



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>



Centre de Recherches
Géographiques et Géochimiques

Ecole Nationale Supérieure
de Géologie de Nancy

THESE

présentée à

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'INPL

Spécialité : "Géosciences, Matières Premières et Environnement"

par

Gilles LEVRESSE

**Contribution à l'établissement d'un modèle génétique
des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au),
Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlas marocain**

Soutenance publique le 26 Octobre 2001
Devant la Commission d'Examen



D 136 039340 9

Membres du Jury

N. Clauer, Directeur de Recherche CNRS, ULP Strasbourg

Rapporteur

E. Marcoux, Professeur, Université d'Orléans

Rapporteur

E. Deloule, Directeur de Recherche, CNRS-CRPG Vandoeuvre-lès-Nancy

Examineur

M.R. Azizi Samir, Responsable Exploration, MANAGEM-Groupe ONA, Marrakech

Invité

B. De L'Épinois, Ingénieur du Corps des Mines, Directeur adjoint
de la direction des matières premières et des hydrocarbures

Invité

A. Cheilletz, Professeur, ENSG-INPL, Vandoeuvre-lès-Nancy

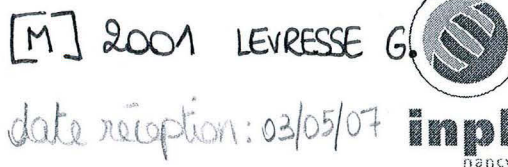
Directeur de thèse

D. Gasquet, Maître de Conférences, ENSG-INPL, Vandoeuvre-lès-Nancy

Co-Directeur de thèse

1360393409

01 INPL 573 N



Centre de Recherches
Pétrographiques et Géochimiques

Ecole Nationale Supérieure
de Géologie de Nancy

THESE

présentée à

L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'INPL

Spécialité : "Géosciences, Matières Premières et Environnement"

par

Gilles LEVRESSE

**Contribution à l'établissement d'un modèle génétique
des gisements d'Imiter (Ag-Hg), Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Ag-Au)
et Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlas marocain**

**Soutenance publique le 26 Octobre 2001
Devant la Commission d'Examen**

Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Membres du Jury

N. Clauer, Directeur de Recherche CNRS, ULP Strasbourg	Rapporteur
E. Marcoux, Professeur, Université d'Orléans	Rapporteur
E. Deloule, Directeur de Recherche, CNRS-CRPG Vandoeuvre-lès-Nancy	Examineur
M.R. Azizi Samir, Responsable Exploration, MANAGEM-Groupe ONA, Marrakech	Invité
B. De L'Epinois, Ingénieur du Corps des Mines, Directeur adjoint de la direction des matières premières et des hydrocarbures	Invité
A. Cheilletz, Professeur, ENSG-INPL, Vandoeuvre-lès-Nancy	Directeur de thèse
D. Gasquet, Maître de Conférences, ENSG-INPL, Vandoeuvre-lès-Nancy	Co-Directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Je tiens en premier lieu à remercier A. Cheilletz et D. Gasquet qui m'ont proposé ce sujet de thèse. Je n'oublierai pas l'intérêt qu'ils ont su porter au sujet ainsi que la qualité des discussions scientifiques ou le goût des brochettes d'abats que nous avons partagées. Je tiens tout spécialement à les remercier de m'avoir permis d'allier travail de terrains et de laboratoire, deux approches complémentaires sans lesquelles une étude "géologique" n'en serait tout à fait une.

Je remercie messieurs N. Clauer et E. Marcoux d'avoir accepté d'être rapporteurs de ce manuscrit. Je remercie également monsieur E. Deloule de l'intérêt qu'il a porté tout au long de cette étude et d'avoir accepté d'être examinateur de ce travail. Je tiens enfin à remercier messieurs MR Azizi-Samir et B. De Lepinois de m'honorer de leur présence dans ce jury.

L'aspect pluridisciplinaire de ce travail m'a permis, à mon plus grand plaisir, de multiplier les collaborations et donc les rencontres. Que l'ensemble des collaborateurs à cette étude soit remerciés ; Merci à l'équipe sonde ionique, Chocho, Etienne, Denis, Michel et Claire pour leur accueil et leur dévouement nocturne et dominical. Merci à Laurie Reisberg de m'avoir accueilli dans son laboratoire. Merci à Maman Zimmerman pour son aide et la patience qu'elle a su montrer pendant les phases de préparation de chimie et les analyses. Merci à monsieur Archibald pour nous avoir permis de réaliser nos analyses argon dans son laboratoire. Merci également à P. Marion pour son accueil, sa disponibilité et son œil infailible dans la reconnaissance des sulfures.

Je ne peux oublier ici de remercier l'ensemble des cadres de la mine géologues ou non, mais aussi mes compagnons du fond et des cuisines, merci à eux pour leur hospitalité, pour leur disponibilité et pour leur joie de vivre. J'ai une pensée également pour les gens de cette région difficile et pauvre, qui ont toujours accueilli le gauri avec un verre de thé et le plaisir simple d'échanger quelques mots... un sourire.

D'une façon plus générale je tiens à remercier l'ensemble du personnel du CRPG, Caro, Christiane, Valérie, Catherine, Isabelle, Laurent, Laurence, Bruno, Manu, Dédé, Jaques, à qui le centre doit bien plus que son simple fonctionnement. Une pensée émue pour leur maître à tous M'sieur Jean-Claude qui malgré son âge conserve une vue et une verve de concierge comme dans l'temps, dommage que la tête ne suive plus....

Un petit paragraphe ému pour mes collègues thésards, pour ceux que j'ai vu partir Peggy, Sarah, Sylvie, Jérôme, Pascal, Pavel, Yannick, Mélanie et pour ceux que je laisse derrière moi, Asrat, Christophe, Virginie, Eric, Olivier, Laurent, ...je garderai un souvenir ému de nos fêtes orgiaques et du franche esprit de camaraderie de tous les jours.

Enfin je tiens à remercier en particulier les quelques personnes qui m'ont fait l'honneur de m'offrir leur amitié lors de ces trois années nancéiennes. Je pense à Claire mon délicieux alter ego féminin à qui la maternité va si bien, à Alice ma douce Alice, à Bruno notre phare à tous dans cette réalité qui nous

échappe, à Nicolas mon infatigable bouquetin, à Laure ma sculpturale vestale, à Mous et Mathieu mes frères d'insomnie, de spleen et d'orage, tantôt clowns tristes, tantôt magiciens quand dans le port de chez Morad les larmes de rage se subliment en éclats de rire...

Je voudrais enfin remercier mes parents, qui m'ont laissé choisir les chemins que je voulais suivre fier et fort de leur soutien. Je leur dois aujourd'hui d'être ici et qui je suis.

Merci à mon fafa de fréro, d'être lui même,.... mais non je ne t'en veux pas pour les playmobiles !! Un grand merci à ma soeurette et à François de leur soutien de tous les jours et d'avoir fait entrer une tornade de bonheur dans nos vie. A Hugo, mon éternel soleil...

A toi pour qui mon cœur s'arrête, s'enflamme puis explose.....

Para mi, solo recorrer los caminos que tienen corazon, cualquier camino que tenga corazon. Por ahi yo recorro, y la unica prueba que vale, es atravesar todo su largo. Y por ahi yo recorro mirando, mirando, sin aliento.

