à l'oxydation très forte de la zone, créant ainsi des golfes de corrosion dans les nodules d'uranium réduit (flèches bleues, planches 40G

et 40H). À noter que cette uraninite est également très riche en titane, dans les mêmes proportions que les phases intermédiaires à UO_2 , en cours d'oxydation. Cette concentration en titane de ces UO_2 pourrait être expliquée par la disponibilité du titane dans le système lors de l'altération des urano-titanates et peut-être des ilménites, évoquée plus haut. Enfin, de fines baguettes se retrouvent aux abords de la porosité, correspondant à de l'uranophane dépourvue de titane (silice et uranium seulement).

Ainsi, comme pour la lame VNI-76a vu précédemment, on retrouve nos phases intermédiaires, de composition chimique proche de l'uraninite saine qui se trouve dans le milieu. Ces phases intermédiaires sont en interaction avec à la fois une minéralisation réduite plus ou moins saine, et une minéralisation oxydée qui se développe dès lors que la porosité le permet. Les seules choses qui diffèrent ici sont: l'uraninite n'a pas forcément la même composition à la base (riche en Ti pour 9436-5, plus d'uranium pour VNI-76a), et les minéraux oxydés formés ne sont pas forcément les mêmes, en fonction de la disponibilité des éléments chimiques présents dans le milieu lors de l'oxydation.

Ce phénomène progressif peut se retrouver à plusieurs échelles, comme par exemple sur les planches 41A et 41B, où l'on retrouve en rouge clair les phases intermédiaires décrites précédemment. La zone rouge plus sombre, elle, correspond aux phases ayant une porosité beaucoup plus importante, avec une formation de plus en plus importante de minéraux uranifères d'uranophanes, jusqu'à obtenir des plages interstitielles quasi complètes en minéraux oxydés (baguettes blanches sur les photos), avec uranophanes en large majorité, et métatyuyamunités plus rarement.

Certaines similitudes se retrouvent avec les phases intermédiaires observées pour les lames VNI-76a et VNI-31 :

- La présence d'uraninites saines, de composition chimique variable en fonction des différentes lames et milieux
- Une phase intermédiaire à porosité croissante avec l'oxydation, qui garde la même signature chimique que l'uraninite primaire présente.
- Des minéraux d' U^{6+} , se formant dans la porosité des phases intermédiaires lorsque celle-ci est assez importante, et occupant toute la porosité intergranulaire lorsque l'on atteint les zones les plus oxydées.

Les différences notables entre ces phases intermédiaires sont principalement dues aux compositions chimiques variables entre les uraninites présentes, et également les éléments chimiques disponibles lors de la formation des minéraux uranifères oxydés. Ainsi, on formera en majorité soit des uranophanes quand le milieu ou le fluide est riche en silice, soit des métatyuyamunités quand le milieu est concentré en vanadium.

Plusieurs pistes ont été suivies afin de mieux comprendre les relations entre les éléments chimiques disponibles et la formation des minéraux d' U^{6+} , ainsi que les argiles présents aux abords de ces dernières, notamment dans la lame 9436-5.

Ces observations ont été confirmées par les âges U-Pb obtenus sur les minéralisations réduites et oxydées d'Imouraren, ainsi que les spectres de terres rares (*voir Chapitre VI géochimie*).

3.7. Les oxydes de titane

Les oxydes de titane ont été principalement trouvés sous forme automorphes baignant au milieu des phases U-Ti (Planche 34B) ou sous forme de baguette en épigénie des grains de quartz (Planche 34E). D'après le diagramme de la figure 10, ainsi que les observations pétrographiques, ces oxydes de titane purs résulteraient de l'altération des urano-titanates plus une contribution probable des ilménites.

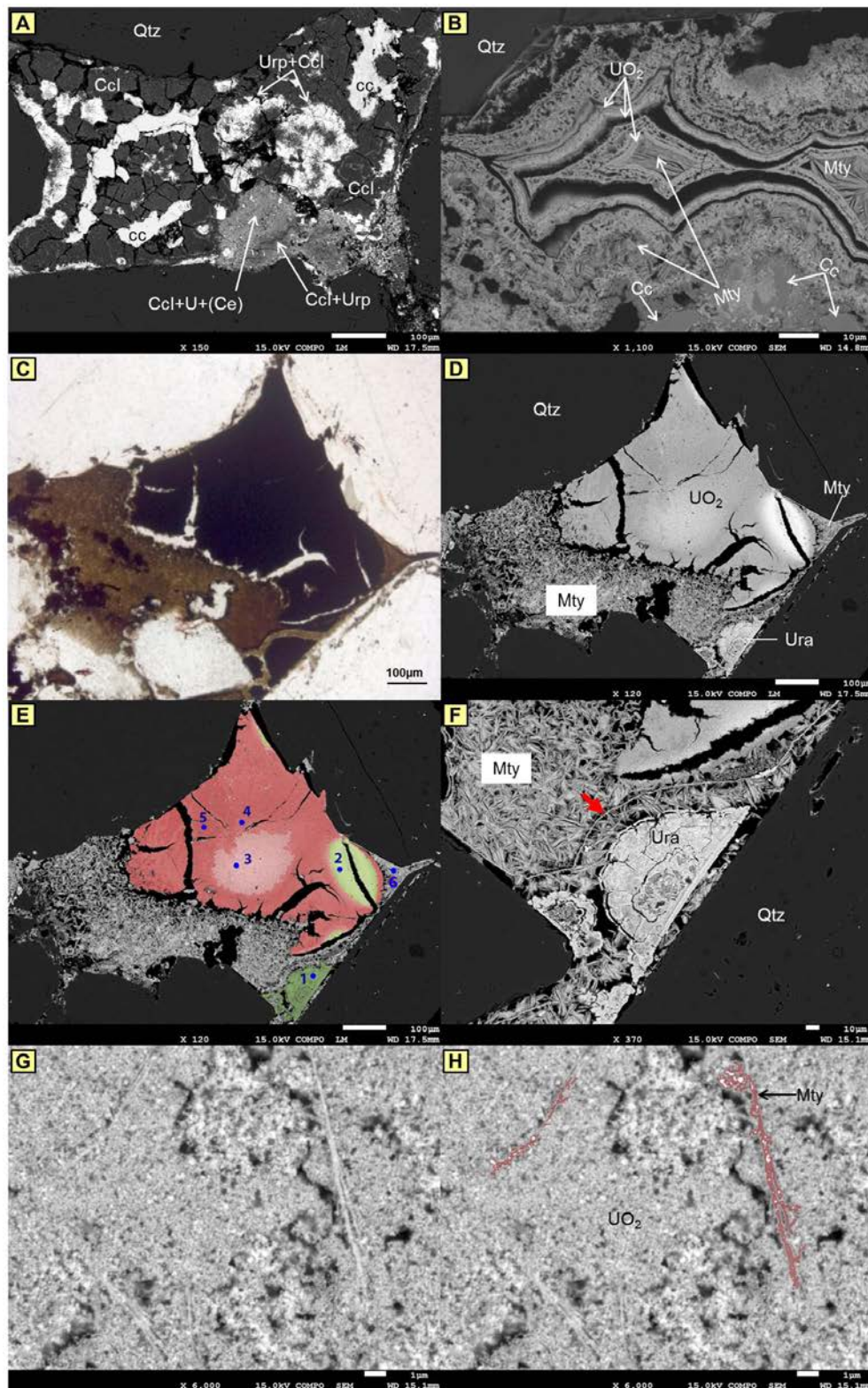


Planche 39 : A) E.R. Association Chalcocite-Chrysocolle-uranophane. B) E.R. Pseudomorphose de sphérolites d' UO_2 par de la métatyuyamunite. Phase UO_2 en cours d'oxydation, associée à de la chalcocite et métatyuyamunites se formant à l'intérieur de cette phase. C) et D) respectivement LPNA et E.R. Plage d' UO_2 en cours d'oxydation, bordée par des métatyuyamunites et une sphérolite de uraninite. E) Photo en fausse couleur réalisée sous Photoshop, avec les points d'analyses. F) Pseudomorphose d'une sphérolite de uraninite par de la métatyuyamunite, avec un liseré d'uraninite (flèche rouge). G) et H) respectivement image en E.R. originale et en fausses couleurs, montrant la croissance de métatyuyamunites dans une plage d' UO_2 oxydée.

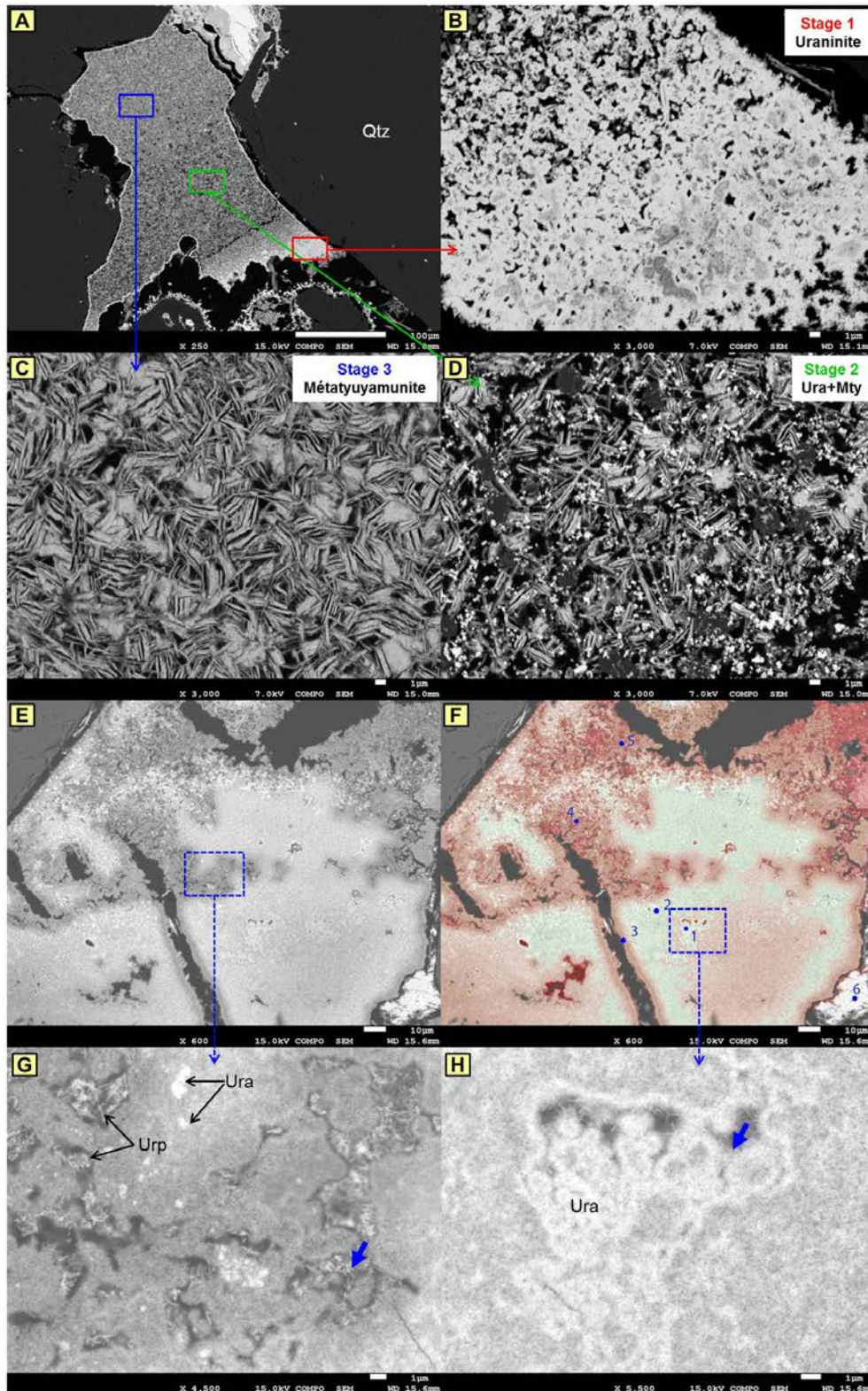


Planche 40 : Images en electrons rétrodiffusés. A) Vue d'ensemble de la plage uranifère à nuance de gris et porosité différentielle. B) Phase à uraninites seules formant des petites sphérules. C) Plage compact de métatyuyamunites automorphes. D) Phase intermédiaire (altération de l'uraninite en métatyuyamunite) à microsphérules d'uraninites associées à des métatyuyamunites. E) Phase intermédiaire d' UO_2 en cours d'oxydation. F) Photo E) en fausse couleur réalisée sous Photoshop, avec en vert les phases les mieux conservées, jusqu'au rouge sombre pour les phases les plus oxydées. Les points correspondent aux analyses au MEB. G) et E) Uranophanes se formant dans les golfes d'altération de l' UO_2 , avec des fragments d'uraninite persistants, et les flèches bleues montrant les cristaux aciculaires visibles d'uranophane.

3.8. Les minéraux d'altération tardive

3.8.1. Les phases vanadifères : vanadates de cuivre et de fer

Dans la lame VNI-31, certains pores sont principalement occupés par des phases majoritairement vanadifères, en association avec du cuivre ou avec du fer, ou les deux à la fois. Leur concentration en vanadium peut aller jusqu'à 35% en poids d'oxyde (tableau 11). Ces phases sont associées à des métatyuyamunités, principalement concentrées aux abords de sulfures de cuivre (chalcocite en grande majorité). Les planches 35E et 35F sont des microphotographies MEB de cette phase très riche en vanadium, formant une matrice amorphe à certains endroits, ou en forme de losange (flèche verte) ou de baguettes (flèche jaune). Hormis le vanadium, on retrouve en bonne quantité du cuivre et du fer, parfois dans les mêmes proportions que le vanadium. Ces vanadates de cuivre ou de fer n'ont été retrouvés qu'à cet endroit, et il est donc difficile d'expliquer la genèse de ces phases. Ceci dit, la présence de métatyuyamunités en grandes proportions dans la lame VNI-31 en général, ainsi que la présence en grande quantité de ces phases vanadifères dans lesquelles baignent des cristaux de métatyuyamunités en particulier, ne semble pas anodin.

	SiO ₂	CaO	V ₂ O ₃	FeO	CuO	UO ₂	Ce ₂ O ₃
Moyenne	3,39	0,82	34,89	8,70	17,61	13,14	0,42
Ecart-type	2,03	0,32	3,57	2,78	9,23	7,67	0,16

Tableau 11 : Composition chimique moyenne des phases vanadifères. Données acquises par microsonde en poids d'oxyde, puis traitées sur Excel.

3.8.2. Les oxyhydroxydes de fer : goethite/hématite

Sur plusieurs échantillons macroscopiques, les oxydes de fer sont en ciment interstitiel (parfois majoritaire) ou en tapissage dans les fractures. Ces oxydes peuvent remplir le cœur des analcimes (planche 41C), épigéniser le cortex des analcimes en le remplaçant totalement (planche 41D), ou se développer sur les surcroissances de quartz (planche 34E). Sur les planches 41C et 41D, l'on peut différencier dans les plages de goethite des petits points plus clair, qui pourraient correspondre à des grains d'hématite. Les microphotographies MEB et MET, illustrent les morphologies sphérique à sub-sphérique (Planche 38G) et aciculaire des cristaux de la goethite (Planches 41E et 41F). Ces oxyhydroxydes pourraient avoir s'être formés antérieurement aux minéraux U^{VI} lors d'un épisode d'oxydation précoce.

3.8.3. Les phases Pb-Cu-V-Ca

Dans les lames 9650C-18b et 9650C-3B, des phases non caractérisées composées majoritairement de plomb, et de cuivre, puis en moindre proportion de vanadium et de calcium été observées (Planches 35G et 35H). Leur concentration en cuivre atteint les 35 % en poids d'oxydes, avec sensiblement les mêmes concentrations pour le vanadium et le cuivre (Tableau 12). L'origine du plomb reste inconnue mais la piste du plomb radiogénique doit être explorée. Donc une fois encore, ces phases vanadifères non caractérisées sont associées probablement à la formation des métatyuyamunités.

	SiO ₂	CaO	V ₂ O ₃	FeO	CuO	UO ₂	PbO	Ce ₂ O ₃
Moyenne	1,45	3,44	18,02	11,62	17,97	0,22	35,25	0,58
Ecart-type	0,55	0,31	2,05	3,64	1,90	0,12	3,15	0,18

Tableau 12: Composition chimique moyenne des phases Pb-Cu-V-Ca. Données acquises par microsonde en poids d'oxyde, puis traitées sur Excel.

3.8.4. L'harmotome

L'un des principaux constituant post-diagénétique est l'harmotome (Ba(Al₂Si₆O₁₆). 6H₂O). En lumière polarisée, il est sous forme de cristaux irrégulièrement maclés et peut être confondu à première vue à des feldspaths plagioclases. L'harmotome apparait le plus souvent en remplissage des fractures (Planche 42C) et en ciment interstitiel, et parfois en épigénie des analcimes (Planche 42A). Certains cristaux d'uranophanes peuvent être piégés par l'harmotome (Planche 42D). L'harmotome semble être postérieur aux événements diagénétiques, puisqu'il cimente les quartz nourris et les surcroissances d'albites (Planche 42G). On retrouve également des oxydes de fer sous forme de liseré dans ses clivages (Planches 42D et 42F) et aux épontes des fractures comblés par cet élément (Planche 42E).

L'étude de plusieurs lames a démontré que l'harmotome est présent dans presque toutes les fractures et est presque toujours associé à des oxydes de fer à ses épontes. Certaines photographies indiquent qu'il envahit les grès comme le témoigne la planche 42B dans laquelle il recouvre même les argiles. Toutes ces observations indiquent que l'harmotome constitue un ciment tardif.

3.8.5. Les carbonates

Très rare, la calcite a été observée ponctuellement, cimentant des cristaux automorphes d'harmotome contenant des inclusions de goethites (Planches 42G et 42H). Cette observation semble indiquer que la calcite est postérieure à l'harmotome et constitue également un ciment tardif. Il est bon de noter que les carbonates d'Imouraren sont tardifs contrairement à ceux d'Akouta dont au moins une partie est associée aux dépôts de la minéralisation uranifère (Forbes, 1989).

3.8.6. Les phosphates de terres rares

Des phosphates de terres rares ont été observés disséminés sur une matrice de chlorite ferrique (Planche 32A), comme à Tamgak Ouest. Ces derniers peuvent correspondre à des produits d'altération de minéraux accessoires.

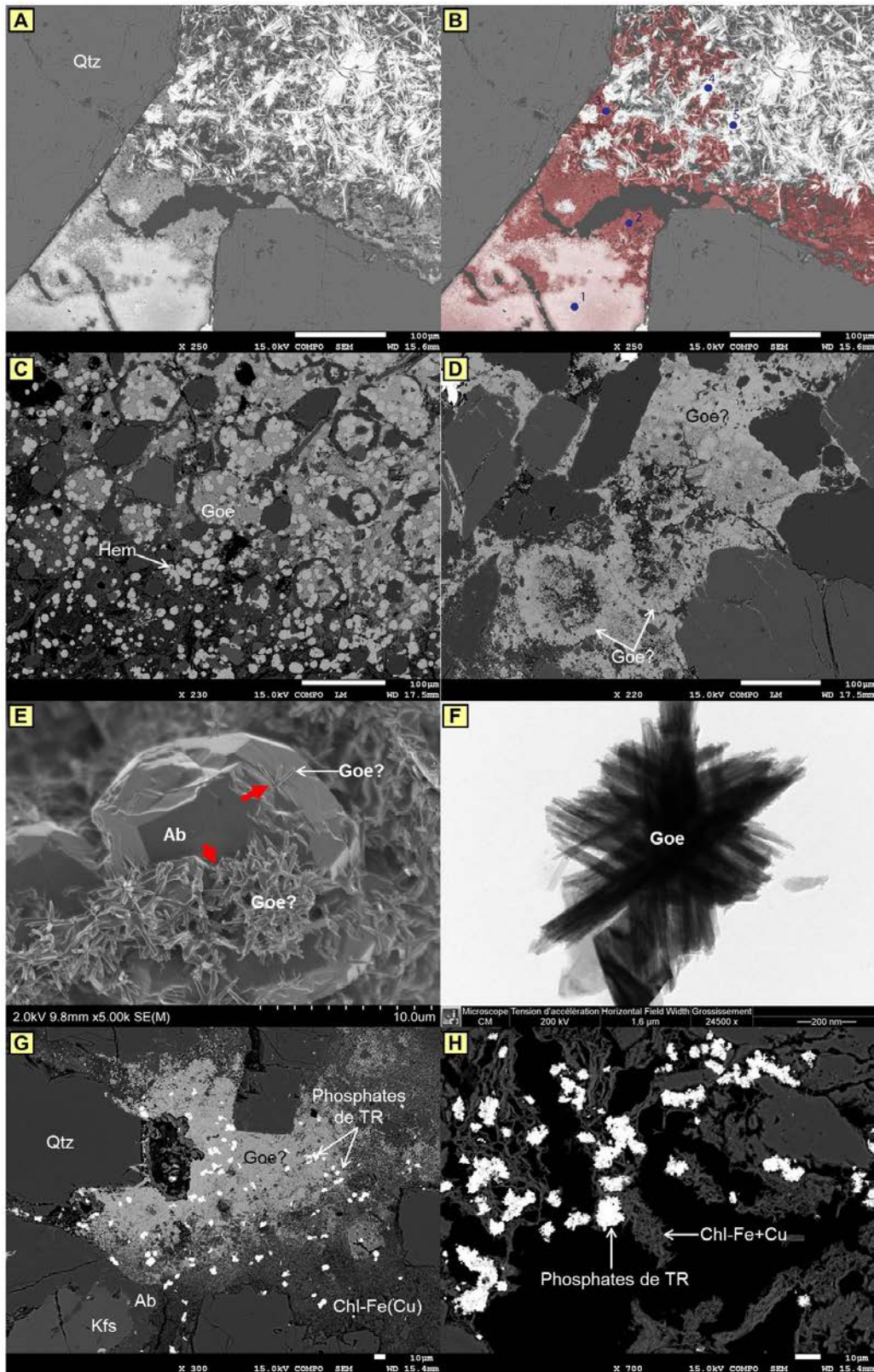


Planche 41 : A) et B) Zone juste au-dessus des photos de la planche 40E ou 40F. Formation progressive d'une plage intergranulaire à uranophanes et quelques métatyuyamunites (cristaux aciculaires blancs). Les points correspondent aux analyses au MEB. C) Formation de goethites sphériques dans l'espace inter-analcimolitique et dans le cœur des analcimes associée à des métyuyamunites. D) Goethite en remplacement du cortex des analcimes. E) Goethites automorphes en placage sur les grains. F) Cristal de goethite automorphe vu seul au MET. G) et H) Phosphates de terres rares respectivement piégés dans une matrice de goethite et de chlorite-Fe.

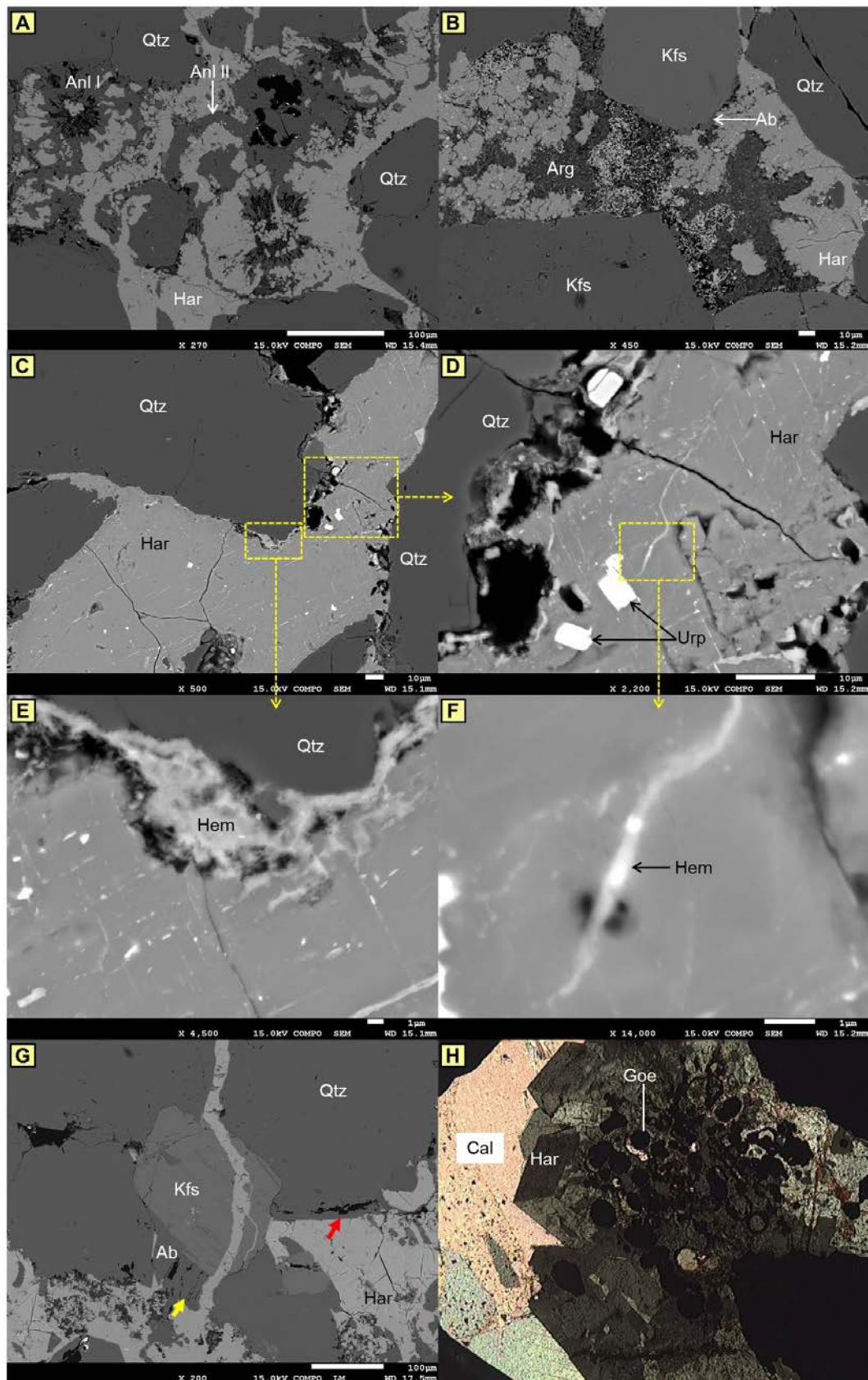


Planche 42 : A) E.R. Harmotome en remplacement des analcimes I et II et en ciment intergranulaire. B) Dépôt d'harmotome sur les argiles. C) et E) E.R. Hématite aux épontes de la fracture à remplissage d'harmotome. D) Cristaux tabulaires d'uranophanes piégés dans l'harmotome. F) Présence d'hématite dans les clivages de l'harmotome. G) E.R. Quartz (flèche rouge) et albite (flèches jaunes) secondaires cimentés par l'harmotome. H) LPA. Cristaux automorphes d'harmotome avec oxydes de fer(noir), cimentés par la calcite.

3.9. Séquence paragenétique du gisement d'Imouraren

Les observations pétrographiques et les analyses chimiques, ont permis de proposer une séquence paragenétique du gisement d'Imouraren (Fig. 50).

- Une phase de sédimentation avec incorporation de matière organique détritique.
- Une phase de diagenèse précoce avec formation des analcimes I (sphériques) et des pyrites.
- Une phase diagénétique/hydrothermale avec une silicification importante des quartz
- une phase de dissolution des feldspaths potassiques, accompagnée de la formation de chlorites ferrifères, de chlorite/smectite, d'albite et d'analcime II (automorphe).
- Une phase de minéralisation réduite (primaire) marquée par le dépôt de sulfures de cuivre (principalement chalcocite), en même temps que la minéralisation uranifère sous forme d'urano-titanates et d'uraninite.
- Une phase post-diagénétique avec développement d'illites et illite/smectites et formation d'oxydes de fer automorphes à subautomorphes, postérieures à la minéralisation réduite.
- Une phase supergène au cours de laquelle les minéraux primaires d'uranium et de cuivre sont altérés et remaniés pour donner des minéraux secondaires d'uranium (uranophane et métatyuyamunite) et de cuivre (chrysocolle), mais aussi également des produits riches en vanadium et cuivre (vanadates de cuivre) sous forme d'un minéral mal cristallisé.
- Une phase de re-cimentation des grès et remobilisation tardive de la minéralisation par de l'harmotome

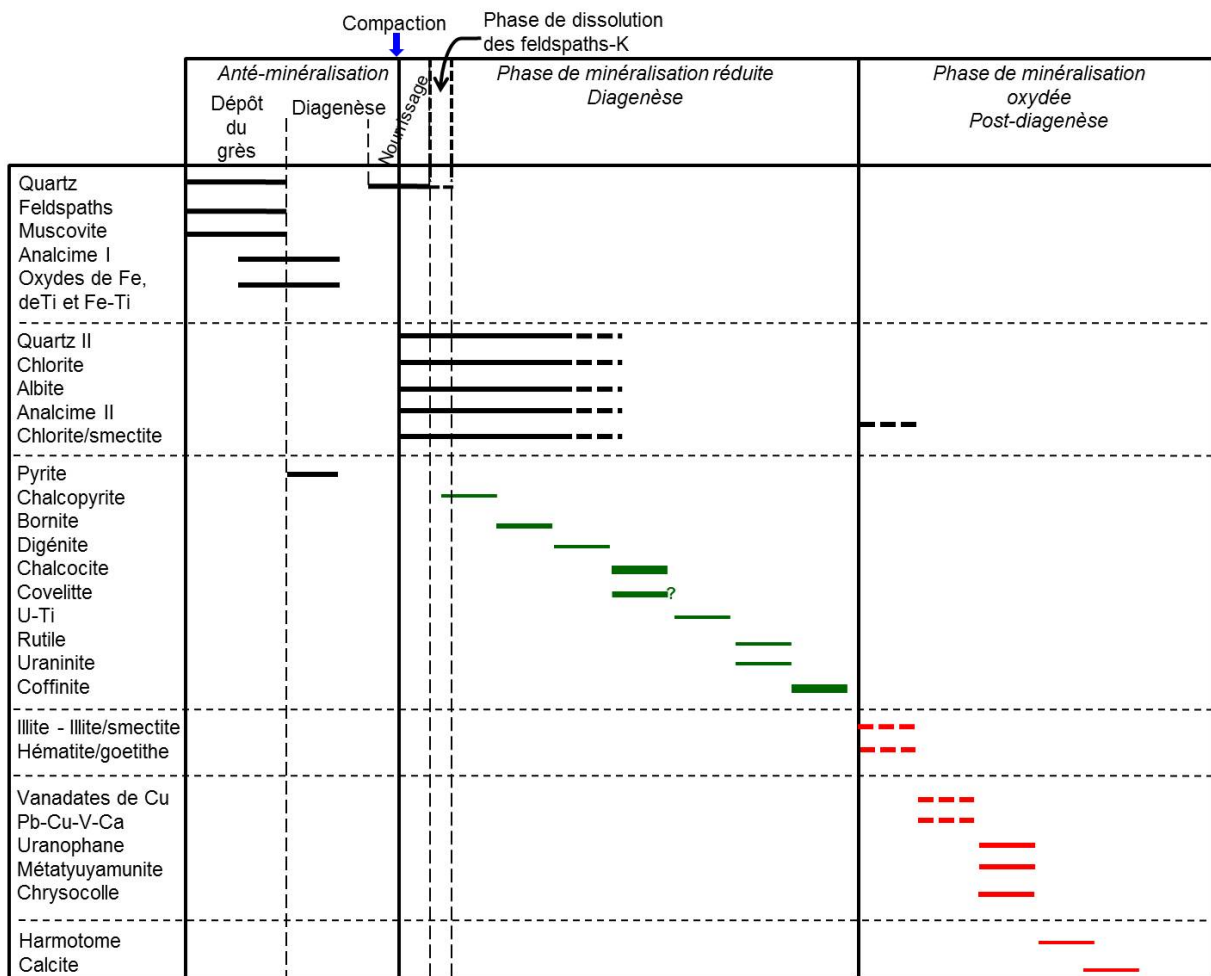


Figure 50: Séquence paragenétique du gisement d'Imouraren.

CHAPITRE IV :

Microdéformations

Dans les gisements d'uranium liés à la faille d'Arlit, la localisation des minerais a surtout été reliée à la porosité/perméabilité des grès, et donc à la nature et géométrie des formations sédimentaires tels que les chenaux. Ces derniers, constitués de grès grossiers sont considérés comme des zones de circulation et de pièges privilégiés. A l'approche de la faille d'Arlit, il apparait cependant que les grès cimentés (diagenèse siliceuse, ciments carbonatés) sont affectés par des microdéformations qui ont pu avoir un effet sur la circulation des fluides dans des phases postérieures aux cimentations.

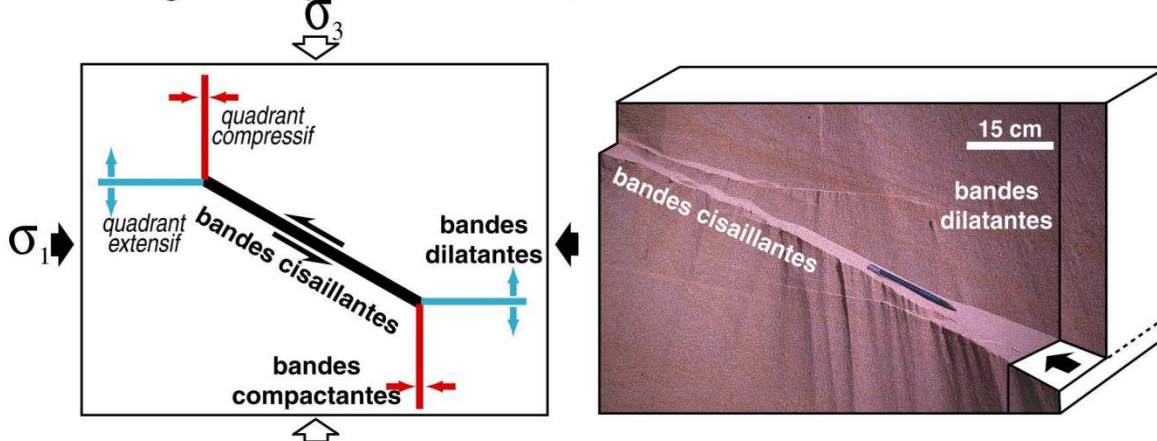
L'analyse des microdéformations a donc été faite à l'aide des microscopes optique et électronique à balayage. Les études indiquent en effet la présence de bandes de déformations, témoins de zones d'endommagement.

Les roches granulaires typiques sont constituées de grains, de pores et de ciments. La déformation de ce type de roche (roche gréseuse dans notre cas) provoquera un changement dans la forme et la taille d'au moins un de ces trois éléments constitutifs (Aydin et al., 2006). Les bandes de déformation ont été classées en 3 catégories (Fig. 51) selon les travaux de Mollema and Antonellini (1996), Aydin (1978) et Du Bernard et al. (2002).

Pour comprendre les conditions de formations de ces bandes de déformation, plusieurs paramètres sont à prendre en compte : la pression de confinement (profondeur d'enfouissement), l'environnement tectonique, la pression porale des fluides et les propriétés de la roche tels que le degré de lithification, la minéralogie, la taille des grains, leur organisation et leur forme (Fossen et al., 2007). La circulation de fluide est dictée par la structure 3D de la zone de faille. L'étude des écoulements le long de la faille a montré que la circulation peut être dominée par un petit nombre de fractures autour de la zone endommagée (Faulkner et al., 2010). Les mesures de perméabilité dans les bandes de déformation ont prouvé que ces bandes réduisent la transmissivité dans un réservoir. Elles ont donc un impact sur la circulation des fluides. Selon Fossen et al, (2007), il apparait que dans d'autres cas, les bandes sont plutôt conductrices. L'influence de ces bandes sur la circulation des fluides dépend donc de leur perméabilité interne par rapport à la roche hôte (si la perméabilité du grès hôte est inférieure à celle de la bande alors cette dernière sera plutôt conductrice). Chaque type de bande de déformation a une influence sur la circulation des fluides. L'étude de ces micro-structures permettra dans le cas du bassin de Tim Mersoï, d'évaluer le(s) rôle(s) qu'elles ont pu jouer dans la mise en place et la remobilisation de l'uranium.

Les trois types de bandes de déformation

Relations géométriques à l'affleurement



Déformation à l'échelle du grain

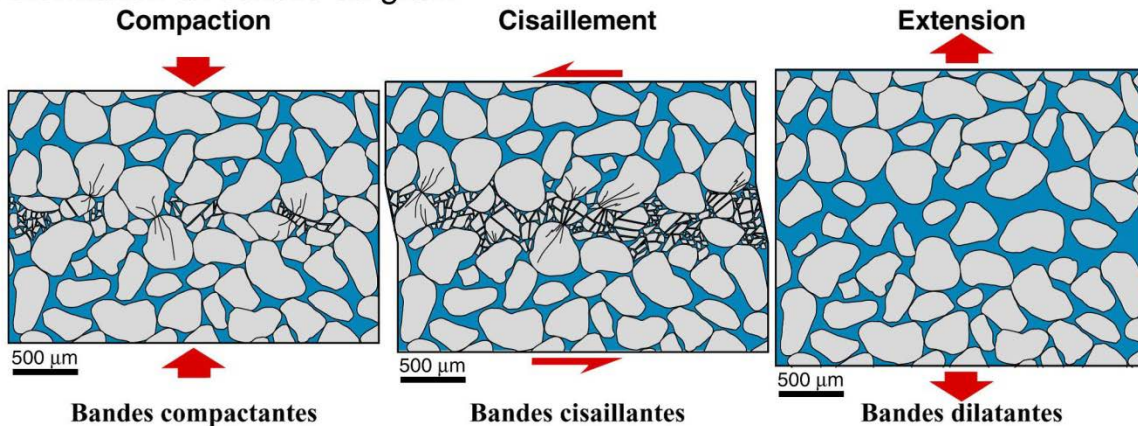


Figure 51: Classification des bandes de déformation selon Mollema & Antonellini (1996), Aydin (1978) et Du Bernard et al. (2002).

1. AKOUTA (Ebba Nord, Q43moyEst)

L'étude de la microdéformation a révélé des figures de compaction et de fracturation plus ou moins importantes en fonction des échantillons. La majorité des lames étudiées présentent des grains de quartz jointifs, d'où un faible degré de porosité intergranulaire (Fig. 52A). De nombreux quartz sont caractérisés par la présence de contacts concavo-convexes entre les grains (Fig. 52B), signe d'une compaction chimique (pression-solution), ainsi que de joints microstylolithiques (Fig. 52C). Au niveau des zones de poinçonnement entre grains de quartz, la silice dissoute recrystallise dans les zones de moindre pression dans la porosité et forme des surcroissances de quartz.

Les signes de fracturation sont eux beaucoup moins visibles. Seulement quelques fracturations intragranulaires sont observables sur la majorité des échantillons.

Il a également été observée des microbandes, à l'intérieure desquelles les quartz sont très fortement imbriqués formant un réseau de joints microstylolithiques subparallèles à parallèles et où la porosité est quasiment nulle (Fig. 52D).

Ces signes sont tous indicateurs d'un enfouissement à une profondeur importante lors de la diagénèse.

Des bandes cisailantes (Fig. 52E) ont par ailleurs été rapportées par Forbes (1983) à la base des feuillets sédimentaires et le long des fracturations dans les faciès réduit-oxydés d'Akouta nord. La fracturation des grains de quartz est parallèle à la sédimentation et préservée dans un ciment d'oxydes de manganèse (à contenu de fer et baryum) qui remplit également les espaces entre les auréoles de silicification et des pseudomorphoses de barytine. Ces bandes sont associées à la minéralisation du faciès réduit-oxydé mais ne sont pas minéralisées. Forbes (1989) observe qu'elles se sont formées après la minéralisation.

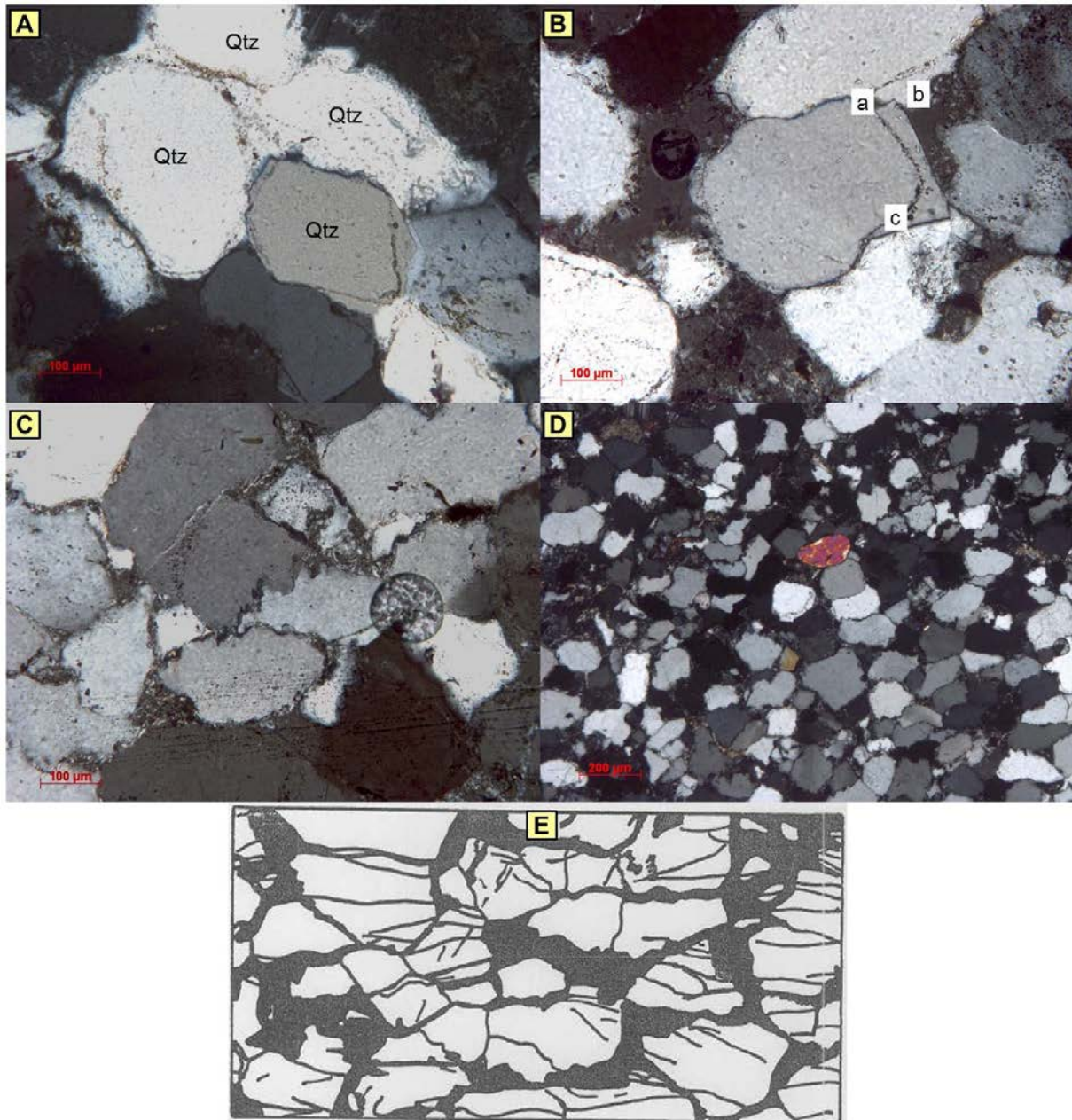


Figure 52: A) LPA. Quartz jointifs. B) LPA. Quartz avec contact concavo-convexe et pression-solution. (a) Pression-solution au contact des grains, (b) surcroissance de quartz et (c) Limite du grain détritique original, marqué par des impuretés piégées à ce niveau. C) LPA. Joints microstylolithiques entre les grains. D) LPA. Microbande à haute fréquence de microstylolites. E) Figure de cisaillement des grains de quartz (Forbes, 1983, Figure 105, page 131, échantillon 117).

2. ARLIT (Tamgak Ouest au voisinage de la faille d'Arlit)

L'analyse de la microdéformation à Arlit a été réalisée à l'aide d'échantillons de sondages carottés à Tamgak Ouest au voisinage de la faille d'Arlit. Les études menées sur des lames minces par microscopie optique, ont révélé 3 types de bandes de déformation à savoir les bandes de dilatation, de compaction et de cataclase.

2.1. Bande de compaction

Plusieurs indices montrent le phénomène de compaction dans les sédiments de Tamgak. Il s'agit de processus de pression-dissolution, de microstylolites et parfois des muscovites flexurées (Fig. 53A) du fait de la compaction dans les sédiments grossiers. Le but est de comprendre leur rôle dans la compaction des séries sédimentaires, induisant de forts changements de porosité par des déplacements de matière et des cimentations.

2.1.1. Dissolution et cimentation

Dans la plupart des échantillons, les éléments détritiques sont jointifs et sont cimentés par la silice produite par la pression-solution du quartz (Fig. 53B). La pression élevée exercée au point de contact entre deux grains de quartz provoque une dissolution locale du quartz. Cette dissolution s'initie au niveau du point de contact entre les grains de quartz et le matériel siliceux est transféré sur les surfaces libres des grains et comble la porosité. Dans certains échantillons, la silice secondaire cimente la quasi-totalité de la porosité et engendre en conséquence une perte de porosité. La dissolution est une figure typique des bandes de déformations formées à faible profondeur.

2.1.2. Microstylolites

Dans beaucoup d'échantillons, on observe des interpénétrations nettes entre les grains de quartz correspondant à des micro-stylolites qui se développent à la suite de fortes pressions. Souvent, les stylolites ont des pics verticaux qui montrent un stade avancé de la compaction (Fig. 53C). Les grains de quartz présentent parfois une forme ovale voir allongée du fait de l'intensité de la compaction et sont liés par des réseaux de joints microstylolitiques parallèles à subparallèles (Fig. 53D). Dans ces types de faciès, aucune porosité n'est visible au microscope optique. Dans certains cas, des stylolites marquées par des remplissages bitumeux sont observées (Figs. 53E et 53F).

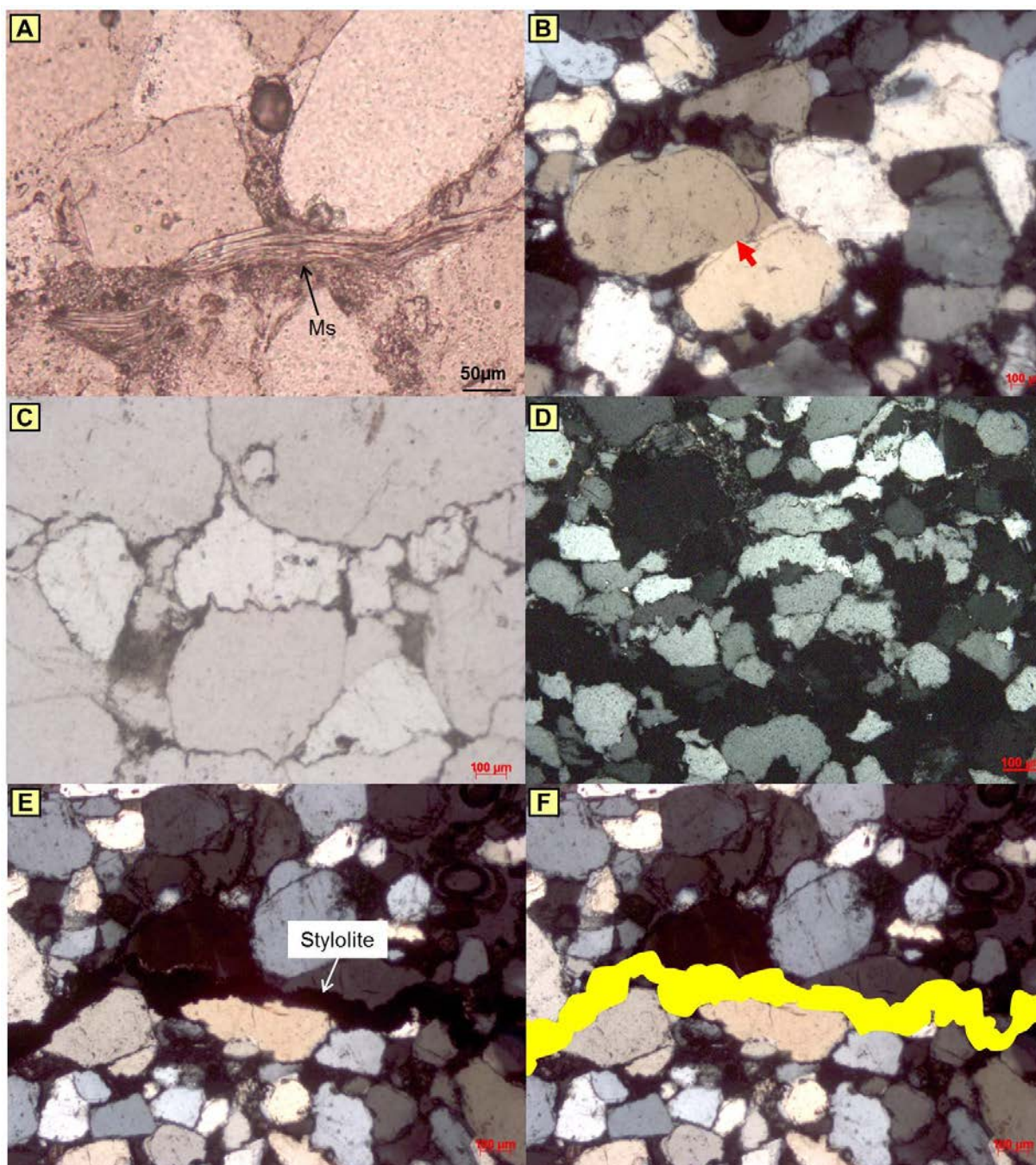


Figure 53: A) LPNA. Muscovite flexurée. B) LPA. Pression-dissolution. C) LPNA. Interpénétrations intergranulaires, stylolites, pics verticaux de stylolites. D) LPA. Réseau dense de joints stylolitiques parallèles à subparallèles. E) et F) LPA. Joint stylolitique à remplissage de bitume.

2.2. Bande de dilatation

Certains échantillons étudiés présentent des bandes continues, épaisses de 1,5 mm, à l'intérieur de laquelle la porosité est nettement supérieure à la porosité dans les grès sous et sus-jacents (Fig. 54A). Cette bande de désagrégation est due à un cisaillement relatif des grains par des mouvements de glissement des grains et par rupture de la phase de liaison entre les grains. La porosité ainsi créée, a favorisé la cimentation carbonatée de la bande par

l'arrivée de fluide. Ces types de bandes se développent dans les grès faiblement consolidés avec une pression de confinement faible.

2.3. Bande de cataclase

Dans certains échantillons, on observe une bande continue à l'intérieur de laquelle les grains détritiques sont complètement ou partiellement écrasés. Ces bandes de cataclase sont classées suivant deux types de fracturation :

- Fracturation intra-granulaire (Fig. 54B): à l'intérieur de la bande épaisse de 1mm, la taille des grains a fortement diminué et les grains sont nettement plus compactés. Les grains montrent des fractures qui ne vont pas au-delà du grain individuel. Les grains détritiques ont subi une micro-fracturation intra-granulaire.

- Fracturation trans-granulaire (Fig. 54C et 54D): les grains ont subi un écrasement (cisaillement) de la roche qui est fortement consolidée et peu poreuse. On remarque des grains complètement ou partiellement fragmentés et les micro-fracturations se sont mises en place par propagation de fracturation. Ce type de fracturation se développe lorsque les grains sont plus cohésifs. La composition minéralogique à l'intérieur des bandes est la même que dans les grès hormis la présence d'une fine couche d'argiles dans les bandes.

Certaines observations ont permis de voir que la fracturation affecte à la fois le quartz et la surcroissance associée (Fig. 54E), avec parfois détachement de la surcroissance du grain détritique (Fig. 54F), le tout cimenté par la calcite. Le comblement des fractures affectant le quartz par la calcite, montre que la cimentation carbonatée est postérieure à la compaction, à la silicification liée à l'enfouissement et à la fracturation. Dans certains cas, une fracturation transgranulaire affecte non seulement les quartz mais aussi les carbonates qui les cimentent (Figs. 54G et H). L'ensemble de ces observations met clairement en évidence plusieurs épisodes successifs de fracturation à Tamgak.

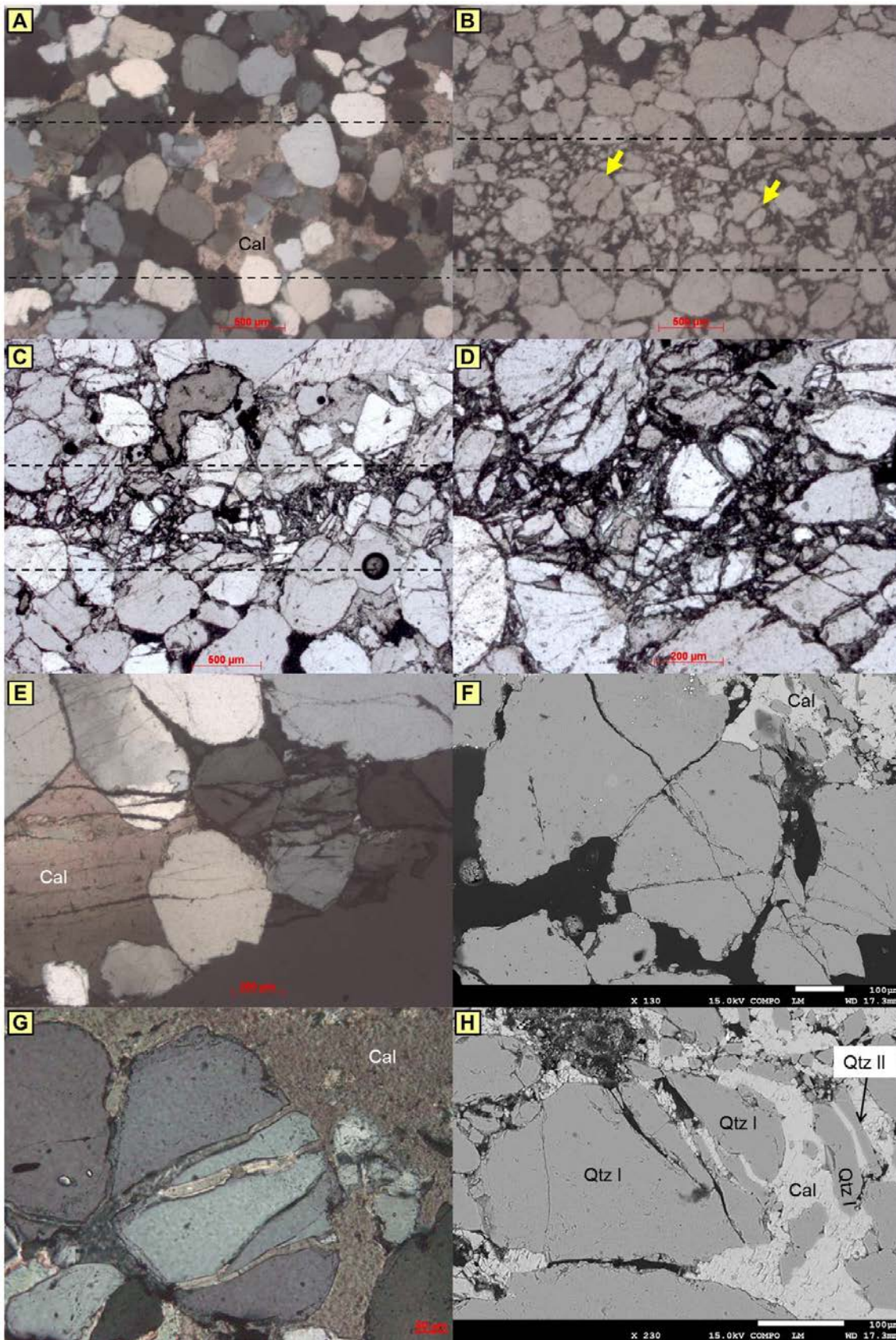


Figure 54: A) LPA. Bande dilatante ou fente d'ouverture comblée par la calcite. B) LPNA. Bande de cataclase avec des fracturations intra-granulaires. C) LPA. Bande de cataclase avec des fracturations trans-granulaires. D) LPA. Détail de C) montrant des grains complètement ou partiellement écrasés. E) LPA. Fracturation trans-granulaire affectant à la fois les grains de quartz et le ciment de calcite. F) LPA. Fracturation trans-granulaire. G) LPA. Fracturation affectant le quartz et la surcroissance associée, le tout cimenté par la calcite.

3. IMOURAREN

L'étude de la microdéformation a été réalisée sur des échantillons de sondages carottés au cœur du gisement d'Imouraren (Imfout Centre). L'étude des lames au microscope optique et au MEB ont révélé plusieurs types de bandes de déformations et de fracture, qui sont ultérieurement cimentées par de l'harmotome.

3.1. Les bandes de compaction

Des indices de compaction ont été relevés dans les échantillons étudiés. Ce sont notamment des contacts concavo-convexe entre minéraux de même nature (quartz-quartz) ou de nature différente (microcline-quartz), initiant parfois un nourrissage du quartz (Fig. 55A et 55B). L'étude pétrographique montre que les quartz sont jointifs et la porosité dans ces zones est quasi-nulle. Ces observations sont typiques des bandes de déformations formées à grande profondeur.

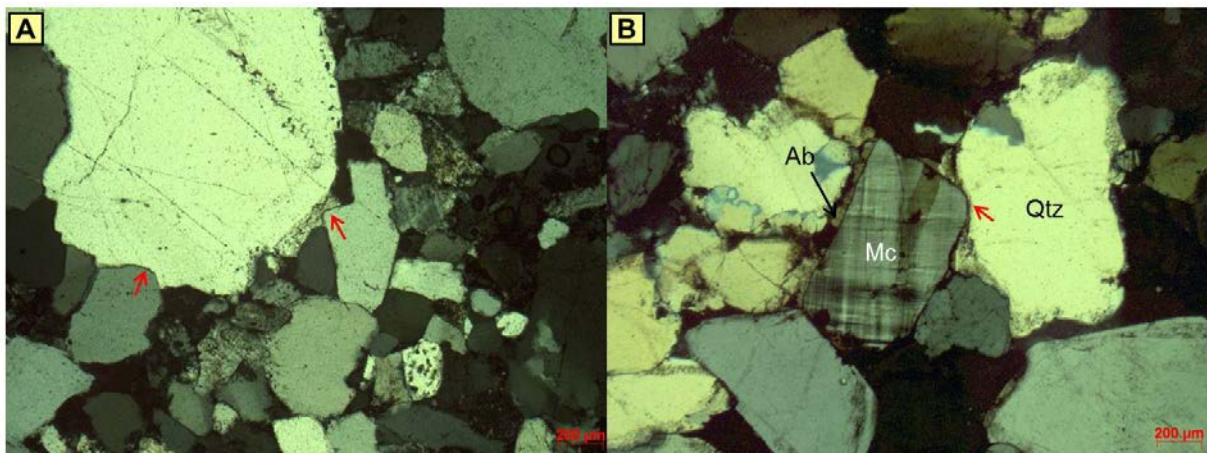


Figure 55 : A) LPA. Contact concavo-convexe entre grains de quartz (flèches rouges). B) LPA. Contact concavo-convexe entre un microcline et un quartz (flèche rouge).

3.2. Les bandes de cataclase

Les bandes de déformation cataclastiques sont fréquentes et s'organisent soit en réseaux parallèles de bandes cataclastiques (Fig. 56A) soit en bande individuelle (Fig. 56B). Les bandes cataclastiques sont classifiées en fonction du type de fracturation. Ainsi, l'on peut observer des fracturations transgranulaires parallèles et toutes orientées dans la même direction (Figs. 56A et 56D), et des fracturations intragranulaires. Dans les bandes cataclastiques, les grains ont été partiellement fracturés (Fig. 56A) ou complètement écrasés (Figs. 56B et 56C), et la porosité intra-bande est inférieure à la porosité dans la roche encaissante. Ces fractures affectent les grains de feldspaths potassiques et leur surcroissance d'albite associée. Toutes ces microstructures sont par la suite cimentées par de l'harmotome.

Pour voir plus en détails ce qui se passe à l'échelle du grain, une bande de cataclase cimentée par de l'harmotome a été choisie (Fig. 57A). En faisant un zoom au microscope optique sur une partie de la bande, l'on peut voir un feldspath potassique multifracturé (Fig. 57B). L'étude détaillée de ces fractures (épaisse de 0,2 mm) au MEB montre qu'elles sont remplies ultérieurement par des quartz néoformés (Fig. 57D).

En faisant un zoom sur une zone du feldspath, on peut voir que cette dernière est remplie de feldspath et albite écrasés et de phyllosilicates disséminés entre ces roches écrasées (Fig. 57C). Le même exercice reproduit sur une zone voisine de celle étudiée précédemment montre des indices de bréchification avec des grains quartz multi-fracturés et écrasés (Figs. 57E et 57F).

3.3. Les fractures ouvertes à remplissage d'harmotome

A côté des structures étudiées précédemment, il existe également une multitude de fractures ouvertes à remplissage d'harmotome (Figs. 57G et H). Ces fractures à remplissage d'harmotome semblent postérieures à la phase majeure d'hydrothermalisme (paragenèse à quartz-albite-chlorite-analcime II). L'étude systématique des fractures à remplissage d'harmotome par autoradiographie alpha et par tomographie des RX, a montré que l'harmotome dans les fractures est presque toujours associée aux oxydes de fer et aux produits jaunes (Fig. 38). De plus, des cristaux d'uranophane ont été observés piégés dans l'harmotome cimentant les fractures (Planche 42D). Toutes ces observations, mettent en évidence le rôle de remobilisation de la minéralisation secondaire qu'a pu jouer l'épisode de cimentation d'harmotome dans ces fractures.

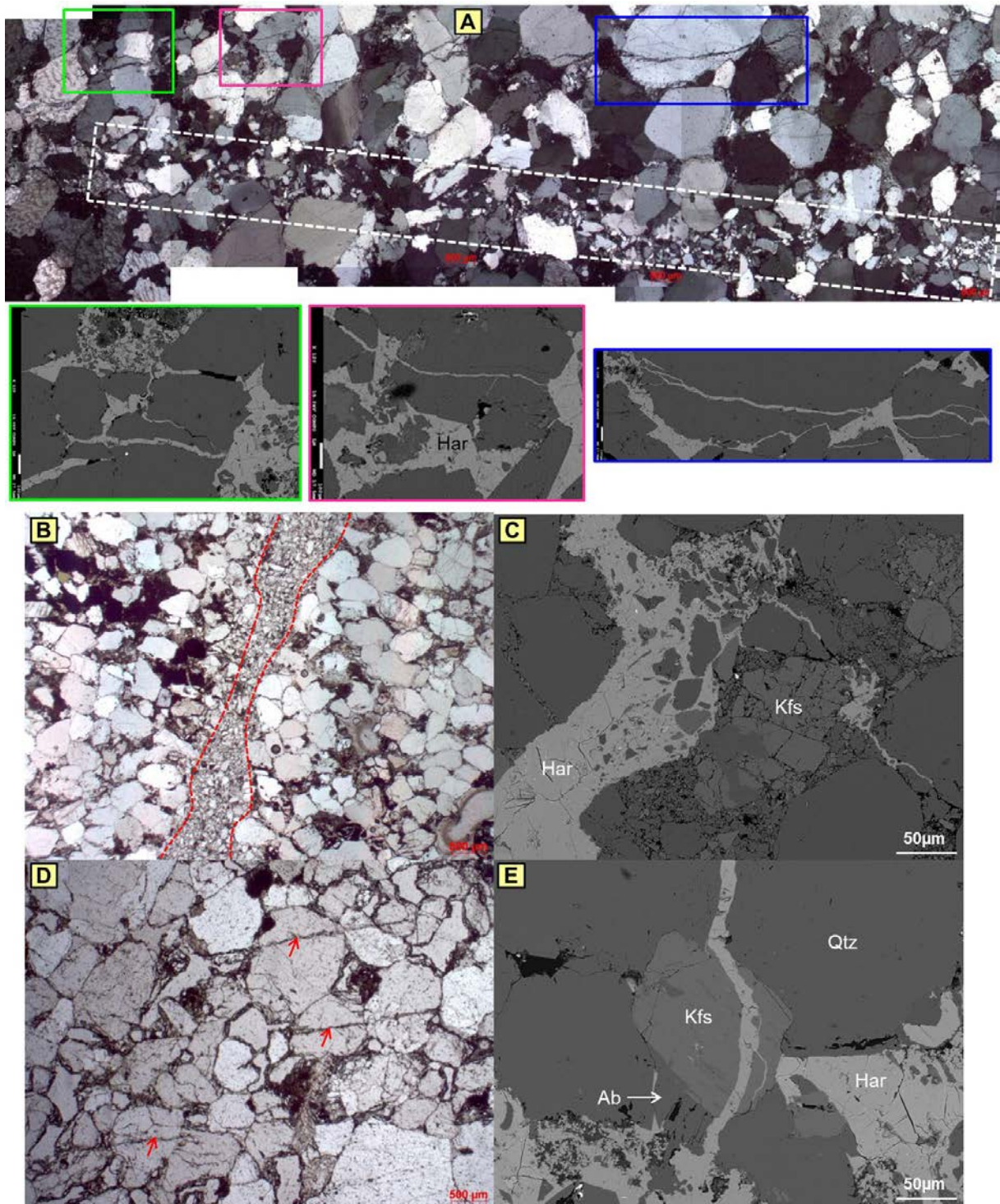


Figure 56: A) LPA. Réseau parallèles de fracturations transgranulaires et de bandes cataclastiques. B) LPNA. Bande de déformation cataclastique individuelle

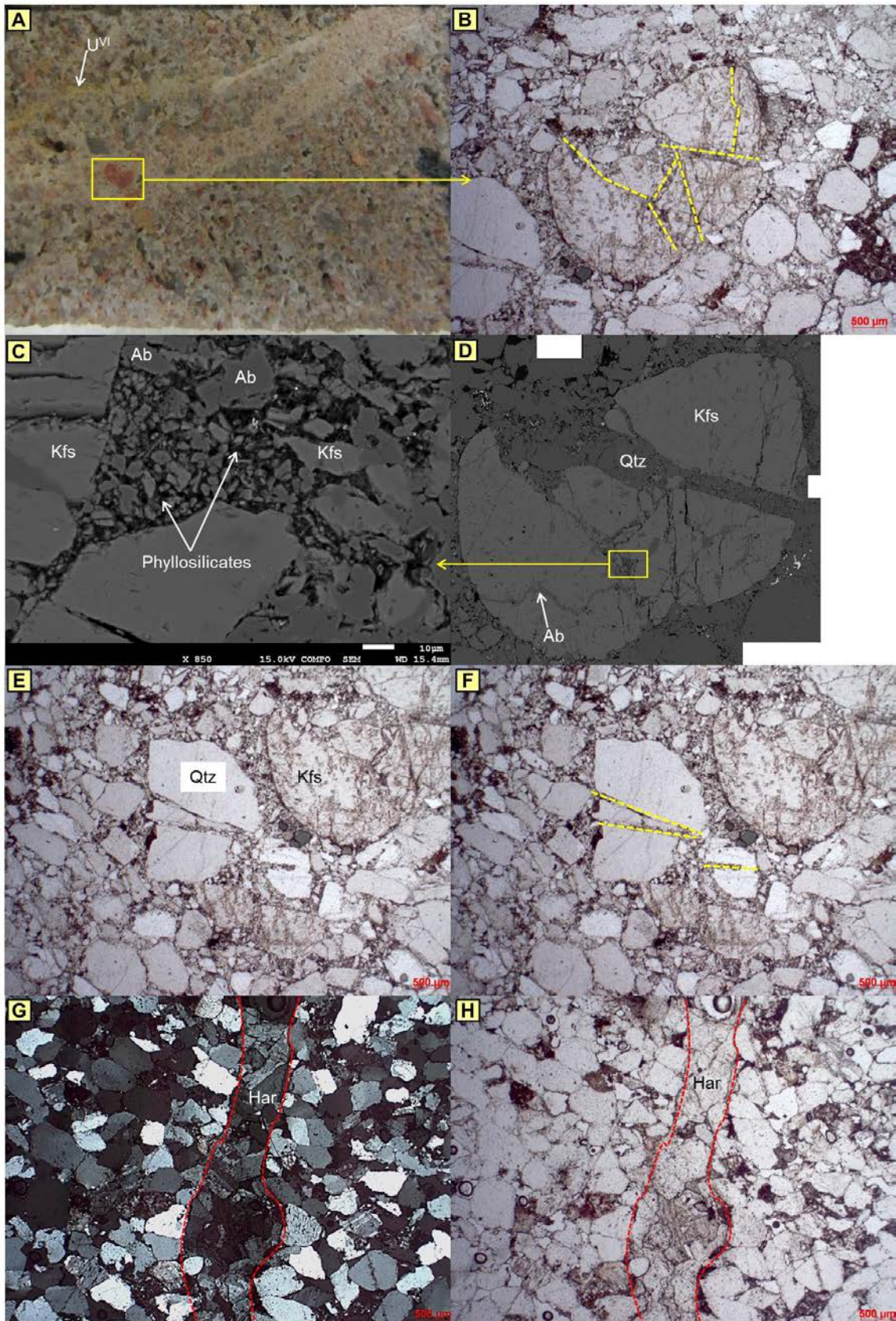


Figure 57: A) Echantillon macroscopique. Bande de déformation minéralisée et cimentée par l'harmotome. B) et D) Respectivement LPNA et E.R. Feldspath potassique affecté par des multi-fractures remplies par des agglomérations de micro-quartz. C) Détail d'une zone de D) zone remplie par des quartz néoformés et des phyllosilicates. E) et F) LPNA. Détail d'une zone proche de la D), on y voit également un quartz fracturé. G) et H) Respectivement LPA et LPNA, fracture à remplissage d'harmotome.

4. Discussion et implications des microdéformations sur la perméabilité des réservoirs (circulations de fluides) du bassin de Tim Mersoï

L'analyse des bandes de déformation dans les grès, montre que les différents types de bandes ne sont que des caractéristiques ordinaires des zones d'endommagement associées aux failles. Leur extension est de l'ordre de quelques dizaines de mètres (Hesthammer et al, 2000), de part et d'autre des failles.

Dans les échantillons étudiés, les figures de déformation sont variées. Elles vont des champs de fractures intragranulaires sub-parallèles à parallèles de faible densité jusqu'à des domaines où les grains sont complètement écrasés avec des fractures transgranulaires. En se basant sur le schéma idéalisé illustrant la coexistence de bandes de cisaillement, de compaction et de dilatation (Du Bernard et al. (2000), Fig. 58), l'on peut déduire que les bandes de déformation observées dans les grès du Tim Mersoï ne sont que le reflet à petite échelle des mouvements tectoniques à grande échelle.

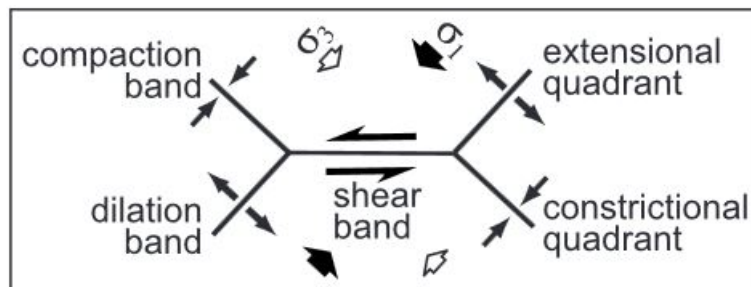


Figure 58: schéma idéalisé illustrant la coexistence de bandes de cisaillement, de compaction et de dilatation similaires aux modes discontinus d'échec. Les plus grandes et les plus petites contraintes principales sont indiquées respectivement par σ_1 et σ_3 . (Du Bernard et al., 2000).

Les bandes de dilatation ont une faible influence sur la perméabilité des grès. Ces types de bandes se développent dans les grès faiblement consolidés avec une pression de confinement faible. Les bandes de dilatation pure représentent une augmentation de la porosité de 7% (Du Bernard et al. (2002a)), mais en réalité, l'espace poreux créé sera plus tard comblé par des phyllosilicates ou par les ciments carbonatés (Fossen et al., 2007), comme cela a été exactement observé dans les échantillons étudiés (Fig. 54A). Pour Main et al. (2000), la cimentation carbonatée des bandes dilatation est favorisée par une création de porosité transitoire due à un effet initial de dilatation, ce qui a permis l'introduction des fluides susceptibles de précipiter des ciments dans les bandes de dilatation. La croissance zonée des calcites montrée en cathodoluminescence (Planches 12F et 12G), indique des ouvertures progressives avec des recharges fluides et des fluctuations dans la chimie des fluides. La réduction de porosité par exemple dans les grès de la Mer du Nord, est en moyenne de 2 ordres de grandeur dans les grès grossiers alors qu'elle peut atteindre 5 ordres de grandeur si la roche gréseuse est riche en phyllosilicates dont les grains sont de petites tailles entre 0 et $5\mu\text{m}$ (Fisher et Knipe, 2001). Cette hypothèse est d'autant plus confortée que dans cette étude, il est clairement apparu que le ciment dominant dans les tous les gisements est constitué de minéraux argileux.

Les bandes cataclasées sont les bandes sur lesquelles la majorité des travaux réalisés sur d'autres bassins se sont focalisées. Les bandes de déformation cataclasées formées à une faible profondeur sont caractérisées par des fracturations intragranulaires des grains alors que celles formées en profondeur subissent des fracturations transgranulaires (car plus cohésives) et un écrasement des grains (car si la roche est fortement consolidée et peu poreuse, les bandes de déformation tendent à se mettre en place par propagation de la fracturation). Les nombreuses bandes de cataclase observées dans cette étude indiquent que les sédiments ont été soumis à une profondeur importante. Ces bandes cataclasées peuvent ou non être suivies d'une compaction additionnelle. Selon Aydin (1978) et Aydin et al. (1983), l'analyse d'un grand nombre de micro-fractures sur une centaine de grains a révélé que la fracturation à l'échelle d'un grain individuel (fracturation «intra-granulaire») est contrôlée par la géométrie de contact avec les grains environnants. Lors de l'évolution du bassin, les processus de compaction et de diagenèse renforcent la cohésion des grès. La cohésion acquise par la roche favorise la création de fractures de type « trans-granulaire », c'est-à-dire des fractures de types joints, joints de cisaillement, fentes de tension. Pour Rawling et al. (2003), les bandes de déformations cataclastiques peuvent se mettre en place dans les grès faiblement consolidés (et donc faiblement enfouis) mais que les caractéristiques sont moins marquées que celles produites par une cataclase se développant en profondeur. La réduction de la porosité dans les bandes cataclastiques peut atteindre 1 ordre de grandeur à cause du broyage des grains et le changement résultant de la distribution de la taille des grains. La diminution de la porosité produit une diminution correspondante de perméabilité de 2 à 3 ordres de grandeur et ponctuellement peut même atteindre 6 ordres de grandeur (Antonellini et al., 1994). Cette diminution de la porosité induit systématiquement une diminution de la perméabilité.

La compaction d'un sédiment favorise donc sa cimentation. Lorsque la compaction débute, les grains deviennent de plus en plus jointifs, et des pression-solution se produisent au niveau des points de contact. La silice dissoute recristallise dans les zones de moindre pression dans la porosité et produit des surcroissances de quartz, dès 55°C (Schmid et al., 2004 ; Poursoltani and Gibilng, 2011) ou 80°C (Worden and Burley, 2003). Holcomb et al., (2003), a indiqué une diminution de la porosité de 2 ordres de grandeur dans les bandes de compaction. On évoque une grande influence des argiles sur la dissolution du quartz car il est bien connu qu'un grain de quartz en contact avec de l'argile se dissout plus rapidement que quand il est au contact avec un autre grain de quartz (Renard et al., 1997). La dissolution est une figure typique des bandes de déformations formées à faible profondeur. Cependant dans les bassins sédimentaires composés de matériel gréseux, la source précise de silice dans les surcroissances de quartz reste incertaine. Les surcroissances de quartz sont parfois interprétées comme liées à la seule pression dissolution in-situ alors que Fossen et al. (2007) avancent l'hypothèse selon laquelle la pression dissolution seule ne peut pas développer un grand volume de ciments de quartz néoformés et que la silice semble être transportée par advection dans la roche hôte. L'advection est liée à la migration à grande échelle de fluides aqueux relâchés durant la compaction des sédiments enfouis en profondeur. Dans notre cas, cette hypothèse est appuyée par le modèle de circulations de fluides qui est proposé. Ce modèle évoque des processus de compaction conduisant à des surpressions de fluides poraux, suivi par une libération de pression aux alentours de la faille d'Arlit et de sa zone

d'endommagement (*Cf Chapitre VIII.3 ou Article*). Les bandes cisailantes (Fig. 52E) décrites par Forbes (1983) se localisent d'ailleurs dans la partie la plus à l'ouest d'Akouta Nord, à proximité de la faille d'Arlit.

Baron et al. (2007), indique que quand les grès sont très cimentés, ils peuvent développer des stylolites sous l'effet de la compaction. D'une façon générale, l'effet de la dissolution et de la cimentation dans les bandes de déformation favorisent d'une façon significative une réduction de la porosité et de la perméabilité causée par le broyage mécanique et la réorganisation des grains. Fossen et al. (2007) montre que la cimentation a lieu après formation de la bande de déformation plus que pendant la déformation et indique que la dissolution et précipitation du quartz s'accélère quand la profondeur d'enfouissement atteint 90°C. Cette observation est cohérente avec celle faite par Fisher et al. (2001) qui a observé dans le sud de la Mer du Nord une diminution de la perméabilité avec la profondeur pour les bandes de déformation cataclasées ayant subi un enfouissement post-déformation.

Les bandes de déformation particulièrement les bandes de compaction ont été beaucoup décrites dans les réservoirs pétroliers enfouis à des profondeurs entre 2 et 4 km en moyenne. L'observation de ces bandes dans les grès du Tim Mersoï, qui eux ont été relativement peu enfouis (~ 1000m de profondeur), permet de relancer le débat quant aux conditions P-T de leur formation.

Les bandes de déformation étant généralement des structures de faible perméabilité, jouent le rôle de barrière aux circulations fluides ultérieures. Ce qui signifie que les bandes de déformation ont dû jouer un rôle peu actif dans les circulations des fluides et le transport de métaux.

L'étude de la micro-déformation a montré que la porosité n'est pas seulement matricielle, mais est aussi fissurale comme le témoigne le colmatage des réseaux de bandes de déformation par des ciments de carbonates à Tamgak (Arlit) et d'harbotome et calcite à Imfout centre (Imouraren). Les fracturations recourent simultanément les auréoles de surcroissances et les ciments à calcite. Ces zones endommagées autour de la faille d'Arlit ont donc été le siège d'importantes et circulations de fluides témoignant d'activité tectonique post-silicification. Ces bandes de déformations ont pu constituer des zones de faiblesse, qui lors de réactivations des failles après l'enfouissement des séries sédimentaires ont été réactivées en ouverture et ont constitué des zones de drainage des fluides et potentiellement de remobilisation de la minéralisation.

CHAPITRE V :
Caractérisation
cristallochimique et
structurale des
minéraux argileux

Les processus diagénétiques et hydrothermaux majeurs dans les grès du bassin de Tim Mersoï produisent une cimentation argileuse et carbonatée des grès. Plusieurs études ont été entreprises dans le but de caractériser les néoformations argileuses mais aussi de mieux comprendre l'héritage détritique et son évolution lors de la diagénèse du bassin plus concrètement dans des secteurs cibles. Les minéraux argileux qui caractérisent ce bassin sont variés : kaolinites, chlorites, illites, et interstratifiés chlorite/smectite et illite/smectite. Les chlorites, ayant fait l'objet de publication d'un article (*Cf Chapitre VII. 3*), elles seront très peu abordées dans ce chapitre. Ces minéraux néoformés, largement décrits dans la littérature, ont été considérés comme étant des excellents outils de la prospection. Cependant les cortèges de minéraux argileux diffèrent d'un endroit à un autre et peuvent présenter une zonalité. Il est donc important de faire une description succincte de la nature des argiles, leur proportion, leur morphologie ou texture, et leur distribution sur l'ensemble des zones d'étude (faille d'Arlit, Akouta et Imouraren).

Les différents types d'argiles ont d'abord été identifiés par diffraction X sur des fractions fines ($< 2\mu\text{m}$). La chimie des minéraux argileux a été déterminée par des analyses sur des plages d'argile à la microsonde électronique, et par des analyses ponctuelles sur cristaux individuels au MET. L'étude morphologique et texturale des argiles a été effectuée à partir des observations faites en relief des échantillons au MEB et au MET dans le *Chapitre III sur pétrographie*.

1. Caractérisation des différents types d'argiles rencontrés

1.1. Faille d'Arlit (Tamgak Est et Ouest)

Les échantillons étudiés au niveau de la faille d'Arlit dans le secteur de Tamgak ont été prélevés par le biais de forages inclinés qui recoupent les formations des groupes d'Izégoudouane, du Tagora supérieur et inférieur et de la partie supérieure du Térađa. Ce sont principalement les formations d'Izégouande, de Tarat, de Madaouela, de Tchiznézogue et de Guézouman recoupées par la faille d'Arlit, qui seront étudiées. L'étude des argiles au voisinage de la faille d'Arlit (Fig. 25) qui est le siège d'importantes circulations fluides, permet d'apprécier les altérations et les variations minéralogiques, et de pouvoir comparer avec les zones de gisements qui sont plus confinées et moins perméables.

1.1.1. Identification des argiles à partir de la DRX

Les analyses par diffraction de rayons X ont été effectuées sur tous les échantillons récoltés. Différents diffractogrammes ont été ainsi obtenus sur des dépôts de fractions fines orientées ($< 2\mu\text{m}$) sur lames de verre.

Izégouande (Fig. 59): Cette formation d'âge Permien, marquant le début d'un environnement de dépôt franchement continental, est caractérisée par des grès arkosiques rouges. Les fractions argileuses, analysées par diffraction de rayons X, montrent des réflexions correspondant à ceux d'interstratifiés chlorite/smectite (noté C/S), de la chlorite (noté Chl), de l'illite (noté ill) et de la kaolinite (noté Kln). Les réflexions harmoniques à 31.88 Å, 14.56 Å, 10.18 Å et 5.02 Å à l'état naturel et 34.58 Å, 15.60 Å, 10.12 Å et 5.03 Å à l'état glycolé correspondent à des positions caractéristiques de l'interstratifié

chlorite/smectite. En effet, la réflexion basale d(001) du diffractogramme à 31.88 Å est une superstructure sous forme d'épaulement spécifique à la chlorite/smectite. Les réflexions obtenues sur le diffractogramme à 14.56 Å, 10.19 Å et 7.25 Å correspondent respectivement aux pics de chlorite, d'illite et de kaolinite. Après test glycolé, les réflexions des interstratifiés chlorite/smectites se déplacent de 14.56 Å à 15.60 Å. Une confusion entre le pic de chlorite et celui de la kaolinite pourrait être possible au niveau de la raie d(004), mais après chauffage le pic de kaolinite s'atténue ou disparaît totalement, ce qui montre que la chlorite et kaolinite coexistent dans cette formation gréseuse. L'analyse de ce diffractogramme souligne une nette abondance de kaolinite.

En analysant un autre échantillon d'Izégouande (9650B-85) plus éloigné de la faille d'Arlit vers l'Ouest (Cf Fig. 25, sondage TAMI04), les résultats sont un peu différents : en plus de la kaolinite, l'interstratifié chlorite/smectite est présent en proportion importante comme l'attestent les pics à 30.65 Å et 14.35 Å à l'état normal sur le diffractogramme (Fig. 60). La chlorite et l'illite y sont également présentes aux positions 14.35 Å et 10.03 Å sur le diffractogramme.

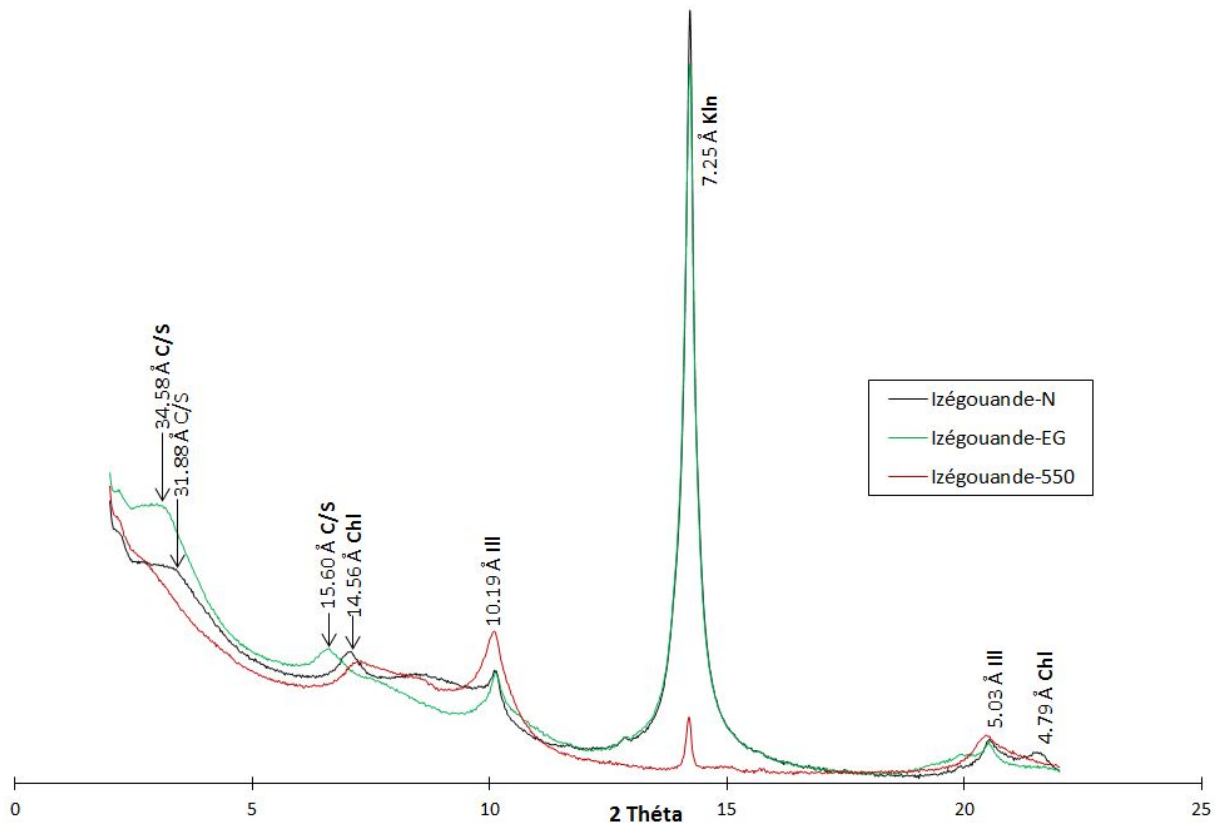


Figure 59: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (9650B-11) de la formation d'Izégouande dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (noté 550) à 550°C.

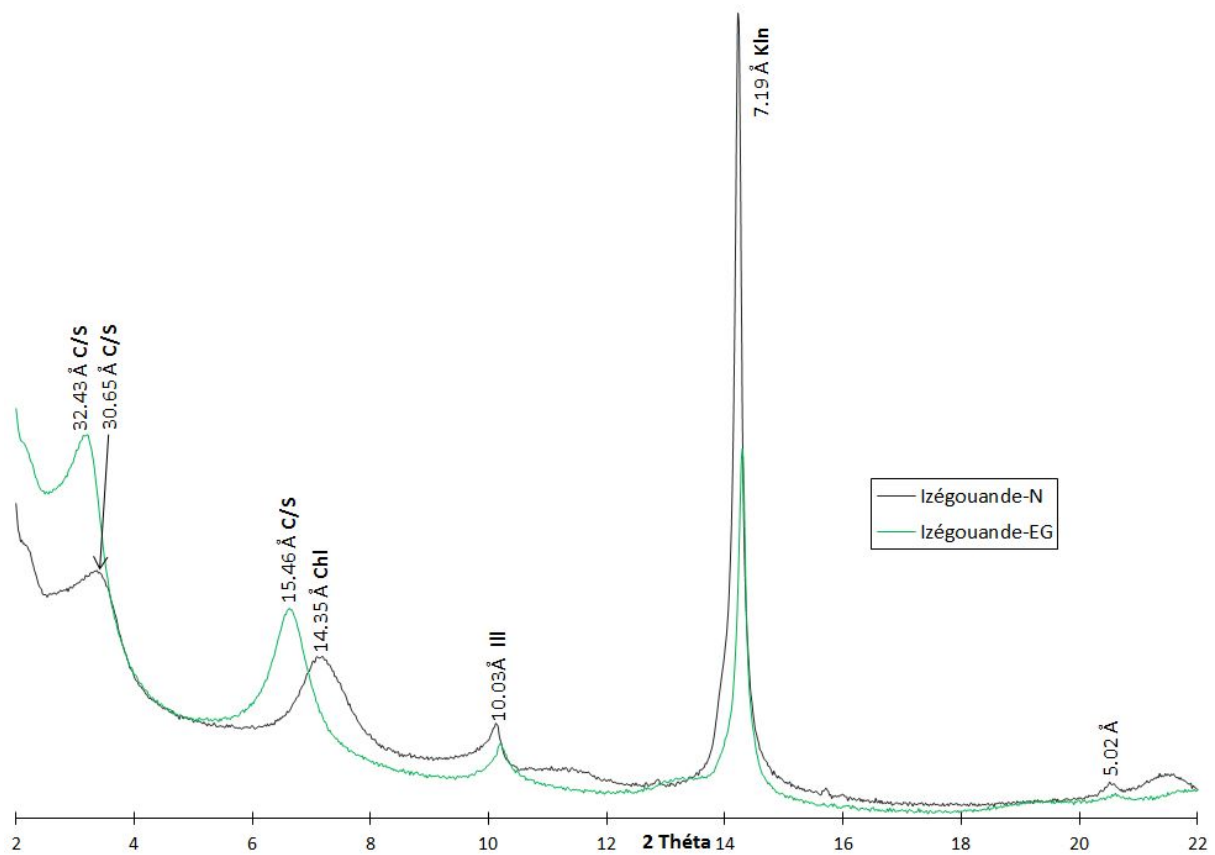


Figure 60: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (9650B-85) de la formation d'Izégouande dans les conditions normales (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

Madaouela (Fig. 61) : cette formation est constituée d'alternances d'argilites et de grès arkosiques. Le diffractogramme de la fraction inférieure à 2 µm de cette formation est semblable à celui obtenu précédemment; ce qui justifie le même raisonnement. Les minéraux identifiés sont principalement la kaolinite qui est prédominante, la chlorite et l'illite et l'interstratifié chlorite/smectite sont seulement présents en proportions mineures.

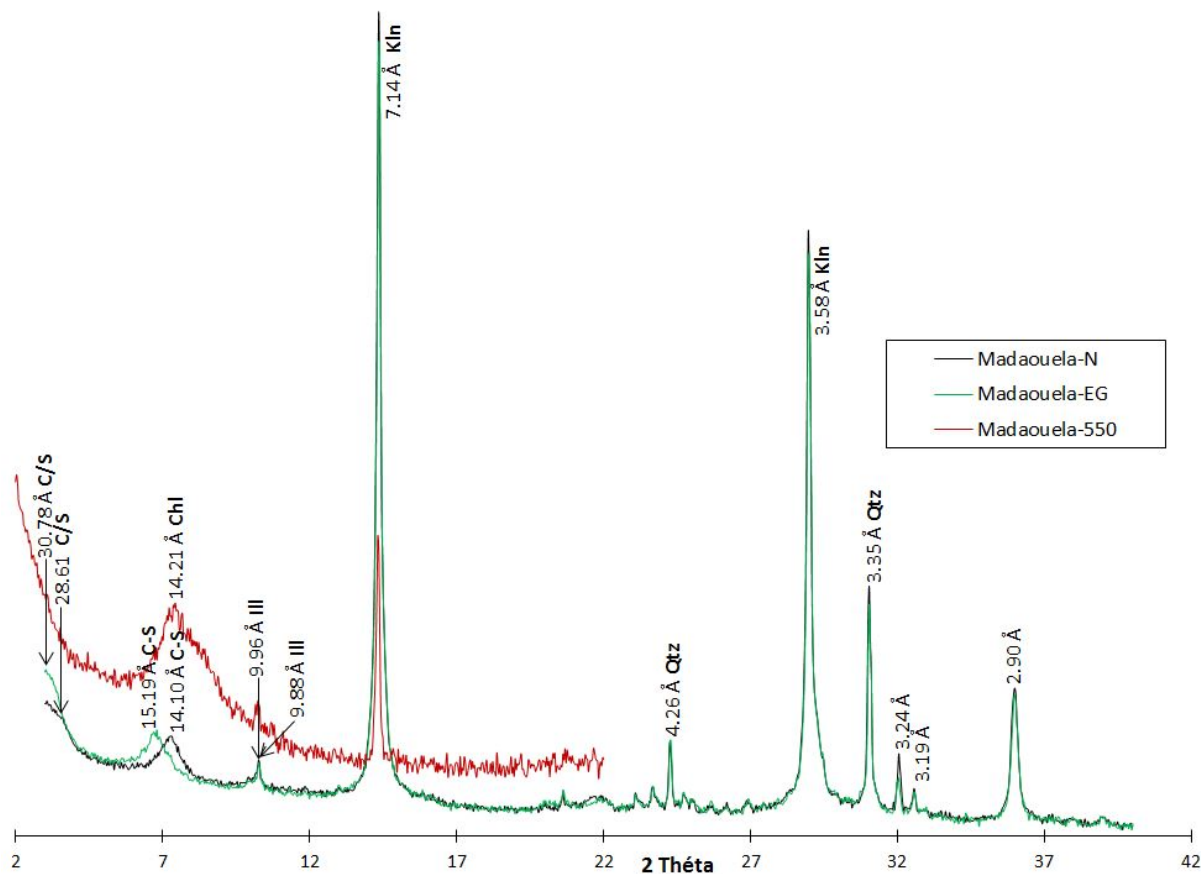


Figure 61: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (TAMI03-45) représentatif de la formation de Madaouela dans les conditions normales (N), après glycolage à l'éthyle glycol (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

Tarat (Fig. 62) : D'âge Namurien (Carbonifère supérieur), la formation du Tarat est composée de grès argileux et grès grossiers réduits et riches en matière organique et encaisse les gisements d'Arlit. L'examen du diffractogramme obtenu sur des fractions inférieures à 2 μm de l'échantillon (TAMI03-55), révèle la présence d'illite à 9.98 Å (001) et à 4.99 Å (002). On également une présence très discrète de chlorite à $d(001)=14.19$ Å. Après le traitement à éthyl-glycol aucun interstratifié illite/smectite n'a été identifié. Après chauffage à 550°C, la réflexion intense à 7Å diminue considérablement, confirmant la présence de kaolinite dans l'échantillon.

En revanche, en étudiant un autre échantillon du Tarat (TAMI04-72) mais beaucoup plus à l'Ouest et plus profond que le TAMI03-55 (Cf Fig. 26), on a la présence en abondance d'interstratifié régulier chlorite/smectite, de chlorite et de kaolinite. La présence de chlorite/smectite est indiquée par la raie (001) à 30.36 Å avec son harmonique à 15.13 Å à l'état glycolé (Fig. 63).

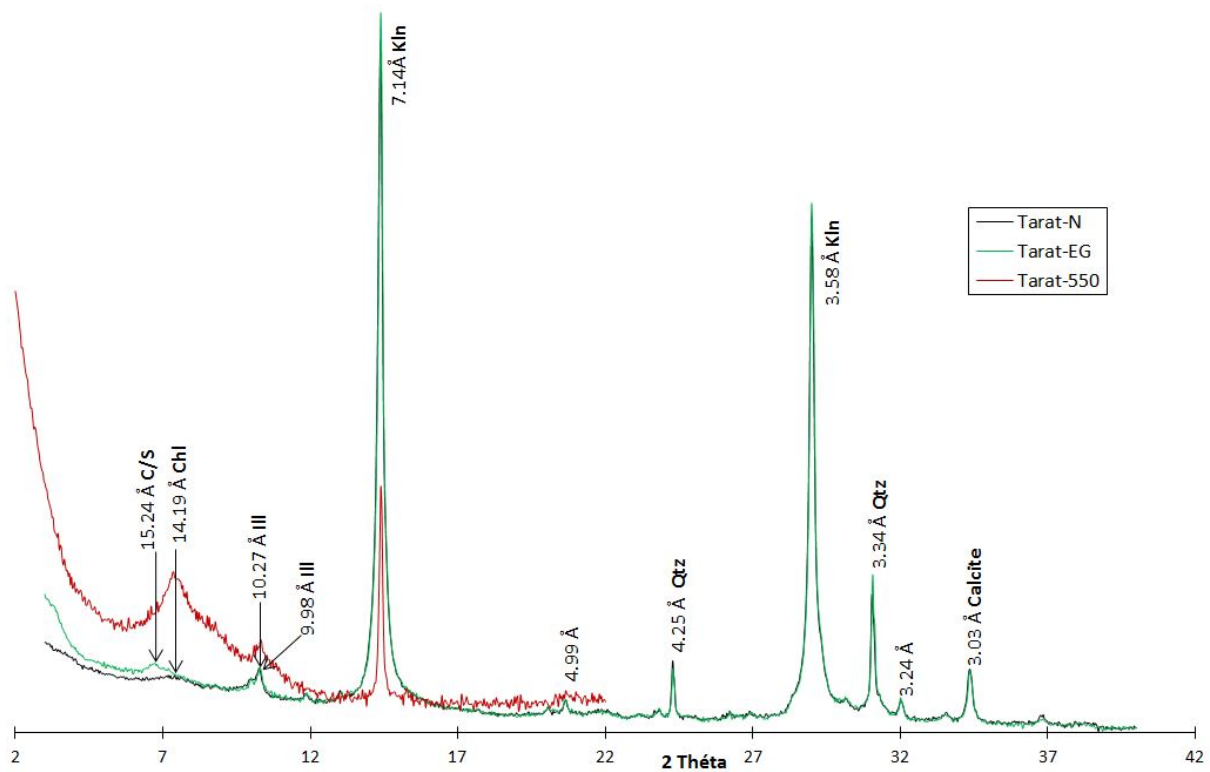


Figure 62: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (TAMI03-55) de la formation de Madaouela dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

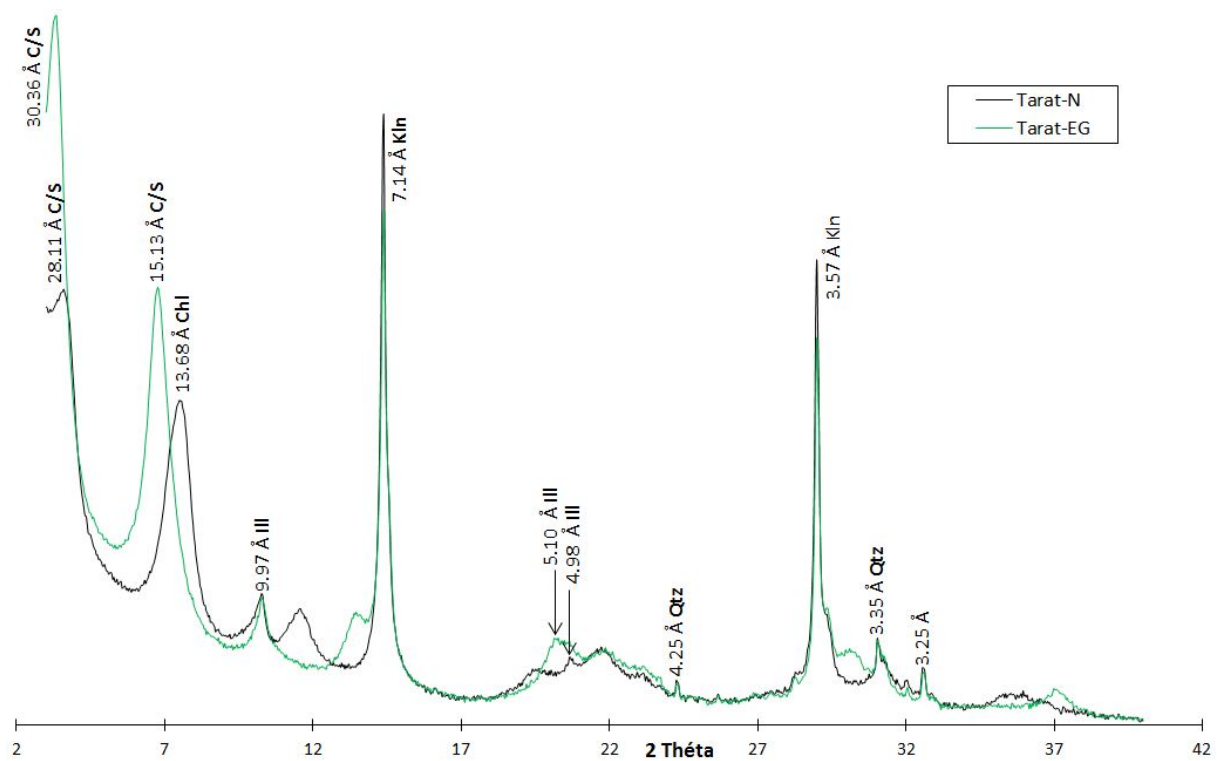


Figure 63: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (TAMI04-72) de la formation de Madaouela dans les conditions normales (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

Tchinézogou (Fig. 64) : Cette formation est constituée d'argilites et de grès fins ; elle est datée du Viséen supérieur à Namurien inférieur. Les analyses des fractions inférieures à 2 μm ,

par diffraction des rayons X montrent que cet échantillon est dominé par les illites avec des interstratifiés chlorite/smectite et illite/smectite en très faible quantité. La réflexion basale de l'illite (I, I/S) a été identifiée sur le diffractogramme par la position $d(001)=10 \text{ \AA}$ ainsi qu'à $d(002)=5 \text{ \AA}$ et $d(003)=3.52 \text{ \AA}$. Après test glycolé, une partie de la réflexion à 10.09 \AA se déplace à 12.97 \AA et de 5.00 \AA à 5.24 \AA , indiquant la présence d'interstratifié illite/smectite.