Résumé

L'analyse structurale de la zone de faille du gisement Ag-Hg d'Imiter confirme la superposition de deux régimes tectoniques, synchrones de l'épisode argentifère, successivement extensif N150°E-N180°E à gangue siliceuse puis transtensif sénestre à gangue dolomitique. Un réseau filonien rhyolitique caractérisé notamment par des injections dans les plans d'ouverture E-W du premier régime extensif, est associé au dépôt des minéralisations. Les mesures in-situ U/Pb sur mono grain de zircon à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 ont permis de dater précisément deux événements magmatiques distincts à 572 ± 5 Ma (granodiorite de Taouzzakt) et 550 ± 3 Ma (rhyolite de Takhatert). Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont fourni des résultats qui confirment l'existence des deux événements magmatiques et hydrothermaux à Imiter respectivement associés à un épisode de minéralisation à métaux de base (563 à 577 Ma) puis épithermal argentifère. Les isotopes du soufre suggèrent deux réservoirs possibles pour cet élément, un réservoir magmatique et un autre métasédimentaire. Les données de Re/Os indiquent sans ambiguïté une origine mantellique du stock métal. Les minéralisations Ag-Hg d'Imiter sont interprétées dans le cadre d'un modèle épithermal neutre dont les deux paramètres essentiels sont la présence d'une extension de direction NS permettant le piégeage des minéralisations et l'injection de magmas rhyolitiques. Ceux-ci fournissent également l'énergie nécessaire au développement des circulations hydrothermales. La datation de la minéralisation des gisements de Bou Madine (553 Ma, U/Pb sur zircon de l'intrusion rhyolitique) et de Bou Azzer (533 Ma U/Pb sur zircon du trachyte d'Aghbar et 218 Ma $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur adulaire) montre d'une part l'importance de l'événement métallogénique lors de la transition Précambrien/Cambrien et d'autre part l'existence probable de minéralisations post-cambriennes. L'intégration de l'ensemble de ces résultats dans un modèle géodynamique met en évidence, lors de la transition Précambrien/Cambrien, l'évolution de l'Anti-Atlas d'un contexte de marge continentale active à celui d'une marge continentale passive.

Abstract

Structural analysis of the Ag-Hg Imiter deposit indicates two tectonic regimes that are contemporaneous with the silver epithermal episode. Firstly a N-S extensional event associated with quartz veining phase and rhyolitic intrusions, followed by sinistral movement associated with a dolomitic phase. U/Pb dating shows two distinct magmatic events at 572 Ma (Taouzzakt granodiorite) and 550 Ma (Takhatert rhyolitic intrusion). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating confirms the existence of two magmatic and additional hydrothermal events related to base metal mineralization and to a silver epithermal mineralization. Sulphur isotope compositions indicate two sources for this element, a magmatic one and a metasedimentary one. Re/Os isotopic analyses reveal a mantle origin of the silver mineralization. The Ag-Hg Imiter deposit is interpreted as a neutral epithermal deposit, defined by two important parameters, the rhyolitic intrusions and the N-S extension which controlled the mineralization emplacement.

Mineralization dating of the Bou Madine (553 Ma) and Bou Azzer deposits (533 Ma and 218 Ma) confirms the importance of a metallogenic event during the Precambrian/Cambrian transition and the existence of potential post-Cambrian mineralizations.

The integration of these results in a regional geodynamic model illustrates the Anti-Atlas evolution from an active continental margin to a passive continental margin during the Precambrian/Cambrian transition.

Chapitre 1 : Introduction générale.....	1
Chapitre 2 : La méthode de datation U/Pb à la sonde ionique.....	5
2-1 La méthode de datation U/Pb.....	5
2-1-1 Le système isotopique U/Pb	5
2-1-2 Les différents diagrammes et âges.....	5
2-2 Les minéraux utilisables	8
2-2-1 Caractéristiques physiques et chimiques des zircons	8
2-2-2 Préparation des zircons pour l'analyse.....	9
2-3 La méthode de datation U/Pb à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270.....	12
2-3-1 Présentation de la microsonde ionique	12
2-3-2 Procédure analytique	13
2-3-3 Traitement des résultats	14
Chapitre 3 : La méthode d'analyse des isotopes du soufre	17
3-1 Généralités	17
3-2 Géochimie des isotopes du soufre	17
3-2-1 Le fractionnement isotopique à l'équilibre	17
3-3 Les applications	20
3-3-1 La géothermométrie	20
3-3-2 Le traçage isotopique	20
3-4 Source du soufre dans les différents réservoirs	22
3-5 Composition isotopique des dépôts épithermaux	24
3-6 Les procédures analytiques	25
3-6-1 Préparation des échantillons	25
3-6-2 Description de la sonde ionique CAMECA IMS 3F.....	26
3-6-3 Procédure analytique	26
{ TM \t "Table des illustrations" \c }Chapitre 4 : La méthode d'analyse du système Rhénium/Osmium	29
4-1 Caractéristiques chimiques du Rhénium et de l'Osmium	29
4-1-1 Caractérisation chimique des éléments	29
4-1-2 Relation chimique dans le système Re-Os	30

4-2 L'Osmium et le Rhénium dans les différents réservoirs.....	31
4-2-1 <i>Le noyau</i>	<i>32</i>
4-2-2 <i>Le manteau et les météorites</i>	<i>32</i>
4-2-3 <i>La croûte continentale.....</i>	<i>32</i>
4-2-4 <i>Altération métamorphique et hydrothermal du système Re/Os.....</i>	<i>33</i>
4-3 Intérêt du système Re-Os en métallogénie	33
4-4 Les procédures analytiques de la chimie de l'Osmium et Rhénium.....	34
4-4-1 <i>Préparation des échantillons et du matériel</i>	<i>34</i>
4-4-2 <i>Attaque et extraction chimique de l'Os/Re</i>	<i>35</i>
4-5 La spectrométrie de masse.....	38
4-5-1 <i>Les mesures d'Osmium par thermo-ionisation.....</i>	<i>38</i>
4-5-2 <i>Les analyses de Rhénium par ICPMS</i>	<i>40</i>

PARTIE II

Chapitre 1 : Généralités sur l' Anti-Atlas.....	41
1-1 Situation géographique	41
1-2 Le cadre géologique régional.....	42
1-2-1 <i>Le socle paleoprotozoïque</i>	<i>44</i>
1-2-2 <i>Le socle Néoprotozoïque (ou Protozoïque supérieur).....</i>	<i>44</i>
1-2-3 <i>La couverture volcano-sédimentaire.....</i>	<i>47</i>
1-2-4 <i>La série infracambrienne (ou Adoudounienne)</i>	<i>48</i>
1-2-5 <i>Des cortèges filoniens doléritiques</i>	<i>49</i>
1-3 Les subdivisions du Protérozoïque, apport de la géochronologie.....	49
1-3-1 <i>Les âges radiométriques de références en Anti-Atlas</i>	<i>49</i>
1-3-2 <i>L'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Néoprotozoïque</i>	<i>51</i>
1-4 Le volcanisme mésozoïque.....	52
1-4-1 <i>Le volcanisme permien.....</i>	<i>52</i>
1-4-2 <i>Le volcanisme triasique - liasique.....</i>	<i>52</i>
1-5 Le district minier d'Imiter.....	53
1-5-1 <i>Localisation géographique.....</i>	<i>53</i>
1-5-2 <i>Historique de la prospection minière</i>	<i>54</i>
1-6 Le contexte géologique du gisement d'Imiter	55
1-6-1 <i>Le socle néoprotozoïque moyen.....</i>	<i>55</i>