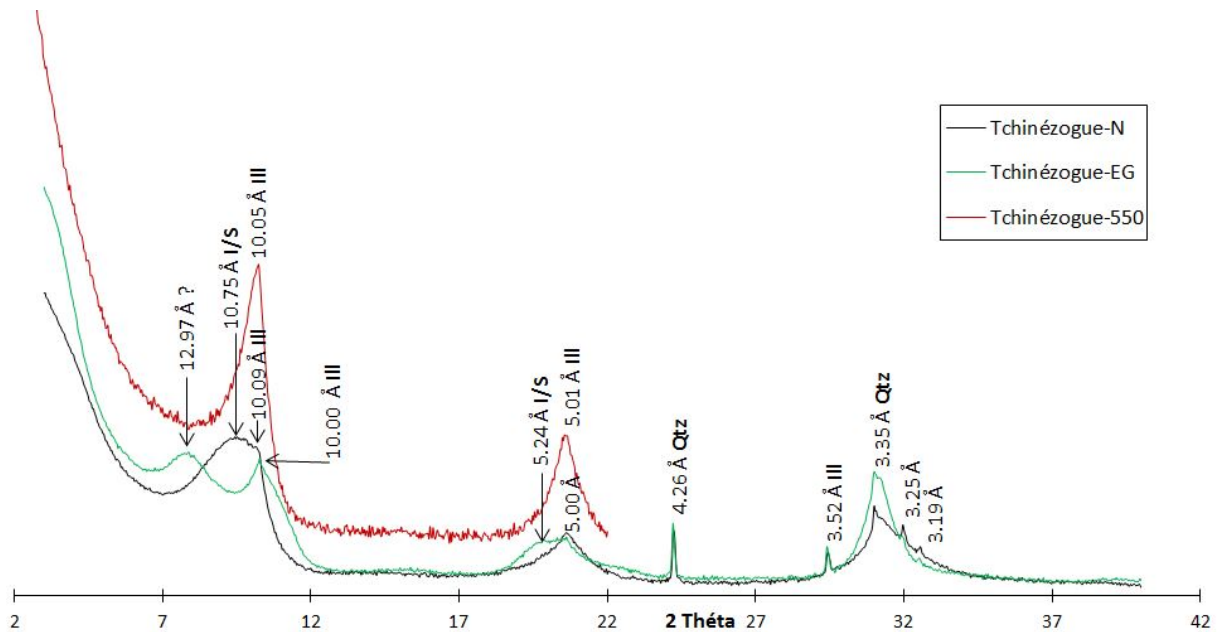


Figure 64: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (TAMI01-40) représentatif de la formation de Tchinzogue dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C .

Guézouman (Fig. 65) : D'âge Viséen, cette formation est constituée majoritairement des grès et grès argileux. Elle renferme la minéralisation uranifère exploitée à Akouta. L'analyse par diffraction des rayons X des échantillons récoltés dans cette formation, souligne la présence de chlorite, d'illite et de kaolinite. En effet, le diffractogramme obtenu montre une réflexion basale de chlorite $d(001)$ à 14.25 \AA avec une forte intensité et ses harmoniques $d(002)$ à 7.18 \AA et $d(003)$ à 3.58 \AA . La réflexion paire (002) est disproportionnée par rapport aux réflexions impaires (001 et 003), ce qui est une signature de chlorite ferrifère. L'illite est observée au niveau de son pic habituel à 10.05 \AA . Après avoir chauffé les lames à 550°C , une diminution progressive de l'intensité du pic 7 \AA est constatée, relevant une présence concomitante de chlorite et de kaolinite dans l'échantillon étudié. Le test à l'éthylène glycol réalisé ne montre pas d'interstratifiés. Contrairement aux formations précédentes, on note une absence totale d'interstratifié chlorite/smectite dans cette formation gréseuse.

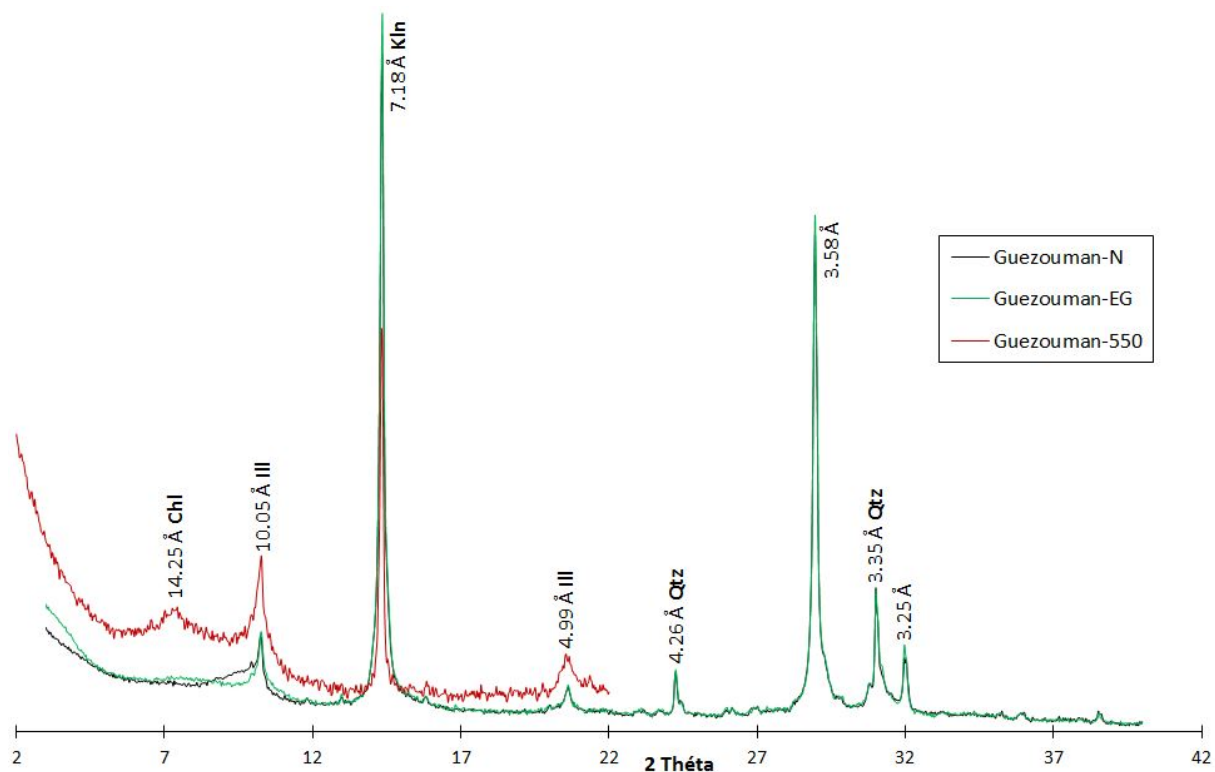


Figure 65: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (TAMI02-65) représentatif de la formation du Guézouman dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

1.1.2. Cristallographie des argiles

Des analyses chimiques ponctuelles ont été réalisées à la microsonde électronique sur les minéraux argileux (Tableau 13). Les formules structurales ont été calculées sur une base de 14 oxygènes pour la chlorite et arbitrairement pour les interstratifiés chlorite-smectite, de 11 oxygènes pour l'illite, l'illite-smectite et de 14 oxygènes pour la kaolinite. Ces analyses chimiques ont été reportées dans les diagrammes triangulaires de Velde (1985) (Fig. 66). Les pôles compositionnels du diagramme ternaire de Velde sont notés MR^3 , $2R^3$ et $3R^2$. Ces pôles correspondent respectivement aux cations des sites interfoliaires, aux cations trivalents dioctaédriques et aux cations divalents trioctaédriques. Ils sont obtenus à partir des relations :

$$MR^3 = Na + K + 2Ca; 2R^3 = (Al + Fe^{3+} - MR^3)/2; 3R^2 = (Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+})/3$$

La projection des résultats obtenus dans le diagramme de Velde confirme les analyses par diffraction des rayons X. On remarque au niveau du Tarat, la présence de kaolinite, d'interstratifiés illite/smectite et chlorite/smectite. Tandis que dans la formation d'Izégouande, on remarque la présence d'interstratifiés chlorite-smectite et de kaolinite. Dans la formation de Guézouman, les minéraux argileux déterminés sont la kaolinite, l'illite et les interstratifiés illite/smectite. L'interstratifié chlorite/smectite n'a pas pu être analysé.

Les interstratifiés chlorite/smectites sont très magnésiennes ($Mg/Mg+Fe > 0,9$) et sont tous siliceux.

L'illite et les interstratifiés illite/smectite sont caractérisés par une charge interfoliaire C.I inférieur à 0,7. La somme des cations octaédrique est égale à 2,05 légèrement supérieure à la valeur théorique 2. La proportion de Mg est supérieure celle de Fe, montrant leur caractère magnésien marqué. Ce qui correspond évidemment à des illites diagénétiques dans la zone

minéralisée qui sont totalement différentes des micas/illites d'origine héritée (métamorphique) ayant une charge interfoliaire supérieure à 0,9.

De légers écarts à la stoechiométrie ont été obtenus pour les kaolinites, dont la cause n'a pu être identifiée.

Faille d'Arlit (Tamgak)														
Formations	Kaolinite						Chlorite/smectite				Illite-Illite/smectite			
	Izégouande		Tarat-Madaou		Guézouman		Izégouande		Tarat-Madaou		Tarat-Madaou		Guézouman	
Wt (%)	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ
Na ₂ O	0,04	0,02	0,05	0,04	0,07	0,03	0,14	0,12	0,06	0,02	0,03	0,00	0,11	0,04
K ₂ O	0,06	0,03	0,09	0,01	0,09	0,03	0,79	0,51	0,56	0,24	7,49	0,19	6,10	0,61
CaO	0,09	0,05	0,12	0,04	0,08	0,03	0,44	0,12	0,25	0,08	0,04	0,01	0,24	0,07
SiO ₂	44,44	2,72	45,56	1,67	45,03	1,45	41,30	1,18	40,98	1,11	50,13	0,31	49,31	1,65
Al ₂ O ₃	35,21	2,76	36,53	1,46	35,47	2,12	28,11	1,18	29,43	1,02	23,43	2,23	27,16	2,14
FeO	0,09	0,05	0,04	0,03	0,03	0,02	1,33	0,27	2,31	0,29	3,94	0,02	1,59	0,58
MgO	0,10	0,09	0,06	0,03	0,05	0,01	10,39	1,15	10,53	0,72	2,74	0,22	1,79	0,34
TiO ₂	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO ₂	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,01	0,01	0,03	0,02	0,00	0,00	1,04	0,61	0,01	0,01	0,89	0,04	0,04	0,02
Formule structurale														
Na	0,01		0,01		0,01		0,02		0,01		0,00		0,01	
K	0,01		0,01		0,01		0,09		0,07		0,68		0,55	
Ca	0,01		0,01		0,01		0,04		0,02		0,00		0,02	
C.I.	0,03		0,04		0,04		0,20		0,12		0,69		0,60	
Si	4,11		4,09		4,12		3,82		3,77		3,56		3,50	
Al ^{IV}							0,18		0,23		0,44		0,50	
Al	3,83		3,86		3,82		3,07		3,19		1,96		2,27	
Al ^{VI}							2,89		2,95		1,52		1,77	
Fe ²⁺	0,01		0,00		0,00		0,10		0,18		0,23		0,09	
Mg	0,01		0,01		0,01		1,43		1,44		0,29		0,19	
Ti	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
Mn	0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00		0,00	
V ³⁺	0,00		0,00		0,00		0,08		0,00		0,05		0,00	

Tableau 13: Analyse chimique à la microsonde électronique des argiles de la faille d'Arlit dans différentes formations sédimentaires et leur formule structurale moyenne.

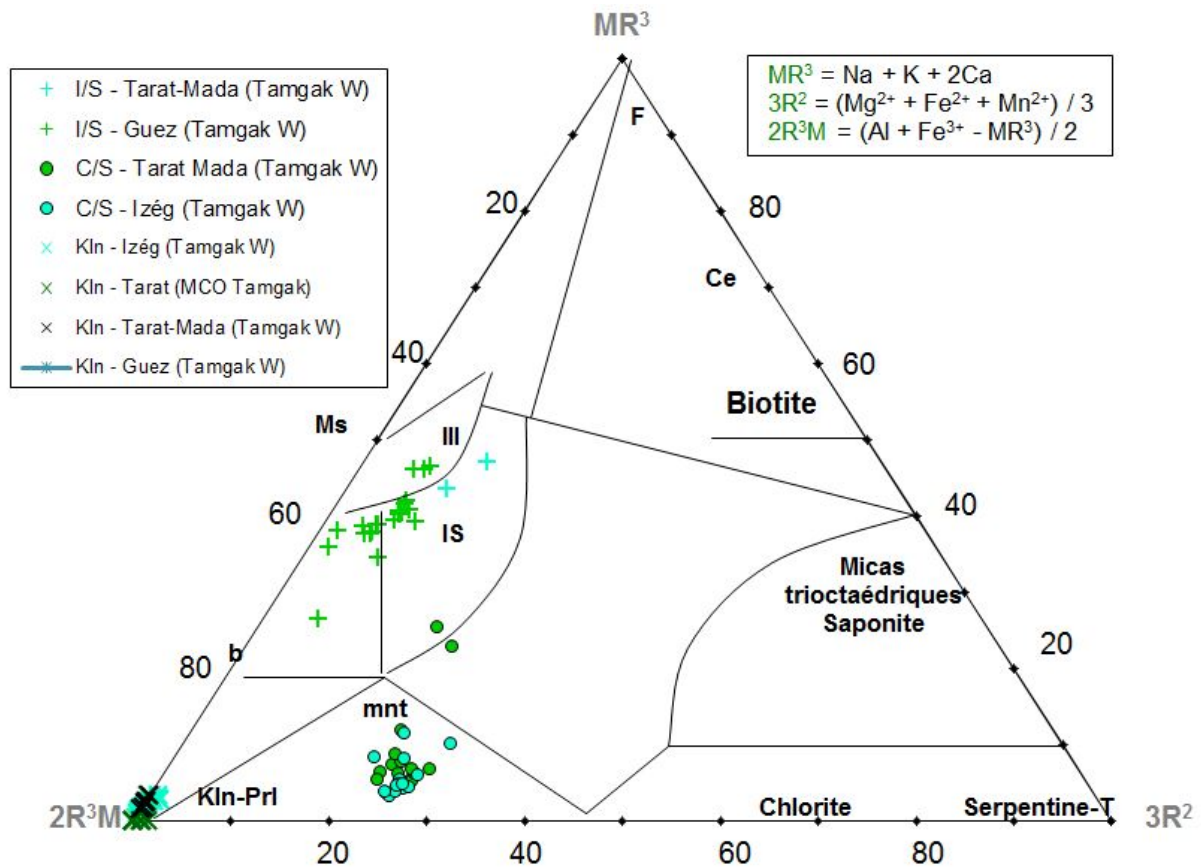


Figure 66: Projection des analyses de microsonde électronique des argiles de la faille d'Arlit (Tamgak) dans le diagramme triangulaire de Velde.

Des analyses de ces argiles ont également été effectuées sur des fractions fines ($< 2\mu\text{m}$) au microscope électronique à transmission. Cette méthode a l'avantage d'éviter les effets de mélanges de particules car l'analyse est faite sur le cristal individuel. La projection des résultats obtenus dans le diagramme de Velde montrent un chimisme en bon accord, avec les analyses par diffraction des rayons X et à la microsonde électronique (Fig. 67).

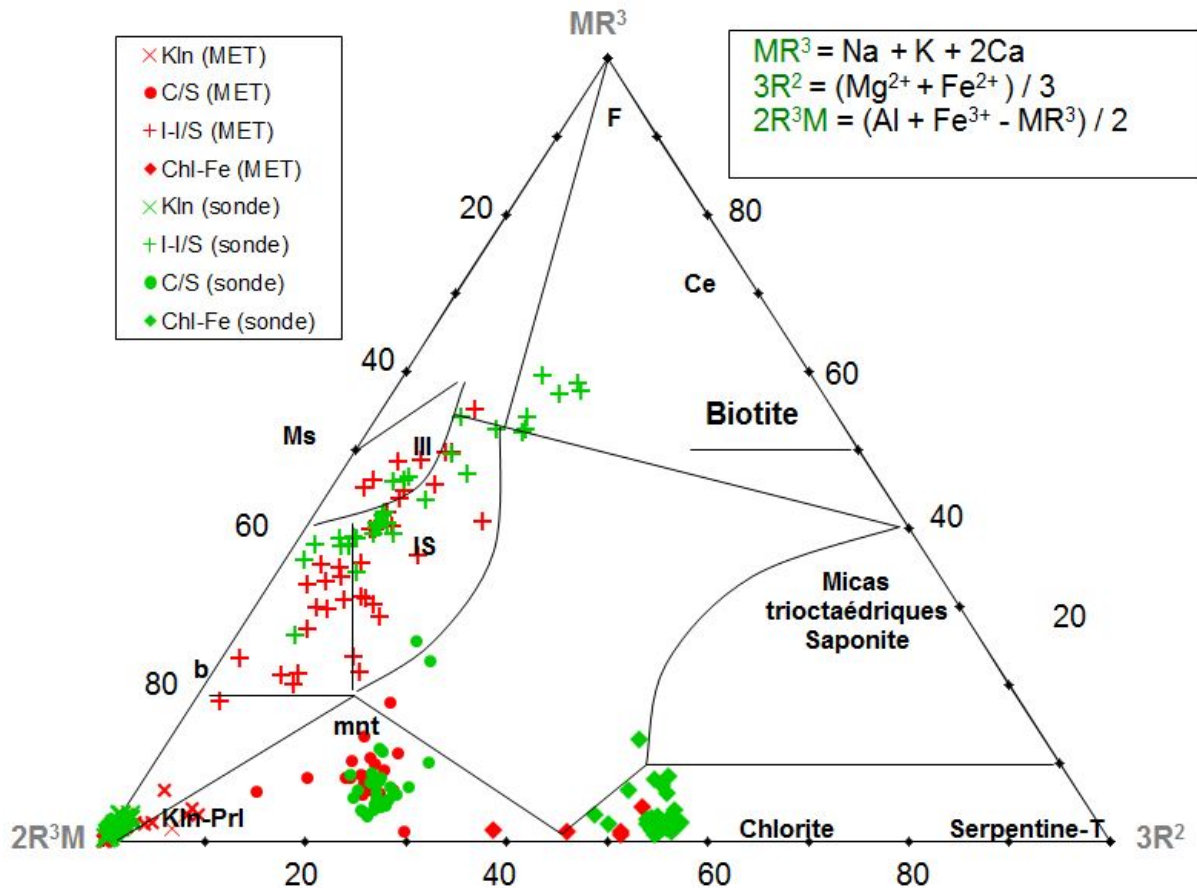


Figure 67: Projection et comparaison des analyses de microsonde électronique et de microscope électronique à transmission des argiles de la faille d'Arlit (Tamgak) dans le diagramme triangulaire de Velde.

1.2. Akouta (Ebba Nord et Akola Ouest)

Le gisement d'Akouta est encaissé dans la formation sédimentaire du Guézouman. Les échantillons analysés à la microsonde proviennent de deux secteurs d'Akouta, Ebba nord et Akola Ouest (Tableau 14). Ebba Nord est situé sur le plateau à l'Est de la faille d'Arlit, tandis qu'Akola Ouest est situé à l'Ouest et pas très distant de la faille d'Arlit. Ces deux secteurs sont donc moins affectés par l'altération hydrothermale diagénétique. Ebba nord est marquée par des interstratifiés de type chlorite/smectite et illite/smectite. En revanche, Akola Ouest qui est plus proche de la faille d'Arlit, est caractérisé essentiellement par des kaolinites (Fig. 68).

L'illite/smectite se caractérise par une charge interfoliaire basse comprise entre 0.3-0.7, nettement inférieure à 1, typiques d'illite/smectite riches en smectites. Ce type d'illite/smectite est représentatif de conditions diagénétiques de relativement faible température (90 – 200 °C) et donc des processus diagénétiques (enfouissement) ou télogénétiques (hydrothermal).

Les interstratifiés chlorite/smectites identifiés sont très magnésiens avec un rapport $Fe/(Fe+Mg)=0,24$, et elles contiennent un peu de vanadium de l'ordre de 5 % de V_2O_3 en moyenne.

Akouta (Ebba Nord et Akola Ouest)						
Minéraux	Kaolinite		Chlorite/Smec		Illite-Illite/Sm	
Wt (%)	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ
Na ₂ O	0,02	0,01	0,14	0,08	0,06	0,11
K ₂ O	0,02	0,02	0,99	0,71	4,28	0,79
CaO	0,02	0,01	0,21	0,10	0,50	0,53
SiO ₂	46,34	0,89	38,23	2,24	44,35	2,32
Al ₂ O ₃	36,98	0,86	22,24	1,37	13,75	1,97
FeO	0,15	0,10	4,54	0,81	2,16	1,30
MgO	0,01	0,01	8,14	0,78	2,66	0,79
TiO ₂	0,00	0,00	0,09	0,08	0,00	0,00
MnO ₂	0,02	0,03	0,04	0,03	0,00	0,00
V ₂ O ₃	0,01	0,02	5,26	2,78	18,82	2,78
Formule structurale						
Na	0,00		0,03		0,01	
K	0,00		0,13		0,42	
Ca	0,00		0,02		0,04	
C.I.	0,01		0,20		0,51	
Si	4,10		3,85		3,37	
Al ^{IV}			0,15		0,63	
Al	3,86		2,64		1,23	
Al ^{VI}			2,48		0,61	
Fe ²⁺	0,01		0,38		0,14	
Mg	0,00		1,22		0,30	
Ti	0,00		0,01		0,00	
Mn	0,00		0,00		0,00	
V ³⁺	0,00		0,42		1,14	

Tableau 14: Analyse chimique à la microsonde électronique des argiles d'Akouta dans la formation du Guézouman et leur formule structurale moyenne.

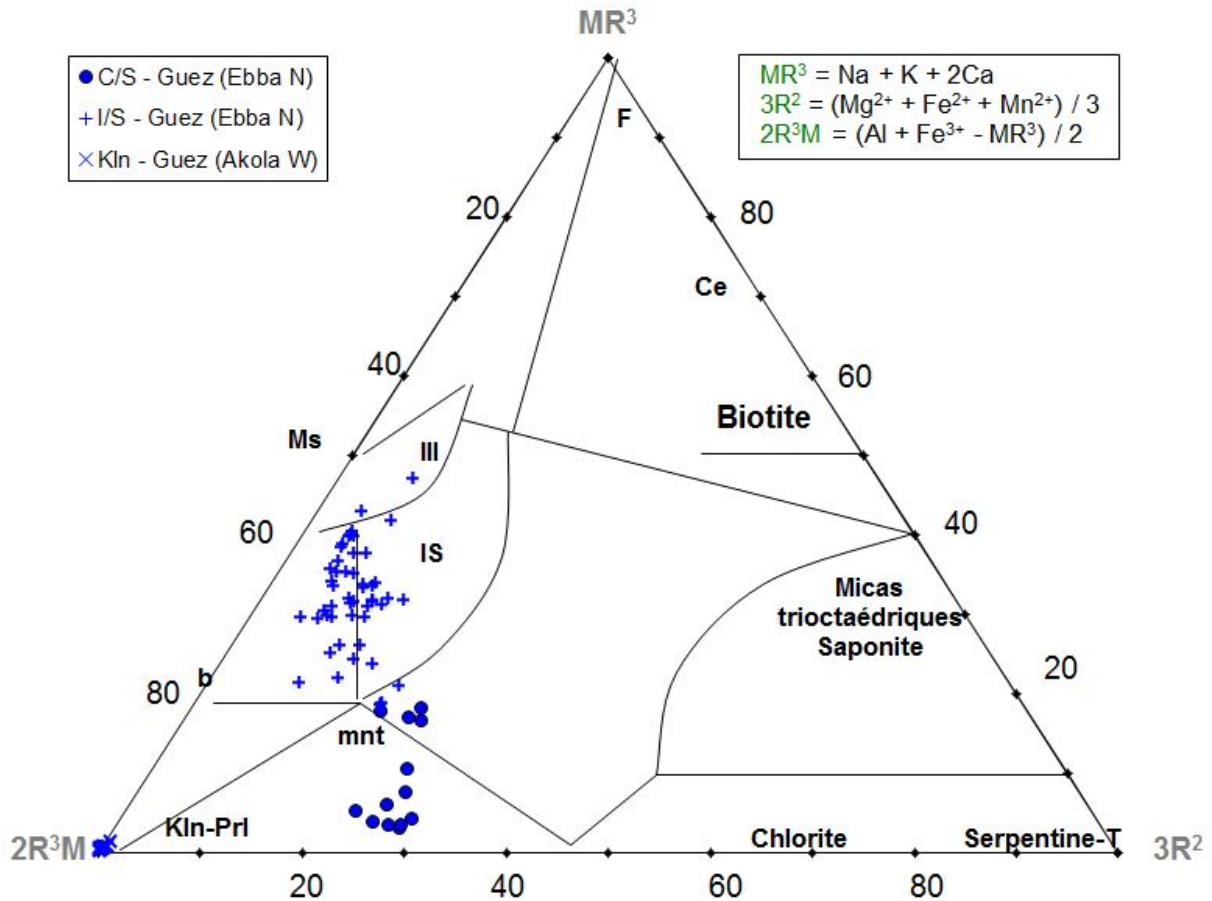


Figure 68: Projection des analyses de microsonde électronique des argiles d'Akouta dans le diagramme triangulaire de Velde.

1.3. Imouraren (Imfout centre et IMCA)

1.3.1. Identification des argiles à partir de la DRX

Les analyses par diffraction de rayons X ont été effectuées sur tous des échantillons provenant des formations du Tchirezrine II et de l'Abinky. Les échantillons ont été étudiés selon la même méthodologie utilisée pour l'étude des argiles de la faille d'Arlit.

Tchirezrine II (Fig. 69) : cette formation se compose de grès arkosiques riches en intraclastes analcimolitiques remaniés et en niveaux analcimolitiques massifs. Elle encaisse les gisements d'Imouraren. Les fractions argileuses, analysées par diffraction de rayons X, sont dominées par la chlorite et l'illite. Les réflexions harmoniques à 14.33 Å, 7.13 Å, 4.77 Å et 3.55 Å à l'état naturel correspondent à des positions caractéristiques de la chlorite. Les réflexions basales d(001) du diffractogramme à 10.09 Å et d(002) à 5.01 Å sont propres à l'illite. Après test glycolé, les réflexions des chlorites et d'illites restent inchangées, ce qui indique une absence d'interstratifiés de type chlorite/smectite et illite/smectite. Lorsque les échantillons sont chauffés à 550 °C, aucun changement n'est également observé indiquant l'absence de kaolinite. L'analyse de ce diffractogramme souligne donc une nette abondance de la chlorite.

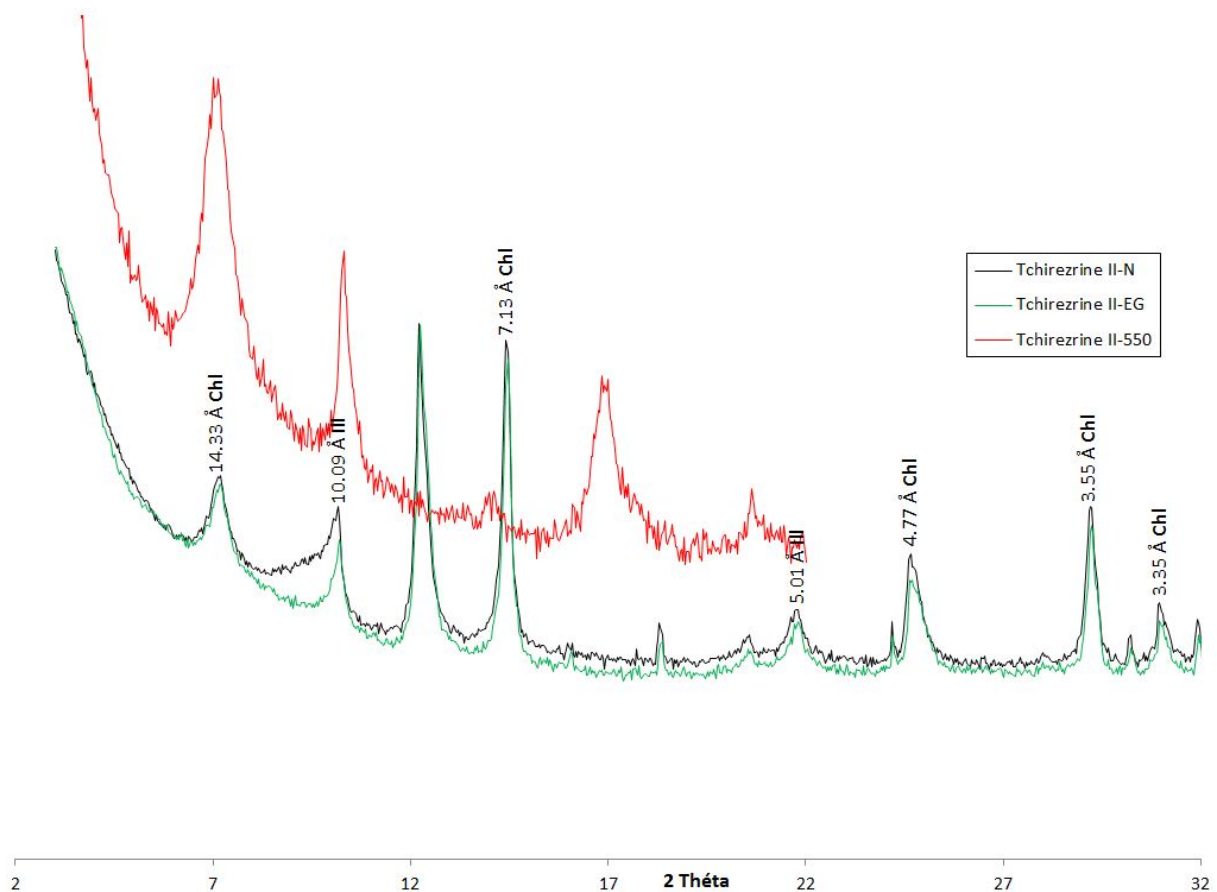


Figure 69: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (VNI-11) représentatif de la formation du Tchirezrine II dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

Abinky (Fig. 70) : cette formation est constituée d'analcimolites massives avec grès fins à grossiers sous forme de lentilles en intercalation dans les analcimolites. Les analyses des fractions inférieures à 2 μ m, par diffraction des rayons X montrent que cet échantillon est prédominé par la chlorite avec de l'illite en trace. La réflexion basale de la chlorite a été identifiée sur le diffractogramme à la position $d(001)= 14.33 \text{ \AA}$. L'illite est présente avec une raie $d(001)$ à 10.05 \AA . Après glycolage, les réflexions de l'illite et de la chlorite restent inchangées. Par contre, un pic à 16.23 \AA apparaît à côté du pic de la chlorite à 14.33 \AA , indiquant la présence discrète d'une phase gonflante. Tout comme les argiles du Tchirezrine II, le chauffage à $550 \text{ }^\circ\text{C}$ ne produit aucun effet, ce qui indique l'absence de kaolinite et d'I/S.

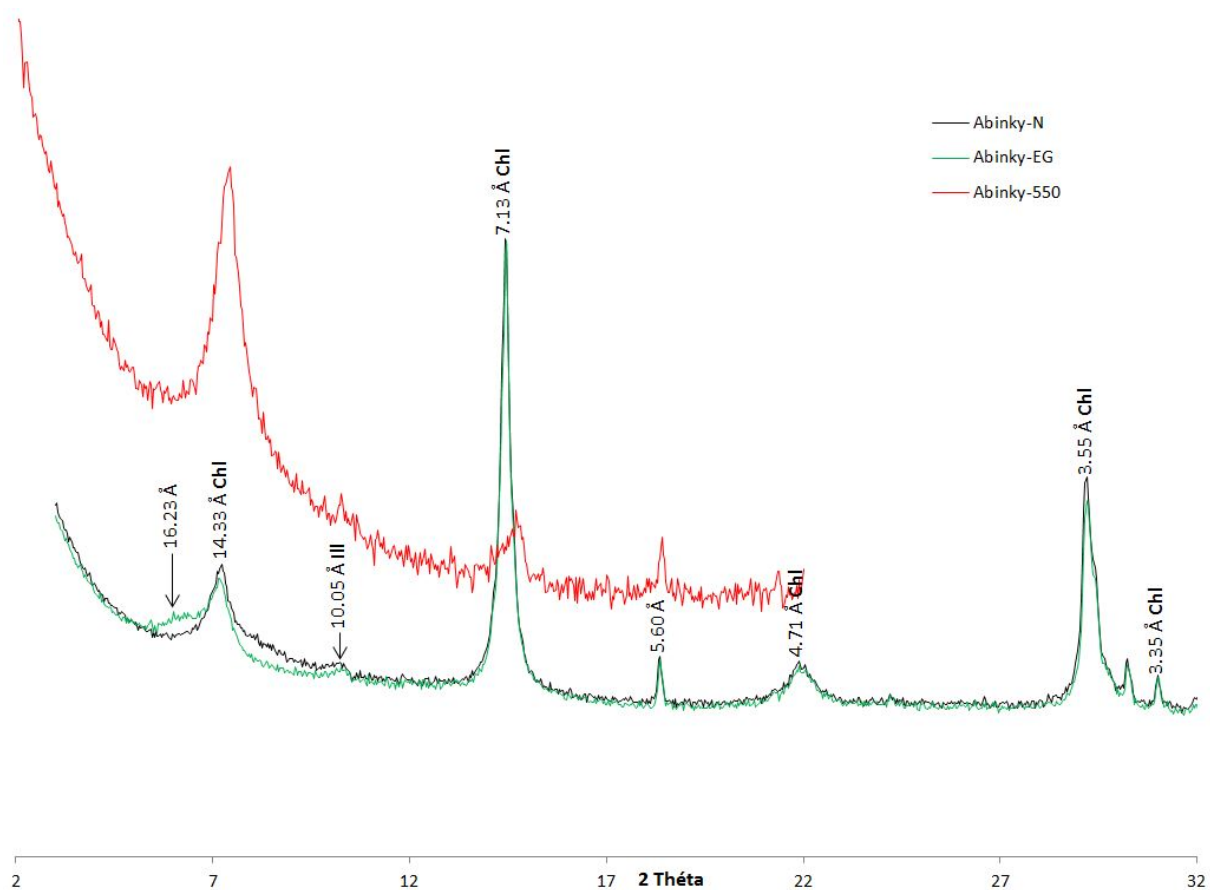


Figure 70: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (VNI-32) représentatif de la formation d'Abinky dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.

1.3.2. Cristallochimie des argiles

Ce gisement, essentiellement oxydé à l'actuel contrairement à ceux d'Akouta et Arlit, est encaissé dans la formation du Tchirézrine II d'âge Jurassique supérieur. Le Tchirézrine II est encadré par les formations de l'Abinky au mur (Jurassique supérieur) et de l'Assaouas au toit (Crétacé inférieur).

Deux échantillons (VNI63 et VNI21) ont été prélevés dans la formation du Tchirézrine II et un (VNI85) dans celle d'Abinky. Les échantillons VNI85 et VNI21 proviennent du secteur d'Imfout Centre et l'échantillon VNI63 du secteur d'IMCA. Les analyses ponctuelles obtenues à la microsonde des minéraux argileux caractérisant ces deux formations (Tchirézrine II et Abinky) ont été reportées dans le diagramme de Velde. Les minéraux identifiés correspondent essentiellement à des chlorites ferrifères (Fig. 71). On remarque que ces chlorites peuvent être subdivisées en deux groupes : le premier groupe (VNI85) correspondant à la formation d'Abinky, se trouve à l'emplacement idéal des chlorites ferrifères tandis que le second (VNI 63 et VNI21) correspond à la formation du Tchirézrine II et est déplacé de l'emplacement théorique des chlorites ferrifères en raison d'une légère charge et une interstratification en alcalins probable. Selon la nomenclature de Foster (1962), ces chlorites appartiennent à la famille de chamosite avec un rapport $Fe/(Fe+Mg)$ supérieur 0,6 et le taux de substitution tétraédrique Si compris entre 3 et 3,8. La somme de cations octaédriques est de 5,5 pour les chlorites d'Abinky et entre 4,3 et 5 pour les chlorites du

Tchirezrine II. Il s'agit d'une manière générale de chlorites tri-octaédriques. On remarque un excès légèrement faible de charge ($Al^{IV}/Al^{VI}=1,7$) pour les chlorites d'Abinky et un fort excès de charge (Al^{IV}/Al^{VI} entre 3 et 6) pour celles du Tchirezrine II.

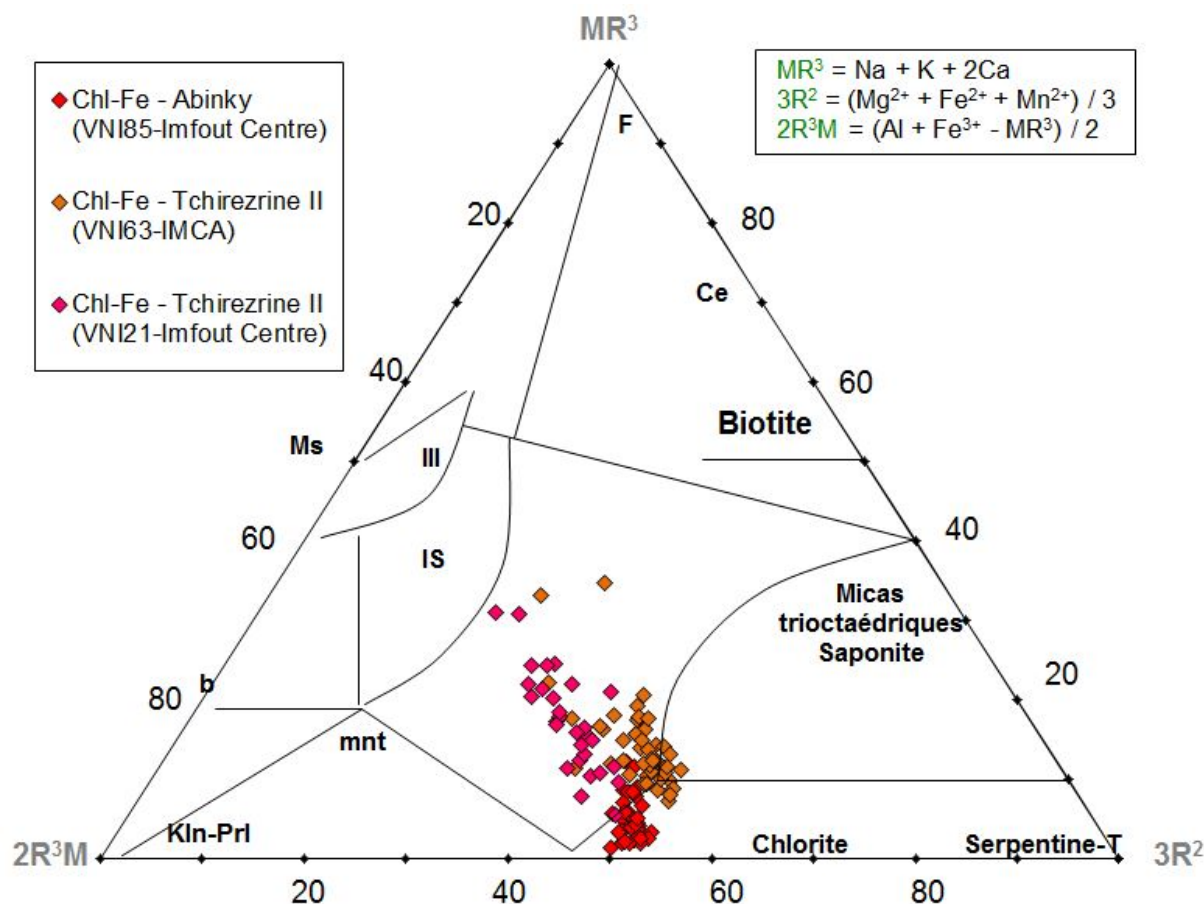


Figure 71: Projection des analyses de microsonde électronique des argiles d'Imouraren (Imfout centre et IMCA) dans le diagramme triangulaire de Velde.

A la microsonde électronique, seule la chlorite ferrifère a été identifiée puisque largement majoritaire comme l'indique les différentes études d'identification des argiles. Néanmoins, les études au microscope électronique à transmission (MET) sur des fractions fines ($< 2\mu m$), ont permis de détecter et d'analyser outre la chlorite, la présence d'interstratifié illite/smectite, d'illite et de kaolinite (Fig. 72, Tableau 15).

Les résultats du MET obtenus sur des chlorites du Tchirezrine II sont en bon accord avec ceux obtenus à la microsonde sur les chlorites d'Abinky. Mais les analyses MET montrent définitivement que les chlorites analysées à la microsonde sont polluées et qu'ils ont été analysés simultanément avec les interstratifiés illite/smectite et chlorite/smectite (Fig. 72), ce qui justifierait de recalculer les formules structurales sans K et Na.

Imouraren							
		Kaolinite		Illite-illite/smectite		Chlorite	
At (%)	Moy	σ	Moy	σ	Moy	σ	

Na	0,01	0,02	0,20	0,36	0,03	0,05
K	0,11	0,13	1,86	1,03	0,12	0,15
Ca	0,05	0,04	0,09	0,10	0,05	0,04
Si	18,38	2,19	20,03	1,78	11,27	0,93
Al	15,28	2,06	11,14	1,04	9,88	0,87
Fe	0,63	0,48	1,11	0,71	7,30	1,46
Mg	0,28	0,24	0,86	0,49	6,48	1,10
O	65,24	1,48	64,68	1,52	64,81	1,37
Formule structurale						
Na	0,00		0,03		0,01	
K	0,02		0,35		0,03	
Ca	0,01		0,02		0,01	
C.I	0,05		0,41		0,07	
Si	4,22		3,65		3,05	
Al ^{IV}			0,35		0,95	
Al	3,54		2,04		2,68	
Al ^{VI}			1,69		1,73	
Fe	0,14		0,20		1,79	
Mg	0,06		0,16		1,76	

Tableau 15: Analyse chimique au microscope électronique à transmission des argiles d'Imouraren dans la formation du Tchirezrine II et leur formule structurale moyenne.

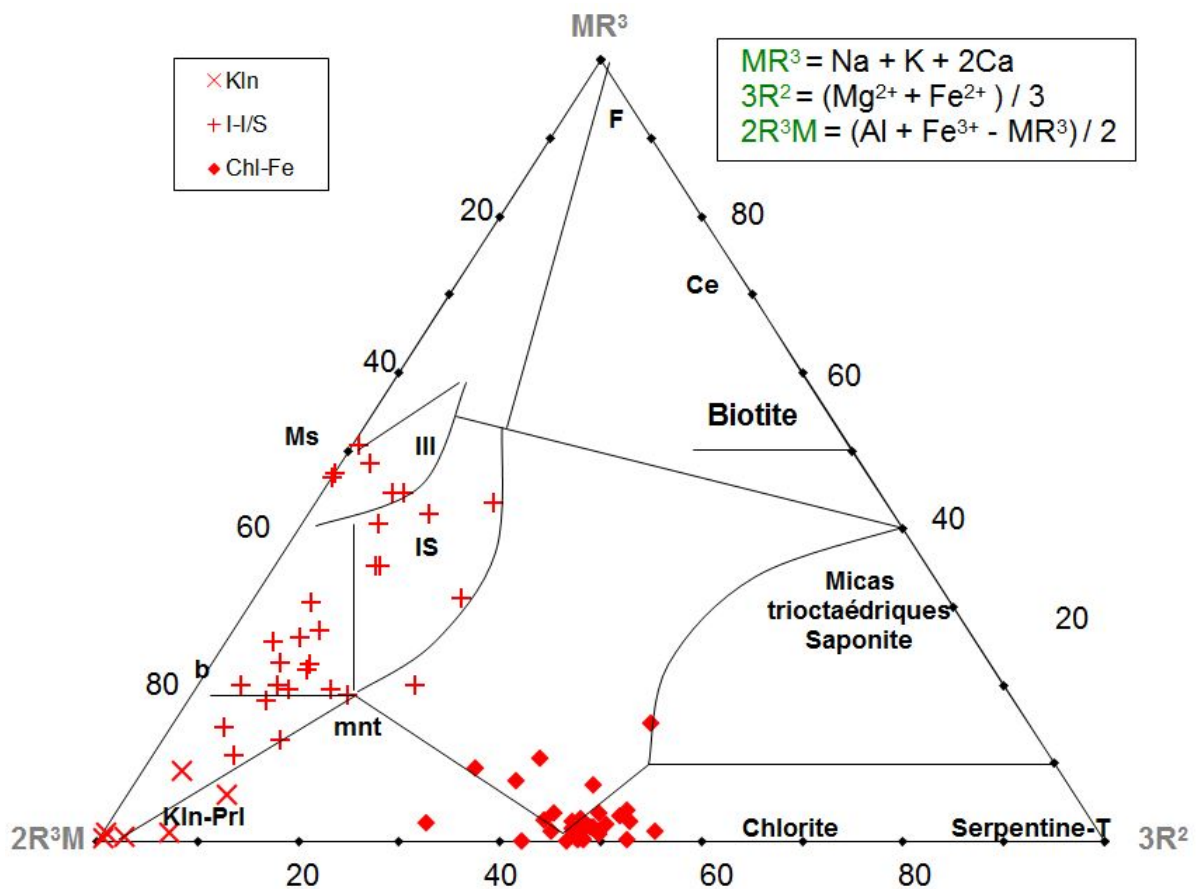


Figure 72 : Projection des analyses au microscope électronique à transmission des argiles d'Imouraren dans le diagramme triangulaire de Velde.

2. Discussion

Dans le chapitre III de la pétrographie, différentes morphologies selon la nature de l'argile ont été observées.

Ainsi, trois types de kaolinites diagénétiques ont été distingués d'un point de vue textural. Il s'agit de kaolinite vermiforme (Planche 15A), de kaolinite en plaquette (Planche 15B) et de kaolinite en remplacement de muscovite détritique (Planche 15C). Lanson et al. (2002) ont montré que les modifications morphologiques et structurales des kaolins sont contrôlées par la température. La croissance de la kaolinite aux dépens de la muscovite détritique est clairement montrée par la relation pétrographique entre les paillettes de micas et les kaolinites authigènes qui cristallisent entre ces paillettes comme l'a montré Lanson et al. (2002). Les muscovites sont souvent en effet dégradées par l'altération diagénétique en minéraux du groupe des kaolins qui croissent en écartant leurs feuillets. La déstabilisation de la muscovite peut donner du feldspath potassique et de la kaolinite selon la réaction suivante:



La forme vermiculaire de la kaolinite en remplissage des pores dans le grès, est typique des kaolinites formées durant la diagénèse précoce (Ketzer et al., 2003). La kaolinite est principalement formée par l'altération des feldspaths détritiques (Brosse et al., 2003). L'altération du feldspath en kaolinite dans les grès peut se produire dans une large gamme de conditions : (i) lors de l'exposition subaérienne des grès dans un climat humide, à une faible profondeur (< 1 km) d'enfouissement par infiltration d'eau météorique, ou (ii) à des plus grandes profondeurs (2-4 km) par interaction avec de l'eau acide issue de la maturation thermique de la matière organique (Marfil et al., 2003).

Dans les échantillons étudiés, les kaolinites sont synchrones des derniers stades de surcroissances de quartz (car enchâssées dans celles-ci). Elles sont donc principalement diagénétiques et formées à la faveur d'un système de convection autour de la faille d'Arlit et ses réseaux de fractures et bandes de déformation qui produisent un fluide dilué favorable à leur formation.

Les illites quant à elles sont sous forme de filament, en latte et pseudo-hexagonale. Dans les grès enfouis en grande profondeur, les kaolins sont le plus souvent illitisés et lorsque les grès sont enfouis en faible profondeur, la précipitation directe d'illite se fait à partir d'un précurseur de type kaolinite vermiforme. Il est admis dans la littérature qu'un minimum de température de 120°C est requis pour l'illitisation de la kaolinite (Lanson et al, 2002). Cette température est cohérente à température du bassin du Tim Mersoï. Ce seuil de température correspond à la température thermodynamique de déstabilisation de l'assemblage kaolinite-feldspath potassique selon la réaction ci-dessous :



Dans ce cas, deux stades de dissolution de feldspath peuvent être déduits :

- Un stade précoce durant lequel les feldspaths sont altérés en kaolinite par la circulation d'eau météorique et
- Un stade plus tardif qui correspond à la déstabilisation des feldspaths selon la réaction (2) en réponse à une augmentation de la température.

D'après Lanson et al. (1996), la taille et la forme des illites varient significativement avec la température (et donc la profondeur). Les premiers à se former sont les cristaux d'illites en filaments. Avec l'augmentation de la paléo-profondeur, les illites évoluent en latte jusqu'à présenter une forme pseudo-hexagonale.

Les processus d'illitisation dans les grès sont donc fonction de la minéralogie initiale des argiles. L'illitisation des kaolinites peut être considérée comme une conséquence de la déstabilisation des feldspaths potassiques et des kaolinites dans un système fermé dans un intervalle de 120-140°C. En outre, l'illitisation coïncide souvent avec une période d'activité tectonique et de flux de chaleur traduites par des fracturations qui induisent une circulation de fluide. Selon Lanson et al, (2002), l'illitisation au dépens de la kaolinite peut dépendre de deux facteurs :

- Événement tectonique important qui favorise l'arrivée de fluides riches en K^+ (Augmentation de l'activité de K^+/H^+).
- Dissolution des feldspaths potassiques

Les conditions de formation des chlorites dans le bassin de Tim Mersoï sont détaillées dans l'article intitulé «Hot fluid flows around a major fault identified by paleothermometric studies (Tim Mersoï Basin, Niger)», dans *le paragraphe 1.3, Chapitre VII*.

Sur la zone de la faille d'Arlit (Tamgak), les études montrent clairement une prédominance de la kaolinite et de l'illite et illite/smectite avec chlorite et chlorite/smectite en faible quantité ou en trace. Et inversement, dans les sondages un peu plus distants de la faille, ce sont les interstratifiés chlorite/smectite et la chlorite qui dominent.

Sur Akouta, les secteurs étudiés d'Ebba Nord (Est faille d'Arlit) et Akola Ouest (Ouest faille d'Arlit), ont montré une primauté des chlorites et interstratifiés chlorite/smectite sur les illites et illite/smectites.

A Imouraren, les sites étudiés (Imfout centre et IMCA) sont également situés à l'Est de la faille d'Arlit. La chlorite est largement dominante sur les illites, les interstratifiés illite/smectite et la kaolinite.

A partir des différentes techniques d'analyse des argiles, une zonation approximative de l'altération argileuse peut être proposée (Figs. 74A et B). Les résultats indiquent nettement une localisation préférentielle des kaolinites et illite-(illites/smectite) dans la zone de la faille d'Arlit, et un développement des chlorites et chlorite/smectite dans les zones distales de la faille aussi bien à l'Est qu'à l'ouest.

• **Conditions de formation des argiles rencontrées dans le bassin de Tim Mersoï**

Les conditions de cristallisation de la kaolinite, de la chlorite/smectite, de la chlorite et de l'illite et illite/smectite d'une part, et la chronologie de cristallisation entre la chlorite/smectite et la chlorite ferrifère d'autre part restent assez difficiles à expliquer dans les différentes formations. Toutes ces phases peuvent coexister à l'échelle d'un échantillon, ce qui n'est pas compatible avec les champs de stabilité prévus par la thermodynamique. L'examen des diagrammes d'activité (Figs. 73 A et C) montre en effet :

- Qu'il est impossible d'envisager la co-précipitation de chlorite/smectite et illite
- La chlorite exige une forte activité du Mg et une faible activité de SiO₂. Elle est par contre compatible avec la stabilité de l'albite à Imouraren.
- L'illite exige des fortes activités en K et/ou un pH relativement bas
- La kaolinite exige des activités en cations basses et un pH assez bas.

Les saumures vont donc privilégier des paragenèses à albite (analcime) - chlorite Mg ou chlorite-Fe (si le milieu réduit permettant la mobilité du fer divalent).

Les fluides dilués, plus acides vont favoriser la formation soit d'illite si du K est libéré par l'altération des feldspaths potassiques, soit dans des milieux drainant à fort renouvellement des solutions, la kaolinite.

Les analyses à la DRX, au MET et à la sonde ont montré en effet une coexistence dans certains échantillons de kaolinite et de chlorite. Ces observations ont été confirmées par les études pétrographiques au MEB qui ont montré que dans un même échantillon à l'échelle centimétrique à décimétrique, l'on peut voir à fois des kaolinites et des chlorites qui sont en partie enchâssées dans les surcroissances de quartz. Les conditions de formation contrastées de la chlorite et de la kaolinite sont indiquées par les diagrammes d'activité (Figs. 73A et 73B). Plusieurs hypothèses peuvent être formulées pour expliquer la complexité minéralogique:

i) Précipitation synchrone entre la kaolinite, chlorite/smectite et chlorite ferrifère de manière zonée depuis les zones de percolation (Fig. 73C). En effet, au voisinage immédiat de la faille d'Arlit, le système est ouvert et il s'y passe des mouvements de convection. La pénétration de fluides de recharge dilués peut être favorable à la formation des kaolinites qui requiert soit des faibles activités en cations, soit des pH assez bas. En revanche, dans les formations distales, le système est peu ouvert et le confinement des formations ne favorise pas la dilution des saumures, d'où la cristallisation des chlorites ferrifères. Dans des conditions intermédiaires entre les deux types de milieux, on peut former les chlorite/smectites.

ii) la chlorite/smectite serait postérieure à synchrone à la chlorite ferrifère : le fer à l'état ferreux étant moins mobile, lors d'un évènement post-diagénétique, une baisse de la température et de la concentration en fer du fluide peut être à l'origine de la formation des chlorite/smectites magnésiennes.

iii) L'infiltration ultérieure d'un fluide acide chargé en potassium peut modifier le rapport Na/K, et diminuer le pH du système, et ainsi permettre la formation des illites (Fig. 73D). L'observation des illites qui se développent à partir feldspaths potassiques, des kaolinites et des chlorites va dans le sens de l'hypothèse iii) et montre que l'illite est une phase bien postérieure, formée lors de la télogénèse.

Il y a donc à la fois :

- des effets de microsite et de disponibilité d'éléments chimique nécessaires à la formation des argiles
- des effets de métastabilité des argiles déjà formées, résistant lors de la formation ultérieure d'autres phases argileuses dans des conditions physico-chimiques différentes.

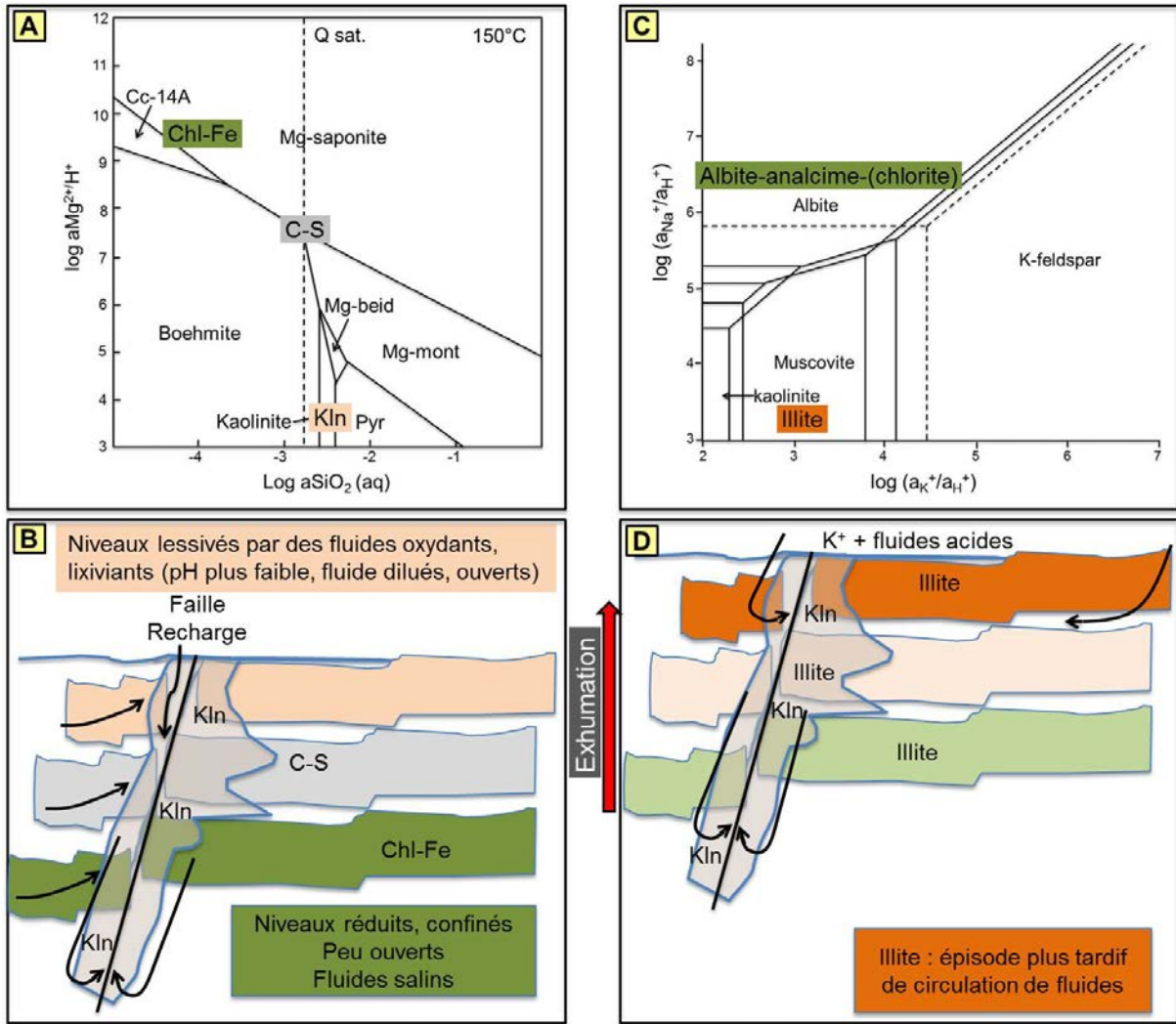


Figure 73: A) Diagramme d'activité du $\log a_{Mg^{2+}/H^+}$ en fonction de $\log a_{SiO_2(aq)}$ montrant les champs de stabilité de ces trois argiles à 150 °C. B) Modèle conceptuel de la formation synchrone des Chl, C/S et Kln avec une zonation typique du secteur de Tamgak. C) Diagramme d'activité du $\log (a_{Na^+}/a_{H^+})$ en fonction de $\log (a_{K^+}/a_{H^+})$ montrant les champs de stabilité de l'illite et des albite-analcime-chlorite à 150 °C. D) Modèle conceptuel de formation tardive des illites.

CHAPITRE VI

Minéralisations : Cristallochimie, Géochronologie

1. Chimie des minéralisations uranifères

Pour former les gisements, des fluides ont lessivé et transporté l'uranium et ont permis le dépôt de l'uranium. L'expression minéralogique de l'uranium est diverse:

- des urano-titanates en épigénie des grains détritiques de quartz, de feldspaths potassiques et d'analcimes, sous forme de dépôt sur les matrices de chlorite ferrifère.
- des uraninites plus ou moins coffinitisées en ciment intergranulaire, en épigénie de la matière organique, en pseudomorphose des analcimes (Imouraren), en remplissage dans des clivages des feldspaths et sous forme de dépôt sur les matrices argileuses.

Pour le gisement d'Imouraren, il convient d'ajouter la minéralisation secondaire sous forme :

- d'uranophane en remplissage de la porosité intergranulaire
- de métatyuyamunite en ciment interstitiel et en pseudomorphose des analcimes.

Toutes les phases ont été analysées à la microsonde électronique et les formules structurales des oxydes d'uranium ont été calculées arbitrairement sur deux oxygènes à partir des pourcentages atomiques. En effet, l'altération partielle des phases uranifères primaires (brannérite et uraninite) en coffinite ou en minéraux secondaires (uranophane ou la métatyuyamunite), ne permet pas de maîtriser l'état de valence (x) de l'uranium (UO_{2+x}).

1.1. Les minéraux tétravalents

1.1.1. L'urano-titanate (brannérite $(U,Ca,Ce)(TiFe)2O6$)

L'urano-titanate est seulement présent en quantité significative à Imouraren et en épigénie partielle ou complète des aluminosilicates détritiques.

Les urano-titanates correspondent à des oxydes d'U-Ti plus ou moins riches en U ou Ti.

Les positions théoriques des pôles purs et les données analytiques sur les urano-titanates proches de la brannérite sont indiquées sur les figures 48 (*Cf Chapitre III*) et 74.

Dans les urano-titanates, le Fe se substitue au Ti, et le Pb, Ca, Zr à l'U. Ces éléments seront donc assimilés aux teneurs en Ti et en U, respectivement.

La projection des données chimiques dans un diagramme ternaire U-Si-(Ti+Fe) (Fig. 47A, *Cf Chapitre III*), et dans un digramme binaire Ti+Fe en fonction de Si (Fig. 74), a permis de constater un double phénomène :

- une partie des points s'aligne entre le pôle brannérite et un pôle TiO_2 pur, correspondant à une altération des urano-titanates en oxyde de titane (rutile ou anatase). Cette hypothèse est vérifiée dans le diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Ti+Fe qui montre une anti-corrélation entre les deux variables (Fig. 47B, *Cf Chapitre III*).
- une autre partie s'aligne entre un pôle brannérite et un pôle coffinite, indiquant une coffinitisation des brannérites

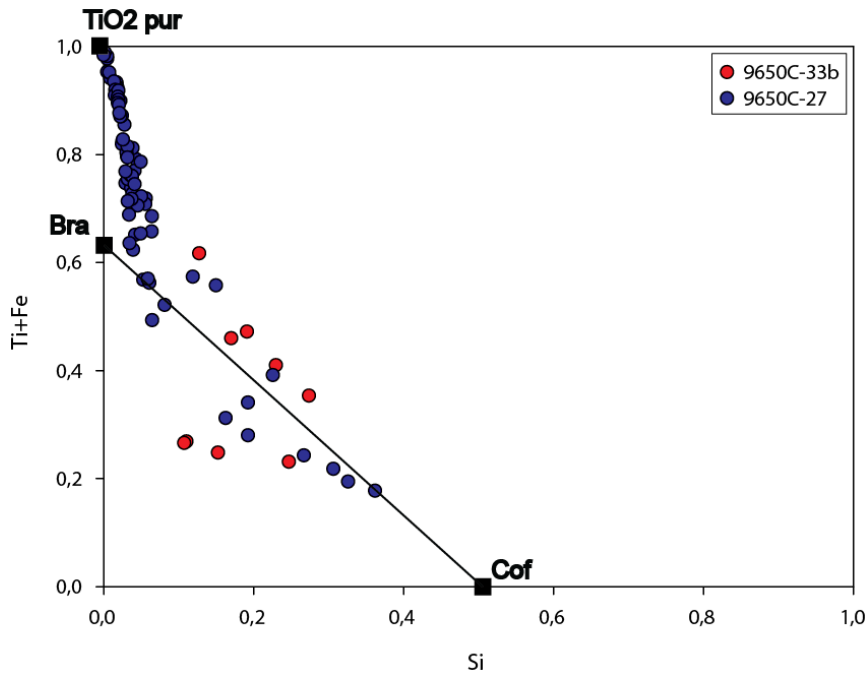


Figure 74: Diagramme binaire Ti+Fe en fonction Si montrant la coffinitisation des urano-titanates et leur déstabilisation en TiO₂ pur (87 analyses à la microsonde). Bra : brannérite théorique.

1.1.2. L'uraninite (UO_{2+x}) et la coffinite (U(SiO₄)_{1-x}(OH)_{4x})

a) Akouta

L'uraninite se présente principalement sous forme de plage interstitielle, remplissant la porosité intergranulaire des deux principaux faciès reconnus : les faciès réduits et les faciès réduit-oxydés.

La composition chimique moyenne des uraninites en fonction des faciès est donnée par les tableaux 16 et 17 ci-dessous :

	U	Ca	Si	Ti	P	Pb	V	Zr
Moy	61,93	22,60	4,78	1,29	0,53	0,74	1,46	6,67
Ecart-type	8,53	9,55	2,05	0,66	0,32	0,38	0,42	1,34

Tableau 16: Composition chimique moyenne des uraninites des faciès réduits d'Akouta sur 154 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.

	U	Ca	Si	Ti	P	Pb	V	Zr
Moy	48,98	11,59	30,18	0,33	1,27	0,50	6,79	0,36
Ecart-type	5,67	2,53	6,28	0,45	0,72	0,28	1,20	0,32

Tableau 17: Composition chimique moyenne des uraninites des faciès réduit-oxydés d'Akouta sur 18 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.

Ces tableaux montrent la composition moyenne des uraninites, ainsi que l'écart type entre les données, ceci en fonction des faciès afin de vérifier si l'on a de fortes variations locales pour certains éléments.

Pour les faciès réduits, les résultats montrent que l'uranium, le zirconium et le vanadium ont des valeurs relativement homogènes avec des écarts types allant de 13% (pour l'uranium) à 20% (pour le vanadium). A contrario, la silice, le calcium, le titane, le plomb et le phosphore ont des valeurs très variables entre chaque point d'analyse, avec des écarts types allant de 42% pour la silice et le calcium, jusqu'à 59% pour le phosphore par rapport à la moyenne. L'uraninite a donc une composition relativement stable seulement en uranium, zirconium et vanadium, mais présente de grands écarts dans sa composition en éléments mineurs et dans certains éléments majeurs.

Pour les faciès réduit-oxydés, les éléments majeurs (uranium, silice, calcium et vanadium) ont des valeurs relativement homogènes avec des écarts types compris entre 11% pour l'uranium jusqu'à 21% pour le calcium. Les éléments mineurs (plomb, phosphore, zirconium et titane), eux, présentent de grands écarts entre les analyses avec des écarts types allant de 54% pour le plomb jusqu'à 135% pour le titane par rapport à la moyenne.

Ces uraninites présentent des concentrations variables en silice en fonction du type de faciès, et même au sein d'un même faciès.

La projection des données microsonde acquises sur plusieurs lames minces issues de différentes faciès (données traitées en unité d'atome) dans un diagramme U+Pb+Ca en fonction de Si, permet de mieux visualiser les différences dans la chimie des uraninites en fonction des faciès. Ainsi, l'on peut voir un alignement des points entre un pôle uraninite et un pôle coffinite (Fig. 75A). La différence entre les points d'analyse et la courbe théorique provient essentiellement de la présence de zirconium pour le faciès réduit et du vanadium pour le faciès réduit-oxydé. Le zirconium et le vanadium ont donc été assimilés aux teneurs en U (Fig. 75B). La projection dans un diagramme des concentrations en vanadium en fonction du zirconium des deux types de faciès, illustre bien les concentrations contrastées en vanadium et zirconium dans les deux faciès (Fig. 75C).

L'analyse des diagrammes montre une diminution de la teneur en uranium au profit de la silice. La distribution des points montre clairement que les uraninites du faciès réduit-oxydé sont nettement plus coffinitisées tandis que celles du faciès réduits sont plus ou moins préservées et relativement bien groupées. La projection des points dans un diagramme silicium en fonction du plomb (Fig. 75D), montre la perte en plomb des uraninites du faciès réduit, et l'enrichissement en silice (coffinitisation) des uraninites du faciès réduit-oxydé.

La perte en plomb est très importante dans les faciès réduits, mais cela ne correspond pas à une véritable coffinitisation, puisque les points les moins riches en plomb ont un gain maximal en Si de l'ordre de 0,05, soit seulement un dixième de ce qui attendu dans une coffinite (0,5). Les uraninites du faciès réduit-oxydé par contre sont elles très coffinitisées avec des teneurs en Pb dispersées et assez basses.

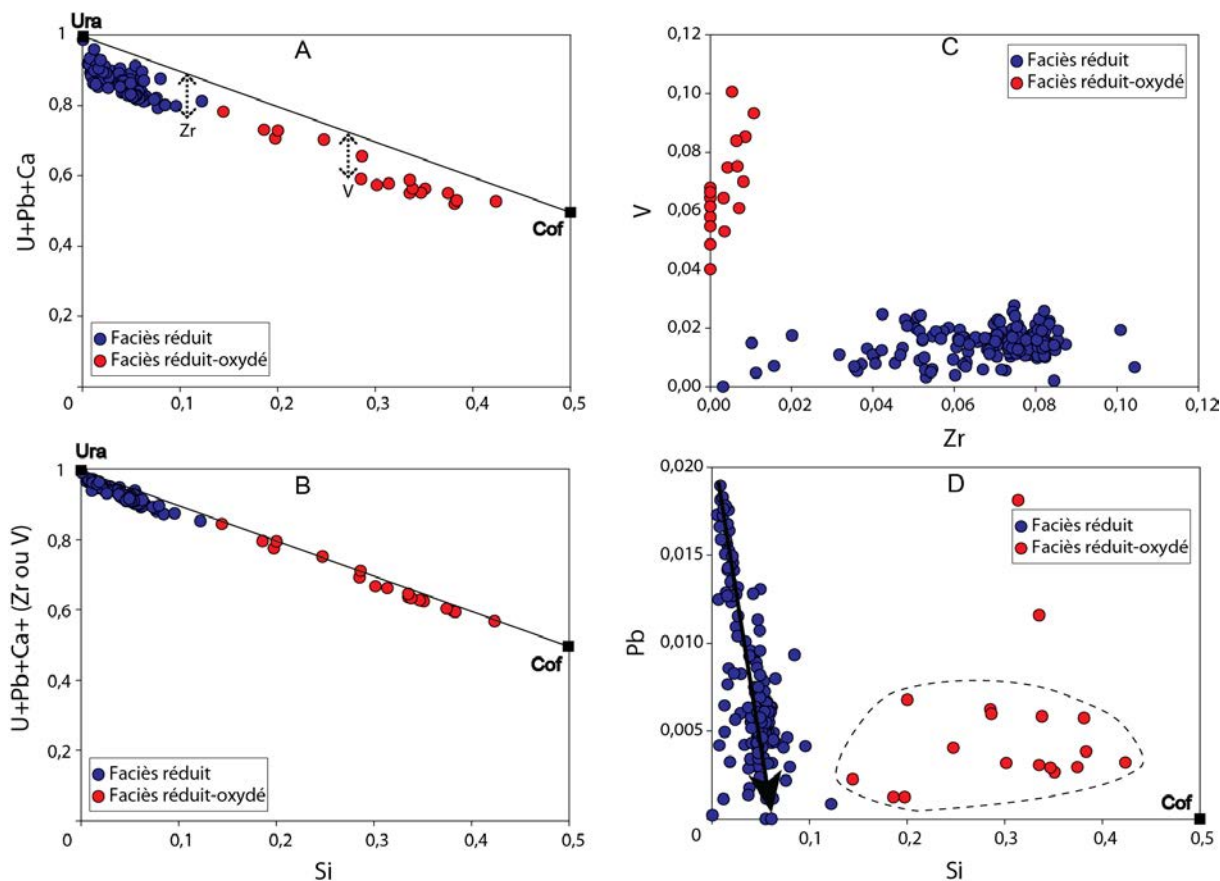


Figure 75 : diagrammes en unité d'atome réalisés sur 172 analyses à la microsonde sur des uraninites des deux types de faciès d'Akouta. A) Diagramme U+Ca+Pb en fonction de Si. B) Diagramme U+Ca+Pb+(Zr ou V) en fonction de Si. C) Diagramme V en fonction de Zr. D) Diagramme Pb en fonction de Si.

b) Arlit

La minéralisation est majoritairement sous forme d'uraninite en épigénie de la matière organique ou en sphérules piégées dans une matrice de pyrite ou de chlorite ferrifère. La composition chimique de ces uraninites est montrée dans le tableau 18 ci-dessous.

	U	Ca	Si	Pb	Zr	Ti	P	V
Moy	67,93	14,39	11,72	0,39	3,13	1,51	0,49	0,44
Ecart type	3,74	2,68	5,24	0,36	1,43	1,23	0,41	0,32

Tableau 18: Composition chimique moyenne des uraninites d'Arlit sur 47 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.

L'analyse du tableau 18 montre que les éléments majeurs, l'uranium et le calcium ont des valeurs constantes avec des écarts types représentant de 5% pour l'uranium et 18% pour le calcium, tandis que les valeurs de la silice indiquent une forte disparité avec un écart type de 44% des valeurs moyennes de ces éléments. Cependant, les éléments mineurs ont des valeurs très disparates entre les points d'analyses, avec des écarts types allant de 45% pour le zirconium à 83% pour le phosphore par rapport à la moyenne.

Le diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction Si permet de visualiser les différences dans la chimie des différentes uraninites. Ainsi, la figure 76A montre l'étalement des données chimiques entre un pôle uraninite et un pôle coffinite. Les uraninites des lames 9624-36A et 38A ont des teneurs plus élevées en silice que celles de la lame 9624-37A. Le gap entre les points d'analyse et la courbe théorique est essentiellement dû à la présence de zirconium comme pour les uraninites du faciès réduit d'Akouta. Le zirconium a donc été assimilé aux teneurs en U (Fig. 76B). La projection dans un diagramme des concentrations en plomb en fonction de Si montre une perte en plomb importante pour les uraninites de la lame 9624-37A et un gain en silice pour les uraninites des lames 9624-36A et 38A, correspondant à une coffinitisation (Fig. 76D). Le diagramme U+Pb+Ca en fonction Si montre que les uraninites de la lame 9624-37A sont les mieux préservées. Les concentrations en vanadium en fonction du zirconium, montre une corrélation entre ces deux éléments (Fig. 76C), ce qui n'était le cas à Akouta, et des valeurs nettement plus faibles en Zr (deux à trois fois) qu'à Akouta.

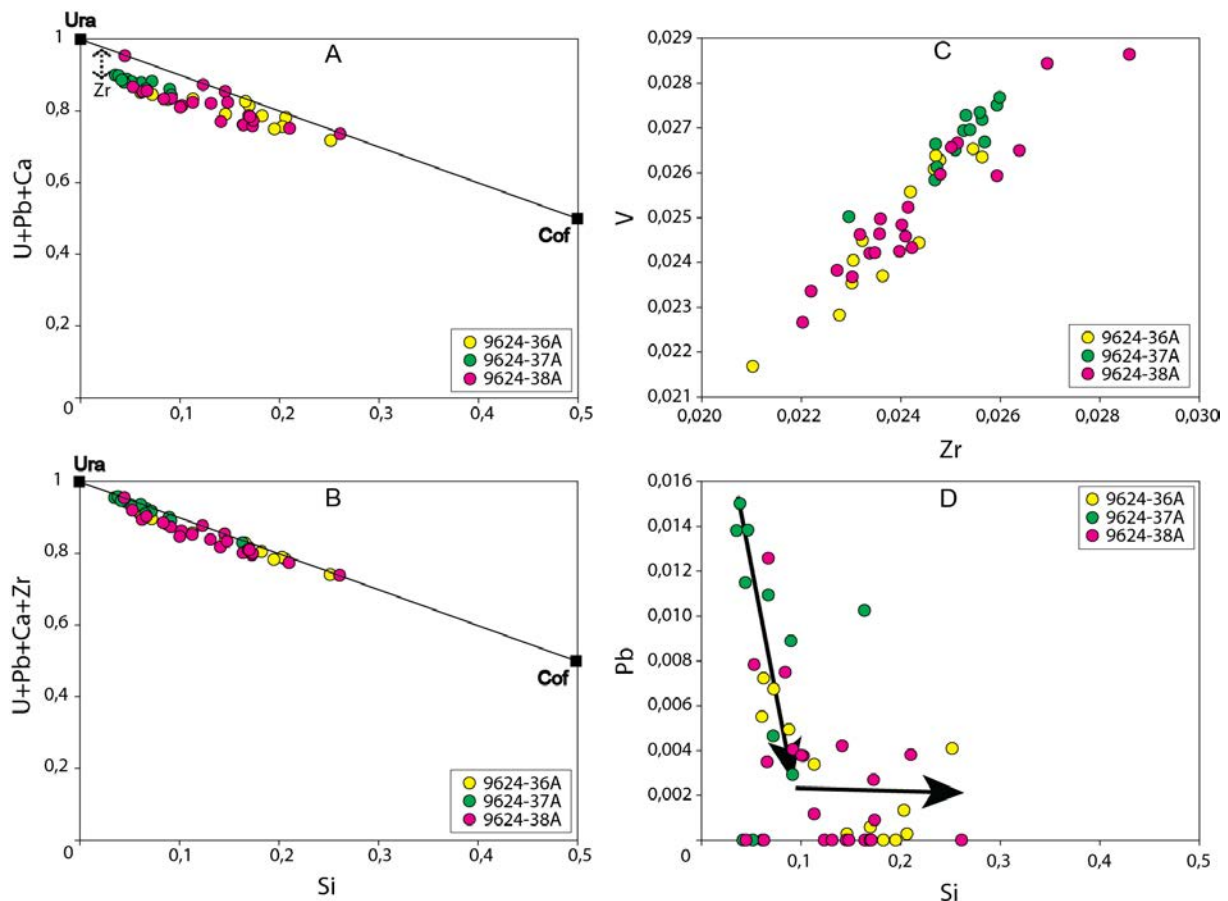


Figure 76 : diagrammes binaires en unité d'atome réalisés sur 47 analyses à la microsonde sur des uraninites d'Arlit. A) Diagramme U+Pb+Ca en fonction de Si. B) Diagramme U+Ca+Pb+Zr en fonction de Si. C) Diagramme V en fonction de Zr. D) Diagramme Pb en fonction de Si.

c) Imouraren

L'uraninite se présente sous plusieurs textures et remplissages :

- en plage interstitielle, remplissant la porosité intergranulaire des niveaux gréseux

- en remplacement des cœurs d'analcimes, et également dans les espaces inter-analcimolites
- en pseudomorphose du cortex des analcimes
- dans les clivages albitisés des feldspaths potassiques

La composition chimique moyenne des uraninites primaires saines d'Imouraren sous leurs diverses formes est donnée par le tableau 19 ci-dessous :

	U	Ca	Si	Ti	P	Pb	V	Zr
Moy	60,90	23,63	10,58	1,25	0,73	0,90	1,31	0,70
Ecart-type	3,09	2,29	2,92	1,50	0,16	0,58	0,77	0,74

Tableau 19 : Composition chimique moyenne des uraninites d'Imouraren sur 170 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.

Les résultats montrent que l'uranium, le calcium, la silice et le phosphore ont des valeurs relativement homogènes, avec des écarts types représentant de 6% (pour l'uranium) à 20% (pour le phosphore) des valeurs moyennes de ces éléments. Cependant, les éléments mineurs ont des valeurs très variables entre chaque points d'analyses, avec des écarts types allant de 80% pour le plomb, jusqu'à 82% pour le vanadium par rapport à la moyenne.

L'uraninite a donc une composition relativement stable en éléments majeurs, mais présente de grandes disparités dans sa composition en éléments mineurs. Ce point est très important pour la suite, car cette variation aussi bien à l'échelle du gisement (plusieurs lames issues de différentes zones du gisement) qu'à l'échelle locale (à l'échelle d'une lame mince, voir même dans une même plage d'uraninite), pourra expliquer certaines variations dans la chimie des uraninites en cours d'oxydation, et les difficultés de datation.

Ces uraninites présentent des concentrations variables en silice en fonction des lames, et même au sein d'une même lame. La projection des données microsonde acquises sur plusieurs lames minces issues de différentes zones (données traitées en unité d'atome) dans un diagramme U+Pb+Ca en fonction de Si, permet de voir un alignement des points entre un pôle uraninite et un pôle coffinite (Fig. 77A). Ce diagramme montre une diminution de la teneur en uranium au profit de la silice (coffinitisation) avec des différences d'avancement dans le processus de coffinitisation. Ainsi, sur les lames VNI-76a et 9650C-8B, la coffinitisation est plus poussée avec un étalement des concentrations en Si, alors que les autres échantillons restent peu coffinitisés.

La perte en plomb est très importante pour toutes les lames, avec pour la plupart un faible gain en Si (Fig. 77C), mis à part les lames 9650C-8B et VNI-76a.

Il apparaît donc que les uraninites primaires aient subi une coffinitisation plus ou moins prononcée après leur dépôt.

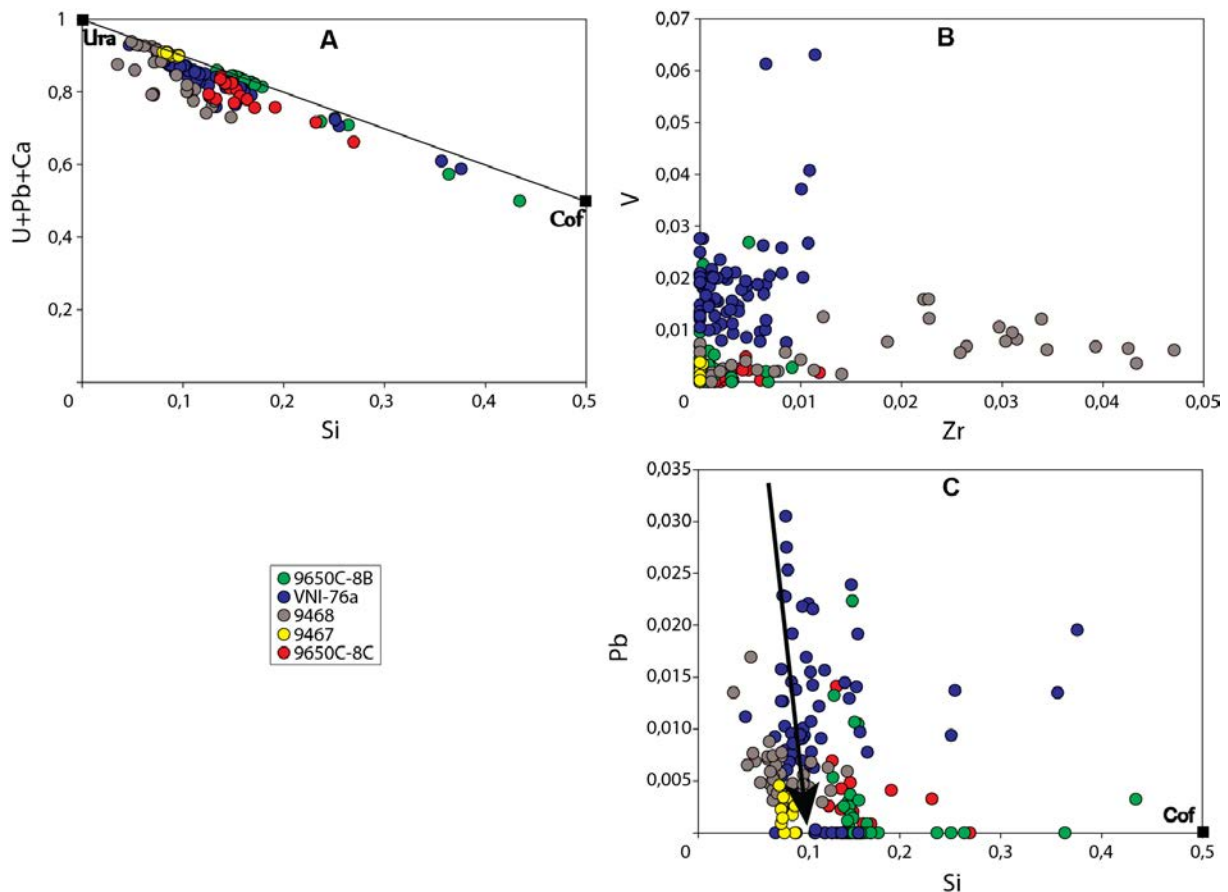


Figure 77 : diagrammes binaires en unité d'atome réalisés sur 169 analyses à la microsonde sur des uraninites de différentes lames d'Imouraren. A) Diagramme U +Pb+ Ca en fonction de Si. B) Diagramme V en fonction de Zr. C) Diagramme Pb en fonction de Si.

En reportant dans un diagramme Pb en fonction de Si, l'ensemble des données des uraninites des trois gisements (Akouta, Arlit et Imouraren), il apparaît clairement que toutes les uraninites ont subi une perte importante en plomb. La coffinitisation (gain de Si) de ces uraninites est en moyenne de l'ordre de 10, 20 et 25 % et par rapport à ce qui est attendu d'une coffinite respectivement pour Akouta, Arlit et Imouraren (Fig. 78). Néanmoins, les uraninites du faciès réduit-oxydé d'Akouta (points bleu clair) et certaines uraninites d'Arilit et Imouraren montrent une coffinitisation plus poussée.

Ces pertes en plomb sont importantes à noter, car elles permettent d'expliquer ultérieurement la perturbation des systèmes isotopiques U-Pb.

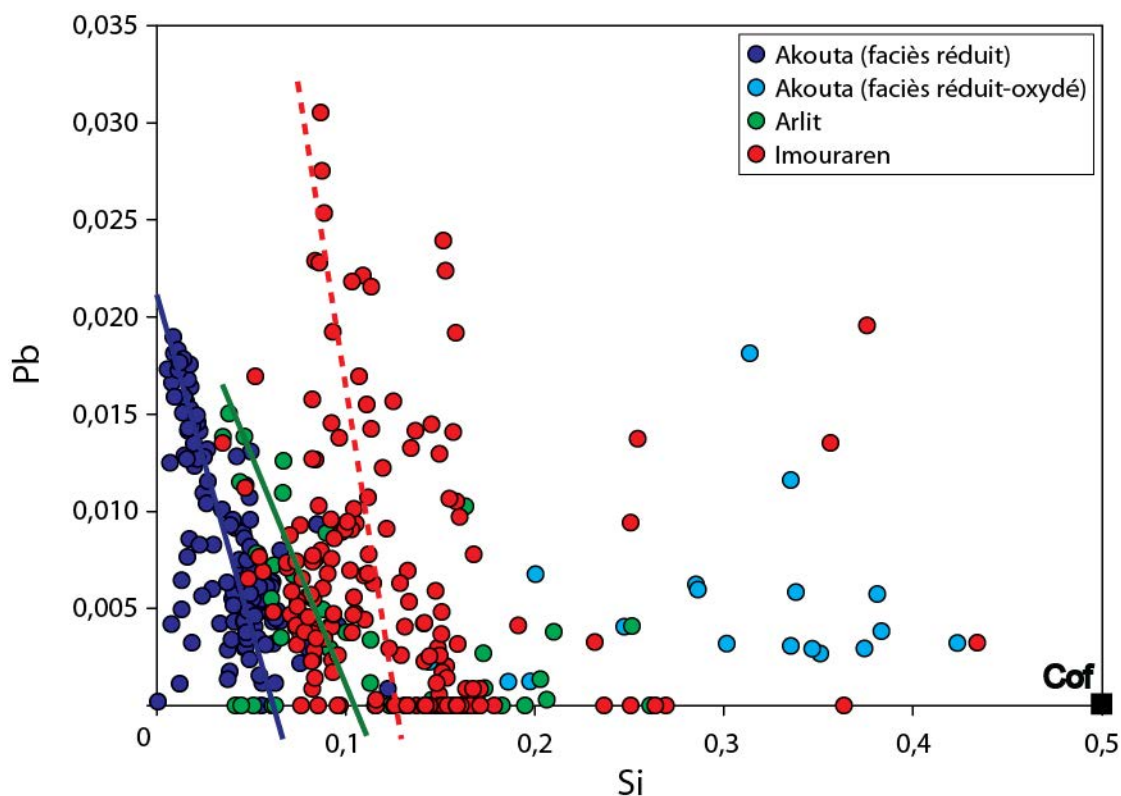


Figure 78 : Graphique Pb en fonction de Si pour toutes les uraninites d’Akouta, d’Arlit et d’Imouraren.

1.2. Les minéraux hexavalents

Les minéraux secondaires d’uranium existent seulement dans les formations oxydées d’Imouraren. Elles s’expriment sous forme d’uranophane et de métatyuyamunite.

1.2.1. L’uranophane ($Ca(UO_2)_2(SiO_3OH)_2 \cdot 5H_2O$)

D’un point de vue chimique, les uranophanes sont principalement constituées d’uranium U^{VI} , de silice et de calcium (voir tableau 20 ci-dessous).

9636-5	U	Si	Ca	Pb	V	P	Ti	Zr
Moy	37,98	34,44	17,68	5,14	3,76	0,70	0,27	0,02
Ecart type	2,25	3,16	2,40	5,44	0,40	0,10	0,34	0,02
9468-1 et 1A	U	Si	Ca	Pb	V	P	Ti	Zr
Moy	39,18	36,34	20,95	0,02	2,76	0,70	0,01	0,04
Ecart type	0,82	1,36	0,74	0,03	0,73	0,11	0,01	0,06
Globale	U	Si	Ca	Pb	V	P	Ti	Zr
Moy	38,83	35,78	19,99	1,53	3,05	0,70	0,08	0,04
Ecart type	1,31	1,95	1,55	2,46	0,88	0,10	0,13	0,05

Tableau 20 : Composition chimique moyenne des uranophanes d’Imouraren par lame, puis globalement sur 34 analyses (lames 9635-5, 9468-1A et 9468-1). Données acquises par sonde électronique en % atomique.

Le tableau ci-dessus montre que les uranophanes ont une composition en éléments majeurs relativement homogène. Les écarts types relativement faibles par rapport aux moyennes pour l'uranium, la silice et le calcium. Cependant, les teneurs en éléments plus accessoires notamment pour le titane et le plomb, sont relativement stables pour les lames 9468-1A et 9468-1, et beaucoup plus disparates pour la lame 9635-5 avec des écarts types allant de 105% (pour le plomb) à 125% (pour le titane) des valeurs moyennes de ces éléments. Dans la lame 9635-5, ceci s'explique par la présence de cœurs plombifères au centre des uranophanes, ce qui explique les très fortes variations en cet élément en microsonde (Fig. 79 ci-dessous).

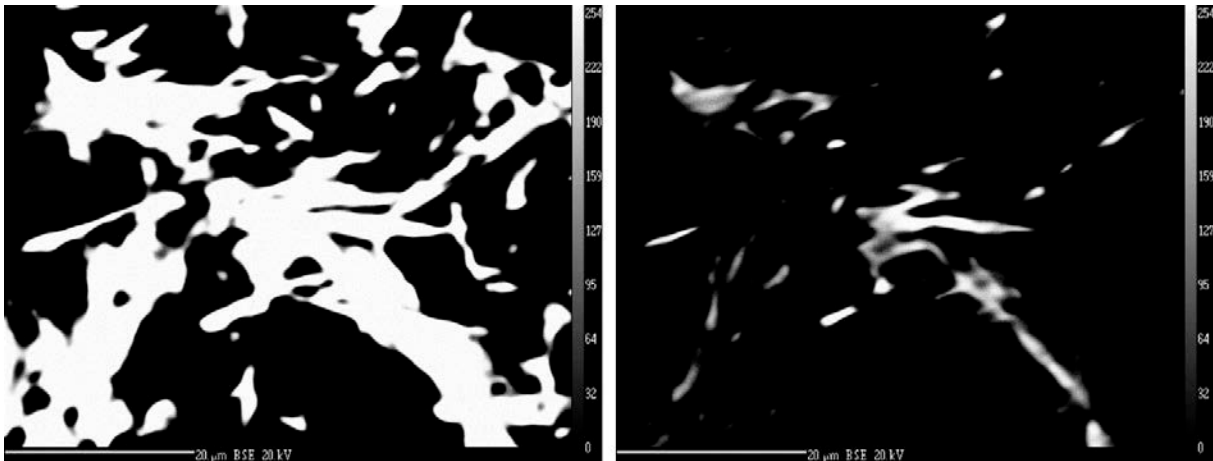


Figure 79 : Photos d'uranophanes de la lame 9436-5 réalisés à la microsonde, avec à droite un Z beaucoup plus important qu'à gauche, montrant les zones plus riches en plomb, principalement au coeur des uranophanes.

Des analyses chimiques à la microsonde ont été faites (sur des uranophanes et sur des plages montrant des altérations d'uraninite en uranophane, Figs. 80A et B) sur plusieurs échantillons, puis reportées dans différents diagrammes. Sur le diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Si, l'on peut voir que certains points s'alignent sur la droite reliant le pôle uraninite au pôle de l'uranophane, mais la majorité des points s'alignent entre la droite qui relie les pôles uraninite-coffinite et celle qui relie les pôles uraninite-uranophane (Fig. 80C). Le diagramme ternaire U-Si-Ca permet aussi de voir l'alignement des points entre le pôle uraninite et celui des uranophanes et coffinites (Fig. 80D). Cette distribution des points indique que lors de l'altération des uraninites en uranophane, les minéraux uranifères en voie d'altération ont un état de valence moyen, intermédiaire entre 4 et 6.

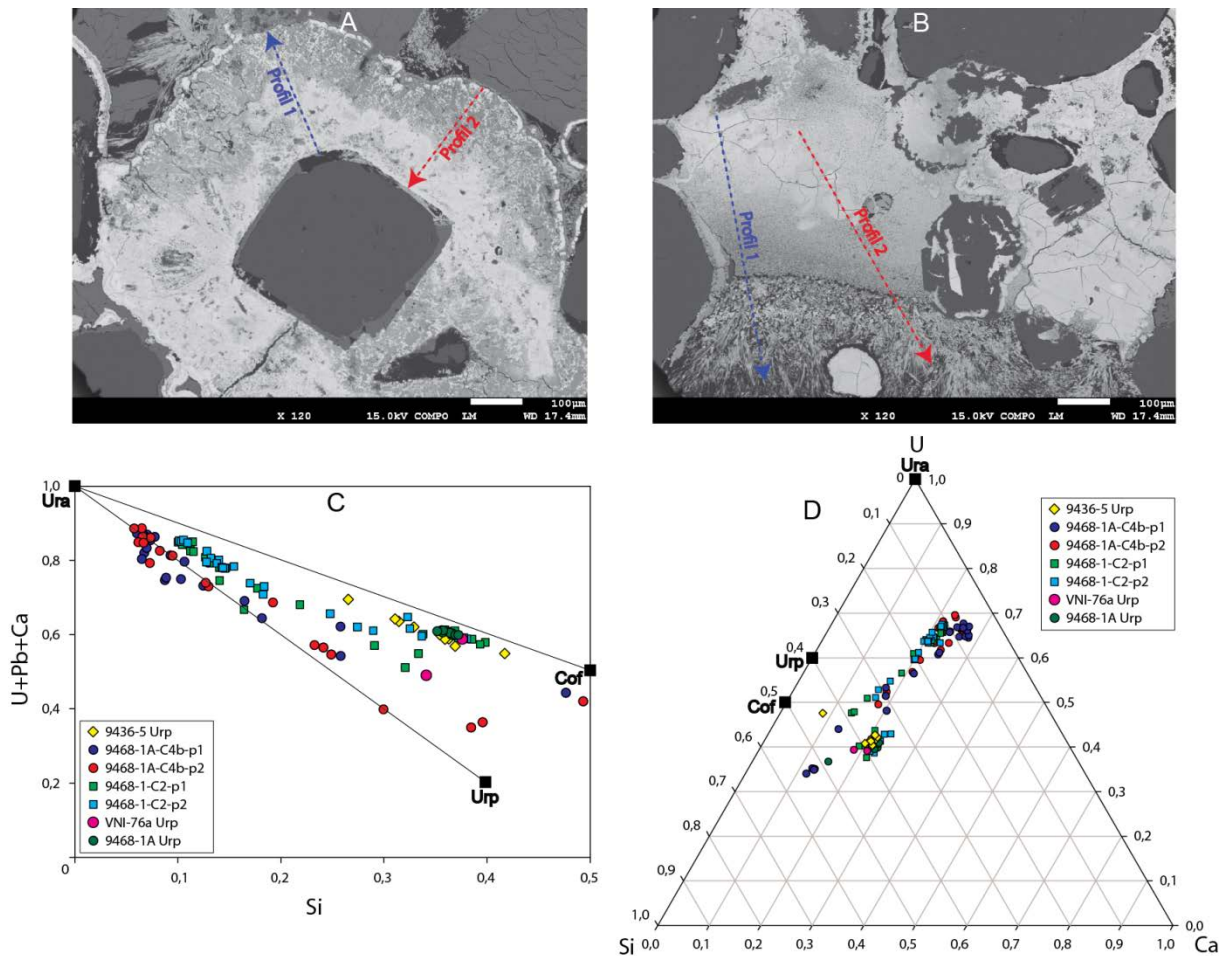


Figure 80 : A) et B) ER. Respectivement lames 9468-1A-C4b et 9468-1-C2. Altération de l'uraninite en uranophane et localisation des profils d'analyse à la microsonde. C) diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Si (données microsonde). F) Diagramme ternaire U-Ca-Si (données microsonde).

1.2.2. La métatyuyamunite ($Ca(UO_2)_2V_2O_8 \cdot 3(H_2O)$)

Les études pétrographiques ont révélé deux types de métatyuyamunite morphologiquement distincts, puis confirmé grâce à des analyses chimiques effectuées à la microsonde en faisant un graphique du vanadium en fonction de l'uranium en % atomique (Fig. 49, Cf Chapitre III). Le type II qui représente les agrégats de métatyuyamunite en association avec des uranophanes, et le type I correspond à la métatyuyamunite seule, formant de grandes plages de cristaux tabulaires. La composition chimique moyenne en fonction des métatyuyamunites est présentée dans le tableau 21 ci-dessous.

		Type II	Type I
U	Moyenne	45,02	39,08
	Ecart-type	1,08	1,80
V	Moyenne	45,02	34,09
	Ecart-type	2,98	3,30
Ca	Moyenne	6,31	17,91
	Ecart-type	0,73	1,96

Si	Moyenne	1,78	5,71
	Ecart-type	1,98	3,02
Ti	Moyenne	0,74	0,21
	Ecart-type	0,79	0,25
Pb	Moyenne	0,64	0,19
	Ecart-type	0,98	0,20
Zr	Moyenne	0,05	0,24
	Ecart-type	0,06	0,22

Tableau 21 : Composition chimique moyenne des métatyuyamunités de type I (20 analyses) et du type II (51 analyses) d'Imouraren. Données acquises par sonde électronique en % atomique.

Pour le type II, les résultats montrent que l'uranium, le vanadium et le calcium sont les éléments majeurs et ont des valeurs assez homogènes avec des écarts types représentant de 2% (pour l'uranium) à 11% (pour le vanadium). Les éléments accessoires, dont la silice, le titane, le plomb et le zirconium ont des valeurs très variables entre chaque point d'analyse, avec des écarts types autour de 110% pour la silice et le titane, jusqu'à plus de 150% pour le plomb par rapport à la moyenne.

Pour le type I, les éléments majeurs (uranium, silice, calcium et vanadium) présentent des écarts types compris entre 4% et 11%. Les éléments mineurs (silice, titane, plomb et zirconium) présentent de grands écarts entre les analyses avec des écarts types allant de 52% pour la silice jusqu'à 118% pour le titane par rapport à la moyenne.

Ces différentes métatyuyamunités présentent alors des valeurs d'écarts types dans les mêmes proportions pour le titane et le plomb, mais pour la silice et le zirconium, les disparités sont plus notables dans le type II.

La projection des analyses chimiques des métatyuyamunités dans un diagramme ternaire U-V-Ca, permet de mieux visualiser les différences dans la chimie des métatyuyamunités en fonction du type (Fig. 81).

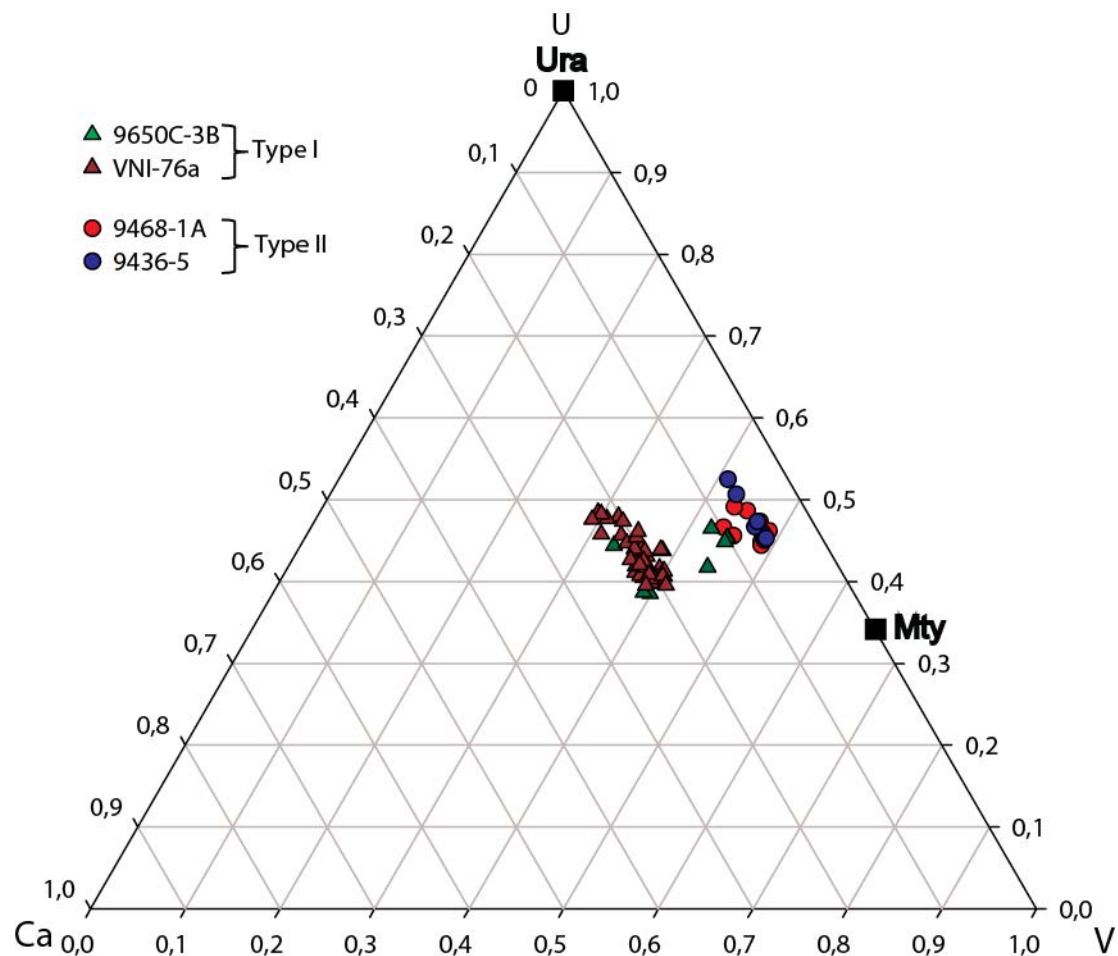


Figure 81: diagramme ternaire U-V-Ca des métatyuyamunites I et II.

2. Distribution des terres rares dans les oxydes d'uranium

Les éléments de terres rares sont des éléments se substituant communément dans les uraninites, avec des concentrations de l'ordre de quelques dizaines de ppm. Les différences de comportement chimique au sein des groupes des terres rares sont à l'origine du fractionnement de ces éléments les uns par rapport aux autres. Ainsi, les abondances et les fractionnements des éléments de terres rares sont susceptibles de donner des informations sur les conditions de genèse et de dépôt des oxydes d'uranium, ici dans les formations d'âge Carbonifère et Jurassique du bassin de Tim Mersoï.

Selon Frondel (1958), les teneurs en terres rares des oxydes d'uranium dépendent de la température. Ainsi, les uraninites magmatiques sont plus riches en terres rares que les uraninites hydrothermales elles-mêmes plus riches que celles de basse température.

Contrairement aux gisements encaissés dans les formations réduites du Carbonifère (Arlit-Akouta) sous forme d'uraninite principalement, ceux localisés dans les formations oxydées du Jurassique (Imouraren) sont largement dominés par des minéraux d'uranium hexavalents (uranophane et métatyuyamunite) et une faible quantité d'uraninite.

L'altération oxydante de l'uraninite correspond d'une part à l'oxydation partielle de U^{4+} en U^{6+} , sans changement de la cristalchimie de l'uraninite, et d'autre part à la conversion

complète de l'uraninite en minéraux d' U^{6+} lors de l'oxydation totale de U^{4+} (Cf *paragraphe 3.6 du Chapitre III*).

Des analyses in-situ par laser ICP-MS à l'échelle des phases minérales ont été effectuées dans le but de caractériser les trois principaux gisements (Arlit, Akouta et Imouraren) par leur signature en éléments de terres rares et de tester si différentes générations d'oxydes d'uranium issues du même dépôt peuvent être distinguées grâce à leur composition en terres rares, comme l'ont suggéré Bonhoure (2007), puis Mercadier et al. (2011). Ces analyses ont été réalisées sur des faciès réduit-oxydé (9468-1 pour Imouraren ; et 9624-12C, 11A, 17C et 17F pour Akouta), sur un faciès exclusivement réduit (9650C-8B pour Imouraren et 9650A-2B pour Akouta) et sur un faciès exclusivement oxydé (9650C-4) dans les gisements uranifères du bassin de Tim Mersoï afin de comparer leurs spectres avec celle de gisements de référence.

A Imouraren, particulièrement, l'objectif est de rechercher l'existence d'un lien génétique entre les minéraux U^{4+} et U^{6+} en comparant leur distribution en terres rares.

Les spectres de terres rares ont été normalisés par rapport aux chondrites. Les spectres obtenus seront comparés avec quelques spectres de référence d'uraninite cristallisée en milieu granitique (Bois Noirs et Commanderie).

Arbitrairement, on gardera la notation anglaise des terres rares dans le texte. Ainsi, la notation LREE (Light Rares Earth Elements) sera utilisée pour les terres rares légères, et HREE (Heavy Rares Earth Elements) pour les terres rares lourdes.

2.1. Imouraren

Des analyses in-situ par LA-ICP-MS à l'échelle des phases minérales ont été effectuées sur des oxydes d'uranium des faciès réduit-oxydé (échantillon 9468-1A), sur un faciès exclusivement réduit (échantillon 9650C-8B) et sur un faciès exclusivement oxydé (échantillon 9650C-4).

Faciès réduit-oxydé : des uraninites de lames provenant de l'échantillon 9468-1 ont été analysées au LA-ICP-MS et les résultats sont présentés dans la figure 82.

Sur les figures 82A et B, les spectres présentent une assez grande uniformité. Ces courbes très resserrées indiquent une homogénéité dans les concentrations en REE dans ces uraninites. Dans les uraninites de la lame 9468-1A (Fig. 82A), les concentrations en HREE sont 2 à 4 fois plus importantes que les concentrations en LREE. Les spectres sont globalement assez plats si l'on excepte le Ce et l'Eu. Dans les uraninites de la lame 9468-1-C3 (Fig. 82B), les spectres ont la même allure que ceux de la figure 82A à l'exception que les LREE sont plus enrichis en La et Pr. Dans les deux cas, seules deux anomalies sont ici notables :

- Une forte anomalie positive en cérium, visible sur tous les points d'analyses
- Une anomalie négative en europium et praséodyme
- Un léger fractionnement entre les LREE et les HREE

Les uraninites sont donc marquées par une anomalie assez marquée en Ce et Eu, qui se retrouve pour tout point d'analyse.

Sur les figures 82C et D, sont représentées respectivement les spectres de terres rares des uranophanes et des métatyuyamunités. En reportant dans les mêmes graphiques, un spectre de REE d'une uraninite saine d'Imouraren comme référence, on constate une reproductibilité très remarquable de la forme des spectres d'uraninites, à l'exception des métatyuyamunités 9468-1A qui seules, montrent une anomalie positive très marquée en europium. Les phases U^{6+} gardent parfaitement en mémoire les REE, mais, sont 400 fois moins concentrées en REE que les phases d' U^{4+} .

Faciès oxydé : une étude en LA-ICP-MS a été réalisée sur des métatyuyamunités de la lame 9650C-3B, et a permis de réaliser un spectre en REE (Fig. 82E). Le spectre présente une relative uniformité dans la variation des courbes obtenues sur différents points d'analyses. Il n'y a pas de grandes différences entre la concentration en LREE et en HREE, les valeurs La et Lu des différents points étant relativement proches si l'on excepte les valeurs les plus extrêmes. Deux anomalies sont relevées :

- Une anomalie positive en cérium, visible sur tous les points d'analyses.
- Une anomalie négative en europium

Il n'y a presque aucun fractionnement des REE entre elles, et les métatyuyamunités ont une anomalie très forte en cérium, pour tout point d'analyse. L'anomalie en Ce est à relier avec le contexte oxydant et la moindre mobilité du Ce. La superposition des spectres de REE de ces métatyuyamunités avec celui d'une uraninite de référence, montre également une forte ressemblance dans l'allure des courbes et donc un héritage des REE par la métatyuyamunité, qui est cependant 8 fois moins concentrée en REE que l'uraninite.

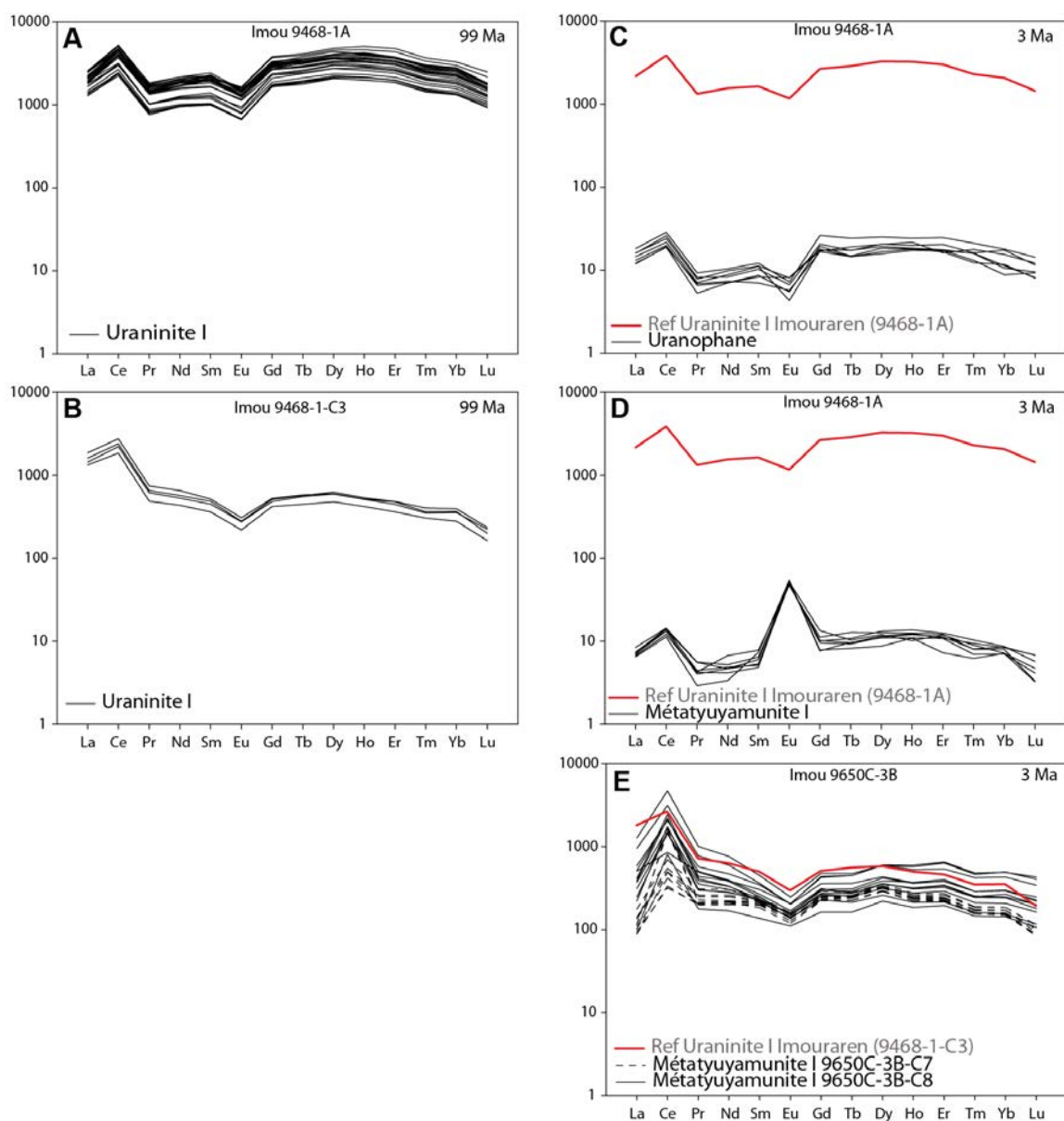


Figure 82: Spectres de REE normalisés aux chondrites de différents oxydes d'uranium à Imouraren (Imfout centre), comparés avec des des spectres obtenus sur d'autres gisements. A) et B) Spectres d'uraninites. C) Spectres d'uranophanes. D) et E) Spectres de métatyuyamunites. Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (Cf paragraphe 3. de ce chapitre).

Une seconde forme de spectre REE, proche de celui d'une monazite (Fig. 83D), a été observée dans les oxydes d'uranium d'Imouraren.

Faciès réduit : les spectres de REE des uraninites de la lame 9650C-8B (Fig. 83A) ont des formes similaires. Les spectres sont fractionnés en faveur des LREE. On note deux anomalies se retrouvant dans toutes les séries :

- Une anomalie négative pour l'euprium
- Une anomalie positive pour le néodyme et le gadolinium

Il existe des écarts de concentrations significatives entre les points d'analyse. Cependant, les allures restent les mêmes, avec toujours les mêmes anomalies.

Faciès oxydé : les concentrations en REE des uranophanes et métatyuyamunites de la lame 9650C-4 (Figs. 83B et C) sont très homogènes avec des spectres très similaires. Ces spectres sont également très semblables à ceux des uraninites de l'échantillon 9650C-8B (pris comme référence pour comparaison), avec les mêmes types d'anomalies. L'exception se fait au niveau des métatyuyamunites I (lame 9650C-4) qui montrent une forte anomalie positive en europium, tout comme les métatyuyamunites II.

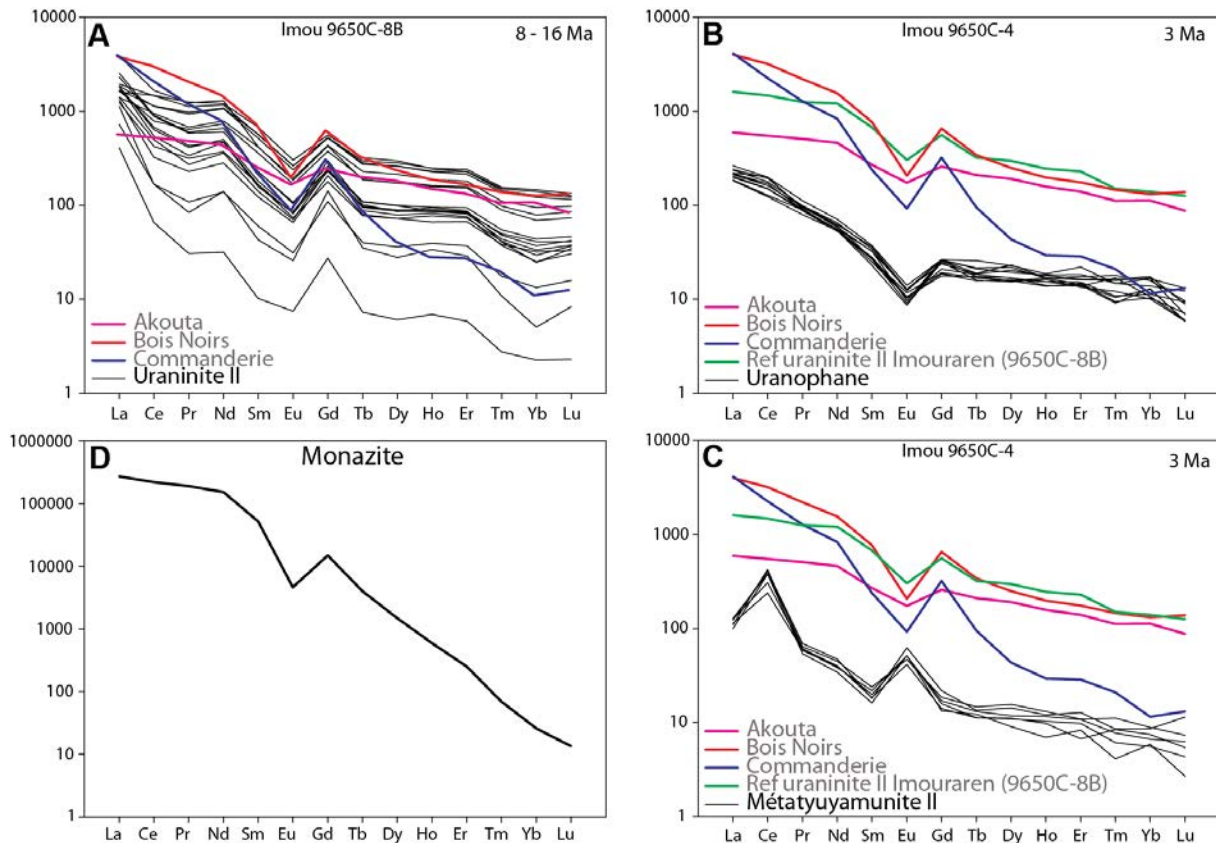


Figure 83: Spectres de REE normalisés aux chondrites de différents oxydes d'uranium à Imouraren (Imfout centre), comparés avec des des spectres obtenus sur d'autres gisements. A) Spectres d'uraninites. B) Spectres d'uranophanes. C) Spectres de métatyuyamunites. D) Spectre de REE d'une monazite. Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (Cf paragraphe 3. de ce chapitre).

2.2. Akouta

Faciès réduit : des uraninites de l'échantillon 9650A-2B (Ebba Nord, Q43 moyen Est) ont été analysées par LA-ICP-MS. Les spectres sont très similaires et sont parfaitement superposés (Fig. 84A), ce qui souligne l'homogénéité de la zone analysée (cœur et couronne des sphérules). Ceci indiquerait aussi une homogénéité du fluide minéralisateur au cours de la cristallisation. On constate aussi un appauvrissement marqué en LREE (du Ce au Sm) et un enrichissement en HREE. En comparant ces spectres d'uraninites avec ceux de type I d'Imouraren, on remarque qu'ils ont globalement la même allure, avec des anomalies en Ce et Eu beaucoup moins prononcées. En revanche, ils sont significativement différents des spectres précédemment obtenus sur des pechblendes massives plus anciennes (Forbes, 1989 – Fig. 84C).

Faciès réduit-oxydé : une série de lames provenant d'un front d'oxydation du gisement du Q43 moyen Est à Ebba Nord (lames 9624-11A, 9624-12C, 9624-17C et 9624-17F) a été

analysée (Fig. 84B). Les spectres de REE sont globalement similaires, mais on peut distinguer 4 groupes correspondant à 4 lames différentes par ordre décroissant de teneurs: i) 9624-11A (en rouge), ii) 9624-17F, iii) 9624-12C (en bleu) et iv) 9624-17C (en vert). Globalement, les spectres sont superposés mais les groupes de spectres montrent des concentrations pouvant varier entre 5 à 15 fois (par exemple entre 9624-11A et le 9624-17C). De plus on constate que les échantillons 9624-12C et 9624-17C ont la même concentration en LREE mais à partir de Eu, l'échantillon 9624-12C a des teneurs en HREE nettement plus élevées. On remarque une légère anomalie négative pour l'euporium et le samarium

Globalement on remarque un appauvrissement des éléments en terres rares légères et lourdes à l'exception du 9624-12C qui présente une partie de spectre plate au niveau des HREE, et une ressemblance dans avec les spectres de type II d'Imouraren.

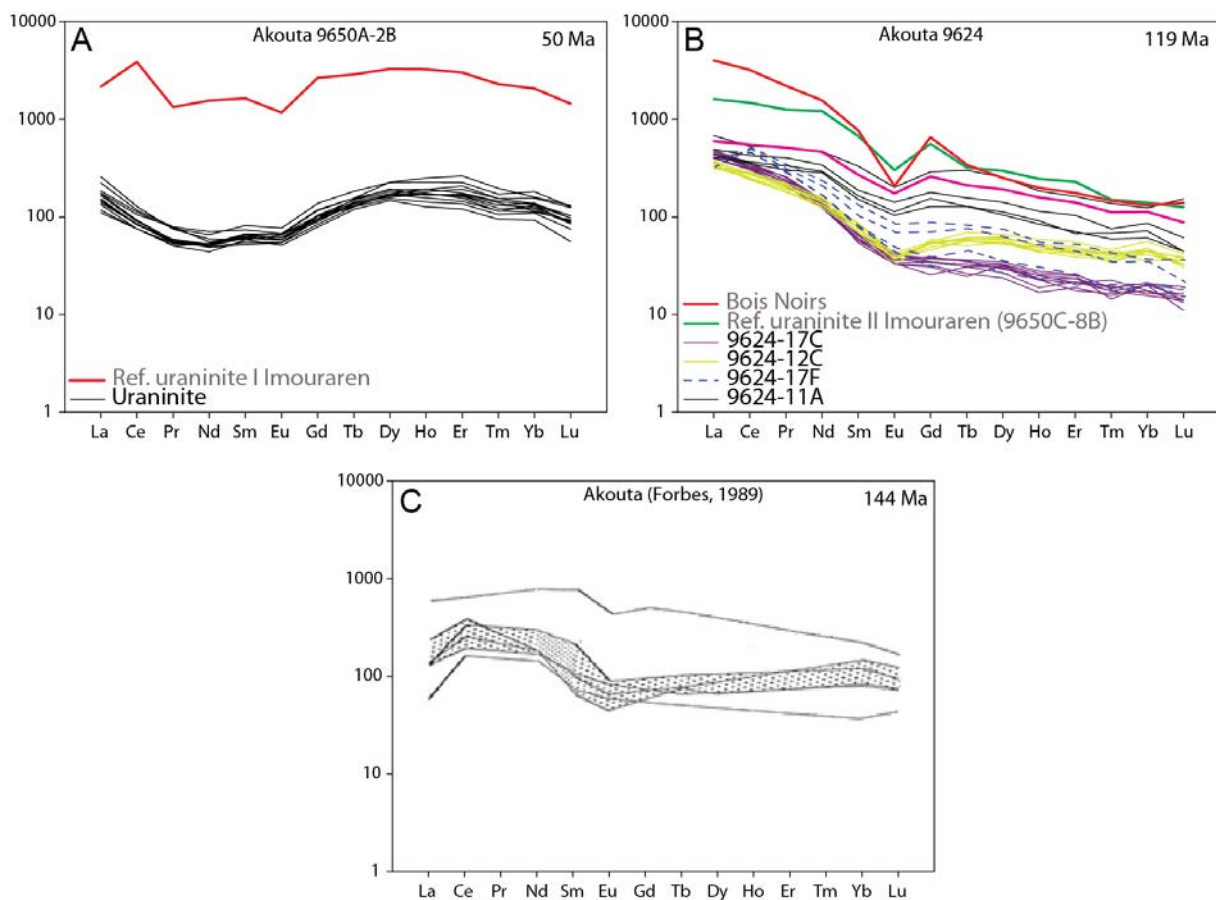


Figure 84: Spectres de REE normalisés aux chondrites des uraninites d'Akouta (Ebba Nord, Q43 moy Est), comparés avec des spectres obtenus sur d'autres gisements. Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (Cf paragraphe 3. de ce chapitre). Les spectres C ont été obtenus sur des uraninites (faciès « réduit ») plus anciennes (Forbes, 1989).

2.3. Arlit

L'analyse par LA-ICP-MS des uraninites de l'échantillon 9624-37A (MCO Tamgak) montre des spectres des éléments de terres rares très similaires (Fig. 85). Il n'y a pas de grandes différences entre la concentration en LREE et en HREE mais il existe une légère baisse avec un enrichissement relatif en REE moyennes (Nd → Dy). Ces spectres spécifiques à ce gisement donnent les informations suivantes :

- Les abondances maximales sont constatées pour le samarium et le gadolinium
- Une très légère anomalie négative pour l'euporium
- Une concentration basse en LREE (La → Pr), surtout le lanthane

Le point commun avec les spectres de REE de type I est la dépression en lanthane.

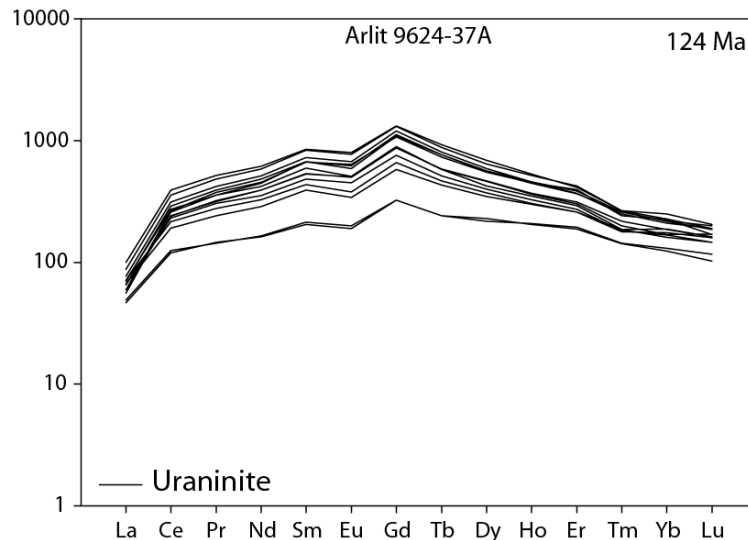


Figure 85: Spectres de REE normalisés aux chondrites des uraninites d'Arlit (MCO de Tamgak). Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (*Cf paragraphe 3. de ce chapitre*).

2.4. Interprétation de la distribution des terres rares dans les oxydes d'uranium

Les résultats obtenus révèlent globalement deux types de signatures géochimiques des oxydes d'uranium (uraninite, uranophane et métatyayuminite) à Imouraren et à Akouta. Ces signatures correspondent à deux types de spectres :

- la signature de type I (Fig. 82) qui est un spectre très plat correspondant aux âges à 99 Ma, et qui est propre aux gisements d'uranium du Tim Mersoï.
- la signature de type II (Fig. 83) qui est un spectre fractionné, ressemblant aux spectres d'uraninite intragranitique (avec une curieuse anomalie en Gd), et proches des spectres de monazite (gisements de la Commanderie et des Bois Noirs)

Pour le type I, des sphérules d'uraninite saine d'Imfout Centre ont été utilisées comme référence afin de mieux suivre l'altération secondaire des uraninites en uranophane et métatyayuminite. Pour le type II, le spectre des uraninites d'Imfout centre et les spectres de type gisements intragranitiques ont été choisis comme référence. Le comportement de ces REE peut-être résumé comme suit :

- Une évolution progressive du comportement du groupe des terres rares depuis les LREE jusqu'aux HREE, liée à la masse et de la garniture électronique de l'atome de chaque terres rares du La au Lu.
- Un comportement spécifique de deux terres rares sensibles aux conditions redox, Ce et Eu. Ainsi, le cérium trivalent est très peu mobile en conditions oxydantes et à tendance à former des phases insolubles comme Ce_2O_3 , la cerite.

Dans les échantillons d'Imouraren (Imfout Centre), les porteurs des phases d' U^{4+} et d' U^{6+} montrent des spectres des éléments de terres rares très similaires. Les spectres sont

parfaitement superposés, ce qui souligne l'homogénéité des zones analysées à l'exception des échantillons 9650C-8B et 9624-12C, 11A où globalement, les spectres sont superposés mais montrent une variabilité en concentration.

La parfaite ressemblance des signatures des spectres d'uraninites et des minéraux secondaires d'U dans les deux types de signatures, montrent bien que : (i) les minéraux hexavalents ont gardé en mémoire les REE contenus dans les minéraux tétravalents, et (ii) les minéraux hexavalents et tétravalents d'uranium sont donc génétiquement liés. La seule différence entre les signatures de l'uranophane et celle de la métatyuyamunite réside au niveau de l'euporium qui s'incorpore mieux dans la métatyuyamunite que dans l'uranophane. En effet, les spectres des uranophanes sont mimétiques des spectres d'uraninite sans anomalies. Par contre les spectres de métatyuyamunite comportent des anomalies en Ce et Eu, ce qui pourrait être dû à des conditions redox différents entre la cristallisation des deux phases. Cette incorporation de l'euporium dans la métatyuyamunite et non dans l'uranophane semble aller à l'encontre des observations pétrographiques qui suggèrent une précipitation synchrone de ces deux minéraux uranifères. En effet, la formation de l'uranophane peut être assimilée à une coffinitisation poussée en milieu oxydant. L'uranophane peut donc directement découler de l'altération de l'uraninite qui par ailleurs possède tous les éléments nécessaires à la formation de l'uranophane. La formation de la métatyuyamunite, elle, peut invoquer une mise en solution avec apport notamment de vanadium dans le système. Les mêmes types d'observations peuvent être faits sur les uraninites d'Akouta. Les minéralisations les plus anciennes (Figs. 84B et C) montrent des spectres cohérents avec ceux des Bois Noirs ou de la référence Imouraren (noter que dans les résultats de Forbes, 1989, le Gd n'a pas été dosé). Les spectres des minéralisations plus récentes (Fig. 84A) sont d'autant plus déficitaires en LREE, notamment en Ce et Eu, que ces minéralisations sont encore plus récentes que celles d'Imouraren type I.

Les observations pétrographiques et les âges isotopiques U-Pb ont cependant montré que les phases d' U^{6+} sont beaucoup plus jeunes par rapport aux phases d' U^{4+} . Ces résultats montrent donc qu'à Imouraren les phases d' U^{4+} sont antérieures aux phases U^{6+} et sont des indicateurs très forts sur la chronologie relative des minéralisations primaires et secondaires d'uranium.

Le spectre effectué sur des uraninites de la MCO de Tamgak montre un spectre différent qu'il faudra étudier de plus près.

Le calcul et la représentation dans un diagramme du rapport de la concentration en REE des phases U^{6+} sur la phase U^{4+} de référence, permet de quantifier les pertes ou gains en REE lors de l'altération de l'uraninite en métatyuyamunite ou uranophane. Les résultats montrent que les minéraux secondaires d'uranium peuvent garder en mémoire totalement voir même en gagner (Fig. 86E) ou très partiellement (Figs. 86A, B, C et D) les REE contenus dans les minéraux primaires dont ils sont issus.

Ces résultats ont aussi montré que les spectres de terres rares d'Akouta ont la même allure que celles d'Imouraren, mais pas la même concentration en REE. Le spectre de type II particulièrement donne une indication sur la source de l'uranium. L'étude de la source d'uranium fut entamée par Wagani (2007), par l'étude des liens entre les niveaux volcaniques présents dans le gisement, et les minéralisations qui se retrouvent le plus souvent en contact ou à l'intérieur de ces derniers. L'étude de ces relations, et la comparaison chimique des

minéraux uranifères entre les massifs volcaniques proches et les minéralisations d'Imouraren, ont permis à Wagani (2007) de déduire que la source de l'uranium de ces gisements était lié au volcanisme des complexes annulaires du Nigeria, plus au sud.

Grâce à l'étude de la distribution des terres rares dans les uraninites d'Akouta et d'Imouraren, cette théorie a été appuyée en comparant les spectres de terres rares de type II à ceux obtenus par Mercadier et al. (2011) sur les gisements uranifères intragranitiques français. Une moyenne des spectres présentés dans la figure 81 a été réalisée pour le gisement d'Akouta et d'Imouraren. Cette étude a montré que les spectres de terres rares des uraninites présentaient une courbure similaire, avec une anomalie négative marquée en europium et une forte anomalie positive en gadolinium. La comparaison de ces spectres avec ceux issus des travaux de Mercadier et al. (2011), ont permis de voir une forte ressemblance avec les uraninites de Bois Noirs et de Commanderie qui ont une source monazitique. Les travaux de Wagani sont donc appuyés à la vue de ces résultats, par un argument géochimique. Le volcanisme felsique a donc permis la formation des monazites qui ont ensuite été partiellement altérées, libérant ainsi leur contenu en uranium. Cette altération a contribué en partie à alimenter le bassin de Tim Mersoï en uranium. Mais la faible altération des monazites dans les grès et l'existence du spectre de type I pourraient suggérer que la monazite n'est pas le seul fournisseur d'uranium. En effet, les REE sont principalement concentrées dans certains minéraux accessoires tels que le zircon et la monazite, et dans une moindre mesure dans les verres volcaniques. Lors de la circulation des fluides, l'interaction fluide-roche favorise le lessivage et le transport des REE simultanément avec des métaux pour former des gisements. Cependant, cette étude ne permet pas de savoir si ces monazites appartenaient aux massifs de l'Air, de Zinder ou bien des massifs annulaires du Nigeria. Seule une comparaison des âges entre les monazites de ces différents massifs et des uraninites des gisements du Niger permettraient, si les âges sont suffisamment précis, d'avoir un avis précis sur le lien entre les différents complexes volcaniques et les minéralisations uranifères du bassin de Tim Mersoï.

Les anomalies en Ce attestent du degré d'oxydation du milieu lors du dépôt des minéraux hexavalents d'uranium. En effet, les REE présentent des propriétés physico-chimiques identiques. Leur comportement cohérent est dû à leur charge ionique identique (trivalent) et leur rayon ionique voisin. Les REE sont stables à l'état d'oxydation 3+, et cette stabilité est due au fait que dans des conditions P-T normales, l'énergie d'ionisation requis pour le départ d'un électron est trop élevée. Cependant, l'Eu et le Ce font exception à cette règle, et peuvent changer d'état d'oxydation dans des conditions oxydantes. C'est donc cette capacité de changement d'état d'oxydation du Ce et de l'Eu qui justifient leur comportement par rapport aux autres REE par l'apparition d'anomalies.

Des circulations tardives de fluides sont à l'origine de la perturbation de la géochimie des oxydes d'uranium primaires.

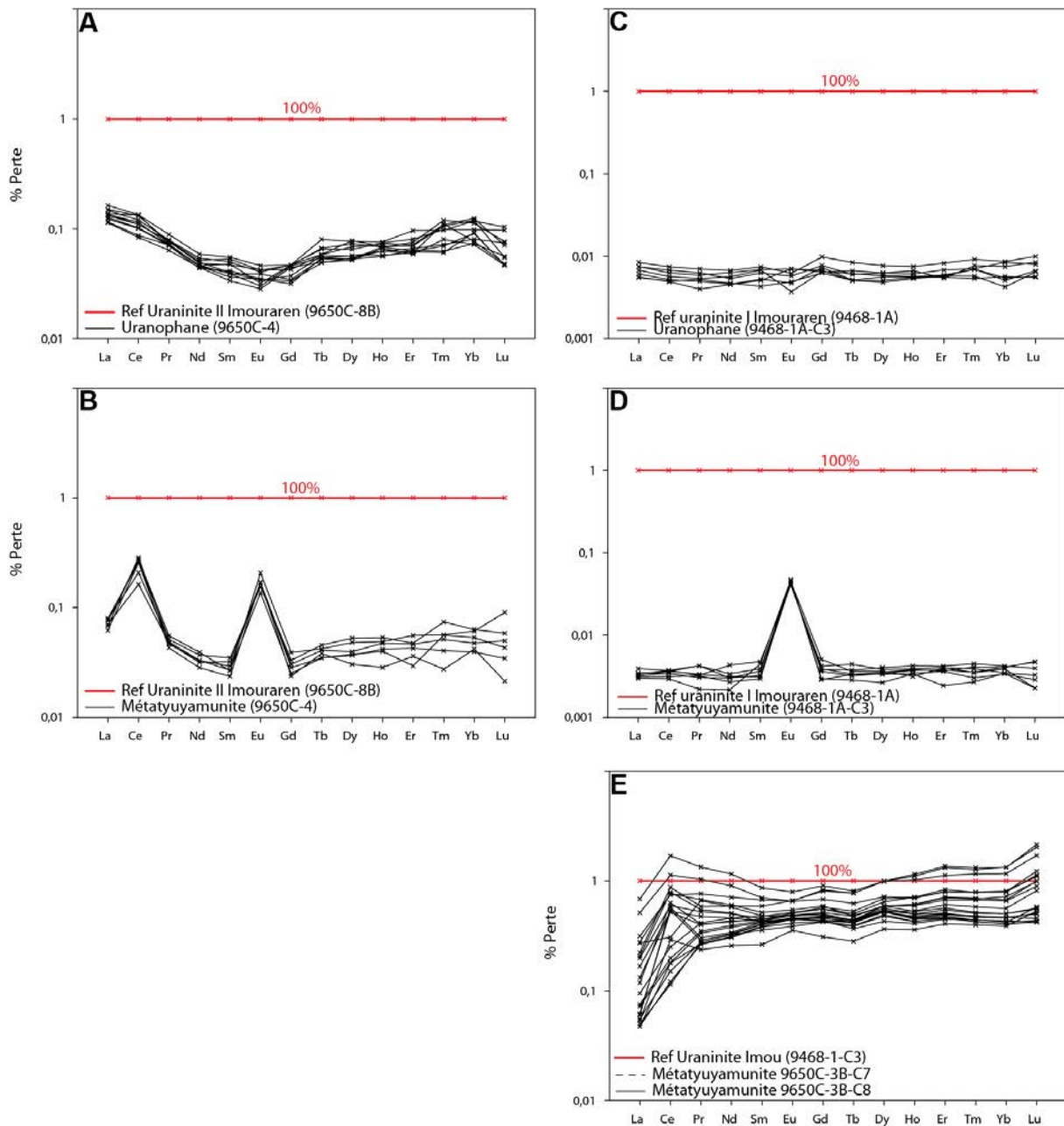


Figure 86: diagrammes montrant le pourcentage de perte en REE lors du passage des phases d' U^{4+} aux phases d' U^{6+} (normalisation des spectres des phases d' U^{6+} par rapport à un spectre moyen de phases d' U^{4+}). Les lignes rouges correspondent à la ligne de référence de l'uraninite primaire.

Les analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique sur les uraninites d'Akouta, d'Arlit et d'Imouraren ont révélé la présence de zirconium jusqu'à des teneurs en poids d'oxydes de 6%, 3% et 1% respectivement (Tableau 22). Un remplacement de l'uranium par le zirconium dans l'uraninite plutôt qu'un apport détritique massif du zirconium est suggéré par Pagel et Pironon (1986). La teneur élevée en zirconium de l'uraninite provient donc du lessivage des niveaux volcaniques par les fluides minéralisateurs (Pironon, 1986). Le zirconium a été mobilisé en même temps que l'uranium lors de l'altération des roches volcaniques par la circulation des fluides diagénétiques. Ces concentrations remarquables de zirconium dans les uraninites des gisements du Tim Mersoï, pourrait suggérer une contribution des verres volcaniques donc une source volcanique.

Gisement	Encaissant	ZrO ₂ dans les uraninites	Matériel volcanique
Collio (Italie)	Grès et micro-conglomérat permien	Corrélation U-Zr	Tufs, fragments de roches volcaniques
Mullenbach (RFA)	Arkoses et shales carbonifères	0,5 - 2,1 %	Tufs et rhyolites permien
Lodève (France)	Shales et silts permien	0 - 2,6 %	Cinérites interstratifiées
Cerilly (France)	Shales autuniens	Corrélation U-Zr	Cinérites interstratifiées
Akouta (Niger)	Grès Carbonifères	0 - 5,83 %	Volcano-sédimentaire Viséen et Permien à Jurassique
Arlit (Niger)	Grès Carbonifères	0 - 3,32 %	
Imouraren (Niger)	Grès Jurassiques	0 - 0,87%	

Tableau 22 : Teneurs en zirconium des minéralisations uranifères et matériel volcanique associé (d'après Forbes, 1989 ; modifié).

3. Ages des événements minéralisateurs

Les âges U-Pb de la littérature obtenus sur les oxydes d'uranium des gisements du bassin de Tim Mersoï sont principalement :

- Ceux de Devillers et Menes (1977) qui furent les pionniers dans la datation de la minéralisation uranifère d'Akouta. La datation Pb-Pb sur uraninite a donné un âge à 338 ± 5 Ma, permettant donc de considérer la minéralisation comme synsédimentaire.

- L'âge de Forbes (1989) à 144 ± 15 Ma obtenu à partir de l'analyse des isotopes de l'uranium et du plomb des uraninites massives d'Akouta, cohérent avec l'âge Pb-Pb ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) qui peut être déduit de la corrélation entre la perte des descendants radiogéniques de la famille de ^{238}U et l'incorporation de silicium dans les uraninites (140 Ma, Forbes, 1989).

- Les âges de Turpin et al. (1991) obtenus à partir des analyses isotopiques U-Pb des fragments purifiés d'uraninite et grès minéralisés broyés, ainsi que des analyses K-Ar sur les argiles accompagnatrices de la minéralisation. Les âges sont de 197 ± 63 Ma sur les uraninites et respectivement 200 Ma pour les Chlorites et 150 Ma pour les C/S accompagnatrices de la minéralisation. Il est à noter qu'il est difficile d'imaginer dater des chlorites et interstratifiés chlorite/smectite, il est probable que ces chlorites soient contaminées par des K-micas (hérités).

- Plus récemment, les travaux de thèse de Cavellec (2006) et Pons (2015) ont donné des âges isotopiques U-Pb respectivement 76 ± 46 Ma pour les uraninites d'Arlit et 112 ± 16 Ma pour celles d'Akouta (zircono-UO₂).

Des données ont été acquises mais non publiées depuis 2008 par différents travaux de post-doctorat du CREGU et ceux de M. Brouand/E. Deloule dans le cadre de la collaboration entre AREVA et le service microsonde ionique du CRPG.

Brouand (2008) a daté par la méthode isotopique U-Pb des uraninites d'Imouraren à $99 \pm 0,7$ Ma et par la méthode chimique des uraninites d'Arlit à 90 ± 12 Ma.

Vallance (2007) lui a daté par la méthode Re-Os des chalcocites contemporaines de ces uraninites à 97 ± 34 Ma.

Ces âges couvrent une très large période, et semblent incompatibles, rendant difficile le calage des dépôts d'uranium dans l'histoire de la diagenèse d'enfouissement du bassin en lien avec la tectonique.

Dans cette étude, sept nouvelles datations isotopiques U-Pb ont été réalisées sur les gisements d'Akouta (échantillons 9624-18B et 9650A-2B), d'Arlit (échantillon 9624-37A) et d'Imouraren (échantillons 9650C-8B, 9650C-8C, 9650C-3B et 9650C-5C) à l'aide la microsonde ionique CAMECA IMS-1270 du CRPG-CNRS de Nancy, en collaboration avec E. Deloule du CRPG de Nancy et M. Brouand de la DGS AREVA.

Les calibrations ont été déterminées sur des uraninites standards de Zambie datées 540 ± 4 Ma.

3.1. Datation par la méthode U-Pb sur les oxydes d'uranium

3.1.1. AKOUTA (Ebba Nord, Q43moyen Est)

La datation a été effectuée sur un faciès réduit-oxydé et un faciès réduit dans le secteur d'Ebba Nord.

Faciès réduit-oxydé, échantillon 9624-18B: l'échantillon prélevé provient d'un petit front redox développé à la faveur de la stratification. L'étude au MEB permet de décrire la minéralisation comme étant de l'uraninite coffinitisée riche en inclusions de pyrite automorphe, en ciment interstitiel (Fig. 87). Les uraninites des faciès réduit-oxydé ont été analysées à la microsonde électronique et le détail est donné dans *le paragraphe 1.1.2, a) Akouta, Tableau 17*. Les analyses montrent une bonne homogénéité chimique de la plage en éléments majeurs (U, Si, Ca et V) et mineurs (Pb, P, Zr et Ti). Les uraninites du faciès réduit-oxydé sont plus ou moins coffinitisées avec un taux de substitution de Si qui varie entre 20 et 80 %. Les teneurs en Pb elles sont assez basses (Fig. 78).

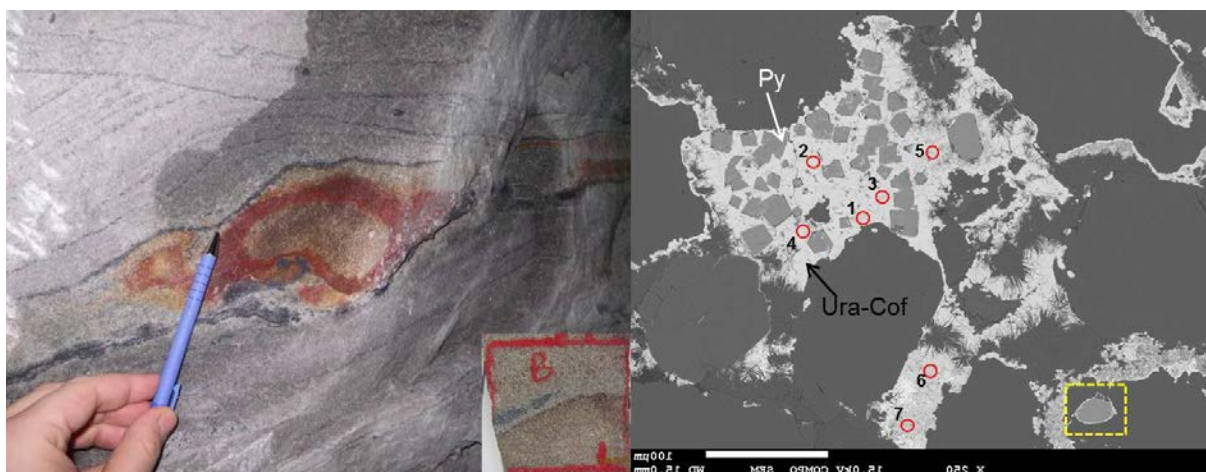


Figure 87: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés de la minéralisation et localisation des spots d'analyse.

Le diagramme concordia correspondant à ces analyses montre que les échantillons sont à la fois discordants et concordants selon les intervalles. L'âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des points mesurés est de 102 Ma (Tableau 23). L'intersection supérieure à 112 ± 10 Ma correspondrait plutôt à l'âge de la formation de la minéralisation tandis que l'intersection inférieure entre la concordia et la discordia à -195 ± 58 Ma n'a pas de signification géologique. En effet, lorsqu'on perd seulement du plomb, la concordia passe par l'ordonnée 0, tandis que lorsqu'on perd à la fois du plomb et du radium, la concordia ne passe pas par l'origine. Ce qui donne par conséquent des valeurs très négatives et sans signification géologique.

Dans l'intervalle [100 – 140 Ma], les points expérimentaux sont presque concordants et le calcul de l'âge moyen dans cet intervalle donne un âge à 119 ± 11 Ma qui est très proche de l'âge calculé sur l'ensemble des points. Ceci indiquerait que ce sont ces points concordants qui sont à prendre en compte pour déterminer l'âge de la minéralisation (communication personnelle, Deloule). Les positions discordantes (à 31 et 69,8 Ma) indiqueraient que les échantillons ont évolué en système ouvert par rapport au plomb, c'est à dire qu'ils ont perdu cet élément au cours de leur évolution (Fig. 88).

A proximité de cette plage datée, se trouve un zircon associé à de l'uraninite (cadrant jaune sur Fig. 87 et planche 7H). Cette observation correspond très probablement aux zircons diagénetiques contemporains des uraninites évoqués par Pons (2015) dans le même secteur, et datés à 112 ± 16 Ma par la méthode U-Pb.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Age 6/8	\pm	Age 7/5	\pm
18b@2	0,0241	0,0012	0,1599	0,0083	153,5	7,4	150,6	7,2
18b@1	0,0200	0,0011	0,1285	0,0073	127,6	6,7	122,8	6,6
18b@3	0,0177	0,0005	0,1192	0,0036	113,4	3,2	114,3	3,3
18b@4	0,0194	0,0004	0,1271	0,0038	123,8	2,5	121,5	3,4
18b@5	0,0173	0,0007	0,1136	0,0047	110,5	4,4	109,2	4,3
18b@6	0,0037	0,0001	0,0310	0,0018	23,8	0,9	31,0	1,7
18b@7	0,0098	0,0003	0,0712	0,0030	63,0	1,8	69,8	2,9

Tableau 23 : données isotopiques U-Pb des uraninites plus ou moins coffinitisées de l'échantillon 9624-18B (AKOUTA-Ebba Nord) obtenues à la sonde ionique

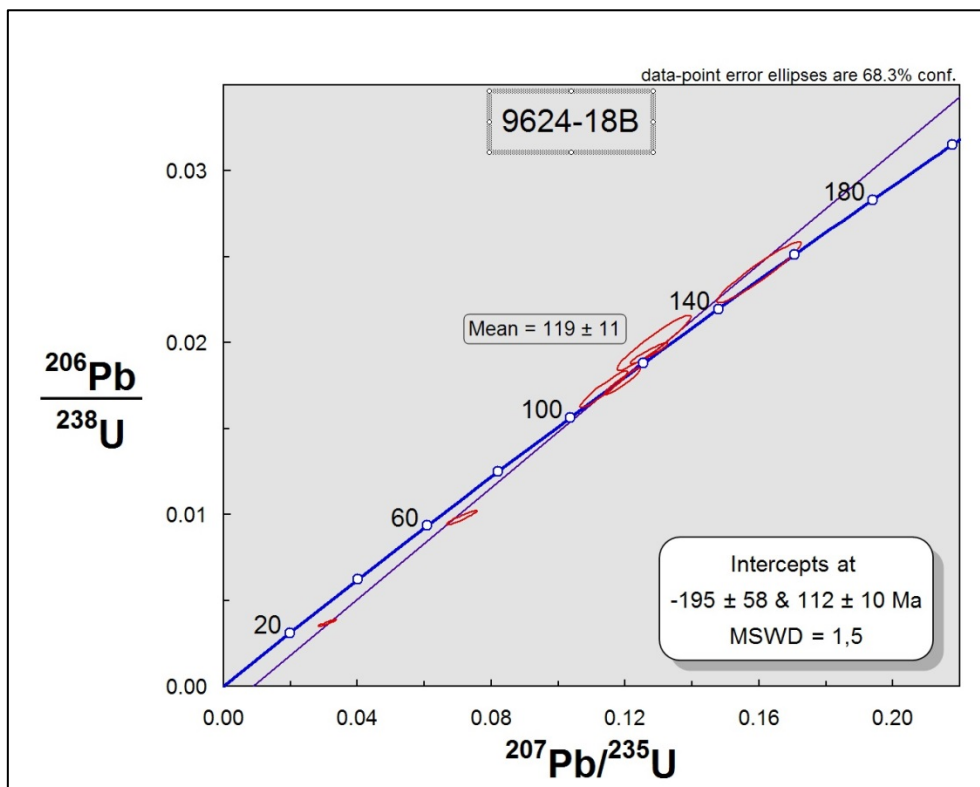


Figure 88: diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)/($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9624-18B) d'uraninite du faciès réduit-oxydé d'Akouta.

Faciès réduit, échantillon 9650A-2B : la zone étudiée correspond à une uraninite massive interstitielle. Vue en microscopie, elle présente une morphologie conchoïdale avec une couronne et un cœur (Fig. 89). Les plages d'uraninite font jusqu'à 200 μm . Les uraninites des faciès réduits ont été étudiées à la microsonde électronique et le détail est donné dans le paragraphe 1.1.2, a) Akouta, Tableau 16. L'analyse de ces plages montre une composition chimique relativement stable en U, Zr et V, mais présentant de grands écarts dans sa composition en Si, Ti, P et Pb. La perte en plomb est très importante dans les faciès réduit (Fig. 78), et le faible taux de substitution de Si qui est de 10 % par rapport à ce qui est attendu dans une coffinite (0,5)), montre que ces uraninites sont bien préservées.

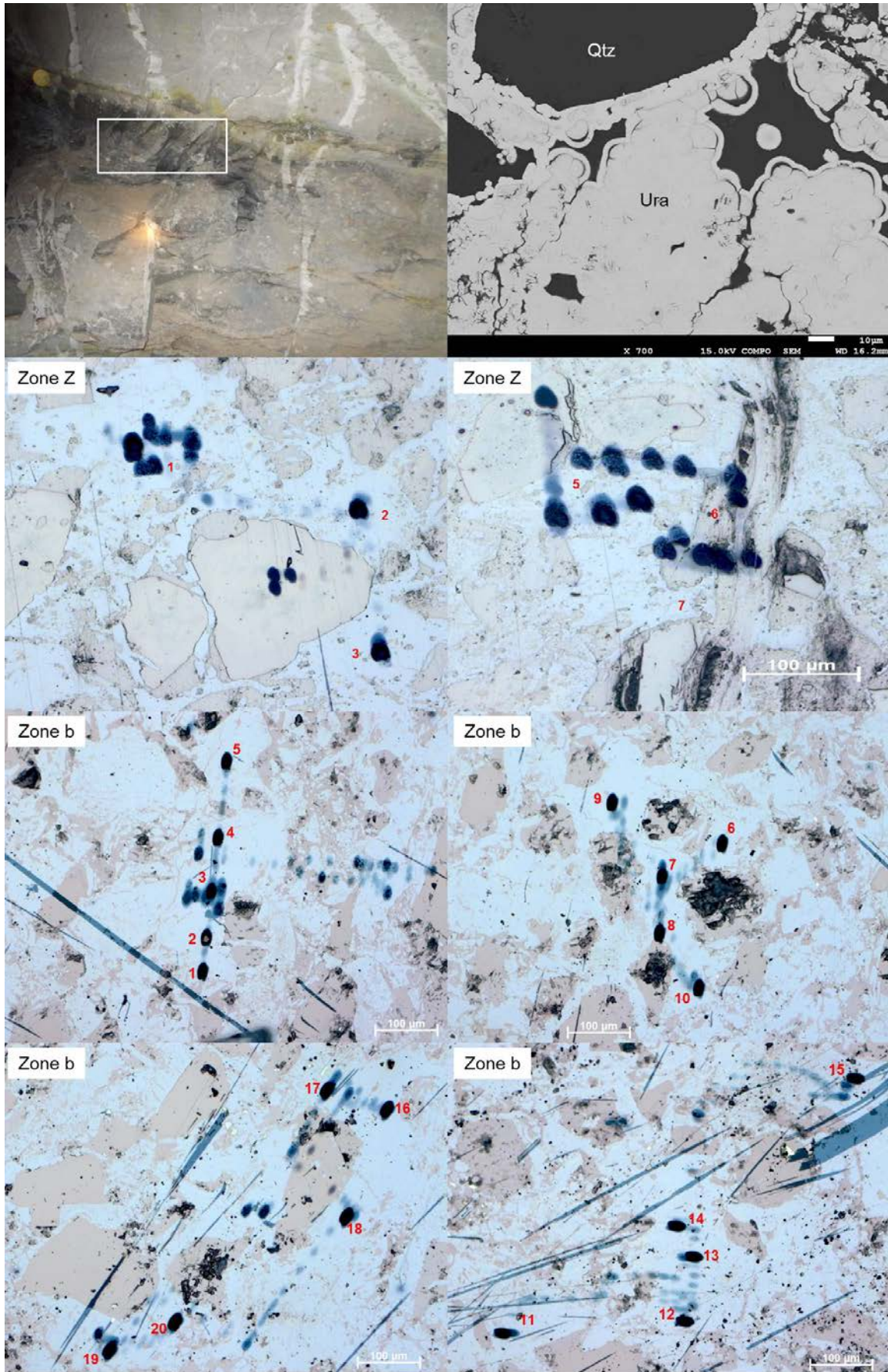


Figure 89: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés des plages d'uraninite et localisation des spots d'analyse (taches noires).

Le diagramme concordia obtenu montre que les points sont pour la plupart parfaitement alignés sur la concordia c'est-à-dire que les deux géochronomètres $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ permettent d'évoquer des événements situés autour de $50,4 \pm 3,3$ Ma (Fig. 90). Cela indiquerait que le système a évolué sans perte ni gain en U ou en Pb. Ainsi, l'âge moyen des points concordants donne 46,9 Ma en soustrayant les 4 points discordants (104,2 ; 83,5 ; 114,1 et 83,7 Ma) sur un total de 24 points (Tableau 24). L'analyse de l'histogramme de probabilité relative des points mesurés montre des pics dont un assez prononcé vers 104 Ma qui pourrait correspondre à un héritage d'uraninite plus ancien (Fig. 91). Cet héritage pourrait alors coïncider à la minéralisation des échantillons 9624-18B et 9624-37A datés respectivement à 119 ± 11 Ma et à $124,3 \pm 1,9$ Ma.

L'âge concordant à 46,9 Ma est donc une remobilisation d'uraninite plus ancienne.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	Age 6/8	±	Age 7/5	±
a2z@1	0,0070	0,0001	0,0452	0,0007	45,1	0,7	44,9	0,7
a2z@2	0,0081	0,0003	0,0531	0,0021	51,7	2,0	52,5	2,0
a2z@3	0,0083	0,0001	0,0525	0,0007	53,1	0,7	52,0	0,6
a2z@4	0,0082	0,0002	0,0527	0,0016	52,4	1,6	52,1	1,5
a2z@5	0,0161	0,0002	0,1080	0,0013	103,0	1,2	104,2	1,2
a2z@6	0,0115	0,0004	0,0743	0,0024	73,9	2,4	72,7	2,3
a2z@7	0,0092	0,0001	0,0588	0,0007	59,0	0,7	58,1	0,7
A-2b@1	0,0062	0,0477	0,0408	0,0478	39,6	1,9	40,6	1,9
A-2b@2	0,0131	0,1438	0,0857	0,1440	84,0	12,0	83,5	11,5
A-2b@2	0,0090	0,0693	0,0583	0,0699	57,9	4,0	57,5	3,9
A-2b@3	0,0068	0,0448	0,0447	0,0449	43,8	2,0	44,5	2,0
A-2b@4	0,0061	0,0337	0,0405	0,0340	39,2	1,3	40,3	1,3
A-2b@5	0,0071	0,0470	0,0459	0,0470	45,4	2,1	45,6	2,1
A-2b@6	0,0069	0,0426	0,0444	0,0428	44,3	1,9	44,1	1,8
A-2b@7	0,0070	0,0440	0,0447	0,0440	44,8	2,0	44,4	1,9
A-2b@8	0,0097	0,0537	0,0636	0,0538	62,0	3,3	62,6	3,3
A-2b@9	0,0070	0,0375	0,0450	0,0375	44,8	1,7	44,7	1,6
A-2b@10	0,0075	0,0545	0,0487	0,0546	48,3	2,6	48,3	2,6
A-2b@11	0,0050	0,0378	0,0333	0,0379	32,4	1,2	33,3	1,2
A-2b@12	0,0074	0,0862	0,0480	0,0863	47,3	4,1	47,6	4,0
A-2b@13	0,0070	0,0679	0,0460	0,0681	45,1	3,1	45,7	3,0
A-2b@14	0,0083	0,0659	0,0543	0,0660	53,5	3,5	53,7	3,4
A-2b@15	0,0062	0,0450	0,0397	0,0451	39,8	1,8	39,5	1,7
A-2b@16	0,0183	0,0601	0,1189	0,0601	117,2	7,0	114,1	6,5
A-2b@17	0,0067	0,0194	0,0441	0,0195	43,1	0,8	43,8	0,8
A-2b@18	0,0058	0,0272	0,0379	0,0274	37,2	1,0	37,8	1,0
A-2b@19	0,0075	0,0268	0,0482	0,0269	48,3	1,3	47,8	1,3
A-2b@20	0,0132	0,0283	0,0859	0,0284	84,3	2,4	83,7	2,3

Tableau 24 : données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9650A-2B (AKOUTA-Ebba Nord) obtenues à la sonde ionique

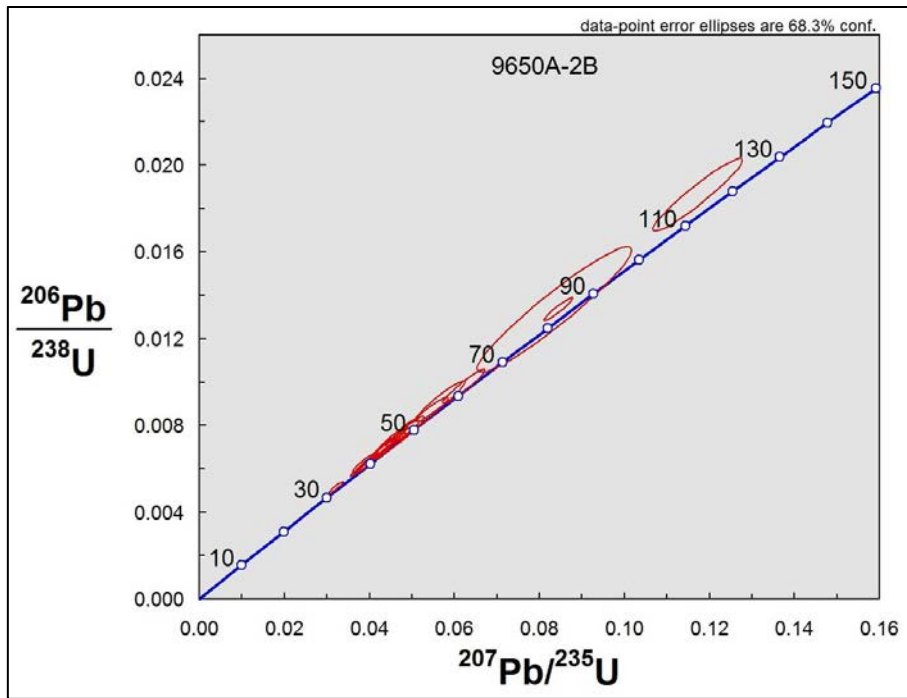


Figure 90: Diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) / ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9650A-2B) d'uraninite du faciès réduit d'Akouta.

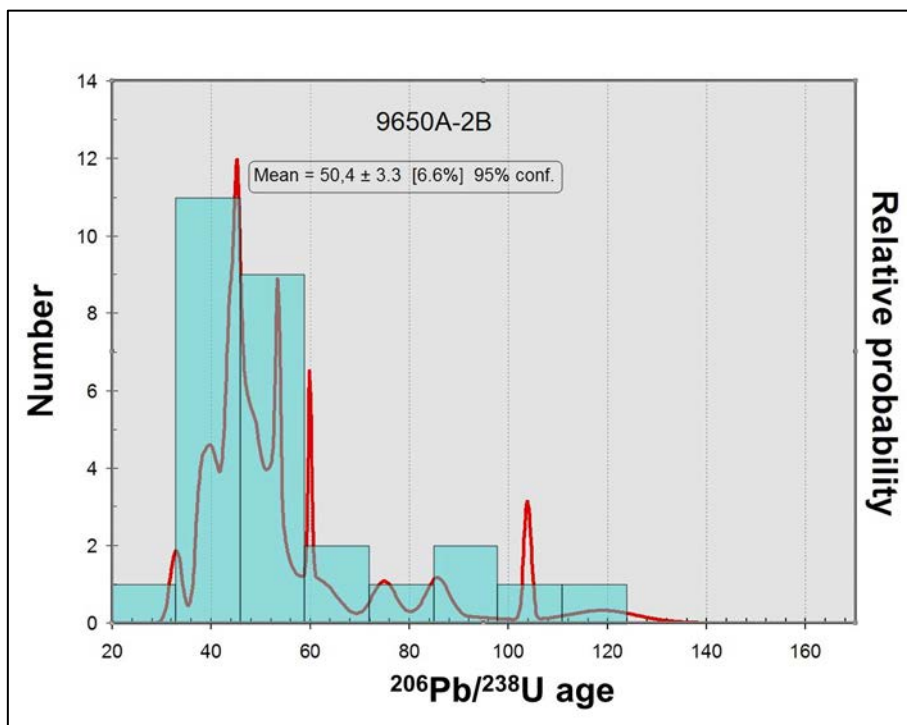


Figure 91: Histogramme de probabilité relative.

3.1.2. ARLIT (Tamgak carrière)

Echantillon 9624-37A : ce fragment de grès très réduit ayant subi une oxydation tardive, a été fraîchement prélevé dans la carrière de Tamgak. Les études au MEB montrent qu'il s'agit de sphérules parfaites d'uraninite (Fig. 92). Ces uraninites ont été analysées à la microsonde électronique (Cf paragraphe 1.1.2, b) Arlit, Tableau 18). L'analyse de la composition

chimique de la plage montre que les éléments tels que U, Ca et Zr ont des écarts type par rapport à la moyenne relativement stables tandis ceux de Si, Ti, P, V et Pb sont très disparates entre les points d'analyses. Le choix de cet échantillon a été guidé par le faible degré de substitution du Si qui est inférieur à 20% comparée à la teneur en Si d'une coffinite (Fig. 78). La perte en plomb y est assez importante.

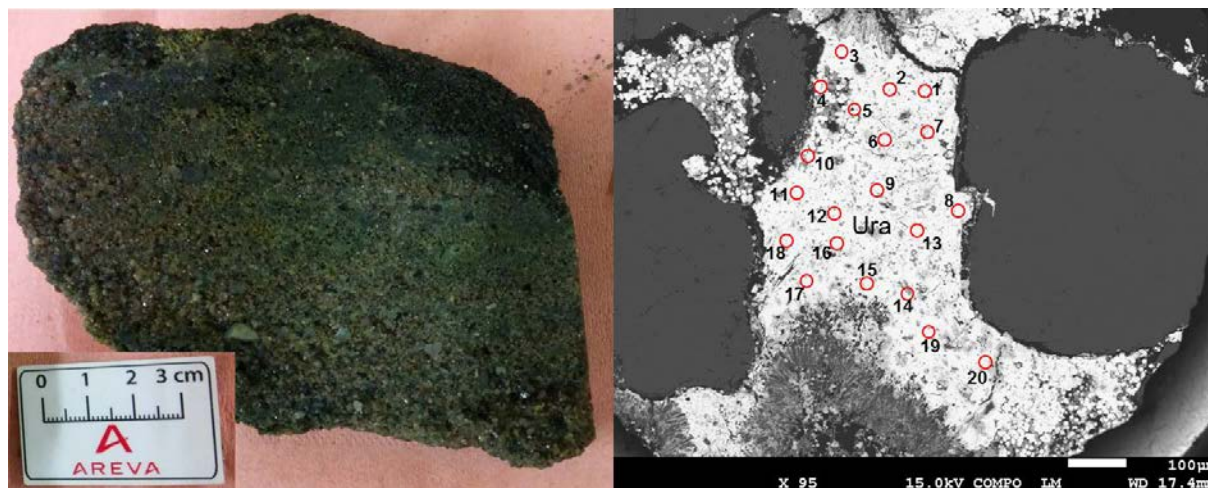


Figure 92: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés de la plage d'uraninite datée et localisation des spots d'analyse.

Le diagramme concordia obtenu montre que les points sont discordants sauf celui à 124,3 Ma. L'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ s'étale de 65 Ma à 125 Ma et l'âge moyen calculé à partir des points mesurés est de 98 Ma (Tableau 25). Le diagramme montre un décalage des points à la fois vers le bas et vers la gauche, ce qui signifierait respectivement une perte en radium (^{206}Pb) et en plomb (^{206}Pb et ^{207}Pb) (Fig. 93). En pareil circonstance, l'âge ^{207}Pb à $124,3 \pm 1,9$ Ma qui est concordant serait plus fiable. On peut noter que le seul point concordant est à 124 Ma.

Dans les diagrammes U-Pb, on enregistre en même temps une perte de Pb et de Ra. Le calcul de l'âge Pb-Pb n'a donc pas de sens car il donne des valeurs irréalistes.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±	Age 6/8	±	Age 7/5	±
37A@1	0,0101	0,0001	0,0917	0,0014	64,8	0,9	89,1	1,3
37A@2	0,0130	0,0002	0,1114	0,0022	83,4	1,4	107,2	2,0
37A@3	0,0166	0,0002	0,1208	0,0016	105,9	1,2	115,8	1,5
37A@4	0,0195	0,0003	0,1303	0,0021	124,5	1,9	124,3	1,9
37A@06	0,0089	0,0001	0,0845	0,0014	57,1	0,9	82,4	1,4
37A@07	0,0099	0,0003	0,0832	0,0026	63,4	2,0	81,1	2,5
37A@08	0,0104	0,0001	0,1036	0,0070	66,9	0,8	100,1	6,4
37A@09	0,0092	0,0002	0,0866	0,0022	59,1	1,4	84,3	2,0
37A@10	0,0164	0,0002	0,1212	0,0017	105,2	1,4	116,2	1,5
37A@11	0,0181	0,0002	0,1285	0,0016	115,8	1,4	122,8	1,4
37A@12	0,0132	0,0003	0,1082	0,0047	84,7	1,9	104,3	4,3
37A@13	0,0107	0,0002	0,0982	0,0036	68,3	1,1	95,1	3,3
37A@14	0,0091	0,0002	0,0765	0,0016	58,7	1,2	74,8	1,5
37A@15	0,0138	0,0002	0,1126	0,0015	88,4	1,0	108,3	1,4

37A@16	0,0143	0,0004	0,1206	0,0037	91,3	2,5	115,6	3,3
37A@17	0,0089	0,0001	0,0752	0,0009	57,2	0,6	73,6	0,9
37A@18	0,0116	0,0002	0,1081	0,0018	74,2	1,1	104,2	1,6
37A@19	0,0132	0,0001	0,0948	0,0010	84,3	0,8	92,0	0,9
37A@20	0,0098	0,0001	0,0769	0,0010	62,9	0,7	75,3	0,9

Tableau 25: données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9624-37A (ARLIT-carrière de Tamgak) obtenues à la sonde ionique

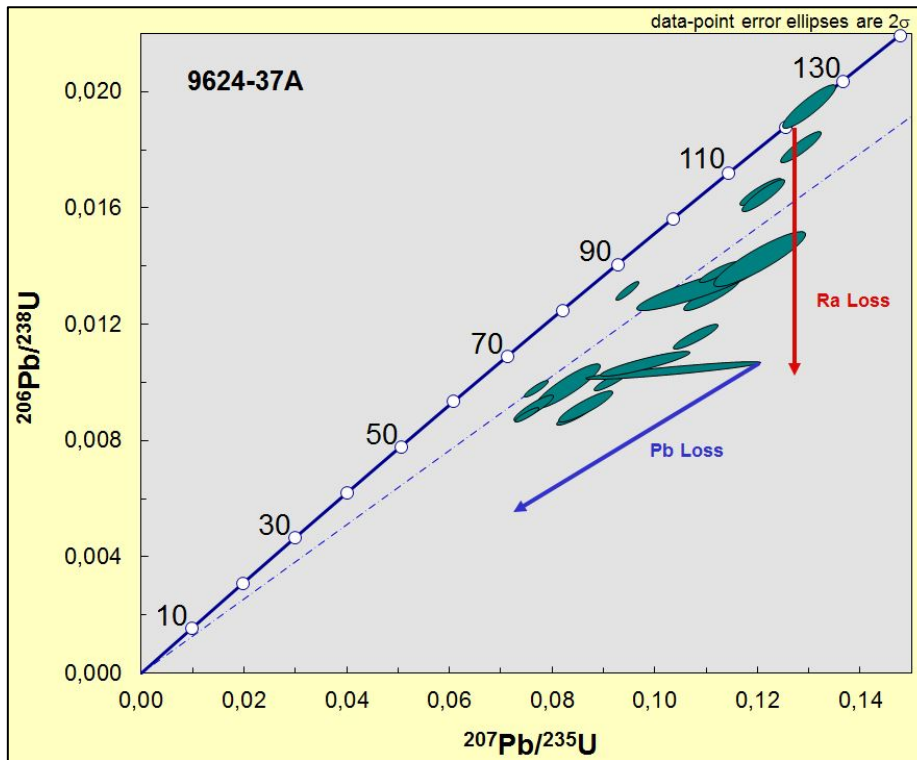


Figure 93: Diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) / ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9624-37A) d'uraninite d'Arlit.

3.1.3. Imouraren (Imfout centre)

Les gisements d'uranium d'Imouraren sont encaissés dans les grès arkosiques continentaux riches en analcime du Tchirézérine II, d'âge jurassique. La minéralisation uranifère s'exprime sous deux formes : une minéralisation réduite principalement sous forme d'uraninite et d'oxyde U-Ti, et une minéralisation oxydée sous forme de métatyuyamunite et uranophane, appelés « produits jaunes (PJ) » par les mineurs. La minéralisation réduite constitue une très petite partie, car la plupart de la minéralisation est actuellement oxydée et représente la majeure partie du tonnage. L'objectif de la datation U-Pb est d'établir la chronologie entre ces minéraux tétravalents et hexavalents d'uranium.

- **Minéralisation réduite**

Echantillon 9650C-8B : cet échantillon de grès réduits à intercalations de faciès oxydés, a été prélevé sur le sondage carotté IMIN_0013_1 à Imfout centre. Étudié au MEB, l'uraninite est interstitielle et massive (Fig. 94) avec sur certaines plages un front de coffinitisation bien visible (page 1). L'analyse séparée des trois plages indiquent une chimie très similaire avec

des teneurs stables en éléments majeurs (U, Ca, Si) et très dispersées en éléments mineurs (Ti, P, Pb, V et Zr). Les analyses à la microsonde électronique indiquent une coffinitisation plus ou moins prononcée (Cf paragraphe 1.1.2, c) *Imouraren, Tableau 19*).

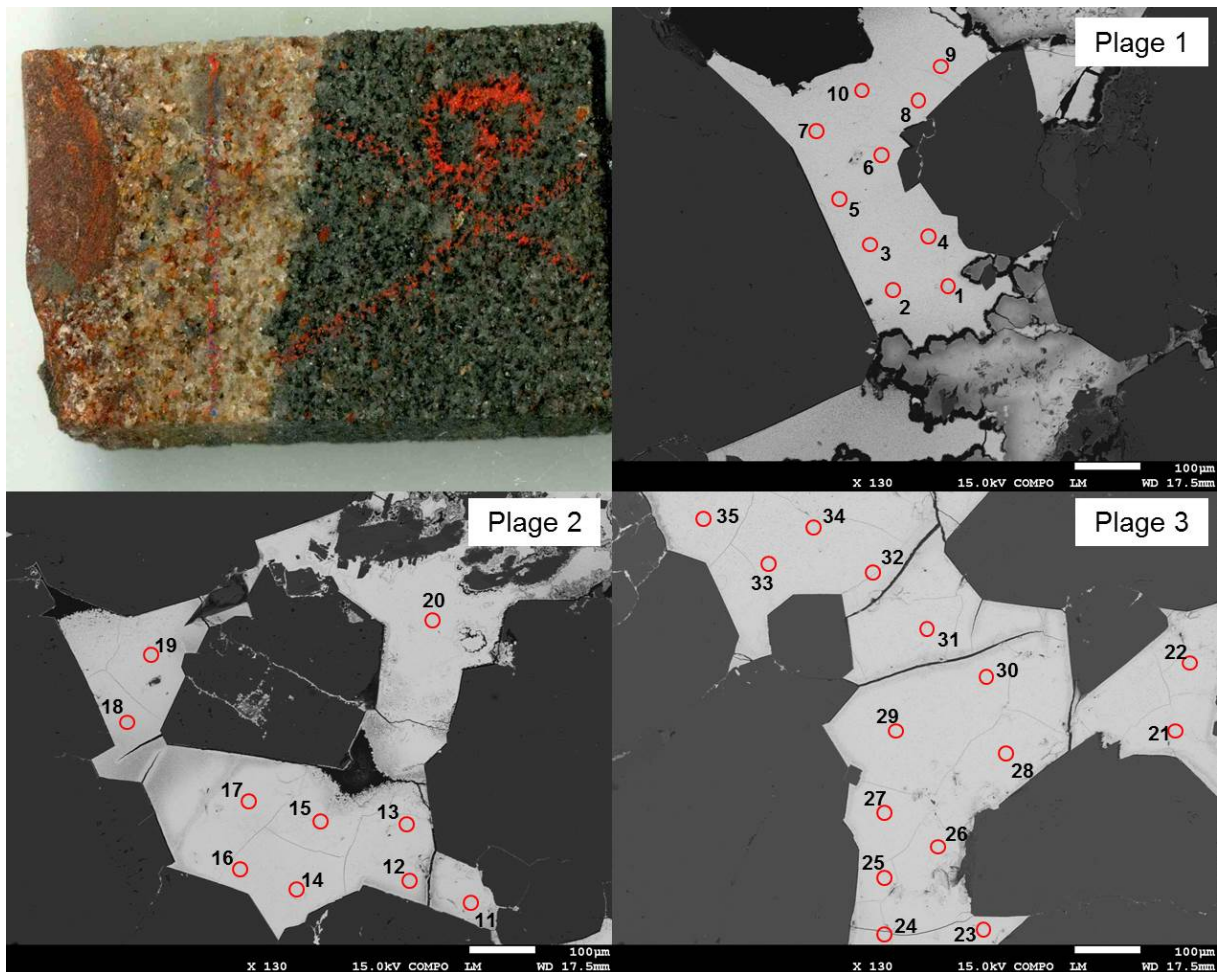


Figure 94: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés des pages d'uraninite et localisation des spots d'analyse.

La concordia correspondant à ces analyses montre que les échantillons sont tous discordants (Fig. 95). Il a été ici tracé deux discordias dont l'une est forcée à passer par l'origine. Lorsque la discordia passe par 0 on obtient un intercept à 251 ± 160 Ma, alors que lorsque ce n'est pas le cas, on a des intercepts à -62 ± 130 Ma et 51 ± 70 Ma. Le diagramme montre un décalage des points vers le bas et qui signifierait une perte en radium c'est-à-dire qu'on perd plus de plomb 206 que de plomb 207. On remarque que les âges apparents recouvrent une période similaire de 8 à 16 Ma qui pourrait être l'âge probable de la minéralisation. L'âge moyen des points mesurés est de 12 Ma (Tableau 26). De plus l'analyse de l'histogramme de probabilité relative des points expérimentaux montre un mode plutôt vers 12 Ma (Fig. 96). Cette observation peut être interprétée comme étant de la minéralisation remobilisée entre 16 et 8 Ma.

Les âges apparents sont considérés comme représentatifs des âges réels minimum car ils sont tous proches de la droite concordia. Les âges ^{207}Pb moins sensibles aux pertes de plomb sont plus proches de la réalité.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Age 6/8	\pm	Age 7/5	\pm
8B-c4@1	0,0020	0,0000	0,0142	0,0002	12,9	0,11	14,3	0,2
8B-c4@2	0,0022	0,0000	0,0151	0,0003	13,9	0,11	15,2	0,3
8B-c4@3	0,0018	0,0000	0,0125	0,0002	11,4	0,06	12,7	0,2
8B-c4@4	0,0018	0,0000	0,0123	0,0003	11,3	0,11	12,4	0,3
8B-c4@5	0,0016	0,0000	0,0120	0,0002	10,3	0,08	12,1	0,2
8B-c4@6	0,0015	0,0000	0,0114	0,0002	9,8	0,09	11,6	0,2
8B-c4@7	0,0012	0,0000	0,0093	0,0002	8,0	0,10	9,4	0,2
8B-c4@8	0,0011	0,0000	0,0086	0,0002	7,4	0,10	8,7	0,2
8B-c4@9	0,0012	0,0000	0,0087	0,0002	7,4	0,10	8,8	0,2
8B-c4@10	0,0010	0,0000	0,0076	0,0001	6,6	0,11	7,6	0,1
8B-c4@11	0,0016	0,0000	0,0110	0,0002	10,4	0,08	11,1	0,2
8B-c4@12	0,0017	0,0000	0,0114	0,0002	10,6	0,10	11,5	0,2
8B-c4@13	0,0018	0,0000	0,0122	0,0002	11,6	0,11	12,3	0,2
8B-c4@14	0,0017	0,0000	0,0123	0,0002	11,2	0,07	12,4	0,2
8B-c4@15	0,0017	0,0000	0,0119	0,0002	11,1	0,09	12,0	0,2
8B-c4@16	0,0017	0,0000	0,0120	0,0002	11,0	0,09	12,1	0,2
8B-c4@17	0,0017	0,0000	0,0117	0,0002	11,1	0,07	11,8	0,2
8B-c4@18	0,0016	0,0000	0,0107	0,0002	10,5	0,07	10,8	0,2
8B-c4@20	0,0014	0,0000	0,0103	0,0002	9,2	0,11	10,4	0,2
8B-c4@21	0,0021	0,0000	0,0151	0,0003	13,2	0,13	15,3	0,3
8B-c4@22	0,0020	0,0000	0,0143	0,0002	12,6	0,11	14,4	0,2
8B-c4@23	0,0029	0,0000	0,0202	0,0004	18,8	0,13	20,3	0,4
8B-c4@24	0,0029	0,0000	0,0201	0,0004	18,9	0,16	20,2	0,4
8B-c4@25	0,0026	0,0000	0,0181	0,0003	16,9	0,11	18,2	0,3
8B-c4@26	0,0022	0,0000	0,0162	0,0002	14,3	0,10	16,3	0,2
8B-c4@27	0,0022	0,0000	0,0158	0,0003	14,4	0,10	15,9	0,3
8B-c4@28	0,0018	0,0000	0,0129	0,0003	11,6	0,11	13,0	0,3
8B-c4@29	0,0019	0,0000	0,0138	0,0003	12,2	0,09	13,9	0,3
8B-c4@30	0,0017	0,0000	0,0127	0,0003	10,8	0,10	12,8	0,3
8B-c4@31	0,0016	0,0000	0,0117	0,0002	10,1	0,07	11,8	0,2
8B-c4@32	0,0014	0,0000	0,0105	0,0003	9,2	0,07	10,6	0,3
8B-c4@33	0,0012	0,0000	0,0093	0,0002	7,7	0,06	9,4	0,2
8B-c4@34	0,0013	0,0000	0,0099	0,0002	8,3	0,07	10,0	0,2
8B-c4@35	0,0013	0,0000	0,0102	0,0002	8,7	0,06	10,3	0,2
8B-c4@19	0,0018	0,0000	0,0111	0,0002	11,5	0,08	11,2	0,2

Tableau 26 : données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9650C-8B (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique

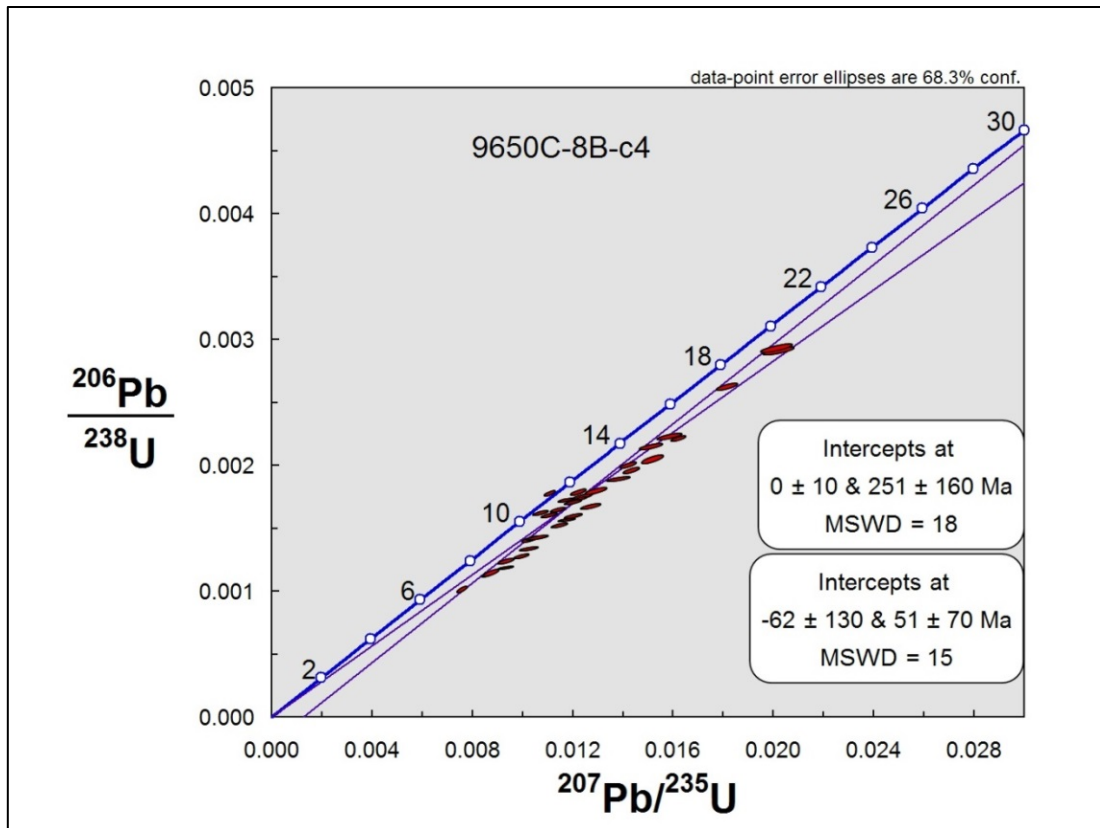


Figure 95: Diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)/($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-8B) d'uraninites altérées d'Imouraren.

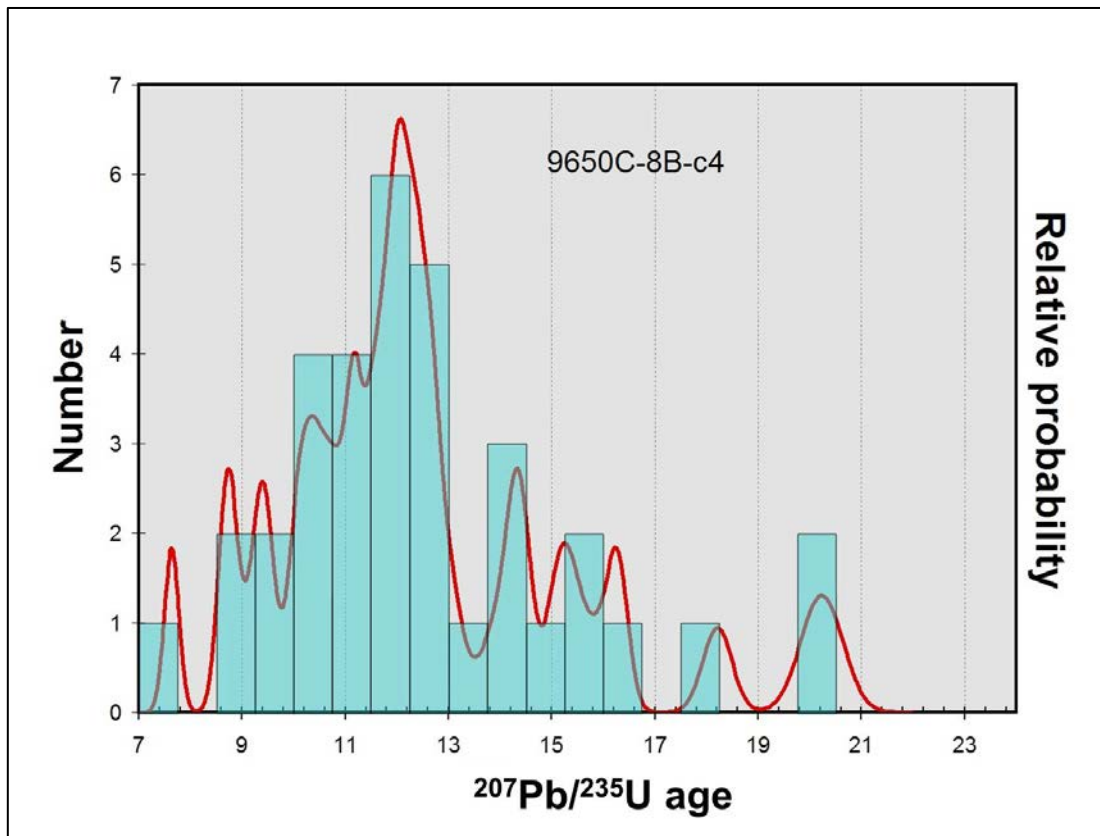


Figure 96: Histogramme de probabilité relative

Echantillon 9650C-8C : cet échantillon vient de la même carotte que le 9650C-8B. Vu au MEB, il se présente sous forme de sphérolites d'uraninites (Fig. 97). Cette étude a été menée afin de confirmer l'âge très jeune des uraninites du 9650C-8B. Les analyses à la microsonde effectuées sur la plage montrent une composition chimique stable pour tous les éléments majeurs (U, Ca et Si), et une variabilité dans les éléments mineurs (Ti, P, Pb, V et Zr) comme l'atteste les valeurs d'écart types par rapport à la moyenne allant de 7% pour le Ti à 87% pour le Pb prononcée. Pour les détails concernant les analyses chimiques de ces uraninites, se référer au *paragraphe 1.1.2, c) Imouraren, Tableau 19*.

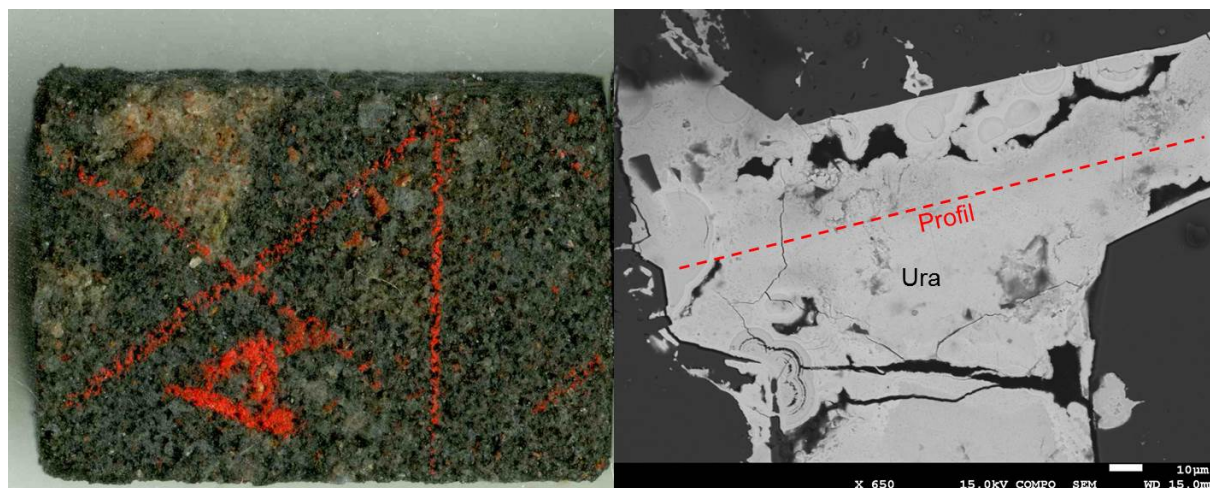


Figure 97: Photographies macroscopique et microscopique. Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés de l'uraninite et localisation du profil d'analyse.

La concordia correspondant à ces analyses montre que les échantillons sont tous discordants (Fig. 98). Le diagramme montre un décalage des points vers le bas et donc une perte en radium (^{206}Pb). L'âge de la minéralisation s'étale entre 14 et 34 Ma avec une moyenne à 20 Ma (Tableau 27) et correspondrait à une remobilisation d'un stock préexistant. Ces âges sont un peu plus anciens, mais sont cohérents avec les âges jeunes de l'échantillon 9650C-8B.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Age 6/8	\pm	Age 7/5	\pm
8C-p1@1	0,0066	0,0001	0,0546	0,0007	42,3	0,5	53,9	0,6
8C-p1@2	0,0054	0,0001	0,0439	0,0005	34,6	0,3	43,6	0,5
8C-p1@3	0,0031	0,0000	0,0255	0,0004	19,8	0,2	25,6	0,4
8C-p1@4	0,0027	0,0000	0,0224	0,0004	17,4	0,3	22,5	0,4
8C-p1@5	0,0027	0,0000	0,0226	0,0004	17,4	0,2	22,7	0,4
8C-p1@6	0,0028	0,0000	0,0201	0,0007	17,9	0,2	20,2	0,7
8C-p1@07	0,0030	0,0000	0,0206	0,0006	19,0	0,3	20,7	0,6
8C-p1@09	0,0029	0,0000	0,0199	0,0006	18,9	0,2	20,1	0,6
8C-p1@12	0,0038	0,0000	0,0270	0,0006	24,6	0,3	27,0	0,6
8C-p1@13	0,0048	0,0001	0,0342	0,0009	31,1	0,4	34,1	0,9
8C-p1@14	0,0047	0,0001	0,0315	0,0007	30,4	0,4	31,5	0,7
8C-p1@15	0,0045	0,0001	0,0314	0,0010	29,2	0,5	31,4	1,0
8C-p1@16	0,0047	0,0001	0,0331	0,0009	30,2	0,6	33,1	0,9
8C-p1@17	0,0042	0,0000	0,0286	0,0006	27,3	0,3	28,6	0,6

8C-p1@18	0,0036	0,0000	0,0247	0,0006	23,4	0,3	24,7	0,6
8C-p1@19	0,0036	0,0001	0,0250	0,0009	23,5	0,4	25,0	0,9
8C-p1@20	0,0034	0,0000	0,0248	0,0005	22,0	0,3	24,8	0,5
8C-p1@21	0,0028	0,0000	0,0190	0,0007	18,0	0,2	19,1	0,7
8C-p1@23	0,0028	0,0000	0,0194	0,0004	18,2	0,2	19,5	0,4
8C-p1@24	0,0026	0,0000	0,0177	0,0004	16,7	0,2	17,8	0,4
8C-p1@25	0,0030	0,0001	0,0205	0,0013	19,2	0,6	20,6	1,3
8C-p1@29	0,0030	0,0001	0,0206	0,0011	19,4	0,8	20,7	1,1
8C-p1@30	0,0029	0,0001	0,0195	0,0012	18,5	0,8	19,6	1,2
8C-p1@35	0,0024	0,0000	0,0177	0,0008	15,2	0,2	17,8	0,8
8C-p1@36	0,0028	0,0000	0,0213	0,0006	17,8	0,2	21,4	0,6
8C-p1@37	0,0023	0,0000	0,0165	0,0007	14,9	0,2	16,6	0,7
8C-p1@38	0,0023	0,0000	0,0172	0,0005	14,6	0,2	17,3	0,5
8C-p1@39	0,0024	0,0000	0,0173	0,0008	15,4	0,2	17,4	0,8
8C-p1@40	0,0023	0,0000	0,0164	0,0006	15,1	0,2	16,5	0,6
8C-p1@41	0,0023	0,0000	0,0158	0,0007	14,7	0,2	15,9	0,7
8C-p1@42	0,0025	0,0000	0,0182	0,0006	15,8	0,2	18,3	0,6
8C-p1@43	0,0028	0,0000	0,0202	0,0007	18,0	0,2	20,3	0,7
8C-p1@44	0,0031	0,0000	0,0234	0,0005	20,3	0,2	23,5	0,5
8C-p1@48	0,0025	0,0000	0,0178	0,0007	16,1	0,2	17,9	0,7
8C-p1@49	0,0026	0,0000	0,0194	0,0006	16,5	0,2	19,5	0,6
8C-p1@50	0,0022	0,0000	0,0162	0,0006	14,2	0,1	16,3	0,6
8C-p1@51	0,0022	0,0000	0,0154	0,0010	14,2	0,2	15,5	1,0
8C-p1@52	0,0022	0,0000	0,0152	0,0010	14,4	0,2	15,3	1,0
8C-p1@53	0,0022	0,0000	0,0150	0,0004	14,0	0,2	15,1	0,4
8C-p1@54	0,0023	0,0000	0,0167	0,0006	15,0	0,2	16,8	0,6
8C-p1@55	0,0022	0,0000	0,0155	0,0007	14,2	0,2	15,6	0,7
8C-p1@56	0,0023	0,0000	0,0163	0,0006	14,7	0,2	16,4	0,6
8C-p1@57	0,0022	0,0000	0,0151	0,0006	14,0	0,1	15,3	0,6
8C-p1@58	0,0022	0,0000	0,0156	0,0006	14,2	0,2	15,7	0,6
8C-p1@59	0,0023	0,0000	0,0162	0,0006	14,8	0,1	16,3	0,6
8C-p1@60	0,0026	0,0000	0,0195	0,0006	16,7	0,3	19,6	0,6
8C-p1@27	0,0029	0,0002	0,0205	0,0017	18,6	1,1	20,6	1,7
8C-p1@28	0,0029	0,0002	0,0210	0,0020	18,6	1,1	21,1	1,9
8C-p1@22	0,0030	0,0001	0,0211	0,0014	19,6	0,8	21,2	1,4
8C-p1@31	0,0025	0,0002	0,0172	0,0015	16,3	1,1	17,3	1,5
8C-p1@34	0,0025	0,0001	0,0170	0,0017	16,0	0,9	17,1	1,7
8C-p1@47	0,0024	0,0002	0,0148	0,0020	15,7	1,3	15,0	2,0

Tableau 27: données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9650C-8C (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique

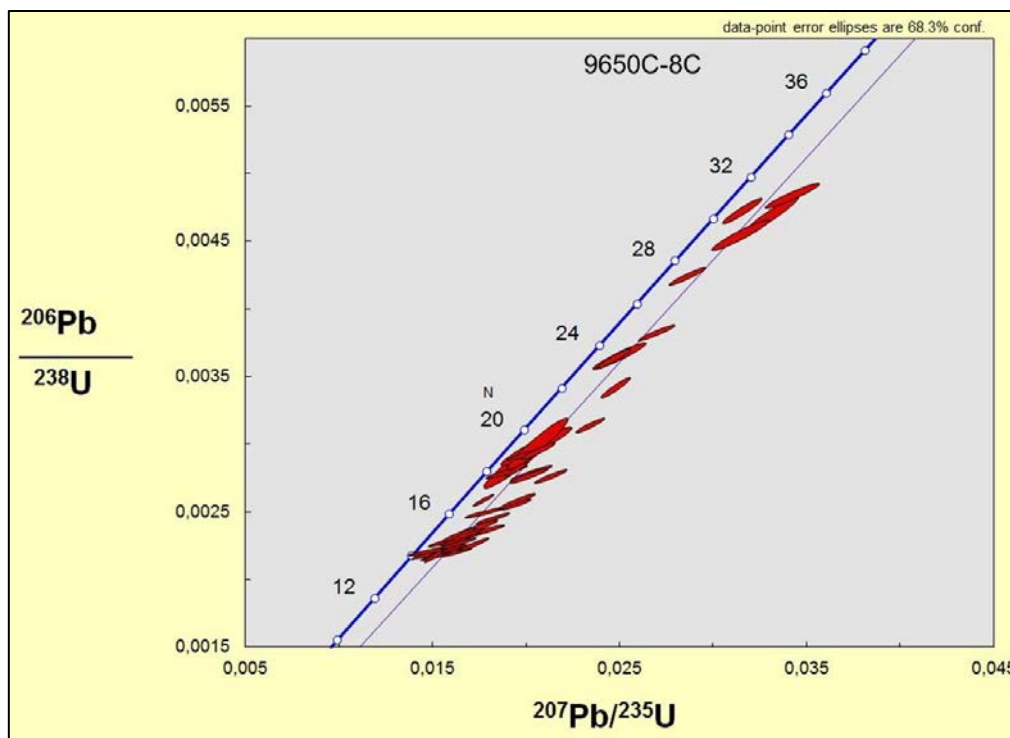


Figure 98: Diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) / ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-8C) d'uraninites altérées d'Imouraren.