1-6-2 Les granitoïdes	56
1-6-3 La couverture volcano-sédimentaire néopropérozoïque supérieur	57
1-6-4 La couverture paléozoïque	59
1-7 Le contexte géologique du gisement d'Imiter	59
1-8 Morphologie du gisement argentifère d'Imiter	60
1-9 La minéralisation.....	60
1-9-1 La préconcentration sédimentaire ou minéralisation syngénétique	61
1-9-2 La minéralisation structuro-métamorphique ou tectono-métamorphique	61
1-9-3 La minéralisation à gangue de calcite	61
1-9-4 L'épisode sulfurée hydrothermale précoce	63
1-9-5 La minéralisation à gangue dolomitique ou épithermale argentifère.....	63
1-9-6 La minéralisation supergène, ou phase tardive	64
1-9-7 Zonation minérale du gisement	65
1-10 Les inclusions fluides dans le gisement d'Imiter	65
1-11 Les altérations hydrothermales associées aux minéralisations	65
1-12 Les approches isotopiques	66
1-13 Les modèles génétiques existants	67
 <i>Chapitre 2 : Le volcanisme rhyolitique intrusif tardi néoprotérozoïque terminal</i>	 69
2-1 Nouvelles données cartographiques et pétrographiques concernant la série volcanique néoprotérozoïque terminal	69
2-1-1 La protrusion de Takhatert	69
2-1-2 Le réseau filonien rhyolitique	71
2-2 Caractérisation géochimique et contexte géotectonique.....	72
2-2-1 Diagramme de variation des éléments majeurs	72
2-2-2 Géochimie des terres rares	73
2-3 Conclusion : Le contexte géotectonique	75
 <i>Chapitre 3 : Etude structurale de la bordure Nord de la boutonnière d'Imiter..</i>	 77
3-1 Analyse structurale de la zone de faille d'Imiter	77
3-1-1 Méthode d'analyse des plans de faille striés.....	77
3-1-2 Résultats obtenus.....	77

3-1-3 Conclusion.....	85
3-2 Les principaux métallotectes des minéralisations	87
3-2-1 Contrôle lithologique	87
3-2-2 Contrôle structural de la minéralisation.....	87
3-3 Conclusions sur l'étude structurale	88
<i>Chapitre 4 : Etude métallographique et paragenétique.....</i>	<i>91</i>
4-1 Introduction	91
4-2 Les successions paragenétiques.....	91
4-2-1 L'épisode tectono-métamorphique	91
4-2-2 L'épisode hydrothermal à métaux de base	92
4-2-3 L'épisode épithermal argentifère	93
4-2-4 Les minéraux d'oxydation secondaire	99
4-3 Thermométrie	100
4-4 Autres géothermomètres (phase Qtz2 et dolomite)	102
4-5 Estimation de la fugacité d'oxygène de la phase Qtz2	103
4-6 Le transport et le dépôt de l'argent	104
4-7 Conclusion	105
<i>Chapitre 5 : Analyses isotopiques du soufre dans les intrusions rhyolitiques et la minéralisation.....</i>	<i>107</i>
5-1 Problématique et méthode d'analyse.....	107
5-2 Discussion et signification des résultats des analyses isotopiques du soufre.....	107
5-2-1 Les intrusions rhyolitiques	107
5-2-2 L'épisode tectono-métamorphique	109
5-2-3 L'épisode hydrothermale à métaux de base (phase Qtz 1).....	109
5-2-4 L'épisode épithermale argentifère.....	109
5-3 Discussion et conclusion sur la géochimie du soufre	111
<i>Chapitre 6 : Analyse isotopique Re/Os</i>	<i>113</i>
6-1 Présentation des échantillons analysés	113
6-2 Résultats des analyses isotopiques du couple Rhénium / Osmium	113
6-3 Discussion des analyses isotopiques du couple Rhénium / Osmium	116

<i>Chapitre 7 : Datation du plutonisme, du volcanisme et de la minéralisation</i>	119
7-1 Problématique	119
7-2 Datation U/Pb du plutonisme et du volcanisme	119
7-2-1 Résultats des datations U/Pb.....	119
7-2-2 Analyse chimique des zircons de la rhyolite de Takhatert et de la granodiorite de Taouzzakt	124
7-2-3 Discussion et signification des âges U/Pb	125
7-3 Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des muscovites dans l'auréole de minéralisation	125
7-3-1 Les procédures analytiques	126
7-3-2 Résultats de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	126
7-3-3 Discussion et signification des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	128
 <i>Chapitre 8 : Conclusion sur l'étude du gisement d'Imiter</i>	131
8-1 Le contrôle lithologique et structurale	131
8-2 Les minéralisations et les altérations	131
8-3 L'âge de la minéralisation	132
8-4 Implications des âges obtenus sur la colonne stratigraphique à Imiter	132
8-5 Proposition d'un modèle métallogénique	134

PARTIE III

Chapitre 1 : Le gisement (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) de Bou Madine : apport

géochronologique.....	137
1-1 Le cadre géologique régional	137
1-1-1 Le socle métasédimentaire néoprotérozoïque	137
1-1-2 La couverture volcano-sédimentaire néoprotérozoïque terminale	138
1-1-3 La couverture sédimentaire paléozoïque	140
1-2 Le gisement de Bou Madine	141
1-3 Les données isotopiques du Plomb et du soufre	141
1-3-1 Les analyses isotopiques du plomb	141
1-3-2 Les analyses isotopiques du soufre	142
1-4 Les modèles génétiques existants	142
1-5 Les intrusions rhyolitiques	142
1-6 Datation U/Pb de la rhyolite (BM99-1)	144

1-7 Les analyses isotopiques du soufre	146
1-8 Conclusion : Contribution au modèle génétique de Bou Madine	147

Chapitre 2 : Le gisement (Co-Ni-As-Au-Ag) de Bou Azzer : apport

<i>géochronologique.....</i>	<i>149</i>
2-1 Le cadre géologique régional.....	149
2-2 La minéralisation.....	151
2-3 Les paragénèses d'altération	153
2-4 Datation du gisement	153
2-5 Les modèles génétiques existants	154
2-6 Le filon 7.....	155
2-7 Nouvelles données géochimiques et géochronologiques.....	157
<i>2-7-1 Analyses isotopiques du soufre</i>	<i>157</i>
<i>2-7-2 Analyses cristallographiques des minéraux d'altération</i>	<i>158</i>
<i>2-7-3 Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la minéralisation du filon 7</i>	<i>161</i>
<i>2-7-4 Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du filon de quartz de Tamdrost</i>	<i>161</i>
<i>2-7-5 Datation U/Pb du Trachyte d'Aghbar</i>	<i>161</i>
2-8 Conclusion : contribution au modèle génétique de Bou Azzer	163

Chapitre 3 : Conclusions : implications géodynamiques.....