- **Minéralisation oxydée**

L'objectif était ici de tenter de dater les processus de remobilisation supergènes à Imouraren.

Echantillon 9650C-3B : cet échantillon a été prélevé à l'interface d'un niveau d'analcite à cœur chloriteux et couronné par une couche de produits jaunes et de grès analcimeux très oxydés à métatyuyamunite II (Fig. 99). Les valeurs d'écart-type calculées par rapport à la moyenne montrent des valeurs homogènes pour les majeurs (U, V et Ca), cohérents avec la stochiométrie de ce minéral (Cf *paragraphe 1.2.2, Tableau 21*), et des valeurs très variables pour les mineurs (Si, Ti, Pb et Zr).

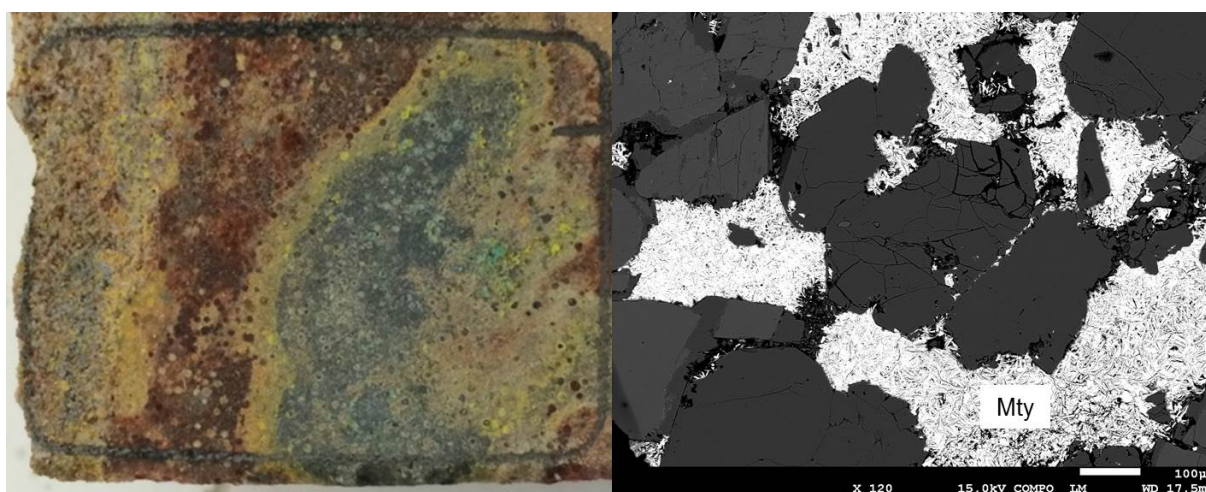


Figure 99: Photographies macroscopique et microscopique de la métatyuyamunite.

Le diagramme concordia montre que les points expérimentaux sont discordants. Le diagramme indique une perte en radium (^{206}Pb) et en plomb (^{206}Pb et ^{207}Pb) (Fig. 100). L'âge minimum de la minéralisation se situerait entre 0,4 Ma et $3,0 \pm 0,2$ Ma avec une moyenne à 0,9 Ma (Tableau 28), et un âge plus fiable à $3,0 \pm 0,2$ Ma du fait des pertes en plomb. Ces âges très jeunes, correspondrait à de la remobilisation récente.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Age 6/8	\pm	Age 7/5	\pm
3B@1	0,0008	0,0001	0,0001	0,0000	0,6	0,0	0,8	0,1
3B@2	0,0005	0,0001	0,0000	0,0000	0,3	0,0	0,6	0,1
3B@3	0,0005	0,0002	0,0001	0,0000	0,5	0,0	0,5	0,2
3B@4	0,0015	0,0001	0,0002	0,0000	1,1	0,0	1,5	0,1
3B@5	0,0007	0,0001	0,0001	0,0000	0,5	0,0	0,7	0,1
3B@6	0,0004	0,0001	0,0000	0,0000	0,2	0,0	0,4	0,1
3B@7	0,0007	0,0001	0,0001	0,0000	0,4	0,0	0,7	0,1
3B@8	0,0004	0,0001	0,0000	0,0000	0,3	0,0	0,4	0,1
3B@9	0,0006	0,0000	0,0001	0,0000	0,4	0,0	0,6	0,0
3B@10	0,0030	0,0002	0,0004	0,0000	2,3	0,1	3,0	0,2
3B@11	0,0006	0,0000	0,0001	0,0000	0,3	0,0	0,6	0,0
3B@12	0,0014	0,0001	0,0001	0,0000	0,9	0,0	1,4	0,1

Tableau 28: données isotopiques U-Pb des métatyuyamunites de l'échantillon 9650C-3B (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique.

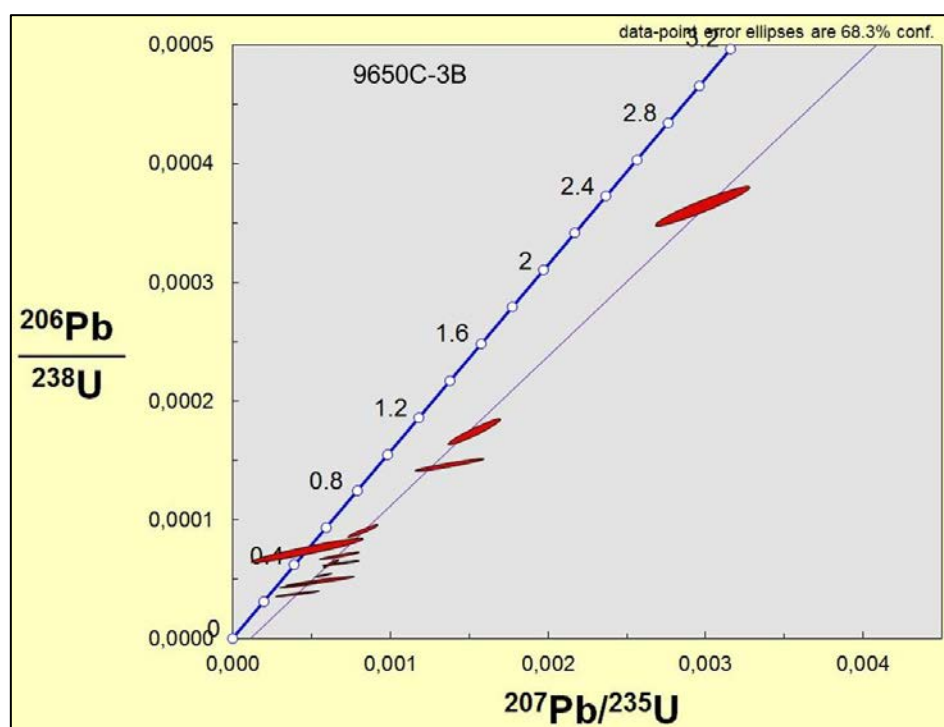


Figure 100: Diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) / ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-3B) de produits jaunes (métatyuyamunite) d'Imouraren.

Echantillon 9650C-5-(C1 et C5): provenant d'un faciès complètement oxydé, cet échantillon, est constitué de grès grossiers à passées d'analcime (Fig. 101).

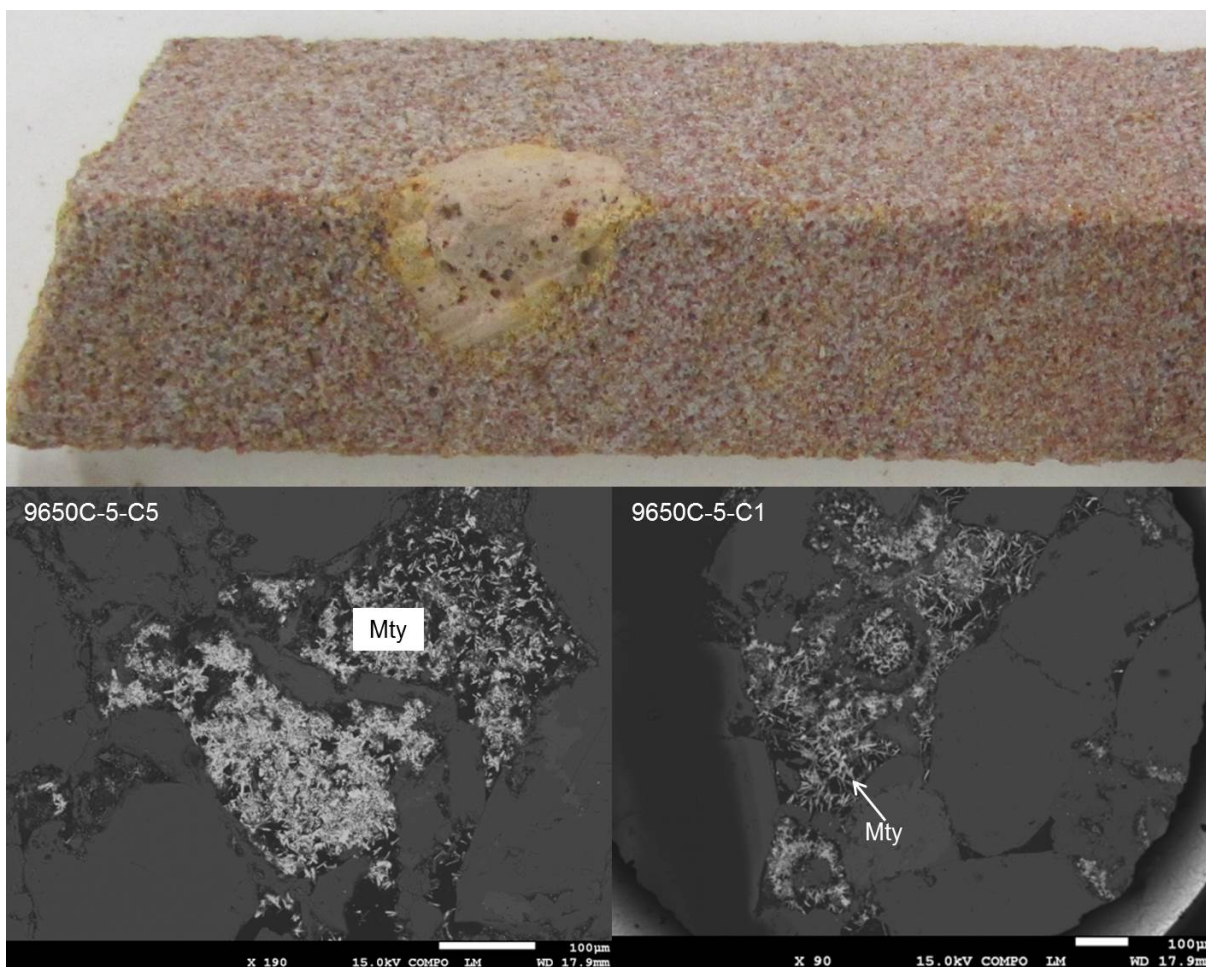


Figure 101: Photographies macroscopique et microscopique des produits jaunes (métatyuyamunite).

Le diagramme concordia correspondant à ces analyses montre que les échantillons sont tous discordants (Fig. 102). Le diagramme montre deux groupes distincts de points mesurés correspondant au groupe "C1" pour les ellipses rouges avec un âge moyen à 1,6 Ma (Tableau 29) et au groupe "C5" pour les ellipses bleues donnant un âge entre $11,2 \pm 0,3$ Ma et $21,7 \pm 0,2$ Ma avec une moyenne à 17,1 Ma (Tableau 29). L'analyse de l'histogramme de la probabilité relative des points mesurés (Fig. 103) montre bien ces deux groupes distincts. L'âge le plus fiable pour les points qui montrent à la fois une perte en radon et en plomb (déplacement diagonale) étant l'âge 207 le plus ancien, la minéralisation du cercle 1 serait alors âgée d'au moins $21,7 \pm 0,2$ Ma et les deux groupes de points (C1 et C5) correspondraient à une remobilisation d'uraninite.

Analyses	Rapports isotopiques				Ages U-Pb (Ma)			
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm	Age 6/8	\pm	Age 7/5	\pm
5C-c1@1	0,0187	0,0014	0,0020	0,0000	12,9	0,3	18,8	1,4
5C-c1@2	0,0216	0,0010	0,0025	0,0001	16,3	0,5	21,7	1,0
5C-c1@3	0,0371	0,0027	0,0034	0,0001	22,0	0,5	37,0	2,7
5C-c1@4	0,0139	0,0006	0,0016	0,0000	10,2	0,2	14,0	0,6
5C-c1@5	0,0172	0,0006	0,0020	0,0001	13,0	0,3	17,3	0,6
5C-c1@6	0,0203	0,0011	0,0023	0,0001	14,6	0,4	20,4	1,0

5C-c1@7	0,0169	0,0009	0,0019	0,0000	12,2	0,3	17,1	0,9
5C-c1@8	0,0139	0,0005	0,0016	0,0000	10,3	0,2	14,0	0,5
5C-c1@9	0,0137	0,0005	0,0016	0,0000	10,2	0,2	13,8	0,5
5C-c1@10	0,0165	0,0009	0,0019	0,0000	12,0	0,3	16,6	0,9
5C-c1@11	0,0128	0,0005	0,0015	0,0000	9,5	0,2	13,0	0,5
5C-c1@12	0,0111	0,0003	0,0013	0,0000	8,2	0,2	11,2	0,3
5C-c1@13	0,0132	0,0004	0,0015	0,0000	9,8	0,2	13,3	0,4
5C-c1@14	0,0157	0,0009	0,0018	0,0000	11,3	0,3	15,8	0,9
5C-c1@15	0,0126	0,0004	0,0015	0,0000	9,5	0,2	12,7	0,4
5C-c5@1	0,0013	0,0002	0,0001	0,0000	0,8	0,0	1,3	0,2
5C-c5@1	0,0013	0,0002	0,0001	0,0000	0,8	0,0	1,3	0,2
5C-c5@2	0,0015	0,0003	0,0002	0,0000	1,0	0,1	1,5	0,3
5C-c5@3	0,0024	0,0004	0,0001	0,0000	0,8	0,0	2,4	0,4
5C-c5@4	0,0013	0,0002	0,0001	0,0000	0,7	0,0	1,3	0,2
5C-c5@5	0,0017	0,0002	0,0002	0,0000	1,1	0,0	1,7	0,2
5C-c5@6	0,0018	0,0002	0,0001	0,0000	0,9	0,0	1,8	0,2

Tableau 29 : données isotopiques U-Pb des produits jaunes de l'échantillon 9650C-5- (C1 et C5) (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique

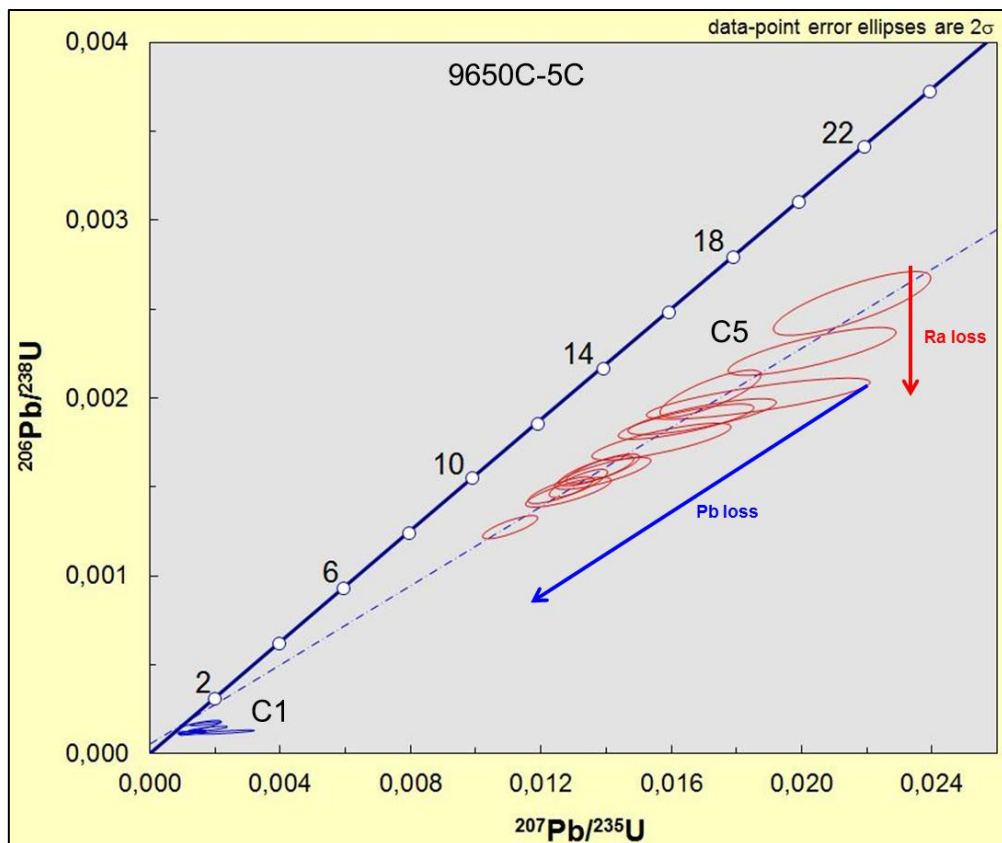


Figure 102: Diagramme concordia ($^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$)/ ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-5C) de métatyuyamunité d'Imouraren.

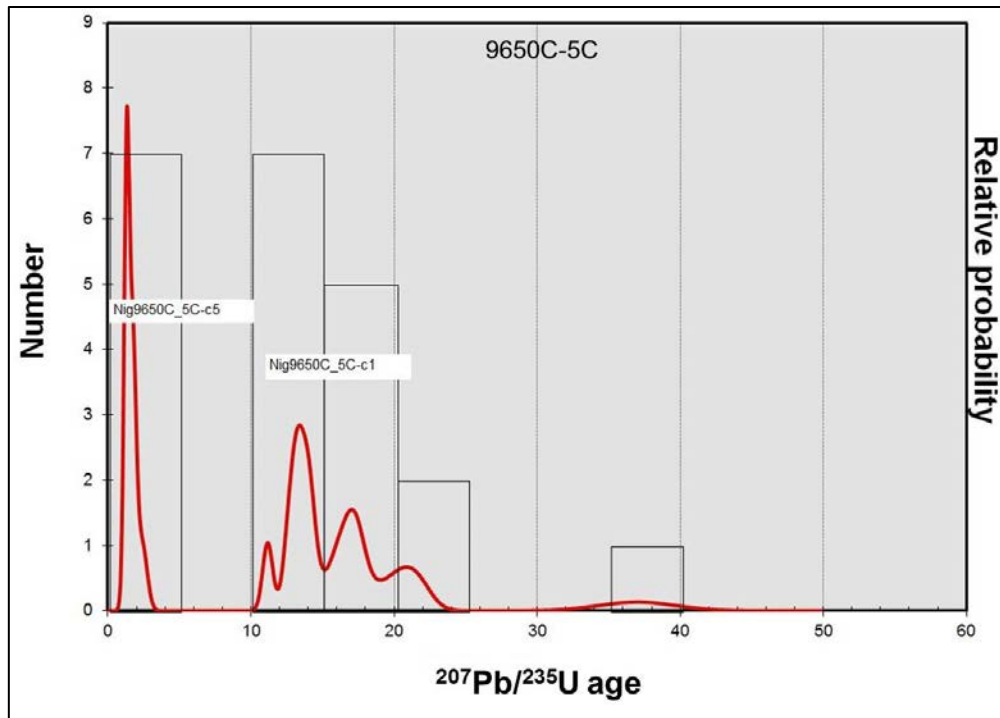


Figure 103: Histogramme de probabilité relative

3.1.4. Interprétation des âges isotopiques U-Pb

L'étude de la composition des isotopes de l'uranium et du plomb dans les oxydes d'uranium de différents gisements a montré une ouverture du système U-Pb dans la plupart des échantillons. Ces ouvertures ont eu lieu par lessivage des descendants radiogéniques du ^{238}U et du ^{235}U . En ce qui concerne le ^{235}U , son descendant radiogénique le ^{223}Ra ($T=11,4$ jours), a une durée de vie très courte donc insensible aux processus géochimiques. L'impact de sa lixiviation va donc être négligeable. Pour ce qui est du ^{238}U , le ^{226}Ra ($T=1622$ ans), considéré comme étant son descendant radiogénique, sa perte a des conséquences car sa demi-vie est compatible avec les processus géologiques (Turpin et Leroy, 1987). Les mobilités spécifiques du Ra et du Pb entraînent une importante perturbation du système U-Pb, et semble être une caractéristique des gisements d'uranium du bassin Tim Mersoï. Un déficit en ^{206}Pb est alors constaté et conduira à une surestimation des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

Un phénomène semblable a déjà été décrit dans la ceinture minérale de Grants (Ludwig et al., 1984) et dans les gisements sédimentaires de Lodève (Lancelot et al., 1984a, b), où il a été seulement observé une perte en radon et non en plomb. D'après Turpin et Leroy (1987), ces déséquilibres isotopiques (pertes) sont à relier à la géométrie des minéraux d'uranium (porosité, fractures et taille) et à la composition des fluides les percolant (Eh, pH, espèces du carbone et du soufre), qui sont les paramètres contrôlant le lessivage du Ra et du Pb. Ainsi, les formations du Guézouman et du Tarat, connues pour être des milieux réducteurs riches en matière organique et sulfures, et percolées par des saumures, ont probablement favorisé la mise en solution du radon. Ce phénomène est tout à fait aussi applicable au gisement du Tchirezrine II qui était réduit à la base (sulfures actuels associés à l'uraninite) et si l'on considère la percolation de la formation par des fluides très salins.

Dater des gisements d'uranium caractérisés par des pertes de radon et de plomb n'est pas chose facile et nécessite une bonne connaissance du contexte géologique.

Il convient de noter qu'en cas de perte de radium et de plomb et donc d'étalement des âges comme dans le cas des échantillons 9624-37A, 9650C-8B, 9650C-8C, 9650C-5C et 9650C-3B, les intercepts dans le diagramme concordia n'ont pas de signification géologique. L'âge le plus fiable serait celui donné par le géochronomètre $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Des événements hydrothermaux tardifs sont probablement à l'origine de la perturbation de la géochimie des dépôts uranifères primaires. Ces épisodes "fluides" sont donc la cause de la réouverture des systèmes isotopiques U-Pb.

Ainsi, les âges isotopiques (Tableau 2) et chimiques (Tableau 3) antérieurs, complétés par les nouveaux âges isotopiques U-Pb (Tableau 30) obtenus sur les oxydes d'uranium des trois gisements ont clairement mis en évidence deux phases principales de minéralisation uranifère : (i) un épisode hydrothermal principal entre 100 et 125 Ma au cours duquel on précipite les minéraux primaires d'uranium (uraninite) en milieu réduit dans des conditions proches de l'enfouissement maximal, et (ii) et une série de remaniement des minéraux primaires en milieu oxydant pour former des minéraux secondaires d'uranium (uranophane métatyuyamunite) en conditions supergènes (Fig. 104). Les très jeunes âges obtenus sur les U^{VI} par rapport aux U^{IV} à Imouraren, sont des arguments très forts permettant de dire que les minéraux hexavalents sont postérieurs aux minéraux trévalents.

	Âges isotopiques	Méthodes	Références
	119 ±11 Ma		9624-18B
AKOUTA	104 Ma	U-Pb sur uraninites	9650A-2B
	50,4 ±3,3 Ma		9650A-2B
ARLIT	124,3 ±1,9 Ma	U-Pb sur uraninites	9624-37A
	8 - 16 Ma	U-Pb sur uraninites	9650C-8B
	14 - 34 Ma	U-Pb sur uraninites	9650C-8C
IMOURAREN	21,7 ±0,2 Ma	U-Pb sur PJ	9650C-5-C1
	1,6 Ma	U-Pb sur PJ	9650C-5-C5
	3,0 ±0,2 Ma	U-Pb sur PJ	9650C-3B

Tableau 30 : récapitulatif des âges isotopiques U-Pb obtenus durant cette thèse

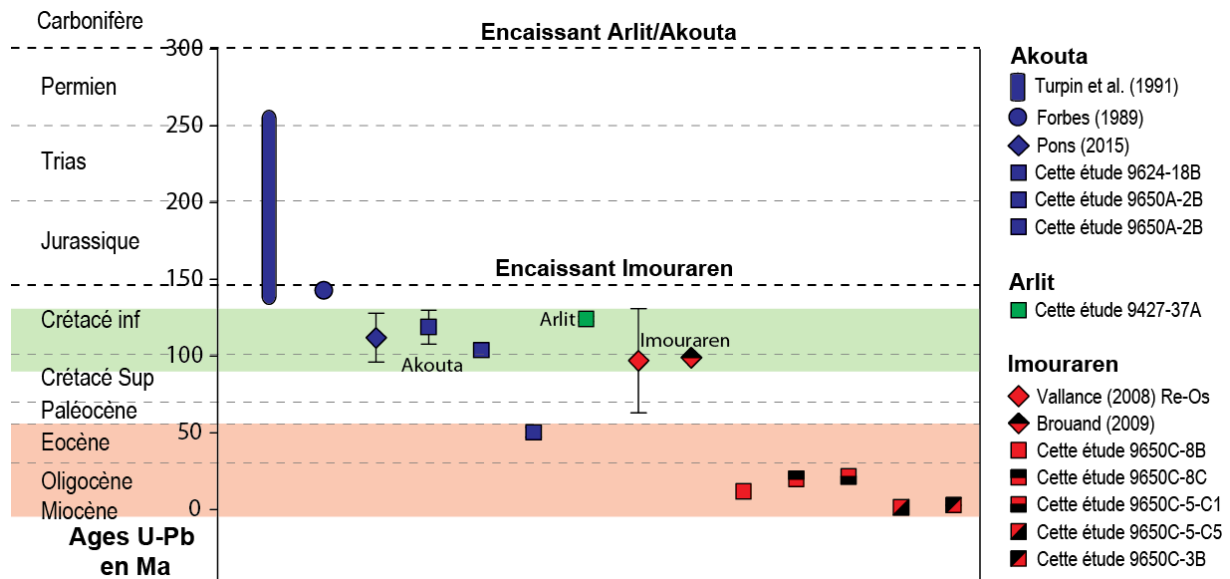


Figure 104: Récapitulatif des âges isotopiques U-Pb et Re-Os calculés pour les gisements du bassin de Tim Mersoï.

3.2. Datation par la méthode Re-Os sur les pyrites

Deux formes de pyrite ont été analysées par la méthode Re-Os :

- La pyrite en épigénie des tissus végétaux qui peut être subdivisée en 3 types : en framboïdes, sous forme de surcroissance et en ciment, constituant une génération précoce. Ces pyrites sont largement décrites dans le *Chapitre III, 1.1 faciès réduits, 1.1.1. Sulfures, Planches 1C, D, G et H*. Le levé géologique ainsi que la description macroscopique sont donnés dans les *figures 15, 16 et 17*.

- La pyrite en ciment seul non associée à des framdoïdes qui constitue une génération plus tardive.

Les échantillons utilisés dans cette étude ont été recueillis dans la formation du Guézouman d'âge Carbonifère et encaissant les gisements d'uranium d'Akouta. Les faciès échantillonnés sont constitués de grès réduits (80% de quartz + chlorite et matière organique). Les pyrites ont subi une préparation d'abord physique par triage à la pince des minéraux puis analysés au TIMS. Pour éviter les contaminations, les pyrites ont été séparées minutieusement à la main à l'aide d'une pince sous une loupe binoculaire. Cette étape permet de sélectionner les différentes formes de pyrites.

L'objectif de cette étude est de caler les sulfures dans l'histoire d'enfouissement du bassin. En effet, les observations pétrographiques montrent sans ambiguïté que la pyrite est antérieure aux oxydes d'uranium, et joue le rôle de site préférentiel pour le piégeage ultérieur de l'uranium dans beaucoup de cas.

Les résultats de la datation Re-Os sont consignés dans le Tableau 31. La concentration en Re des pyrites varie selon l'échantillon entre 663 et 9191 ppb et celle du ^{187}Os entre 0 et 15 ppb. Dans tous les cas, plus de 98 % du ^{187}Os mesuré est radiogénique, sur la base du contenu en ^{188}Os et en assumant un ratio commun $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de $0,5 \pm 0,4$. Comme l'osmium total est

presque à 100 % radiogénique, un âge Re-Os peut être calculé pour chaque échantillon sans passer par un isochrone.

Echantillon 9650A-1 : cet échantillon très peu minéralisé (1200 c/s), vient du faciès réduit du secteur d'Ebba Nord à Akouta. Il est composé de pyrite :

- en framboïde parfois couronnée par une frange de pyrite,
- en bande(s) plus ou moins automorphes autour des framboïdes
- en ciment massif autour des bandes de pyrite. Cette pyrite présente des surcroissances.

Ces différents types de pyrite n'ont pas pu être séparés mécaniquement pour être datés car ils ne sont pas différenciables à l'œil nu. Néanmoins, les analyses chimiques à la microsonde ont montré que ces 3 types de pyrite ont les mêmes teneurs en éléments majeurs (Fig. 105). Une analyse de leur composition en éléments traces a été effectuée à la microsonde afin de voir s'il y aurait une différence entre les types de pyrites. Les résultats sont insignifiants car la quasi-totalité des valeurs sont inférieures à la limite de détection de la microsonde (Fig. 106). La même composition en éléments majeurs indique qu'ils sont issus du même fluide et donc contemporains. L'âge Re-Os obtenu à $301,6 \pm 1,9$ Ma sur ces pyrites considérées comme précoces indique qu'elles se sont formées en début de diagenèse d'enfouissement du bassin.

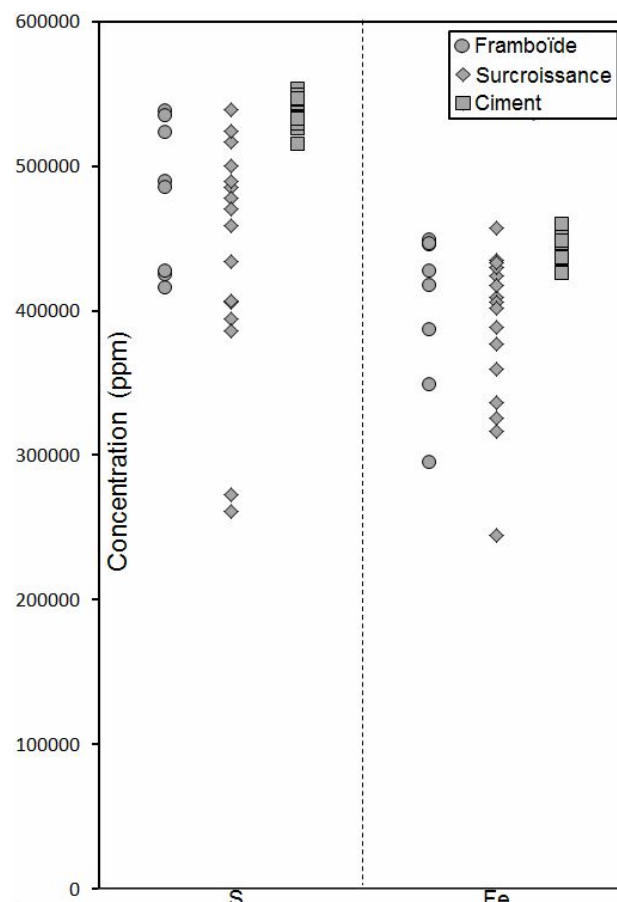


Figure 105: composition en éléments majeurs des 3 types de pyrite de l'échantillon 9650A-1.

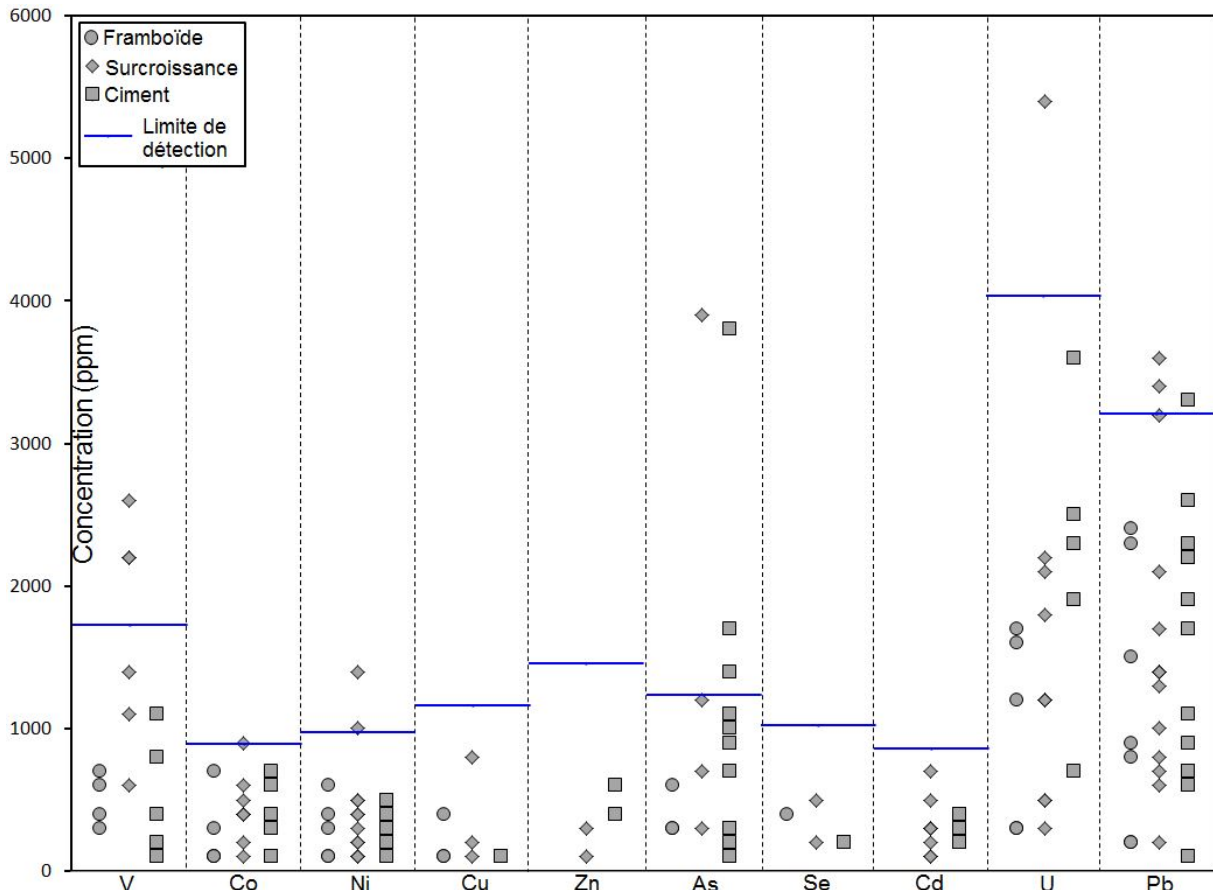


Figure 106 : composition en éléments traces des 3 types de pyrite de l'échantillon 9650A-1.

Echantillons 9452-14b et 16a : ces deux échantillons (*décrits dans le Chapitre II, section 1.1. Mine souterraine de Cominak, 1.1.1 Echantillonnage sur parement, Fig. 20*) proviennent d'Akola Est sont constitués de pyrite en ciment entre les grains détritiques au sein de nodules. Ils donnent des âges très proches, respectivement $156,9 \pm 1,4$ Ma et $164,6 \pm 2,5$ Ma. La forte minéralisation en uranium de ces échantillons (16500 et 30000 c/s), conduit à formuler deux hypothèses :

i) Les âges peuvent être interprétés comme représentatifs de la formation des pyrites car antérieurs au dépôt des oxydes d'uranium primaires (100 et 125 Ma)

ii) Les âges peuvent être sous-estimés. En effet, le piégeage de l'uranium dans la pyrite peut se traduire par un apport de Re contenu dans l'uranium. La concentration mesurée de Re serait donc celle présente dans la pyrite mais également dans l'uranium. Cet apport de Re par l'uranium peut donc perturber le système Re-Os et ainsi sous-estimer l'âge des échantillons (L. Reisberg, Comm. pers.). Ces âges sont interprétés comme intermédiaires entre l'âge réel de formation des pyrites primaires à l'instant initial et l'âge du dernier événement les ayant affectés. Les études au MEB ont montré que toutes les pyrites associées à l'uranium étaient intactes car aucune évidence de perturbation n'est perceptible. Par conséquent, cette seconde hypothèse est moins plausible et les âges $156,9 \pm 1,4$ Ma et $164,6 \pm 2,5$ Ma sont considérés comme représentatifs et non modifiés.

Echantillon 9452-23 : cet échantillon (*décrit dans le Chapitre II, section 1.1. Mine souterraine de Cominak, 1.1.1 Echantillonnage sur parement, Fig. 20*) a été collecté à Akouta

Sud. Il se présente sous forme de nodule de pyrite massive et est non minéralisé (620 c/s). Le calcul d'âge sur cet échantillon de pyrite donne $38,4 \pm 0,6$ Ma. Cet âge est inattendu et semble très jeune.

Localisation	Echantillons	Masse (g)	[Re] (ppb) ¹	¹⁸⁷ Re (ppb) ^{1,2,3}	¹⁸⁸ Os Total (ppt) ⁴	% ¹⁸⁸ Os Total dans le blanc	¹⁸⁷ Os Total (ppb)	% ¹⁸⁷ Os* ⁵	¹⁸⁷ Os* (ppb) ^{2,5}	¹⁸⁷ Os*/ ¹⁸⁷ Re ^{1,2,5}	Age (Ma) ⁶
Akouta (Akola Est, Q32)	9452-14b	0,05445	9191	5777 ± 28	109	1	15,18	100	15,12 ± 0,11	0,00262 ± 0,00002	156,9 ± 1,4
Akouta (Akola Est, Q33)	9452-16a	0,05316	819	515 ± 3	49	2	1,44	98	1,41 ± 0,02	0,00275 ± 0,00004	164,6 ± 2,5
Akouta (Ebba Nord, Q62)	9650A-1	0,0993	663	416 ± 2	11	4	2,10	100	2,1 ± 0,01	0,00504 ± 0,00003	301,6 ± 1,9
Akouta Sud (Q4)	9452-23	0,10454	2201	1383 ± 11	30	1	0,90	98	0,89 ± 0,01	0,00064 ± 0,00001	38,4 ± 0,6

Tableau 31 : données Re-Os sur les pyrites de différents échantillons de la formation du Guézouman à Akouta

¹ Donnée Re corrigée du blanc

² Toutes les incertitudes en 2σ

³ L'incertitude sur ¹⁸⁷Re inclus la précision sur les mesures, l'incertitude du blanc, erreurs de pesage et incertitude sur la calibration des spikes

⁴ Inclus à la fois l'osmium commun contenu dans l'échantillon et la contribution du blanc

⁵ $^{187}\text{Os}^* = ^{187}\text{Os}$ radiogénique uniquement, calculé en assumant un ratio naturel d'osmium de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0,5 \pm 0,4$.

⁶ $\lambda = 1,666 \times 10^{-11}$ an

Le rapport Co/Ni peut être utilisé pour déterminer l'origine des dépôts de sulfures (Bralia et al., 1979 ; et Bajwah et al., 1987). Les pyrites analysées présentent des rapports Co/Ni semblables à ceux des dépôts syn-sédimentaires et hydrothermaux de sulfures, indiquant une origine mixte syn-sédimentaire et hydrothermale de ces pyrites (Fig. 107A). Ce résultat est parfaitement reproduit lorsqu'on projette les données globales de Co-Ni des sulfures aussi bien pour les gisements d'Arlit que d'Akouta (Fig. 107B). Les formations hôtes étant d'âge Carbonifère, les âges Re-Os à $301,6 \pm 1,9$ Ma obtenus sur les pyrites en tissus végétaux, et à $156,9 \pm 1,4$ Ma et $164,6 \pm 2,5$ Ma sur les pyrites en ciment au sein des nodules, correspondent respectivement à la diagenèse précoce et au début de la diagenèse d'enfouissement. En effet, les framboïdes sont liées à l'activité bactérienne ($T^\circ < 60$ °C) à l'interface sédiment/eau pendant la diagenèse précoce. Les âges des pyrites en nodules ($156,9 \pm 1,4$ Ma et $164,6 \pm 2,5$ Ma) étant antérieurs aux âges isotopiques U-Pb (100-125 Ma) obtenus sur les oxydes d'uranium, sont compatibles avec les textures observés (piégeage des uraninites par la pyrite).

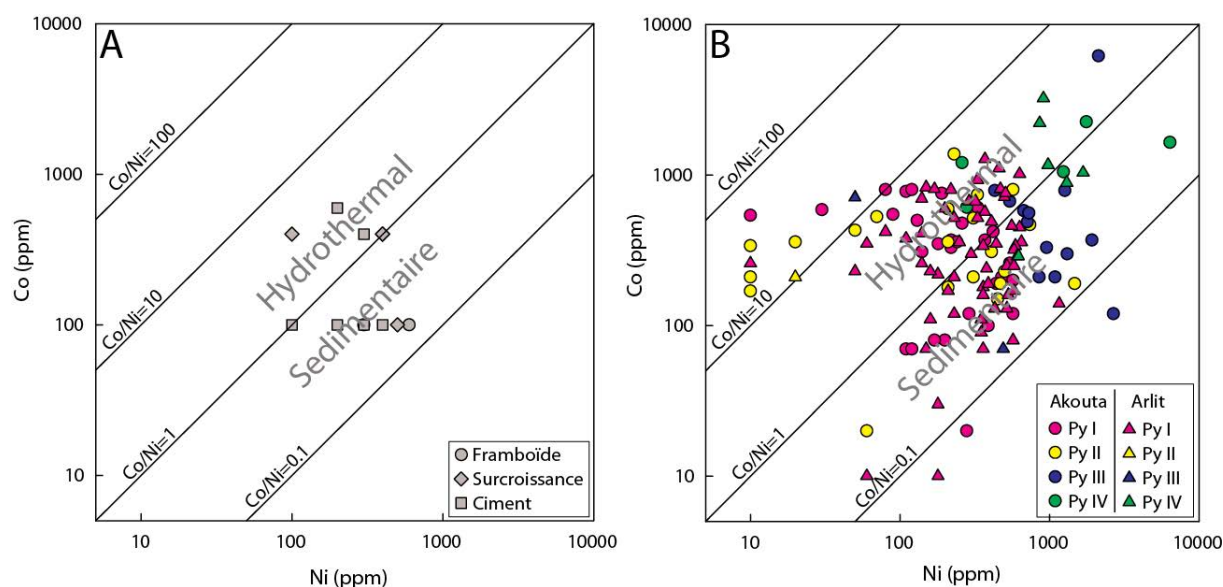


Figure 107: projection dans un diagramme binaire des teneurs en Co en fonction de celles en Ni des pyrites. A) Pyrite de l'échantillon 9650A-1. B) Pyrites d'Arlit et Akouta étudiées dans le chapitre III. Les domaines délimitant l'origine de la pyrite sont définis par Bralía et al. (1979) et Bajwah et al. (1987).

L'isotopie du soufre dans les gisements d'Arlit et d'Akouta a été étudiée par Forbes (1989) puis par Lecomte (2009). L'étude a mis en évidence 4 générations de pyrites de par leur signature. Les pyrites précoces, développées en épigénie de la matière organique, en framboïdes ou en nodules qui présentent en $\delta^{34}\text{S}$ très négatives ($-57,3\text{‰}$ à $-29,3\text{‰}$) dues à la réduction bactérienne des sulfates en sulfures. Ces pyrites correspondent sans doute à celles datées à $301,6 \pm 1,9$ Ma dans cette étude. Les trois générations de pyrite associées à la minéralisation ont quant à elles une valeur moyenne de $\delta^{34}\text{S}$ de $-9,4\text{‰}$. Ces résultats, bien que légèrement supérieurs sont en accord avec ceux de Forbes (1989) qui indiquait des valeurs comprises entre -14 et -18‰ . Les résultats obtenus sur des pyrites associées à la minéralisation ne peuvent pas être expliquées par la BSR car l'activité bactérienne n'est en général possible qu'à des températures inférieures à 80°C (Machel, 2001), et rarement jusqu'à 110°C (Jørgensen, 1999). Or, les températures d'homogénéisation mesurées sur les inclusions fluides des surcroissances de quartz d'Akouta sont de 100 à 200°C avec un mode à $110-$

120°C. Les températures au moment de la minéralisation ne sont donc pas compatibles avec la BSR et les données d'inclusions fluides. Lecomte (2009) explique ces résultats par la réduction thermochimique des sulfates (TSR) à partir d'un fluide hydrothermal.

4. Mécanisme d'enrichissement en titane et en vanadium

Le titane et le vanadium sont deux métaux relativement abondants dans les gisements. Le premier est sous forme d'oxyde de titane pur (rutile) ou est un composant essentiel des urano-titanates, tandis que le deuxième est un élément majeur dans la composition des métatyuyamunités, de la montroséite (minéral décrit par Forbes (1989)), et des argiles vanadifères. Selon Vallance (2007), les argiles associées aux métatyuyamunités sont très riches en vanadium par rapport aux autres. Ceci pourrait indiquer que la déstabilisation de ces argiles libère du vanadium pouvant être à l'origine de la formation de la métatyuyamunité dans les gisements d'Imouraren et de la montroséite dans les gisements d'Akouta. Des phases vanadifères associées à des métatyuyamunités, du cuivre et du fer ont également été observées (Planches 35E et F) à Imouraren. Ces phases vanadifères peuvent laisser supposer que le vanadium présent dans le milieu n'a pas pu s'associer à l'uranium U^{6+} , mais plutôt aux autres éléments disponibles : le fer, libéré des chlorites ferrifères, ou le cuivre, provenant des chalcocites altérées lors de l'oxydation (Planche 35F). Les argiles vanadifères ne semblent donc pas être la source primaire du vanadium, mais plutôt un produit d'altération lors de l'arrivée de l'uranium primaire dans le gisement d'Imouraren.

A Imouraren, aucune autre phase vanadifère n'a été observée lors de cette étude, malgré certaines observations faites sur des lames relativement peu oxydées et qui présentent une minéralisation réduite primaire saine. En revanche à Akouta, une phase vanadifère associée à des sulfures et supposée être de la montroséite a été observée (Planche 5A). En se basant sur plusieurs études antérieures, notamment celles de Kariche et Moreau (1978) et Forbes et al. (1984), une proportion importante du matériel détritique provient de formations hyperalcalines, volcaniques et plutoniques, caractérisées par une forte concentration en oxydes de fer et titane enrichis en vanadium. Ces oxydes Fe-Ti-(V) se retrouvent le plus souvent dans les séries post-Carbonifère (Wagani, 2006), notamment dans la formation d'Abinky, oxydée est seulement rencontrée à Imouraren sous-jacente à la formation Tchirezrine II qui encaisse la minéralisation uranifère d'Imouraren. L'altération de ces oxydes Fe-Ti-(V) détritiques pourrait avoir constitué une importante source de vanadium dans les gisements d'Akouta et d'Imouraren (Forbes, 1989). L'observation des oxydes de Fe-Ti détritiques dans les lames des gisements d'Arlit-Akouta contrairement à celles d'Imouraren, conforte l'hypothèse d'une plus forte altération de ces oxydes à Imouraren. L'abondance des phases vanadifères et titanifères à Imouraren pourrait expliquer l'altération des oxydes de Fe-Ti-(V).

Comme vu précédemment, l'abondance des oxydes fer-titane dans les séries post-carbonifères semblent être une source tout à fait plausible du titane dans les gisements. Les études géochimiques (Fig. 47) ont démontré que les oxydes de titane proviennent de la déstabilisation des urano-titanates. Le dépôt des phases uranifères primaires a ainsi pu déstabiliser les oxydes de fer-titane détritiques présent dans les gisements, entraînant la

formation de phases uranifères enrichies plus ou moins en titane, en fonction de la concentration locale de ces oxydes dans le milieu. Cependant, Cavellec (2006) avait déjà noté le lien entre ces oxydes de titane et certaines phases uranifères, ce qui pourrait indiquer une arrivée commune de ces oxydes et des éléments détritiques (monazite) contenant l'uranium. Ainsi, une déstabilisation commune de ces matériaux détritiques aurait permis la libération de l'uranium et du titane, ayant interagit entre eux pour créer des phases uranifères plus ou moins enrichies en titane.

Le volcanisme alcalin à hyperalcalin serait donc la source principale de différents éléments métalliques dans le bassin de Tim Mersoï. Ces roches représentent une source fertile en uranium notamment, enrichies en cet élément lors de processus magmatiques et formant des monazites riches en U. L'altération de ces massifs volcaniques a alors contribué à l'alimentation en matériaux détritiques des bassins avoisinants, dont celui de Tim Mersoï en apportant de l'uranium en bonne quantité, ainsi que d'autres éléments tels que le vanadium ou encore le titane. Ces derniers sont liés à la présence d'oxydes Fe-Ti-(V) dans ces roches hyperalcalines, et sont principalement concentrés dans les séries plutoniques et volcaniques post-carbonifères de la région. Ces hypothèses corroborent relativement bien les travaux de Wagani (2007) qui évoquent que les massifs annulaires du Nigéria seraient la source de l'uranium, du titane et du vanadium (massifs volcaniques hyperalcalins se formant entre 141 et 170 Ma, selon Van Breemen et al. (1975) et Popoff et al. (1983).

CHAPITRE VII:
Fluides et
reconstruction PTVX
du bassin durant la
diagenèse

1. Caractérisation des fluides diagénétiques piégés dans les surcroissances de quartz

Les surcroissances de quartz ayant piégé le fluide circulant pendant la phase de silicification dans les formations gréseuses du Guézouman à Akouta, du Tchirezrine II à Imouraren et du Tarat dans la zone de la faille d'Arlit, ont été étudiées par microthermométrie dans les zones minéralisées et dans les zones stériles. Une partie des inclusions fluides dans cette étude sont issues du travail réalisé par Forbes (1989). Ces inclusions sont majoritairement biphasées avec une bulle de gaz représentant généralement 10 à 30% du volume de l'inclusion fluide et jusqu'à 50% pour Akouta et 70% pour Imouraren.

1.1. Températures d'homogénéisation et salinité des inclusions fluides

Les températures d'homogénéisation (T_h) correspondent aux températures minimales de piégeage du fluide, et les températures de fusion de la glace traduisent la salinité du fluide piégé, calculé à partir des équations établies par Bodnar (2003).

Le diagramme T_h en fonction de la salinité (Fig. 108) montre une variation importante de la salinité des fluides entre 0 et 20 % poids éq. NaCl pour Imouraren et entre 1 et 13 % pds éq. NaCl pour Akouta. Contrairement à Akouta et Imouraren où les échantillons sont pour la plupart minéralisés, au niveau de la faille d'Arlit, pour les échantillons qui ne sont pas minéralisés, les valeurs de salinité sont beaucoup plus faibles (1 et 4 % poids éq. NaCl). Cet étalement indique un probable mélange entre un fluide aqueux très peu salé et un fluide très salé. Cette hypothèse est soutenue par le fait que cette hétérogénéité est observée pour des inclusions provenant d'une seule et même surcroissance. Plus de détail sur les données microthermométriques (T_h , T_f et salinité) des inclusions piégées dans les surcroissances de quartz est donné dans l'article intitulé «Hot fluid flows around a major fault identified by paleothermometric studies (Tim Mersoï Basin, Niger)», dans *le paragraphe 1.3*.

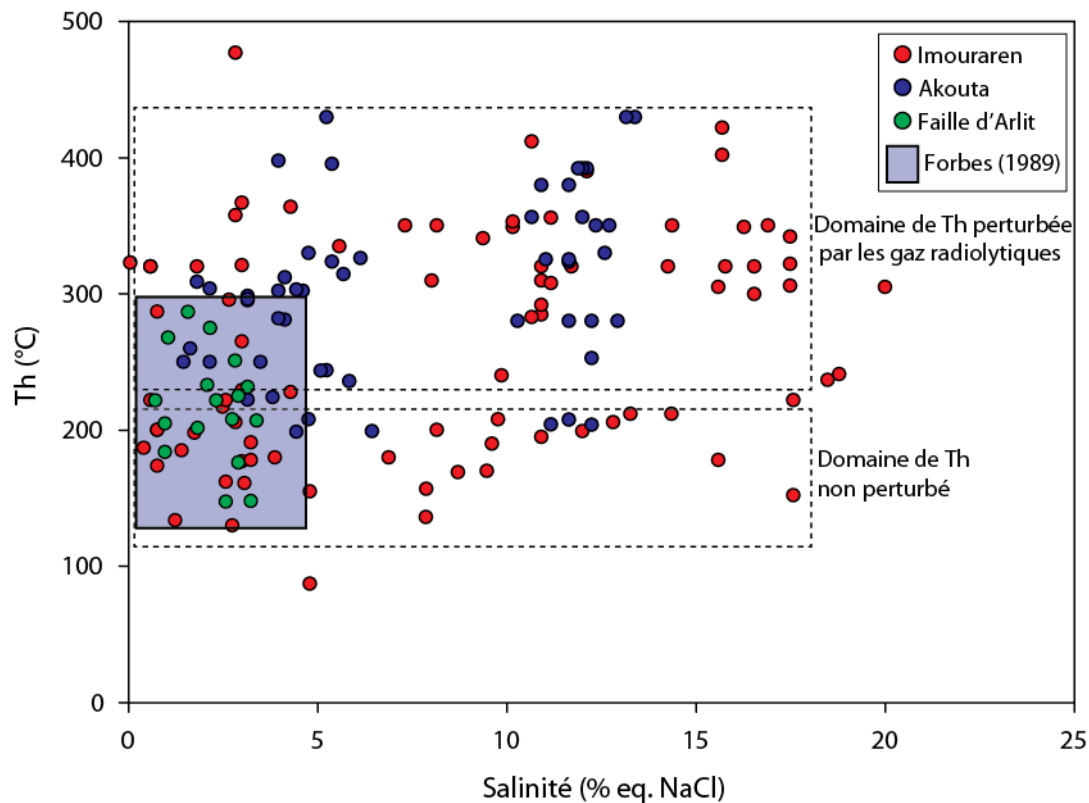


Figure 108: diagramme Température d'homogénéisation en fonction de la Salinité pour les inclusions fluides des surcroissances de quartz d'Akouta, d'Arlit et d'Imouraren, et les inclusions fluides des surcroissances de quartz d'Akouta (box en bleu, Forbes, 1989).

1.2. Composition en gaz des inclusions fluides

Dans les zones minéralisées, l'analyse au Raman de la fraction gazeuse des inclusions fluides d'Akouta et d'Imouraren, a permis de mettre en évidence la présence d'oxygène, d'azote et de dihydrogène. Ce dernier est présent en plus faible quantité comparée à celle de l'azote et du dioxygène qui forment un mélange très hétérogène, soit composé essentiellement de dioxygène, soit essentiellement d'azote. Cependant sur la totalité des analyses, le dioxygène reste le gaz le plus prépondérant.

La présence du dihydrogène et de dioxygène peut difficilement être expliquée par un autre processus que la radiolyse de l'eau induit par la minéralisation uranifère. La présence de H₂ et O₂ explique les valeurs perturbées de Th, qui sont anormalement élevées (Cathelineau M., communication personnelle). A Imouraren par exemple où l'on a à la fois des échantillons minéralisés et stériles, un diagramme salinité en fonction de Th permet de voir une nette différence entre les échantillons minéralisés qui ont des Th surestimées et des échantillons non minéralisés qui ont des Th deux fois plus faibles (Fig. 109).

Du dioxyde de carbone a également été détecté sur un échantillon à hauteur de 2,5 %, dans la phase volatile (9452-16a-1h).

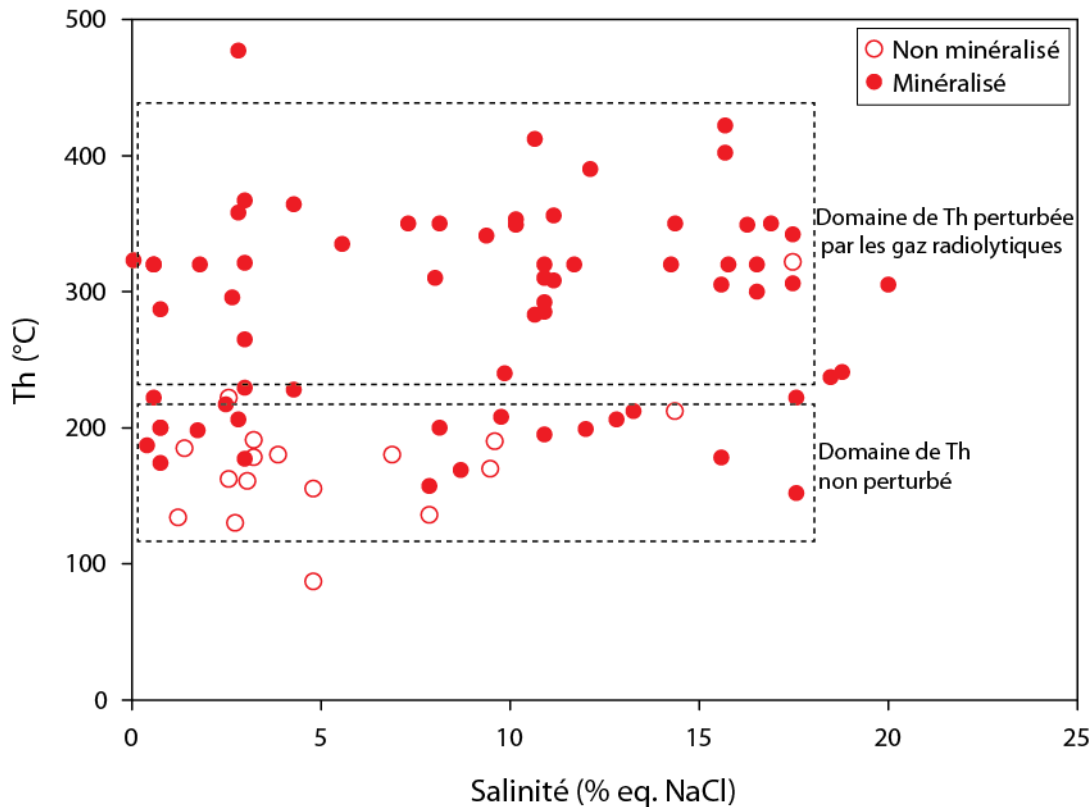


Figure 109: Diagramme de la salinité en fonction de la température d’homogénéisation (Th) en fonction de la minéralisation ou non des échantillons d’Imouraren.

Le diagramme ternaire construit à partir des fractions gazeuses des inclusions semble montrer deux familles de fluides : une chargée en dioxygène et l’autre en diazote avec pour les deux quelques pourcents de dihydrogène (Fig. 110).

La prédominance de O_2 sur tous les autres gaz est une spécificité des gisements d’uranium du Niger. On trouve en effet beaucoup plus de H_2 dans les inclusions de Penaran (Ballouard et al., 2016), et de Cigar Lake (Thèse en cours, P. Martz).

En général, le O_2 est consommé dans des réactions d’oxydation tandis que le H_2 reste non réactif et diffuse.

Pour expliquer cette distribution de gaz, plusieurs processus peuvent être invoqués. Les gaz O_2 et H_2 sont produits in-situ en raison des fortes concentrations en uranium du fluide piégé dans les inclusions. Par la suite, le H_2 aurait pu diffuser dans le quartz et le O_2 , plus grosse molécule, serait resté piégé. Ceci n’explique cependant pas la différence avec les inclusions fluides des gisements du Canada (Dérôme et al., 2003), où le O_2 n’est pas présent et le H_2 toujours présent dans les inclusions beaucoup plus vieilles (1,5 Ga) que celles du Niger.

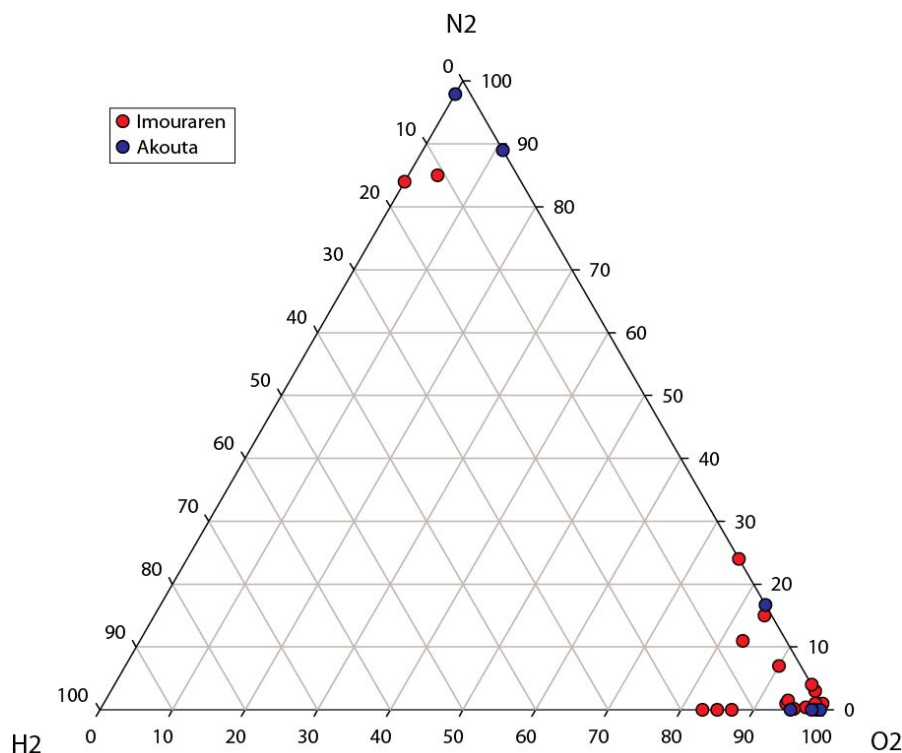


Figure 110 : Diagramme ternaire montrant les compositions en gaz présents (en % mol) dans les inclusions fluides des surcroissances des quartz.

1.3. Compositions chimiques des inclusions fluides

Afin de caractériser plus précisément la géochimie des fluides à Akouta et Imouraren, des inclusions de taille suffisante et de salinité élevée (afin de travailler sur les fluides les plus concentrés), ont été choisies pour l'analyse par LA-ICP-MS (Lecomte, 2010). La spectroscopie Raman (Dubessy et al., 2002 ; Caumon et al., 2015) a été utilisée pour déterminer la chlorinité de certaines inclusions qui n'avaient pas été étudiées en microthermométrie. La méthodologie utilisée et les caractéristiques de l'appareil sont décrites par Leisen et al. (2012) (*Cf Chapitre II, LA-ICP-MS*). Les mesures par LA-ICP-MS se sont déroulées en deux temps : une première série d'inclusions a été utilisée pour caractériser le contenu en métaux (Fe, Cu, Zn, Pb et U) et une deuxième série pour la mesure de Li, Sr, Br et Ba. Les cations majeurs Na, K, Mg et Ca sont dosés dans les deux séries d'analyse.

Les résultats des analyses de la composition des fluides d'Akouta et Imouraren (Tableau 32) sont présentés dans la Figure 111 pour les éléments majeurs et la Figure 112 pour les éléments en traces. Le Br et le Ca ne sont pas mentionnés car non détectés.

	mmol/kg	⁷ Li	²³ Na	²⁴ Mg	³⁹ K	⁴⁰ Ca	⁵⁶ Fe	⁶³ Cu	⁶⁶ Zn	⁷⁹ Br	⁸⁸ Sr	¹³⁷ Ba	²⁰⁸ Pb	²³⁸ U	³⁵ Cl
Akouta	if1	n.d	1050	193	n.d	94,8	n.d	n.d	29	n.m	n.m	n.m	2,2	11,6	1759
	if2	n.d	785	50	222	n.d	32	2,7	2,8	n.m	n.m	n.m	0,4	2,4	1198
	if3	23,3	1587	229	141	n.d	n.d	n.d	6,6	n.m	n.m	n.m	0,4	n.d	2224
	if1bis	51,2	1323	149	334	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	2,3	4,7	n.m	n.m	2019
	if3bis	n.d	385	703	124	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	0,8	2,6	n.m	n.m	1921
	if4bis	12,3	1159	686	192	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	4,9	4,3	n.m	n.m	2753

	if5bis	2,2	450	68	26	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	0,0	0,1	n.m	n.m	615
	if6bis	14,5	500	199	332	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	n.d	1,5	n.m	n.m	1249
	if17bis	n.d	871	59	n.d	n.d	n.d	n.d	3,7	n.m	n.m	n.m	0,7	4,9	1027
	if21bis	n.d	1320	206	732	n.d	n.d	6,4	44,3	n.m	n.m	n.m	1,3	n.d	2566
Imouraren	if8	n.m	1904	272	n.m	n.d	16	31	2,0	n.m	n.m	n.m	0,3	3,3	2566
	if10	n.m	1954	59	n.m	n.d	293	n.d	1,9	n.m	n.m	n.m	0,4	12,7	2737
	if11	n.m	3218	60	n.m	n.d	48	221	n.d	n.m	n.m	n.m	2,7	n.d	3884
	if7bis	n.d	2250	196	n.d	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	0,7	47	n.m	n.m	2737
	if8bis	n.d	2752	740	n.d	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	n.d	297	n.m	n.m	4826
	if9bis	188	1915	170	37	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	19	109	n.m	n.m	2737
	if10bis	19,8	2402	137	n.d	n.d	n.m	n.m	n.m	n.d	1,7	19	n.m	n.m	2737
	if11bis	114	2656	91	205	n.d	181	115	3,8	n.m	n.m	n.m	0,3	6,3	3793
	if13bis	n.d	756	3	1656	n.d	63	0,8	1,6	n.m	n.m	n.m	0,2	2,7	2566

Tableau 32: Reconstitution des compositions chimiques (en mmol/kg) des inclusions fluides individuelles obtenues par LA-ICP-MS. Le Cl est estimé à partir des données microthermométriques ou de la spectroscopie Raman (n.m = non mesuré; n.d = non détecté)

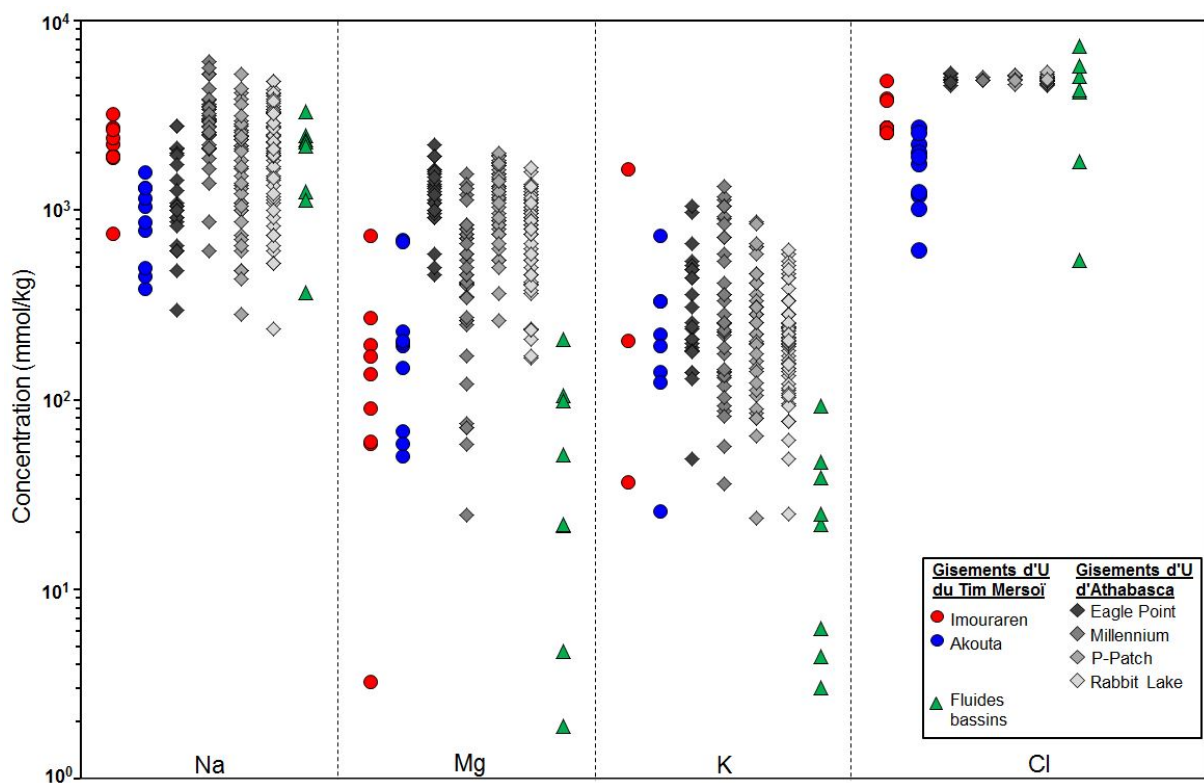


Figure 111 : Teneurs en éléments majeurs (en mmol/kg) des fluides des gisements du bassin de Tim Mersoï (Akouta et Imouraren), en comparaison avec les données de fluides des gisements d'uranium d'Athabasca (Richard et al., 2016), ainsi que les valeurs mentionnées par Yardley et al. (2005) pour différents fluides de bassins sédimentaires.

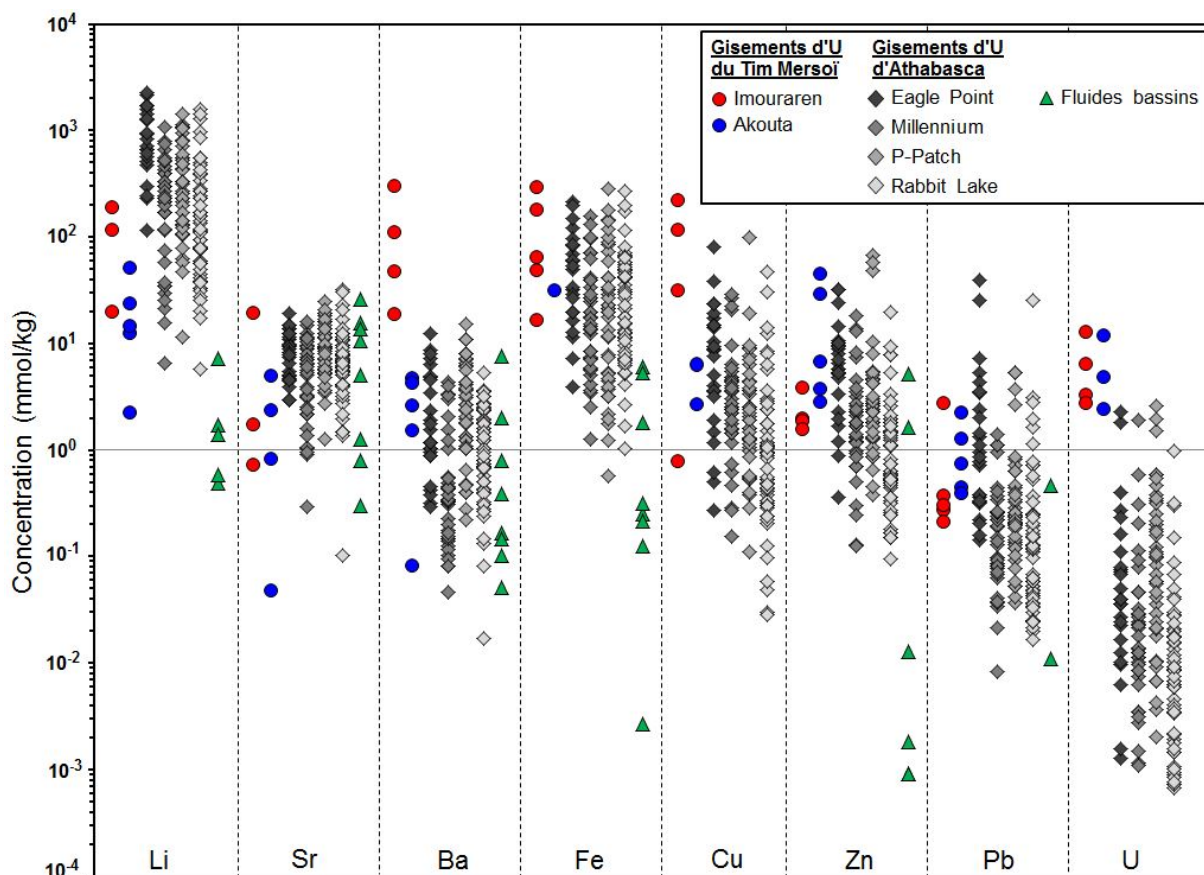


Figure 112: Teneurs en éléments traces (en mmoles/kg) des fluides des gisements du bassin de Tim Mersoï (Akouta et Imouraren), en comparaison avec les données de fluides des gisements d'uranium d'Athabasca (Richard et al., 2016), ainsi que les valeurs mentionnées par Yardley et al. (2005) pour différents fluides de bassins sédimentaires.

L'analyse des figures 111 et 112 permettent de comparer les fluides des gisements du Tim Mersoï avec ceux des gisements d'Athabasca au Canada. Ainsi, l'analyse de ces figures montre que les concentrations en éléments majeurs et mineurs des fluides des gisements d'uranium du Tim Mersoï sont semblables à celles des fluides des gisements d'Athabasca, excepté les teneurs en Mg qui sont plus élevées dans les fluides d'Athabasca, et les teneurs en Ba et U qui sont plus élevées dans les fluides du Tim Mersoï. Les teneurs plus importantes en Mg dans les fluides d'Athabasca s'expliquent par les altérations magnésiennes qui sont plus intenses que dans le Tim Mersoï.

Dans les gisements du bassin de Tim Mersoï, pour ce qui est des éléments majeurs, les teneurs en Na et Cl plus importantes à Imouraren reflètent directement la salinité plus élevée des inclusions de ce gisement, qui par ailleurs a les mêmes gammes de salinité que les fluides des gisements d'Athabasca. Par ailleurs, les valeurs sont cohérentes avec celles représentant les eaux de formations de bassins sédimentaires compilées par Yardley et al. (2005).

Les concentrations en Mg sont comparables pour les deux gisements et le K semble légèrement plus concentré à Imouraren. Par rapport aux données de la littérature sur les

fluides de bassin, on observe un très net enrichissement en Mg et K, aussi bien à Akouta qu'à Imouraren.

Les teneurs en Sr correspondent aux données d'eaux de formations de bassins sédimentaires, mais sont plus élevées à Imouraren qu'à Akouta. Il en est de même pour Li et Ba dont les teneurs dans le Tchirezrine II dépassent les concentrations maximales connues pour les bassins de référence (supérieures à 10 mmol/kg).

Concernant les métaux, on remarque un très fort enrichissement dans les inclusions des surcroissances de quartz quelle que soit leur origine (l'absence de données de référence pour le Cu ne permet pas de tirer une conclusion). Les teneurs en U et Pb sont équivalentes dans les deux gisements. En revanche, les analyses montrent clairement la présence d'un fluide riche en Cu à Imouraren par opposition à un fluide riche en Zn à Akouta (Fig. 113). Le manque de données sur le contenu en fer des inclusions du Guézouman à Akouta ne permet pas de comparer les deux gisements.

L'analyse des élément-majeurs et des éléments-traces semble donc indiquer l'existence de saumures de caractéristiques proches à Imouraren et Akouta, mais dont le contenu en éléments en traces différent.

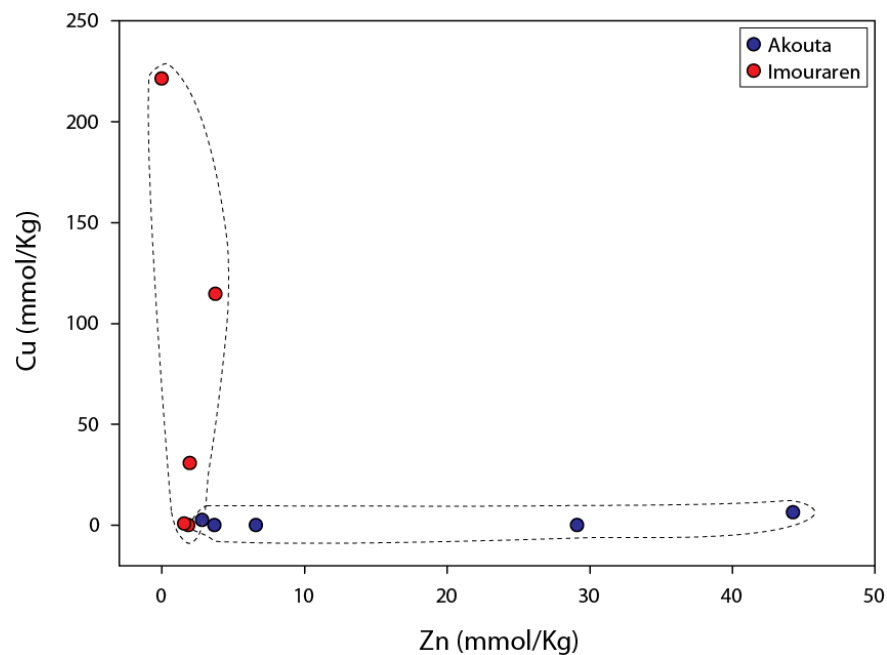


Figure 113: Diagramme Cu vs. Zn montrant l'existence de contenus en éléments métalliques contrastés à Imouraren

Pour caractériser plus précisément les fluides présents dans les surcroissances de quartz, plusieurs diagrammes ont été réalisés afin de positionner les données par rapport à la courbe d'évaporation de l'eau de mer. En effet, dans la littérature, il est admis que les concentrations en Cl et Br dans les solutions salines et dans les saumures ne peuvent être modifiées que dans deux cas : i) précipitation des chlorides et ii) mélange entre différents types de fluides, (Fontes and Matray, 1993).

La composition des fluides de bassin liés aux gisements d'uranium est tout à fait comparable à celle de l'eau de mer, comme c'est le cas dans les fluides étudiés par Richard et al. (2011, 2016), dans les gisements d'uranium d'Athabasca.

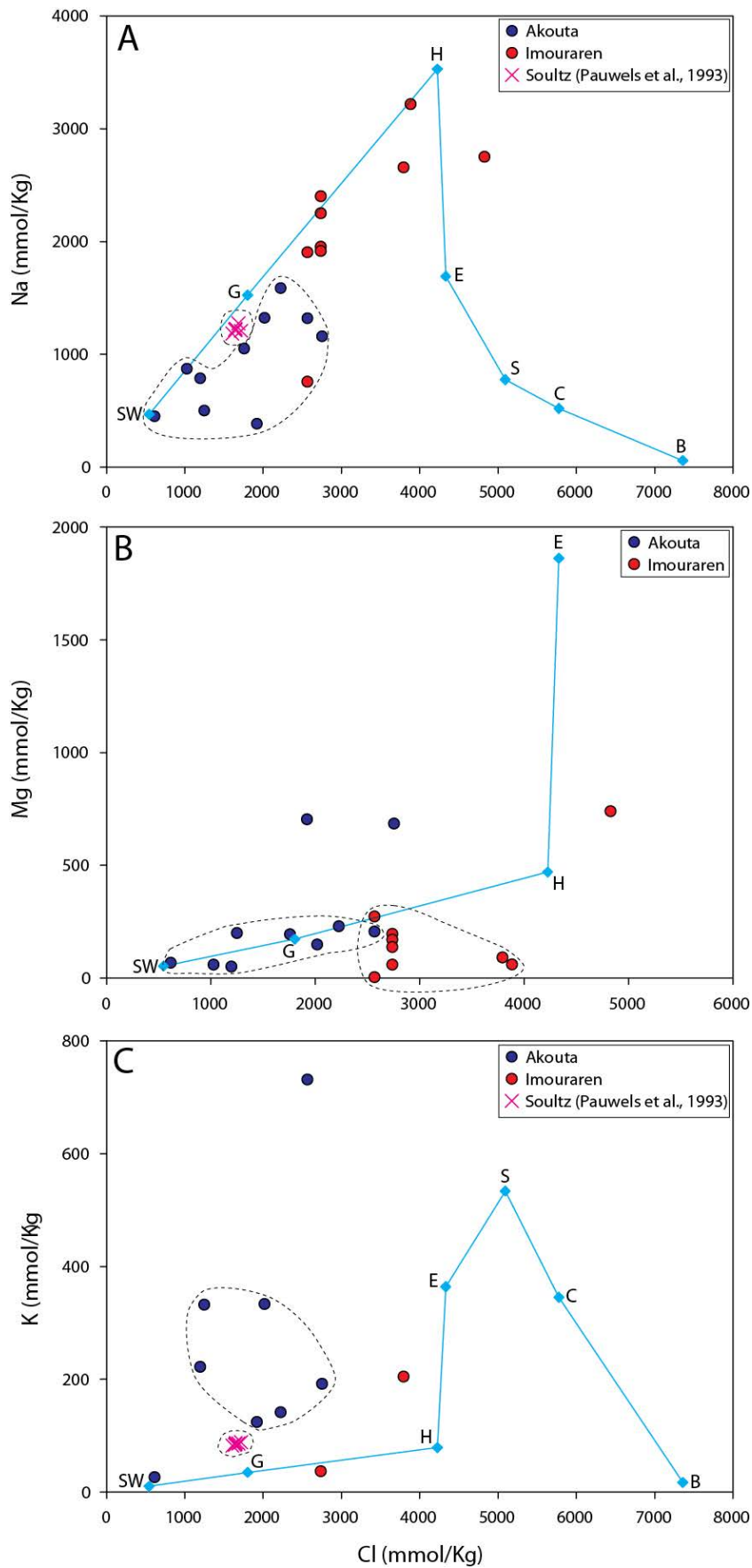


Figure 114: Evolution de la concentration en Na, Mg et K en fonction de la concentration en Cl. La courbe verte est la courbe d'évaporation de l'eau de mer (Fontes and Matray, 1993). SW=Eau de mer, G=Gypse, H=Halite, E=Epsomite, S=Sylvite, C=Carnallite, B=Bischofite.

La Figure 114 présente l'évolution de la concentration en Na, Mg et K en fonction de la concentration en Cl. Dans les graphes Na en fonction de Cl (Fig. 114A) et Mg en fonction de Cl (Fig. 114B), en dépit d'une légère dispersion, les fluides présents dans les surcroissances de quartz d'Akouta et Imouraren s'alignent sur la droite d'évaporation de l'eau de mer. Ce comportement indique l'existence d'un processus de mélange entre une saumure primaire proche de la saturation vis-à-vis de la halite et une eau continentale très diluée. Cependant, les fluides d'Imouraren sont déprimés en Mg alors que ceux d'Akouta sont enrichis en K, ce qui déplace les points par rapport à la courbe théorique de l'eau de mer. Les écarts au mélange théorique pour Mg et K pourraient être dus à des processus d'altération.

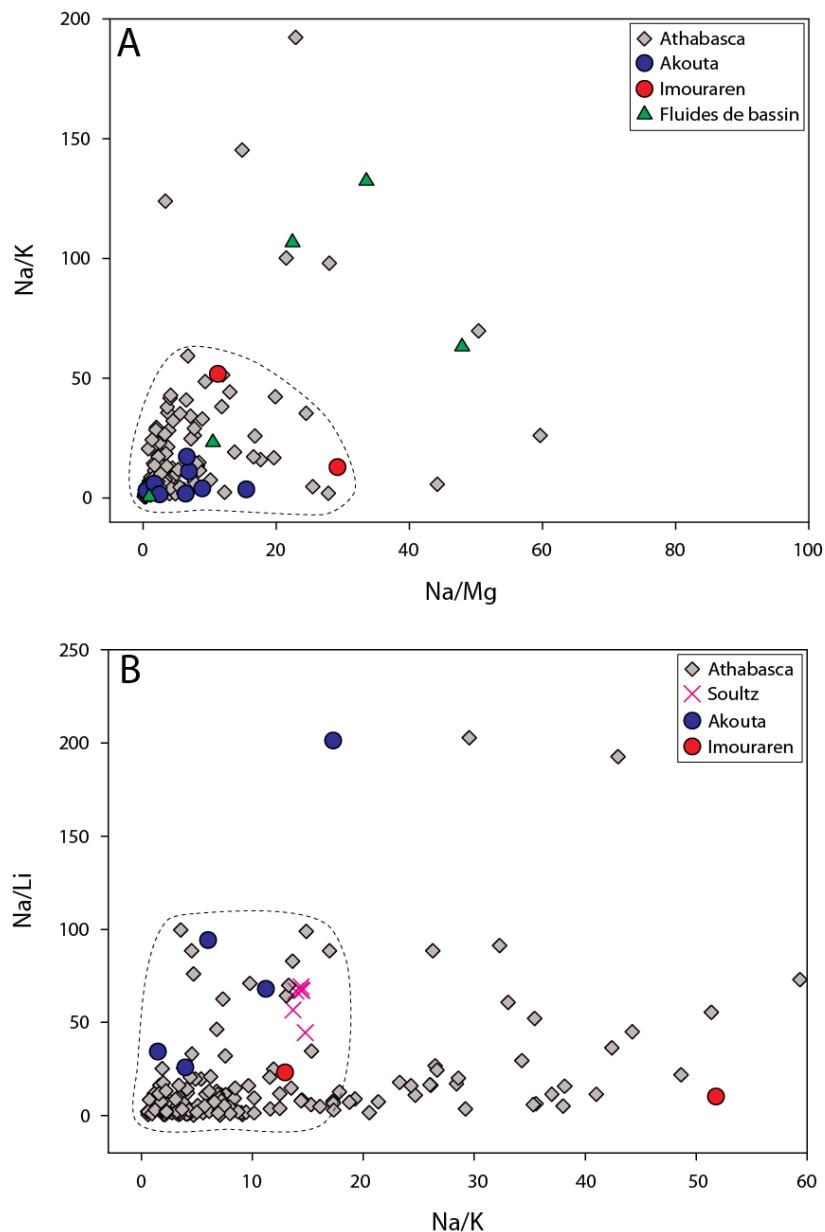


Figure 115: A) Evolution des rapports Na/K et Na/Mg des fluides des gisements du Tim Mersoï (Akouta et Imouraren) par rapport aux données de fluides des gisements d'uranium d'Athabasca (Richard et al., 2016) et d'eaux de formation de bassins sédimentaires (Yardley, 2005). B) Evolution des rapports Na/Li et Na/K, en comparaison avec les données de fluides gisements d'uranium d'Athabasca et les données de Sultz (Pauwels et al., 1993).

Les Figures 115A et 115B montrent que les rapports Na/K et Na/Mg des gisements d'uranium du Tim Mersoï et ceux d'Athabasca sont cohérents. Elles confirment l'existence d'un enrichissement préférentiel en K à Akouta et Na à Imouraren. Cependant, les concentrations élevées en Li et K ne permettent pas d'appliquer le géothermomètre Na/K-Na/Li à ces gisements d'uranium. Cet enrichissement peut être lié soit à la source du fluide (Li d'origine évaporitique) soit à son interaction avec les roches (altération des feldspaths potassiques qui libère le K) in situ, dans le gisement, ou au cours de sa migration.

Par ailleurs, on remarque que les concentrations en Na, K, Cl et Li des fluides étudiés, et notamment ceux d'Akouta, sont comparables à celles mesurées pour les fluides du système géothermique de Soultz (Pauwels et al., 1993). Ces derniers sont caractérisés par un mélange entre une saumure du Trias et une eau météorique. Ils présentent un fort enrichissement en Li et K par dissolution d'évaporites et altération des roches (Cathelineau et Boiron, 2010).

Ainsi, les données compositionnelles sur les fluides des surcroissances de quartz d'Akouta et Imouraren indiquent un processus de dilution d'une saumure primaire par une eau continentale et l'existence de deux types de fluides différents pour les deux gisements. A Imouraren, le fluide est enrichi en Li, K et Na et déprimé en Mg. La teneur élevée en Na est à mettre en relation avec la présence, dans la formation du Tchirézrine II, d'analcime et d'albite. On remarque également une forte teneur en Cu. En revanche, à Akouta, le fluide contient des concentrations élevées de Na, Li mais surtout de K et également de Mg. Ces caractéristiques sont comparables à celles des fluides de Soultz. Enfin, il est fortement enrichi en Zn par opposition à Imouraren. Il y a donc à Akouta et Imouraren deux fluides un peu différents, mais tous deux le résultat d'un mélange entre une saumure et une eau météorique. Les différences peuvent être dues à des interactions fluide-roche différentes.

2. Caractérisation des fluides diagénétiques piégés dans les carbonates

Des études microthermométriques ont été menées sur des carbonates de la faille d'Arlit dans le secteur de Tamgak (formations du Tammamaït, d'Izégouande, et du Tarat) et d'Imouraren dans les secteurs d'Imfout centre et Imfout Sud (formation du Tchirezrine II). Les données obtenues sur les carbonates d'Akouta (Guézouman) par Forbes (1989) ont été compilées et utilisées afin de pouvoir comparer les trois zones. Sur beaucoup d'inclusions, la Th et la Tf n'ont pas pu être mesurées à la fois. Un traitement purement statistique a été fait pour une meilleure interprétation des données.

Contrairement aux inclusions fluides dans les surcroissances de quartz, la forte fluorescence dans les carbonates n'a pas permis de déterminer la composition en gaz des inclusions fluides par spectroscopie Raman.

Les données d'inclusions fluides dans les carbonates présentent une distribution en «cloche» (plus ou moins prononcée selon les localités), typique des carbonates (Cathelineau M., communication personnelle). A Imouraren, on observe que cette distribution en cloche est beaucoup moins marquée qu'à Akouta et dans l'environnement de la faille d'Arlit. Les valeurs de Th ont des modes qui correspondent au sommet de la cloche à 80-90 °C, à 100-110°C et à 80-110°C respectivement pour Arlit, Akouta et Imouraren (Fig. 116).

Pour la salinité, on distingue deux groupes au niveau de la faille d'Arlit: i) un groupe dont la salinité est au moins égale à 22 éq.% poids NaCl et ii) un second groupe de salinité entre 0 et 2 éq.% poids NaCl. Entre ces deux groupes, on a un large domaine des fluides dilués. A Akouta, la majorité des inclusions ont une salinité supérieure à 22 éq.% poids NaCl. Et à Imouraren les salinités sont très faibles et sont de l'ordre de 0-2 éq.% poids NaCl (Fig. 117).

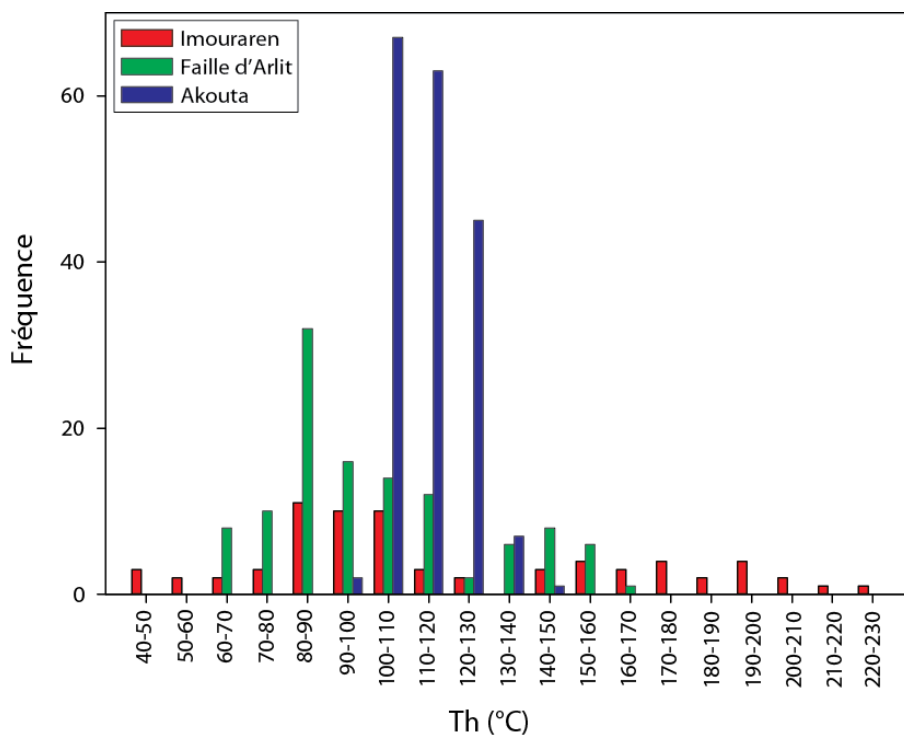


Figure 116 : Histogramme des fréquences des Températures d'homogénéisations dans les carbonates

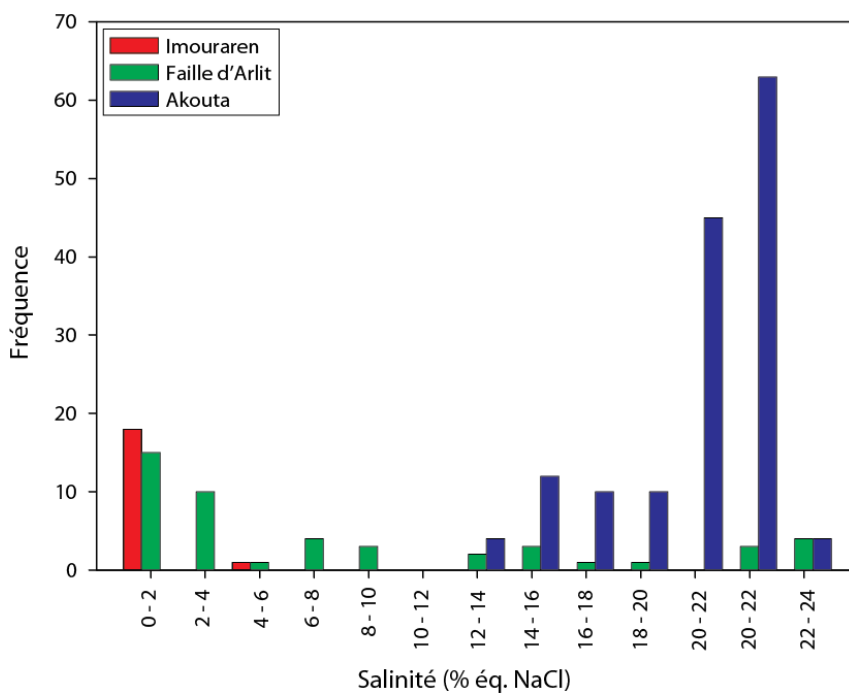


Figure 117 : Histogramme des fréquences de salinités dans les carbonates

3. Hot fluid flows around a major fault identified by paleothermometric studies (Tim Mersoï Basin, Niger)

Cette partie est présentée sous la forme d'un article publié dans le «Journal of Sedimentary Research». Il présente les conditions P-T du bassin de Tim Mersoï juste avant le dépôt des oxydes d'uranium par l'étude de deux géothermomètres indépendants : les inclusions fluides et la minéralogie des chlorites. L'étude met en évidence la circulation de fluides chauds et salés par un système de convection au niveau de la faille d'Arlit durant le rifting de l'Atlantique au Crétacé et ayant conduit à l'occurrence de gisements uranifères dans les formations perméables et riches en matière organique du bassin. Plus généralement, l'étude démontre le rôle des failles comme couloirs importants pour la circulation de fluides, et leur rôle dans le transfert de masse et de chaleur liée à la formation de gisements économiques.