3-1 La transition Précambrien/Cambrien	165
3-2 Proposition d'un modèle d'évolution géodynamique	167
3-3 Conséquences métallogéniques	169
3-4 Les événements métallogéniques post-cambrien	170

Références bibliographiques.....	171
---	------------

Chapitre 1

Figure 1.1 Carte de distribution des minéralisations dans l'Anti-Atlas	1
--	---

Chapitre 2

Figure 2.1 Le diagramme concordia (Wetherill, 1956), communément utilisé pour interpréter les analyses isotopiques du système isotopique U/Pb.	6
Figure 2.2 Diagramme concordia de Tera-Wasserburg, (1972). Les rapports isotopiques ne sont pas corrigés par rapport au plomb commun.	7
Figure 2.3 Procédures de préparation des zircons pour l'analyse isotopique U/Pb à la microsonde ionique	10
Figure 2.4 Précautions de montage des grains de zircons sur la bague de résine.	11
Figure 2.5 Schéma simplifié de la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 du CRPG-CNRS, Nancy.....	13
Figure 2.6 Diagramme de calibration pour la rhyolite de Takhatert (IM99-72) sur une session d'une durée de vingt-deux heures. Douze analyses de standards ont été effectuées. Une droite de corrélation linéaire est calculée pour chaque échantillon avec les paramètres de la droite et le coefficient de corrélation.....	15

Chapitre 3

Figure 3.1 Fractionnement isotopique à l'équilibre des sulfures communs en fonction de H ₂ S.	19
Figure 3.2 Courbes de fractionnement des composés isotopiques du soufre.....	21
Figure 3.3 Evolution de la composition isotopique des sulfures et des sulfates au cours des temps géologiques.	22
Figure 3.4 Composition isotopique des différents réservoirs terrestres et extra-terrestres.....	24
Figure 3.5 Stabilité des mesures de composition isotopique du soufre sur le standard de pyrite (CAR 123) au cours de période d'analyse de 3 jours.	27

Chapitre 4

Figure 4.1 Calcul d'un âge modèle d'une roche crustale. La ligne représente l'évolution chondritique du manteau avec un rapport initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 0.096 et un rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de 0.402. La ligne en pointillée représente l'évolution d'une roche crustale ayant un rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de 19.3 et un âge modèle d'extraction à partir du manteau de 3.5 Ga.	31
Figure 4.2 Schémas d'un tube de Carius.....	35
Figure 4.3 Descriptif simplifié de la procédure chimique utilisée pour la séparation et l'analyse de l'Os/Re ---	36
Figure 4.4 Principe de la microdistillation.....	37
Figure 4.5 Schémas du spectromètre de masse Finnigan MAT 262 (TIMS).	38

Chapitre 1

Figure 1.1 Schéma géologique simplifié de la chaîne de l'Anti-Atlas et localisation des gisements étudiés-----	41
Figure 1. 2 Interprétations successives des subdivisions du Précambrien dans l'Anti-Atlas.	43
Figure 1.3 Données stratigraphiques et géochronologiques dans l'Anti-Atlas Occidental et central -----	45

Liste des figures

Figure 1.4 Données stratigraphiques et géochronologiques dans l'Anti-Atlas Central (Bou Azzer, Ouarzazate)	46
Figure 1.5 Composition de la série volcano sédimentaire du Néoprotérozoïque terminal de l'Anti-Atlas, dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	47
Figure 1.6 Corrélation stratigraphique et géochronologique (U/Pb sur zircon) de la limite Précambrien/Cambrien dans l'Anti-Atlas, la Sibérie et Avalone	48
Figure 1.7 Comparaison des âges des roches volcaniques mésozoïques au Maroc par rapport aux âges déterminés sur les marges atlantiques de l'Afrique de l'Ouest et des USA	53
Figure 1.8 Cadre géologique de la boutonnière d'Imiter, modifié	55
Figure 1.9 Composition de la série néoprotérozoïque terminale dans le diagramme TAS	58
Figure 1.10 Successions paragénétiques	62
Figure 1.11 Successions paragénétiques de la minéralisation épithermale argentifère	62
Figure 1.12 distribution des analyses Pb/Pb dans le diagramme de Zartman et Doe (1981)	67
Figure 1.13 Modèle génétique issu de la synthèse de Baroudi et al. (1999)	68

Chapitre 2

Figure 2.1 Carte géologique et coupe N-S de la partie Ouest de la boutonnière d'Imiter (protrusion rhyolitique de Takhatert)	70
Figure 2.2 A Diagramme TAS de Le Maître (1984) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter, données compilées Ouguir (1997) et Bajja (1987 ; 1998)	72
B Diagramme AFM des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter, données compilées Ouguir (1997) et Bajja (1987 ; 1998)	72
C Diagramme SiO_2 vs $\text{Log} (\text{CaO} / (\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}))$ des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter, données compilées Ouguir (1997) et Bajja (1987 ; 1998)	72
Figure 2.3 A Diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 d'après Winchester et Floyd (1977) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter	74
B Diagramme $(\text{Nb}/\text{Y})/\text{SiO}_2$ vs SiO_2 d'après Winchester et Floyd (1977) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter	74
C Diagramme $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs Zr d'après Thieblemont et Tergrey (1994) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter	74
Figure 2.4 A Spectre étendu de variations des terres rares dans les intrusions rhyolitiques à Imiter. Normé au manteau primitif, McDonough et Sun (1995)	75
B Spectre de variations des terres rares dans les intrusions rhyolitiques à Imiter. Normé aux chondrites, Evensen (1978)	75
Figure 2.5 Comparaison des spectres moyens de variations des terres rares dans les intrusions rhyolitiques par rapport à la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter. Normé aux chondrite, Evensen (1978)	76

Chapitre 3

Figure 3.1 A Carte géologique de surface du gisement d'Imiter I (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation	78
B Coupe N-S du gisement d'Imiter I déformation (d'après les documents SMI, modifiés)	78

Figure 3.2 A Carte géologique de surface du gisement de la colline B3 (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation	80
B Carte de la galerie d'exploitation niveau 1350 m.	80
C Coupe N-S du gisement de la colline B3 (d'après les documents SMI, modifiés)	80
Figure 3.3 A Carte géologique de surface du gisement d'Imiter IV (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation	82
B Carte de la galerie d'exploitation niveau 1320 m	82
C Coupe N-S du gisement d'Imiter IV (d'après les documents SMI, modifiés).	82
Figure 3.4 A Carte géologique de surface du gisement d'Imiter V (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation	84
B Coupe N-S du gisement d'Imiter V (d'après les documents SMI)	84
Figure 3.5 Synthèse des régimes de déformations A et B définis à l'échelle du faisceau de la faille d'Imiter.	86

Chapitre 4

Figure 4.1 Succession paragenétique de la minéralisation épithermale argentifère (cette étude)	93
Figure 4.2 Diagramme ternaire de la sphalérite	96
Figure 4.3 Diagramme de différenciation des sulfoarseniures à cobalt nickel	97
Figure 4.4 Diagramme d'évolution Ag vs Hg dans la minéralisation épithermale argentifère	98
Figure 4.5 A Diagramme de caractérisation cristallochimique des phengites	100
Figure 4.6 A Diagramme de caractérisation cristallochimique des chlorites	102
B Courbe de densité (histogramme de densité) des températures	102
Figure 4.7 Courbes d'équilibre de différentes réactions entre les sulfures dans un espace as_2 -T	103
Figure 4.8 Diagramme de stabilité de l'argent à 250°C en fonction du pH et de la fugacité en oxygène	105

Chapitre 5

Figure 5.1 Distribution des valeurs de $\delta^{34}S_{CDT}$ par phase de minéralisation et par type de sulfures	110
---	-----

Chapitre 6

Figure 6.1 Diagramme d'évolution du rapport $^{187}Os/^{188}Os$ en fonction du temps	115
--	-----

Chapitre 7

Figure 7.1 Diagramme $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$ des analyses à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograin de zircon de la granodiorite de Taouzzakt	121
Figure 7.2 Diagramme $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$ des analyses à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograin de zircon de la protrusion rhyolitique de Takhatert	122
Figure 7.3 Diagramme $^{206}Pb/^{238}U$ vs $^{207}Pb/^{235}U$ des analyses à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograin de zircon de l'intrusion rhyolitique de Tachkakacht	123
Figure 7.4 Diagramme de caractérisation géochimique HfO_2 vs Y_2O_3 d'après Pupin (1992) des grains de zircon de la protrusion de Takhatert et de la granodiorite de Taouzzakt	124

Figure 7.5 Spectres d'âge des échantillons dans l'auréole de minéralisation et âges en spot analyses dans un feuillet de l'échantillon IM00-53	127
--	-----

Chapitre 8

Figure 8.1 Colonne stratigraphique du Néoprotérozoïque et du cambrien dans le gisement d'Imiter. Les âges de la colonne de gauche proviennent de la bibliographie (voir Fig. 1.3 et 1.4 pour les références).....	133
Figure 8.2 Nouveau modèle génétique, épithermal neutre, pour le gisement Ag-Hg d'Imiter.....	135

PARTIE III

Chapitre 1

Figure 1.1 Carte géologique de la boutonnière de Bou Madine, et localisation des échantillons analysés ----	138
Figure 1.2 Colonne stratigraphique de la région de Bou Madine. -----	139
Figure 1.3 Schéma synthétique montrant les relations entre les différents faciès mis en place avant les minéralisations -----	143
Figure 1.4 Composition chimique d'une rhyolite stérile, d'une rhyolite minéralisée et de la série volcanique néoprotérozoïque terminale dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -----	144
Figure 1.5 Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des analyses à la sonde ionique sur monograin de zircon de l'intrusion rhyolitique de Bou Madine -----	145
Figure 1.6 Distribution des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la littérature et les données nouvelles de cette étude à Bou Madine.	147

Chapitre 2

Figure 2.1 Carte géologique de la boutonnière de Bou Azzer - El Graara, et localisation des échantillons analysés.....	150
Figure 2.2 Succession paragenétique des minéralisations de Bou Azzer	152
Figure 2.3 Modèle génétique de la minéralisation. Succession chronologique des altérations qui ont affecté la diorite quartzite de Bou Azzer. -----	154
Figure 2.4 Carte structurale simplifiée et phases de déformation observées au filon 7 -----	155
Figure 2.5 Succession minéralogique du filon 7. Ce filon renferme apparemment des paragenèses correspondant au stade à arsénifères -----	156
Figure 2.6 Distribution des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la littérature et les données nouvelles de cette étude à Bou Azzer -----	158
Figure 2.7 Diffractogramme de Rayons-X de l'échantillon BA99-8 -----	159
Figure 2.8 A Diagramme de détermination cristallographique des chlorites -----	160
B Formule structurale moyenne calculée sur 11 atomes d'oxygène -----	160
C Courbe de densité (histogramme de distribution) des températures -----	160
Figure 2.9 Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des adulaires de la chloritite associée à la minéralisation à (As Fe Co Ni) du filon7 et des muscovites du filon de quartz qui recoupe la rhyolite au niveau de la mine de Tamdrost. ---	161

<i>Figure 2.10 Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des analyses à la sonde ionique sur monograin de zircon du sill trachyte d'Aghbar.....</i>	<i>163</i>
--	------------

Chapitre 3

<i>Figure 3.1 Nouvelles colonnes stratigraphiques du Néoprotérozoïque et du Cambrien dans l'Anti-Atlas central et oriental..</i>	<i>166</i>
<i>Figure 3.2 Scénario schématique de l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas central et oriental du Néoprotérozoïque terminal au Cambrien inférieur.....</i>	<i>169</i>

PARTIE I

Chapitre 2

Tableau 2.1 Ions analysés à la microsonde ionique pour la datation U/Pb, avec les temps de comptage typiques et les ordres de grandeur des signaux enregistrés.	14
--	----

Chapitre 3

Tableau 3.1 Equations de fractionnement des composés isotopiques du soufre.	21
Tableau 3.2 Résolution de masse nécessaire pour s'affranchir des interférences isobariques sur les isotopes ^{32}S et ^{34}S du soufre. Les interférences principales sont soulignées.	26
Tableau 3.3 Les standards internes utilisés.	27

Chapitre 4

Tableau 4.1 Caractéristiques de l'Osmium et du Rhénium.	29
Tableau 4.2 Teneur et rapport isotopiques de différents réservoirs.	31

PARTIE II

Chapitre 5

Tableau 5.1 Tableau synthétique des résultats de $\delta^{34}\text{S}$	108
---	-----

Chapitre 6

Tableau 6.1 Composition isotopique en Os et concentration en Os et Re des échantillons de la minéralisation argentifère et des intrusions rhyolitiques analysés. (2) : duplicata.	114
Tableau 6.2 Contribution de l'Os dérivé des black shales dans la minéralisation argentifère en fonction des rapports isotopiques initiaux calculés à 550 Ma. Le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial de l'échantillon IM00-37, est irréaliste, aussi nous avons utilisé le rapport mesuré pour obtenir une estimation maximale pour cet échantillon.	117

Chapitre 7

Tableau 7.1 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de la granodiorite de Taouzzakt. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun.	120
Tableau 7.2 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'intrusion rhyolitique de Takhatert. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun.	122
Tableau 7.3 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons du dyke rhyolitique de Tachkakacht. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun.	123

PARTIE III

Chapitre 1

Tableau 1.1 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'intrusion rhyolitique de Bou Maadine. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards.	145
Tableau 1.2 Valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ calculé de la littérature (pyrite, sphalérite, blende) (spectromètre à source gazeuse, Dagallier, 1989) et les données nouvelles (pyrite) de cette étude (Sonde ionique CAMECA IMS 3F) à Bou Madine.	146

Chapitre 2

Tableau 2.1 Valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la littérature (pyrite, chalcoppyrite, barytine) (Maacha et al., 1998) et les données nouvelles (pyrite, galène) de cette étude.	157
Tableau 2.2 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons du Trachyte d'Aghbar. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards.	162

Partie I

Introduction générale et méthodes analytiques

Chapitre 1

Introduction générale

L'Anti-Atlas marocain est une vaste province métallogénique, qui renferme un grand nombre de gisements métallifères du groupe Ag-Au-Ni-Co-Cu-Pb-Zn dont l'étude de la distribution dans l'espace et dans le temps demeure la base nécessaire à l'élaboration de modèles conceptuels indispensables aux programmes d'exploration. Les gisements d'Imiter, de Bou Madine et de Bou Azzer en particulier ont fait l'objet de nombreuses études depuis plusieurs décennies visant à la mise au point d'un modèle génétique satisfaisant au mieux les exigences de la recherche de réserves exploitables. Cependant une certaine confusion existe toujours aujourd'hui quant à l'interprétation génétique de ces gisements. Dans le but de lever cette incertitude, deux paramètres géologiques importants doivent être mieux pris en compte, (i) l'âge absolu de dépôt des minéralisations (déterminations radiométriques), (ii) la source des métaux (traçages isotopiques), visant à intégrer la distribution géographique des gisements dans leur contexte géologique et tectonique.