HOT FLUID FLOWS AROUND A MAJOR FAULT IDENTIFIED BY PALEOTHERMOMETRIC STUDIES (TIM MERSOI BASIN, NIGER)

MARAH MAMANE MAMADOU¹, MICHEL CATHELINÉAU¹, FRANCK BOURDELLE², MARIE-CHRISTINE BOIRON¹, AGNES ELMALEH³, MARC BROUAND⁴

¹GeoRessources, CNRS, Université de Lorraine, CREGU, Faculté des Sciences et Technologies Campus des Aiguillettes - "Entrée 3B" Rue Jacques Callot, B.P. 70239, F-54506, Vandœuvre-lès-Nancy cedex, France

²LGCgE, Université Lille 1, SN5 Avenue Paul Langevin, F-59655 Villeneuve d'Ascq, France

³IMPMC, Université Pierre et Marie Curie, Sorbonne Universités, CNRS UMR 7590, 4 Place Jussieu, BC 115, F-75252 Paris cedex 05, France

⁴AREVA, BG Mines, Direction Géosciences, Tour Areva, F-92084 Paris La Défense, France

E-mail: marah.mamane-mamadou@univ-lorraine.fr

Keywords: chlorite, geothermometry, fluid inclusion, diagenesis, Arlit Fault, Tim Mersoï Basin

ABSTRACT

Faults are mostly considered as low-permeability zones due to their frequent sealing, but they can also contribute significantly to fluid movements in sedimentary basins, and subsequently to temperature anomalies. In favorable cases, paleo-temperatures and pressures can be determined from fluid-inclusion and chlorite thermometry. Using this approach, we estimate the temperature gap between incoming fluids and host rocks along the Arlit Fault, a major fault affecting the whole series of continental siliciclastic formations from Paleozoic to Late Jurassic in the Tim Mersoï Basin (Niger). Strong alteration halos and uranium deposits occur along this regional north-south-trending fault, as well as a secondary network of NE-SW faults. Sandstone porosity is partially reduced by authigenic quartz and Fe-rich trioctahedral chlorites. The chlorites precipitated directly from the solutions under reducing conditions, prior to uranium-oxide deposition. The temperatures and pressures are estimated to be around 115-150 °C and 80-120 bars respectively, and are remarkably similar in all formations from the Carboniferous to the Jurassic. These temperatures are much higher, around 60-80 °C, than those estimated at maximum burial, and document hot fluid flow along the major fault. This thermal anomaly is inferred to be related to the opening of the Atlantic Ocean during the Cretaceous, before the onset of the main exhumation stages during the mid-Tertiary. This study documents the role of faults as significant conduits for fluid flow, and their role in the mass and heat transfer related to the formation of economic deposits.

INTRODUCTION

Temperature and pressure are the two key factors that influence the evolution of fluid-rock interactions and changes in the physical properties of aquifers and drainage zones in sedimentary basins. The distribution of temperature can be significantly modified around fault zones as a result of upward migration of hot fluids from deeper aquifers (Person et al., 1996; Souche et al., 2013). Faults are mostly considered as low-permeability zones due to their frequent sealing, but they can also contribute significantly to the fluid movements.

Such processes can produce large mass and heat transfers that result in abnormal distribution of temperatures and subsequent strong fluid-rock interactions (Bjørlykke et al. 1988; Morad et al., 2000; Frazer et al., 2014). When conditions are appropriate, fluid circulations in damaged fault zones could result in the subsequent generation of significant metal deposits of economic importance (Mucchez et al., 2005; and references therein; Person et al., 2008).

The estimation of paleo-temperatures and paleo-depths in sedimentary basins is of critical importance for discriminating the formation of mineral assemblages related to burial diagenesis and those resulting from fluid flows in thermal disequilibrium with the host rocks. Thus, the identification of paleo-thermal anomalies is a key point for the search of favorable formations as oil reservoirs, but also for tracking fluid movements in sedimentary basins between aquifers. Independent geothermo-barometers are needed to fully constrain temperatures and pressures before thermal gradients and paleo-depths can be estimated. When vitrinite is not available for temperature-burial reconstructions, the main paleo-indicators are

the clay mineralogy, fluid inclusions, and thermochronometers such as apatite fission tracks. Chlorites are particularly good indicators of thermal history because their wide compositional variations reflect physicochemical parameters, in particular temperature (Cathelineau and Nieva 1985; Inoue et al., 2010; Vidal et al., 2001; Bourdelle et al., 2013a, 2013b), redox conditions, and fluid composition (Aagaard et al., 2000; Haile et al., 2015). The specific association of chlorite with fluid-inclusion-bearing quartz overgrowths offers us a unique opportunity to estimate both pressure and temperature. Chlorite thermometry could potentially provide an excellent independent estimate of temperature that could be used to constrain the real trapping P-T pairs from isochores derived from fluid-inclusion data. This approach has previously been adopted in a study of hydrothermal systems and low-grade metamorphism (Frey, 1987b), but it has rarely been applied to the study of burial and diagenetic conditions. While numerous papers have dealt with the study of diagenetic fluids (see review in Goldstein, 2012), these data are not usually combined with independent mineral thermometers.

The present paper focuses on the conditions of alteration that occurred around a major fault that affected the Carboniferous to Jurassic siliciclastic formations in the Tim Mersoï Basin in Niger. Around the fault, world-class uranium deposits formed as dispersed mineralizations in the coarse-grained sandstone horizons. These deposits are suggestive of significant fluid flows both in and around the fault, and in particular in the main aquifers, where extensive hydrothermal alteration is observed. Authigenic chlorites associated with quartz, pyrite, and uranium minerals have been observed in Carboniferous formations and in the late Jurassic formations. Despite the early studies of Forbes (1989) on the Akouta deposit (early data from fluid inclusions and thermal modelling using fission tracks), no detailed thermometric investigation has been undertaken regionally in the Carboniferous to Jurassic sedimentary sections. Thus, a systematic study of mineral assemblages, fluid inclusions, and P-T reconstructions in the three main areas that cover the principal features of the sedimentary formations over more than 70 km around the fault will provide new insights into the thermal history of the region.

The objectives of this work are to (i) evaluate the role of a major fault on fluid movements and thermal anomalies, (ii) to test the feasibility of the use of chlorite composition together with paleo-fluid studies to constrain temperatures in several aquifers. The underground mines and drillholes for exploration and exploitation of uranium deposits in the region have provided exceptional unaltered samples for the study, in particular sandstones containing a predominant mineral assemblage composed of quartz-chlorite from two distinct formations of Carboniferous and Jurassic age.

GEOLOGICAL SETTING

The Tim Mersoï Basin, a sub-basin in the northeastern part of the Iullemeden Basin (NE of Niger, West Africa), is filled with Paleozoic and Mesozoic sediments (Fig. 1). The basement underlying the sedimentary rocks is composed of metamorphic rocks of Cambrian and Precambrian age. The detrital material in the Tim Mersoï Basin was deposited during the Carboniferous and was derived mainly from the Aïr Mountains (Valsardieu, 1971; Wagani, 2007). The Aïr Mountains are composed of Cambrian and Precambrian gneisses and granites,

Devonian plutonic rocks, and annular volcanic complexes (Moreau et al., 1994) (Fig. 1). From the Permian to the Cretaceous, detrital material derived from erosion of the Aïr, Zinder, and Nigeria areas was transported from the south to the north and northwest (Wagani, 2007) and deposited as channel-fill sandstones, interbedded with floodplain mudstones.

The structuration of the basin is related to Panafrican orogenesis and is characterized by a major north-south-trending faulting (the Arlit Fault), with a length of more than 100 km, and by a secondary shearing network, oriented NNE-SSW and ENE-WSW. These latter resulted from the reactivation of Upper Panafrican basement structures during the dextral dislocation phase of the north-south faulting (Fig. 1). Four stratigraphic groups can be distinguished from the Visean to Upper Jurassic: (1) the Terada Group (Lower Visean to Upper Visean), which includes mudstones, sandstones, and siltstones; (2) the Tagora Group (Upper Visean to Namurian-Westphalian), containing continental sandstones, marine sandstones, arkoses, and mudstones; (3) the Izegouandane Group (Permian), composed of arkoses, mudstones, and analcimolite; and (4) the Agadez Group (Triassic-Jurassic-Lower Cretaceous), which is composed of sandstones, arkoses, and significant amounts of volcanic material. The uranium deposits are located in the Tim Mersoï Basin, west of the Aïr Mountains, in the Tagora and Agadez Groups, respectively (Fig. 1). In the Visean Tagora Group, the Akouta uranium deposit is hosted by the Guezouman Formation, which is composed of fluvio-deltaic sandstones, in particular, organic-rich channel formations (Forbes, 1989; Cavellec, 2006). The Arlit deposit is found in the Tarat Formation of the Tagora Group, which contains fluvial sandstones and organic-rich clays and silts (Sempéré, 1981; Elhamet, 1983; De Rouvre, 1985; Cavellec, 2006). The Imouraren uranium deposit is located in Upper Jurassic continental arkoses and analcime-rich sandstones of the Tchirezerine 2 Formation (Pacquet, 1969; Valsardieu, 1971; Vallance, 2007). All of exploited uranium deposits are located on the eastern compartment of the Arlit Fault (Fig. 1), but uranium deposits have also recently been discovered in the western compartment. Most uranium concentrations occur in river channel sandstones, especially within the coarser-grained facies.

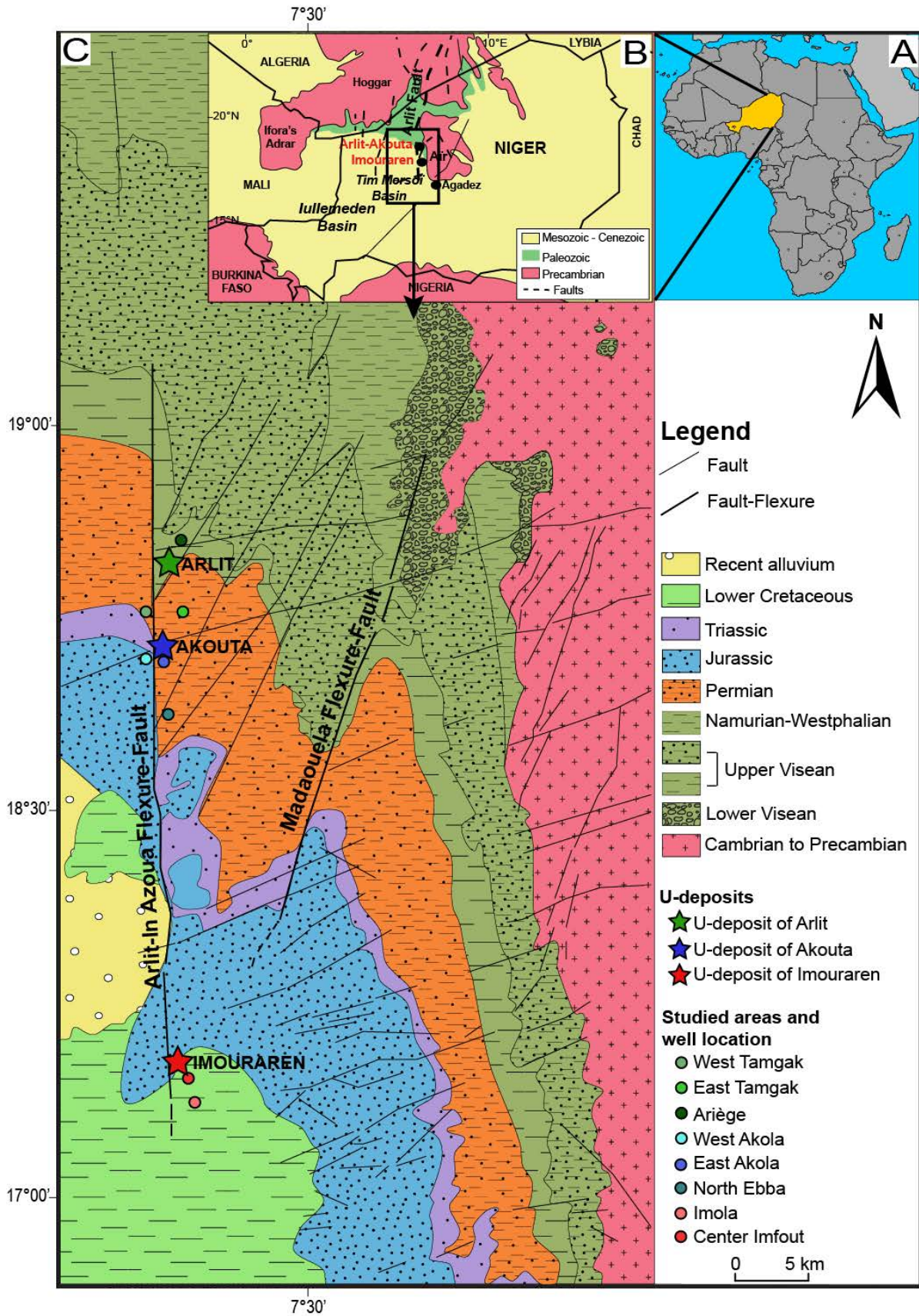


FIG. 1.—A) Niger Location on Africa map. B) Geological map of Niger. C) Geological and structural map of the border of Tim Mersoï Basin showing the location of Niger Uranium deposits, the areas studied, and the wells. The location of the cross section of Fig. 2 is also shown. Modified from Konate et al. (2007).

MATERIALS AND METHODS

Extensive prospecting carried out on both sides of the Fault has provided high-quality core material for the study. Several holes have been drilled into the Carboniferous and Jurassic sedimentary rocks, and samples were taken from six drill sites on the eastern and western compartments of the Fault. Three main regions (Fig. 1) were chosen for the study: i) two areas in the Arlit region – West and East Tamgak (Tamgak open pit) and Ariège; ii) two areas in the Akouta region – North Ebba and West and East Akola; and iii) two areas in the Imouraren region – Imfout Centre and Imola.

Scanning electron microscopy (SEM) and semiquantitative chemical analyses of sandstones were obtained using a cold FEG Hitachi S-4800 SEM microscope. Transmission electron microscopy (TEM) photomicrographs, energy-dispersive spectra, and electron and micro-diffraction patterns were acquired for eight representative samples in order to observe the Fe-chlorite texture and obtain elemental compositions at the nanometer scale. The clay powder samples were dispersed in ethanol and deposited on a micro grid (Formvar/Carbon 300 Mesh Ni, Agar Scientific, Essex, England). TEM investigations were carried out at 200 KV using a Philips CM20 microscope equipped with Si-Li detector. Chemical compositions were determined using energy-dispersive X-ray spectroscopy (EDX). EDX spectra were recorded using a PGT spectrometer equipped with an ultrathin window X-Ray detector. The KAB factors were determined using in-house standards, for example phyllosilicates (muscovite, chlorite) analyzed by other means (electron microprobe and whole-rock analysis). Spectra were collected in nanoprobe mode, over a period of 40 s, from an area ~ 10 nm in diameter. Elemental composition was calculated assuming the thin-film criteria (SMTF program: semiquantitative metallurgical thin-film program) and using k-factors with a maximum error of 5% for each element. High Resolution TEM (HRTEM) imaging was performed on a few representative samples using a JEOL ARM 200F – Cold FEG (point resolution 0.19 nm) fitted with a GIF Quatum ER.

Electron microprobe analyses (EMPA) of Fe-chlorites were performed on 11 representative thin sections at SCMEM (Nancy, France). Si, Al, Mg, Fe, Mn, K, V, Ti, Na, and Ca were analyzed using a CAMECA SX100 instrument equipped with a WDS detector (wavelength-dispersive X-ray spectroscopy) calibrated using natural and synthetic minerals or compounds such as albite (Si, Na), Al_2O_3 (Al), olivine (Mg), hematite (Fe), MnTiO_3 (Mn), Co (Co), and NiO (Ni). A current of 12 nA, an accelerating voltage of 15 kV, and a counting time of 10 s were used. The analyses have a spatial resolution of 1 to 2 microns. The reproducibility of standard analyses was 1% for each element routinely analyzed. The total iron content is presented as FeO. The structural formula of chlorite was calculated on the basis of 28 negative charges per half formula unit (pfu), i.e., an $\text{O}_{10}(\text{OH})_4$ base.

X-ray-diffraction (XRD) analyses were performed on 20 sandstone and siltstone samples at LIEC-Nancy. Powder XRD patterns were recorded on a D8 Bruker diffractometer with a non-monochromatic $\text{CoK}\alpha$ radiation (35 kV, 45 mA). Air-dried (AD) and ethylene glycol (EG)-saturated oriented XRD samples from the < 2 μm fractions of the samples were analyzed in order to determine the diffracted intensities of clays over 3-40 $^\circ 2\theta$ range, with a step size of 0.02 $^\circ 2\theta$ and 3 seconds per step.

The ratio of ferric to ferrous iron of chlorites was determined by scanning transmission X-ray microscopy (STXM) in transmission mode coupled with Fe L_{2,3}-edges X-ray absorption near edge spectroscopy (XANES) following the procedures developed by Bourdelle et al. (2013c). The analysis was performed on Beamline 5.3.2.2 at the Advanced Light Source (ALS) synchrotron at the Lawrence Berkeley National Laboratory, US Department of Energy. The ALS storage ring was operated at 1.9 GeV and 500 mA current in top-up mode (Bluhm et al., 2006; Miot et al., 2009). XANES spectra were acquired over the 690-730 eV energy range.

Part of the present thermometric study focuses on the use of a chlorite thermometer. Chlorite compositions form the basis for many of the common geothermometers applied in a wide variety of contexts (Inoue et al., 2010). Since the 1980s, several approaches have been proposed for establishing relationships between temperature and chlorite composition: i) empirical calibrations, based mostly on variations in the tetrahedral Al content, in particular the di/trioctahedral substitution ($3[\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}] = \square + 2\text{Al}^{\text{VI}}$; where \square represents an octahedral vacancy (Cathelineau and Nieva, 1985; Kranidiotis and McLean, 1987; Cathelineau, 1988; Zang and Fyfe, 1995); and ii) thermodynamic models (Vidal et al., 2001, 2005, 2006; Lanari et al., 2014), which require complex thermodynamic calculations and the availability of thermodynamic data. As a good trade-off, the simplified thermometer of Bourdelle et al., (2013a) and its graphical representation (Bourdelle and Cathelineau, 2015) provides a practical tool for temperature estimation and does not require Fe³⁺ quantification.

Fluid-inclusion studies were performed on representative samples of sandstone containing Fe-chlorite embedded in quartz overgrowths. Gases in the vapor phase (such as N₂, O₂, H₂) were analyzed by Raman spectroscopy. Microthermometric parameters of the fluid inclusions (FI) were measured at temperatures between -170 °C and +600 °C using a LINKAM MDS 600 heating-freezing stage equipped with a video camera. The microthermometric stage was thermally calibrated using CO₂ and H₂O synthetic FI standards and natural FI from the Alps for high-temperature calibration. The accuracy in the measurements is ± 0.2 °C at low temperature and ± 2 °C at high temperature. Homogenization temperatures (Th) were observed at rates of 1-5 °C/min, depending on the inclusion size.

The following nomenclature is used for the different microthermometric parameters that we measured: T_m ice represents the final melting temperature of solid H₂O+salt; Th is the temperature of homogenization to the liquid or vapor phase for two-phase FI, and represents the minimum trapping temperature. Salinities were calculated using the final melting temperature of ice (Bodnar, 2003). Because of the very low gas contents of aqueous fluids, the isochores for these were calculated using the mean homogenization temperatures and salinities, as detailed in Zhang and Frantz (1987). The chlorite and fluid-inclusions data were then compared in a P-T diagram showing the isochores, geothermal gradients, and chlorite temperature estimates.

RESULTS

Petrography-Mineral Sequence

The most important detrital components of the Tim Mersoï Basin sandstones are monocrystalline quartz grains with minor amounts of polycrystalline quartz, feldspars, and micas. The detrital heavy minerals are zircon, apatite, monazite, tourmaline, rutile, iron oxide, and Fe–Ti oxides.

The main indicators of diagenetic processes are: i) compaction textures (pressure-dissolution) and related quartz overgrowths, and ii) dissolution of silicates such as K-feldspars and the formation of dissolution vugs, mostly in feldspars, and the precipitation of chlorite onto quartz overgrowths (SEM microphotographs, Fig. 2C) and in vugs in K-feldspars (Fig. 2A). The K-feldspars are strongly albitized in the Jurassic formations (Fig. 2B). The most common assemblages that infill the pores and dissolution vugs are quartz > chlorite + pyrite in the Carboniferous sandstones, and quartz > chlorite + albite + analcime in the Jurassic sandstones. Our observations suggest that Fe-chlorite is the main clay constituent in the sandstones. Illite and/or illite-smectite appeared later, in the form of isolated flakes and honeycomb structures deposited onto chlorite or at the expense of chlorite. Carbonates such as calcite and/or dolomite are ubiquitous, but are also found locally, infilling microfractures and/or vugs after the quartz overgrowth stage.

In Carboniferous sandstones, chlorites occur in and around pre-existing pyrite nodules. Some of the pyrite growth bands are discontinuous and corroded, as shown by the isolated pyrite relics in the chlorite cement (right hand side of Fig. 2E). In the Jurassic formations, the chlorite commonly fills pores and fractures in early diagenetic analcime spheroidal concretions (referred to "analcime I") and K-feldspars, as well as intergrain spaces in sandstones (Fig. 2B). The chlorite is mostly found as platelets embedded in quartz overgrowths, or deposited onto the quartz overgrowths, and is accompanied by euhedral albite and euhedral diagenetic analcime (referred to "analcime II").

In the chlorite-rich samples from the three study regions, pitchblende was found as spherulites deposited onto chlorite flakes and as cement around the chlorite (Figs. 2E, 2F).

The study of mineral assemblages shows that chlorites are widespread in all formations from the Carboniferous to late Jurassic. Chlorites are associated, depending on the occurrence and formation, with pyrite (Carboniferous formations), albite, and analcime (Jurassic formations). In all cases, the chlorites are embedded in the youngest growth bands of quartz (Figs. 2C, 2D). In the samples from Imouraren, illite is a late phase which formed locally at the expense of chlorite and feldspars.

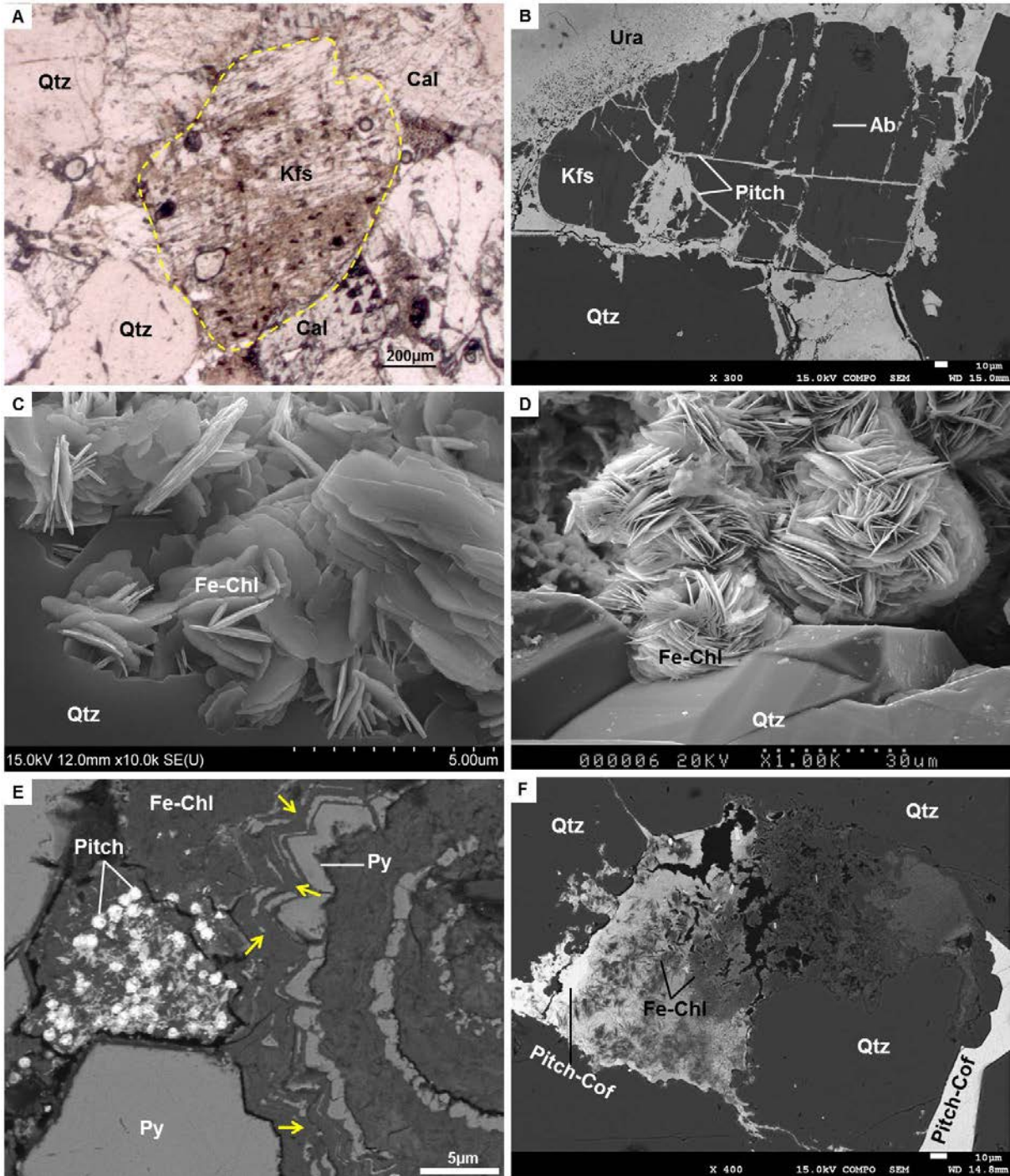


FIG. 2.—A) Photomicrograph showing significant dissolution of K-feldspar and its replacement by clays (brown area) in Carboniferous sandstones. Plane light. B) Back-scattered SEM image of K-feldspar that is strongly albited along the cleavages and the subsequent pitchblende precipitation. C) SEM microphotograph of Fe-chlorites in quartz overgrowth in Carboniferous sandstone. D) SEM microphotograph of Fe-chlorites in a quartz overgrowth in Jurassic sandstone. E) SEM microphotograph of Fe-chlorite in a matrix of pyrite in Carboniferous sandstones. The thinning and discontinuous occurrences of the pyrite growth layers (see yellow arrows) attest to their partial to complete dissolution. F) Back scattered SEM image of Fe-chlorites impregnated by the pitchblende-coffinite association in Jurassic sandstones. Qtz, quartz; Kfs, K-feldspars; Cal, calcite; Ab, Albite; Pitch, Pitchblende; Fe-Chl, Fe-chlorite; Cof, coffinite, Py, pyrite.

Crystal Chemistry of Chlorites

The results of the XRD and HRTEM investigations confirm that trioctahedral chlorite is the predominant clay mineral in most of the samples studied, illite being frequently present in minor amounts. Chlorite was identified by XRD by the presence of typical peaks at 14.22 Å-2 θ , 7.13 Å-2 θ , and 3.54 Å-2 θ (Fig. 3) in air-dried XRD patterns. After glycolation, no changes were observed in the XRD patterns, indicating that the chlorites were not mixed with other phases, such as chlorite-smectite mixed-layered phases. The higher intensity of the 7 Å peak compared to the 14 Å peak is interpreted to be linked to the high iron content of this trioctahedral chlorite, as confirmed by the chemical analyses presented below. Since chamosite (Fe-rich chlorite) and berthierine (Fe-serpentine) present almost identical XRD patterns and chemical compositions, representative samples of each Fe-chlorite occurrence were examined by TEM combined with EDX chemical analysis.

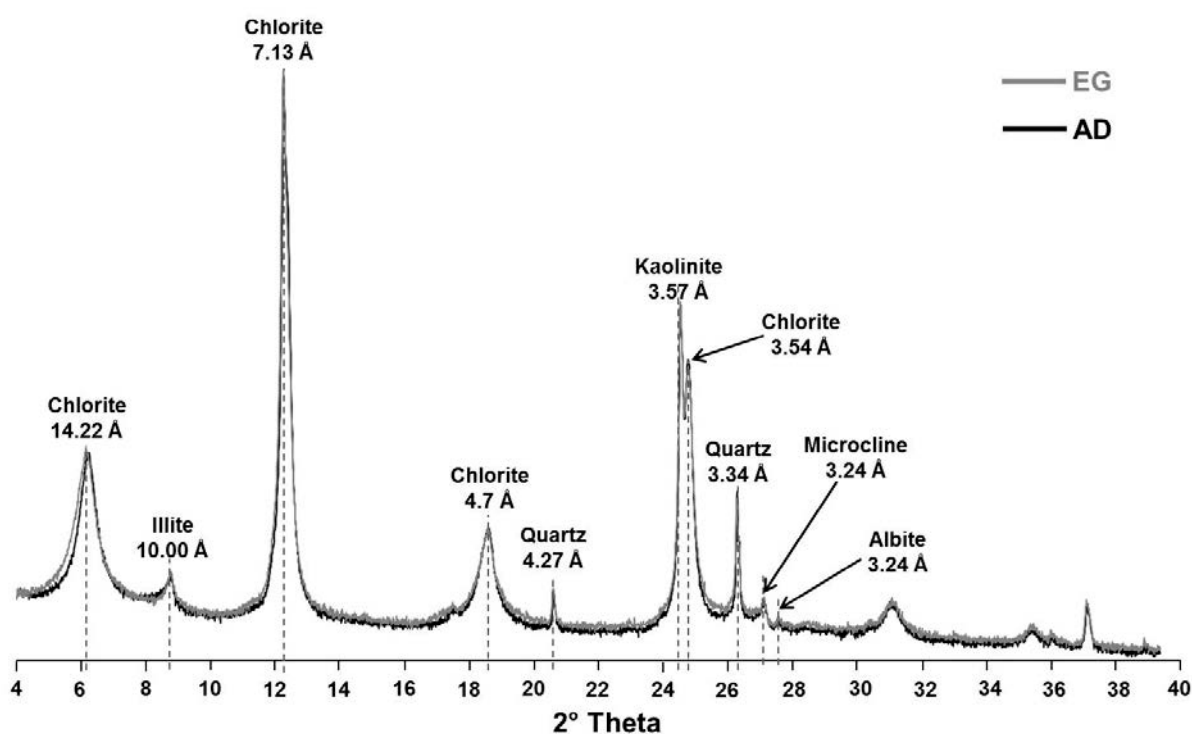


FIG. 3.— Representative X-ray diffraction pattern of an oriented air-dried (AD) and ethylene-glycolated (EG) fine fraction (< 2 μm), exhibiting the characteristic peaks of an Fe-chlorite.

The TEM observations (Fig. 4A, 4B) demonstrated the irregular shape of the Fe particles and a particle size of around 1 micron. HRTEM imaging (Fig. 4C, 4D) of dispersed chlorite particles was carried out on several samples from both Carboniferous and Jurassic formations. Figures 4C and 4D show that the basal spacing is close to 14 Å and thus corresponds to chlorite. Electron microprobe analyses were performed on all six series of samples (Table 1), and TEM-EDX analyses were carried out on two series of samples (Table 2). The structural formulae were calculated under the assumption that all Fe was ferrous.

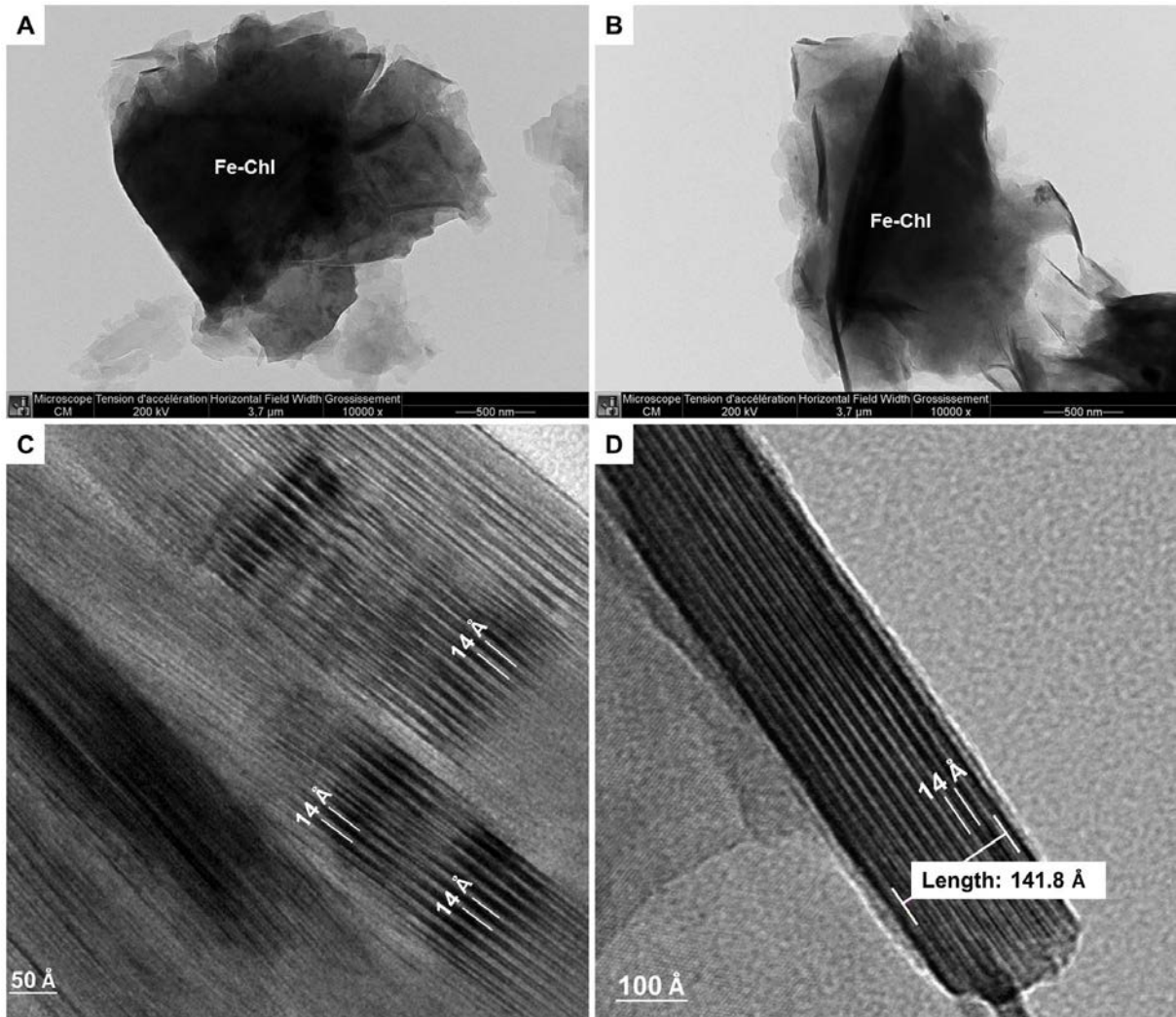


FIG. 4.—A, B) TEM microphotographs of rosette-like Fe-chlorite particles. C) HRTEM lattice images of chlorite from Carboniferous (Arlit) Formations, obtained from representative particles showing only the 14 Å spacing typical of trioctahedral chlorites. D) HRTEM lattice images of chlorite from Jurassic (Imouraren) Formations, obtained from representative particles showing only the 14 Å spacing typical of trioctahedral chlorites.

TABLE 1.—EMP analyses of chlorite and mean structural formula for samples from all six study areas.

Studied areas	Carboniferous sandstones						Jurassic sandstones					
	W&E Tamgak		Ariège		North Ebba		W&E Akola		Imola		Center Imfout	
Wt (%)	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ	Mean	σ
SiO ₂	27.00	0.68	28.04	1.11	29.51	0.85	27.11	1.08	27.20	0.79	28.69	0.96
TiO ₂	0.00	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03	0.07	0.05	0.28	0.16	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.51	0.63	21.26	0.86	17.24	0.94	19.34	1.02	18.93	0.58	21.05	1.03
FeO	30.36	2.05	28.54	1.68	28.47	2.51	26.48	2.26	27.44	1.42	22.18	1.06
MnO ₂	0.02	0.08	0.00	0.00	0.08	0.07	0.05	0.05	0.47	0.10	0.00	0.00
MgO	6.82	1.21	7.12	1.75	9.23	1.00	7.37	0.58	7.95	0.84	11.52	1.39
CaO	0.10	0.05	0.12	0.04	0.04	0.03	0.06	0.04	0.19	0.05	0.25	0.07
Na ₂ O	0.09	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02	0.10	0.10	0.25	0.17	0.07	0.04
K ₂ O	0.10	0.06	0.11	0.05	0.01	0.01	0.15	0.12	0.07	0.06	0.16	0.18
V ₂ O ₃	0.21	0.23	0.27	0.33	0.85	0.44	0.52	0.48	0.18	0.09	0.08	0.07
Structural formula (apfu)												
Si	3.03		3.05		3.21		3.09		3.06		3.07	
Ti	0.00		0.00		0.00		0.01		0.02		0.00	
Al	2.58		2.72		2.21		2.60		2.51		2.65	
Al ^{IV}	0.97		0.95		0.79		0.90		0.91		0.93	
Al ^{VI}	1.61		1.77		1.42		1.70		1.60		1.72	
Fe ²⁺	2.85		2.59		2.59		2.52		2.58		1.98	
Mn	0.00		0.00		0.01		0.00		0.04		0.00	
Mg	1.14		1.15		1.50		1.25		1.34		1.84	
Ca	0.01		0.01		0.01		0.01		0.02		0.03	
Na	0.02		0.01		0.00		0.02		0.05		0.01	
K	0.01		0.02		0.00		0.02		0.01		0.02	
V ³⁺	0.02		0.02		0.06		0.04		0.01		0.01	
C.I.	0.06		0.06		0.02		0.06		0.11		0.09	

TABLE 2.—TEM-EDX analyses of chlorite and mean structural formula for samples from Carboniferous (west Tamgak) and Jurassic (Center Imfout) formations.

Studied areas	West Tamgak		Center Imfout	
	Mean	σ	Mean	σ
At (%)				
O	63,79	1,84	64,48	1,91
Si	11,63	0,70	11,19	1,17
Al	10,39	0,54	10,05	0,99
Fe	9,43	2,96	8,20	1,36
Mn	b.d.l	b.d.l	0,03	0,08
Mg	4,56	1,22	5,83	0,83
Ca	0,09	0,07	0,06	0,06
Na	0,02	0,03	0,04	0,11
K	0,09	0,12	0,14	0,26
Structural formula (apfu)				
Si	3,07		3,03	
Al	2,74		2,73	
Al ^{IV}	0,93		0,97	
Al ^{VI}	1,82		1,76	
Fe ²⁺	2,49		2,22	
Mn	0,00		0,01	
Mg	1,21		1,58	
Ca	0,02		0,02	
Na	0,00		0,01	
K	0,02		0,04	
C.I.	0,08		0,10	

The plot of Al^{IV} versus Al^{VI} shows that chlorites are significantly displaced from the Tschermak line, as is always the case for low-temperature chlorites (Figs. 5A, 5B) (Cathelineau and Nieva, 1985). Almost all of the chlorites correspond to Fe-chlorites and present FeO contents of 22 to 33%, equivalent to Fe/(Fe + Mg) ratios of 0.4 to 0.8 (Table 1, Fig. 6A); however, a few Mg-chlorites, with Fe/(Fe + Mg) ratios below 0.5, were detected in the Imfout Centre samples. The electron microprobe chemical data are in good agreement with the TEM-EDX data, although the latter show slightly wider variation (Table 2, Fig. 6B). The results thus confirm that EMPA analyses are suitable for chlorite thermometry.

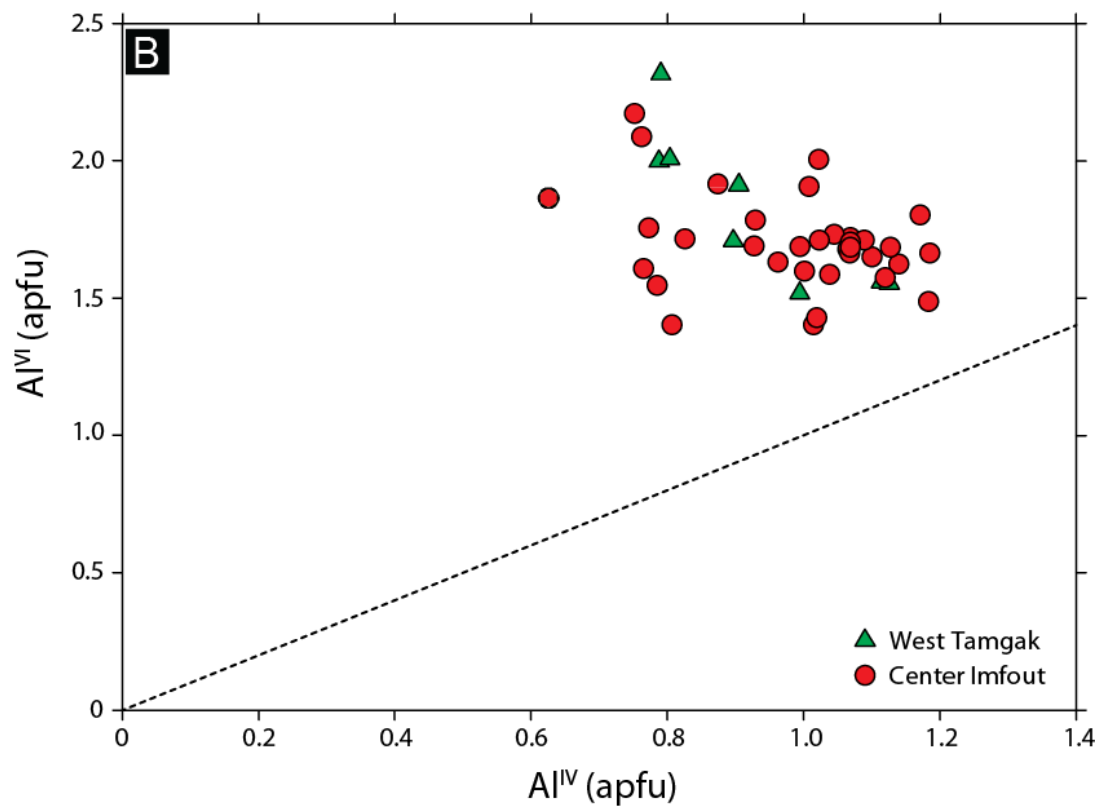
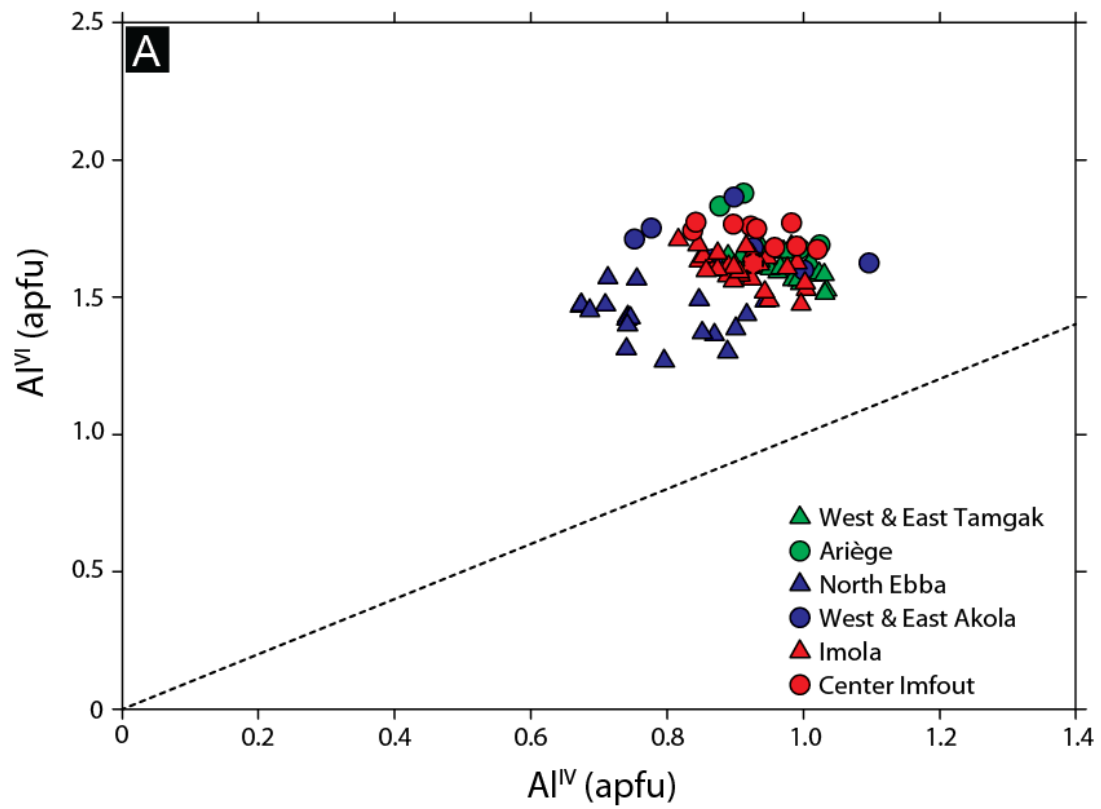


FIG. 5.—A) Octahedral Al (apfu) versus tetrahedral Al (apfu) for the Fe-chlorites from six study areas (EMP data). B) Octahedral Al (apfu) versus tetrahedral Al (apfu) for the two series of Fe-chlorites from TEM data. The dashed line corresponds to the Tschermak line.

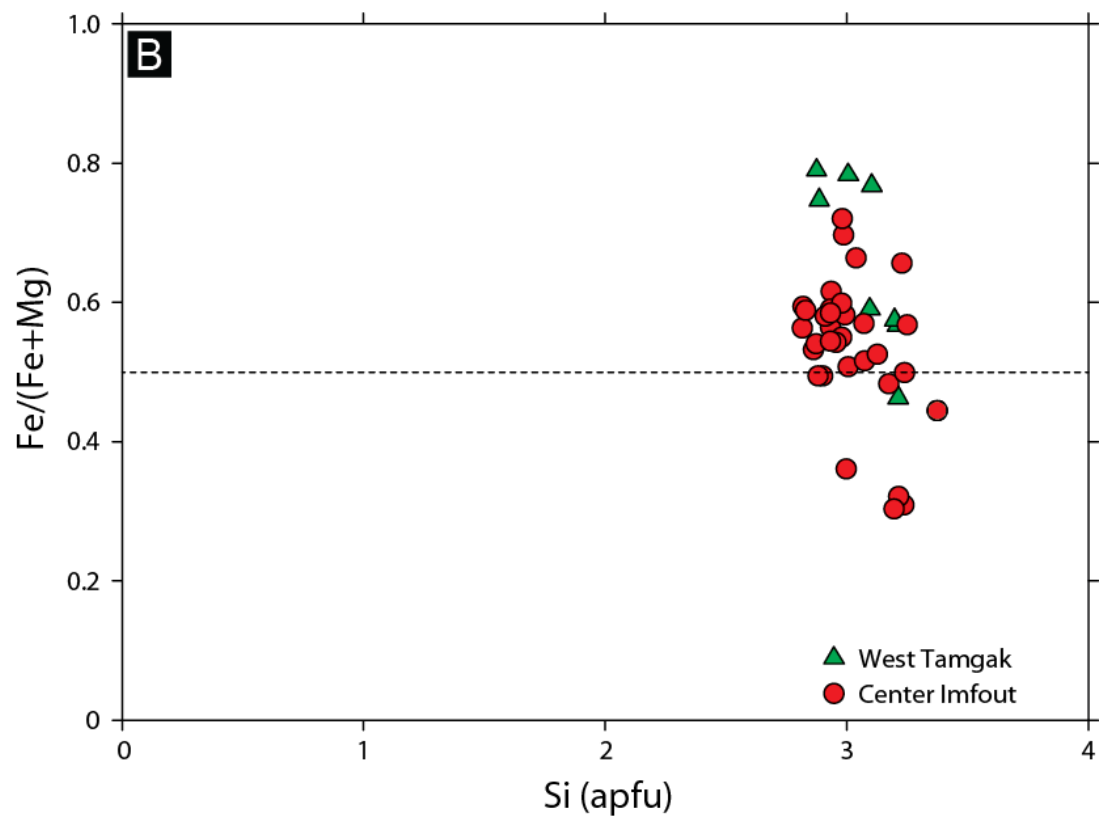
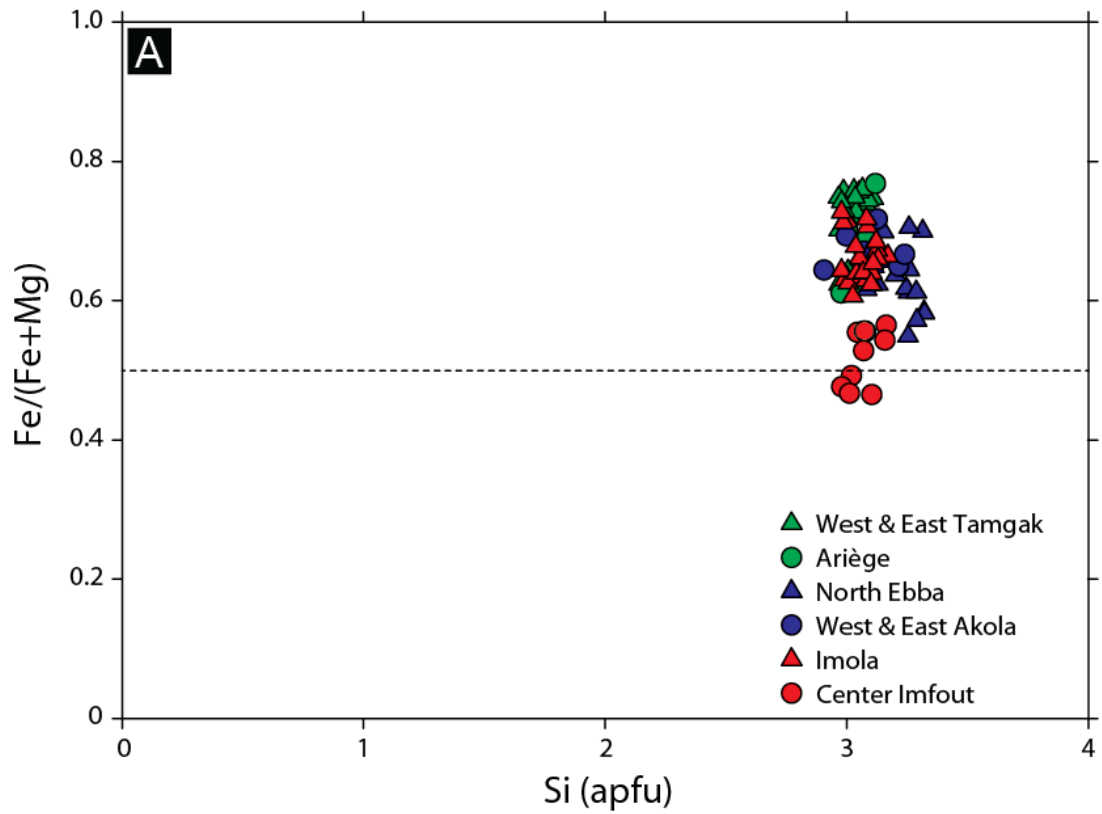


FIG. 6.—A) Si (apfu) versus Fe/(Fe+Mg) ratio for the Fe-chlorites from six study areas (EMP data). B) Si (apfu) versus Fe/(Fe+Mg) ratio for the two series of Fe-chlorites from TEM data. The dashed line marks the limit between the Mg-chlorite and Fe-chlorite domains.

The $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ ratio was determined from XANES L_3 edge spectra (Fig. 7) obtained on several chlorites (Akouta sample). The L_3 edge spectra (690 – 718 eV) display two major peaks whose relative intensities are correlated to the relative proportions of Fe^{2+} and Fe^{3+} . Following the calibration procedure of Bourdelle et al., (2013c) adapted to phyllosilicates, the indirectly measured $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ ratios of all analyzed chlorites were around 0.90 (± 0.05). These ratios support the hypothesis of predominantly ferrous iron in the Akouta chlorites.

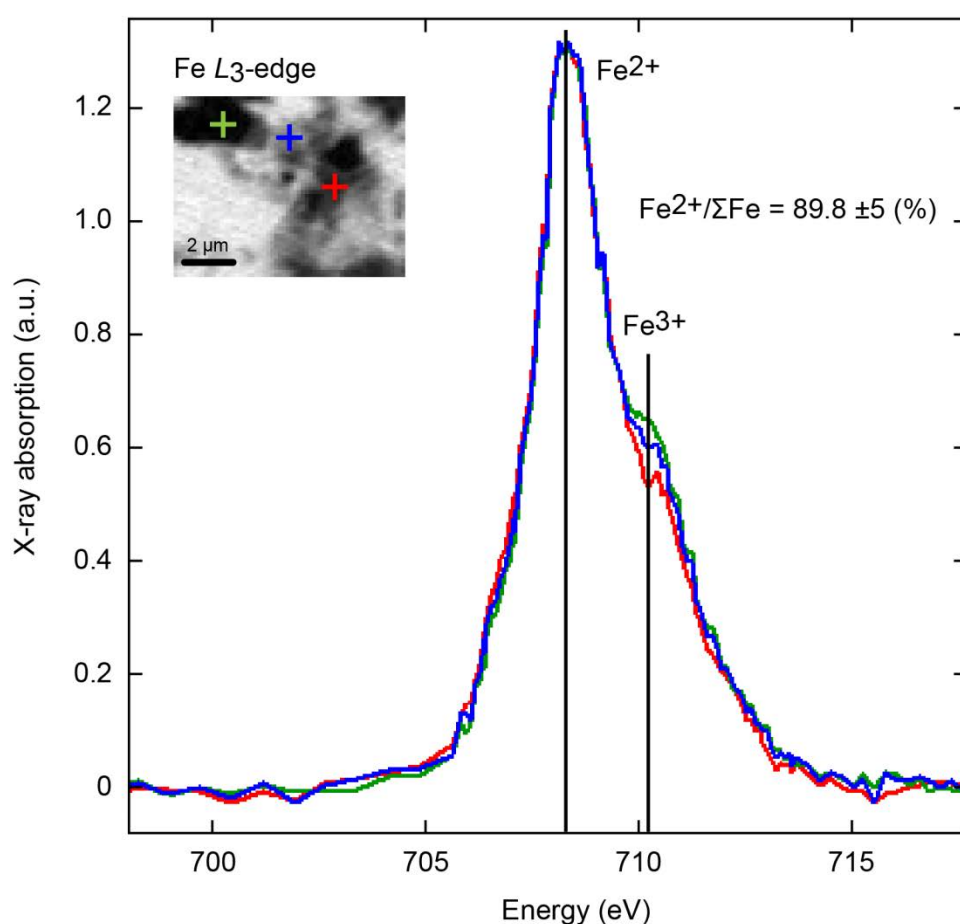


FIG. 7.—Representative X-ray absorption spectra of chlorites (Akouta sample), measured in transmission mode (STXM, ALS) at the Fe L_3 edge. Based on the protocol of Bourdelle et al. (2013c). The $\text{Fe}^{2+}/\Sigma\text{Fe}$ ratio is 90% ($\pm 5\%$) for all analyzed chlorites. Spectra are from particles of different size, shape, and thickness (locations on the STXM image in the inset).

Fluid-Inclusion Data

Fluid-inclusions in quartz overgrowths were interpreted as primary in origin because they were trapped randomly within the quartz overgrowths, just below the chlorites, and are found neither at the grain boundaries, as is frequently the case, nor in fluid-inclusion planes. All of the fluid inclusions are two-phase inclusions (liquid, vapor) at room temperature, with a low vapor fill of less than 20% (Fig. 8). No vapor-rich inclusions were detected. The range of T_m ice is wide, from $-1\text{ }^\circ\text{C}$ to $-14\text{ }^\circ\text{C}$. Homogenization temperatures (T_h) (Table 3) range from $100\text{ }^\circ\text{C}$ to $200\text{ }^\circ\text{C}$ with modes of around $110\text{--}120\text{ }^\circ\text{C}$, $130\text{--}150\text{ }^\circ\text{C}$ and $120\text{--}130\text{ }^\circ\text{C}$ for the Arlit, Akouta, and Imouraren regions, respectively. Th values above $170\text{ }^\circ\text{C}$ were measured in

uranium-bearing samples. In the latter, Raman analysis of the gaseous fraction of the FI revealed similar compositions: a mixture of oxygen (O₂) and nitrogen (N₂), with a very small proportion of hydrogen (H₂) and no CO₂ or CH₄. The bulk density of these inclusions (95% O₂ or N₂ and 5 % H₂) was affected by the presence of radiolytic gases. In non-mineralized samples, no gases were detected and the FI densities were lower. Given the absence of CO₂ and CH₄ in all barren samples, salinities were calculated from T_m ice using the equation of Bodnar (2003). The salinity modes are 1.7 % eq. NaCl at Arlit, 1.7 % eq. NaCl, 5 % eq. NaCl and 12.9 % eq. NaCl at Akouta, and 1.7 % eq. NaCl, 10.5 % eq. NaCl and 16.9 % eq. NaCl at Imouraren.

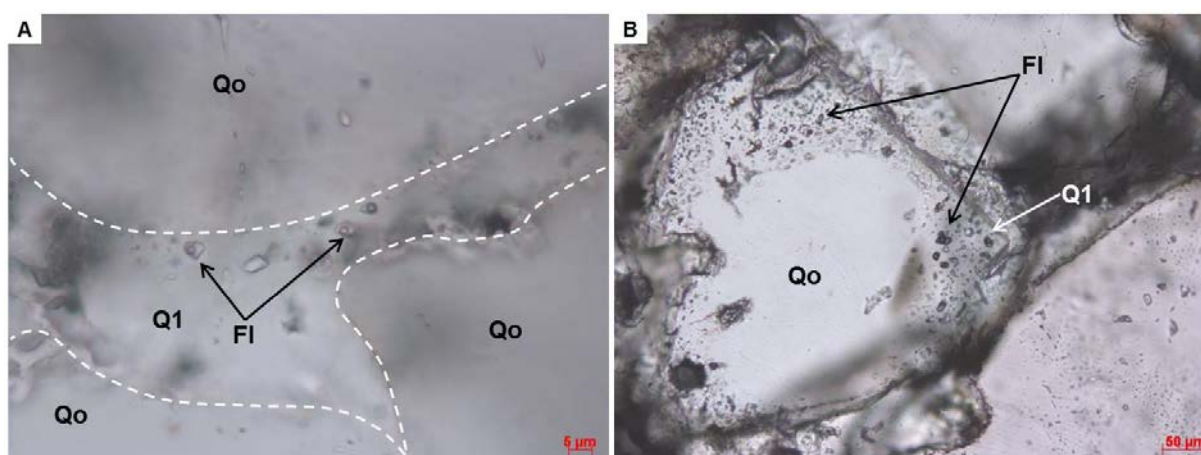


FIG. 8.—A) Microphotograph of fluid inclusions trapped in the youngest quartz overgrowths. B) Microphotograph of Fluid inclusions trapped within the youngest quartz overgrowths. Qo, detrital quartz; Q1, quartz overgrowth; FI, Fluid inclusion.

TABLE 3.—Temperature of homogenization (Th), ice melting temperature (T_m ice), and salinity (% eq. NaCl) measured in fluid inclusions trapped in quartz overgrowths from Arlit, Akouta, and Imouraren.

Studied areas	Carboniferous				Jurassic	
	Arlit		Akouta		Imouraren	
	Range	Mode	Range	Mode	Range	Mode
Th (°C)	100 - 190	110 - 120	100 - 200	130 - 150	110 - 150	120 - 130
T _m ice (°C)	-0.4 / -2	-1	-0.8 / -9.5	-1; -3; -9	-0,2 / -16,7	-1; -7; -13
Salinity (% eq. NaCl)	0.7 - 3.4	1.7	1.4 - 13.4	1.7; 5; 12.9	0.3 - 19.9	1.7; 10.5; 16.9

Estimation of Paleo-Pressures and Temperatures

Chlorite geothermometry.---Temperatures were calculated for the six study areas using the semiempirical thermometer of Bourdelle et al., (2013a) and then plotted in a T-R²⁺-Si diagram (Bourdelle and Cathelineau, 2015) (Figs. 9, 10, 11). This thermometer is based on the

chlorite + quartz equilibrium. It does not require prior knowledge of the valence state of iron and is calibrated for low-T chlorites ($T < 350$ °C and pressures below 4 kbar). The obtained temperatures range from 90 to 170 °C, with modes of around $125 \text{ °C} \pm 15 \text{ °C}$ for Arlit and Imouraren and two modes of 90-100 °C and 140-150 °C for Akouta. Temperatures were also estimated using the thermometer of Inoue et al. (2009), which takes into account the Fe^{3+} content ($\sim 10\%$ of total iron in this study, from STXM-XANES data). The results are very close to those obtained with the Bourdelle thermometer; the difference between the two thermometers is less than 20 °C (i.e., within measurement uncertainty) for $\sim 80\%$ of the chlorite analyses.

Trapping conditions of fluids.---P-T trapping conditions were estimated using the mean and range of the chlorite temperature estimates, as well as the modes and Th ranges for fluid inclusion populations from all localities. Isochores were reported in a P-T diagram together with hypothetical hydrostatic geothermal gradients of 30, 40, 45 and 50 °C/Km calculated for hydrostatic pressures (Fig. 12).

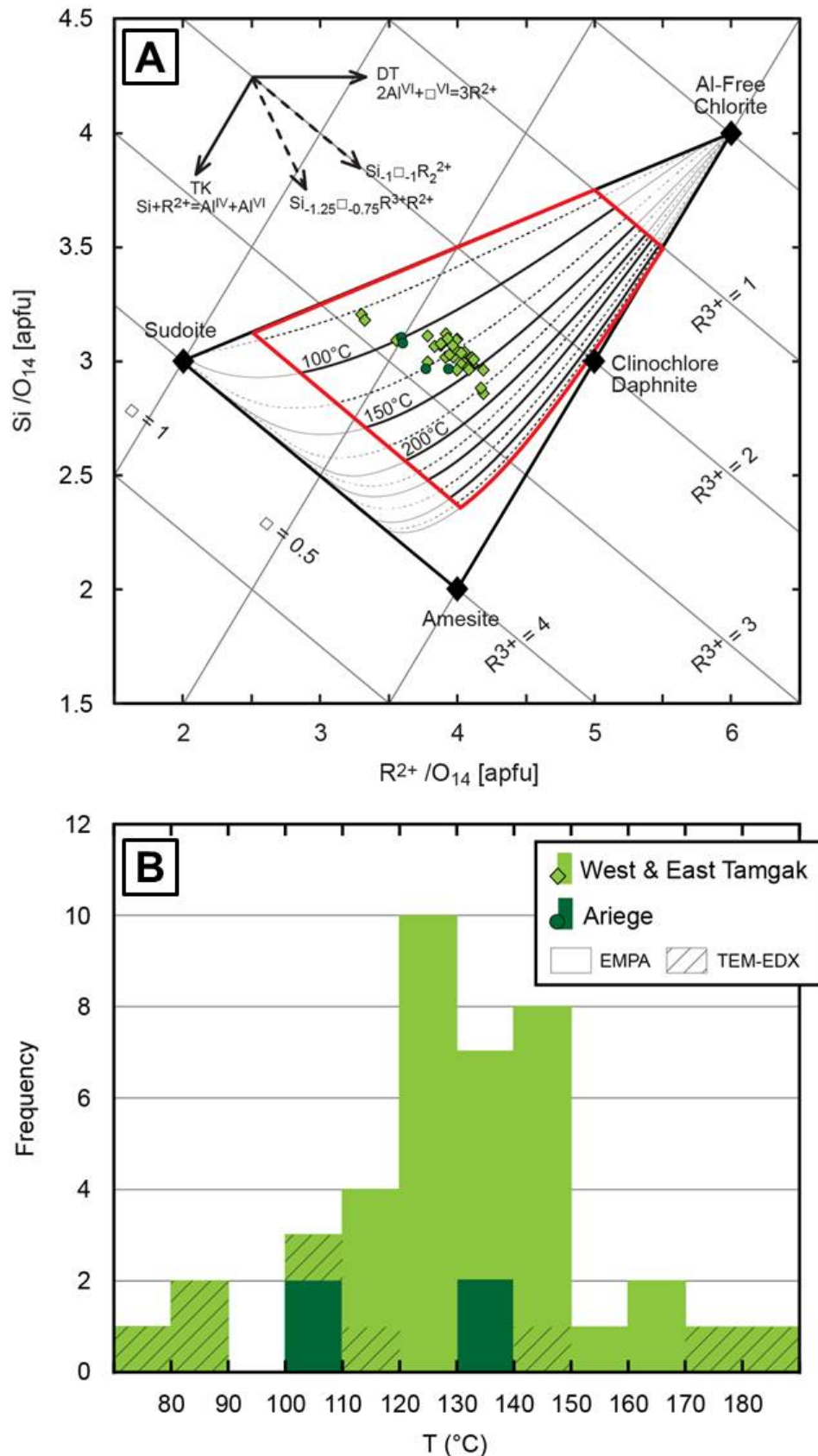


FIG. 9.—A) Compositions of chlorites from Carboniferous sandstones (Arlit) plotted in a T-R²⁺-Si diagram (Bourdelle and Cathelineau, 2015). B) Distribution of temperatures calculated by chlorite thermometry (Bourdelle et al., 2013b).

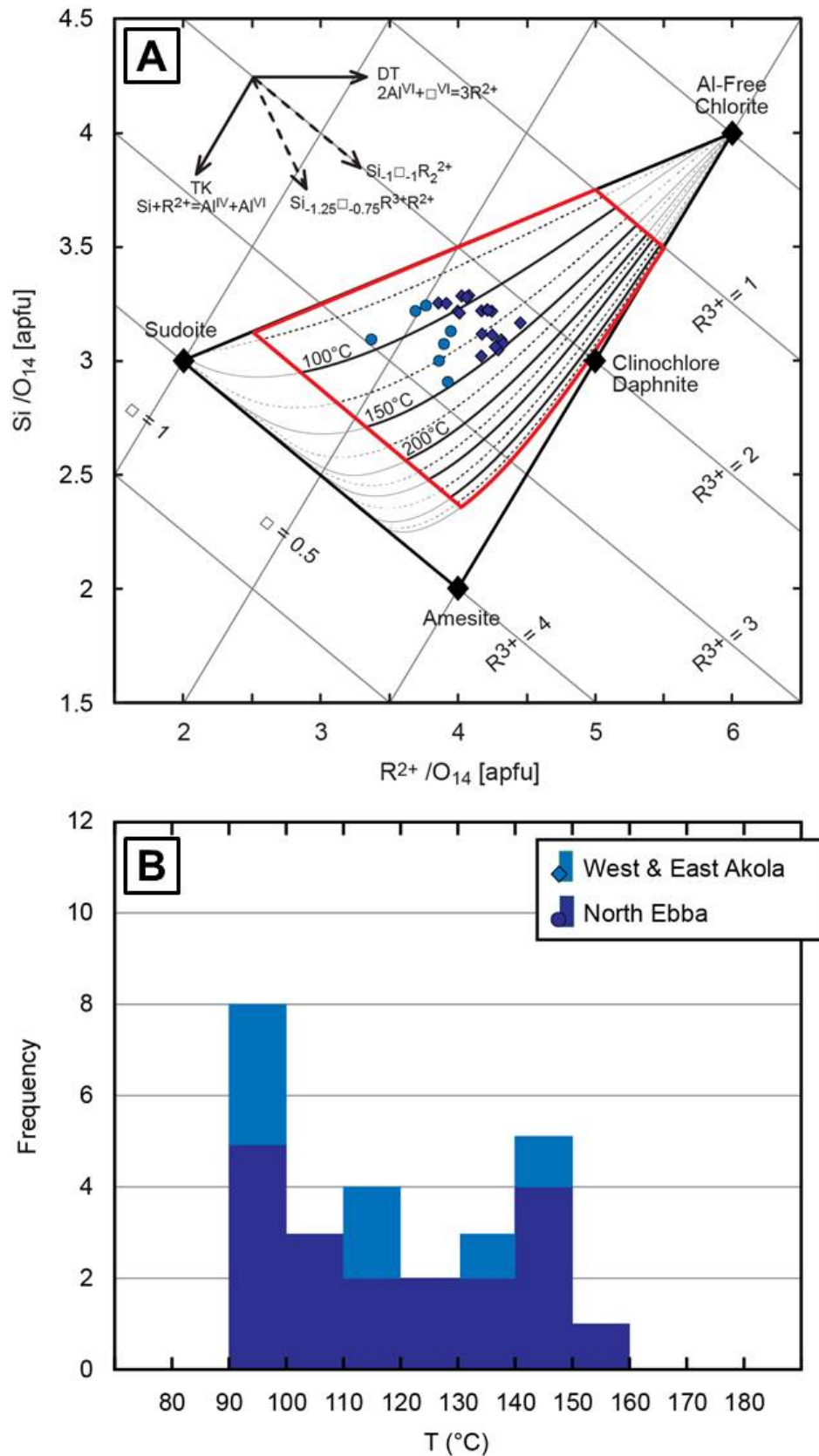


FIG. 10.—A) Compositions of chlorites from Carboniferous sandstones (Akouta) plotted in a T-R²⁺-Si diagram (Bourdelle and Cathelineau, 2015). B) Distribution of temperatures calculated by chlorite thermometry (Bourdelle et al., 2013b).

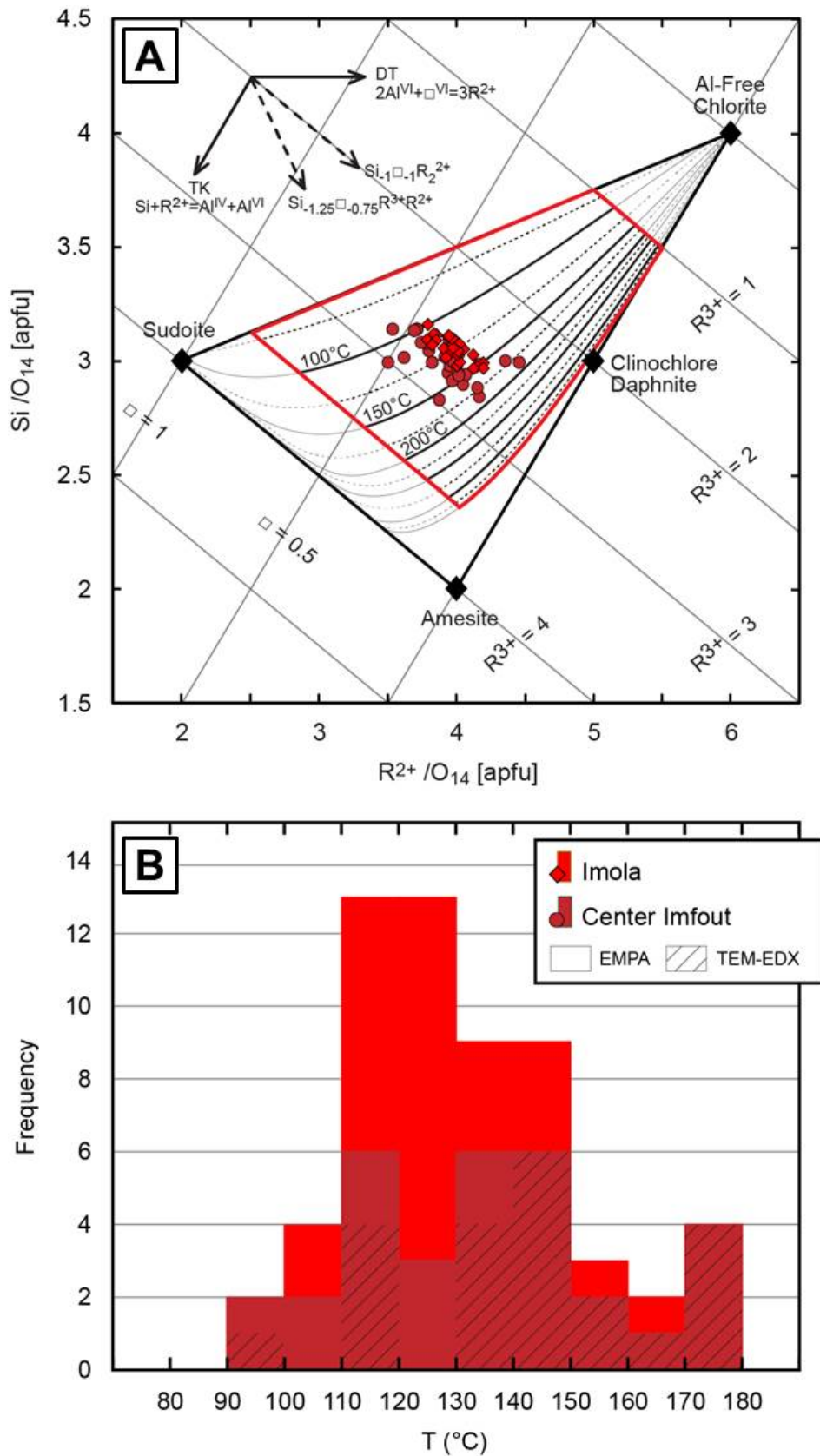


FIG. 11.—A) Compositions of chlorites from Jurassic sandstones (Imouraren) plotted in a T-R²⁺-Si diagram (Bourdelle and Cathelineau, 2015). B) Distribution of temperatures calculated by chlorite thermometry (Bourdelle et al., 2013b).

DISCUSSION

Conditions of Formation of Fe-Rich Chlorites

In a number of studies, chlorite is thought to have resulted from the transformation of a precursor mineral such as smectite, kaolinite, or berthierine (Aagaard et al., 2000; Dowey et al., 2011). In this study, however, the chlorite was not derived from a clay precursor since (i) chlorite does not coat the sand grains but instead forms a well crystallized rosette-like structure at the ends of quartz overgrowths, embedding the chlorites in the quartz, and (ii) the chlorite crystals show only 14 Å layers under HRTEM. Crystallization of chlorites directly from solution, an ideal case from a geothermometric perspective, is therefore more likely. This process was recently reproduced experimentally in the study of Haile et al. (2015), in which chlorite crystallization onto mineral surfaces, quartz in particular, was reported, without any in situ transformation from mineral precursors except the dissolution of other silicates, such as feldspars which release aluminum. The experiments of Haile et al. (2015) were conducted at 100 °C and 150 °C and indicate that rapid nucleation and growth of chlorite on quartz surfaces can occur even at low temperature. The experimental chlorites were obtained in Mg-rich solutions and were thus Mg-rich, but it is highly probable that Fe-chlorite can also form from Fe-rich solutions, as shown in previous experiments conducted at higher temperatures (Guillaume et al., 2003). Aluminum and silica are the two components necessary for Fe-chlorite formation, in addition to iron. Silica in the fluid results from enhanced pressure-solution processes linked to maximum pressure conditions during burial or other silicate dissolution, or from a temperature decrease. Dissolved aluminum is probably released from K-feldspar dissolution, as is observed in most chlorite-rich sandstones. Aluminum is generally considered to be sufficiently concentrated in the aqueous solution in these siliciclastic reservoirs and could therefore have been sourced from feldspar dissolution without the need for a reactive clay precursor (Morad and Aldahan, 1987; Haile et al., 2015). Thus, the silica and aluminum ions incorporated in the chlorite were likely derived from quartz and K-feldspar dissolution. This dissolution process could have been favored by the presence of highly saline waters, as has already been proposed for a number of uranium deposits found in sandstones (Kister et al., 2006), a hypothesis supported by the presence of evaporites in some of the sedimentary formations such as Izegouande. In such a case, the fluids entering the aquifers are in part highly saline NaCl-rich solutions as shown by the fluid-inclusion data (Table 3). Such fluids are responsible of the saturation of the solutions with respect to albite, analcime II, quartz, and chlorite, which are found as euhedral crystals in the pores of Imouraren sandstones (Fig. 2D). The variation in salinity, from 0.7 % eq. NaCl to 19.9 % eq. NaCl (Table 3), is suggestive of mixing between highly saline waters and meteoric water.

Significance of P-T Pairs: Implication for the Burial History of the Niger Formations

As no evidence for boiling was recorded, the fluids must have been trapped in the liquid-phase field, above the L/V curve. The pressure was estimated from the intersections between the isochore corresponding to the Th mode and the chlorite temperature estimates. As the

range of temperature estimates from chlorite geothermometry are not significantly different from the Th range, the pressure correction for Th is quite low and the pressure can therefore be considered hydrostatic. The estimated temperatures for chlorite formation are 115-150 °C (Fig.12, rectangle A). These temperatures are in fair agreement with the fluid-inclusion study; the 140-150 °C range determined for Akouta is consistent with the range of homogenization temperatures determined from the FI (Th = 130-150 °C). The only exceptions are low temperatures of 90 to 100°C obtained on a chemically heterogeneous series of North Ebba chlorites, and the homogenization temperatures of over 170 °C found in mineralized samples. The latter were discarded because of the presence of radiolytic gas (O₂ and H₂) in the vapor phase, resulting in an abnormal increase in the Th values. In the latter case, Th values are not representative of pristine fluid density and therefore do not reflect the true minimum trapping temperatures. Only a few of the inclusions in the Imouraren samples could therefore be used, as most were contaminated by radiolytic gases such as O₂. The Arlit region sample is particularly interesting as it shows the same mineral and fluid-inclusion assemblages as the Imouraren samples but is not mineralized; the Th values range from 100 to 190 °C, with a mode of around 120 °C.

The close similarities in Fe-chlorite chemistry, inferred crystallization temperatures, and the nature of the related fluids in all of the Tim Mersoï Basin study areas suggest that similar thermal conditions were experienced in each area during a major stage of fluid circulation. According to the total thickness of the formations, the maximum overburden is around 500 m at Imouraren, taking into account the post-Jurassic formations, and around 1200 m at Arlit-Akouta, taking into account the series deposited after the Carboniferous (Fig. 13, hypothesis 1). These very shallow depths seem incompatible with the temperatures reached by the series. A more plausible hypothesis is thermal disequilibrium between incoming fluids from the Fault and siliciclastic reservoirs. A temperature gap of 60 to 80 °C is estimated, depending on whether excess overburden is considered and on the depths of the two aquifers (Jurassic and Carboniferous) (Fig. 13). A temperature gap of up to 80°C is typically modeled for thermal convection linked to detachment faults in sedimentary basins (Souche et al., 2013). The most plausible hypotheses are thus the following: i) a flux of hot fluids along the major fault; ii) excess overburden at the time of maximum burial (the Upper Cretaceous formations actually being much thicker than modeled from the sediment formation thicknesses) due to the erosion of overlying formations; and iii) a potential underestimation of the paleo-heat flux or a combination of the first two hypotheses (Fig. 13). Concerning the overburden, a thicker sedimentary series is not inconceivable. During the 125–99 Ma period, the West African Rift System produced a number of grabens (Genik, 1992) such as the Termit Graben in the east of the Tim Mersoï Basin. Thermal tectonic subsidence in the rifts occurred later (at around 80 Ma–75 Ma; Loule and Pospisil, 2013), resulting in a major marine transgression in the south and continental deposition in the western part of Africa. Most of these sediments were eroded during post-rift uplift. In certain areas, 2500 m of sediments were eroded (Loule and Pospisil, 2013), and the thickness of eroded sediments in the Air and Hoggar areas is proposed to have been 1200 m (Grimaud, 2014). Thus, it is not impossible that an excess of 500 m of overburden exists (Fig. 13, hypothesis 2). Concerning the thermal gradient, the value of 45 °C/km is abnormal but is nevertheless compatible with the particular thermal regimes that developed during this period of rifting. Thus, the mantle thermal anomalies are suggested by

the thermal subsidence (Loule and Pospisil, 2013) and by the relatively intense volcanic activity that took place at a certain distance from the study area (Wilson and Guiraud, 1992; Guiraud et al., 2005). However, thermal gradients above 50°C/km are difficult to reconcile in this region because such high gradients are generally recorded in areas close to magmatic intrusions, but no magmatic intrusions are observed in the proximity of the study area. In all cases, a temperature gap between the temperatures of the incoming fluids and the temperatures of the formations is required to explain the high temperature estimates recorded by both chlorites and fluid inclusions. If an overburden excess of 500 m is assumed in addition to the 500 m (± 200 m) of burial below Upper Cretaceous formations, then the temperature gap would be around 65 °C in the Jurassic Formations and 45 to 65 °C in the Carboniferous Formations (Figs. 12, 13). When taking into account the 45 °C/km gradient, the corresponding pressure is estimated to be 100 \pm 20 bars, corresponding to a depth of 1000 \pm 200 m (Fig. 12, rectangle B).

The lowest temperature estimates (90-100 °C), recorded locally in some chlorites from the North Ebba area, could represent the temperature of an aquifer that was unaffected by hot fluid circulations, while the estimated temperatures (140-150 °C) might be related to incoming fluids in thermal disequilibrium with the host rocks. The range of temperature estimates would in such a case indicate incomplete thermal homogenization of the aquifer.

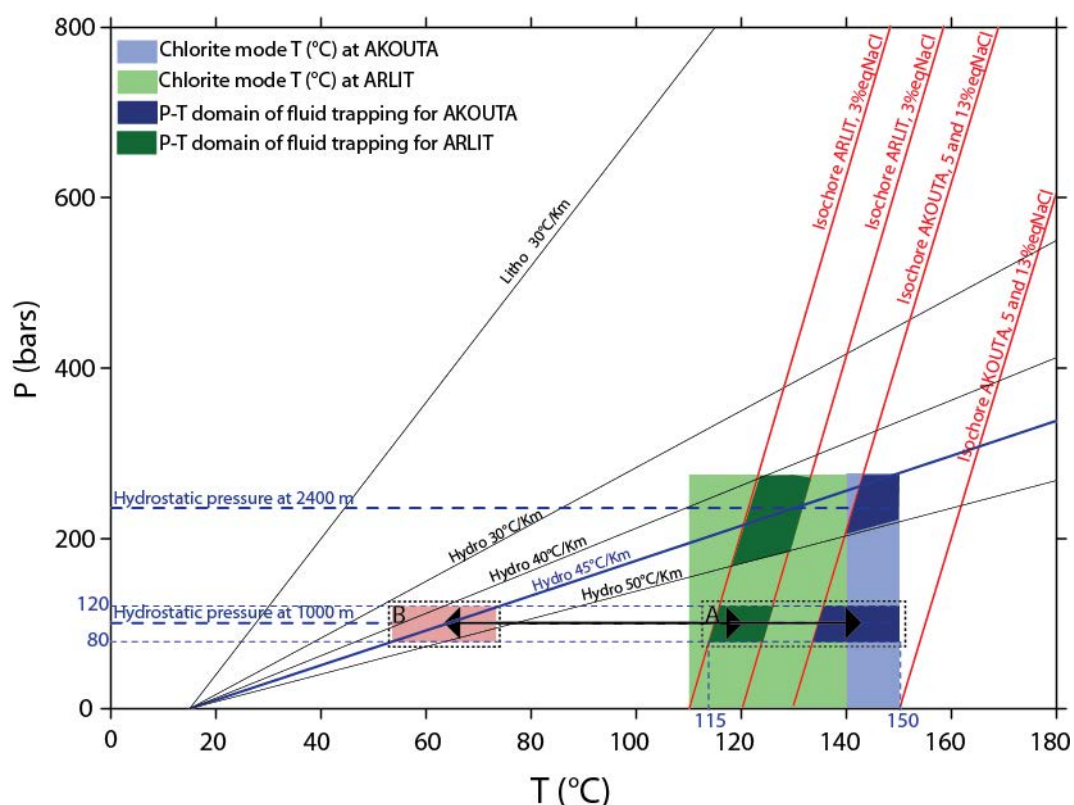


FIG. 12.—P-T diagram showing representative isochores for fluid inclusions, reported alongside hypothetical hydrostatic geothermal gradients of 30, 40, 45, and 50 °C/km and a hypothetical lithostatic geothermal gradient of 30 °C/km. Fluid inclusions have salinities of 3% eq. NaCl for Arlit; 5% eq. NaCl, and 13% eq. NaCl for Akouta (Zhang et al., 1987). Litho, lithostatic; Hydro, hydrostatic.

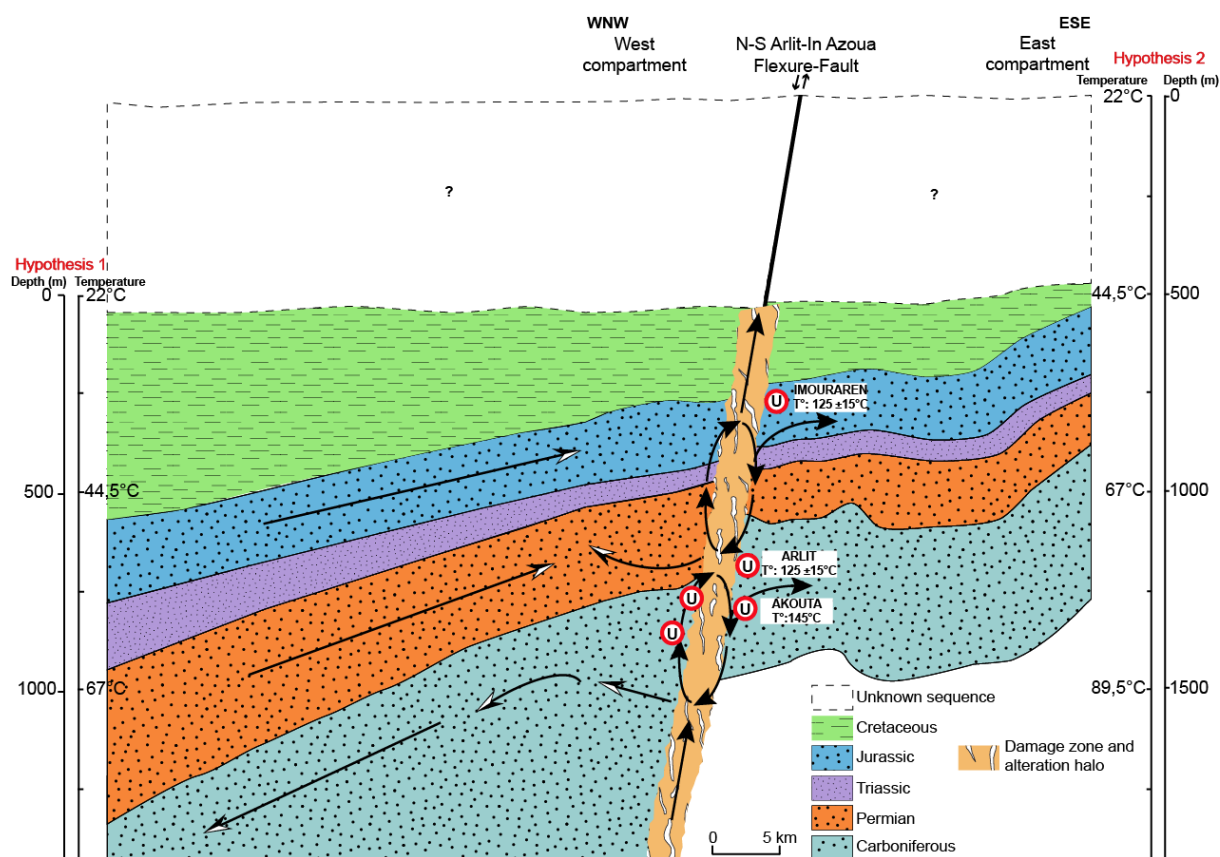


FIG. 13.—A model for hot fluid flux in the Carboniferous and Jurassic aquifers of the Tim Mersoï Basin according to two hypotheses: 1) incoming fluids from the Arlit Fault to siliciclastic reservoirs (no excess of overburden); 2) same hypothesis as in (1) but assuming a 500 m excess of overburden from Jurassic Formations. Temperatures were calculated using a thermal gradient of 45 °C/km.

Reducing Conditions and Uranium Deposition

The alternating layers of pyrite and chlorite can be interpreted as either (i) alternating precipitation of pyrite and chlorite, or (ii) the replacement of some of the pyrite growth layers by chlorite. As pyrite growth layers are discontinuous, and corroded as shown by the isolated pyrite relics within the chlorite cement, they are interpreted as partially dissolved and replaced in situ by chlorite. The latter process could be indicative of a relatively low fO_2 and fS_2 , favoring the formation of Fe^{2+} -silicates at the expense of Fe^{2+} -sulfides.

The locally reducing conditions typically needed for the $U_{VI} \rightarrow U_{IV}$ redox reactions have been then maintained in the chlorite-rich sandstones. Recently obtained unpublished U-Pb SIMS ages of around 110 ± 16 Ma for the Carboniferous U-mineralization and 99.2 ± 0.7 Ma for the Jurassic one (Pons, 2015; Deloule, personal communication) appear to be coherent with a general model of uranium deposit formation in deeply buried formations after the early Cretaceous. At this time, subsidence and extensional tectonics linked to Atlantic Ocean rifting occurred in West Africa (Guiraud et al., 1992), favoring fluid flux along major lineaments. Major alteration haloes, including chlorite and later uranium deposits, subsequently formed around the fault, at a time when burial was at a maximum and reducing conditions were optimal. This reactivation of major faults in a period of rifting displays numerous similarities

with MVT deposits, such as those known in western Europe, also related to Atlantic Ocean rifting events (Cathelineau et al., 2004, Boiron et al., 2010).

Abnormal Temperatures and Fluid Flows around Major Faults

Compaction-driven process may yield to pore-fluid overpressure in response to a decrease in sediment permeability, as for instance silicification. The fluid overpressure can then be released during tectonic events by fluid flow through faults (Frazer et al., 2014). In the case of the Iullemeden basin, more than 1000 m of post-Jurassic sediments were deposited SW of the Tim Mersoï Sub-Basin (Greigert, and Pougnet, 1967). The subsequent fluid movements can therefore result in a specific distribution of mineral assemblage which is no more controlled by burial but by the geometry of fluid penetration from the major faults towards the aquifers, and conversely from aquifers towards the drainage zone. The distribution of abnormal temperature depends on the permeability of the aquifer and secondary fault systems, and on the rate of fluid renewal within the major fault, in order to maintain the thermal anomaly. In addition, it is interesting to note that numerical simulations have proven that the flow patterns may undergo a transition from a compaction-driven regime to geothermal convection (Frazer et al., 2014). Thus, the patterns of fluid flows proposed by the latter author from simulations on the example of the Derbyshire Basin are almost entirely applicable to the Tim Mersoï Basin: i) fluid expulsion from the deeper part of the basin, ii) expulsion and drainage of hot fluids along the faults and aquifers adjacent to the fault, iii) depressurization after pressure release, and initiation of the convection. The gap of 60 to 80°C between the temperature of the incoming fluids and that of the host formations could indicate that fluids are coming from deeper horizons, around 1 to 2 km deeper. The Arlit Fault in Tim Mersoï Basin therefore provides a further example of the role of faults as significant conduits for fluid flow.

CONCLUSIONS

The main conclusions of this thermobarometric study can be summarized as follows:

1) Similar mineral assemblages (quartz-chlorite-pyrite-pitchblende) were found in siliciclastic formations of both Paleozoic and Jurassic age in the Tim Mersoï Basin, in particular in channel-fill sandstones, which are considered to be the main trap for uranium mineralization. Chlorites were found infilling the pores and embedded in quartz overgrowths. The chlorite appears to have been produced by mineral precipitation from solution, as recently shown by recent experimental studies, rather than by progressive alteration of mineral precursors. The Arlit Fault thus appears to be a good example locality for demonstrating the validity of hydrothermal precipitation of chlorites in sedimentary formations. Chlorite that formed directly from fluids can be considered an excellent marker of fluid-rock interactions and can potentially be used for thermometric reconstructions.

2) Local reducing conditions are evidenced by the high iron content of trioctahedral chlorites. These chlorites crystallized under reducing conditions, promoted by sedimentary facies containing organic matter, during the very last stages of diagenetic quartz overgrowth, and preceded the deposition of uranium as pitchblende. The data show that the conditions just prior to uranium deposition were both reducing and rather hot, and thus we can invoke a model involving incoming hot water from the main regional Arlit Fault and fluid mixing of brackish waters and more diluted waters in the siliciclastic aquifers, as shown by the large range of salinities recorded by fluid inclusions. The enhanced porosity resulting from feldspar alteration, coupled with the development of a reducing chemical environment, contributed to the generation of ideal conditions for subsequent uranium formation.

3) The thermometric study indicates that all of the formations studied, from the Carboniferous to the Jurassic, were subjected to relatively high temperatures of around 115-150 °C. These temperatures attest to strong thermal disequilibrium between incoming waters and reservoirs, together with burial conditions that were probably deeper than expected, at more than 1 km depth. The estimated temperatures from the chlorite indicate that many of the Th values measured on the uranium deposits were affected by the presence of radiolytic gas (O₂) and are therefore not representative of the true temperature. However, the good agreement between Th and geothermometric estimates obtained in the barren zones indicates a low pressure correction and hydrostatic pressures.

4) Cretaceous extensional tectonics, synchronous with the main stages of Atlantic Ocean rifting, are considered to be the main cause of abnormal heat flows and fluid convection around major lineaments within the west African rift system area. The temperature gap of around 60-80 °C between the fluids and the host formations corresponds to that expected when fluid convection is favored around a detachment fault. In such a case, subsequent mass transfer and fluid-rock interactions may occur. In case of the Tim Mersoï Basin, these interactions are at the origin of water-rock interactions in permeable formations such as coarse-grained sandstones, uranium transport and deposition in favorable reduction traps transfer, yielding to the formation of world-class uranium deposits.

5) Compaction-driven process may yield to pore-fluid overpressure, followed by pressure release through faults and their damage zone. The compaction-driven regime may change to a geothermal regime dominated by convection where fluids may reach an excess of 60 to 80°C

in comparison with those of host formations. The Arlit, which crosscuts the Tim Mersoï basin over more than 100 km, therefore provides a nice example of the role of fault-driven fluids in both the distribution of localized heat anomalies in sedimentary basins and in the heat and mass transfers related to the formation of economic deposits.

ACKNOWLEDGMENTS

AREVA is thanked for providing financial and scientific support for the study. We are grateful to Denis Virlogeux and Christian Girard from DGS AREVA for fieldwork assistance and continual scientific help, together with other geologists from AREVA Mines Niger, Cominak, Somair, and Imouraren for their logistical and fieldwork assistance. Discussions with Denis Virlogeux on the geology of Tim Mersoï greatly improved the manuscript.

Advanced Light Source (ALS) STXM beamline 5.3.2.2 is supported by the Office of Science, Office of Basic Energy Sciences, Division of Chemical Sciences, Geosciences, and Biosciences and Materials Sciences Division, U.S. Department of Energy, at the Lawrence Berkeley National Laboratory. We thank A.D. Kilcoyne (LBNL) at the ALS STXM for his expert support. Reviews and edits by A. Inoue and S. Morad as reviewers, and L. Melim as editor, have significantly improved this manuscript, and are very much appreciated.

REFERENCES

- AAGAARD, P., JAHREN, J.S., HARSTAD, A.O., NILSEN, O., AND RAMM, M., 2000, Formation of grain-coating chlorite in sandstones. Laboratory synthesized vs. natural occurrences: *Clay Minerals*, v. 35, p. 261–261.
- BJØRLYKKE, K., MO, A. and PALM, E., 1988, Modelling of thermal convection in sedimentary basins and its relevance to diagenetic reactions: *Marine and Petroleum Geology*, v. 5, p. 338–51.
- BLUHM, H., ANDERSSON, K., ARAKI, T., BENZERARA, K., BROWN, G.E., DYNES, J.J., GHOSAL, S., GILLES, M.K., HANSEN, H-CH., HEMMINGER, J.C., HITCHCOCK, A.P., KETTELER, G., KILCOYNE, A.L.D., KNEEDLER, E., LAWRENCE, J.R., LEPPARD, G.G., MAJZLAM, J., MUN, B.S., MYNENI, S.C.B., NILSSON, A., OGASAWARA, H., OGLETREE, D.F., PECHER, K., SALMERON, M., SHUH, D.K., TONNER, B., TYLISZCZAK, T., WARWICK, T., AND YOON, T.H., 2006, Soft X-ray microscopy and spectroscopy at the molecular environmental science beamline at the advanced light source: *Journal of Electron Spectroscopy*, v. 150, p. 86–104.
- BODNAR, R.J., 2003, Introduction to fluid inclusions, in Samson, I., Anderson, A., and Marshall, D., EDX. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation: Mineralogical Association of Canada, Short Course*, v. 32, p. 1–8.
- BOIRON M.C., CATHELINÉAU M., RICHARD A., 2010, Fluid flows and metal deposition near basement/cover unconformity: lessons and analogies from Pb-Zn-F-Ba systems for the understanding of Proterozoic U deposits: *Geofluids*, v. 10, p. 270–292.
- BOURDELLE, F., PARRA, T., CHOPIN, C., AND BEYSSAC, O., 2013a, A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 165, p. 723–735.
- BOURDELLE, F., PARRA, T., BEYSSAC, O., CHOPIN, C., AND VIDAL, O., 2013b, Clay minerals as geo-thermometer: A comparative study based on high spatial analyses of illite and chlorite in Gulf Coast sandstones (Texas, U.S.A.): *American Mineralogist*, v. 98, p. 914–926.
- BOURDELLE, F., BENZERARA, K., BEYSSAC, O., COSMIDIS, J., NEUVILLE, D.R., BROWN, G.E.JR, PAINEAU, E., 2013c, Quantification of the ferric/ferrous iron ratio in silicates by scanning transmission X-ray microscopy at the Fe L_{2,3} edges: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 166, p. 423–434.
- BOURDELLE, F., AND CATHELINÉAU, M., 2015, Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a $T-R^{2+}$ -Si diagram: *European Journal of Mineralogy*, v. 27, p. 617–626.
- CATHELINÉAU, M., 1988, Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature: *Clay Minerals*, v. 23, p. 471–485.
- CATHELINÉAU, M., AND NIEVA, D., 1985, A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 91, p. 235–244.
- CATHELINÉAU, M., FOURCADE, S., CLAUER, N., BUSCHAERT, S., ROUSSET, D., BOIRON, M.C., MEUNIER, A., LAVASTRE, V., JAVOY, M., 2004, Multistage paleofluid percolations in granites: a stable isotope and K-Ar study of fracture illite from the Vienne

- plutonites (N.W. of the french Massif Central): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, p. 2529–2542.
- CAVELLEC, S., 2006, Evolution diagénétique du bassin de Tim Mersoï (district Arlit-Akokan, Niger) [Ph.D. thesis]: Université de Paris-Sud, 450 p.
- DE ROUVRE, I., 1985, Contribution à l'étude de la flore paléozoïque de la bordure occidentale de l'Aïr (République du Niger) [Ph.D. thesis]: Université de Paris VI, 380 p.
- ELHAMET, M.O., 1983, Analyse géologique et pétrographique de la formation de Tarat dans les carrières Somair (Paléozoïque supérieur). Essai d'interprétation paléoclimatique à la lumière de l'épisode glaciaire dévono-carbonifère (Région d'Arlit – Niger septentrional) [Ph.D. thesis]: Université de Dijon (France) et Université de Niamey (Niger), 279 p.
- FORBES, P., 1989, Rôles des structures sédimentaires et tectoniques, du volcanisme alcalin régional et des fluides diagénétiques-hydrothermaux pour la formation des minéralisations à U-Zr- Zn-V-Mo d'Akouta (Niger): mémoire édité par le Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium (CREGU), Nancy, v. 17, 376 p.
- FRAZER M., WHITAKER F., AND HOLLIS C., 2014, Fluid expulsion from overpressured basins: Implications for Pb-Zn mineralisation and dolomitisation of the East Midlands platform, northern England: *Marine and Petroleum Geology*, v. 55, p. 68–86.
- FREY, M., 1987b, Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks, In Frey, M., ed., *Low Temperature Metamorphism: Glasgow and London Blackie*, p. 9–58.
- GENIK, G.J., 1992, Regional framework, structural and petroleum aspects of rift basins in Niger, Chad and the Central African Republic (C.A.R.): *Tectonophysics*, v. 213, p. 169–185.
- GOLDSTEIN, R.H., 2012, Fluid Inclusion Geothermometry in Sedimentary Systems, in Harris, N., ed., *From Paleoclimate to Hydrothermal: SEPM Special Publication, Analyzing the Thermal History of Sedimentary Basins: Methods and Case Histories*, p. 45–63
- GREIGERT, J., AND POUUNET R., 1967, Essai de description des formations géologiques de la République du Niger: Paris, Editions du BRGM, 273 p.
- GRIMAUD, J-L., 2014, Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène : Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 302 p.
- GUILLAUME D., NEAMAN A., CATHELINÉAU M., MOSSER-RUCK R., PEIFFERT C., ABDELMOULA M., DUBESSY J., VILLIÉRAS F., BARONNET A., MICHAU N., 2003, Experimental synthesis of chlorite from smectite at 300°C in the presence of metallic iron. *Clay Minerals*, v. 38 (3), p. 281–302.
- GUIRAUD, R., MAURIN, J.C., 1992, Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview: *Tectonophysics*, v. 213, p. 153–168.
- GUIRAUD, R., BOSWORTH, W., THIERRY, J., AND DELPLANQUE, A., 2005, Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview: *Journal of African Earth Sciences*, v. 43, p. 83–143.
- HAILE, B.G., HELLEVANG, H., AAGAARD, P., AND JAHREN, J., 2015, Experimental nucleation and growth of smectite and chlorite coatings on clean feldspar and quartz grain surfaces: *Marine and Petroleum Geology*, v. 68, p. 1–11.
- INOUE, A., MEUNIER, A., PATRIER-MAS, P., RIGAULT, C., BEAUFORT, D., AND VIEILLARD, P., 2009, Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites: *Clay Minerals*, v. 57, p. 371–382.