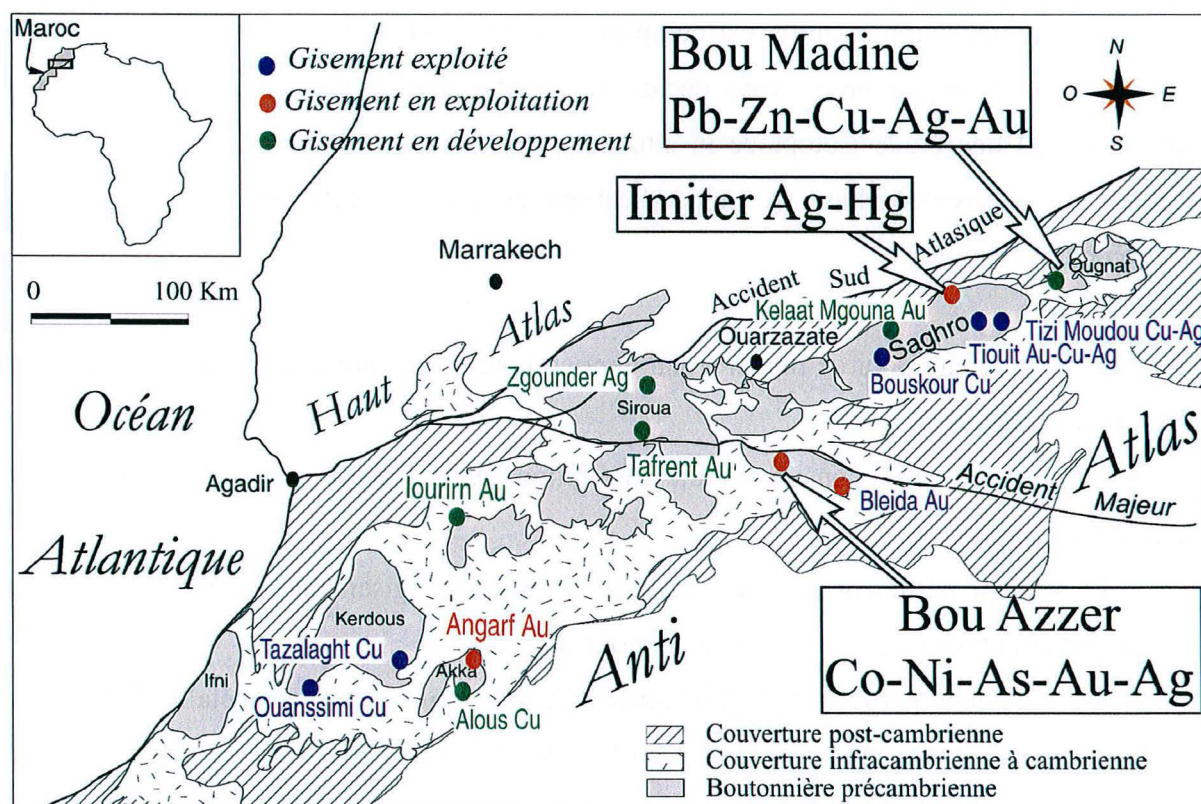


Figure 1.1 Carte de distribution des minéralisations dans l'Anti-Atlas.

Dans cet esprit nous avons entrepris de réaliser dans un premier temps, sur le gisement d'Imiter, une analyse structurale détaillée et le calage de la minéralisation par rapport aux événements magmatiques néoprotérozoïques. Dans un second temps nous avons réalisé la datation de la minéralisation et des roches associées par les méthodes $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb, et d'identifier les sources des métaux (sulfures et métaux natifs) avec les isotopes du soufre et du système Rhénium-Osmium. Enfin nous nous sommes intéressés aux gisements de Bou-Azzer et de Bou-Madine afin de contribuer à la compréhension de la genèse de ces gisements et de proposer une vision originale de la métallogénèse régionale de l'Anti-Atlas. Un des objectifs visé est de mieux situer la distribution dans le temps et dans l'espace des métaux précieux au niveau de la transition Néoprotérozoïque / Paléozoïque.

L'Anti-Atlas est composé de terrains datés du Birimien à l'actuel, témoins d'une histoire géologique complexe. Dans un tel contexte polyphasé, seul un mode de datation in situ sur des minéraux particulièrement résistant à l'érosion physique et chimique peut permettre de déterminer des âges de mise en place. La méthode que nous avons choisi d'utiliser est la datation U-Pb à la sonde ionique de monograins de zircons.

La datation de la minéralisation a été réalisée in situ en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indirectement sur monograins de muscovites.

La minéralisation à Imiter est complexe, ce qui rend la détermination de sa source difficile. C'est pourquoi nous avons décidé de coupler deux types d'analyses isotopiques distinctes : (i) une étude isotopique in situ du soufre à la sonde ionique afin de pouvoir analyser les différentes phases de minéralisations et (ii) une étude du couple Re-Os sur fraction minérale pure

Le plan retenu pour ce rapport final tient compte de ces préoccupations ; il comprend trois grandes parties :

La première partie consiste en une description des méthodes analytiques utilisées lors de ce travail.

La seconde partie concerne les résultats obtenus sur le gisement (Ag-Hg) d'Imiter et la proposition d'un nouveau modèle génétique pour ce gisement.

La troisième partie aborde les aspects géochronologiques et métallogénique des gisements Co-Ni-As-Au-Ag de Bou Azzer (Anti-Atlas central) et BPGC de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental). A partir de ces études locales nous proposons un modèle génétique original et de nouveaux guides de prospections à l'échelle de l'Anti-Atlas.

Les travaux de terrain qui représentent les préliminaires indispensables à ce type d'études, ont été réalisés lors de deux séjours d'une durée respective de trois et deux mois. Le travail effectué dans le domaine minier s'est déroulé aussi bien en surface qu'en souterrain, permettant ainsi des levés cartographiques, et des échantillonnages, précis et détaillés des relations entre les différentes formations et la minéralisation. L'ensemble de ces travaux a été facilité par la bienveillance du service géologique des mines d'Imiter (SMI) et de Bou Azzer (CTT) de la société MANAGEM-groupe ONA.

Les travaux de laboratoire ont été menés au CRPG-CNRS à Nancy. Les observations microscopiques ont été effectuées au LEM et au CRPG-CNRS. Les analyses minéralogiques ont été effectuées avec la microsonde CAMECA SX 50 et le microscope électronique à balayage du service commun de micro-analyses de l'Université Henry Poincaré de Nancy1. Le dosage des éléments majeurs et traces a été réalisé par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) au CRPG-CNRS à Nancy. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ainsi que des études complémentaires des isotopes du soufre, ont été réalisées à l'Université de Queen's (Canada). Les datations U/Pb, les études isotopiques du soufre et du couple Re/Os ont été réalisées CRPG-CNRS.

Chapitre 2

La méthode de datation U/Pb à la sonde ionique

2-1. La méthode de datation U/Pb

2-1-1. Le système isotopique U/Pb

L'uranium possède trois isotopes, ^{238}U , ^{235}U et ^{234}U , dont les abondances respectives sont 99,274 %, 0,720 % et 0,006 % (Rosman et Taylor, 1998). La valeur actuelle du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ est de 137,8. Les isotopes 238 et 235 de l'Uranium se désintègrent en isotopes stables du plomb, respectivement ^{206}Pb et ^{207}Pb . Nous disposons donc de deux chronomètres indépendants, applicables simultanément. La valeur de la constante de désintégration (λ) de l' ^{238}U est de $1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$. Celle de l' ^{235}U est de $9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ ans}$ (Jaffey *et al.*, 1971). Les périodes de désintégration des éléments intermédiaires sont toutes inférieures à 10^6 ans, donc négligeables pour des âges supérieurs à 10^6 ans. Le rapport $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ est constant pour une époque donnée.

2-1-2. Les différents diagrammes et âges

A partir des deux chronomètres indépendants présentés précédemment, il est possible de calculer trois âges distincts :

$$\text{L'âge } ^{238}\text{U } ^{206}\text{Pb} : ^{206}\text{Pb}^* / ^{238}\text{U} = e^{\lambda_{238}t} - 1$$

$$\text{L'âge } ^{235}\text{U } ^{207}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb}^* / ^{235}\text{U} = e^{\lambda_{235}t} - 1$$

$$\text{L'âge } ^{206}\text{Pb } ^{207}\text{Pb} : ^{207}\text{Pb}^* / ^{206}\text{Pb}^* = (e^{\lambda_{235}t} - 1) / 137.88 (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

Ou $^{206}\text{Pb}^*$ et $^{207}\text{Pb}^*$ désignent les plombs radiogéniques, après la prise en compte du plomb initiale.

pour déterminer les âges, les formules utilisées sont :

$$\text{Age } ^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} = \frac{1}{\lambda_{238}} \ln\left(\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} + 1\right)$$

$$\text{Age } ^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U} = \frac{1}{\lambda_{235}} \ln\left(\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}} + 1\right)$$

$$\text{Age } ^{206}\text{Pb}^* / ^{207}\text{Pb}^* = \frac{e^{\lambda_{238}t} - 1}{e^{\lambda_{235}t} - 1} \times \frac{^{238}\text{U}}{^{235}\text{U}}$$

Avec λ :

$$\lambda_{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10}$$

$$\lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10}$$

Les âges obtenus avec les trois géochronomètres peuvent être soit identiques soit différents. Le premier à avoir observé cette différence, dite aussi discordance, a été Ahrens (1955), mais ce fut Wetherill (1956) qui l'expliqua par des épisodes successifs de fractionnement entre U et Pb. Wetherill proposa également le concept de concordia (Fig 2.1). La concordia est une courbe où les âges obtenus par les trois méthodes sont identiques, ils sont dits concordants. Les trois âges ne sont concordants que si le minéral analysé a fonctionné comme un système chimiquement clos, sans perte ou gain de U ou de Pb.

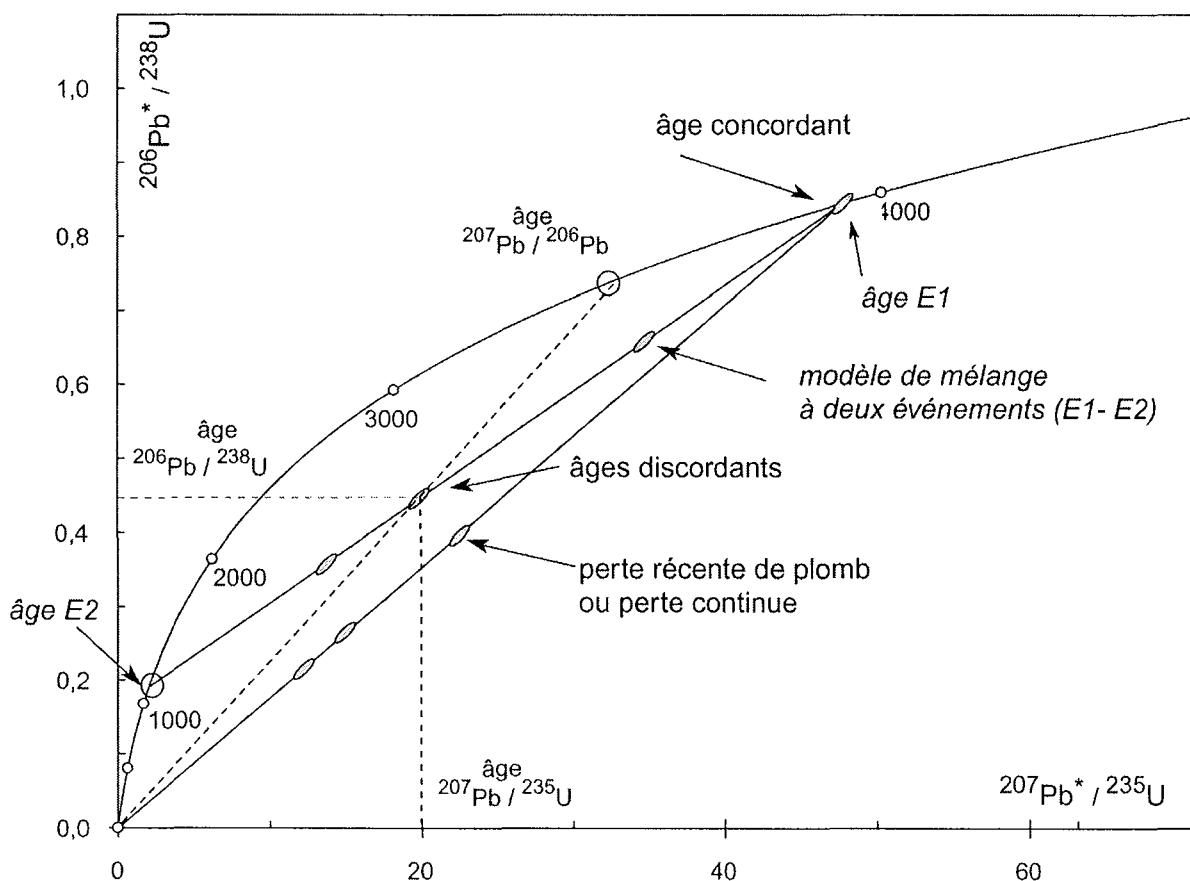


Figure 2.1 Le diagramme concordia (Wetherill, 1956), communément utilisé pour interpréter les analyses isotopiques du système isotopique U/Pb.

Lorsque les âges sont discordants, c'est à dire qu'ils ne se positionnent pas sur la concordia, ils peuvent former un nuage de points ou s'aligner selon une droite qui intercepte la concordia en deux points. Ces deux points sont appelés intercept supérieur et intercept inférieur. Les âges

discordants sont interprétés comme l'expression d'un déséquilibre du système isotopique du minéral analysé. Ce déséquilibre peut être due soit à une perte de produits radiogéniques (par altération et par dilution), soit à la formation de nouvelles zones de croissance. Si le grain présente deux phases de cristallisation, alors la droite formée par les âges discordants représente une droite de mélange dont les intercepts, supérieur et inférieur, donnent respectivement l'âge des deux phases. Si le grain est formé de plus de deux zones, alors les intercepts n'ont pas de réalité géologique. D'où l'importance extrême du choix des zircons à analyser, et de la possibilité d'analyses in-situ.