- INOUE, A., KUROKAWA, K., AND HATTA, T., 2010, Application of chlorite geothermometry to hydrothermal alteration in Toyoha geothermal system, Southwestern Hokkaido, Japan: *Resource Geology*, v. 60, p. 52–70.
- KISTER, P., LAVERRET, E., QUIRT, D., CUNEY, M., PATRIER, P., BEAUFORT, D., AND BRUNETON, P., 2006, Mineralogy and geochemistry of the host-rock alterations associated with the shea Creek unconformity-type uranium deposits (Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada). part 2. Regional-scale spatial distribution of the Athabasca group sandstone matrix minerals: *Clays and Clay Minerals*, v. 54, p. 295–313.
- KONATE, M., DENIS, M., YAHAYA, M., AND GUIRAUD, M., 2007, Structuration extensive au devono-dinantien du bassin de Tim Mersoï (Bordure occidentale de l’Aïr, Nord Niger). Publié dans: Université de Ouagadougou, Annales, Série C, v. 005, 32 p.
- KRANIDIOTIS, P., AND MCLEAN, W.H., 1987, Systematics of chlorite alternation at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec: *Economic Geology*, v. 82, p. 1898–1911.
- LANARI, P., WAGNER, T., AND VIDAL, O., 2014, A thermodynamic model for dioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O: applications to P–T sections and geothermometry: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 167, p. 1–19.
- LOULE, J-P., AND POSPISIL, L., 2013, Geophysical evidence of Cretaceous volcanics in Logone Birni Basin (Northern Cameroon), Central Africa, and consequences for the West and Central African Rift System: *Tectonophysics*, v. 583, p. 88–100.
- MIOT, J., BENZERARA, K., MORIN, G., KAPPLER, A., BERNARD, S., OBST, M., FERARD, C., SKOURI-PANET, F., GUIGNER, J.M., POSTH, N., GALVEZ, M., BROWN, G.E., AND GUYOT, F., 2009, Iron biomineralization by anaerobic neutrophilic iron-oxidizing bacteria: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, p. 696–711.
- MORAD, S., AND ALDAHAN, A., 1987, Diagenetic chloritization of feldspars in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 51, p. 155–164.
- MORAD, S., KETZER, J.M., AND DE ROS, L.F., 2000, Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: implications for mass transfer in sedimentary basins: *Sedimentology*, v. 47, p. 95–120.
- MOREAU, C., DEMAÏFFE, D., BELLION, Y., AND BOULLIER A.M., 1994, A tectonic model for the location of Palaeozoic ring complexes in Aïr (Niger, West Africa): *Tectonophysics*, v. 234, p. 129–146.
- MUCHEZ, P., HEIJLEN, W., BANKS, D., BLUNDELL, D., BONI, M., AND GRANDIA F., 2005, Extensional tectonics and the timing and formation of basin-hosted deposits in Europe: *Ore Geology Reviews*, v. 27, p. 241–267.
- PACQUET, A., 1969, Analcimes et argiles diagénétiques dans les formations sédimentaires de la région d’Agadès (République du Niger) [Ph.D. thesis]: Université de Strasbourg, 258 p.
- PERSON, M., RAFFENSPERGER, J.P., GE, S., AND GARVEN, G., 1996, Basin-scale hydrogeologic modeling. *Reviews of Geophysics*, v. 34, p. 61–87.
- PERSON, M., BANERJEE, A., HOFSTRA, A., SWEETKIND, D., AND GAO, Y., 2008, Hydrologic models of modern and fossil geothermal systems in the Great Basin: genetic

- implications for epithermal Au–Ag and Carlin-type gold deposits: *Geosphere*, v. 4, p. 888–917. <http://dx.doi.org/10.1130/GES00150.1>.
- PONS, T., 2015, Caractérisation des oxy-hydroxydes de fer et des éléments associés (S, Se, As, Mo, V, Zr) dans les environnements redox favorables aux gisements d'uranium [Ph.D. thesis]: Université de Paris-Sud, 287 p.
- SEMPERE, T., 1981, Le contexte sédimentaire du gisement d'uranium d'Arlit (République du Niger) [Ph.D. thesis]: Ecole nationale supérieure des mines de Paris, 392 p.
- SOUCHE A., DABROWSKI M., AND ANDERSEN, T.B., 2013, Modeling thermal convection in supradetachment basins: example from western Norway: *Geofluids*, v. 14, p. 54–74.
- VALLANCE, J., 2007, Modèle métallogénique du gisement d'Imouraren (Niger) : Rapport Post-doctorat du centre de recherches sur la géologie des matières premières minérales et énergétiques, 150 p.
- VALSARDIEU, C., 1971, Cadre géologique et paléogéographique des minéralisations de charbon, de cuivre et d'uranium de la région d'Agadès (République du Niger) [Ph.D. thesis]: Université de Nice, 518 p.
- VIDAL, O., PARRA, T., AND TROTET, F., 2001, A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100 degrees to 600 degrees C, 1 to 25 kb range: *American Journal of Science*, v. 301, p. 557–592.
- VIDAL, O., PARRA, T., AND VIEILLARD, P., 2005, Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: Application to natural examples and possible role of oxidation: *American Mineralogist*, v. 90, p. 347–358.
- VIDAL, O., DE ANDRADE, V., LEWIN, E., MUNOZ, M., PARRA, T., AND PASCARELLI, S., 2006, P-T deformation-Fe³⁺/Fe²⁺ mapping at the thin section scale and comparison with XANES mapping: application to a garnet-bearing metapelite from the Sambagawa metamorphic belt (Japan): *Journal of Metamorphic Geology*, v. 24, p. 669–683.
- WAGANI, I., 2007, Potentialités uranifères des sources volcaniques envisageables pour la formation des minéralisations de la région d'Arlit (Niger) [Ph.D. thesis]: Université de Paris-Sud, 291 p.
- WILSON, M., AND GUIRAUD, R., 1992, Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times, in Ziegler, P.A., ed., *Geodynamics of Rifting, Volume II. Case History Studies on Rifts: North and South America and Africa: Tectonophysics*, v. 213, p. 203–205.
- ZANG, W., AND FYFE, W.S., 1995, Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarape-Bahia gold deposit, Carajas, Brazil: *Mineralium Deposita*, v. 30, p. 30–38.
- ZHANG, Y.G., AND FRANTZ, J.D., 1987, Determination of homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions: *Chemical Geology*, v. 64, p. 335–350.

4. Discussion

Les résultats obtenus dans les carbonates des trois zones montrent globalement un mode de Th entre 90 et 130 °C mais avec des salinités différentes (Fig. 117). Cependant, les résultats

obtenus dans les carbonates de la faille d'Arlit sont comparables avec ceux observés par Forbes dans les carbonates d'Akouta.

L'observation par Forbes (1989) de fluides similaires dans les sphalérites accompagnatrices de la minéralisation uranifère (Th=110-120°C et Sal=10-20 éq.% poids NaCl) et de la barytine plus ou moins contemporaine de l'uraninite (Th=90-100°C et Sal=8-10 éq.% poids NaCl), indique que la silicification des quartz est issue d'un fluide de composition similaire. Plus globalement, ces variations de Th et de salinité enregistrées dans un même minéral d'une même localité, et dans différents minéraux de différentes zones dans le bassin de Tim Mersoï, indique un mélange entre un fluide peu salé correspondant à un fluide de recharge de type météorique et une saumure (Fig. 119). La salinité plus ou moins élevée dans les différents minéraux étudiés indique la présence de fluides chauds et salés, responsables du transport des métaux.

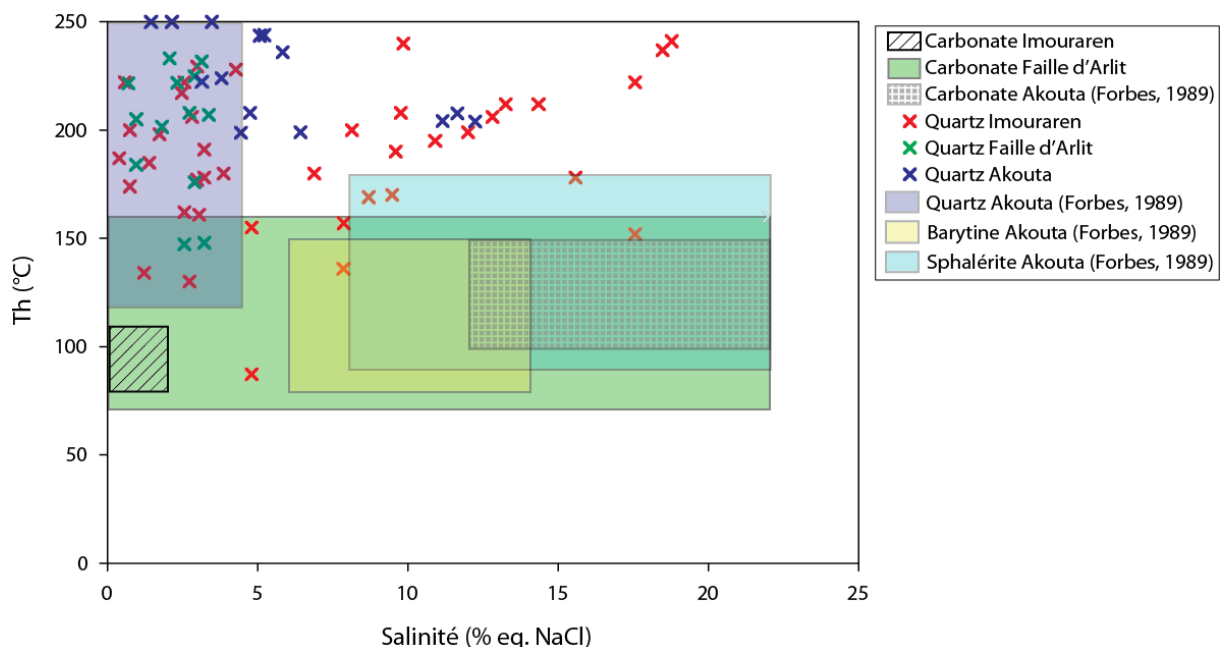


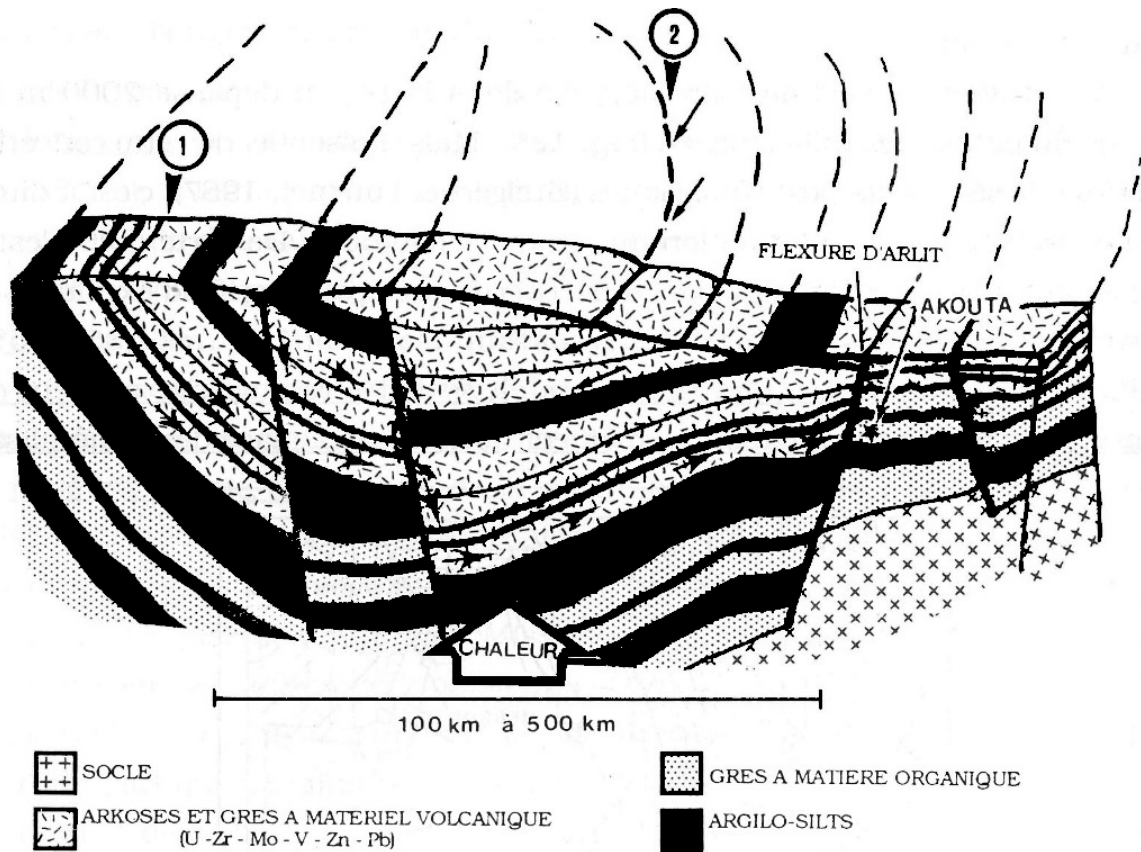
Figure 118: diagramme de la Température d'homogénéisation en fonction de la Salinité pour les inclusions fluides de différents minéraux diagénétiques d'Akouta, d'Arlit et d'Imouraren.

L'étude des inclusions fluides couplée à celle de la formation de la chlorite à l'échelle du bassin, ont permis d'estimer les conditions P-T du bassin juste avant le dépôt des oxydes d'uranium primaires ; et de mettre en évidence un déséquilibre thermique entre les fluides entrants et eaux des aquifères. Ce déséquilibre thermique a favorisé la convection géothermique des fluides autour de la faille ainsi que le transfert de masse et de chaleur liée à la formation de gisements d'uranium.

CHAPITRE VIII :
Modèle de formation
des gisements
d'uranium du bassin de
Tim Mersoi

Dans tous les travaux antérieurs, depuis Forbes (1989) jusqu'aux plus récents (Cavellec, 2006 ; Gerbeaud, 2006 ; et Wagani 2007), les gisements d'uranium du bassin de Tim Mersoï (Arlit, Akouta, Imouraren) ont tous porté sur des zones localisées à l'Est de la faille d'Arlit. D'après le modèle génétique des gisements d'Arlit-Akouta proposé par Forbes (1989), les jeux de la faille d'Arlit auraient provoqué un affaissement du compartiment Ouest permettant la mise en contact des formations réduites du Carbonifère à l'Est avec les formations permio-jurassiques oxydées à l'Ouest. Ces dernières, très riches en matériel volcanique (galets de tuf, rhyolite, ignimbrite et échardes de verre...), ont généré des fluides uranifères ayant circulé d'Ouest en Est pour former des concentrations uranifères au contact des formations réduites par oxydo-réduction (Fig. 119). La faille d'Arlit ainsi alors considérée comme une interface perméable. La recharge étant effectuée au niveau du môle d'In Guezzam à l'Ouest, ou du synclinal de Tin Seririne au Nord à la faveur du jeu des accidents des structures N-S du socle (exemple faille d'Arlit ou horst d'In Guezzam). Selon Forbes (1989), le fluide minéralisateur était chaud (75-185°C) et salé (10-30% eq. NaCl), et le cortège métallique transporté était composé de U, V, Zr, Zn, Pb, Mo et S. Ce travail évoque la dilatation ou la compaction comme moteur de la circulation des fluides diagénétiques/hydrothermaux depuis le centre vers la bordure Est du bassin (Fig. 119). Mais un problème se pose : la couverture sédimentaire actuelle étant constituée, de sédiments post-jurassiques (Greignet et Pougnet, 1967) n'excédant pas 1000 m, et étant postérieure à l'âge U-Pb à 144 Ma obtenu par Forbes (1989), il n'est pas possible selon l'auteur dans des conditions d'enfouissement et de gradient géothermique classique, d'expliquer les températures (85-175°C) du fluide minéralisateur à Akouta. Forbes (1989) évoque ainsi un flux thermique important potentiellement lié à des intrusions de dolérites ou aux jeux d'accidents crustaux et aux circulations hydrothermales associées. Forbes et al. (1988) indiquent également que les caractéristiques des vitrinites d'Akouta ne sont pas compatibles avec un gradient thermique usuel du fait de l'enfouissement. De même, une évolution anormale du pouvoir de reflectance de la vitrinite (parfois de façon exponentielle) a été observée dans les formations Viséennes du bassin par Harouna et al. (1993). Des anomalies thermiques de cette forme, mais de beaucoup plus grande ampleur, sont habituellement observées à proximité des intrusions ignées (Bostick et Clayton, 1986 ; Murchison, 1991).

Au vu de tous ces résultats, un flux thermique localisé et anormal doit être envisagé dans le bassin de Tim Mersoï et/ou celui des Iullemeden.



mise en charge au niveau du môle d'In Guezzam à l'ouest, 1
ou du synclinal de Tin Sertrine au nord, 2

Figure 119: Modèle de circulation, à la fin du Jurassique, des fluides diagénétiques-hydrothermaux minéralisateurs entre le bassin du Tim Mersoï ou celui des Iullemedden et la formation du Guézouman à Akouta (Forbes, 1989).

L'étude de la faille d'Arlit dans le secteur d'Akola (principalement côté Est), menée à l'échelle macroscopique et microscopique par Gerbeaud (2006), a montré que le rôle de cet accident cassant dans la couverture ne se restreint pas à un contact géométrique entre deux unités stratigraphiques à l'Ouest et à l'Est de la faille, et à des circulations diagénétiques-hydrothermales à la fin du Jurassique dans ces unités, contrairement à l'hypothèse de Forbes (1989). La mise en évidence d'un réseau important de fractures sur un couloir de 600 à 800 m de large, d'un halo carbonaté, et d'une cimentation des fractures a prouvé l'existence de circulations de fluides le long de l'accident, soit un couloir verticalisé permettant des remontés de fluides ou une convection localisée à différentes périodes. Ces études ont également montré que les gisements d'uranium contrôlés par l'accident d'Arlit se situent directement à l'Est de l'auréole de ciment carbonaté (Fig. 120).

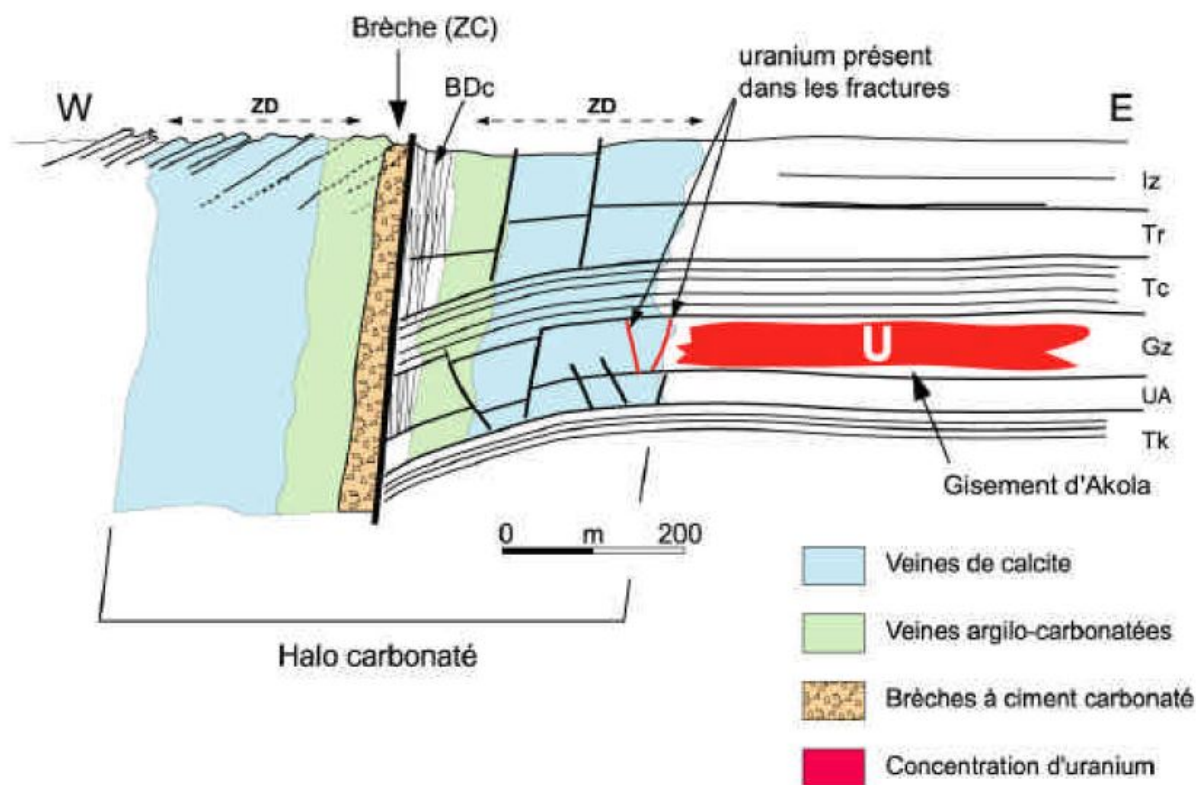


Figure 120 : Coupe schématique et synthétique de la faille d'Arlit au niveau du gisement d'Akola, montrant la relation géométrique entre la faille d'Arlit, les altérations carbonatées (zonation est-ouest) et les concentrations d'uranium. Subdivision stratigraphique : (Tk) : argiles du Talak ; (UA) : unité d'Akola ; (Gz) : grès du Guézouman (Gerbeaud, 2006).

En 2008-2009, d'importantes concentrations en uranium ont été découvertes à l'Ouest au sein de la faille d'Arlit, de sa zone de flexure et de zone réseaux de fractures, et dans le bassin, dans les régions d'Arlit-Akouta, ce qui nécessite de réévaluer les modèles métallogéniques antérieurs. Avant ces sondages, il n'existait pratiquement pas de données sur les séries à l'Ouest de la faille. Suite à cette découverte, de nouvelles études géo-thermo-barométriques, géochimiques et de microdéformation ont été effectuées dans les formations à l'Ouest et à l'Est de la faille d'Arlit. Les résultats ont abouti à une réévaluation du modèle métallogénique de Forbes (1989), et de la coupe synthétique de la faille d'Arlit proposé par Gerbeaud (2006).

La campagne de sondages carottés inclinés menée à le long de la Faille d'Arlit dans le compartiment Ouest, particulièrement dans le secteur de Tamgak, a permis d'affiner les études de la fracturation et de la diagenèse autour de la faille dans ce secteur. Ainsi, les études pétrographiques ont montré que la cimentation autour de la faille est largement dominée par une cimentation argilo-carbonatée de part et d'autre de la faille. Les carbonates sont constitués de calcite et dolomite. Une cartographie des phases argileuses dans la zone de la faille (secteur de Tamgak), a permis de voir que l'environnement immédiat de la faille est dominé par la kaolinite et l'illite. La proportion de ces argiles diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la faille jusqu'à des zones plus confinées où les chlorites ferrifères et les interstratifiés chlorite/smectite prédominent (Fig. 73).

Les études microthermométriques effectuées sur les surcroissances de quartz et sur les carbonates ont mis en évidence la présence de saumures, vecteurs du transport des métaux. Les inclusions fluides dans les surcroissances de quartz de la formation d'Izégouande considérée comme la source des saumures, n'ont pas pu être étudiées du fait de la rareté et de la très petite taille des inclusions ($<5\mu\text{m}$). Néanmoins, Joulia (1965) a signalé l'existence dans cette formation au niveau du puits Balaka (vers le point $6^{\circ}45 - 19^{\circ}$), d'une eau salée.

Dans les nappes connues à l'Ouest de l'Aïr dans les localités d'Allarène, de Tidekelt et d'Arhat, toutes les eaux sont salées dont 32g/l de sels à Tidekelt (Joulia, 1965). Les eaux primaires dans les grès du Guézouman et du Tarat appelées eaux du namurien ont été reconnues saumâtres d'après Joulia (1965). Cette mise en évidence d'eaux primaires saumâtres dans le bassin témoigne de la présence de niveau évaporitiques dans les séries. L'Izégouande est considérée comme étant la formation contenant les évaporites.

Nouveau modèle métallogénique : relations entre fluides – déformations – événements géodynamiques

L'ensemble des résultats obtenus, permet de proposer un modèle un modèle intégré pour la formation de l'ensemble des gisements d'uranium (Arlit, Akouta et Imouraren) liés à la faille d'Arlit.

- **Source de l'uranium**

A l'échelle du bassin, l'uranium puiserait sa source dans les complexes annulaires du Nigéria et de Zinder pour les formations Permo-Jurassiques (Imouraren) et dans le massif de l'Aïr pour les formations Carbonifères (Arlit-Akouta). Ces grands événements volcaniques alcalins ont créé d'immenses complexes annulaires formant ainsi des monazites enrichies en uranium par des phénomènes magmatiques. Ce matériel a alors été transporté mécaniquement (système détritique) dans le bassin de Tim Mersoï, libérant ensuite l'uranium dans le milieu par la circulation de fluides diagénétiques/hydrothermaux pendant l'enfouissement. Cependant, le fluide uranifère pourrait avoir également lessivé le socle à l'interface socle/couverture comme c'est le cas des grands gisements d'uranium tel que celui d'Athabasca au Canada. En effet, le socle étant situé à 500 m en dessous des formations carbonifères, sa participation à l'enrichissement du fluide minéralisateur peut être envisagé (Cf Fig. 129).

L'histoire diagénétique des formations Permo-Carbonifères (Arlit-Akouta) et Jurassique (Imouraren) du bassin de Tim Mersoï peut être subdivisée en 5 grandes phases (Fig. 128) :

1. Diagenèse précoce

L'histoire diagénétique des formations Carbonifère et Jurassique commence d'abord par divers phénomènes diagénétiques précoces qui sont :

La pyritisation : qui correspond à la formation de la pyrite framboïdale liée à l'activité bactérienne et à l'épigénie de la matière organique sous forme de tissus végétaux par la pyrite. L'âge Re-Os de formation de ces pyrites précoces est de $301,6 \pm 1,9$ Ma.

La dolomitisation : certains quartz non silicifiés sont cimentés par la dolomite, traduisant un phénomène anté-compaction (Planche 20A).

2. Diagenèse d'enfouissement

Quand la compaction a débuté, les quartz commencent à être jointifs jusqu'à l'apparition progressive de contacts concavo-convexes, de surcroissances de quartz bien développées et de microstylolites (qui par ailleurs peuvent alimenter les auréoles de surcroissance en silice) sous la pression de la charge sédimentaire lors de l'enfouissement. Cependant, durant l'enfouissement, les surcroissances de quartz sont parfois difficilement conservées, soit à cause des contacts suturés entre les grains, soit suite à l'action des fluides et de l'altération, ce qui en résulte des auréoles fortement abimées, cimentées par des argiles. Pendant l'enfouissement, une deuxième génération de pyrite en ciment d'origine hydrothermale et datées à $156,9 \pm 1,4$ Ma et $164,6 \pm 2,5$ Ma est mise en place.

A cette étape de la diagenèse, un événement fluide aurait causé l'altération des feldspaths détritiques probablement avec les surcroissances de quartz précoces. En effet, les feldspaths d'origine déritique sont dérivés de roches ignées et donc se sont formés à des températures élevées. Ils ne sont pas en équilibre avec l'environnement diagénétique (pression, température et géochimie des fluides), et sont donc soumis à des altérations diagénétiques afin d'atteindre un nouvel état d'équilibre. Cette altération préférentielle des aluminosilicates, va fournir du silicium et de l'aluminium nécessaires à la précipitation des argiles et l'albitisation des feldspaths. Toutes les études ont montré que les feldspaths de type orthose sont très sensibles à l'altération car ils sont très souvent altérés en kaolinite, chlorite ou illite-illite/smectite selon la composition chimique du fluide et de la température. Les néoformations d'argiles directement à partir d'un fluide ou à partir d'un minéral précurseur (K-feldspaths notamment), ont été observées sur tous les sites. Une carbonatation (calcite), contemporaine à postérieure à l'épisode d'altération des aluminosilicates mais antérieure aux argiles, a eu lieu comme le témoigne la précipitation de calcite dans les cavités de dissolution des feldspaths ou le remplacement partiel des feldspaths par la calcite (Planche 11F, G et H), la cimentation des quartz facettés ou non, et la précipitation des argiles dans les clivages de la calcite. Concernant les ciments de carbonate, Forbes (1989) a défini trois groupes sur la base de leur signature isotopique ($\delta^{13}\text{C}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ en PDB) bien différenciés : calcite entre -16 et -13 ‰, dolomites syn-minéralisations entre -12 et -10 ‰ et dolomites anté-minéralisations entre -10 et -7 ‰.

3. Conditions proches de l'enfouissement maximal

La dissolution conjuguée des aluminosilicates (source de Al et Si) et de la pyrite (source de Fe) va aussi permettre la formation de chlorite ferrifère et de chlorite/smectite sur lesquelles viendront se déposer la minéralisation uranifère primaire.

Une forte albitisation contemporaine de la chloritisation est observée particulièrement dans les formations Jurassiques d'Imouraren sous forme de petits cristaux d'albite disséminés dans les grès, ou sous forme de surcroissance d'albites associées à des K-feldspaths.

Au contact des kaolinites et des chlorites, les facettes des quartz exhibent des imperfections qui correspondent à des interruptions de croissance, et une partie de la chlorite et de la kaolinite est piégée ou enchâssée dans ces surcroissances de quartz. La chlorite et la kaolinite sont donc synchrones des derniers stades de silicification du quartz. Les chlorite/smectites,

elles, semblent postérieures aux surcroissances de quartz car elles se développent aux dépens de celles-ci et inhibent complètement leur croissance.

L'étude systématique des associations minérales de tous les gisements montre que les associations les plus courantes sont quartz > chlorite + pyrite dans les grès du Carbonifère, et quartz > chlorite + albite + analcime II dans les grès du Jurassique. Dans les échantillons riches en chlorite des trois gisements étudiés, l'uraninite a été retrouvée déposée sur les chlorites et en ciment autour des surcroissances de quartz. Les études géo-thermo-barométriques réalisées dans les assemblages quartz-chlorite des séries sédimentaires du Carbonifère au Jurassique évaluent leurs conditions P-T à 115-150 °C et 80-120 bars, remarquablement similaires dans toutes les formations. La méthode des traces de fission appliquée au gisement d'Akouta, a révélé que la formation du Guézouman a subi plusieurs épisodes thermiques. Cependant, il est bon de noter qu'entre 65 et 130 Ma, la température reste inférieure à 140° C sur la quasi-totalité de la période (Forbes, 1989), ce qui est compatible avec les températures (115 - 150 °C) qui régnaient pendant la phase principale de minéralisation uranifère (100 et 125 Ma).

Les travaux de Frazer et al. (2014) ont montré que les processus de compaction peuvent conduire à une surpression fluide dans les pores en réponse à la diminution de la perméabilité due à un développement important de la silicification secondaire (caractéristiques grès du Tim Mersoï). La surpression de fluide peut alors être déprimée lors d'événements tectoniques par les mouvements de fluide à travers les failles et les zones d'endommagement associés (Frazer et al., 2014). Dans le cas du bassin d'Iullemeden (contenant le bassin de Tim Mersoï dans sa partie septentrionale), plus de 1000 m de sédiments post-Jurassique ont été déposés au Sud-ouest SW du Sub-bassin de Tim Mersoï (Greigert and Pougnet, 1967). Pour Exxon (1985) et Grimaud (2014), l'épaisseur totale se situe entre 1000 et 2000 m (Fig. 121).

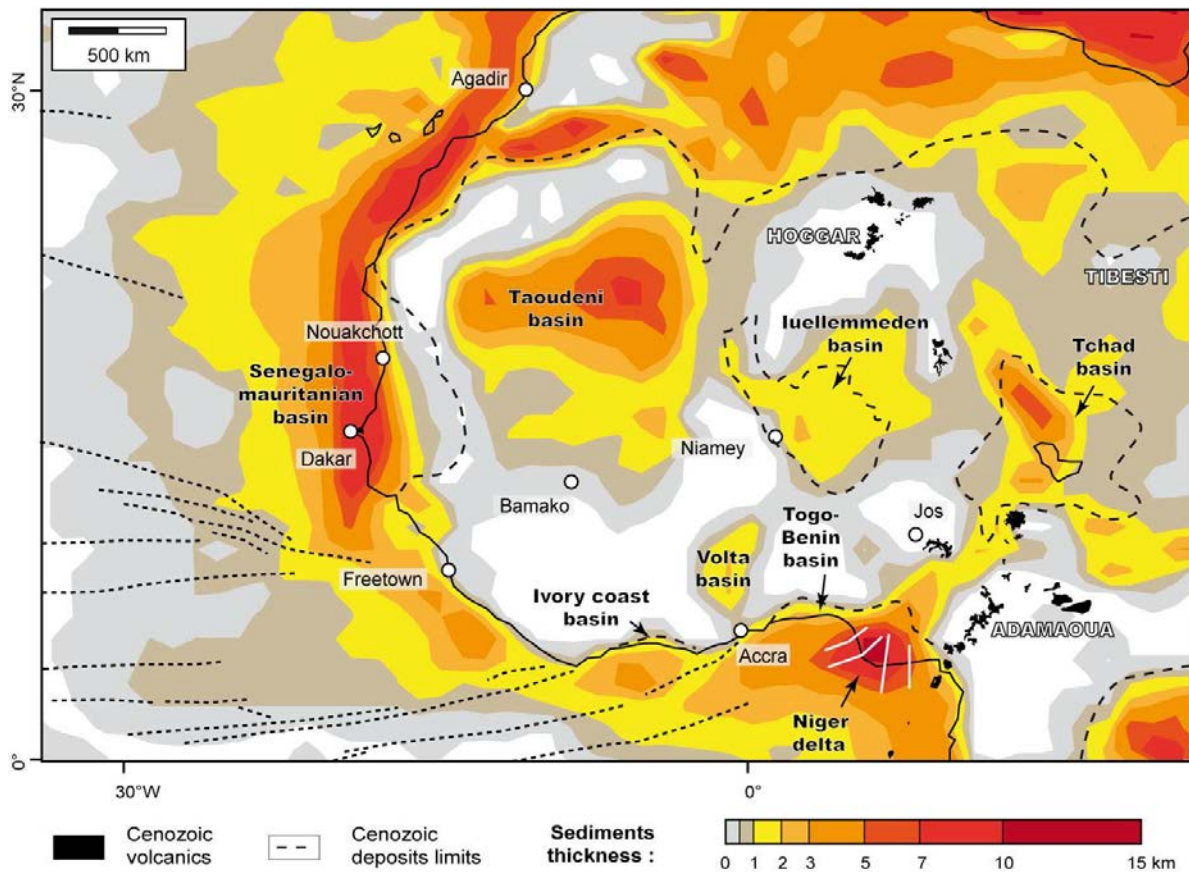


Figure 121: Carte du Nord-ouest de l’Afrique montrant l’épaisseur totale des sédiments (d’après Exxon (1985), cité par Grimaud (2014)) ainsi que les limites des bassins cénozoïques et le volcanisme cénozoïque.

Les mouvements ultérieurs de fluides peuvent donc donner lieu à une distribution spécifique de l'assemblage minéral qui n'est plus contrôlé par l'enfouissement mais par la géométrie des zones de drainage de fluides à partir des failles majeures vers les aquifères, et inversement des aquifères vers la zone de drainage. La distribution de température anormale dépend de la perméabilité des systèmes aquifères, du réseau secondaire de faille, et sur le taux de renouvellement du fluide dans la faille majeure, afin de maintenir l'anomalie thermique. En effet, la cimentation des bandes de déformation cataclastiques par des carbonates au voisinage de la faille d'Arlit, témoigne d'une circulation préférentielle des fluides dans ces réseaux secondaires de fractures associées à la faille d'Arlit. En outre, il est intéressant de noter que des simulations numériques ont montré que les régimes d'écoulement peuvent avoir subi une transition d'un régime de compaction à un système convection géothermique (Frazer et al., 2014 ; Fig. 122).

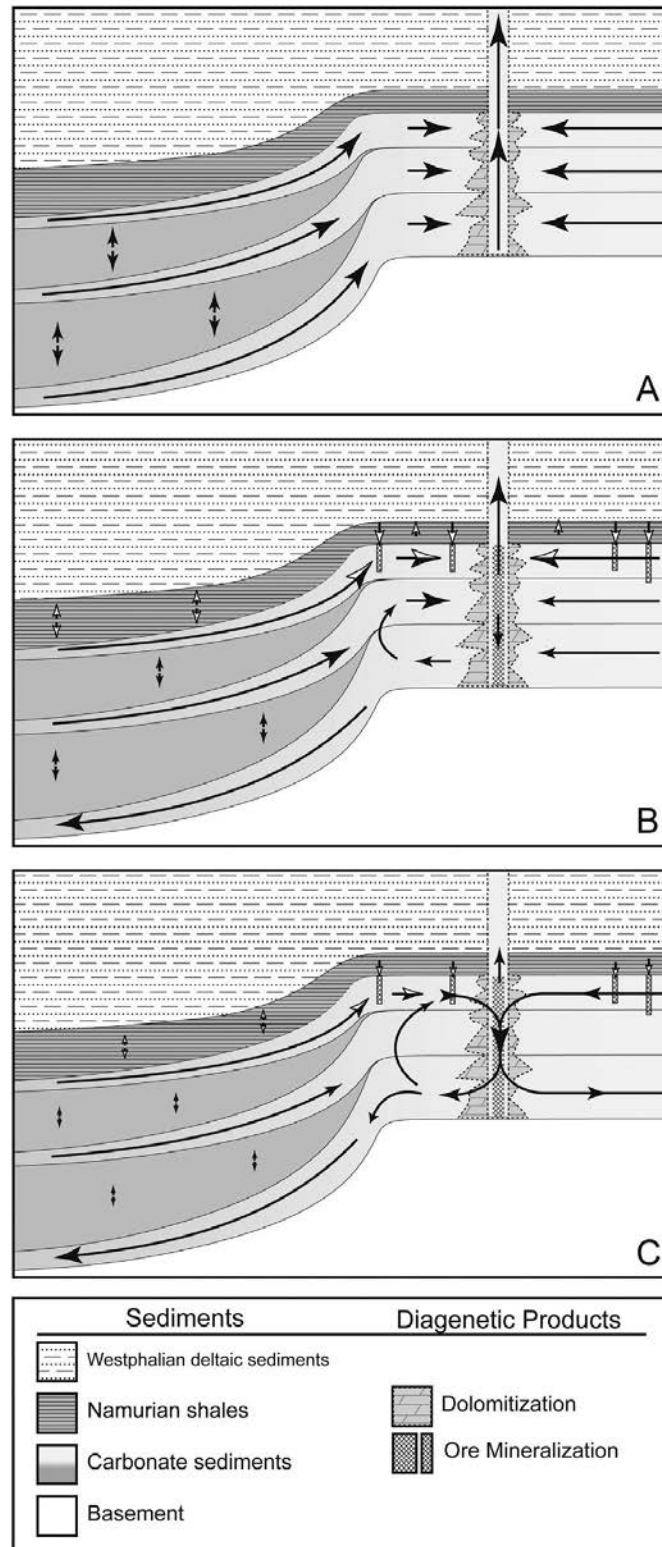


Figure 122: un résumé des principaux modèles de circulation de fluide diagenétique suggéré par les simulations de bassin de Frazer et al. (2014). A) l'expulsion initiale du fluide due à la surpression de bassin. Cela conduit à une dépressurisation rapide des pores du fluide dans la partie inférieure de la succession basale. B) dépressurisation dans la partie inférieure du bassin conduit à écoulement vers le bas du fluide hors des argilites sus-jacentes. L'auteur suggère que ce mouvement de fluide vers le bas est responsable de la minéralisation Pb-Zn dans la plate-forme de Derbyshire. La convection commence à reprendre le contrôle de l'écoulement dans certaines parties du bassin, favorisant potentiellement un mélange de fluide plus efficace. C) À la fin de leurs simulations, la convection est le moteur principal pour le mouvement continu du fluide. Les chemins de circulation dans le bassin et dans la plate-forme continuent d'exploiter le système de fractures ouvertes.

Ainsi, les modèles de circulation de fluides proposés par ce dernier auteur à partir de simulations sur l'exemple du bassin de Derbyshire sont entièrement applicable au Bassin de Tim Mersoï (Fig. 123) : i) l'expulsion du fluide de la partie plus profonde du bassin, ii) l'expulsion et le drainage de fluides chauds le long des failles et des aquifères adjacentes à la faille d'Arlit, iii) dépressurisation après la libération de la pression, et le déclenchement de la convection. Dans les grès du Tim Mersoï, les bandes de compaction (surcroissances de quartz et stylolites) sont très bien développées. Ces observations étaient inattendues pour des sédiments relativement peu enfouis ($\sim 1000 \pm 200$ m), contrairement aux bandes de compaction décrites dans les réservoirs pétroliers enfouis en moyenne à des profondeurs entre 2 et 4 km d'après les données de la littérature. Ceci montre que le développement accru de la silicification n'est pas seulement lié à l'enfouissement classique, et qu'une source de chaleur est nécessaire pour expliquer cela. En effet, les études thermométriques indiquent que toutes les formations étudiées, du Carbonifère au Jurassique, ont été soumises à des températures relativement élevées de l'ordre de 115-150 °C (*Cf paragraphe 3 sur l'article*). Ces températures ont mis en évidence un déséquilibre thermique d'environ 60-80 °C entre les fluides chauds entrants et les réservoirs silicoclastiques. Le gap de 60 à 80 °C entre la température des fluides entrants et celles des formations hôtes pourrait indiquer que les fluides viennent d'horizons profonds, autour de 1 à 2 km plus profond. Plus concrètement, les fluides vont s'infiltrer au niveau du môle d'In Guezzam à l'Ouest et du synclinal de Tin Seririne au Nord (Forbes, 1989). Sous l'effet de la compaction, ces fluides vont donc migrer depuis des zones de forte pression vers des zones de moindre telle que la faille d'Arlit. Ces eaux se réchauffent dans les aquifères profonds et deviennent de plus en plus saumâtres par interaction avec les niveaux évaporitiques. Ces fluides expulsés par compaction vont probablement se mélanger à des fluides plus chauds remontant via la faille d'Arlit. Les sédiments du bassin sont constitués d'alternance de couches gréseuses perméables et de couches silto-argileuses imperméables. Ainsi, dans une couche perméable encadrée par deux couches imperméables, la convection y sera plus intense.

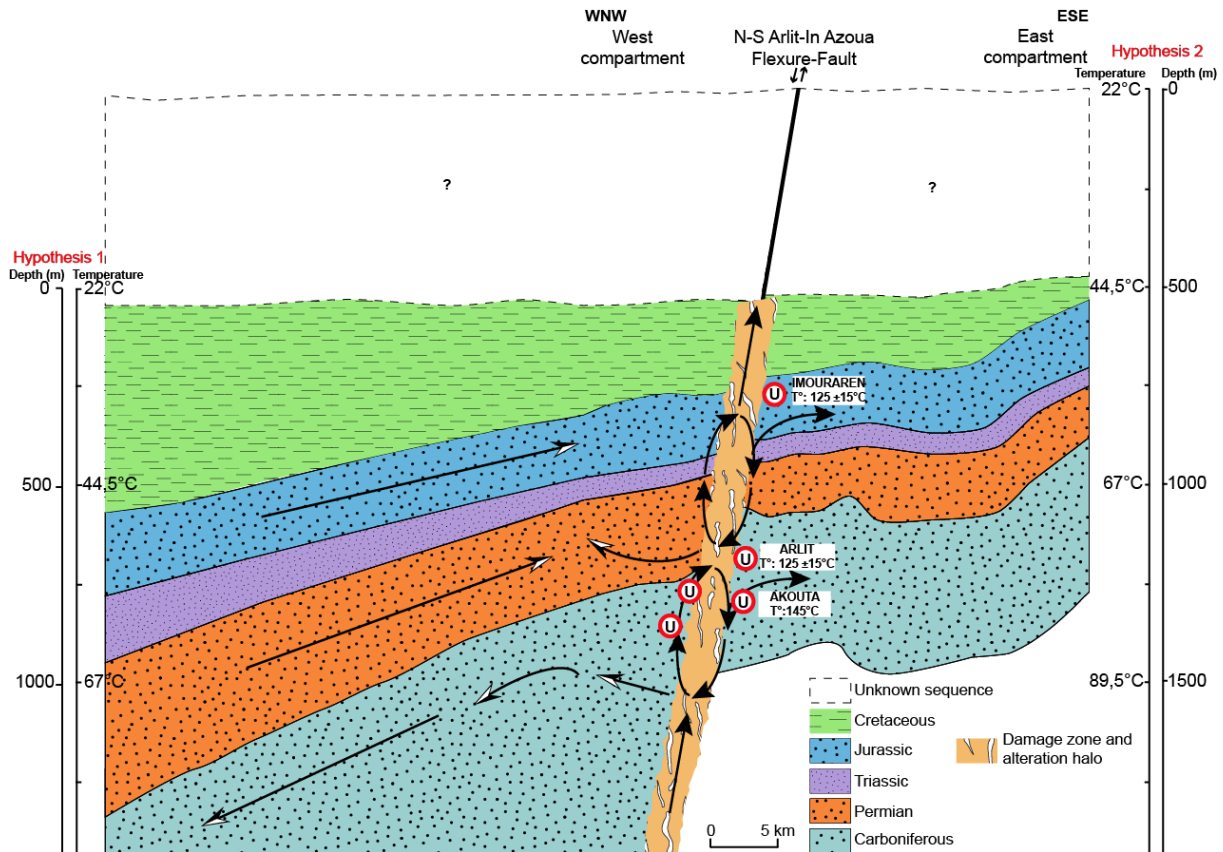


Figure 123: modèle de circulation de fluides chauds dans les aquifères du Carbonifère et du Jurassique selon deux hypothèses : 1) fluides entrant provenant de la faille d'Arlit vers les réservoirs silicoclastiques (sans excès de couverture sédimentaire) ; 2) même hypothèse mais en considérant un excès de 500 m de sédiments à partir des formations Jurassiques. Les températures ont été calculées pour un gradient thermique de 45 °C/km.

Les mouvements de tectonique extensive du Crétacé, synchrones avec les principales étapes de rifting de l'Océan Atlantique, sont considérés comme la cause principale des flux de chaleur anormale et de convection de fluides autour de la faille d'Arlit à l'origine de la formation de dépôts d'uranium primaires (uraninites) dans le bassin de Tim Mersoï entre 100 et 125 Ma. Des études menées par Loule and Pospisil (2013) sur le système de rift de l'Afrique de l'ouest et centrale (WCAS), ont mis en évidence un épisode volcanique lié à un rifting à l'Aptien-Albien au Crétacé inférieur entre 99 et 125 Ma, sous un régime d'extension oblique. Ce rifting au Crétacé est également démontré entre 98 et 125 Ma par les travaux de Genik (1991) et de Heine et al. (2013). Sur la partie du Niger proprement dite, notamment à l'ouest de l'Aïr, Fairhead et al. (2013), Guiraud et al. (2012) et Guiraud et Bostworth (1997) ont mis en évidence un rifting en contexte extensif et relié à l'ouverture de l'Atlantique au Crétacé inférieur lors de la séparation Afrique/Amérique du Sud (Figs. 124 et 125).

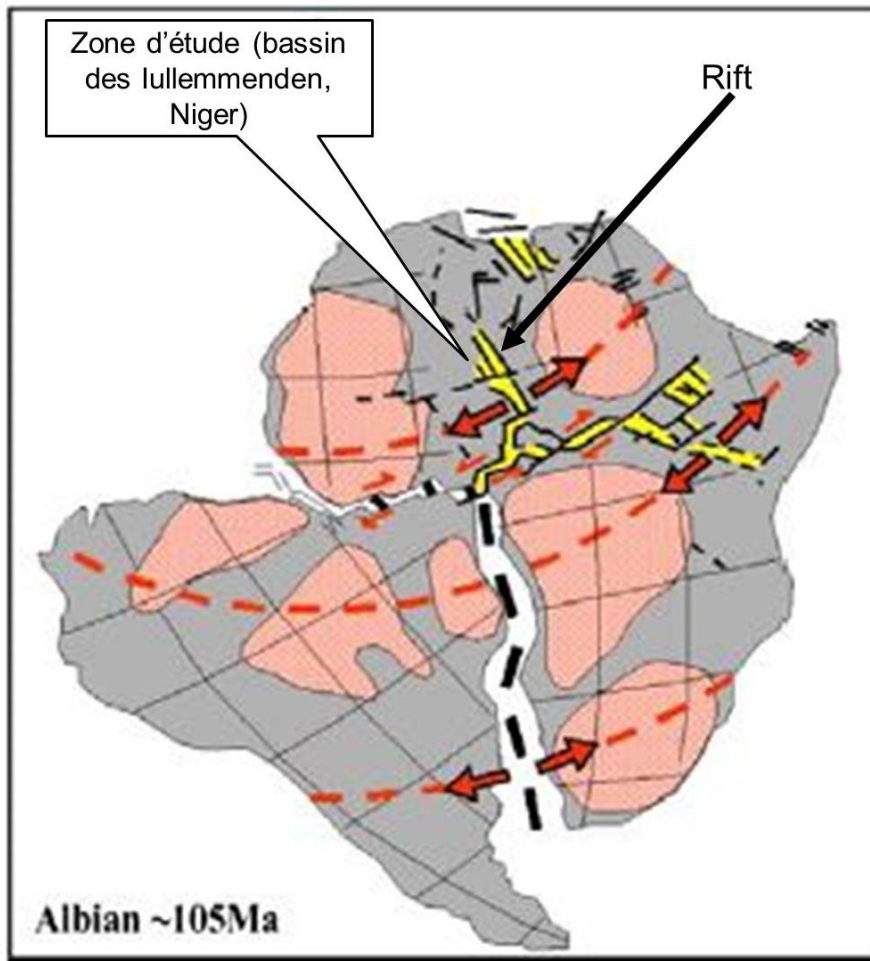


Figure 124: Ouverture de l'Atlantique en Afrique de l'Ouest à l'Albien (d'après Fairhead et al., 2013)

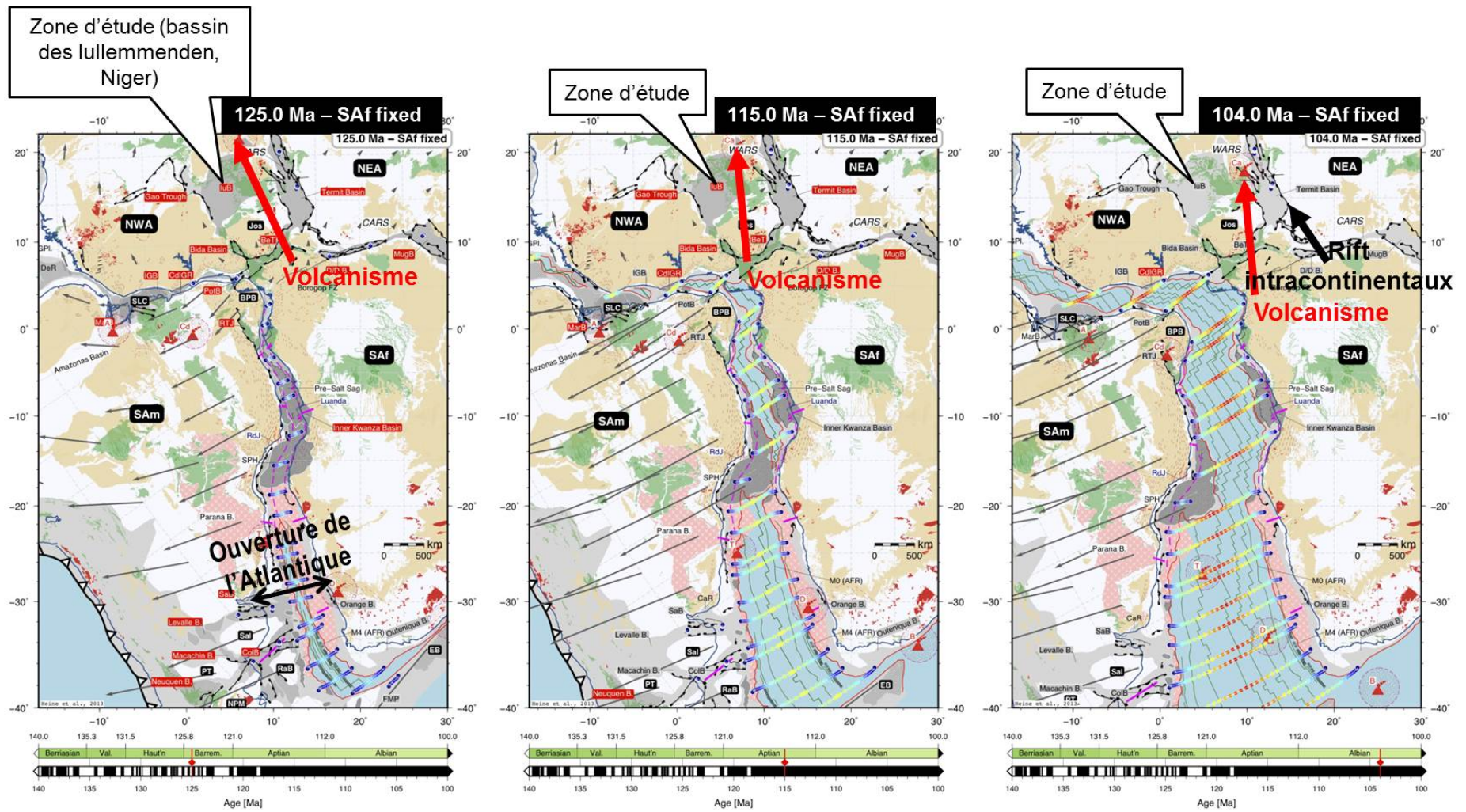


Figure 125: reconstruction de la plaque tectonique post-Aptien à 125 Ma, 115 Ma et 104 Ma avec la plaque africaine fixée aux coordonnées actuelles. A cet instant, la séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud est complète (Heine et al., 2013).

L'écart de température d'environ 60-80 °C entre les fluides et les formations hôte correspond à celle attendue lorsque la convection des fluides est favorisée autour d'une faille. Un tel écart de température allant jusqu'à 80 °C est généralement modélisé pour la convection thermique lié aux failles de détachement dans les bassins sédimentaires (Souche et al., 2013). Dans un tel cas, les interactions fluide-roches peuvent se produire.

Dans le cas du bassin de Tim Mersoï, ces interférences sont à l'origine des interactions eau-roche à l'intérieur des formations perméables, du transport de l'uranium et de son dépôt lorsque les pièges réducteurs sont favorables. La faille d'Arlit, qui recoupe le bassin Tim Mersoï sur plus de 100 km, fournit donc un bel exemple du rôle des failles à la fois la distribution des anomalies thermiques localisées dans les bassins sédimentaires et dans les transferts de chaleur et de masse liés à la formation de gisements économiques, dans ce cas précis celui de gisements d'uranium de classe mondiale (FIG. 13 de l'article).

Tous ces résultats sont en bon accord avec les caractéristiques d'un fluide diagénétique/hydrothermal chaud mis en évidence dans le *Chapitre VII*.

Les observations pétrographiques au MEB montrent des uraninites cimentant les quartz à surcroissance, couplées aux nouveaux âges isotopiques U-Pb obtenus dans cette étude et dans certaines antérieures, écartent l'hypothèse d'un dépôt syn-sédimentaire de l'uranium, ou lié à une diagenèse très précoce. L'âge à 338 ± 5 Ma de Devillers et Menes (1977) avait déjà été écarté par Forbes (1989) au constat qu'il est basé sur l'hypothèse d'une évolution en système fermé des descendants radiogéniques de ^{235}U et de ^{238}U – condition qui n'est manifestement pas remplie. L'âge à 197 ± 63 Ma de Turpin et al. (1991) peut soit correspondre à des préconcentrations peu représentatives des minéralisations, soit à des minéralisations plus récentes compte tenu du grand intervalle de confiance (à 95%, 134 à 260 Ma), soit à un problème d'interprétation des données U-Pb.

L'âge à 144 ± 15 Ma de Forbes (1989) semble en revanche être représentatif d'une première phase de minéralisation. Comme dit précédemment, il a été obtenu dans le système isotopique U-Pb ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) sur des uraninites massives d'Akouta. Il est cohérent avec la corrélation qui existe entre la perte des descendants radiogéniques de l'U et l'incorporation de silicium dans les uraninites – corrélation qui conduit également à un âge voisin de 140 Ma (Fig. 126) pour une uraninite primaire qui aurait évolué en système fermé.

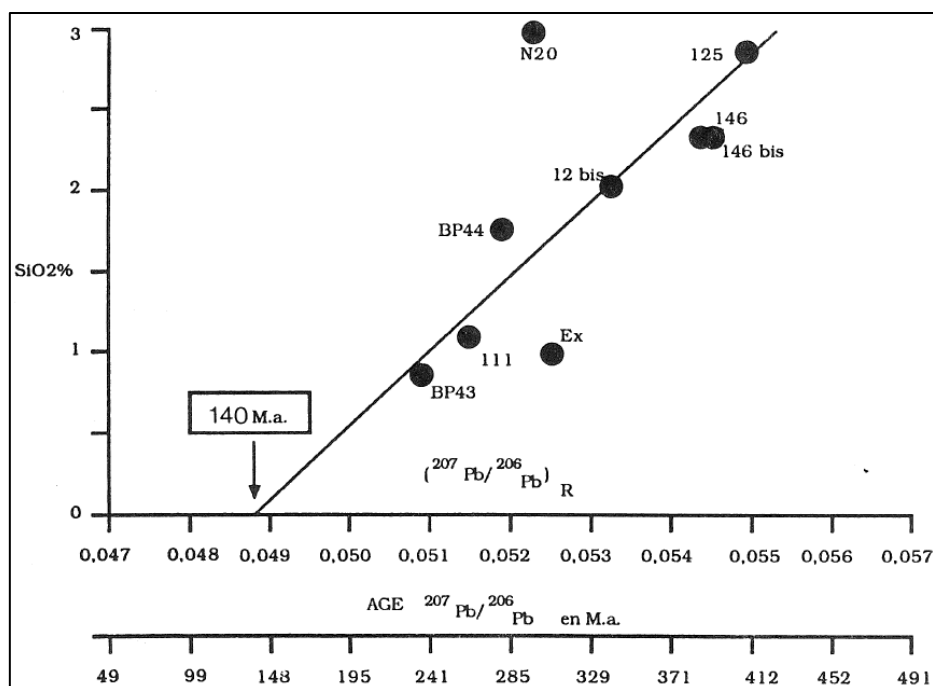


Figure 126: diagramme $\text{SiO}_2\%$ (analyse microsonde électronique Camebax)/ $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_R$ pour les pechblendes massives d'Akouta, selon Forbes, 1989.

Forbes (1989) reste néanmoins prudent sur cette cohérence du fait que les teneurs en SiO_2 ont été obtenues sur lame mince à la microsonde électronique et ne reflètent donc qu'approximativement celles des fractions dosées en isotopie U-Pb. Plus récemment (Brouand, communication orale) de nombreuses mesures ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) ont été réalisées directement sur les lames minces des échantillons étudiés par Forbes (1989), par microsonde ionique. Cette méthode fournit un grand nombre de résultats et donc des discordias précises de plusieurs dizaines de points. Les âges obtenus sont de 143 ± 13 Ma, 144 ± 11 Ma (pour l'échantillon 136) et 139 ± 8 Ma (pour l'échantillon 146). Ainsi l'intervalle 144 ± 15 Ma couvre bien l'ensemble des mesures obtenues.

On notera alors que l'âge de 197 ± 63 Ma (Turpin et al. 1991) est alors cohérent par sa borne inférieure à 134 Ma. Cette hypothèse est d'autant à retenir que l'âge de 197 ± 63 Ma est une interprétation prudente, mais complexe, de l'ensemble des mêmes résultats analytiques, obtenus sur les mêmes échantillons, que ceux de Forbes (1989). C'est-à-dire un âge pour l'ensemble des pechblendes et grès minéralisés. Séparément, les résultats sur les échantillons de pechblende conduisent aux âges les plus bas de l'intervalle et ceux des grès minéralisés vers les âges les plus élevés. Enfin l'âge global de 197 Ma ne résulte pas d'une régression linéaire sur une discordia donnée. Cet âge est en réalité une médiane entre un âge minimum de 134 Ma et un âge maximum de 260 Ma, chacun obtenu par des méthodes d'interprétation différentes. Ainsi, un âge des pechblendes de l'ordre de 144 ± 15 Ma reste cohérent avec les interprétations de Turpin et al. (1991).

L'âge à 119 ± 63 Ma obtenu ici correspond à une phase de minéralisation distincte, comme l'atteste les différences de spectres REE (Figs. 84B et C). L'existence de plusieurs générations de minéralisation à Akouta contredit l'hypothèse de Forbes (1989) qui avait considéré une génération principale unique. En ce reportant à Forbes (1989, 1986, 1983) on constate que l'âge de 144 ± 15 Ma a été obtenu sur des minéralisations des faciès réduits alors

que les mesures micro-thermométriques sur des faciès lessivés ou réduits-oxydés. Elles sont potentiellement relatives à une autre génération de minéralisation mise en évidence dans ce travail. Nous proposons donc de de-corréler les âges et les températures considérées alors par Forbes (1989).

Les premières minéralisations se formeraient donc, vers 145-135 Ma, dans un système diagénétique-hydrothermal de plus basse température que celles retenues par Forbes (1989), en cours de transition vers un régime ultérieur à dominante hydrothermale plus marquée.

Les nouvelles données de ce travail indiquent bien que, par la suite, l'essentiel des minéralisations uranifères actuellement exploitées sont contemporaines d'une phase d'hydrothermalisme de haute température. Afin de rendre compte des températures élevées, les travaux de Forbes (1989) ont considérés deux hypothèses (qui s'équivalent) pour l'enfouissement maximal (1200 m et 2300 m) de la formation de Guézouman, mais l'étude géo-thermo-barométrique effectuée ici à l'échelle du bassin est clairement en accord avec l'enfouissement maximal du Guezouman à 1200 m (Fig. 127). Forbes (1989) expliquait d'ailleurs que l'hypothèse de 2300 m d'enfouissement ne pouvait pas être exclue, mais n'était pas démontrée non plus.

4. Télégénèse: Inversion tectonique et début d'exhumation du bassin

La période post-diagénétique du bassin est marquée par l'infiltration de fluides riches en K qui favorisent la néoformation des illites et illite/smectites au détriment de la chlorite ou de la kaolinite.

5. Episode ultérieure d'oxydation et de processus supergènes

De(s) épisode(s) d'oxydation ultérieure lors de la télégénèse ont été traduits par la présence en abondance des hématites/goethites automorphes à subautomorphes en ciment dans les grès, ou sous forme de dépôt sur les grains détritiques ou les matrices argileuses.

Les nouveaux âges U-Pb ont montré une série de remobilisation de l'uranium depuis 50 Ma jusqu'à des dates très récentes. Ces oxydes d'uranium remaniés sont reliés à l'exhumation progressive des formations minéralisées causée par la réactivation de grands accidents régionaux, telle que la faille d'Arlit, lors de la collision entre les plaques Africaine et Eurasienne vers le Crétacé supérieur (~ 80 Ma, d'après la courbe d'enfouissement de Forbes (1989), Fig. 127). Cette réactivation tectonique transpressive va notamment engendrer la remontée progressive des formations d'Imouraren, remontant la formation de Tchirezrine II jusqu'à environ 150 mètres de profondeur entre 80 Ma et l'actuel. L'épaisseur de dénudation (500 à 1000 m) dans le bassin pourrait avoir été pour quelque chose pour la remontée des formations à Imouraren. Les études paléoclimatiques de Colin et Beauvais (2005) ont mis en évidence trois grandes périodes d'oxydation, de sécheresse et de climats chauds et humides entre 56 – 59 Ma, 44 – 47 Ma et 24 – 27 Ma, permettant ainsi la formation de séries latéritiques, ainsi que l'oxydation de certaines formations en profondeur. Ces événements peuvent sûrement être reliés aux phénomènes observés pour la minéralisation d'Imouraren, avec une oxydation des grès de Tchirezrine II à ces époques (Éocène inférieur, vers 50 Ma, ou encore l'Oligocène, entre 24 et 37 Ma, sont des climats chauds et humides en Afrique occidentale, selon Duplessy et al, 2013). Le décalage vertical des formations d'Imouraren au

Sud du bassin par rapport à celles plus au Nord pour Arlit et Akouta permet de corroborer cette théorie, où les grès contenant la minéralisation uranifère de ces gisements possèdent un caractère réduit, contrairement aux grès rouges oxydés plus au Sud.

Plus tard encore, des processus supergènes associés à des fluides météoriques, ont favorisé des séries de remaniements et de précipitations des minéraux secondaires d'U, de Cu, de V (métatyuyamunite, uranophane et chrysocolle) vers 21 Ma puis entre 1,6 - 3 Ma à Imouraren, pendant l'exhumation du bassin.

La circulation de fluides oxydants découlant des climats chauds et humides au Cénozoïque en Afrique occidentale semble donc être l'événement ayant contribué à l'oxydation des minéralisations uranifères et cuprifères réduites primaires du gisement d'Imouraren.

- **Conditions de dépôt des minéralisations oxydées**

La minéralisation uranifère oxydée est seulement rencontrée à Imouraren, et s'exprime sous la forme d'uranophane et de métatyuyamunite. Les uranophanes se retrouvent souvent en association avec une minéralisation cuprifère oxydée, la chrysocolle. Cette association est explicable par la composante siliceuse importante de ces deux minéraux qui sont respectivement un silicate d'uranyle et un silicate de cuivre. La formation de ces minéraux peut se comprendre par la présence d'ions U^{6+} et Cu^{2+} dans le milieu, libérés respectivement par l'altération des minéraux uranifères primaires réduits, et des minéraux cuprifères réduits (voir planche 35E, avec les golfes de corrosion dans une chalcocite). A ce niveau, trois hypothèses sont à considérer pour expliquer la forte disponibilité du Si :

i) la silice provient de l'altération des quartz détritiques, présentant parfois des golfes de corrosion

ii) un fluide hydrothermal oxydant chargé en Si et venant de la profondeur, peut refroidir en surface au contact de l'eau météorique et précipiter des silicates d'U, Cu, V et Ba.

iii) l'expulsion puis la migration de la silice lors des processus de latéritisation des formations sus-jacentes au Tchirezrine II, peut favoriser la formation intense de silicates d'U, Cu, V et Ba. De plus, la présence d'analcime et d'albite peut maintenir une solution basique qui favorisera une augmentation de la solubilité de la silice.

Bien qu'une partie de la silice provienne probablement de la dissolution partielle des surcroissances du quartz, il ne semble pas plausible que la quantité produite soit suffisante pour former une minéralisation silicatée en abondance. Les observations montrent que l'uranophane est bien plus abondante à l'échelle du gisement que la métatyuyamunite. Il y aurait donc un apport extérieur de silice par un fluide oxydant parcourant la formation, lessivant les minéralisations primaires cuprifères et uranifères. Les ions des ions U^{6+} et Cu^{2+} (mobiles) mis en solution vont former les minéralisations oxydées à uranophane et chrysocolle dans la porosité intergranulaire. Les spectres en terres rares des uranophanes exhibent une anomalie positive en cérium, typique d'un milieu très oxydant. En effet, le cérium possède deux états d'oxydation (contrairement aux autres terres rares, excepté l'euporium) : un état Ce^{3+} et un état Ce^{4+} . Le premier est soluble, tandis que le deuxième ne l'est pas, et précipite sous la forme d'oxyde de type CeO_2 . Ainsi, dans un milieu oxydant, le cérium restera dans le milieu et ne sera pas lessivé, ce qui entraîne une concentration accrue

en cette terre rare dans ce type d'environnement (Meunier, 2013). Plus cette anomalie est grande, plus le milieu sera oxydant.

La métatyuyamunite quant à elle se forme à la faveur d'un fluide enrichi en vanadium libéré par les oxydes de Fe-Ti-(V) et les argiles vanadifères. En effet, le vanadium relâché dans le milieu va s'associer avec l'uranium issu de l'oxydation des minéralisations uranifères réduites.

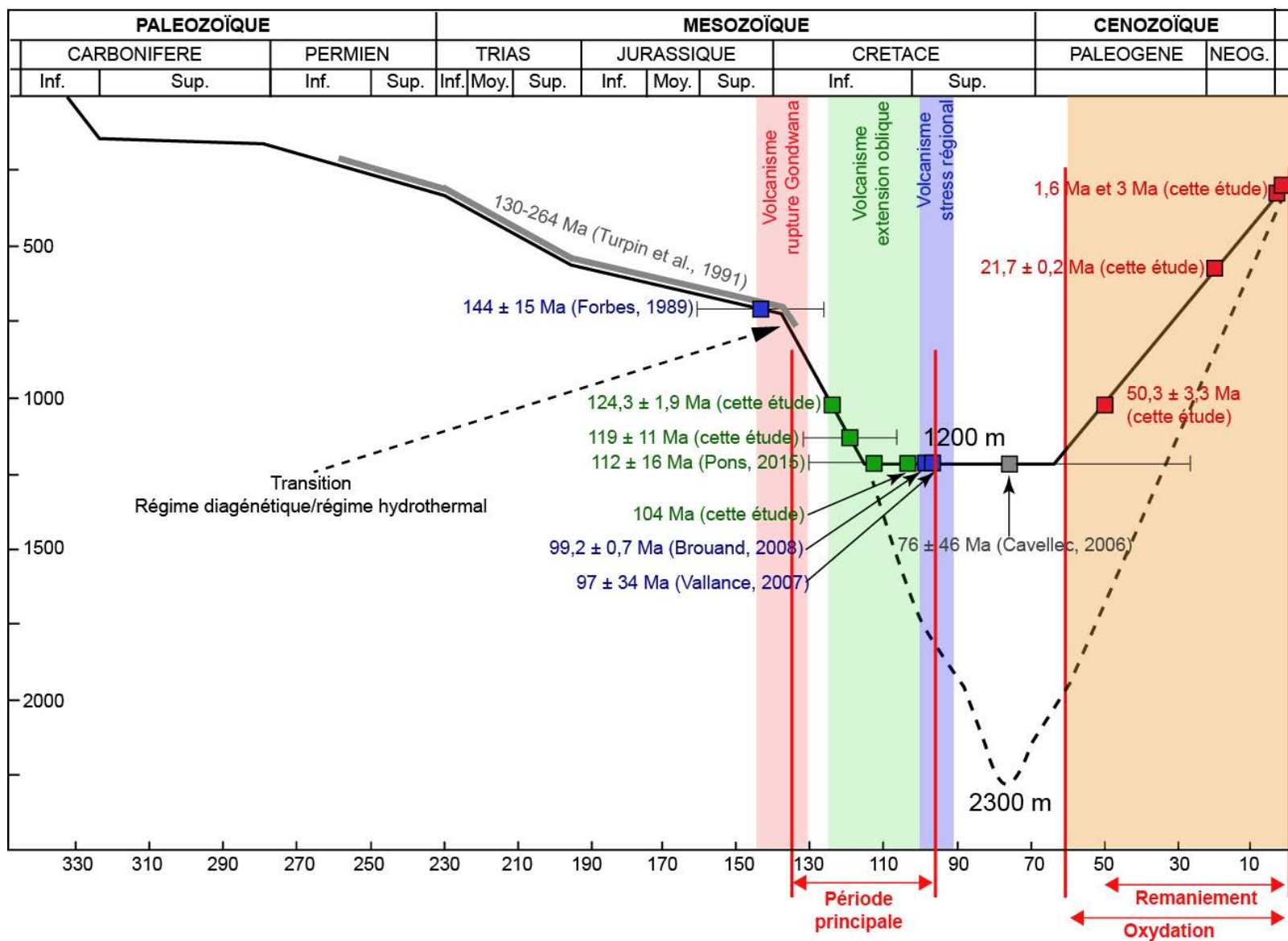


Figure 127: Courbe d'enfouissement de la base du Guezouman, (modifié d'après Forbes, 1989). Mise en relation géodynamique-enfouissement-minéralisation.

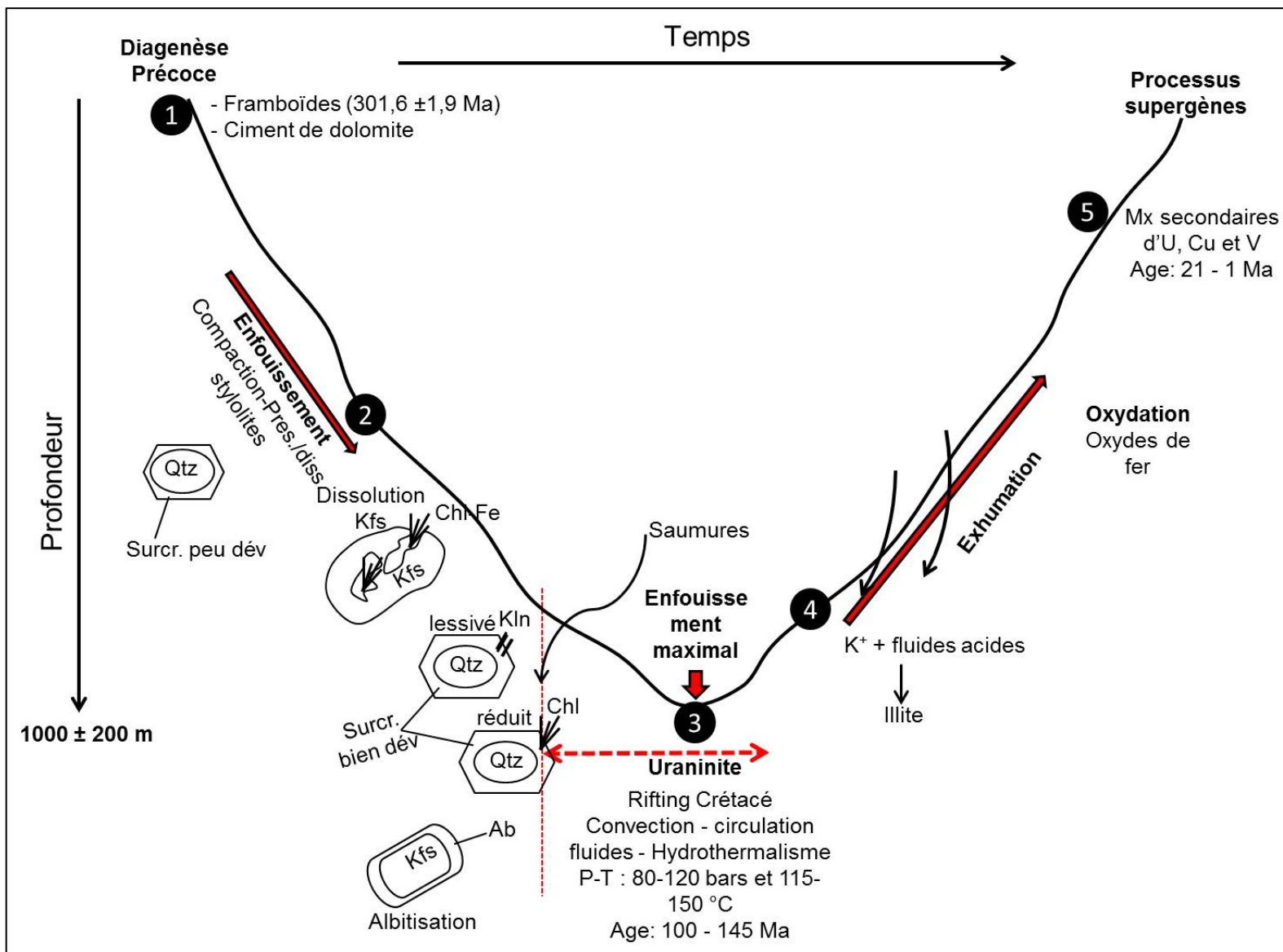


Figure 128: les 5 grandes étapes de l'histoire diagenétique du bassin de Tim Mersoï

CONCLUSION GENERALE

Ce mémoire avait pour but de déterminer si les minéralisations uranifères du bassin de Tim Mersoï se sont formées durant un même évènement diagénétique/hydrothermal au cours d'un épisode géotectonique majeur, ou si celles-ci sont polyphasées dans le temps, et d'identifier la (ou les) phase(s) géodynamique(s) responsable(s) de leur occurrence. Pour répondre à ces questions, les trois principaux gisements d'uranium connus du bassin de Tim Mersoï ont été étudiés au cours de cette thèse : Arlit et Akouta au Nord et Imouraren au Sud, tous reliés à la grande faille crustale d'Arlit. Les gisements d'Arlit et d'Akouta sont encaissés dans des formations Carbonifères et présentent une minéralisation à uranium essentiellement réduite, alors que le gisement d'Imouraren est contenu dans une formation d'âge Jurassique sous forme de minéralisation uranifère majoritairement oxydée avec quelques poches de minéralisation réduite. Cependant, la découverte de nouvelles concentrations d'uranium à proximité immédiate de la faille d'Arlit et certaines questions majeures qui restent encore pendantes concernant la métallogénèse de l'uranium, nécessitent de réévaluer les modèles métallogéniques antérieurs.

Eléments de comparaison entre les gisements d'Arlit, d'Akouta et d'Imouraren

- **Contrôle sédimentaire et structural :** Les gisements encaissés dans le Tarat, le Guézouman et le Tchirezrine II ont en commun un contrôle lithologique de la minéralisation à l'échelle du gisement car les concentrations d'uranium se localisent dans des chenaux composés de grès moyen à grossier déposés dans des environnements fluviaux ou marins, avec un contrôle structural par la faille d'Arlit et les N30° et N°70 à l'échelle du bassin.
- **Paragenèses silicatées néoformées :** à Akouta/Arlit, la paragenèse est de type Quartz – Chlorite ou Kaolinite tandis qu'à Imouraren on a une succession Quartz – Chlorite – Albite – Analcime II.
- **Paragenèses métalliques :** sur la base de l'inventaire des phases minérales réduites, une paragenèse métallique principale a été observée à Arlit/Akouta, mais aussi en reliques préservées à Imouraren. Une paragenèse oxydée secondaire est dominante à Imouraren, ce qui implique un régime hydrogéologique différent sur la zone d'Imouraren (bloc moins érodé avec série du Jurassique).

Arlit/Akouta

La paragenèse est essentiellement sulfurée et uranifère et composée de sphalérite, pyrite, chalcopirite, galène, uraninite, jordisite et iriginite. La pyrite est la phase sulfurée principale puisqu'elle représente approximativement 10 à 95% des phases métalliques selon les endroits.

Imouraren

Paragenèse primaire : elle est essentiellement sulfurée et uranifère. L'espèce sulfurée la plus fréquente est la chalcocite et rarement la bornite. La paragenèse uranifère elle, est représentée principalement par l'uraninite et par une quantité significative d'urano-titanates.

Paragenèse secondaire : la paragenèse sulfurée et uranifère primaire, a subi une oxydation quasi-complète. Ceci a conduit à l'apparition d'une paragenèse secondaire composée

principalement d'oxyhydroxydes de fer, de silicate et vanadate d' U^{VI} (uranophane, métyuyamunite), et de cuivre (vanadates de cuivre et chrysocolle).

- **Fluides minéralisateurs** : dans tous les gisements, des saumures chlorurées en relation avec les niveaux évaporitiques d'Izégouande, se sont mélangées avec des fluides dilués d'origine probable météorique.

- **Température de formation de la minéralisation primaire** : un autre point commun est la température de formation de la minéralisation primaire qui est comprise entre 115 °C et 150 °C. Les études géo-thermo-barométriques ont révélé des conditions P-T similaires au moment de dépôt de l'uranium.

- **Âges de formation des minéralisations** : les datations isotopiques U-P indiquent que les minéralisations primaires se sont formées en même temps au cours d'un événement thermique lié au rifting de l'Atlantique au Crétacé, affectant toutes les formations du Carbonifère jusqu'au Jurassique. Pour le cas spécifique du gisement d'Imouraren, une remobilisation de la minéralisation primaire liée aux grandes périodes d'oxydation en Afrique de l'Ouest a lieu au Cénozoïque.

Une approche multidisciplinaire regroupant une étude détaillée de la diagenèse, des circulations de fluides, de la microdéformation, de la minéralisation, de la géochronologie et de la géothermométrie, a été appliquée afin de retracer l'histoire d'enfouissement du bassin et d'appréhender le plus clairement possible les conditions de dépôt des oxydes d'uranium.

L'histoire diagénétique des formations Carbonifère et Jurassique du bassin de Tim Mersoï commence d'abord par la formation précoce de pyrites framboïdales et en épigénie des tissus végétaux datées par Re-Os à $301,6 \pm 1,9$ Ma, et par la formation de dolomite cimentant des quartz non encore silicifiés. Quand la compaction a débuté, les quartz commencent à être jointifs jusqu'à l'apparition progressive de contacts concavo-convexes, de surcroissances de quartz bien développées et de microstylolites (qui par ailleurs peuvent alimenter les auréoles de surcroissance en silice) sous la pression de la charge sédimentaire lors de l'enfouissement. Durant l'enfouissement, les surcroissances de quartz sont parfois difficilement conservées, soit à cause des contacts suturés entre les grains, soit suite à l'action des fluides et de l'altération, ce qui en résulte des auréoles fortement abimées, baignant dans des argiles. Un épisode de dissolution, remarquable dans tous les sites étudiés, a affecté les feldspaths détritiques probablement avec les surcroissances de quartz précoces. Cette altération préférentielle des aluminosilicates, va libérer le silicium et l'aluminium nécessaires à la précipitation des argiles (kaolinite et chlorite principalement) et l'albitisation des feldspaths. Toutes les études ont montré que les feldspaths de type orthose sont très sensibles à l'altération car ils sont très souvent altérés en kaolinite, chlorite ou illite/illite-smectite selon la composition chimique du fluide et de la température. Une forte albitisation contemporaine de la chlorite et de l'analcime II est observée particulièrement dans les formations Jurassiques à Imouraren sous forme de petits cristaux d'albite disséminés dans les grès, ou sous forme de surcroissance d'albite sur les K-feldspaths.

La dissolution conjuguée des feldspaths (source de Si et Al) et de la pyrite (source de Fe) précoce va aussi permettre la formation de chlorite ferrifère et de chlorite/smectite sur lesquelles viendra se déposer la minéralisation uranifère primaire. La coexistence entre la

kolinite, la chlorite et la chlorite/smectite à l'échelle d'un échantillon, peut s'expliquer par une précipitation synchrone de ces différents minéraux de manière zonée depuis des zones de percolation où l'on a de la kaolinite vers les zones de confinement qui favorisent la précipitation des chlorites ferrifères. Dans des conditions intermédiaires entre les deux types de milieux, peuvent se former des chlorite/smectites. Une carbonatation (calcite), contemporaine à postérieure à l'épisode d'altération des aluminosilicates mais antérieure aux argiles, a eu lieu comme le témoigne la précipitation de calcite dans les cavités de dissolution des feldspaths ou le remplacement partiel des feldspaths par la calcite, la cimentation des quartz facettés ou non, et la précipitation des argiles dans les clivages de la calcite.

Pendant l'enfouissement, une deuxième génération de pyrite en ciment d'origine hydrothermale et datées à $156,9 \pm 1,4$ Ma et $164,6 \pm 2,5$ Ma est mise en place. Proche de l'enfouissement maximal, dans tous les cas, des chlorites ferrifères diagénetiques se développent et sont synchrones des derniers stades de silicification. L'étude systématique des associations minérales de tous les gisements montre que les associations les plus courantes sont quartz > chlorite + pyrite dans les grès du Carbonifère, et quartz > chlorite + albite + analcime II dans les grès du Jurassique. Dans les échantillons riches en chlorite des trois gisements étudiés, l'uraninite a été retrouvée déposée sur les chlorites et en ciment autour des surcroissances de quartz. Des analyses in-situ de la composition en REE par laser ICP-MS des oxydes d'uranium des trois gisements ont révélé deux types de signatures géochimiques : un spectre fractionné comparable aux gisements d'uranium intragranitiques et proches de spectres de monazite, et un spectre très plat qui est propre aux gisements du Tim Mersoï. Les études de REE ont également montré que les spectres de REE des U^{6+} sont mimétiques de ceux d' U^{4+} à Imouraren, indiquant leur lien génétique. L'étude par les empreintes de Hiller, par autoradiographie alpha et par tomographie RX de la distribution de ces oxydes d'uranium dans la roche, a montré que l'essentiel de la minéralisation est contrôlée par la stratification, puis dans une moindre ampleur par les fractures.

Pendant la remontée du bassin (télogénèse), l'infiltration ultérieure d'un fluide acide chargé en potassium a pu modifier le rapport Na/K, diminuer le pH du système, et ainsi permettre la formation des illites et illite/smectites.

Les âges isotopiques U-Pb antérieurs, complétés par les nouveaux âges U-Pb obtenus sur les oxydes d'uranium des trois gisements, et l'âge Re-Os de la chalcocite contemporaine de l'uraninite pour le cas d'Imouraren, ont clairement mis en évidence que les gisements du Tim Mersoï sont polyphasés avec deux phases principales de minéralisation uranifère :

- un épisode diagénetique/hydrothermal principal entre 100 et 135 Ma au cours duquel on précipite les minéraux primaires d'uranium et cuivre (uraninite et chalcocite) en milieu réduit dans des conditions proches de l'enfouissement maximal, qui est relié aux périodes de rift atlantique au Crétacé. Les conditions P-T du bassin juste avant le dépôt des oxydes d'uranium, ont pu être estimées à partir des études paléo-géo-baro-thermométriques sur l'assemblage quartz-chlorite (inclusions fluides et minéralogie des chlorites) sont estimées à 115-150 °C et 80-120 bars respectivement, et sont remarquablement similaires dans toutes les formations du Carbonifère au Jurassique. Ces températures, supérieures de 60 à 80 °C que celles estimées à l'enfouissement maximal pour un gradient géothermique classique, indiquent

un déséquilibre thermique entre un fluide entrant et les aquifères. Le modèle proposé est la circulation de fluides chauds et salés (jusqu'à 22 % eq. NaCl) par un système de convection au niveau de la faille d'Arlit et les réseaux de fractures associés durant le rifting de l'Atlantique au Crétacé et ayant conduit à l'occurrence de gisements uranifères dans les formations perméables et riches en matière organique et sulfures.

- une série de remaniement des minéraux primaires en milieu oxydant pour former des minéraux secondaires d'uranium, vanadium et cuivre (uranophane, métatyuyamunite et chrysocolle) en conditions supergènes liée à l'exhumation des séries depuis 50 Ma, lors des grandes phases d'oxydation connues en Afrique de l'Ouest.

L'ensemble de ces résultats ont permis de proposer un modèle en 3D de formation des gisements d'uranium (Fig. 129).

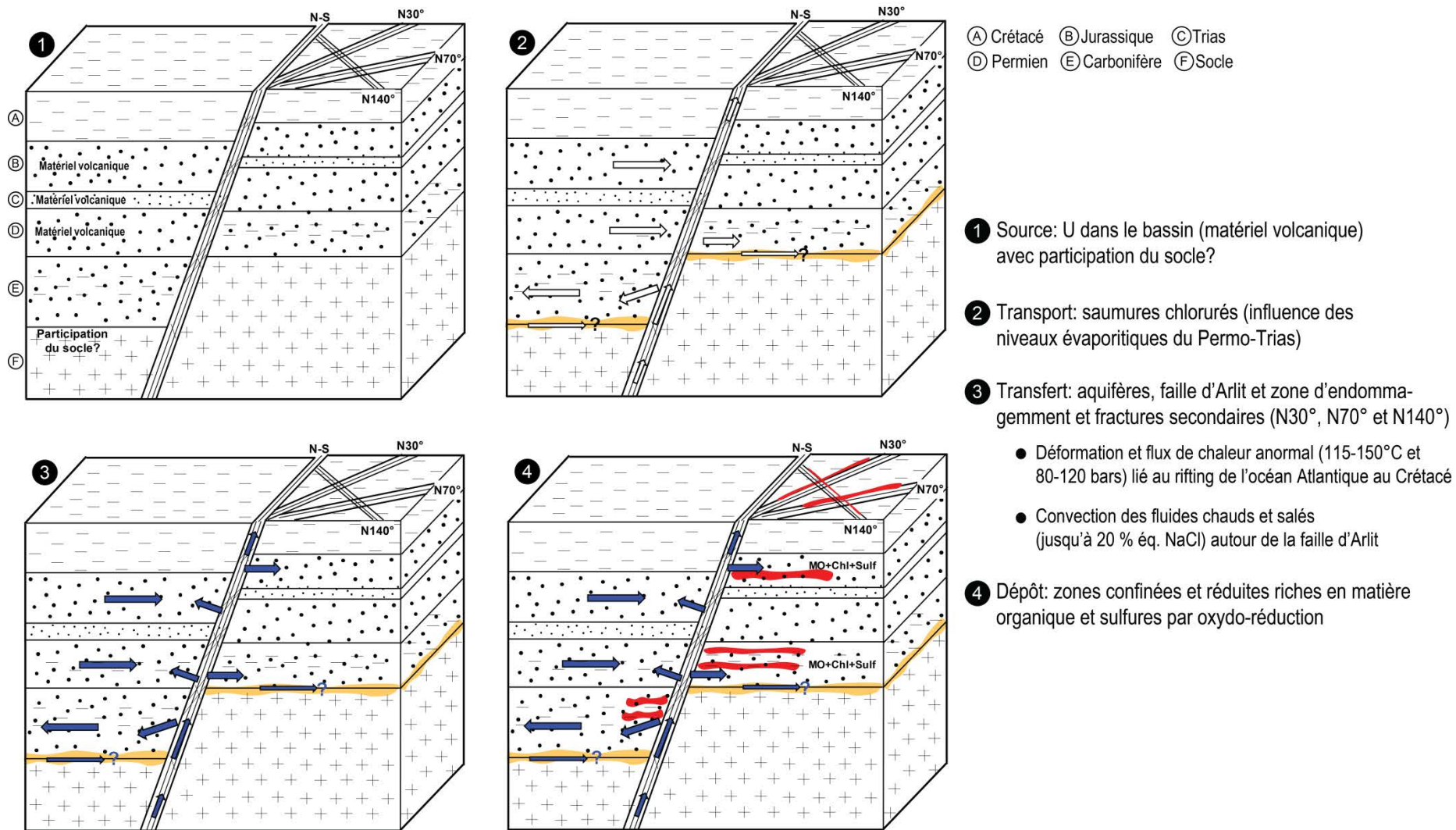


Figure 129: Bloc diagramme montrant la formation des gisements d'uranium du Tim Mersoï selon le triptyque Source-Transport-Dépôt.

GUIDES DE PROSPECTION

Arlit-Akouta

La minéralisation uranifère primaire est piégée principalement par les chlorites ferrifères ou les chlorite/smectites ou par la pyrite particulièrement à Arlit. L'étude des argiles autour de la faille d'Arlit et dans les zones distales, a révélé une certaine zonation avec précipitation de kaolinite et illite dans les zones perméables à forte circulation de fluides (Faille d'Arlit), et une formation préférentielle de chlorite et chlorite/smectite dans les zones distales plus confinées. Gerbeaud (2006) dans ses travaux a indiqué que la minéralisation se situerait directement après le halo carbonaté autour de la faille d'Arlit. Cette hypothèse, a été confirmée dans cette étude par des analyses microscopiques qui ont montré que la minéralisation se localise principalement dans les zones confinées subséquentes au halo d'altération (zone réduite). Ce qui est un argument pour explorer depuis les limites des zones d'altération vers les zones les plus préservées où les conditions réductrices sont optimales (M.O, sulfures et chlorite). Partant de ce fait, il serait intéressant de mettre en place un système de reconnaissance des zones à chlorites ferrifères par PIMA (Infrarouge portable) et par analyseur XRF pour l'analyse des concentrations en fer. Le PIMA permet d'identifier quantitativement les proportions d'argiles (kaolinite, illite, chlorite). Le pXRF (portatif XRF) a l'avantage d'être moins cher, portable, non destructif et donne des résultats immédiats contrairement au laboratoire géochimique qui certes est plus précis mais, plus onéreux avec des temps d'analyse longues. Le plus important est de pouvoir démontrer la qualité suffisante des données pXRF. Deux types d'utilisation de l'XRF peuvent être faite :

- le XRF portatif
- la méthodologie LAMROC (laboratoire mobile de caractérisation physique, minéralogique et chimique des roches). Cette méthode permet l'acquisition simultanée des paramètres d'intérêt sur les carottes au niveau des sites d'entreposage ou de forage en cours.

Ces méthodes peuvent être utilisées pour faire une corrélation entre la minéralisation et le type de faciès afin de guider l'exploration en un temps court.

Imouraren

L'analyse des roches par autoradiographie alpha et par tomographie des RX a montré que presque toutes les fractures à remplissage d'hématite sont imprégnées de produits jaunes, contrairement à celles à remplissage d'hématite uniquement. La présence d'hématite aux épontes des fractures à remplissage d'hématite indique donc le passage d'un fluide oxydant chargé en uranium, et par conséquent peut être considéré comme un proxy de prospection (au moins distal).

Plus généralement, les études géo-thermo-barométriques ont révélé des conditions P-T similaires dans les principaux gisements d'uranium liés à la faille d'Arlit (Akouta, Arlit et Imouraren) du Carbonifère au Jurassique. De plus, le nouveau modèle métallogénique proposé (circulation de fluides par un système de convection au niveau de la faille d'Arlit dans les formations perméables et favorables au piégeage de l'uranium), applicable aux autres

grands accidents, encourage à explorer le long de la faille d'Arlit aux abords des halos d'altération diagénétique/hydrothermale aussi bien à l'Est qu'à l'Ouest, depuis Imouraren au Sud jusqu'à Arlit-Akouta au Nord. Ceci montre que toutes les formations gréseuses sont potentiellment minéralisables. Particulièrement à Imouraren, il serait intéressant de forer depuis le Jurassique (Tchirezrine 2) jusqu'au Carbonifère (Tarat et Guezouman). Cette dernière hypothèse est appuyée par la découverte du gisement de DASA par la société GLOBAL, situé à 80 km d'Arlit-Akouta et à 20-30 km d'Imouraren où la minéralisation uranifère est séquente à tous les aquifères du Carbonifère au Jurassique (350 m d'épaisseur) et associée à une faille, ce qui va totalement dans le sens du modèle métallogénique proposé dans cette thèse.

Références bibliographiques

— A —

- Abdelsalam M.G., Liégeois J.-P. & Stren R.J., 2002. The Saharian metacraton. – *Journal of African Earth Sciences*, 34,119-136.
- Ahmed, Y.L., 1989. *Pétrologie et relations structurales des volcanites du Niger oriental (fossé du Téfidet, Aïr)*. – PhD Thesis, University of Orléans, 154 p.
- Ahmed Y., Konaté M. et Harouna, M., 2016. Tectono-magmatic reactivation of Téfidet Cretaceous trough during Cenozoic (Aïr, Niger). *Bull. Soc. géol. France*, 2016, t. 187, no 2, pp. 73-83.
- Aït-Hamou, F., Dautria, J.M., Cantagrel, J.M., Dostal, J., Briqueu, L., 2000. New geochronological and isotopic data on the Cenozoic volcanism of Ahaggar (southern Algeria): evidence for a mantle plume. *Compte rendu de l'Accadémie des Sciences de Paris*, 330, 829-836.
- Antonellini, M. & Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, 78, 355-377.
- Aydin A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 913–930.
- Aydin A. & Johnson, A.M., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. *Pure and Applied Geophysics*, 116, 931-942.
- Aydin, A & Johnson, A.M., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology*, 5, 19-31.
- Aydin, A., Borja, R., Eichhub, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, 28, 83-98.

— B —

- Bajwah, Z.U., Seccombe, P.K., Offler, R., 1987. Trace element distribution Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Miner. Deposita* 22, 292–300.
- Baron M., Parnell J., 2007. Relationships between stylolites and cementation in sandstone reservoirs: Examples from the North Sea, U.K. and East Greenland, *Sedimentary Geology* 194, pp. 17–35.
- Baudémont, D. 2002. *La faille d'Arlit (Niger): cartographie, interprétation structurale, altérations hydrothermales*. Triple Point Consulting, Cogema.
- Baudémont, D., 2003. *Les gisements d'uranium de la région d'Arlit (Niger): cartographie, pièges tectono-sédimentaires*. Triple Point Consulting, Cogema.

- Baudémont, D., 2004. Les gisements d'uranium associés aux grès du Guézouman (Viséen sup.): contrôles tectono-sédimentaires, cartographie structurale des secteurs Madaouela et Mouron. Triple Point Consulting, Cogema.
- Billon, S., 2014. Minéraux argileux dans le gisement uranifère d'Imouraren (Bassin de Tim Mersoï, Niger) : Implications sur la genèse du gisement et sur l'optimisation des processus de traitement du minerai. Thèse de l'université de Poitiers, 340 p.
- Black, R., Jaujou, M., et Pellaton, C., 1967. Notice explicative sur la carte géologique de l'Aïr, à l'échelle du 1/500 000ième. – Direction des Mines et de la Géologie, République du Niger. Editions BRGM, Orléans, 57 pp.
- Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes on the Tuareg shield (Central Sahara). *Geology*, 22: 641-644.
- Bodnar R.J., 1993. Revised equation and Table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochemica et cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R.J., 2003. Introduction to fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, EDX. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation: Mineralogical Association of Canada, Short Course*, 32, 1-8.
- Bonhoure, J., 2007. Géochimie des éléments de terres rares et du plomb dans les oxydes d'uranium naturels. Thèse de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, 394p.
- Bostick, N.H., and Clayton, J.L., 1986. Organic petrology applied to study of thermal history, and organic geochemistry of igneous contact zones and ore deposits in sedimentary rocks. In: W.E. Dean ~Editor), *Organics and Ore Deposits*. Denver Reg. Explor. Geol. Soc., Denver, Texas, 33-55.
- Bouزيد, A., Bayou, B., Liegeois, J-P., Bourouis, S., Bougchiche, S., Bendekken, A., Abtout, A., Bouklouf, W., et Oubadi, A., 2015. Lithospheric structure of Atakormetacratonic volcanic swell (Hoggar, Tuareg shield, southern Algeria): Electrical constraints from magnetotelluric data. In: G.R. FOULGER (Durham Univ), Ed., Don L. Anderson honor volume. – Geological Society of America and the American geophysical Union. www.MantlePlumes.org.
- Bralia, A., Sabatini, G., Troja, F., 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems: evidences from southern Tuscany pyritic deposits. *Miner. Deposita* 14, 353–374.
- Branchet, M., 1992. Rapport de géologie : Etude du Bassin houiller d'Anou Ara-ren/Solomi Charbon de l'Aïr, Charbonnages de France avec British Mining Consultants Ltd, 22 p.
- Broutin, J., Doubinger, J., El Hamet, M.O., Lang, J., 1990. Palynologie comparée du Permien nigérien (Afrique occidentale) et Périthésien. Implications stratigraphiques et phytogéographiques. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 243-261.

— C —

- Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37 (3-4), pp. 133-159.
- Caumon, MC., Tarantola, A., and Mosser-Ruck, R., 2015. Raman spectra of water in fluid inclusions: I. Effect of host mineral birefringence on salinity measurement. *Journal of raman spectroscopy*, 46, 969-976.
- Cavellec, S., 2006. Evolution diagénétique du bassin de Tim Mersoï (district Arlit-Akokan, Niger). Thèse de l'université de Paris-Sud, 450 p.
- Cazoulat M., 1985. Geologic environment of the uranium deposits in the carboniferous and Jurassic sandstones of the western margin of the Aïr Mountains in the republic of Niger. IAEA TECDOC 328, Geological environments of sandstone type uranium deposits. Vienne, 247-263.
- Clermonté, J., Yahaya, M., Lang, J., Oumarou, J., 1991. Un bassin paléozoïque et mésozoïque en décrochement : le Tim Mersoï dans la région d'Arlit, à l'Ouest de l'Aïr (Niger). *Compte rendu de l'Accadémie des Sciences de Paris*, 312, 1189-1195.
- Coquel, R., Lang, J., Yahaya, M., 1995. Palynologie du Carbonifère du Nord Niger et de la plateforme saharienne - implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 89, 319-334.

— D —

- Deloule, E., Alexandrov, P., Cheilletz, A., Laumonier, B., Barbey, P., 2002. In-situ U–Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Sciences* 91, 398–405.
- Derome, D., Cathelineau, M., Cuney, M., and Lhomme, T., 2003. Fluid inclusion evidence of the differential migration of H₂ and O₂ in the McArthur River unconformity-type uranium deposit (Saskatchewan, Canada). Possible role on the host rock alteration: *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 525-530.
- Devillers C., Menes J., 1977. Datation de la minéralisation d'Akouta, république du Niger: compléments DRA/SAECNI/77, DR62/123/CD/DT, 7-15.
- Djouadi, M.T., Gleizes, G., Ferré, E., Bouchez, J.L., Caby, R., Lesquer, A., 1997. Oblique magmatic structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late-orogenic emplacement in a transcurrent orogen. *Tectonophysics*, 279: 351-374.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P. & Aydin, A. 2002. Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters*, 29, 2176–2179.

Dubessy J., Lhomme T., Boiron M.C., 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.

Duplessy, J.-C., and Ramstein, G., 2013. *Paléoclimatologie : enquête sur les climats anciens*. EDP Sciences.

Duttine M. La Cathodoluminescence. <http://aasaa.free.fr/Methodes/Cathodoluminescence.htm>

— E —

El Hamet M.O., 1983. Analyse géologique et pétrographique de la formation de Tarat dans les carrières SomAïr (Paléozoïque supérieur). Essai d'interprétation paléoclimatique à la lumière de l'épisode glaciaire dévono-carbonifère. Thèse de Doctorat de troisième cycle de l'Université de Dijon, 278 p.

Exxon, P. R. C., 1985. Tectonic map of the world, 17 p.

— F —

Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren African Geoscience Collection, 108, Musée Royal de l'Afrique centrale - Belgique, Tervuren, 572 p.

Fairhead, J.D., Green, C.M., Masterton, S.M., Guiraud, R., 2013. The role that plate tectonics, inferred stress changes and stratigraphic unconformities have on the evolution of the West and Central African Rift System and the Atlantic continental margins. *Tectonophysics*, 594, 118-127.

Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones, *Journal of Structural Geology*, pp1-19.

Feybesse J.L. et Parize O., 2009. Relation minéralisation-sédimentation-tectonique dans la région d'Arlit et Akokan (Bassin de Tim Mersoï, Niger). Les réservoirs carbonifères du Tarat (SOMAIR) et du Guézouman (COMINAK). Discussion et interprétation. Rapport interne AREVA, 34p.

Fisher R. V. et Schminck H.-U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. E. D. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, 472 p.

Fisher Q.J. & Knipe, R.J., 2001. The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 1063-1081.

Fontes, J.Ch., Matray, J.M., 1993. Geochemistry and origin of formation brines from the Paris Basin, France, 1. Brines associated with Triassic salts. *Chemical Geology*, 109, 149-175.

Forbes P., 1983. Le gisement d'Uranium d'Akouta. *Sédimentologie, Pétrographie, Minéralogie, Géochimie*. Rapport CREGU, 84-02, 232 p.

- Forbes, P., Pacquet A., Chantret F., Oumarou J., Pagel M., 1984. Métallogénie. Marqueurs du volcanisme dans le gisement d'uranium d'Akouta (République du Niger). C.R. Acad. Sci. Paris, 298, 647-650.
- Forbes P., 1986. Mission d'échantillonnage de la mine d'Akouta et de complexes volcaniques du massif de l'Aïr (Niger). Rapport du Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium, 34 p.
- Forbes P., Landais P., Bertrand P., Brosse E., Espitalie J. and Yahaya M., 1988. Chemical transformations of type III organic matter associated with the Akouta uranium deposit (Niger). Geological implications. *Chemical Geology*, 71, 267-282.
- Forbes, P., 1989. Rôles des structures sédimentaires et tectoniques, du volcanisme alcalin régional et des fluides diagénétiques - hydrothermaux pour la formation des minéralisations à U-Zr-Zn-V-Mo d'Akouta (Niger). Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne. 375 p.
- Fossen H., Schultz R., Shipton K. & Mair K., 2007. Deformation bands in sandstone: a review, *Journal of the Geological Society, London*, 164, 755–769.
- Franconl A., Joo' J. et Zibo I., 1985. Plan minéral de la République du niger, TOME IV 1er volume, étude spécifique des principales substances minérales et leur contexte géologique, 701 p.
- Frazer M., Whitaker F., and Hollis C., 2014, Fluid expulsion from overpressured basins: Implications for Pb-Zn mineralisation and dolomitisation of the East Midlands platform, northern England. *Marine and Petroleum Geology*, 55, 68–86.
- FrondeL, C. (1958). Systematic mineralogy of uranium and thorium. U.S. Geol. Surv., Bull. N° 1064, 399.

— G —

- Gauthier, J.M., 1972. Analyse tectonique du gisement d'Akouta. CEA-GAM.
- Genik, G.J., 1993. Petroleum Geology of Cretaceous-Tertiary Rift Basins in Niger, Chad, and Central African Republic. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 77, 1405-1434.
- Gerbeaud O, (2006) Evolution structurale du bassin de Tim Mersoï : Déformations de la couverture sédimentaire, relations avec la localisation des gisements uranifères du secteur d'Arlit (Niger). Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud UFR scientifique d'Orsay, 270p.
- Götze J. & Zimmerle W., 1994. Provenance of quartz in siliciclastic sediments. 2nd International conference on the geology of siliciclastic shelf seas, Gent, Programme and Abstracts: 55-56.

- Götze J., 1996. Kathodolumineszenz von Quartz- Grundlagen und Anwendung in den Geowissenschaften. *Aufschluß*, 47, 145-164
- Greigert, J., and Pougnet R., 1967, Essai de description des formations géologiques de la République du Niger: Paris, Editions du BRGM, 273 p.
- Grimaud, J-L., 2014. Dynamique long-terme de l'érosion en contexte cratonique : l'Afrique de l'Ouest depuis l'Eocène : Thèse de doctorat, Université de Toulouse, 302 p.
- Guiraud, R., Bostworth, W., 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282: 39-82.
- Guiraud, R., Maurin, J.C., 1992. Early Cretaceous rifts of Western and Central Africa: an overview. *Tectonophysics*, 213: 153-168.
- Guiraud, R., Bellion, Y., Benkhelil, J., Moreau, C., 1987. Post Hercynian tectonics in northern and western Africa. *Geological Journal*, 22, 433-466.
- Guiraud, R., Ousmane, B., Robert, J.P., 1981. Mise en évidence de déformations traduisant un raccourcissement dans le Mésozoïque de la périphérie de l'Air (Niger). *Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 282, 753-756.

— H —

- Harouna, M., Disnar, J.R., Martinez, L., and Trichet, J., 1993. Discrepancies between different organic maturity indicators in a coal series affected by an abnormal thermal event (Viséan, Niger). *Chemical Geology*, 106, 397-413.
- Henry, B., Liegeois, J.P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2009. Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: an AMS and U–Pb zircon age study. *Tectonophysics* 474, 417- 434. doi:10.1016/j.tecto.2009.04.022
- Heine, C., Zoethout, J., and Muller R.D., 2013. Kinematics of the South Atlantic rift. *Solid Earth*, 4.2.
- Hesthammer J., Johansen T.E.S., Watts L., 2000. Spatial relationships within fault damage zones in sandstone, *Marine and Petroleum Geology*, 17, 873–893.
- Hirlemann G. et Robert J. P., 1977. Analyse structurale du secteur Arni. CEA-GAM.
- Hirlemann, G., Faure, H., 1978. Analyse structurale du secteur Afasto. CEA-GAM.
- Hirlemann, G., Robert, J.P., 1980. Analyse structurale du permis minier Imouraren. CEA-GAM.

Holcomb, D.J. & Olsson, W.A., 2003. Compaction localization and fluid flow. *Journal of Geophysical Research*, 108(B6), 2290.

— I —

Inoue A., Meunier A., Patrier-Mas P., Rigault C., Beaufort D. and Vieillard P., 2009. Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays and Clay Minerals*, 57 (3), 371-382.

— J —

Jouliat, F., 1965. Hydrogéologie des régions à l'Ouest et au Sud de l'Aïr (Niger). BRGM, Dakar, DAK 65 A 16, rapport inéd., 64p.

— K —

Karche J-P., Vachette M., 1978. Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. France*, 20 (7): 941-953.

Karche, J.P., 1979. Remarques morphologiques et structurales sur le massif volcanique du Todgha (Sud Air). *Annales Univ. Niamey (Niger)*, 97-108p.

Ketzer, J.M., Morad, S., Nystuen, J.P., De Ros, L.F., 2003. The role of the Cimmerian unconformity (Early Cretaceous) in the kaolinitization and related reservoir-quality evolution in Triassic sandstones of the Snorre Field, North Sea. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 34, 361–382.

Kharaka, Y. K., Maest, A. S., Carothers, W. W., Law, L. M., Lamothe, P. J., and Fries, T. L., 1987. Geochemistry of metal-rich brines from central Mississippi Salt Dome basin, U.S.A. *Applied Geochemistry*, 2, 543-561.

Konate, M., Denis, M., Yahaya, M., Guiraud, M., 2007. Structuration extensive au devonodinantien du bassin de Tim Mersoï (Bordure occidentale de l'Aïr, Nord Niger). Publié dans : *Annales de l'Université de Ouagadougou, série C*, v. 005, 32 p.

— L —

Lach, P., Mercadier, J., Dubessy, J., Boiron, M-C., Cuney, M., 2013. In Situ Quantitative Measurement of Rare Earth Elements in Uranium Oxides by Laser Ablation-Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 37, 277-296.

Lancelot, J.R., Respaut, J.P., and Saint-André, B. de., 1984a. Effects of a post-Hercynian distensional phase on the evolution of U deposits from the southern part of the French Massif Central [abs.]: *Terra cognita*, 4, n° 2, p. 195.

- Lancelot, J.R., Saint-André, B. de, and La Boisse, H., de., 1984b. Systématique U-Pb et Evolution du gisement de Lodève (France): *Mineralium Deposita*, 19, 44-53.
- Lecomte, A. (2010). Processus de dépôt de l'uranium et des sulfures dans les formations silicoclastiques du bassin du Tim Mersoï (Niger), rapport Master 2, 40p.
- Leisen, M., Boiron, M-C., Richard, A., and Dubessy, J., 2012. Determination of Cl and Br concentrations in individual fluid inclusions by combining microthermometry and LA-ICPMS analysis: Implications for the origin of salinity in crustal fluids. *Chemical Geology*, 330-331, 197-206.
- Lesquer, A., Bourmatte, A., Dautria, J.M., 1988. Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, South Algeria) from gravity, thermal and petrological data. *Tectonophysics*, 152, 71-87.
- Liégeois J. P., Black R., Navez J. et Latouche L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Touareg Shield, Niger). *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- Liégeois J.-P., 2003. – The Hoggar swell and volcanism, Tuareg shield, Central Sahara: Intraplate reactivation of Precambrian structures as a result of Alpine convergence. www.MantlePlumes.org.
- Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R. , Bonin, B., 2005. The Hoggar swell and volcanism : Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Anderson, D.L (eds), *Plates, plumes, and paradigms*. Geological Society of America Special Paper, pp. 379–400.
- Liégeois, J-P., Abdelsalam, M.G., Ennih, N., et Ouabadi, A., 2013. Metacraton: Nature, genesis and behavior. *Gondwana Research*, 23, 220-237.
- Longerich, H.P., Jackson, S.E., Günther, D., 1996. Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometric transient signal data acquisition and analyte concentration calculation. *J Anal At Spectrom* 11, 899–904.
- Loule, J-P., and Pospisil, L., 2013. Geophysical evidence of Cretaceous volcanics in Logone Birni Basin (Northern Cameroon), Central Africa, and consequences for the West and Central African Rift System. *Tectonophysics*, 583, 88–100.
- Ludwig, K.R., Simmons, K.R., and Webster, J.D., 1984, U-Pb isotope systematics and apparent ages of uranium ores, Ambrosia Lake and Smith Lake districts, Grants mineral belt, New Mexico: *ECON. GEOL.*, v. 79, p. 332-337.
- R. Marfil, A. Delgado, C. Rossi, A. La Iglesia, K. Ramseier, 2003. Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt). *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 34, 319–342.

— M —

- McMillan, R. H. (1978). Genetic aspects and classification of important Canadian uranium deposits. In *Uranium deposits : their mineralogy and origin*. Kimberly MM (ed) Mineral Soc. Canada Short Course Handbook 3, pp. 187-204.
- Mercadier, J., Cuney, M., Lach, P., Boiron, M.-C., Bonhoure, J., Richard, A., Kister, P., 2011. Origin of uranium deposits revealed by their rare earth element signature. (B. P. Ltd, Éd.) *Terra Nova*, 23, No. 4, 264-269.
- Meunier, R.A., 2014. *La naissance de la Terre : De sa formation à l'apparition de la vie*. DUNOD.
- Mollema, P.N., Antonellini, M.A., 1996. Compaction bands: a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. *Tectonophysics* 267, 209–228.
- Montel J.-M., 1986. Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in SiO₂-Al₂O₃-K₂O-Na₂O melt at 800°C, 2 kbar, under H₂O saturated conditions: *Geology*, 14, 659-662.
- Moreau, C., Demaiffe, D., Bellion, Y., Boullier, A.M., 1994. A tectonic model for the location of Palaeozoic ring complexes in Aïr (Niger, West Africa). *Tectonophysics*, 234, 129-146.
- Murchison, D.G., 1991. Petrographic aspects of coal structure: reactivity of macerals in laboratory and natural environments. *Fuel*, v. 70, p. 296-315.

— N —

- Nouar, O., Henry, B., Liegeois, J.P., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., Amenna, M., Hemmi, Ayache, A. M., 2011. Eburnean and Pan-African granitoids and the Raghane mega-shear zone evolution: Image analysis, U–Pb zircon age and AMS study in the Arokam Tenere (Tuareg shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 60 (2011) 133 -152.

— P —

- Pacquet, A., 1969. *Analcimes et argiles diagénétiques dans les formations sédimentaires de la région d'Agadès (République du Niger*. Thèse de l'université de Strasbourg, 258 p.
- Paquette, J.L., Caby, R., Djouadi, M.T., Bouchez, J.L., 1998. U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield: the post-collisional syn-shear Tiouéine pluton (Western Hoggar, Algeria). *Lithos*, 45, 245-253.
- Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A., Gorton M.P., Jackson S.E., Neal C.R. and Chenery S.P. (1997) A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials. *Geostandards Newsletter: The Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 21, 115–144.

- Perez J.P., 1985. Nouvelles données sur le complexe granitique anorogénique de Taghouaji (République du Niger). Influence des fluides au cours de la cristallisation. Thèse de l'Université de Nancy I. 296 p.
- Pauwels, H., Fouillac, C., and Fouillac, A.-M., 1993. Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben: Origin of compounds and water-rock interactions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 2737-2749.
- Pointer C.M., Ashworth J.R., and Simpson P.R., 1989. Genesis of coffinite and the U-Ti association in Lower Old Red Sandstone sediments, Ousdale, Caithness, Scotland. *Mineral. deposita*, 24, 117-123.
- Popoff M., Benkheilil J., Simon B., et Motte J. J., 1983. Approche géodynamique du fossé de la benoué (NE Nigéria) à partir des données de terrain et de télédétection. *Bull. Centres Rech. Expor. Prod. Elf Aquitaine*, 7, 323-337.
- Pons, T., 2015. Caractérisation des oxy-hydroxydes de fer et des éléments associés (S, Se, As, Mo, V, Zr) dans les environnements redox favorables aux gisements d'uranium. Thèse de l'université de Paris-Sud, 287 p.
- Poulet, A., et Morel, A., 1985. Les volcans cénozoïques du Niger oriental (Aïr et Ténéré), reconnaissance des phases d'activité à partir des observations géomorphologiques. – 110e Congrès des Sociétés Savantes, Montpellier, Actes, 6, 133-146.
- Poursoltani M.R. and Gibilng M.R. (2011) - Composition, porosity, and reservoir potential of the Middle Jurassic Kashafrud Formation, northeast Iran. *Marine and Petroleum Geology*; 28, 1094-1110.

— R —

- Ramdohr, P., Die "Pronto-Reaktion". *N. Jb. Miner. Mh.*, 1957, 217-222.
- Rawling, G.C. & Goodwin, L.B. 2003. Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. *Journal of Structural Geology*, 25, 317–331.
- Renard F, Ortoleva P, Gratier JP., 1997. Pressure solution in sandstones: influence of clays and dependence on temperature and stress. *Tectonophysics*, 280, 257-266.
- Richard, A., Banks, D.A., Mercadier, J., Boiron, M-C., Cuney, M., Cathelineau, M., 2011. An evaporated seawater origin for the ore-forming brines in unconformity-related uranium deposits (Athabasca Basin, Canada): Cl/Br and $\delta^{37}\text{Cl}$ analysis of fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 2792-2810.
- Richard, A., Cathelineau, M., Boiron, M-C., Mercadier, J., Banks, D.A., Cuney, M., 2016. Metal-rich fluid inclusions provide new insights into unconformity-related U deposits (Athabasca Basin and Basement, Canada). *Mineralium Deposita*, v. 51, p. 249-270.

Rigault, C., 2010. Cristallochimie du fer dans les chlorites de basse température : implications pour la géothermométrie et la détermination des paléoconditions redox dans les gisements d'uranium. Thèse de l'université de Poitiers, 253 p.

— S —

Saager, R., Stupp, H.D., 1983. U-Ti Phases from Precambrian Quartz-Pebble Conglomerates of the Elliot Lake Area, Canada, and the Pongola Basin, South Africa, v32, 83-102.

Sanguinetti, H., Oumarou, J. et Chantret F., 1982. Localisation de l'uranium dans les figures de sédimentation du grès hôtes du gisement d'Akouta, république du Niger. C. R. Acad. Sc. Paris, 294, II, 591-594.

Schmid S., Worden R.H. and Fisher Q.J., 2004. Diagenesis and reservoir quality of the Sherwood Sandstone (Triassic), Corrib Field, Slyne Basin, west of Ireland. *Marine and Petroleum Geology*, 21, 299-315.

Sempéré, T., 1981. Le contexte sédimentaire du gisement d'uranium d'Arlit (République du Niger). Thèse de doctorat, ENSMP, Paris, 382 pp.

— T —

Taylor, S. R., and McLennan, S. M., 1985. The continental crust: Its composition and evolution. Blackwell Scientific Pub., Palo Alto, CA.

Turpin, L., Clauer N., Forbes P., Pagel M., 1991. U-Pb, Sm-Nd and K-Ar systematics of the Akouta uranium deposit, Niger. *Chemical geology*, 87, 217-230.

Turpin, L., and Leroy, J., 1987. Isotopic investigation of the Piegut uranium deposit (Marche, NW Massif Central, France) : U series disequilibrium and geochronology. *Econ. Geol.*, 82, 752-756.

— V —

Vai, G.B., 2003. Development of the palaeogeography of Pangea from Late Carboniferous to Early Permian. *Palaeo*, 196, 125-155.

Vallance, J., 2007. Modèle métallogénique du gisement d'Imouraren (Niger) : Rapport Post-doctorat du centre de recherches sur la géologie des matières premières minérales et énergétiques, 150 p.

Valsardieu, C., 1971. Etude géologique et paléogéographique du bassin de Tim Mersoï, région d'Agadès (République du Niger). Thèse de doctorat, université de Nice, 518 pp.

Van Breemen O., Hutchinson J., et Bowden P., 1975. Age and origin of the Nigerian Mesozoic granite: a Rb-Sr isotopic study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, pp. 157-172.

Velde, B., 1985. *Clay Minerals: a physic-chemical explanation of their occurrence*. Elsevier, 426 p.

— W —

- Wagani, I., 2007. Potentialités uranifères des sources volcaniques envisageables pour la formation des minéralisations de la région d'Arlit (Niger). Thèse de l'université de Paris-Sud, 291 p.
- Watinne, 2008. Etude des circulations de fluides (diagenèse) autour de la faille d'Arlit, projet Tamgak. Rapport interne Areva, 55 p.
- Walshe J. L. (1986) A Six-Component Chlorite Solid Solution Model and the Conditions of Chlorite Formation in Hydrothermal and Geothermal Systems. *Economic Geology*, 81, p 681-703.
- Watson E. B. (1979). Zircon saturation in Felsic Liquids: Experimental results and applications to trace Elements Geochemistry: contribution to mineralogy and Petrology, 70, pp. 407-420.
- Williams-Jones, A. E., Migdisov, A. A., & Samson, I. M., 2012. Hydrothermal mobilization of the Rare Earth Elements - A tale of Ceria and Yttria. *Elements*, 8, pp. 335-360.
- Wilson, M. and Guiraud, R., 1992. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from Late Jurassic to Recent times. *Tectonophysics*, 213, 203-225.
- Worden, R.H., Burley, S.D., 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. International Association of Sedimentologists, Reprint series Vol. 4, Blackwell publishing, pp. 3-44.
- Wright, Li., 1989. Etude du bassin houiller d'Anou Araren -Solomi, Phase 1 : Etude des données; Charbon de l'Aïr, Charbonnages de France avec British Mining Consultants Ud., 21- 41-51 pp.
- Wright Li, Branchial, M., Alisso, I., 1993. Notice explicative et carte géologique du bassin houiller d'Anou-Araren/SOLOMI. Projet charbon de l'Aïr CdFI-I/BMC, Financement CEE, 7-143 pp.

— Y —

- Yahaya, M., 1984. Analyse des Figures et Structure Sédimentaires dans les Formations Permo-Carbonifères du Tarat et du Guezouman , Arlit (Niger), DEA, Université de Dijon, 77 p.
- Yahaya M., 1992. Dynamique sédimentaire du Guézouman et des formations viséennes sous-jacentes en liaison avec la tectonique, le volcanisme et le climat, paléomilieux des gîtes uranifères d'Arlit (Niger). Thèse Doctorat troisième cycle, Université de Dijon, 357 p.
- Yahaya, M., Lang, J., 2000. Tectonic and sedimentary evolution of the Akokan Unit during Viséan times in the Tim Mersoï Basin (Arlit région, Niger). *Journal of African Earth Sciences*, 31, 415-431.

Yardley, B. W. D., 2005. 100th Anniversary Special Paper: Metal Concentrations in Crustal Fluids and Their Relationship to Ore Formation. *Economic Geology*, 100, 613-632.

— Z —

Zhang, Y.G., and Frantz, J.D., 1987, Determination of homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions: *Chemical Geology*, 64, 335–350.

Zinkernagel, U., 1978. Cathodoluminescence of quartz and its application to sandstone petrology. *Contr. Sed.*, 8, 1-69.

Liste des figures

Figure 1: Une vue des premiers missionnaires dans l’Air. Source A. Diracca (2005).	4
Figure 2: Localisation des bassins ouverts entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur en Afrique de l’Ouest (d’après Guiraud et Bostworth, 1997, modifié par Gerbeaud, 2006).	9
Figure 3: Mise en place des différents domaines de l’Air au cours de l’orogénèse panafricaine (Liégeois et al., 1994).	11
Figure 4: Carte géologique et structurale de la bordure du bassin de Tim Mersoï, dans le secteur d’Arlit (géologie établie d’après la carte « Afasto » au 1/100000 du CEA ; structures : Hirlemann et Robert, 1980), et localisation des principaux gisements économiques ou sub-économiques de la région d’Arlit.	14
Figure 5: Schéma synthétique de la flexure de Madaouela (Gerbeaud, 2006). A : géométrie générale de la flexure, et fracturation associée. Dd et Dd : fractures diagonales ; L : fractures longitudinales. B, C, et D : scénario interprétatif du développement de la fracturation dans la zone de flexure. B : fracturation diagonale (stade pré-flexure, mise sous contrainte du matériau) ; C : apparition de la fracturation longitudinale lors du plissement (extension localisée à l’extrados) ; D : réactivation tardive en décrochement, liée à un stade de raccourcissement de direction NE-SW. E : schéma explicatif du renversement de la stratification, en relation avec une faille inverse de socle.	15
Figure 6: Schéma synthétique de l’accident de Tesseroukane (Gerbeaud, 2006). (1) : faille inverse dans le socle ; (2) : fracturation dense du socle à proximité de la faille de Tesseroukane ; (3) : plis d’entraînement liés au plissement des argiles d’Akara ; (4) : failles décrochantes senestres ; (5) réseaux N70°, réactivés en décrochement senestre lors du plissement.	17
Figure 7: Chronologie des déformations de la couverture sédimentaire, style de déformation à l’échelle de l’accident, et structures secondaires associées (Gerbeaud, 2006). Structures de grande échelle : (1) : faille décrochante ; (2) : faille à jeu normal ; (3) : faille normale de faible rejet ; (4) : faille normale influençant la direction de dépôt ; (5) : flexure (pli drapé). Déformations d’échelle mésoscopique (inframétrique à métrique) : (6) : slump ; (7) : faille hydroplastique ; (8) : bandes de déformation ; (9) : veines et brèches carbonatées ; (10) : failles cassantes.	19
Figure 8 : Colonne stratigraphique du Jurassique supérieur à l’actuel en Afrique de l’Ouest et Centrale (selon Wilson and Guiraud, 1992).	24
Figure 9: Coupe lithostratigraphique du bassin de Tim Mersoï et localisation des gisements d’uranium (source AREVA Mines Niger)	25
Figure 10: Modèle récapitulatif des différentes sources potentielles d’uranium et des différents modes de transport des matériels volcaniques et détritiques dans le bassin de Tim Mersoï (Wagani, 2007)	29
Figure 11: les différentes étapes de la diagenèse selon Worden and Burley, 2003.	32
Figure 12 : cartographie de dissolution des albites de part et d’autre de la faille d’Arlit (modifié, d’après Watinne, 2008).	35
Figure 13 : A) Histogrammes de distribution des longueurs de traces de fission en % en fonction de la longueur moyenne. B) Ages des traces de fission pour des variations	

thermiques maximales de 10°C, 20°C, 100°C et 500°C par millions d'années (fluoro-apatite du Guézouman à Akouta, Forbes, 1989).....	38
Figure 14: Plan général de la mine de Cominak et les secteurs échantillonnés.....	41
Figure 15: exemple de station d'étude d'un faciès réduit riche en sulfures (pyrite). A) Faciès de grès réduit bréchifié à stratifications obliques composé de fragment de tronc pyritisé. Levé géologique du parement E257 ^b /47 ^w dans le lequel a été prélevé l'échantillon 9650A-1. B) Plan minier du Q62inf (Ebba Sud) et localisation des échantillons (flèche rouge). C) Carte iso-teneur en uranium du Q62inf (Ebba Sud) et localisation des échantillons (flèche noire)..	42
Figure 16: Echantillon 9650A-1. Grès grisâtre bréchifié à stratifications obliques composé de fragment de tronc pyritisé. SPP= 1400 c/s. Q62inf parement E257 ^b /47 ^w	43
Figure 17: Echantillon 9650A-1 après découpage.	43
Figure 18: station d'étude d'un faciès réduit riche en uraninite massive. A) Levé géologique du parement E257 ^b /47 ^w dans le lequel a été prélevé les échantillons 9650A-2 (SPP> 40.000 c/s, N200E56 avancement 6m), et 9650A-3 (SPP> 31.000c/s, N200E56 avancement 7m), parement Sud dans le Q43 moy-Est. B) Faciès de grès réduit homogène. Photographies des échantillons 9650A-2 (SPP> 40.000 c/s, N200E56 avancement 6m), et 9650A-3 (SPP> 31.000c/s, N200E56 avancement 7m), parement Sud dans le Q43 moy-Est, dans leur cadre géologique. C) Plan minier du Q43moy-Est inférieur et localisation des échantillons (flèche rouge). D) Carte iso-teneur du Q43moy-Est inférieur et localisation des échantillons (flèche noire).	44
Figure 19: station d'étude du faciès redox riche en sulfures, en oxydes d'uranium, en titane et en vanadium. A) Localisation des échantillons 9624-9 à 9624-12, front rédox, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Grand front rédox à la base d'un chenal, avec deux couleurs pour la zone oxydée (rouge et jaune), la minéralisation apparaît en noir. Des nodules de pyrites apparaissent en jaune sombre. B) Localisation de l'échantillon 9624-14, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Grand nodules de pyrites auréolées de noir (minéralisation), ces nodules de pyrites recoupent les stratifications. C) Localisation de l'échantillon 9624-17, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Nodules de pyrites sur les laminassions obliques d'un chenal. La minéralisation est présente à la base de ces laminations, avec des traces d'oxydoréduction (couleurs rouge et jaune autour de cette minéralisation. D) Localisation de l'échantillon 9624-18, Guézouman moyen, Q43 moy Est, Ebba Nord. Petit front redox développé à la faveur de la stratification. E) Macrographies des différents échantillons. F) Plan minier du Q43 moy Est (Ebba Nord) et localisation des échantillons. G) Carte iso-teneur en uranium du Q43 moy Est (Ebba Nord) et localisation des échantillons.....	45
Figure 20 : A) Echantillon 9452-14b, cubes cm de pyrite dans conglomérat sombre minéralisé, SPP=16000 c/s. B) Plan minier du Q32 et localisation de l'échantillon 9452-14b. C) Echantillon 9452-16a, grès minéralisé à passées conglomératiques, riche en sulfures, SPP=30000 c/s. D) Plan minier du Q33 et localisation de l'échantillon 9452-16a. E) Echantillon 9452-23, nodule de pyrite (15cm diamètre), SPP=620 c/s. F) Plan minier du Q32 et localisation de l'échantillon 9452-23.	46
Figure 21: Plan minier général de la MCO de Somaïr.....	47
Figure 22: A) Plan minier général de la MCO de Somaïr. B) Localisation des échantillons (points bleus) dans la carrière de Tamgak au voisinage de la faille d'Arlit.....	48

Figure 23: A) Echantillon 9624-37, Tarat, grès très grossier réduits, SPP= 13.000 c/s. B) Echantillon 9624-36, Tarat, grès très grossier réduits à passées microconglomératiques, SPP= 15.000 c/s. C) Echantillon 9624-38, Tarat, grès très grossier à passées microconglomératiques réduites, SPP= 5.600 c/s..... 48

Figure 24: Carrière en exploitation de Tamgak. Echantillon 9650B-1 : Tarat, microconglomérat à ciment kaolineux. Orientation N100, 60°S ; SPP = 750 c/s. Echantillon 9650B-2 : Tarat, grès très fin silteux, orientation face 1 N30, 95S ; SPP = 720 c/s ; et face 2 (N35, 90W) dans son contexte, SPP = 720 c/s. Echantillon 9650B-3 : Tarat, grès moyen à grossier à ciment kaolineux. Orientation face 1 N60, 80S, pendage inverse, et face 2 N10, 80W, pendage normal. Echantillon 9650B-4 : Tarat, grès grossier très réduit. Orientation face 1 N70, 70N, pendage normal, et face 2 N160, 60E; SPP = 840 c/s. Echantillon 9650B-6 : Izégouande, grès très grossier à microconglomératique oxydé. Orientation face 1 N130, V, et face 2 N120, 80NE, pendage inverse. 49

Figure 25: Localisation des sondages carottés inclinés TAMI01 à TAMI05, Tamgak Ouest, Somaïr 50

Figure 26 : Echantillons du sondage TAMI01 et TAMI02. Echantillon 9650B-7 : Izégouande, Gg à Gtg oxydé, côte 14,71 – 14,81m. Echantillon 9650B-11 : Izégouande, Gg lessivé/oxydé, côte 74,00 – 74,15m. Echantillon 9650B-39 : Guézouman, Gm gris clair à taches de M.O, côte 189,55 – 189,65m. Echantillon 9650B-26 : Tarat, Gg réduit avec F.r.c, côte 114,20 – 114,32m. Echantillon 9650B-28 : Tarat, Gg gris clair à ciment kaolineux et carbonaté, F.r.c, côte 115,30 – 115,44m. Echantillon 9650B-30 : Tarat, Gg gris clair à ciment kaolineux, F.r.c, côte 117,76 – 117,90m. Echantillon 9650B-33 : Tarat, Gtg µCg réduit à ciment kaolineux, F.r.c, côte 124,01 – 124,11m. Echantillon 9650B-31 : Tarat, Gg gris clair, F.r.c, côte 118,25 – 118,40m. Echantillon TAMI02-63 : Guézouman, Silt très réduit à passées de Gtf, côte 195,5m. Echantillon TAMI02-65 : Guézouman, Silt très réduit à passées de Gtf, côte 199,6m. Echantillon TAMI02-71 : Unité d’Akokan, intercalation silto-argileuse noire et de lit carbonaté, côte 215,3m. Echantillon TAMI01-40 : Tchinezogue, Gf réduit à litage fin d’argile, côte 127m..... 51

Figure 27 : Echantillons du sondage TAMI03. Echantillon 9650B-47 : Izégouande, Gg oxydé et lessivé, côte 40,80 – 40,90m. Echantillon 9650B-51 : Izégouande, Gtg µCg oxydé, côte 58,58 – 58,72m. Echantillon 9650B-53 : Izégouande, Gtg peu oxydé, côte 69,77 – 69,90m. Echantillon 9650B-55 : Izégouande, Gtg oxydé et lessivé, côte 76,32 – 76,45m Echantillon 9650B-49 : Izégouande, Gg oxydé et lessivé, côte 50,38 – 50,48m Echantillon 9650B-52 : Izégouande, Gtg lessivé, côte 64,63 – 64,73m. Echantillon TAMI03-46: Madaouela, Gf à Gm réduit à litage fin d’argile, côte 141m. Echantillon TAMI03-51 : Madaouela, Gf à Gm réduit à litage fin d’argile, côte 152,5m. Echantillon 9650B-68 : Tarat, Gm gris clair, F.r.c, côte 160,63 – 160,74m. Echantillon 9650B-78 : Guézouman, Gm gris clair, F.r.c, côte 252,64 – 252,80m. Echantillon 9650B-69 : Tarat, Gtg µCg gris clair, F.r.c, côte 162,48 – 162,61m. Echantillon 9650B-72 : Tarat, Gg réduit, F.r.c, 168,45 – 168,60m. Echantillon 9650B-76 : Guézouman, Gm gris clair, F.r.c, côte 223,38 – 223,50m. 52

Figure 28 : Echantillons du sondage TAMI03 (suite). Echantillon TAMI03-40: Arlit, Gm léssivé/oxydé, côte 128,4m. Echantillon TAMI03-45 : Madaouela, Gf à Gm réduit à litage fin d’argile, côte 139m. Echantillon TAMI03-47: Madaouela, Gm à passées de M.O, côte 143,9m. Echantillon TAMI03-48 : Madaouela, Gtf réduit à litage fin d’argile, côte 146,1m.

Echantillon TAMI03-55: Tarat, Gm à Gg lessivé, F.r.c, côte 161,3m. Echantillon TAMI03-58 : Tarat, Gf à Gm réduit à litage fin d'argile, côte 170m. Echantillon 9650B-60 : Izégouande, Gg oxydé, F.r.c, côte 107,28 – 107,40m..... 53

Figure 29 : Echantillons du sondage TAMI04. Echantillon 9650B-79 : Izégouande, Gm oxydé, côte 116,20 – 116,30m. Echantillon 9650B-81 : Izégouande, Gtg oxydé, côte 135,96 – 136,07m. Echantillon 9650B-83 : Izégouande, Gg oxydé-lessivé, côte 153,64 – 154,05m. Echantillon 9650B-84 : Izégouande, Gg lessivé, côte 164,94 – 165,04m. Echantillon 9650B-91 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 200,43 – 200,53m. Echantillon 9650B-85 : Izégouande, Gg oxydé, auréole de lessivage, côte 176,57 – 176,69m. Echantillon 9650B-88 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 187,19 – 187,29m. Echantillon 9650B-89 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 193,64 – 193,73m. Echantillon 9650B-90 : Izégouande, Gtg μ Cg oxydé, côte 192,70 – 192,88m. Echantillon TAMI03-72: Tarat, Gm réduit, côte 253,1m. Echantillon TAMI03-78 : Tarat, Gf réduit à litage argileux, côte 263m. Echantillon TAMI03-76: Tarat, Gf à Gm réduit, côte 255,4m. Echantillon TAMI03-74 : Tarat, Gtg à ciment de kaolinite et carbonaté, côte 255,9m. Echantillon TAMI03-84: Tarat, Gtg à ciment kaolineux et carbonateux, côte 272,4m. Echantillon TAMI03-89 : Tarat, Gm à Gg à taches noires, côte 279,5m. 54

Figure 30 : Echantillons du sondage TAMI05. Echantillon 9650B-103 : Tarat, Gg lessivé, côte 31,44 – 31,54m. Echantillon 9650B-104 : Tarat, Gg oxydé, côte 32,37 – 32,47m. Echantillon 9650B-105 : Tarat, Gg oxydé, côte 33,34 – 33,44m. Echantillon 9650B-106 : Tarat, Gg lessivé à copeaux d'argiles verdâtres, côte 34,08 – 34,15m. Echantillon 9650B-107 : Tarat, Gg lessivé-oxydé, côte 35,28 – 35,42m. Echantillon 9650B-108 : Tarat, Gg oxydé à placage de cristaux de calcite dans une fracture ouverte, côte 37,03 – 37,15m..... 55

Figure 31: Localisation des sondages IMIN007 à IMIN0014 suivant les 2 profils N-S et E-W à Imfout Centre, Imouraren 56

Figure 32: Echantillon 9650C-1 : IMIN0007, grès analcimolitique, côte 154,36m. Echantillon 9650C-2 : IMIN0007, grès grossier, produits jaunes (PJ) en strati, côte 160,10m. Echantillon 9650C-3 : IMIN0007, grès grossier très oxydé et à PJ, côte 177m. Echantillon 9650C-4 : IMIN0007, grès grossier à passées d'analcime et à PJ, côte 177,55m. Echantillon 9650C-5 : IMIN0007, grès analcimolitique, PJ en strati, côte 175,6m. Echantillon 9650C-8 : IMIN0013, grès réduits à produits noirs (PN), côte 155,50m. Echantillon 9650C-9 : IMIN0009, alternance grès très grossier et de grès grossier, fracture à remplissage d'harmotome, côte 121, 80m. Echantillon 9650C-11-2 : IMIN0009, grès moyen à grès grossier et fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 157,40m. Echantillon 9650C-11-7 : IMIN0009, idem que 9650C-11-2, côte 157,7m. Echantillon 9650C-13 : IMIN0009, grès analcimolitique et fracture à remplissage d'harmotome et de PJ, côte 175,65m. Echantillon 9650C-13A : IMIN0009, idem que 9650C-13, côte 174,35m. PJ : produits jaunes. 57

Figure 33: Echantillon 9650C-14 : IMIN0009, grès grossier et fracture à remplissage d'harmotome, côte 139,50m. Echantillon 9650C-16 : IMIN0008, alternance de grès très grossier et de grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome, côte 152,15m. Echantillon 9650C-17A : IMIN0008, grès analcimolitique très oxydé avec PJ en strati, côte 152,75m. Echantillon 9650C-17B : IMIN0008, idem que 9650C-17A, côte 152,70m. Echantillon 9650C-18a : IMIN0008, grès grossier très oxydé à PJ, côte 159,64m. Echantillon 9650C-18b : IMIN0008, idem que 9650C-18a, côte 159, 58m. Echantillon 9650C-19 : IMIN0008, microconglomérat à analcime, présence de PJ et de chrysocolle, côte 173m.

Echantillon 9650C-20 : IMIN0008, grès analcimolitique à placage de PJ et d'hématite, côte 175,17m. PJ : produits jaunes.....	58
Figure 34 : Echantillon 9650C-21 : IMIN0011, grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome, côte 154m. Echantillon 9650C-24 : IMIN0014, grès moyen avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 147,30m. Echantillon 9650C-25 : IMIN0013, grès très grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 164m. Echantillon 9650C-26 : IMIN0013, grès très grossier avec une structure à hématite, côte 175,12m. Echantillon 9650C-27 : IMIN0009, grès grossier très oxydé, PJ en strati, fracture à remplissage d'harmotome, côte 150,25m. Echantillon 9650C-29 : IMIN0012, grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 154,5m. Echantillon 9650C-30 : IMIN0012, grès grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 151,13m. Echantillon 9650C-31 : IMIN0010, microconglomérat à analcime, fracture à remplissage d'harmotome, côte 126,39m. Echantillon 9650C-33b: IMIN0010, grès analcimolitique avec PJ en strati, côte 154,05m. Echantillon 9650C-35A : IMIN0010, grès très grossier avec fracture à remplissage d'harmotome et d'hématite, côte 147,13m. PJ : produits jaunes.....	59
Figure 35 : Schéma récapitulatif de la méthodologie utilisée dans ce travail	62
Figure 36: Principe de la droite isochrone dans le système Re-Os.	68
Figure 37 : exemple de résultats d'empreintes de Hiller sur quelques échantillons d'Akouta et Arlit. La couleur maron sur la couche de gélatine traduit la présence de l'uranium.	73
Figure 38: exemple de résultats d'autoradiographie alpha sur quelques échantillons d'Imouraren. Les points blancs sur la pellicule donnent la distribution de l'uranium. Flèches blanches : fractures à remplissage d'hématite+harmotome contenant des produits jaunes (PJ). Flèches vertes : fractures à remplissage d'harmotome uniquement et non minéralisées.	74
Figure 39 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en Arsenic en fonction des teneurs en Nickel, Cobalt et Plomb pour le gisement d'Akouta. Le numéro en légende correspond à la génération de pyrite.	78
Figure 40: A) Pyrites de 1ère génération (framboïdes entourés de pyrite en ciment) englobées par la deuxième génération de sphalérite (MEB Electrons rétrodiffusés).B) Association de pyrite de 3ème génération et de chalcopyrite (microscopie optique, LR). C) Galène II englobe une pyrite II et une chalcopyrite (sonde électronique, images en électrons rétrodiffusés). D) Galène I, galène II et une pyrite de 2ème génération (sonde électronique, images en électrons rétrodiffusés). E) Galène II et sphalérite II en remplissage de fractures de la pyrite II (MEB Electrons rétrodiffusés). F) Sphalérite II associée à une pyrite II sur un cristal automorphe de dolomite (MEB Electrons rétrodiffusés).	80
Figure 41: Séquence paragénétique du gisement d'Akouta.....	95
Figure 42: A) Pyrites précoces associée à une muscovite (Ms) affectée par la compaction (LR). B) Pyrites II sur un cristal tabulaire de barytine et pyrite III en ciment (MEB Electrons rétrodiffusés). C) Pyrite III génération en ciment (sonde électronique électrons rétrodiffusés). D) Pyrite IV postérieure à la galène (sonde électronique Electrons rétrodiffusés).	102
Figure 43 : Diagramme montrant l'évolution des teneurs en Arsenic en fonction des teneurs en Nickel et Cobalt pour le gisement d'Arlit. Le numéro en légende correspond à la génération de pyrite.....	103

Figure 44: Données microsonde des argiles des lames 9650B-7A, 105 et 108, plotées dans un Diagramme de Velde (1985).	116
Figure 45 : Séquence paragenétique du gisement d'Arlit.	129
Figure 46 : Données microsonde des argiles de la lame 9436-5 dans un diagramme de Velde (1985).	139
Figure 47: A) Diagramme ternaire (Ti+Fe) - (U+Pb+Ca) - Si ; B) Diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction Ti+Fe (87 analyses à la microsonde).	143
Figure 48: Graphique du vanadium en fonction de l'uranium en % atomique pour différentes lames du gisement d'Imouraren (Données obtenues par microsonde).	149
Figure 49 : A) ER. Altération de l'uraninite en uranophane et métatyuyamunite et localisation des profils d'analyse à la microsonde. B) diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Si. C) diagramme ternaire (U+Pb+Ca)-Si-V (données microsonde).	155
Figure 50: Séquence paragenétique du gisement d'Imouraren.	167
Figure 51: Classification des bandes de déformation selon Mollema & Antonellini (1996), Aydin (1978) et Du Bernard et al. (2002).	170
Figure 52: A) LPA. Quartz jointifs. B) LPA. Quartz avec contact concavo-convexe et pression-solution. (a) Pression-solution au contact des grains, (b) surcroissance de quartz et (c) Limite du grain détritique originel, marqué par des impuretés piégées à ce niveau. C) LPA. Joints microstylolithiques entre les grains. D) LPA. Microbande à haute fréquence de microstylolites. E) Figure de cisaillement des grains de quartz (Forbes, 1983, Figure 105, page 131, échantillon 117).	171
Figure 53: A) LPNA. Muscovite flexurée. B) LPA. Pression-dissolution. C) LPNA. Interpénétrations intergranulaires, stylolites, pics verticaux de stylolites. D) LPA. Réseau dense de joints stylolithiques parallèles à subparallèles. E) et F) LPA. Joint stylolithique à remplissage de bitume.	173
Figure 54: A) LPA. Bande dilatante ou fente d'ouverture comblée par la calcite. B) LPNA. Bande de cataclase avec des fracturations intra-granulaires. C) LPA. Bande de cataclase avec des fracturations trans-granulaires. D) LPA. Détail de C) montrant des grains complètement ou partiellement écrasés. E) LPA. Fracturation trans-granulaire affectant à la fois les grains de quartz et le ciment de calcite. F) LPA. Fracturation trans-granulaire. G) LPA. Fracturation affectant le quartz et la surcroissance associée, le tout cimenté par la calcite.	175
Figure 55 : A) LPA. Contact concavo-convexe entre grains de quartz (flèches rouges). B) LPA. Contact concavo-convexe entre un microcline et un quartz (flèche rouge).	176
Figure 56: A) LPA. Réseau parallèles de fracturations transgranulaires et de bandes cataclastiques. B) LPNA. Bande de déformation cataclastique individuelle.	178
Figure 57: A) Echantillon macroscopique. Bande de déformation minéralisée et cimentée par l'harmotome. B) et D) Respectivement LPNA et E.R. Feldspath potassique affecté par des multi-fractures remplies par des agglomérations de micro-quartz. C) Détail d'une zone de D) zone remplie par des quartz néoformés et des phyllosilicates. E) et F) LPNA. Détail d'une zone proche de la D), on y voit également un quartz fracturé. G) et H) Respectivement LPA et LPNA, fracture à remplissage d'harmotome.	179
Figure 58: schéma idéalisé illustrant la coexistence de bandes de cisaillement, de compaction et de dilatation similaires aux modes discontinus d'échec. Les plus grandes et les plus petites	

contraintes principales sont indiquées respectivement par σ_1 et σ_3 . (Du Bernard et al., 2000).	180
Figure 59: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (9650B-11) de la formation d'Izégouande dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (noté 550) à 550°C.	185
Figure 60: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (9650B-85) de la formation d'Izégouande dans les conditions normales (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	186
Figure 61: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (TAMI03-45) représentatif de la formation de Madaouela dans les conditions normales (N), après glycolage à l'éthyle glycol (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	187
Figure 62: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (TAMI03-55) de la formation de Madaouela dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	188
Figure 63: Diagrammes de diffraction des rayons X de l'échantillon (TAMI04-72) de la formation de Madaouela dans les conditions normales (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	188
Figure 64: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (TAMI01-40) représentatif de la formation de Tchinezogue dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	189
Figure 65: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (TAMI02-65) représentatif de la formation du Guézouman dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	190
Figure 66: Projection des analyses de microsonde électronique des argiles de la faille d'Arlit (Tamgak) dans le diagramme triangulaire de Velde.	192
Figure 67: Projection et comparaison des analyses de microsonde électronique et de microscope électronique à transmission des argiles de la faille d'Arlit (Tamgak) dans le diagramme triangulaire de Velde.	193
Figure 68: Projection des analyses de microsonde électronique des argiles d'Akouta dans le diagramme triangulaire de Velde.	195
Figure 69: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (VNI-11) représentatif de la formation du Tchirezrine II dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	196
Figure 70: Diagrammes de diffraction des rayons X d'un échantillon (VNI-32) représentatif de la formation d'Abinky dans les conditions "normal" (N), après glycolage (EG) et après chauffage (550) à 550°C.	197
Figure 71: Projection des analyses de microsonde électronique des argiles d'Imouraren (Imfout centre et IMCA) dans le diagramme triangulaire de Velde.	198
Figure 72 : Projection des analyses au microscope électronique à transmission des argiles d'Imouraren dans le diagramme triangulaire de Velde.	199
Figure 73: A) Diagramme d'activité du $\log aMg^{2+}/H^+$ en fonction de $\log aSiO_2(aq)$ montrant les champs de stabilité de ces trois argiles à 150 °C. B) Modèle conceptuel de la formation synchrone des Chl, C/S et Kln avec une zonation typique du secteur de Tamgak. C)	

Diagramme d'activité du $\log (a_{Na^+}/a_{H^+})$ en fonction de $\log (a_{K^+}/a_{H^+})$ montrant les champs de stabilité de l'illite et des albite-analcime-chlorite à 150 °C. D) Modèle conceptuel de formation tardive des illites.....	203
Figure 74: Diagramme binaire Ti+Fe en fonction Si montrant la coffinitisation des uranotitanates et leur déstabilisation en TiO ₂ pur (87 analyses à la microsonde). Bra : brannérite théorique.....	206
Figure 75 : diagrammes en unité d'atome réalisés sur 172 analyses à la microsonde sur des uraninites des deux types de faciès d'Akouta. A) Diagramme U+Ca+Pb en fonction de Si. B) Diagramme U+Ca+Pb+(Zr ou V) en fonction de Si. C) Diagramme V en fonction de Zr. D) Diagramme Pb en fonction de Si.....	208
Figure 76 : diagrammes binaires en unité d'atome réalisés sur 47 analyses à la microsonde sur des uraninites d'Arlit. A) Diagramme U+Pb+Ca en fonction de Si. B) Diagramme U+Ca+Pb+Zr en fonction de Si. C) Diagramme V en fonction de Zr. D) Diagramme Pb en fonction de Si.	209
Figure 77 : diagrammes binaires en unité d'atome réalisés sur 169 analyses à la microsonde sur des uraninites de différentes lames d'Imouraren. A) Diagramme U +Pb+ Ca en fonction de Si. B) Diagramme V en fonction de Zr. C) Diagramme Pb en fonction de Si.....	211
Figure 78 : Graphique Pb en fonction de Si pour toutes les uraninites d'Akouta, d'Arlit et d'Imouraren.....	212
Figure 79 : Photos d'uranophanes de la lame 9436-5 réalisés à la microsonde, avec à droite un Z beaucoup plus important qu'à gauche, montrant les zones plus riches en plomb, principalement au coeur des uranophanes.....	213
Figure 80 : A) et B) ER. Respectivement lames 9468-1A-C4b et 9468-1-C2. Altération de l'uraninite en uranophane et localisation des profils d'analyse à la microsonde. C) diagramme binaire U+Pb+Ca en fonction de Si (données microsonde). F) Diagramme ternaire U-Ca-Si (données microsonde).	214
Figure 81: diagramme ternaire U-V-Ca des métatyuyamunités I et II.....	216
Figure 82: Spectres de REE normalisés aux chondrites de différents oxydes d'uranium à Imouraren (Imfout centre), comparés avec des des spectres obtenus sur d'autres gisements. A) et B) Spectres d'uraninites. C) Spectres d'uranophanes. D) et E) Spectres de métatyuyamunités. Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (<i>Cf paragraphe 3. de ce chapitre</i>).	219
Figure 83: Spectres de REE normalisés aux chondrites de différents oxydes d'uranium à Imouraren (Imfout centre), comparés avec des des spectres obtenus sur d'autres gisements. A) Spectres d'uraninites. B) Spectres d'uranophanes. C) Spectres de métatyuyamunités. D) Spectre de REE d'une monazite. Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (<i>Cf paragraphe 3. de ce chapitre</i>).	220
Figure 84: Spectres de REE normalisés aux chondrites des uraninites d'Akouta (Ebba Nord, Q43 moy Est), comparés avec des spectres obtenus sur d'autres gisements. Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (<i>Cf paragraphe 3. de ce chapitre</i>). Les spectres C ont été obtenus sur des uraninites (faciès « réduit ») plus anciennes (Forbes, 1989).....	221

Figure 85: Spectres de REE normalisés aux chondrites des uraninites d'Arlit (MCO de Tamgak). Les âges font référence aux datations isotopiques effectuées sur ces différents minéraux (Cf paragraphe 3. de ce chapitre).....	222
Figure 86: diagrammes montrant le pourcentage de perte en REE lors du passage des phases d' U^{4+} aux phases d' U^{6+} (normalisation des spectres des phases d' U^{6+} par rapport à un spectre moyen de phases d' U^{4+}). Les lignes rouges correspondent à la ligne de référence de l'uraninite primaire.	225
Figure 87: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés de la minéralisation et localisation des spots d'analyse.....	228
Figure 88: diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9624-18B) d'uraninite du faciès réduit-oxydé d'Akouta.....	229
Figure 89: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés des plages d'uraninite et localisation des spots d'analyse (taches noires).....	230
Figure 90: Diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9650A-2B) d'uraninite du faciès réduit d'Akouta.....	232
Figure 91: Histogramme de probabilité relative.	232
Figure 92: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés de la plage d'uraninite datée et localisation des spots d'analyse.....	233
Figure 93: Diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9624-37A) d'uraninite d'Arlit.	234
Figure 94: Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés des plages d'uraninite et localisation des spots d'analyse.	235
Figure 95: Diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-8B) d'uraninites altérées d'Imouraren.	237
Figure 96: Histogramme de probabilité relative	237
Figure 97: Photographies macroscopique et microscopique. Photographie macroscopique. Images en électrons rétrodiffusés de l'uraninite et localisation du profil d'analyse.....	238
Figure 98: Diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-8C) d'uraninites altérées d'Imouraren.	240
Figure 99: Photographies macroscopique et microscopique de la métatyuyamunite.	240
Figure 100: Diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-3B) de produits jaunes (métatyuyamunite) d'Imouraren.....	241
Figure 101: Photographies macroscopique et microscopique des produits jaunes (métatyuyamunite).	242
Figure 102: Diagramme concordia ($^{207}Pb/^{235}U$)/ ($^{206}Pb/^{238}U$) des points mesurés sur l'échantillon (9650C-5C) de métatyuyamunite d'Imouraren.....	243
Figure 103: Histogramme de probabilité relative	244
Figure 104: Récapitulatif des âges isotopiques U-Pb et Re-Os calculés pour les gisements du bassin de Tim Mersoï.	246
Figure 105: composition en éléments majeurs des 3 types de pyrite de l'échantillon 9650A-1.	247
Figure 106 : composition en éléments traces des 3 types de pyrite de l'échantillon 9650A-1.	248

Figure 107: projection dans un diagramme binaire des teneurs en Co en fonction de celles en Ni des pyrites. A) Pyrite de l'échantillon 9650A-1. B) Pyrites d'Arlit et Akouta étudiées dans le chapitre III. Les domaines délimitant l'origine de la pyrite sont définis par Bralía et al. (1979) et Bajwah et al. (1987).....	251
Figure 108: diagramme Température d'homogénéisation en fonction de la Salinité pour les inclusions fluides des surcroissances de quartz d'Akouta, d'Arlit et d'Imouraren, et les inclusions fluides des surcroissances de quartz d'Akouta (box en bleu, Forbes, 1989).	256
Figure 109: Diagramme de la salinité en fonction de la température d'homogénéisation (Th) en fonction de la minéralisation ou non des échantillons d'Imouraren.....	257
Figure 110 : Diagramme ternaire montrant les compositions en gaz présents (en % mol) dans les inclusions fluides des surcroissances des quartz.....	258
Figure 111 : Teneurs en éléments majeurs (en mmol/kg) des fluides des gisements du bassin de Tim Mersoï (Akouta et Imouraren), en comparaison avec les données de fluides des gisements d'uranium d'Athabasca (Richard et al., 2016), ainsi que les valeurs mentionnées par Yardley et al. (2005) pour différents fluides de bassins sédimentaires.....	259
Figure 112: Teneurs en éléments traces (en mmoles/kg) des fluides des gisements du bassin de Tim Mersoï (Akouta et Imouraren), en comparaison avec les données de fluides des gisements d'uranium d'Athabasca (Richard et al., 2016), ainsi que les valeurs mentionnées par Yardley et al. (2005) pour différents fluides de bassins sédimentaires.....	260
Figure 113: Diagramme Cu vs. Zn montrant l'existence de contenus en éléments métalliques contrastés à Imouraren	261
Figure 114: Evolution de la concentration en Na, Mg et K en fonction de la concentration en Cl. La courbe verte est la courbe d'évaporation de l'eau de mer (Fontes and Matray, 1993). SW=Eau de mer, G=Gypse, H=Halite, E=Epsomite, S=Sylvite, C=Carnallite, B=Bischofite.	263
Figure 115: A) Evolution des rapports Na/K et Na/Mg des fluides des gisements du Tim Mersoï (Akouta et Imouraren) par rapport aux données de fluides des gisements d'uranium d'Athabasca (Richard et al., 2016) et d'eaux de formation de bassins sédimentaires (Yardley, 2005). B) Evolution des rapports Na/Li et Na/K, en comparaison avec les données de fluides gisements d'uranium d'Athabasca et les données de Soultz (Pauwels et al., 1993).	264
Figure 116 : Histogramme des fréquences des Températures d'homogénéisations dans les carbonates.....	266
Figure 117 : Histogramme des fréquences de salinités dans les carbonates	266
Figure 118: diagramme de la Température d'homogénéisation en fonction de la Salinité pour les inclusions fluides de différents minéraux diagénétiques d'Akouta, d'Arlit et d'Imouraren.	300
Figure 119: Modèle de circulation, à la fin du Jurassique, des fluides diagénétiques-hydrothermaux minéralisateurs entre le bassin du Tim Mersoï ou celui des Iullemeden et la formation du Guézouman à Akouta (Forbes, 1989).....	303
Figure 120 : Coupe schématique et synthétique de la faille d'Arlit au niveau du gisement d'Akola, montrant la relation géométrique entre la faille d'Arlit, les altérations carbonatées (zonation est-ouest) et les concentrations d'uranium. Subdivision stratigraphique : (Tk) : argiles du Talak ; (UA) : unité d'Akola ; (Gz) : grès du Guézouman (Gerbeaud, 2006).....	304

Figure 121: Carte du Nord-ouest de l'Afrique montrant l'épaisseur totale des sédiments (d'après Exxon (1985), cité par Grimaud (2014)) ainsi que les limites des bassins cénozoïques et le volcanisme cénozoïque.....	308
Figure 122: un résumé des principaux modèles de circulation de fluide diagenétique suggéré par les simulations de bassin de Frazer et al. (2014). A) l'expulsion initiale du fluide due à la surpression de bassin. Cela conduit à une dépressurisation rapide des pores du fluide dans la partie inférieure de la succession basale. B) dépressurisation dans la partie inférieure du bassin conduit à écoulement vers le bas du fluide hors des argilites sus-jacentes. L'auteur suggère que ce mouvement de fluide vers le bas est responsable de la minéralisation Pb-Zn dans la plate-forme de Derbyshire. La convection commence à reprendre le contrôle de l'écoulement dans certaines parties du bassin, favorisant potentiellement un mélange de fluide plus efficace. C) À la fin de leurs simulations, la convection est le moteur principal pour le mouvement continu du fluide. Les chemins de circulation dans le bassin et dans la plate-forme continuent d'exploiter le système de fractures ouvertes.	309
Figure 123: modèle de circulation de fluides chauds dans les aquifères du Carbonifère et du Jurassique selon deux hypothèses : 1) fluides entrant provenant de la faille d'Arlit vers les réservoirs silicoclastiques (sans excès de couverture sédimentaire) ; 2) même hypothèse mais en considérant un excès de 500 m de sédiments à partir des formations Jurassiques. Les températures ont été calculées pour un gradient thermique de 45 °C/km.....	311
Figure 124: Ouverture de l'Atlantique en Afrique de l'Ouest à l'Albien (d'après Fairhead et al., 2013).....	312
Figure 125: reconstruction de la plaque tectonique post-Aptien à 125 Ma, 115 Ma et 104 Ma avec la plaque africaine fixée aux coordonnées actuelles. A cet instant, la séparation entre l'Afrique et l'Amérique du Sud est complète (Heine et al., 2013).	313
Figure 126: diagramme SiO ₂ % (analyse microsonde électronique Camebax)/ (²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb) pour les pechblendes massives d'Akouta, selon Forbes, 1989.	315
Figure 127: Courbe d'enfouissement de la base du Guezouman, (modifié d'après Forbes, 1989). Mise en relation géodynamique-enfouissement-minéralisation.	319
Figure 128: les 5 grandes étapes de l'histoire diagénétique du bassin de Tim Mersoï	320
Figure 129: Bloc diagramme montrant la formation des gisements d'uranium du Tim Mersoï selon le triptyque Source-Transport-Dépôt.	325

Liste des tableaux

Tableau 1 : Sources des métaux	29
Tableau 2: récapitulatif des âges isotopiques U-Pb antérieurs.....	31
Tableau 3: récapitulatif des âges chimiques U-Pb antérieurs	31
Tableau 4: Répartition des argiles dans les différentes formations du bassin de Tim Mersoï. Kln : kaolinite, Vrm : vermiculite, Chl : chlorite, Chl-V : chlorite vanadifère, Sme : smectite, C/S : chlorite/smectite, I-S : illite-smectite, Ill : illite, To : tosudite et Cor : corrensité.	34
Tableau 5: microthermométrie des fluides ayant percolé les formations sédimentaires.....	36
Tableau 6: Caractéristiques et description des anciennes lames/échantillons réétudiés. PN : produit noir, PJ : produit jaune.	61
Tableau 7: tableau récapitulatif des différents réglages et calibrations pour chaque élément analysé à la microsonde JEOL J7600F.	66
Tableau 8: Concentrations en terres rares des chondrites en ppm, selon Taylor et McLennan, 1985.	70
Tableau 9 : Moyenne de la composition chimique (en % atomique) de la phase en rouge sur la planche 39E (lame VNI-76a). Données obtenues par microsonde avec une moyenne faite sur 25 points répartis dans l'ensemble de la plage étudiée.	156
Tableau 10: Composition chimique moyenne (en % atomique) des phases intermédiaires de la lame 9436-5. Données acquises par microsonde en % atomique, puis traitées sur Excel.	157
Tableau 11 : Composition chimique moyenne des phases vanadifères. Données acquises par microsonde en poids d'oxyde, puis traitées sur Excel.	162
Tableau 12: Composition chimique moyenne des phases Pb-Cu-V-Ca. Données acquises par microsonde en poids d'oxyde, puis traitées sur Excel.	163
Tableau 13: Analyse chimique à la microsonde électronique des argiles de la faille d'Arlit dans différentes formations sédimentaires et leur formule structurale moyenne.	191
Tableau 14: Analyse chimique à la microsonde électronique des argiles d'Akouta dans la formation du Guézouman et leur formule structurale moyenne.	194
Tableau 15: Analyse chimique au microscope électronique à transmission des argiles d'Imouraren dans la formation du Tchirezrine II et leur formule structurale moyenne.	199
Tableau 16: Composition chimique moyenne des uraninites des faciès réduits d'Akouta sur 154 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.....	206
Tableau 17: Composition chimique moyenne des uraninites des faciès réduit-oxydés d'Akouta sur 18 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.	206
Tableau 18: Composition chimique moyenne des uraninites d'Arlit sur 47 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.	208
Tableau 19 : Composition chimique moyenne des uraninites d'Imouraren sur 170 analyses. Données acquises par sonde électronique en % atomique.	210
Tableau 20 : Composition chimique moyenne des uranophanes d'Imouraren par lame, puis globalement sur 34 analyses (lames 9635-5, 9468-1A et 9468-1). Données acquises par sonde électronique en % atomique.	212
Tableau 21 : Composition chimique moyenne des métatyuyamunités de type I (20 analyses) et du type II (51 analyses) d'Imouraren. Données acquises par sonde électronique en % atomique.	215

Tableau 22 : Teneurs en zirconium des minéralisations uranifères et matériel volcanique associé (d'après Forbes, 1989 ; modifié)	226
Tableau 23 : données isotopiques U-Pb des uraninites plus ou moins coffinitisées de l'échantillon 9624-18B (AKOUTA-Ebba Nord) obtenues à la sonde ionique	228
Tableau 24 : données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9650A-2B (AKOUTA-Ebba Nord) obtenues à la sonde ionique	231
Tableau 25: données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9624-37A (ARLIT-carrière de Tamgak) obtenues à la sonde ionique	234
Tableau 26 : données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9650C-8B (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique	236
Tableau 27: données isotopiques U-Pb des uraninites de l'échantillon 9650C-8C (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique	239
Tableau 28: données isotopiques U-Pb des métatyuyamunites de l'échantillon 9650C-3B (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique	241
Tableau 29 : données isotopiques U-Pb des produits jaunes de l'échantillon 9650C-5-(C1 et C5) (IMOURAREN-Imfout centre) obtenues à la sonde ionique	243
Tableau 30 : récapitulatif des âges isotopiques U-Pb obtenus durant cette thèse	245
Tableau 31 : données Re-Os sur les pyrites de différents échantillons de la formation du Guézouman à Akouta	250
Tableau 32: Reconstitution des compositions chimiques (en mmol/kg) des inclusions fluides individuelles obtenues par LA-ICP-MS. Le Cl est estimé à partir des données microthermométriques ou de la spectroscopie Raman (n.m = non mesuré; n.d = non détecté)	259

Liste des planches

Planche 1 : Images en électrons rétrodiffusés (E.R). A) Précipitation de chlorite-Fe sur les surcroissances de quartz. Remarquer que les surcroissances de quartz sont abimées au contact des chlorites. B) Ciment de calcite englobant les quartz nourris. Remarquer que les surcroissances de quartz sont bien développées et conservées au contact du ciment calcitique. C) Epigénie des tissus végétaux par les bandes de pyrite, elles-mêmes intercalées avec des chlorite-Fe. D) Pyrite framboïdale reprise par une bande de pyrite, le tout dans une matrice de chlorite-Fe. E) Pseudomorphose partielle du grain détritique du quartz par la pyrite. F) Bandes de chlorite-Fe amincies et discontinues (flèches rouges) dans une matrice de chlorite-Fe. G) Pyrite framboïdale reprise par une bande de pyrite et précipitation tardive de galène et de jordisite entre les framboïdes et dans les cavités de dissolution de la pyrite (flèches rouges). H) Bandes de pyrite amincies et discontinues intercalées avec des chlorite-Fe, attestant de la dissolution de la pyrite au profit de la chlorite-Fe. Remarquer les liserés de pyrite ± remplacés (flèches jaunes). La flèche blanche indique le sens de la croissance qui est de la gauche vers la droite..... 77

Planche 2 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Association entre la pyrite et la galène. La galène recoupe la pyrite donc postérieure à celle-ci. B) Association entre l'uraninite et la galène ayant une origine probablement radiogénique. C) Association entre la galène et la jordisite, le tout dans une matrice de chlorite-Fe. D) Association pyrite-galène-jordisite dans une matrice de chlorite-Fe. E) Cristallisation de jordisite associée à des cristaux de quartz recristallisés, dans une matrice de chlorite-Fe. F) Epigénie d'un minéral préexistant par la jordisite..... 81

Planche 3 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Insertion d'uraninite dans un phyllosilicate. B) Agrégats d'uraninite massive constituée d'un cœur et d'une couronne, en ciment interstitiel. C) Sphérules d'uraninite dans une matrice de chlorite-Fe. D) Urano-titanates en aiguilles en bordure des sphérules d'uraninite, le tout dans une matrice de chlorite-Fe. E) Urano-titanate massifs. F) Uraninite recouverte par une couche d'urano-titanate contenant des sphérules d'uraninite à ses épontes. G) Dépôt d'iriginite dans une matrice de chlorite-Fe, dans les fractures de la pyrite. H) Dépôt d'iriginite dans une matrice de chlorite-Fe, à l'interface quartz-pyrite. 83

Planche 4 : A) E.S. Quartz nourris automorphes avec développement de C/S sur certaines faces. B) E.R. Grains de quartz fortement abimés par les argiles. C) LPNA. Surcroissances de quartz bien développées au contact du ciment de calcite. Remarquer la précipitation des argiles dans les clivages de la calcite ou à la limite quartz-carbonate. D) E.R. Cristaux automorphes de pyrite piégés dans une plage d'uraninite-coffinite, le tout dans une matrice de C/S. E), F) et G) E.R. Dissolution partielle du quartz et de la pyrite puis comblement de la porosité créée entre les grains détritiques et le ciment pyriteux par les C/S porteuses des sphérules d'uraninite. H) E.R. Cavités de dissolution de la pyrite (flèches rouges) et remplacement par les chlorites. 85

Planche 5 : Image en électrons rétrodiffusés. A) et B) Association sphalérite-galène-uraninite-oxyhydroxyde de vanadium dans une matrice de C/S. C) et D) précipitation de C/S dans les cavités de dissolution de la sphalérite. E) Galène piégée dans une matrice de C/S. F) E.S. Sphérules d'uraninites piégées dans des cristaux lamellaires barytine. 86

Planche 6 : A) LPNA. Argiles cimentant des grains détritiques de quartz très déformés et altérés. B) E.R. Dépôt d'uraninite dans une matrice de kaolinite. C) E.R. Altération partielle d'un feldspath potassique en C/S portant la minéralisation U. D) E.S. Altération avancée d'un feldspath potassique. E) E.S. Développement de C/S sur les surcroissances de quartz. F) E.S. Développement de C/S sur les surcroissances de quartz et kaolinites enchâssées dans les surcroissances..... 88

Planche 7 : A) E.R. Précipitation d'uraninite dans une matrice d'illites vanadifères. B) E.R. Précipitation d'uraninite en voie de coffinitisation dans une matrice de chlorite/smectites vanadifères. C) E.S. Exemple de dépôt d'uraninite sur les surcroissances de quartz. D) E.R. Uraninite soulignant des micro-stylolites. (contact suturé, flèches jaunes). E) et F) E.S. Minéralisation uranifère sous forme d'uraninite piégée dans les surcroissances de quartz. G) E.R. Muscovite en voie d'altération en illite vanadifère. H) E.R. Précipitation d'U aux joints de grains et en microfracture autour d'un zircon et d'un quartz automorphe. 91

Planche 8 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Précipitation de sphérules d'uraninite parfaitement alignés sur des C/S en ciment intergranulaire. B) Quartz fragmenté avec la surcroissance qui est détachée du grain détritique. Précipitation de chlorite/smectites portant de l'uraninite entre la surcroissance et le grain. C) Précipitation de sphérules d'uraninite en bordure des C/S. D) Feldspath potassique dont le centre est partiellement, et les bordures complètement, altérés en chlorite/smectite. Les bordures complètement transformées en chlorite/smectites sont porteuses de la minéralisation uranifère. E) et F) Altération du feldspath potassique en C/S suivant les clivages, puis dépôt d'U sur ces C/S..... 91

Planche 9 : A) et B) E.R. Comblement de l'espace inter-grains et de l'espace entre le grain détritique et la surcroissance de quartz par de l'U sous forme de liseré. C) E.R. Cristallisation d'uraninite en bordure des urano-titanates. L'uraninite succède aux urano-titanates. D) E.S. Cristaux de muscovite détritique piégés dans une matrice d'urano-titanates. 92

Planche 10 : A) et B) E.R. Uraninite coffinitisée et rutile dans une matrice de C/S. C) E.R. Cristaux automorphes de rutile piégés dans une matrice d'uraninite. D) Cristaux automorphes de Vanadium-Titane piégés dans une matrice d'uraninite. E) E.S. Précipitation de sphérules d'hématite sur les surcroissances de quartz. F) E.S. Sphérules d'hématite au contact des C/S. 93

Planche 11 : A) LPNA : Quartz jointifs. B) LPA. Surcroissances de quartz bien développées et bien conservées au contact de la calcite. Remarquer la forme hexagonale des quartz. C) LPNA. Surcroissances de quartz abimées au contact des kaolinites. D) LPA. Calcite cimentant des quartz à surcroissances partiellement ou totalement dissoutes. E), F) et G) Respectivement LPA et LPNA. Remplacement partiel du feldspath potassique par la calcite. H) LPA. Remplacement partiel de l'albite suivant les clivages par la calcite en ciment de brèche. 98

Planche 12 : A) Photographie macroscopique d'une fracture à remplissage de calcite dans les grès. B) Cathodoluminescence. Cristaux ovoïdes de calcite orange vif (Cal I), cimentés par des cristaux sparitiques orange sombre (Cal II). B) et C) Cathodoluminescence. Calcite en ciment de brèche. Calcite sparitique de teinte orange sombre (Cal I) autour des quartz cataclasés, et calcite sparitique (cristaux sub-automorphes) de teinte orange foncé (Cal II) qui cristallise à l'intérieur de la Calcite (Cal I). E) Photographie macroscopique de grès très

grossier cimentés par la calcite. F) et G) Cathodoluminescence révélant la croissance en zonée de la calcite.....	99
Planche 13 : A) MET. Association dolomite-calcite. B) E.S. Albite en voie d'altération. C) LR. Cristaux automorphes de pyrite baignant dans une matrice de matière organique. D) LR. Sphalérite associée à la pyrite dans une matrice de matière organique. E) E.S. Sphalérite automorphe enveloppée de kaolinite. F) E.S. Galène.....	100
Planche 14 : A) et B) LR. Epigénie des débris végétaux par la pyrite. C) LR. Pyrites framboïdales isolées associées à la matière organique ou reprises par des pyrites automorphes. D) LR. Précipitation de la pyrite dans les micro-fractures du quartz et en ciment des grains détritiques. E) LR. Amas de petits cristaux automorphes et sub-automorphes associée à la matière organique sous forme de micro-filonnet dans la porosité. F) LR. Pyrite associée à la sphalérite. G) LR. Pyrite en couronne autour de la sphalérite. H) MET. Cristal automorphe de barytine.....	104
Planche 15 : A) E.S. Kaolinite vermiforme. B) E.S. Kaolinite en plaquette. C) LPA. Muscovite en voie d'altération en kaolinite. D) MET. Kaolinite hexagonale. E) et F) Kaolinites enchâssées dans les surcroissances de quartz. G) E.S. Chlorites-Fe enchâssées dans les surcroissances de quartz. H) MET. Cristal de chlorite.....	107
Planche 16 : A) E.S. Développement de corrensite dans les microcavités du quartz. B) E.S. Remarquer que la croissance des surcroissances de quartz semblent gênée par le développement des corrensites. C) MET. Développement de C/S à partir de kaolinites. D) E.S. Oxyde de titane fixé par des C/S. E) E.R. Précipitation de C/S dans les clivages de la calcite. F) E.R. Précipitation de C/S dans les clivages de la calcite, et entre le ciment de calcite et les quartz.....	108
Planche 17 : A) et B) E.S. Illites en paillette correspondant à une recroissance d'illite à partir d'une illite pré-existante. C) MET. Illites en paillette correspondant à une recroissance d'illite à partir d'une illite pré-existante. D) MET. Illites en latte. E) Amas d'illites hexagonales pseudo-hexagonales. F) MET. Illites hexagonales vues au MET. G) MET. Formation d'illites à partir d'une kaolinite. G) E.S. Formation d'illites à partir de feldspath potassique.....	109
Planche 18 : A) E.S. Quartz automorphes et agglomération de micro-cristaux de quartz automorphes sur les surcroissances de quartz. B) LPNA. Développement d'argiles sur les surcroissances de quartz. Remarquer que le quartz est émoussé au contact de ces argiles. C) et D) LPA. Surcroissances totalement (flèches bleues) ou partiellement (flèches rouges) dissoutes. E) LPNA. Altération du feldspath potassique en argile. F) E.S. Cristal d'albite néoformée.....	111
Planche 19 : A) Calcite cimentant des quartz dépourvus de surcroissance (Dissolution totale des surcroissances, flèches bleues). B) E.S. Cristaux automorphes de calcite. C) LPA. Calcite en ciment de brèche ou de cataclase. Remarquer les fracturations du microcline (flèches rouges). LPA. Calcite recouverte par des kaolinites. E) PN. Dolomite automorphe. Placage d'oxydes de Mn sur les grains détritiques. F) E.S. Dolomite vue au MEB.....	113
Planche 20 : A) et B) respectivement LPA et Cathodo. Dolomite zonée intertitielle. C) E.R. Remplacement des bandes de dolomite par celles de la barytine. D) Dépôt massif de barytine sur les grains.....	114
Planche 21 : A) Photographie macroscopique de l'échantillon. Les taches blanches correspondent aux kaolinites. B) E.S. Kaolinite vermiforme. C) Photographie macroscopique	

de l'échantillon. Les taches blanches correspondent aux kaolinites. D) E.S. Kaolinites enchâssées dans le quartz. E) E.S. Kaolinites incrustées dans les surcroissances de quartz. F), G) & H) E.S. Figures d'empreintes sur les surcroissances de quartz qui fossilisent des kaolinites arrachées	117
Planche 22 : A) et B) E.S. Formation d'illites fibreuses à partir de kaolinites. C) et D) E.S. Développement d'illites au détriment des surcroissances de quartz. E) E.S. Formation de C/S à partir des surcroissances de quartz. F) E.S. Développement de C/S à partir des kaolinites.	118
Planche 23 : A), B) et C) E.S. Cristaux d'hématites automorphes en placage sur les surcroissances de quartz. D) Zoom sur les hématites, avec leur forme hexagonale. E) et F) Cristaux d'hématites automorphes en placage sur des matrices de kaolinites. G) E.S. Hématites fixées par des chlorite/smectites. H) E.S. Oxyde de titane amorphe.	120
Planche 24 : A) et B) E.S. Silicate de cuivre. C) et D) Respectivement photographie macroscopique de l'échantillon et image en E.S. Placage d'oxyde de manganèse sur les grains détritiques. E) Photographie macroscopique. Placage d'oxyde de manganèse sur les grains détritiques. F) Zoom d'une partie de D), forme lamellaire altérée de ces oxydes de manganèse.	121
Planche 25 : A) et B) E.S. Oxydes de manganèse en placage sur la dolomite. C) et D) E.S. Traces de phosphates de terres rares disséminés dans les argiles.	122
Planche 26 : Images en électrons rétrodiffusés. A) et B) Quartz très abimés. Surcroissances totalement (flèches bleues) ou partiellement (flèches rouges) absentes au contact des kaolinites. C) Surcroissance de pyrite soulignée par un liseré d'uranium séparant le cristal primaire de pyrite et sa surcroissance. D) Cristaux de kaolinites piégés dans la pyrite. E) Précipitation d'uraninite autour de la pyrite. F) Précipitation d'uraninite à l'interface grain détritique et surcroissance.	125
Planche 27 : Images en électrons rétrodiffusés. A) kaolinite vermiculaire et B) Chlorite/smectite, imprégnées d'uraninite. C) et D) Iriginites collomorphes associées à des chlorites-Fe. Remarquer la formation de wulfénite au cœur de l'iriginite. E) Précipitation d'uraninite dans les clivages du feldspath potassique. F) Textures collomorphes constituées d'un mélange de Chl-Fe et d'uraninite.	126
Planche 28 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Uraninite en épigénie d'un minéral non identifié et B) Sphérolites d'uraninites piégés dans une matrice de pyrite. C) Sphérolites d'uraninite piégés dans une matrice de pyrite et à l'interface pyrite-quartz. D) Sphérolites d'uraninite piégés dans une matrice de pyrite en voie de déstabilisation en chlorite-Fe. E) Uraninite dans une matrice de chlorite-Fe. F) Uraninite dans une matrice de C/S.	127
Planche 29 : A) LPNA. Analcimes I sphériques. B) E.S. Formation de micro-quartz automorphes (flèches rouges) autour d'une analcime avec un cœur remplie de chlorites. C) LPNA. Analcimes II automorphes (flèches jaunes). D) Même vue que C) en cathodo. E) E.S. Aspect de la surface des grains de quartz avec surcroissance. Les surcroissances de quartz confèrent aux grains des formes pyramidales. F) E.R. Uraninite massive cimentant des quartz bien nourris. G) Observation d'une zone minéralisée en LPNA. En noir, uraninite et chalcocite. H) Même vue qu'en G mais en mode cathodo. La cathodoluminescence met en évidence les surcroissance de quartz (Qtz II) et les auréoles d'irradiation (d.i.) qui sont ici importantes.	134

Planche 30 : A) et B) E.S. Association Quartz–Chlorite–Albite. Les chlorites-Fe sont enchassées dans les surcroissances de quartz et sont synchrones de l'albite, donc chlorite et albite sont contemporaines des derniers stades de silicification. C) et D) E.R. développement des surcroissances d'albite à partir des feldspaths potassiques. Remarquer l'albitisation suivant le clivage des feldspaths. E) E.R. Cristaux d'albite en couronne autour du quartz et disséminés dans le ciment de coffinite. F) Albite observée au MET..... 135

Planche 31 : A) Matière organique. B) LR. Chalcocite remplaçant de la pyrite ayant elle-même épigénisé des tissus cellulaires comme l'indique la conservation de la forme ovale et allongée des cellules. C) LR. Chalcopyrite remplacée par la bornite, elle-même remplacée par la digénite. La chalcocite remplacée par la digénite. A un stade plus tardif, la chalcocite est altérée en covellite. D) LR. Remplacement de la chalcopyrite par la bornite puis la chalcocite. E) E.R. Remplacement de la chalcopyrite par l'uraninite. F) E.R. Remplacement de la chalcopyrite par l'uraninite vraisemblablement du bord vers le cœur. Remarquer la précipitation de l'uraninite dans les espaces grain détritiques et surcroissance. 137

Planche 32 : A) E.R. Chlorites contaminées par du cuivre, en ciment entre les grains. B) E.S. Chlorites enchassées dans les surcroissances de quartz. C) E.R. Chlorites en remplissage du cœur des analcimes et des espaces inter-analcimolites. D) LPNA. Altération d'un feldspath potassique en chlorite. E) et F) E.R. Remplissage intergranulaire d'uranophanes (en blanc) dans une matrice de chrysocolle (en bleu sur F), au contact d'argiles contaminées par de la chrysocolle (en vert). Les points représentent les spectres d'analyses. G) et H) E.R. Plage d'argiles mélangées à du chrysocolle en bordure d'une plage d' UO_2 en cours d'oxydation et d'uranophanes néoformées (en blanc sur H), avec une zone argileuse ayant absorbé une partie de l'uranium libéré pendant l'oxydation. 140

Planche 33 : A) et B) MET. Illitisation de la chlorite-Fe. C) E.S. Formation d'illite à partir d'un feldspath (illitisation). D) E.S. Chlorite/smectites en voile sur les quartz. E) et F) MET. Respectivement illites fibreuses et Illite prise individuellement. 141

Planche 34 : A) et B) E.R. Urano-titanates en ciment interstitiel entre les grains, associées à des cristaux de rutile et d'albite. Remarquer l'aspect aiguilleux des urano-titanates en bordure (flèches rouges). C) et D) respectivement LPA et E.R. Alumino-silicates épigénisés par des urano-titanates. E) E.R. Précipitation d'urano-titanates et de rutile dans les cavités de dissolution du quartz. F) ER. Précipitation d'urano-titanates dans les clivages du feldspath potassique. G) E.R. Urano-titanates en ciment inter-analcimolite et en épigénie des analcimes. H) E.R. Précipitation dans une cavité de dissolution du zircon. 144

Planche 35 : A) et B) E.S. Association chlorite-Fe et baguettes d'urano-titanates. B) E.S. Développement des urano-titanates sur les surcroissances de quartz. D) Baguettes d'urano-titanates vue au MET. E) E.R. Matrice intergranulaire à vanadates de cuivre et uranophanes, ainsi qu'une chalcocite présentant des golfes de corrosion et entourée d'un liseré de métatuyamunite. F) Zoom sur la matrice à vanadates de cuivre et de fer, formant des losanges (flèche verte) ou des baguettes (flèche jaune). G) E.R. Piégeage de minéraux à Pb-Cu-V dans une matrice de goéthite en remplissage d'une analcime. H) E.R. Minéraux à Pb-Cu-V dans un ciment interstitiel d'hématite/goéthite. 145

Planche 36 : A) E.R. Uraninite en voie de coffinitisation, en ciment intergranulaire. B) Sphérules d'uraninite en ciment interstitiel. C) E.R. Uraninite en remplissage des coeurs des analcimes et des espaces inter-analcimolites. D) LR. Uraninite en pseudomorphose du

cortex des analcimes. E) E.R. Uraninite entre les quartz et les surcroissances associées. F) et G) E.R. Uraninite dans les clivages des feldspaths-K. H) Uraninite en couronne aux abords du feldspath-K, et sur les argiles issues de l'altération du feldspaths-K..... 147

Planche 37 : A) E.R. Métatyuyamunite et uranophane intragranulaire. B) E.R. Uranophane dans une matrice de chrysocolle. C) et D) E.S. Dépôt de métatyuyamunite et d'uranophane sur la surcroissance de quartz. Remarquer des textures d'arrachement des cristaux aciculaires d'uranophanes sur le quartz (flèches jaunes). E) E.R. Altération de l'uraninite en uranophane du bord vers le centre (flèches vertes). F) E.S. Co-habitation et équilibre entre l'uranophane et la métatyuyamunite, pouvant indiquer qu'ils sont co-génétiques..... 150

Planche 38 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Uranophanes en plage intergranulaire. B) Cohabitation uranophane et métyuyamunite sous forme d'agrégats circulaire, en plage intergranulaire. C) Formation de métyuyamunite dans les chlorite/smectites remplissant le cœur des analcimes. D) Pseudomorphose du cortex des analcimes par la métyuyamunite. E) Métyuyamunite à la fois en remplissage du cœur des analcimes et de l'espace inter-analcimolitique. F) Cohabitation entre métyuyamunite et rutile en remplissage du cœur des analcimes. G) Cohabitation entre métyuyamunite et goethite en remplissage du cœur des analcimes. Formation de goethites sphériques dans l'espace intergranulaire. H) Métyuyamunites en remplissage des fractures de goethite, donc postérieures..... 151

Planche 39 : A) E.R. Association Chalcocite-Chrysocolle-uranophane. B) E.R. Pseudomorphose de sphérolites d' UO_2 par de la métatyuyamunite. Phase UO_2 en cours d'oxydation, associée à de la chalcocite et métatyuyamunites se formant à l'intérieur de cette phase. C) et D) respectivement LPNA et E.R. Plage d' UO_2 en cours d'oxydation, bordée par des métatyuyamunites et une sphérolite de uraninite. E) Photo en fausse couleur réalisée sous Photoshop, avec les points d'analyses. F) Pseudomorphose d'une sphérolite de uraninite par de la métatyuyamunite, avec un liseré d'uraninite (flèche rouge). G) et H) respectivement image en E.R. originale et en fausses couleurs, montrant la croissance de métatyuyamunites dans une plage d' UO_2 oxydée..... 160

Planche 40 : Images en électrons rétrodiffusés. A) Vue d'ensemble de la plage uranifère à nuance de gris et porosité différentielle. B) Phase à uraninites seules formant des petites sphérules. C) Plage compact de métatyuyamunites automorphes. D) Phase intermédiaire (altération de l'uraninite en métatyuyamunite) à micro-sphérules d'uraninites associées à des métatyuyamunites. E) Phase intermédiaire d' UO_2 en cours d'oxydation. F) Photo E) en fausse couleur réalisée sous Photoshop, avec en vert les phases les mieux conservées, jusqu'au rouge sombre pour les phases les plus oxydées. Les points correspondent aux analyses au MEB. G) et E) Uranophanes se formant dans les golfes d'altération de l' UO_2 , avec des fragments d'uraninite persistants, et les flèches bleues montrant les cristaux aciculaires visibles d'uranophane..... 161

Planche 41 : A) et B) Zone juste au-dessus des photos de la planche 40E ou 40F. Formation progressive d'une plage intergranulaire à uranophanes et quelques métatyuyamunites (cristaux aciculaires blancs). Les points correspondent aux analyses au MEB. C) Formation de goethites sphériques dans l'espace inter-analcimolitique et dans le cœur des analcimes associée à des métyuyamunites. D) Goethite en remplacement du cortex des analcimes. E) Goethites automorphes en placage sur les grains. F) Cristal de goethite automorphe vu seul au

MET. G) et H) Phosphates de terres rares respectivement piégés dans une matrice de goethite et de chlorite-Fe..... 164

Planche 42 : A) E.R. Harmotome en remplacement des analcimes I et II et en ciment intergranulaire. B) Dépôt d'harmotome sur les argiles. C) et E) E.R. Hématite aux épontes de la fracture à remplissage d'harmotome. D) Cristaux tabulaires d'uranophanes piégés dans l'harmotome. F) Présence d'hématite dans les clivages de l'harmotome. G) E.R. Quartz (flèche rouge) et albite (flèches jaunes) secondaires cimentés par l'harmotome. H) LPA. Cristaux automorphes d'harmotome avec oxydes de fer(noir), cimentés par la calcite. 165

Annexe 1: Etude de cas : exemple de l'impact de la recherche géologique sur le développement de la mine

Etude pétrographique du gisement d'uranium de Moradi et implication sur le traitement du minerai : Observations macroscopiques et microscopiques de la passe minéralisée

Sommaire

1. Introduction.....	363
2. Cadre structural et sédimentologie.....	363
3. Matériels et Méthodes.....	366
3.1. Echantillonnage.....	366
3.2. Empreintes de Hiller.....	367
3.3. Autoradiographie alpha.....	368
3.4. Pose des lames.....	370
4. Pétrographie.....	370
4.1. Description des lames.....	370
4.1.1. Description de la lame 9650D-4B.....	370
4.1.2. Description de la lame 9650D-4C.....	373
4.1.3. Description de la lame 9650D-4D.....	376
4.1.4. Description de la lame 9650D-4E.....	379
4.2. Cristallographie des phases argileuses	381
4.3. Synthèse pétrographique.....	382
4.3.1. Minéraux détritiques.....	382
4.3.2. Minéraux authigènes.....	382
4.3.3. Indices de fracturation.....	386
5. Conclusions & implication sur le traitement du minerai.....	386

Liste des figures

Figure 1 : Localisation du secteur d'étude de Moradi (source AREVA Mines Niger).....	362
Figure 2: Colonne lithostratigraphique du bassin de Tim Mersoï et localisation du sondage (modifié, Gerbeaud, 2006).....	364
Figure 3: Macrophotographies des échantillons sélectionnés pour l'étude.....	365
Figure 4 : Empreintes de Hiller sur l'échantillon 9650D-4A	366
Figure 5 : Empreintes de Hiller sur l'échantillon 9650D-4B	366
Figure 6: Autoradiographie alpha sur l'échantillon 9650D-4A. La couleur jaune sur l'échantillon macroscopique correspond aux minéraux secondaires d'uranium, la couleur gris-bleuté à des ciments de carbonates, la couleur rose foncée à des ciments d'apatite et la couleur rouge ocre correspond à des argiles rouges.....	368
Figure 7: Autoradiographie alpha sur l'échantillon 9650D-4B. La couleur rouge ocre correspond à des argiles rouges.....	368
Figure 8: Pose des lames.....	369
Figure 9: Diagramme triangulaire de Velde réalisé à partir de données semi-quantitatives obtenues au MEB JEOL.....	381

Liste des planches

Planche 1: Cercle 1, minéraux d'uranophane dans un ciment d'apatite.....	370
Planche 2: Cercle 2, A) Inclusions d'albite dans un ciment de calcite. Remarquer la fine couche d'uranium secondaire dans les chlorite-smectite ; B) Relation calcite-dolomite ; C) Plage à calcite, apatite et chlorite-smectite avec quelques rares oxydes de fer ; D) Transformation d'une albite en calcite.....	370
Planche 3: Cercle 3, A) rare analcime en voie de transformation en calcite ; B) Ciments de chlorite-smectite et apatite dans les grès ; C) Uranophanes portés par des apatites ; D) UO ₂ -Ti portés par des chlorite-smectite.....	371
Planche 4: cercle 4, A), B), C) et D) Plages de chlorite-smectite reprises par des apatites.....	372
Planche 5: cercle 1, A), B), C) et D) Métatyuyamunite portée par un ciment d'apatite. Sur la photographie D) remarquer la surcroissance de quartz bordée par une couche d'uranium.....	373
Planche 6: cercle 2, A) Métatyuyamunite portée par un ciment d'apatite ; B) Albitisation d'un K-feldspath ; C) et D) Calcites sub-arrondis reprises par un ciment d'apatite.....	374
Planche 7: Cercle 1, UO ₂ -Ti piégés par des illite-smectite ; B) Uranium porté par des apatites et en bordure du quartz ; C) Poche de chlorite-smectite reprises par des ciments d'apatite ; D) Surcroissance d'apatite (flèche rouge).....	375
Planche 8: cercle 2, A), B) C) et D) Chlorite-smectite imprégnée de Métatyuyamunite ; E) Poche de chlorite-smectite reprises par des ciments d'apatite ; F) Association métatyuyamunite et calcite.....	376
Planche 9: cercle 3, A), B), C) et D) Métatyuyamunites portées par des ciments d'apatite.....	377
Planche 10: Cercle 1, A) et B) Association métatyuyamunite et calcite. Remarquer sur la B) des cristaux d'apatite piégés par la métatyuyamunite ; C) Chlorite-smectite imprégnée de métatyuyamunite ; D) Métatyuyamunites portées par des ciments d'apatite.....	378
Planche 11: Cercle 2, Quartz automorphe entourée de métatyuyamunite ; B) Quartz fracturé et comblement de la fracture par des illite-smectite piégeant la métatyuyamunite ; C), D), E) et F) Ciment d'apatite reprenant des chlorite-smectite.....	379
Planche 12: Cercle 3, Métatyuyamunites portées par des ciments d'apatite ; B) Zircon piégé dans un ciment d'apatite ; C) et D) Zircon piégé dans un ciment de dolomite.....	380
Planche 13: Spectre typique d'une calcite.....	382
Planche 14: Spectre typique d'une dolomite.....	382
Planche 15: Spectre typique d'une apatite.....	383
Planche 16: Spectre typique d'une métatyuyamunite.....	384

Planche 17: Spectre typique d'une uranophane.....384
Planche 18: A) et B) respectivement grains de quartz et microcline fracturés.....385

Liste des tables

Tableau 1 : Cotes, valeurs SPPy et longueur des échantillons du carotté CMOR_0003_1...10

1. Introduction

Dans le but d'augmenter ses ressources, la COMINAK a entamé le développement du gisement subsurface de Moradi. Cette campagne fait suite aux indices uranifères reconnus à une profondeur inférieure à 40 m, lors des campagnes de 1960 à 1962 qui avaient mis en évidence. Cette campagne de développement a été relancée en 2012-2013 avec le resserrement de la maille des sondages.

Le secteur Moradi est situé dans la partie Sud du PER AFASTO à environ 35 Km des concessions minières d'Arlit et d'Akokan (Fig. 1). La série stratigraphique observée lors des différentes campagnes sur le PER AFASTO (en bordure orientale de la flexure d'Arlit), s'étend du Carbonifère au Jurassique.

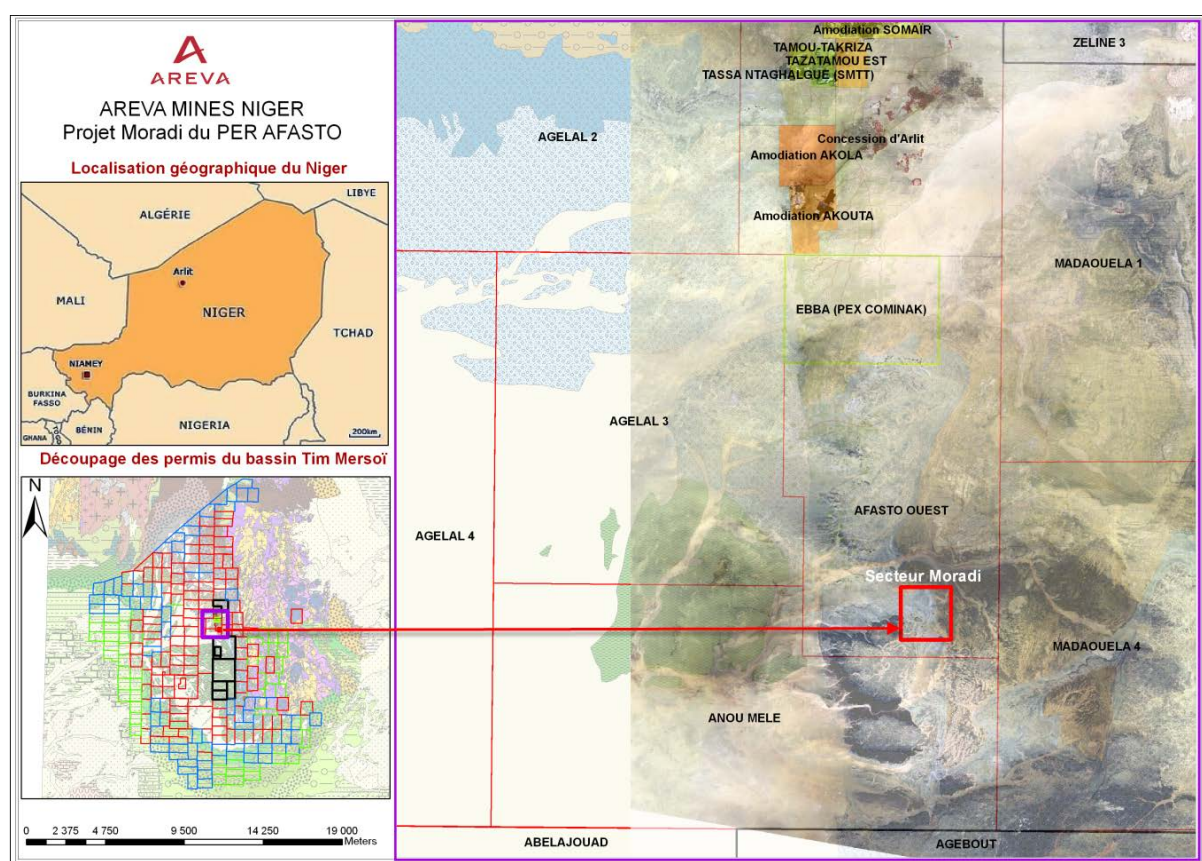


Figure 1 : Localisation du secteur d'étude de Moradi (source AREVA Mines Niger)

L'objectif de cette étude est de produire les premières caractérisations pétrographiques et minéralogiques sur le gisement (qui a fait l'objet de très peu d'études dans le passé). Un sondage carotté a été effectué dans le seul but d'une étude géologique et a été acheminé sur le site d'Areva à Bessines. Les résultats de cette étude devraient fournir des éléments pour caractériser ce gisement de basse teneur et de faible profondeur et pouvoir plus tard le comparer à un gisement similaire s'il en existe, afin de l'insérer dans un modèle métallogénique global de formation des gisements à l'échelle du bassin de Tim Mersoï.

2. Cadre structural et sédimentologie

La structuration du bassin de Tim Mersoï est liée à l'orogénèse panafricaine. Cette structuration se caractérise par de grands accidents de direction N-S (faille d'Arlit), et par un

découpage secondaire suivant un réseau NNE-SSW et ENE-WSW, issu de la réactivation de structures de socle créées au Panafricain supérieur, lors du fonctionnement en décrochement dextre des accidents N-S.

Les échantillons étudiés ont été prélevés sur un sondage recoupant la série supérieure d'Izégouande et la série d'Aguelal. Les formations traversées par ce forage sont succinctement décrites ci-dessous selon (Oumarou J. et Askia A-Z, 1968):

- Série supérieure d'Izégouande :

Moradi : d'âge permien, elle est constituée d'argiles et de silts brun-rouges, entrecoupés de lentilles gréseuses et de niveaux de conglomérats intra-formationnels à galets d'argile. Sa puissance est de l'ordre de 80 à 100 mètres. A sa partie sommitale, s'individualisent de petits chenaux de grès fins rouges constituant l'unité d'Aoukaré. Cette formation s'est déposée dans un environnement fluvio-lacustre dans un contexte de déserts et de volcanisme.

- Série d'Aguelal

Téloua : Dernier affleurement dans notre zone de gisements, cette série constitue la base du grand Groupe des grès d'Agadès, dont seule cette dernière sera décrite ici. D'âge triasique déterminé grâce aux empreintes de vertébrés, la série d'Aguelal débute par le conglomérat d'Anou-Mellé qui est un mince niveau à galets éoliens, et se poursuit par un grès fin, rose, homogène. L'ensemble a une soixantaine de mètres. Les grès de Teloua se sont déposés dans un environnement éolien.

Le gisement de Moradi se localise à l'interface de l'unité d'Aoukaré et des conglomérats d'Anou-Mellé dans le Teloua 1 (Fig. 2).

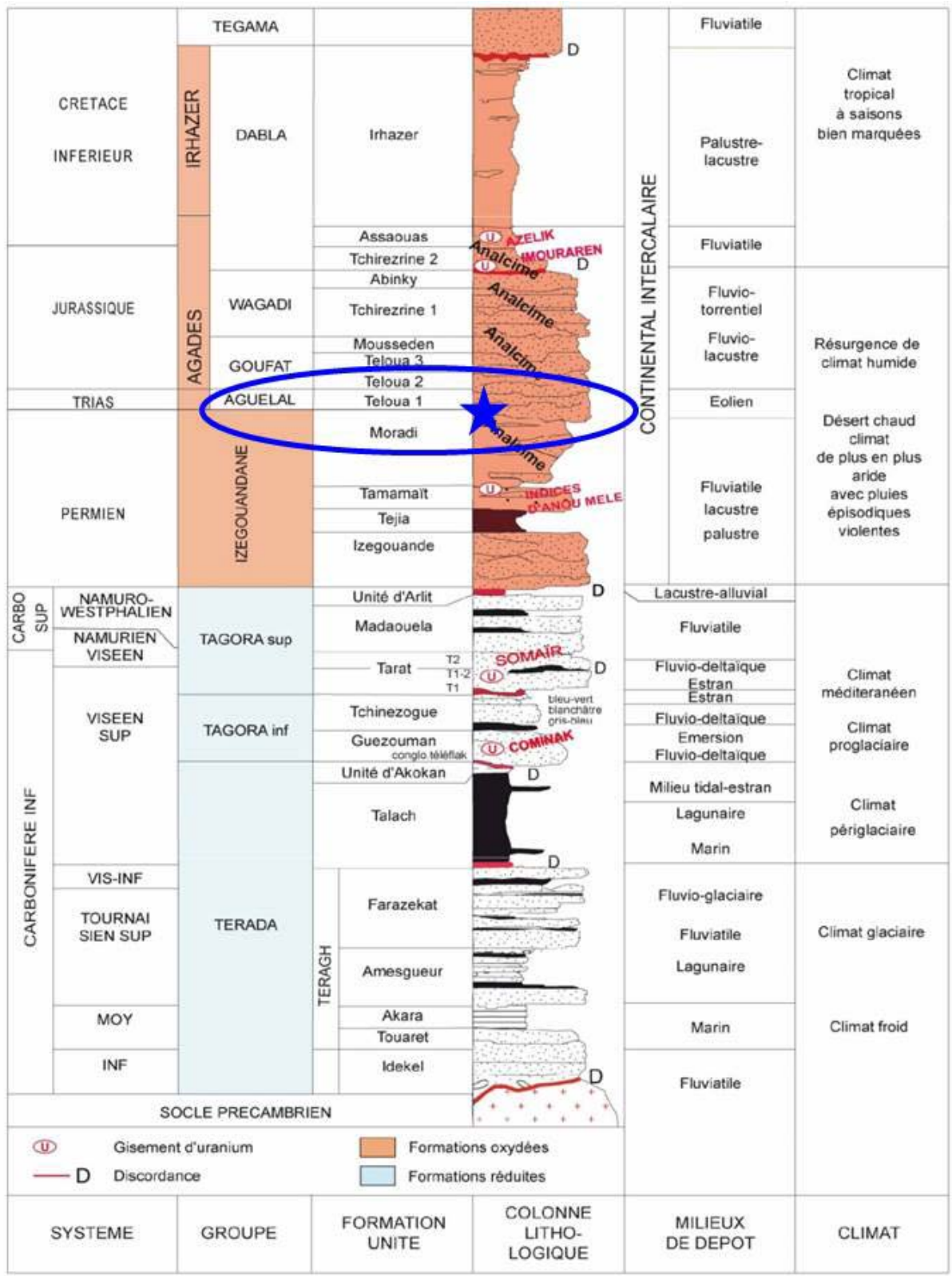


Figure 2 : Colonne lithostratigraphique du bassin de Tim Mersoï et localisation du sondage (modifié, Gerbeaud, 2006)

3. Matériels et Méthodes

3.1. Echantillonnage

Lors de la campagne 2012, quatre sondages carottés ont été réalisés dont 3 étaient destinés à l'étude des estimations des réserves et un pour les études géologiques. Le sondage CMOR_0003_1 qui est le plus minéralisé est celui retenu pour les études géologiques. Les caractéristiques des échantillons prélevés sur le sondage CMOR_0003_1 sont reportées dans le tableau 1 ci-dessous :

CMOR_003_1			
Echantillons	Cotes (m)	Long (m)	SPPγ (c/s)
9650D-1	15,45 – 15,58	0,13	115
9650D-2	19,33 – 19,50	0,17	105
9650D-3	18,91 – 19,01	0,10	110
9650D-4	22,35 – 22,61	0,26	465

Tableau 1 : Cotes, valeurs SPPγ et longueur des échantillons du carotté CMOR_0003_1

L'échantillon étudié 9650D-4 (Fig. 3), issu du conglomérat d'Anou-Mellé, apparaît être le plus minéralisé (465 c/s) et donc qui donne plus de chance d'observer les composés uranifères et leur relation avec l'encaissant. Les échantillons 9650D-1, 9650D-2 et 9650D-3 sont considérés comme stériles car leur valeur en SPPγ n'excède pas les 100 c/s.

Les échantillons du 9650D-4 sont des grès fins à moyens à passées de galets de quartzite centimétriques, cimentés par des carbonates, de l'apatite et des argiles.

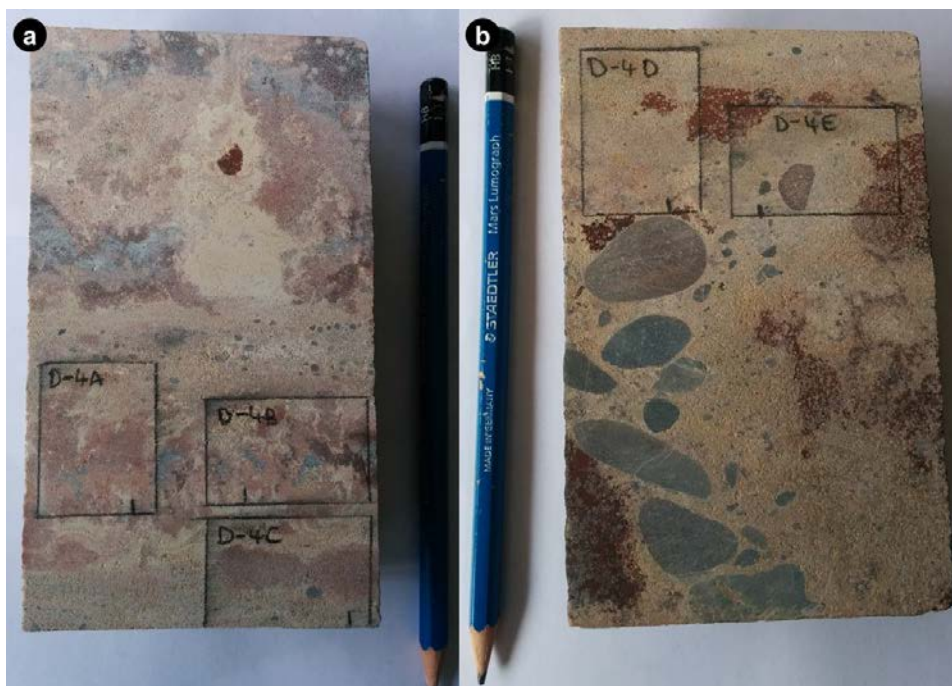


Figure 3 : Macrophotographies des échantillons sélectionnés pour l'étude

3.2. Empreintes de Hiller

C'est une chromatographie de contact qui permet de mettre très rapidement en évidence la répartition de l'uranium sur un papier photo. C'est une méthode purement chimique facile et rapide d'exécution. Il y a diffusion de l'uranium solubilisé dans la couche de gélatine qui est ensuite révélée par une solution de ferrocyanure de potassium. Pour une raison pratique, l'échantillon de demi-carotte 9650D-4 a été scié en deux puis les deux échantillons complémentaires polis (9650D-4A et 9650D-4B) ont été mis en contact pendant quelques minutes avec le papier photo préalablement imprégné dans une solution d'acide nitrique. Selon le principe de Hiller, les zones brunes correspondent à la minéralisation uranifère tandis que la coloration bleue est due à la présence de fer.

L'analyse des empreintes sur les papiers photo ne montre aucune coloration brune (Fig. 4 et 5), ce qui veut dire que l'uranium n'est pas assez concentré pour réagir à cette méthode. Les quelques taches bleues qu'on observe sur le papier de la figure 5 correspondent précisément à des galets riches en fer.

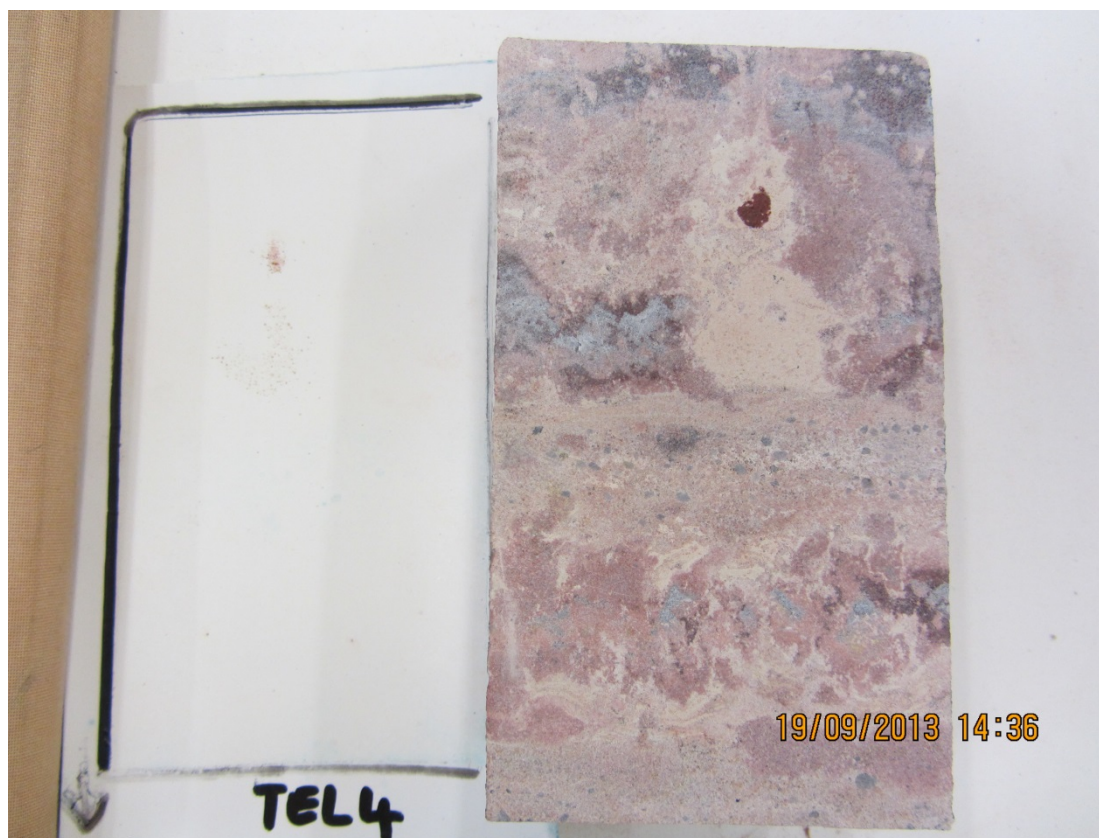


Figure 4 : Empreintes de Hiller sur l'échantillon 9650D-4A

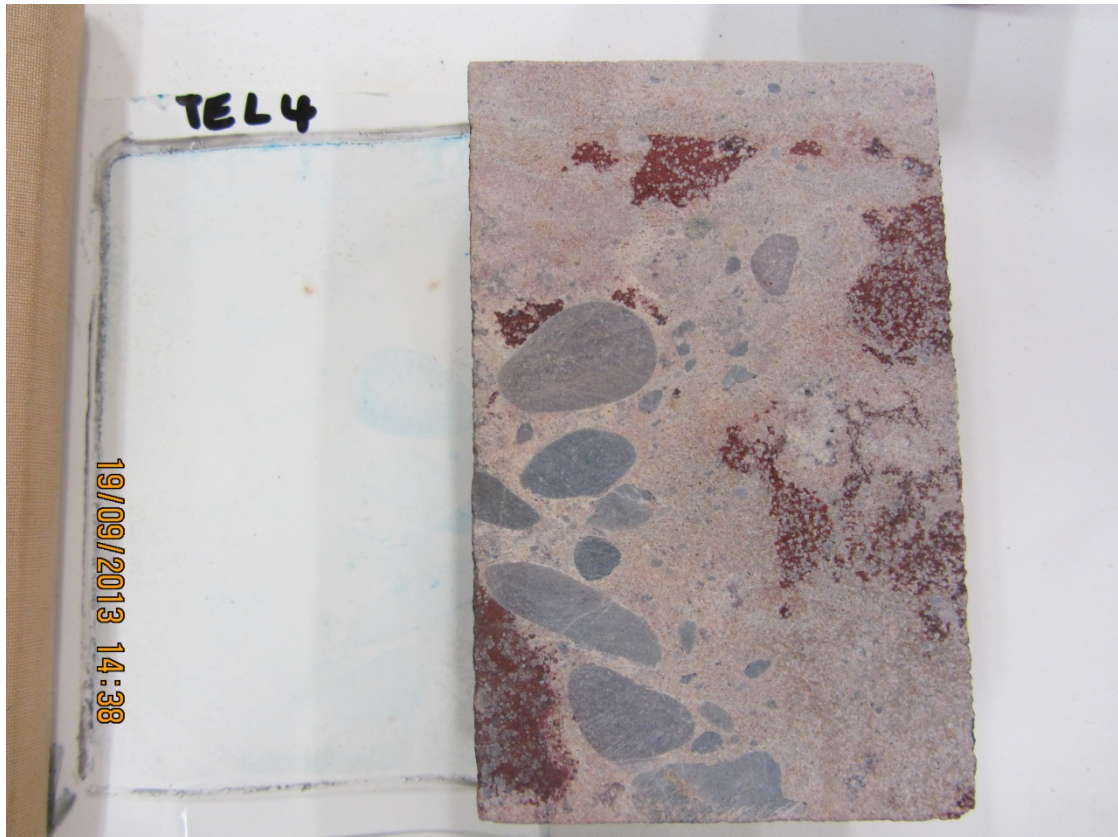


Figure 5 : Empreintes de Hiller sur l'échantillon 9650D-4B

3.3. Autoradiographie alpha

L'autoradiographie alpha qui est une méthode de détection de matériaux radioactifs a été appliquée sur l'échantillon le plus minéralisé et représentatif afin de visualiser à une échelle intermédiaire entre le terrain et le microscope, la distribution des minéraux radioactifs tels que les phases uranifères.

Le détecteur de particule α utilisé est un film constitué de nitrate de cellulose fortement colorée en rouge. C'est sur cette pellicule qu'a été posée la surface sciée et parfaitement polie des échantillons pendant une période de 30 jours. Le film a ensuite été développé dans une solution de NaOH à 10% à 35°C pendant 30 heures. Contrairement à la méthode des empreintes de Hiller, l'analyse des pellicules montre bien la répartition de minéraux émetteurs de particules α exprimés par des points blancs sur la pellicule (Fig. 6 & 7).

Ces deux méthodes sont en fait complémentaires, puisque chacune donne une idée spécifique, l'empreinte de Hiller, donnant une image de l'uranium extractible s'il existe, tandis que l'autoradiographie α , fournit la répartition de tous les émetteurs α , y compris donc le thorium.

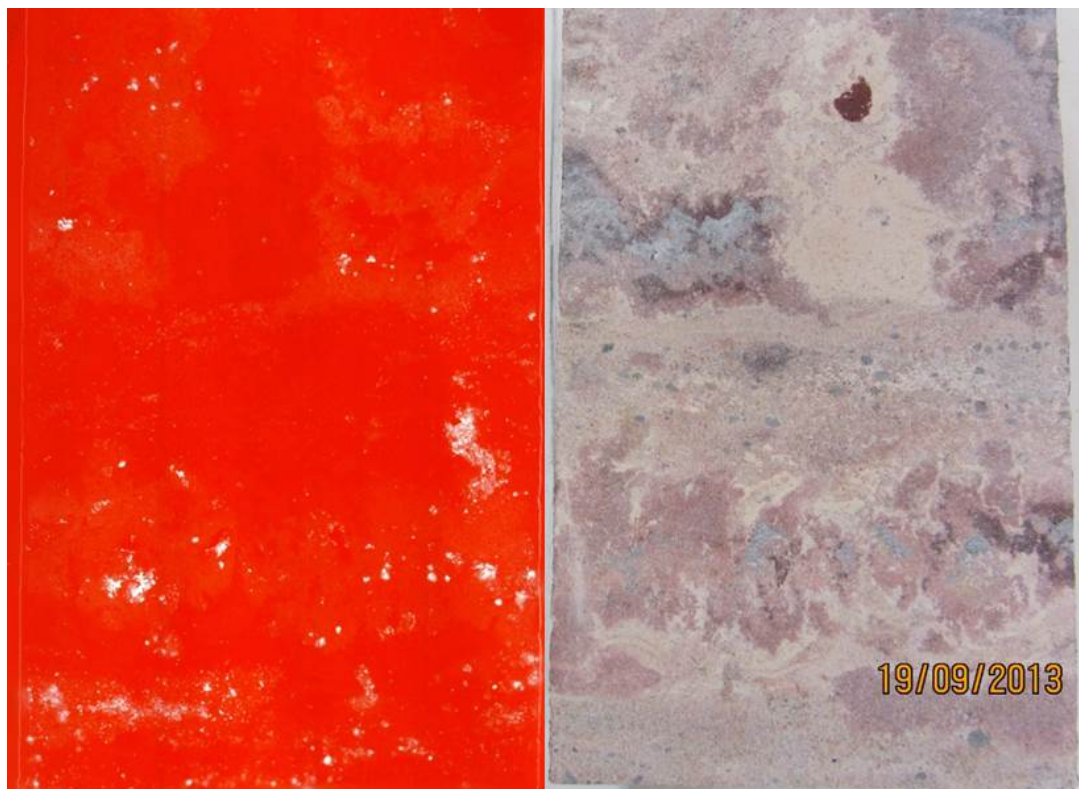


Figure 6 : Autoradiographie alpha sur l'échantillon 9650D-4A. La couleur jaune sur l'échantillon macroscopique correspond aux minéraux secondaires d'uranium, la couleur gris-bleuté à des ciments de carbonates, la couleur rose foncée à des ciments d'apatite et la couleur rouge ocre correspond à des argiles rouges.

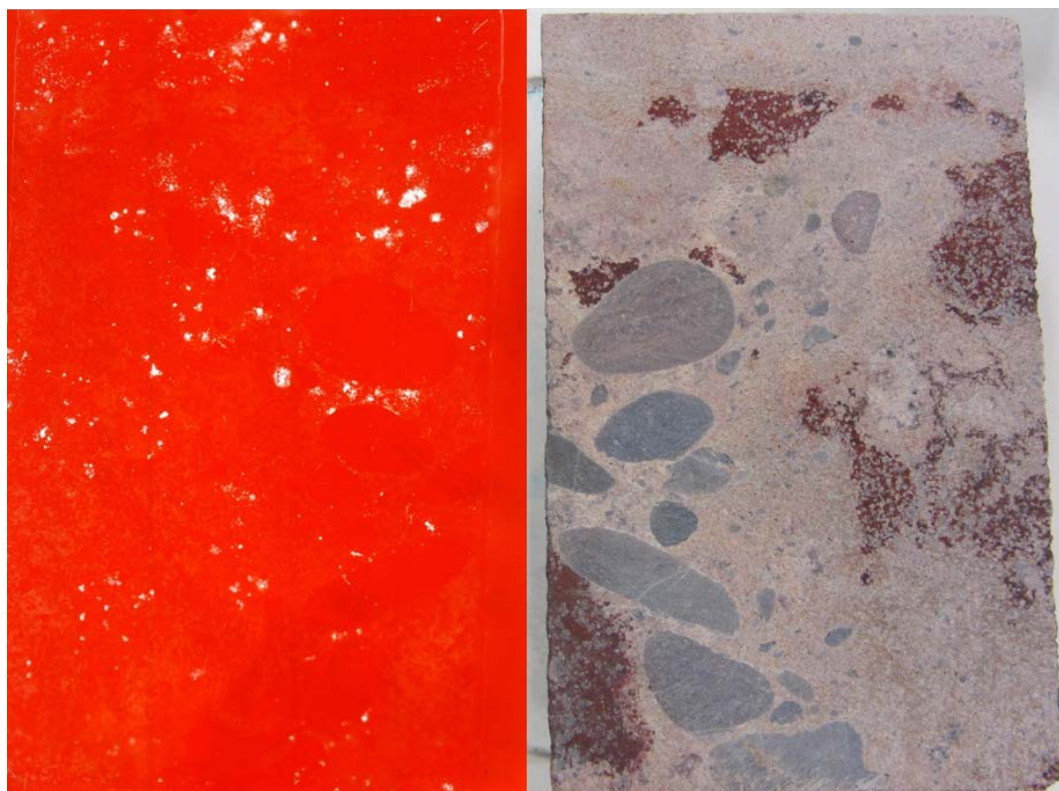


Figure 7 : Autoradiographie alpha sur l'échantillon 9650D-4B. La couleur rouge ocre correspond à des argiles rouges.

3.4. Pose des lames

Le choix des lames a été guidé par les résultats de l'autoradiographie alpha. Les cercles ont été dessinés de façon à cibler au mieux la minéralisation uranifère. Cette méthode a été efficace car elle a permis une bonne sélection des zones d'intérêt pour les études au MEB (Fig. 8).

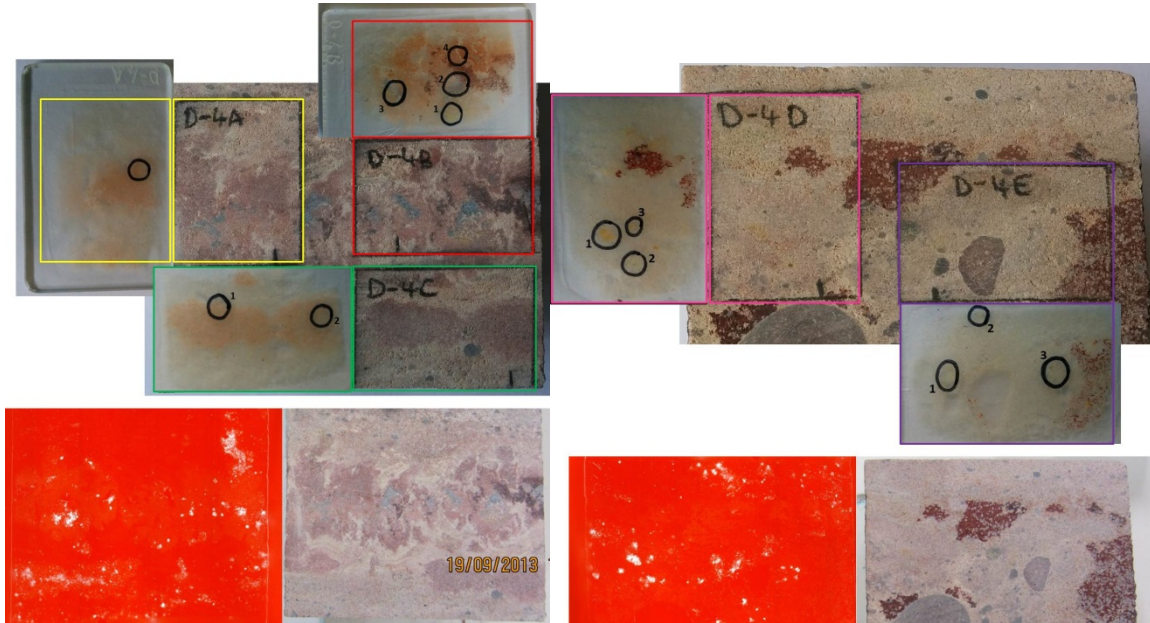


Figure 8 : Pose des lames

Sur la base des observations macroscopiques (photographies et autoradiographie) et microscopiques (MEB), il ressort que :

La couleur jaune sur les échantillons macroscopiques correspond aux minéraux uranifères

La couleur gris-bleuté à des ciments de carbonates

La couleur rose à des ciments d'apatite

4. Pétrographie

4.1. Description des lames

4.1.1. Description de la lame 9650D-4B

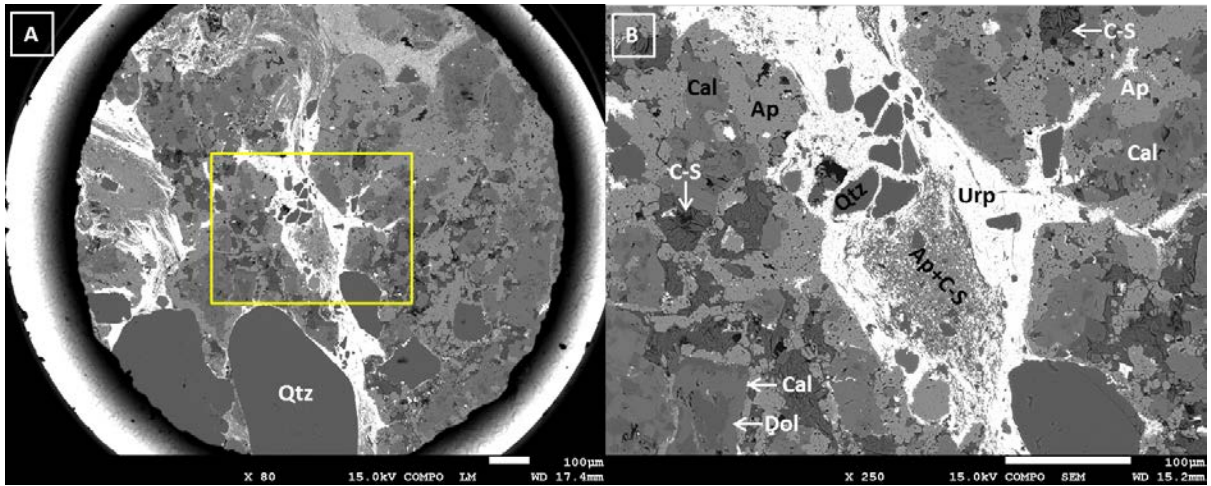


Planche 1: Cercle1, minéraux d'uranophane dans un ciment d'apatite

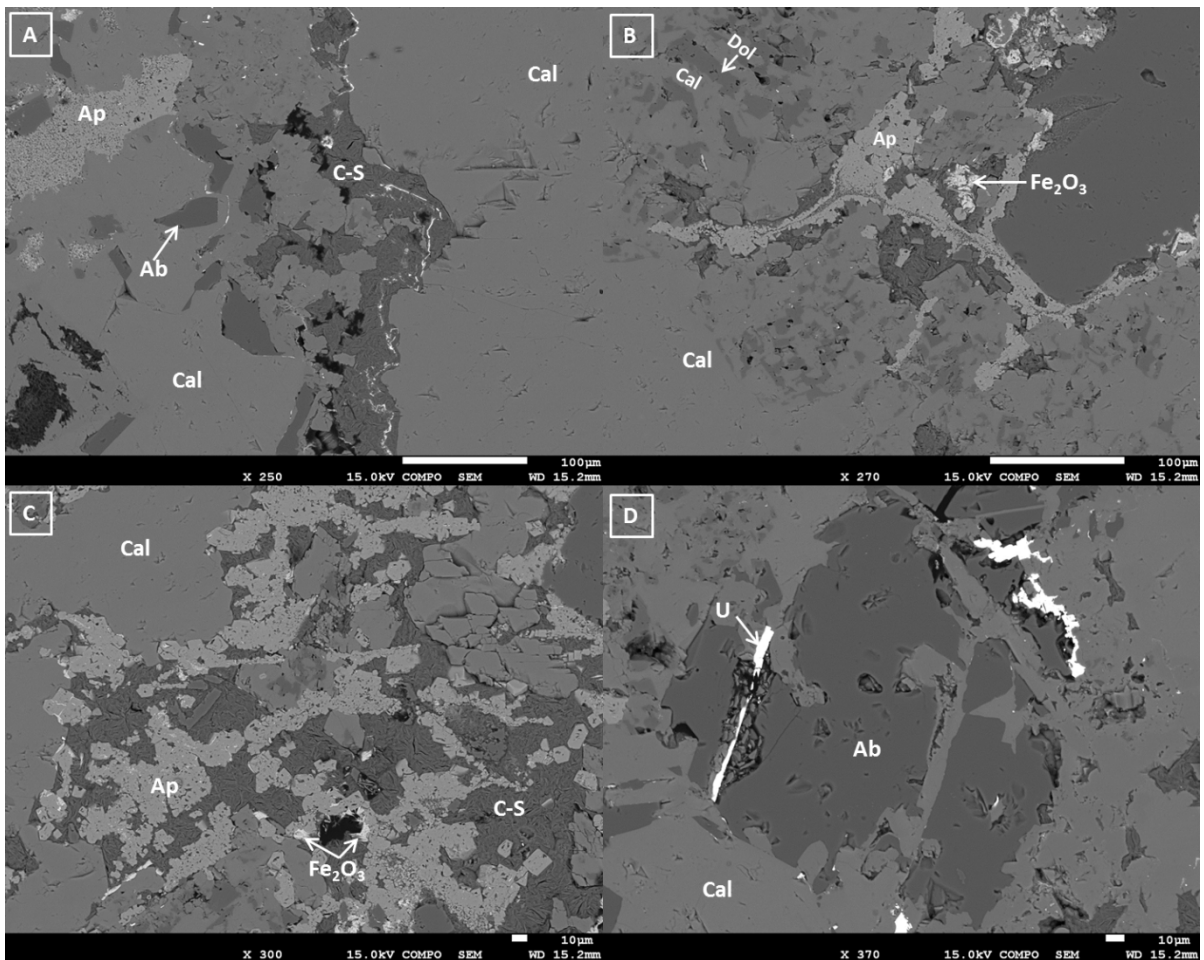


Planche 2: Cercle 2, A) Inclusions d'albite dans un ciment de calcite. Remarquer la fine couche d'uranium secondaire dans les chlorite-smectite ; B) Relation calcite-dolomite ; C) Plage à calcite, apatite et chlorite-smectite avec quelques rares oxydes de fer ; D) Transformation d'une albite en calcite

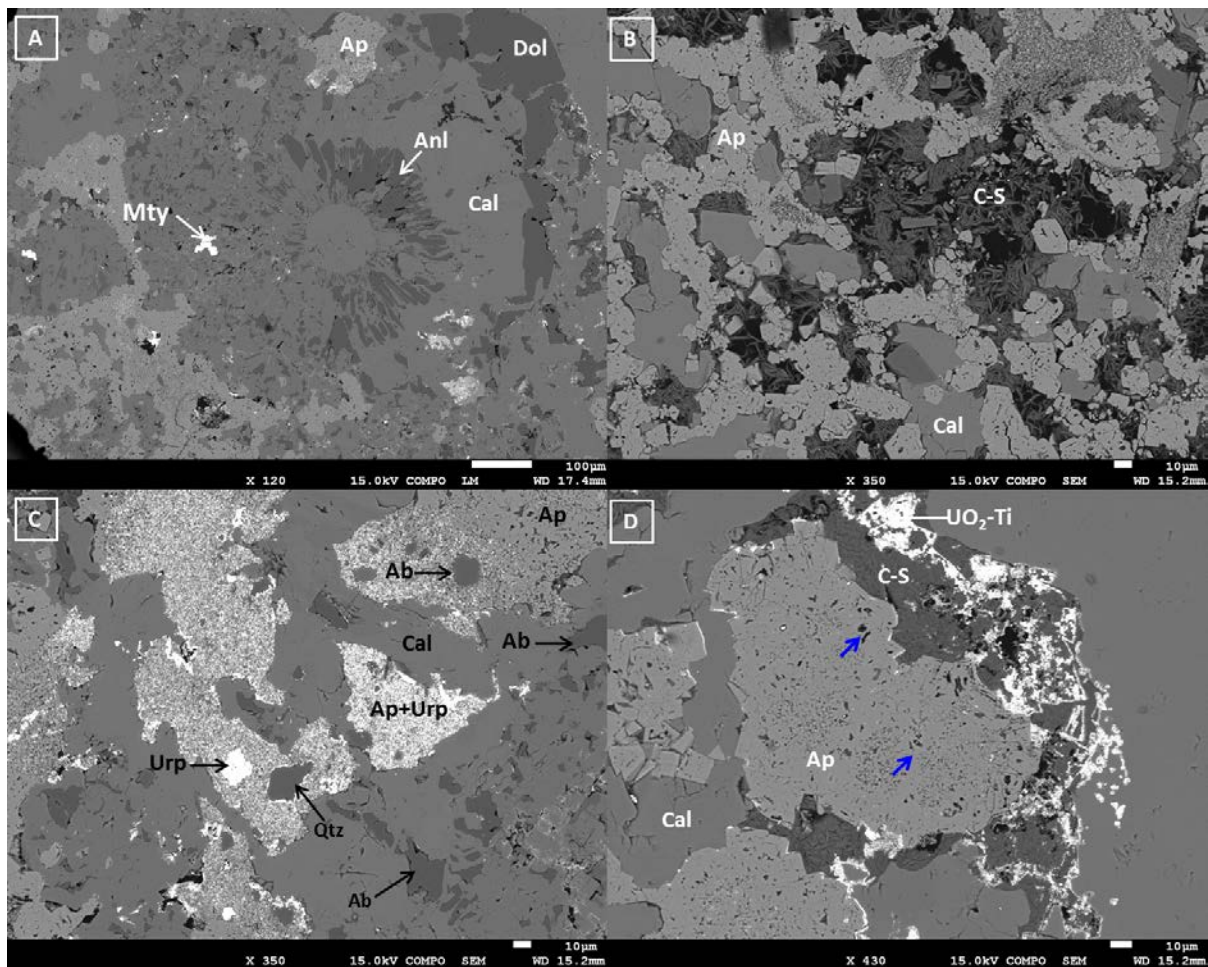


Planche 3: Cercle 3, A) rare analcime en voie de transformation en calcite ; B) Ciments de chlorite-smectite et apatite dans les grès ; C) Uranophanes portés par des apatites ; D) UO₂-Ti portés par des chlorite-smectite.

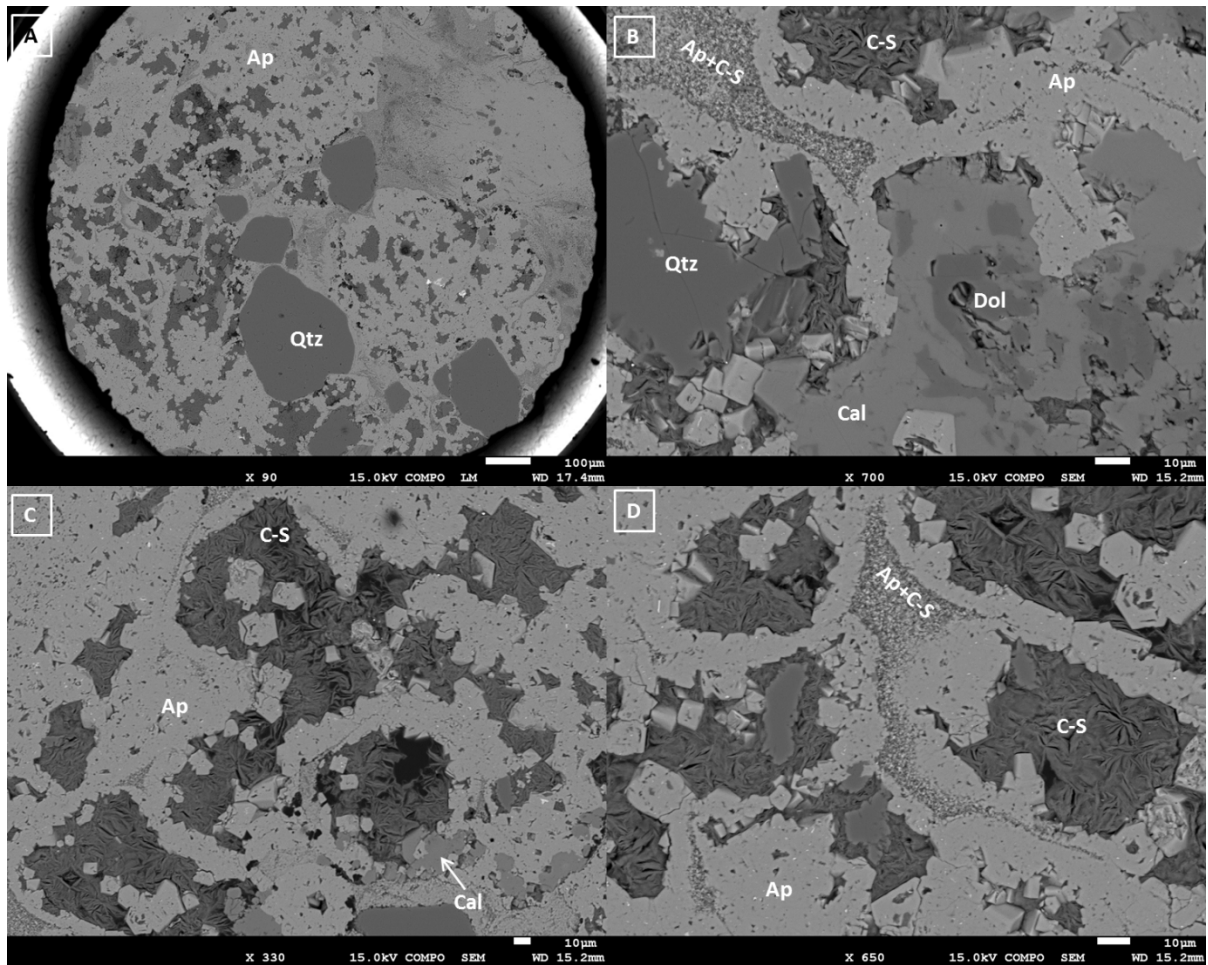


Planche 4: cercle 4,A), B), C) et D) Plages de chlorite-smectite reprises par des apatites.

4.1.2. Description de la lame 9650D-4C

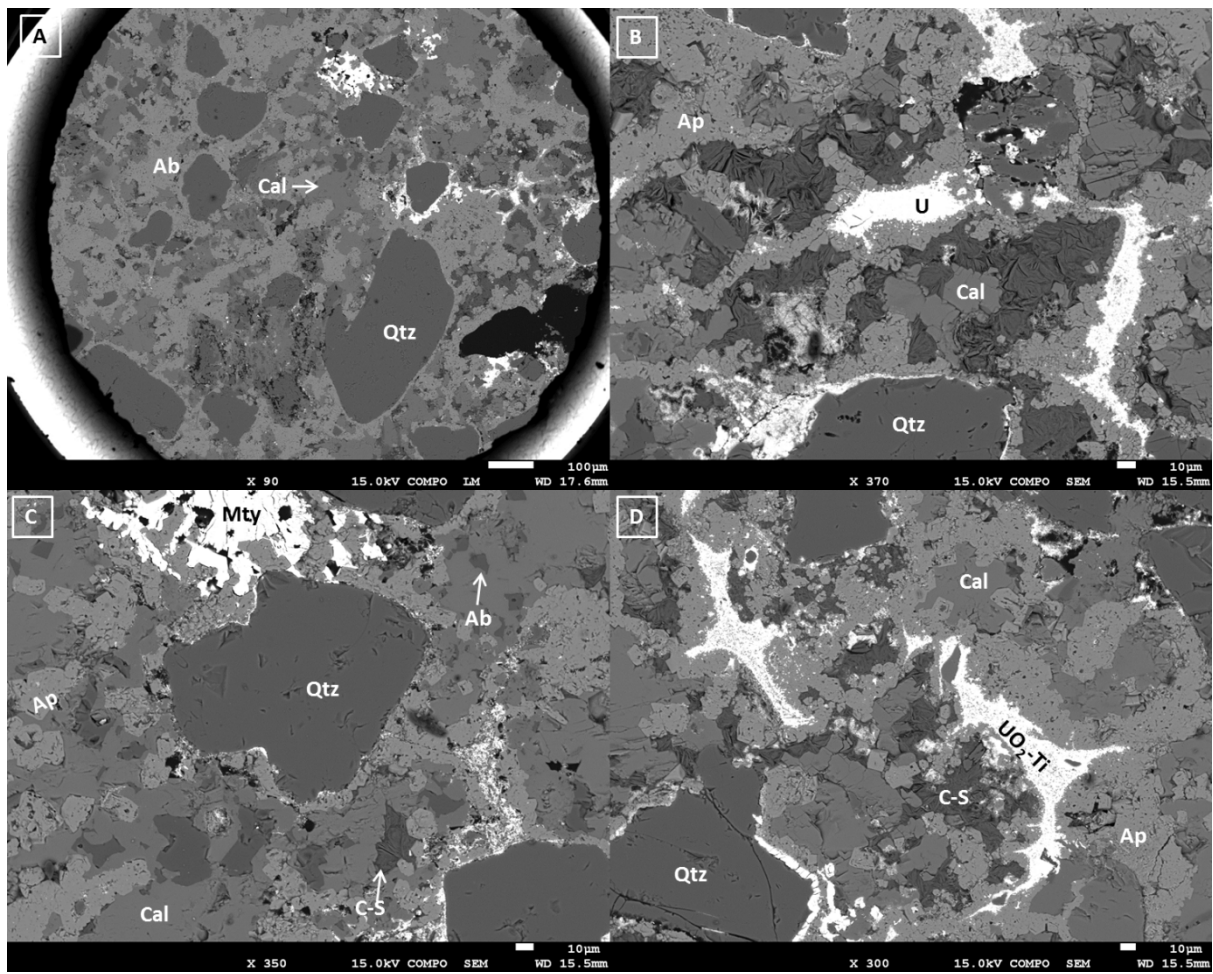


Planche 5: cercle 1, A), B), C) et D) Métatyuyamunite portée par un ciment d'apatite. Sur la photographie D) remarquer la surcroissance de quartz bordée par une couche d'uranium

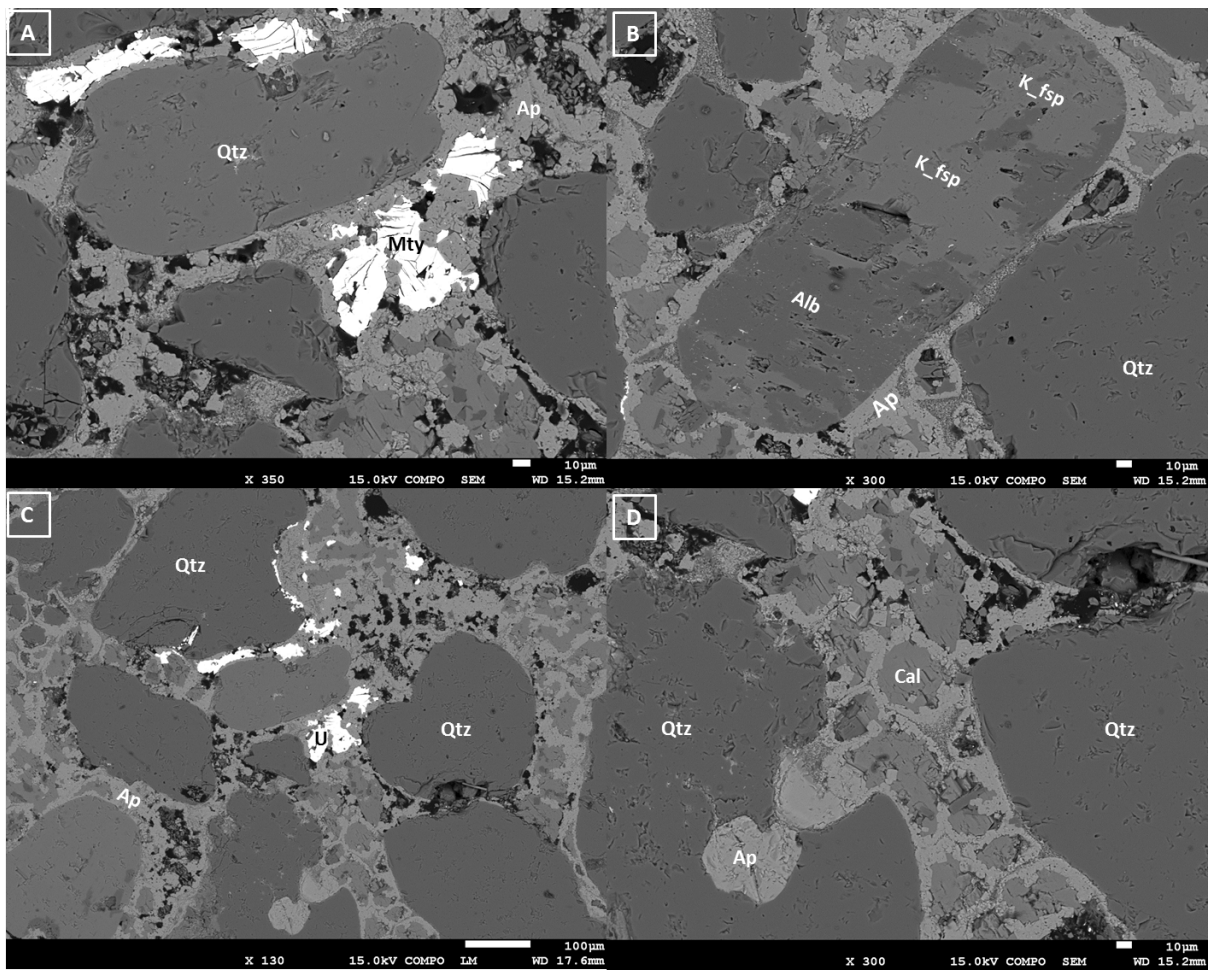


Planche 6: cercle 2, A) Métatyuyamunite portée par un ciment d'apatite ; B) Albitisation d'un K-feldspath ; C) et D) Calcites sub-arrondis reprises par un ciment d'apatite.

4.1.3. Description de la lame 9650D-4D

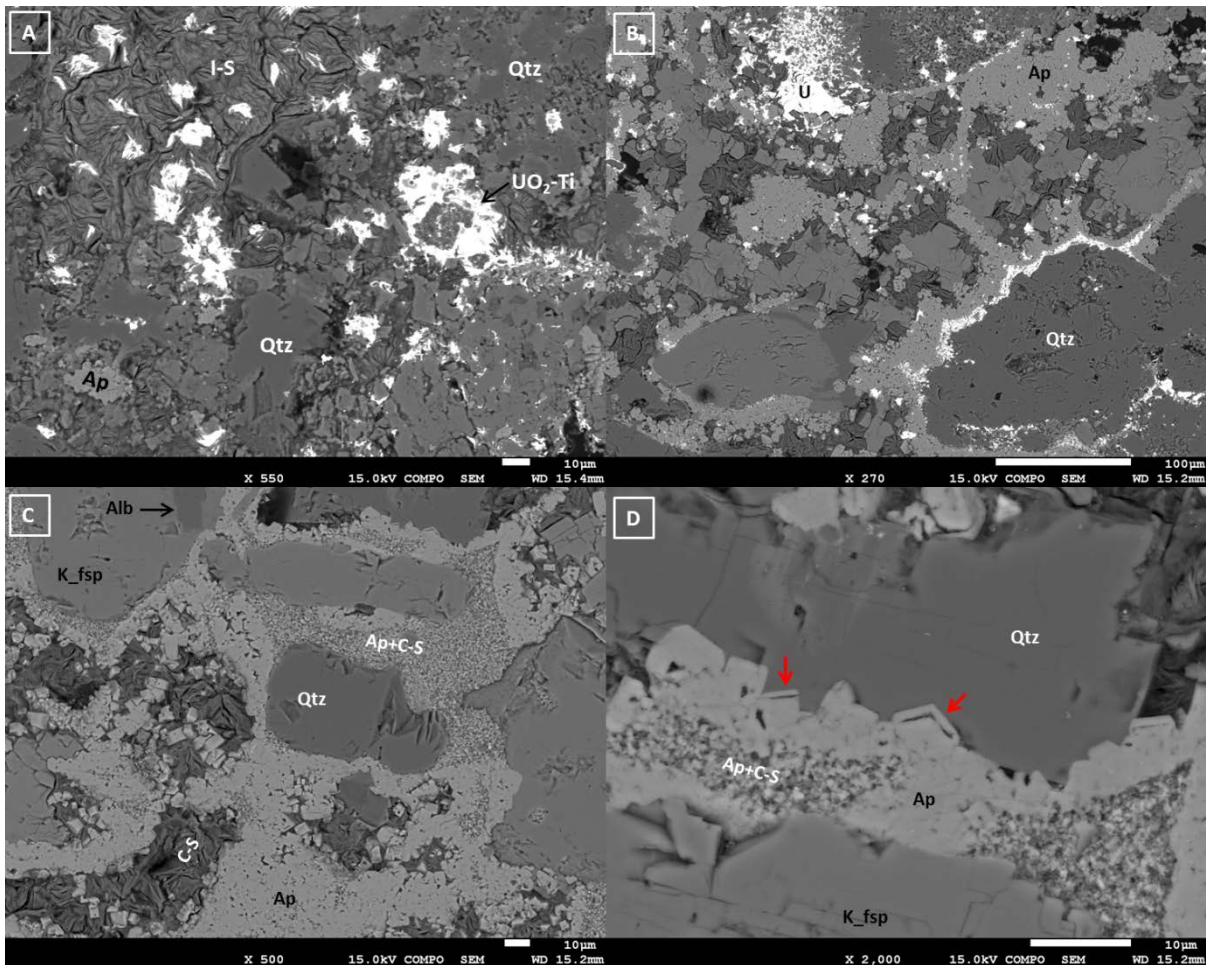


Planche 7: Cercle 1, UO₂-Ti piégés par des illite-smectite ; B) Uranium porté par des apatites et en bordure du quartz ; C) Poche de chlorite-smectite reprises par des ciments d'apatite ; D) Surcroissance d'apatite (flèche rouge).

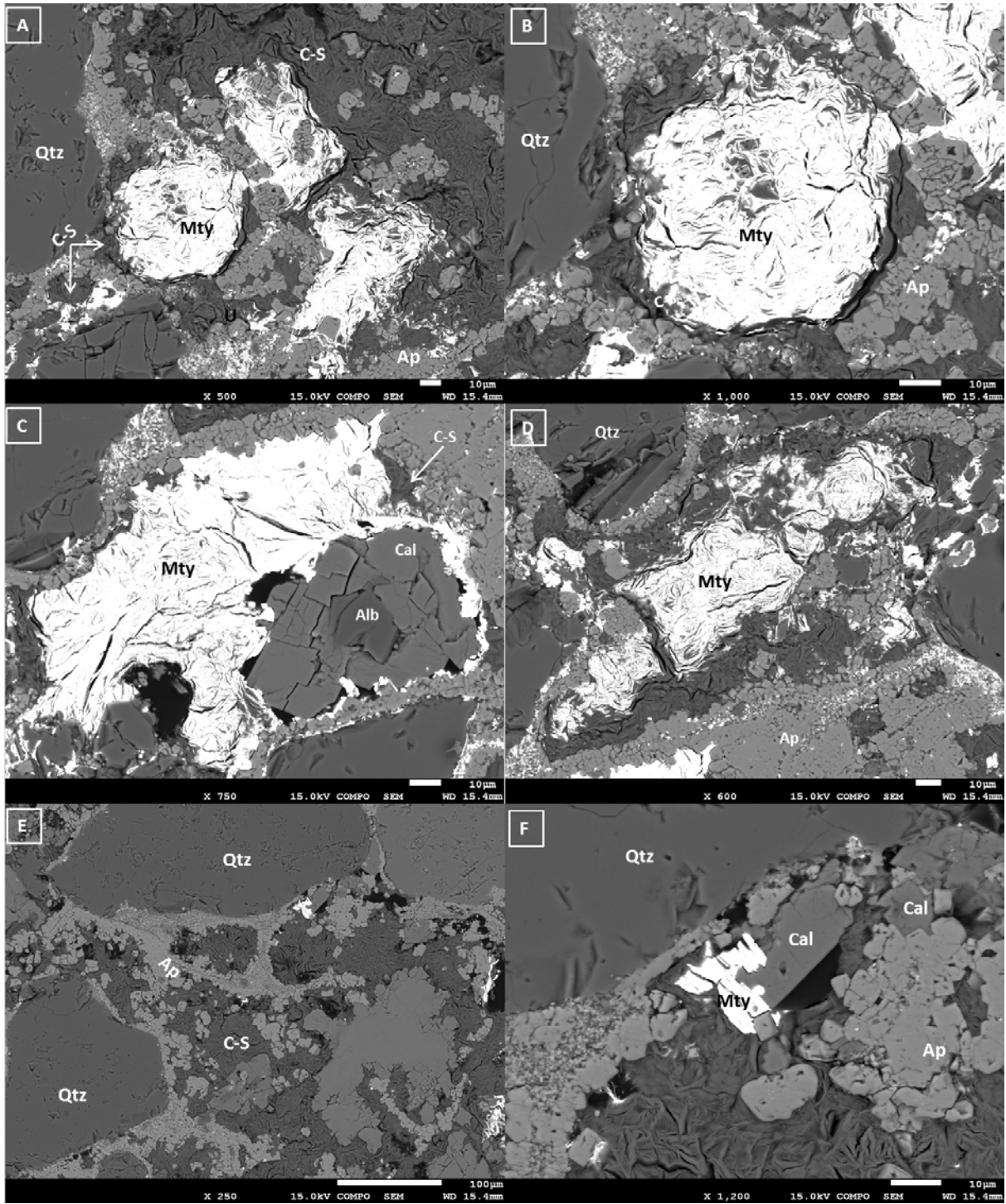


Planche 8: cercle 2, A), B) C) et D) Chlorite-smectite imprégnée de Métatyuyamunite ; E) Poche de chlorite-smectite reprises par des ciments d'apatite ; F) Association métatyuyamunite et calcite

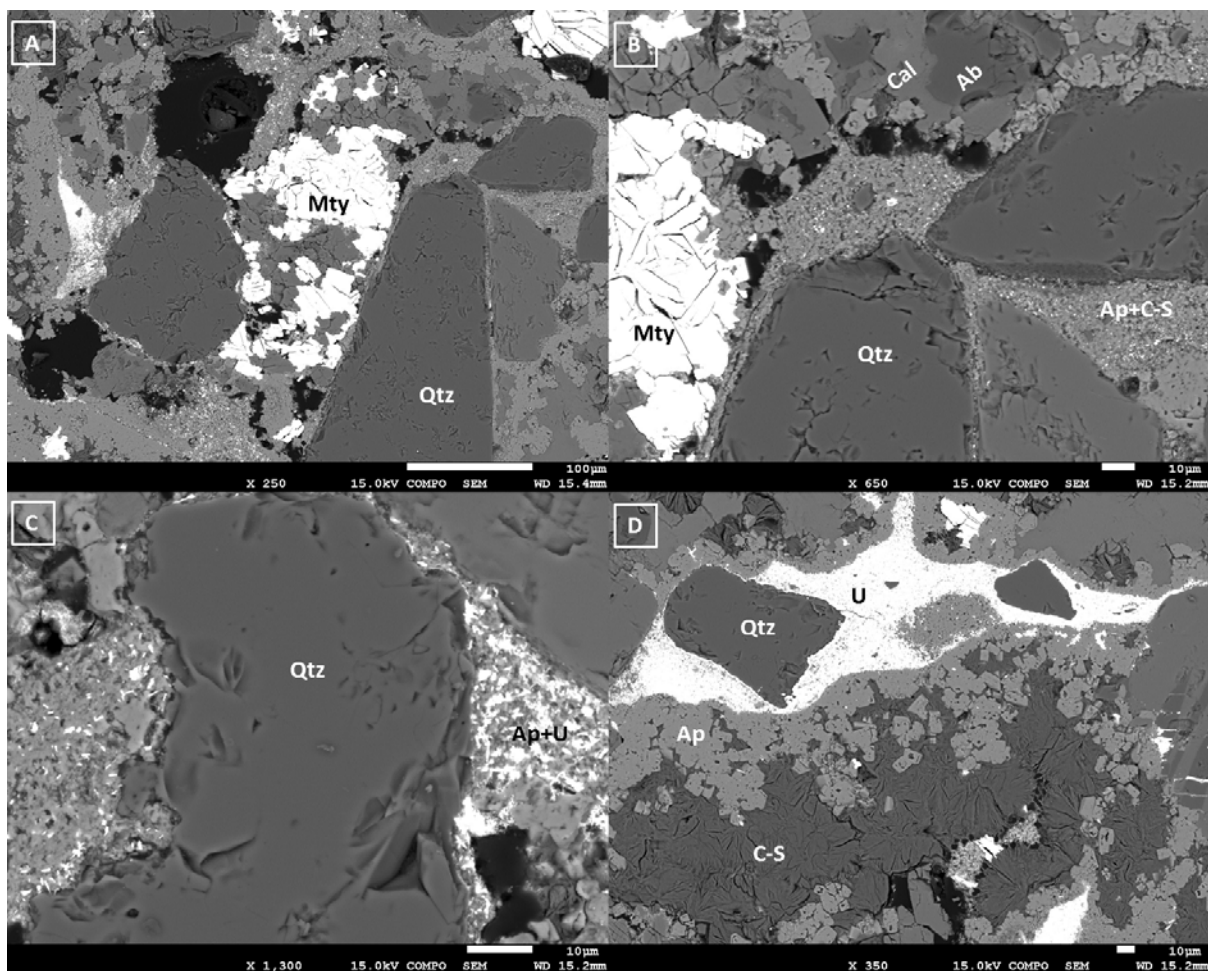


Planche 9: cercle 3, A), B), C) et D) Métatyuyamunités portées par des ciments d'apatite.

4.1.4. Description de la lame 9650D-4E

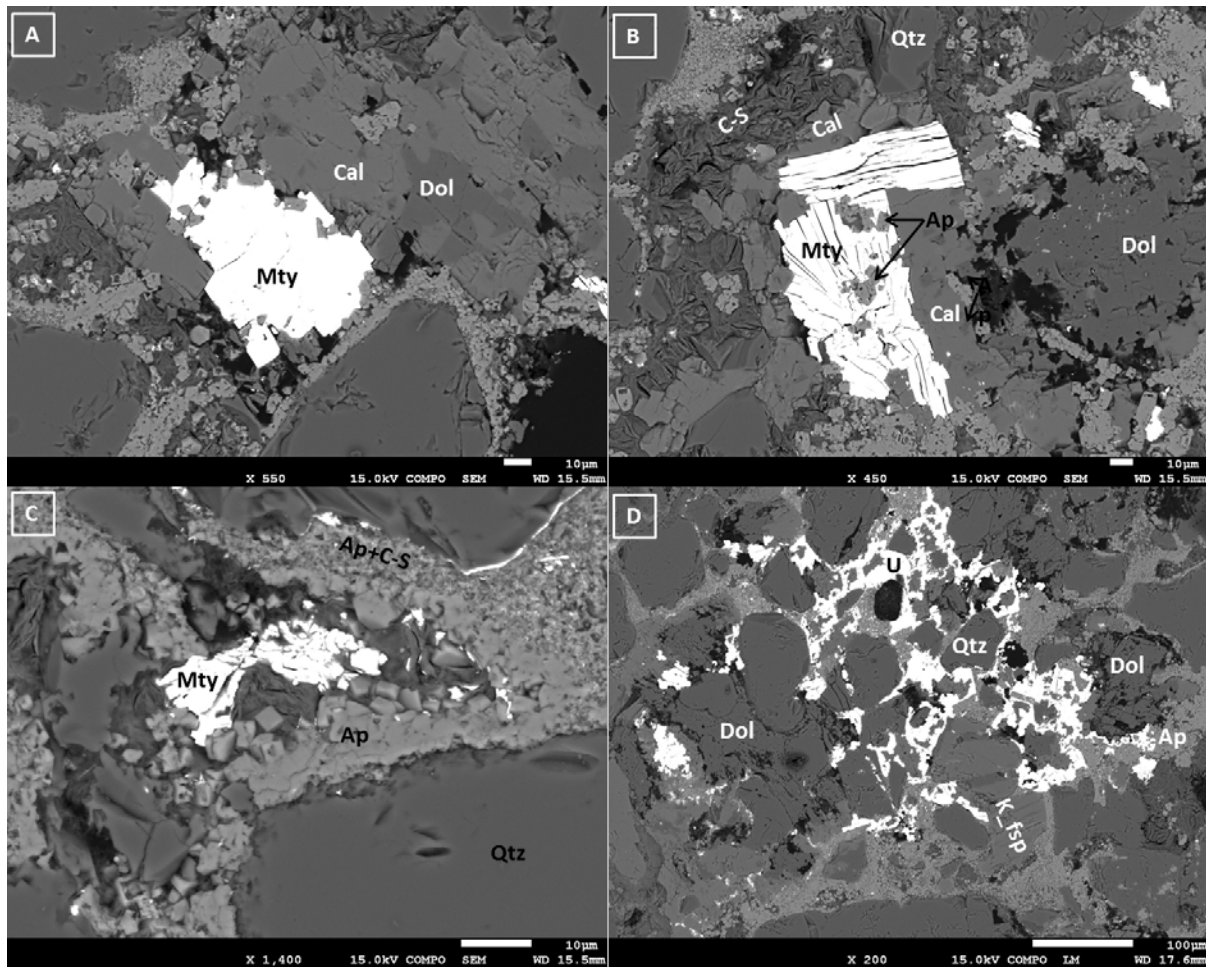


Planche 10: Cercle 1, A) et B) Association métatyuyamunite et calcite. Remarquer sur la B) des cristaux d'apatite piégés par la métatyuyamunite ; C) Chlorite-smectite imprégnée de métatyuyamunite ; D) Métatyuyamunites portées par des ciments d'apatite

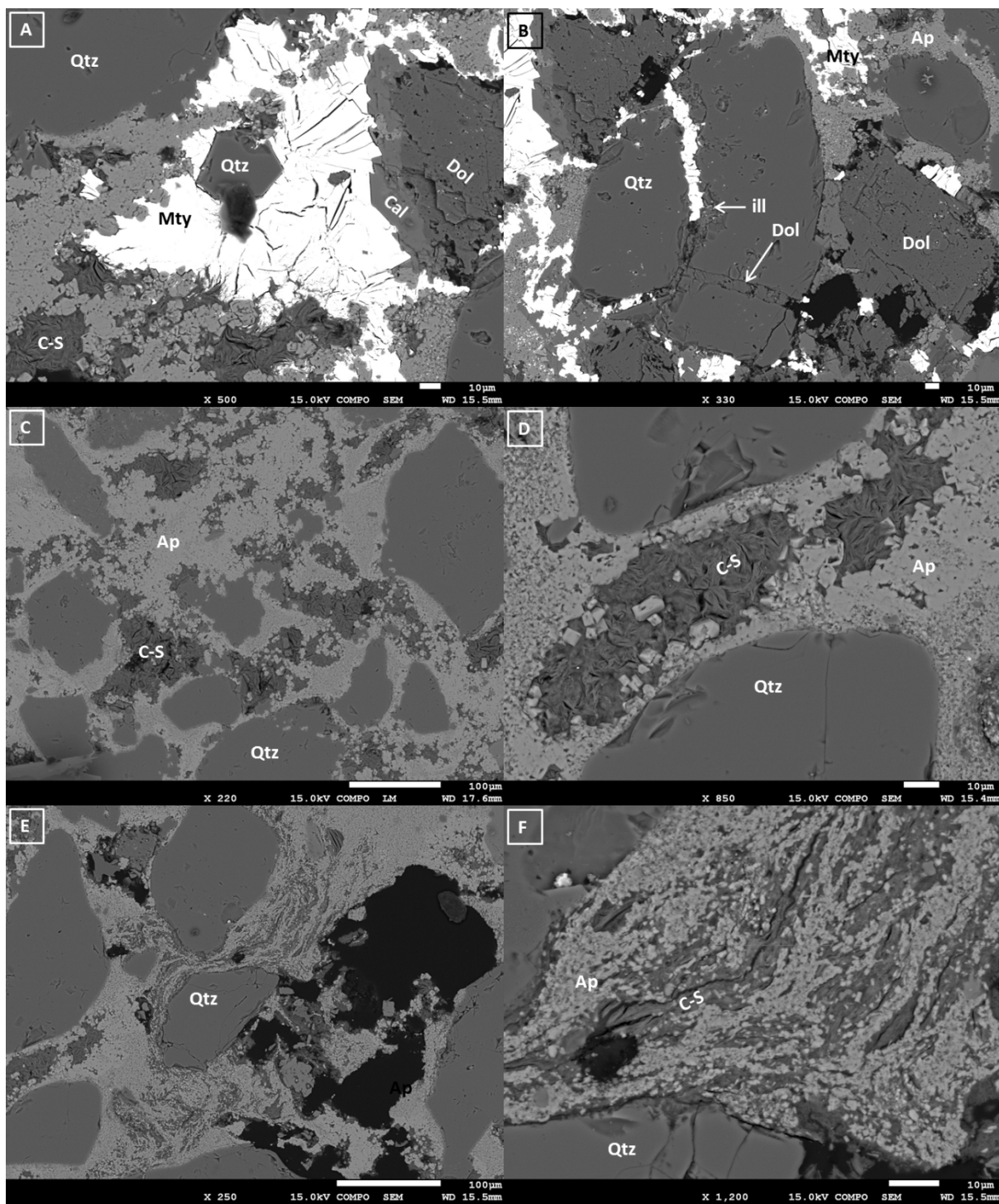


Planche 11: Cercle 2, Quartz automorphe entourée de métatyuyamunite ; B) Quartz fracturé et comblement de la fracture par des illite-smectite piégeant la métatyuyamunite ; C), D), E) et F) Ciment d'apatite reprenant des chlorite-smectite.

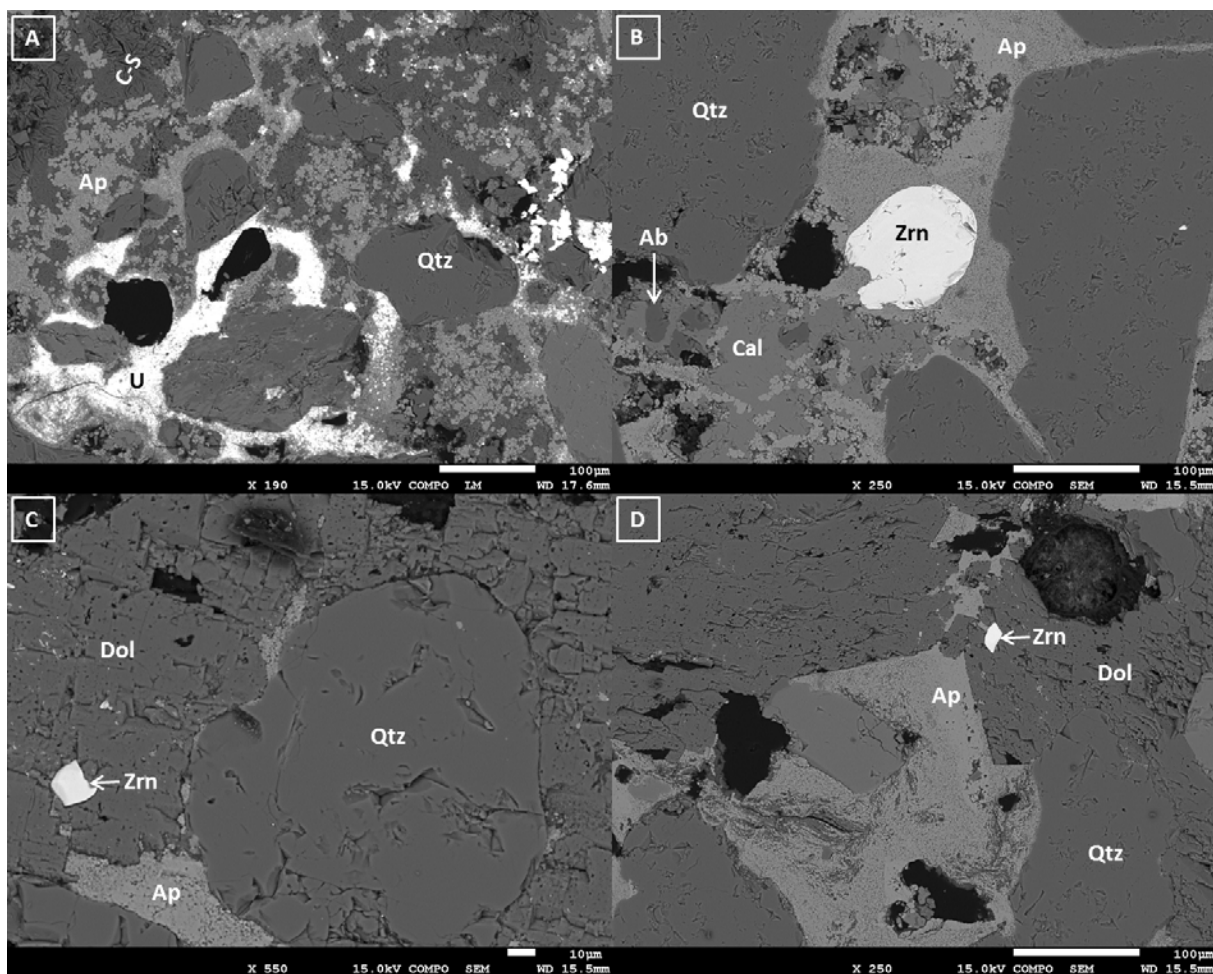


Planche 12: Cercle 3, Métatyuyamunités portées par des ciments d'apatite ; B) Zircon piégé dans un ciment d'apatite; C) et D) Zircon piégé dans un ciment de dolomite.

4.2. Cristallochimie des phases argileuses

A partir des analyses chimiques semi-quantitatives (MEB), il est possible de projeter les résultats dans un diagramme triangulaire de Velde (1985) (Fig. 9). Les pôles compositionnels du diagramme ternaire de Velde sont notés MR^3 , $2R^3$ et $3R^2$.

Ces pôles correspondent respectivement aux cations des sites interfoliaires, aux cations trivalents dioctaédriques et aux cations divalents trioctaédriques. Ils sont obtenus à partir des relations : $MR^3 = Na + K + 2Ca$; $2R^3 = (Al + Fe^{3+} - MR^3)/2$; $3R^2 = (Mg + Fe^{2+} + Mn^{2+})/3$. On peut déduire sur le diagramme que les phases argileuses correspondent à des pôles d'interstratifiés de type chlorite-smectite (C-S) et illite-smectite (I-S) et de rare illite, mais aussi de mélanges intermédiaires. En effet, les feuillets de smectites peuvent s'intercaler régulièrement ou irrégulièrement avec d'autres feuillets argileux, souvent illitiques pour former un ensemble d'interstratifiés. De même une intercalation régulière de feuillets de smectite et de chlorite est possible pour former un interstratifié régulier de type corrensite.

L'étude du diagramme montre également une composition intermédiaire entre I-S et mica et entre I-S et biotite faisant penser à une altération en cours de ces minéraux en illite ou I-S.

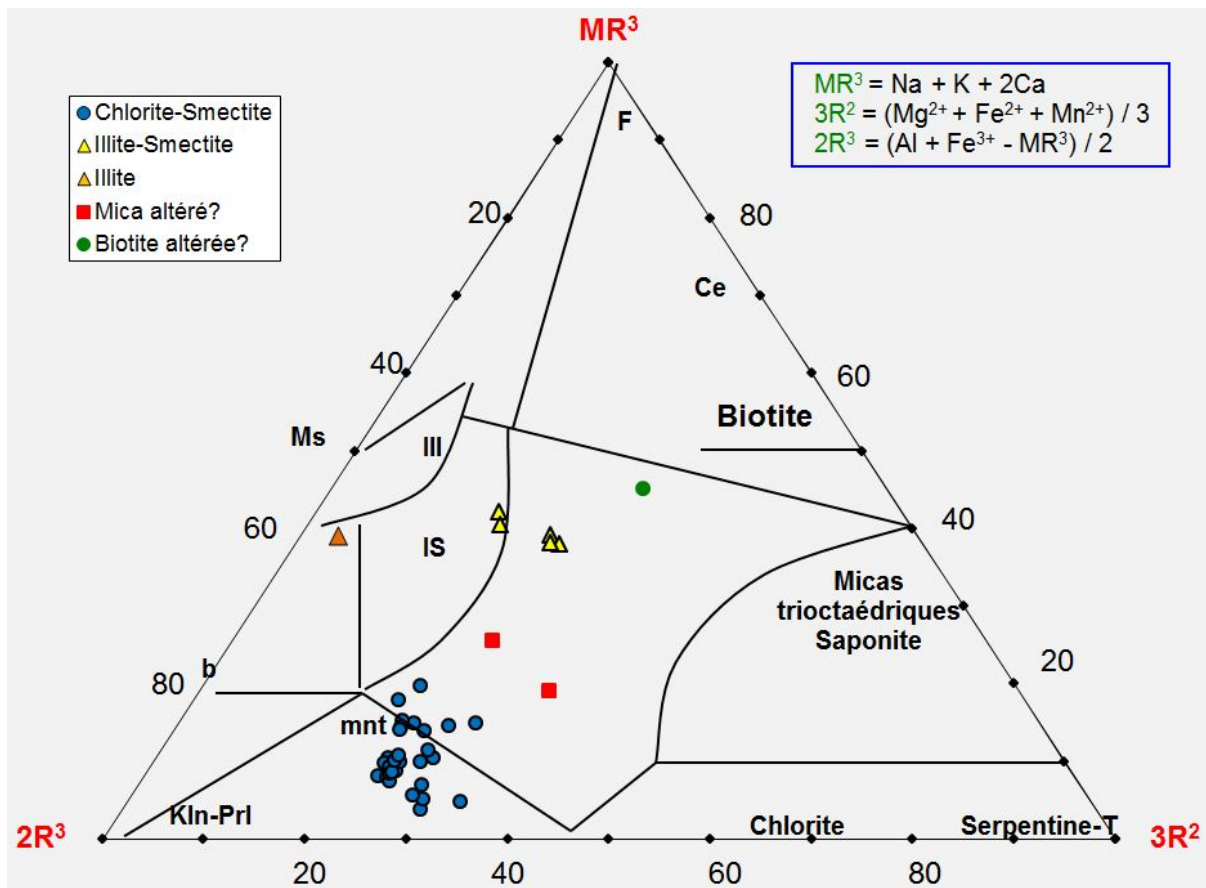


Figure 9: Diagramme triangulaire de Velde réalisé à partir de données semi-quantitatives obtenues au MEB JEOL.

4.3. Synthèse pétrographique

4.3.1. Minéraux détritiques

Quartz : Représentant 80% des grains détritiques des échantillons étudiés, les grains de quartz sont monocristallins, arrondis (par le transport) à anguleux (bréchification). On y rencontre aussi une faible proportion de grains polycristallins. Ces grains montrent une granulométrie très variable et peuvent être très fins, grossiers ou hétéro-granulaires selon les échantillons. Les grains de quartz sont disjoints et toujours cimentés par de l'apatite ou des carbonates.

Feldspaths : Ils constituent quelques pourcent des éléments détritiques. Les feldspaths potassiques reconnus sont en voie d'albitisation (planche 6b). Les microclines sont principalement reconnaissables par leur macle de type Carlsbad. Les cristaux d'albite, très peu abondant, ont été observés au MEB en inclusions dans la calcite. La planche 2d montre une albite en voie de transformation en calcite ce qui semble indiquer que la dissolution des albites favorise l'apparition des carbonates.

Analcime : rarement observée, elle est de forme sphérique dans un ciment de calcite et d'apatite.

4.3.2. Minéraux authigènes

a) Ciments

Les ciments majoritaires sont incontestablement les apatites et les carbonates suivi des chlorites-smectites.

Carbonate : la calcite (planche 13) et la dolomite (planche 14) sont toujours associées et en abondance dans ce gisement.

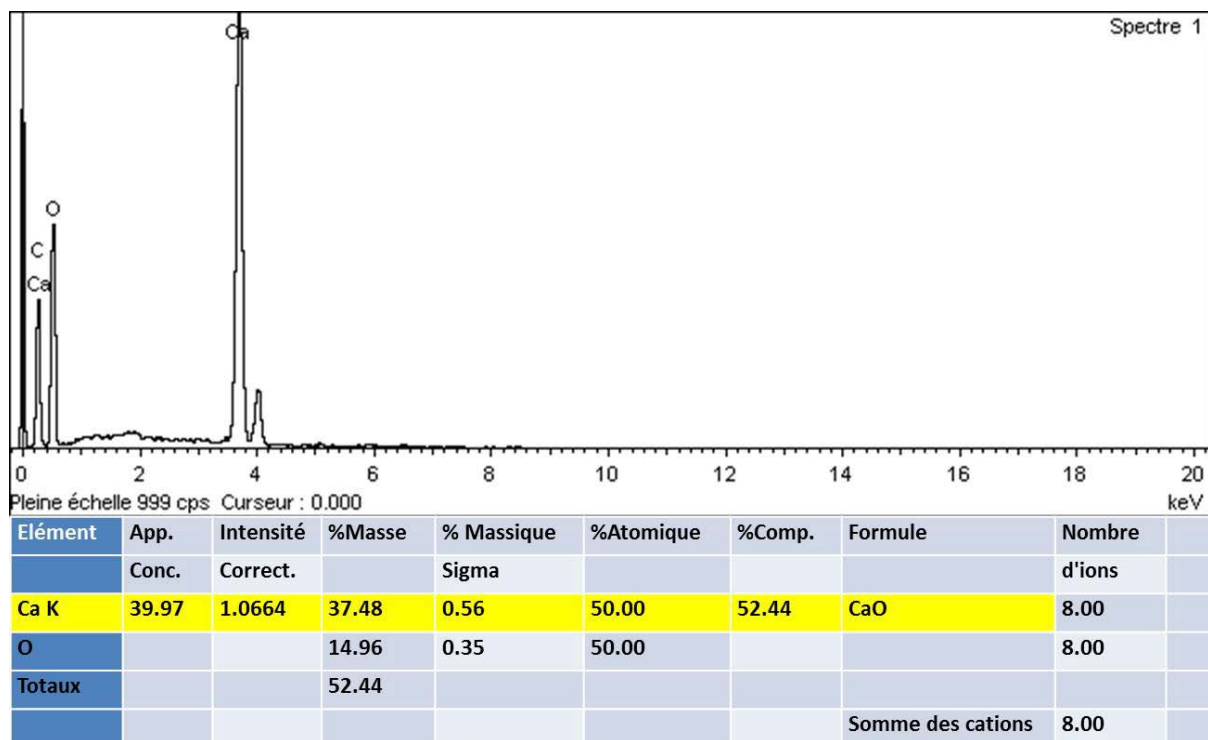


Planche 13: Spectre typique d'une calcite

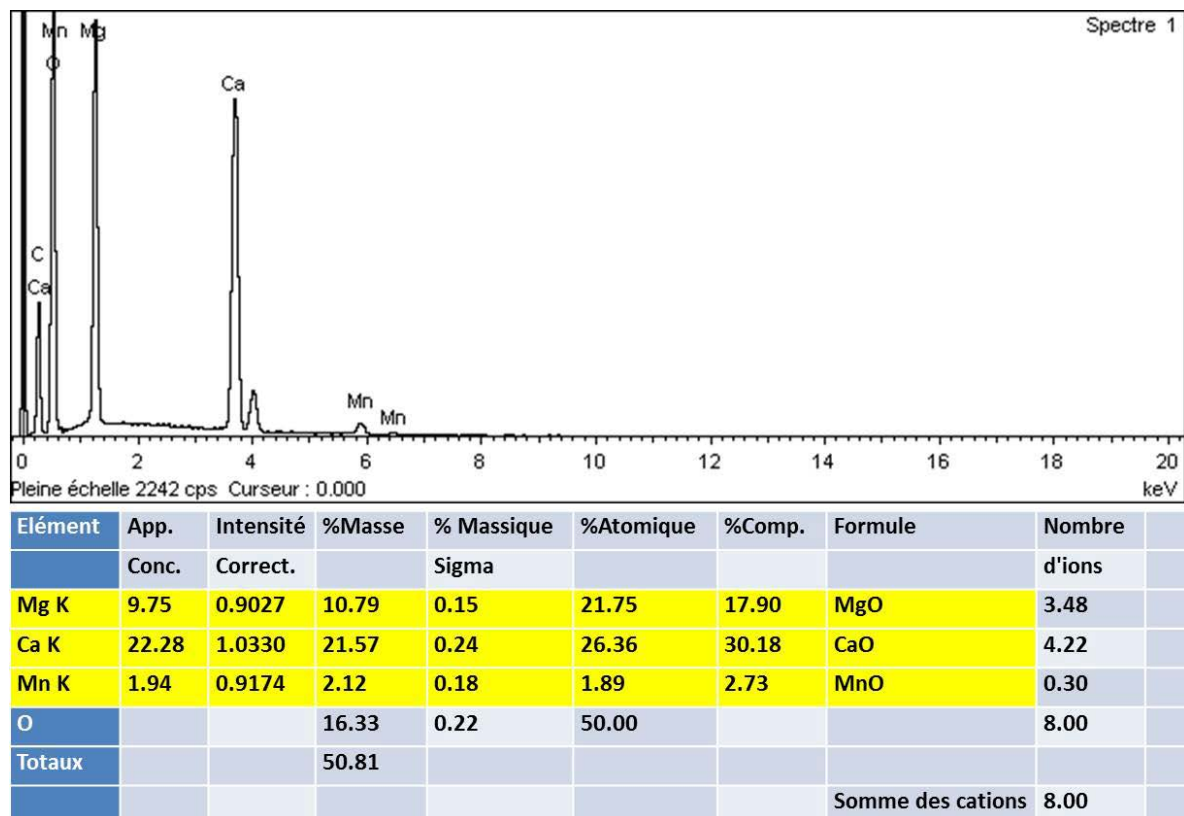


Planche 14: Spectre typique d'une dolomite

Apatite : en abondance dans le gisement, il constitue le principal porteur de la minéralisation uranifère (planche 15).

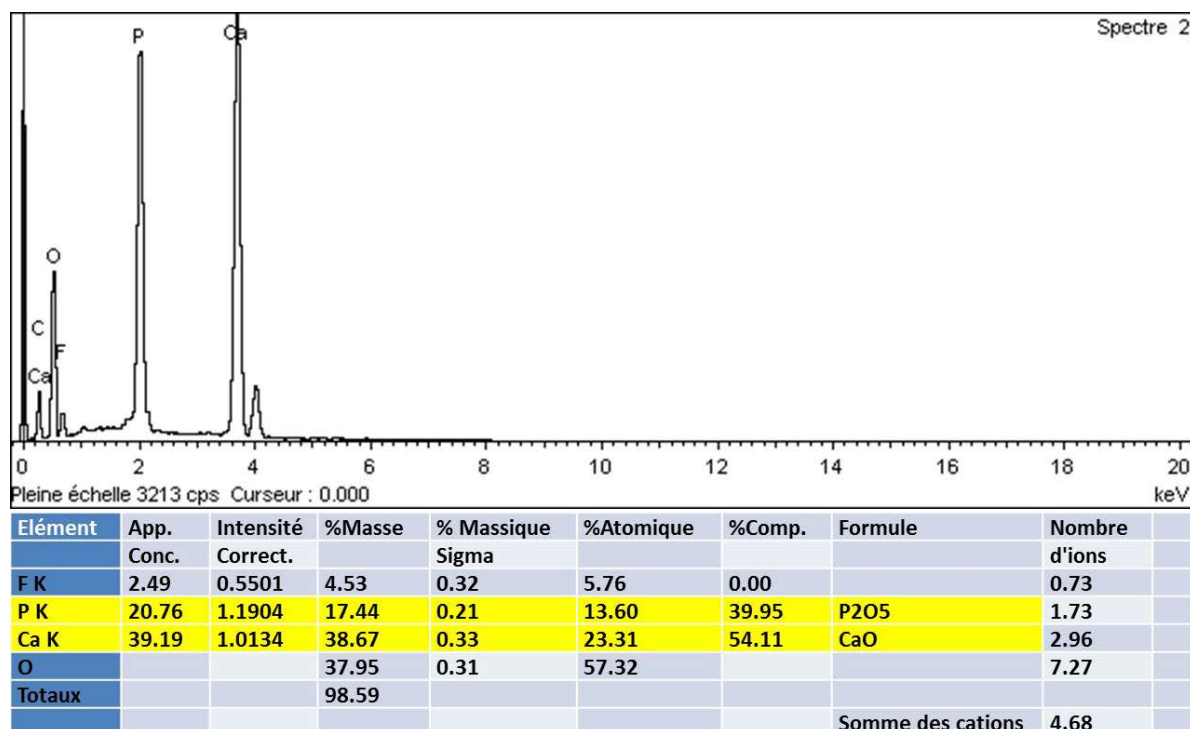


Planche 15: Spectre typique d'une apatite

Chlorite-smectite : les argiles de types chlorite-smectite ont été reconnues au MEB par leur composition chimique et par leur forme filandreuse.

A l'exception des carbonates, l'apatite et les chlorite-smectite sont les minéraux qui abritent la minéralisation.

Illite-smectite : les interstratifiés de type illite-smectite ont été détectés au MEB et confirmés en projetant dans le diagramme de Velde (1985) les données chimiques (Fig. 6).

Surcroissances de quartz : Les surcroissances de quartz ont été rarement observées (planche 4d). Cette observation semble indiquer qu'il y a probablement eu une dissolution des auréoles de silice lors de la diagénèse.

b) Minéralisations

La **métatyuyamunite** ($\text{Ca}(\text{UO}_2)_2\text{V}_2\text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) (Planche 16) et l'**uranophane** ($\text{Ca}[(\text{SiO}_3\text{OH})(\text{UO}_2)]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) (Planche 17) sont les minéraux secondaires d'uranium observés. Ils sont issus de l'altération primaire d'une uraninite primaire. En termes de morphologie, l'uranophane adopte un habitus en fibres à disposition radiale, tandis que la métatyuyamunite se présente sous forme de plaquettes (Cf. planches).

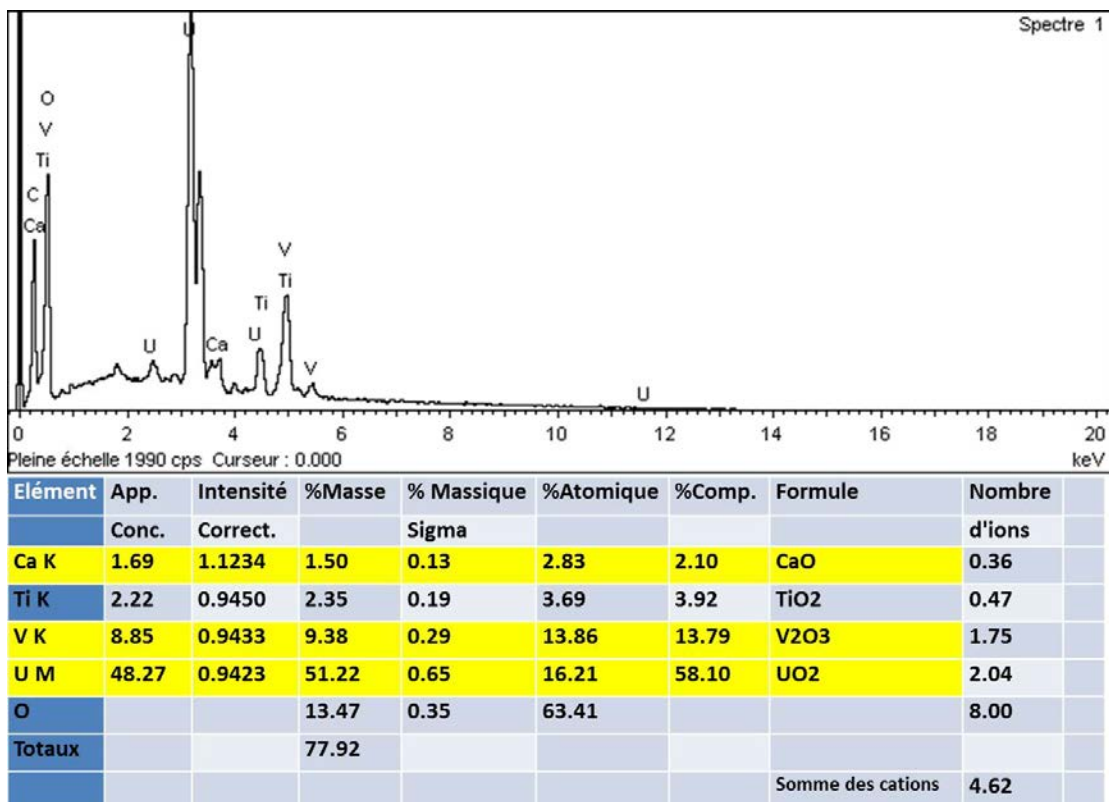


Planche 16: Spectre typique d'une métatyuyamunite

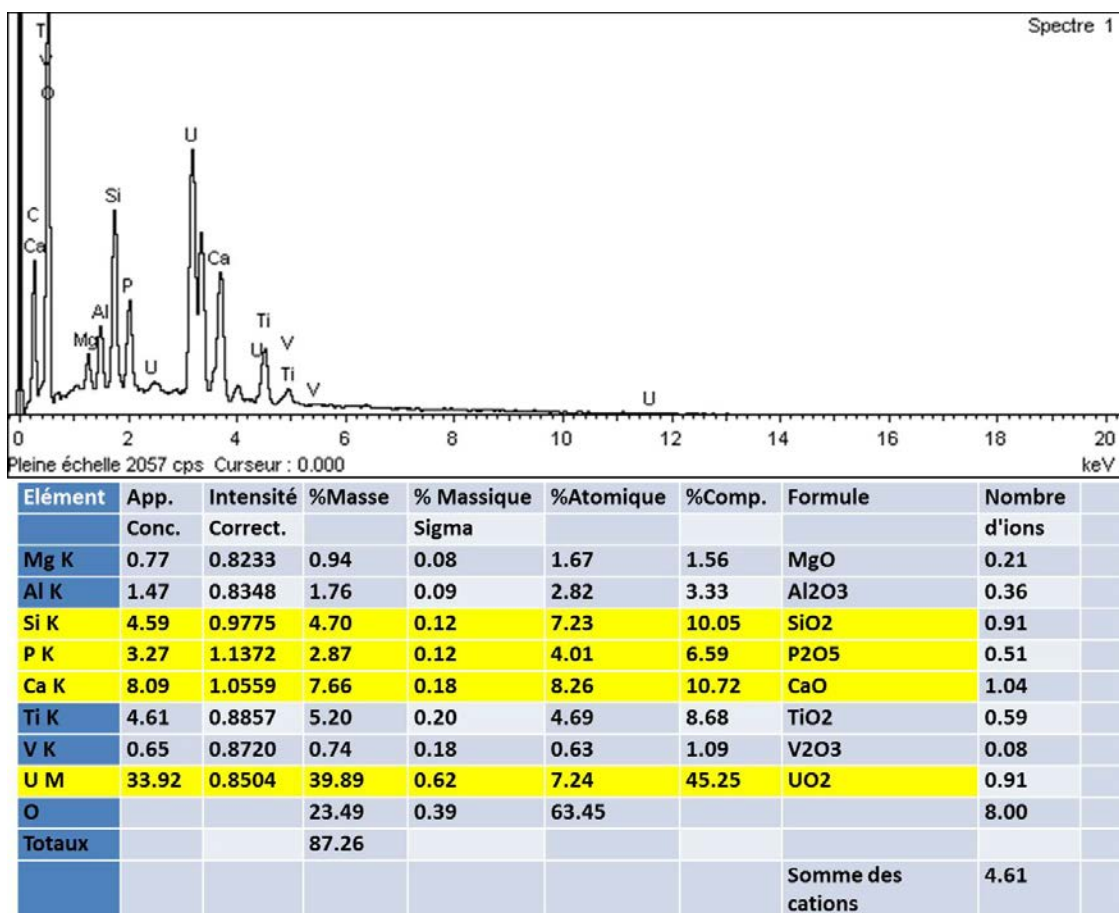


Planche 17: Spectre typique d'une uranophane.

4.3.3. Indices de fracturation

Plusieurs minéraux détritiques présentent des fracturations intra-granulaires (planche 18).

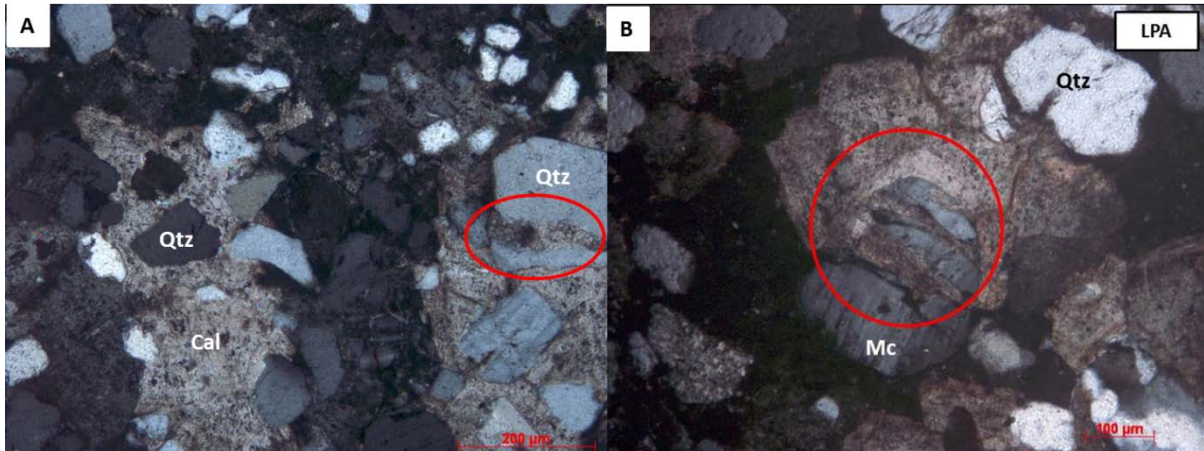


Planche 18: A) et B) respectivement grains de quartz et microcline fracturés

5. Conclusions & implication sur le traitement du minerai

L'étude pétrographique et minéralogique du gisement de Moradi à l'interface de l'unité d'Aoukaré (formation de Moradi) et des conglomérats d'Anou-Mellé dans le Teloua 1, a montré que les minéralisations sont abritées dans des grès hétérogènes. Les matériaux détritiques sont constitués majoritairement de quartz et en moindre mesure de feldspath et très rarement d'analcime. Les ciments majoritaires sont incontestablement les apatites et les carbonates suivi des chlorites/smectites. Essentiellement portés par les ciments d'apatite et de chlorite/smectite, les minéraux d'uranium détectés à Moradi sont la métatyuyamunite et l'uranophane, tout à fait comparable à Imouraren qui est très largement composé de ses minéraux. Plusieurs phénomènes diagénétiques à post-diagénétique ont été observés notamment l'albisation, la dolomitisation et la silicification etc... témoignant d'importante(s) circulation(s) de fluide(s).

Cette étude a permis de confirmer à une échelle microscopique, que le conglomérat d'Anou-Mellé et l'unité des grès d'Aoukaré représentent l'hôte de la minéralisation. Les faciès de conglomérats contiennent de cristallisation massive de carbonates (calcite et dolomite) et d'apatites, cimentant l'ensemble des grains.

Le stock d'uranium actuel semble s'être formé dans un contexte de circulation de fluide oxydant comme le témoigne les minéraux secondaires d'uranium (métatyuyamunite et uranophane) et l'abondance des ciments carbonaté et phosphaté. Deux origines possibles de la minéralisation:

- Soit issue de l'altération des UO_2 primaires
- Soit par évapo-transpiration car on retrouve en partie une minéralogie type calcrête
=> accumulation massive de carbonates et phosphates
- Pour perfectionner l'étude, une étude des relations entre apatite, carbonate et albite et leur source est nécessaire afin d'établir la séquence paragénétique du gisement.
- L'étude des inclusions fluides pouvant être piégés dans les ciments peuvent fournir de précieux renseignements sur le fluide minéralisateur.
- L'étude des compositions en terres rares des composées uranifères peuvent donner des informations sur les conditions de précipitation de l'uranium.

- D'étudier l'impact de la minéralogie (carbonates et phosphates) sur le traitement chimique de l'uranium.
- Comparer le gisement de Moradi à celui d'Imouraren particulièrement les minéraux d'U qu'ils ont en commun (métatyuyamunite et uranophane).