Le diagramme de Terra-Wasserburg (Fig. 2.2), permet d'illustrer les rapports isotopiques mesurés, non corrigés. Par conséquent il est possible de mettre en évidence la présence de plomb commun, et / ou de pertes récentes de plomb radiogénique. Le plomb

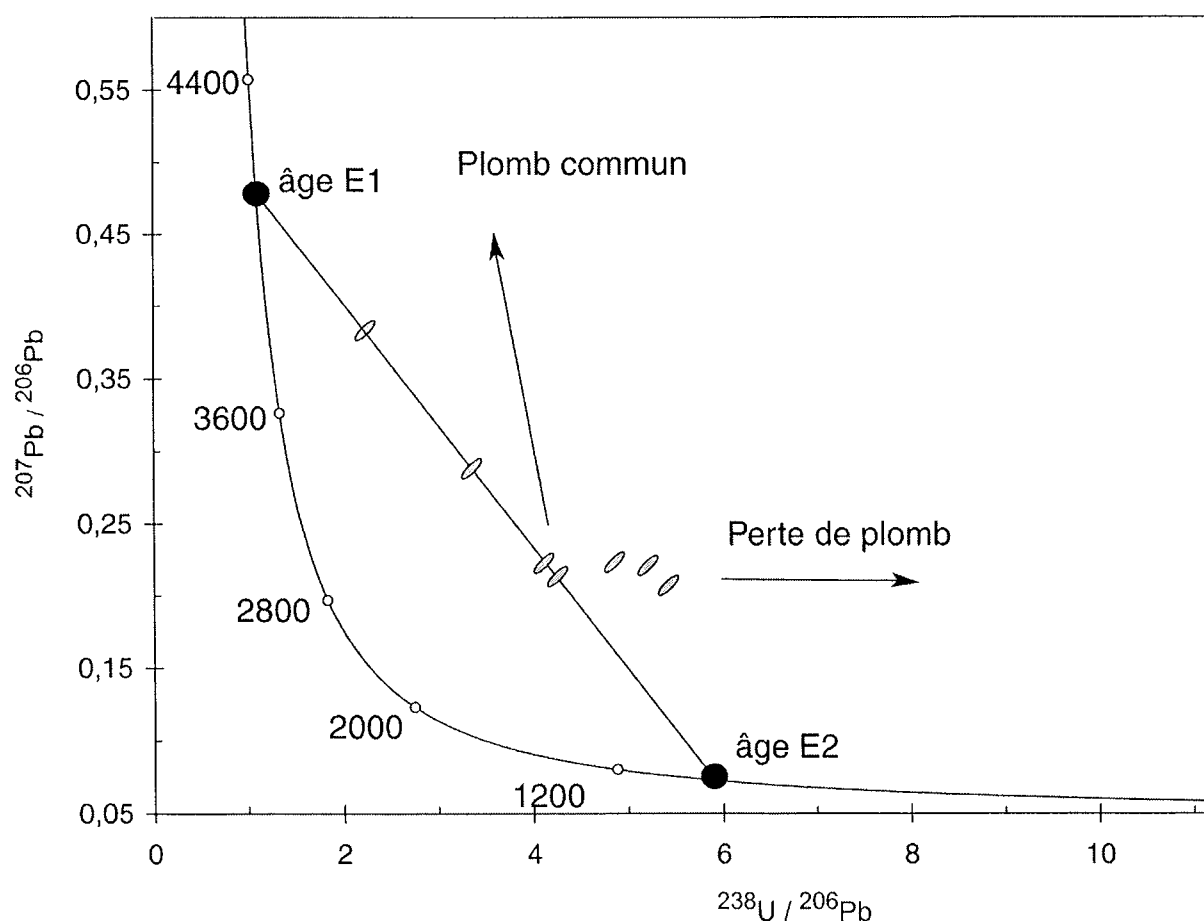


Figure 2.2 Diagramme concordia de Terra-Wasserburg, (1972). Les rapports isotopiques ne sont pas corrigés par rapport au plomb commun.

commun tend à déplacer les résultats sur une ligne presque verticale, tandis que les pertes de plomb radiogénique induisent un décalage horizontal. En outre, ce diagramme est bien adapté pour les âges phanérozoïques, puisque le rapport $^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}$ varie beaucoup dans cette la

gamme d'âge. De ce fait, les deux diagrammes sont complémentaires. De fait, pour les âges récents, le rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ne varie pas beaucoup, donc le diagramme concordia n'est pas adapté.

2-2. Les minéraux utilisables

Les minéraux utilisables pour les datations U/Pb, sont le zircon (ZrSiO_4), l'apatite (CaPO_4), la baddeleyite (ZrO_2), la monazite (CePO_4), la titanite (CaTiSiO_3), le rutile (TiO_2), la perovskite (CaTiO_3), l'allanite ($\text{CaFeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), le xenotime (YPO_4). Ces minéraux sont favorables car ils ne renferment que peu ou pas de très gros cations pouvant être substitués par Pb^{2+} et sont riches en terres rares auxquelles se substitue facilement l'Uranium. Le minéral le plus utilisé pour la méthode U/Pb est le zircon.

2-2-1. Caractéristiques physiques et chimiques des zircons

Le zircon est ubiquiste dans toutes les roches magmatiques y compris dans les roches basiques. Il s'agit d'un nésosilicate ZrSiO_4 composé de 67,1 % de ZrO_2 et de 32,9 % de SiO_2 . L'U, le Th et des terres rares sont présents en éléments traces. Le zircon appartient au système quadratique et forme soit des prismes soit des aiguilles automorphes. Le zircon et le hafnon (HfSiO_4) constituent les deux pôles d'une solution solide. Les atomes d'U et de Zr ont des diamètres (0,87Å) et des charges similaires, ce qui favorise leur substitution mutuelle. Dans un liquide silicaté, le zircon cristallise précocement et de ce fait, on le retrouve souvent en inclusion dans d'autres minéraux (quartz, feldspath, biotite...). C'est un minéral qui résiste particulièrement bien à l'érosion physique et chimique, ce qui lui confère une pérennité exceptionnelle (Wayne et Sinha, 1988; Sinha *et al.*, 1992 ; Leroux *et al.*, 1999). Pupin (1980, 1992) démontre une dépendance entre la morphologie du grain de zircon et le chimisme et la température du magma au sein duquel le grain se forme. Watson, 1980 ; Watson et Harrison, 1983 ; Vavra, 1990 ; 1994 ; Benisek and Finger, 1993 confirment la dépendance de la cristallographie envers le chimisme du magma, et notamment envers la saturation en Zr et à la présence éventuelle d'eau. Le zircon est utilisé comme indicateur des conditions physico-chimiques lors de cristallisation du magma (Caironi *et al.*, 2000 ; Hoskin., 2000)

La résistance des grains de zircon aux différentes perturbations physico-chimiques en fait des objets complexes. En effet, chaque nouvel événement va imprimer sa marque dans le grain soit sous la forme de zones de croissance soit sous la forme de zones d'altération. La formation d'une nouvelle zone de croissance dans des conditions physico-chimiques

différentes du milieu initial (milieu où cristallisent les zones de croissance antérieures), perturbe les zones antérieures (Lee *et al.*, 1997 ; Watson *et al.*, 1995 ; 1997 ; Cherniak *et al.*, 1997). Ces perturbations, ou même altérations dans le cas de solutions hydrothermales, sont accentuées quand le grain est fracturé (Hartman *et al.*, 1997 ; Levchenko *et al.*, 1996). Dans le cas de l'altération hydrothermale, la perte d'uranium est accompagnée par l'apparition de Baddeleyite (Levchenko *et al.*, 1996). Pour s'affranchir de la complexité des structures internes des zircons, il faut pouvoir analyser uniquement les cristaux de structure et de morphologies homogènes. Pour cela, les observations au MEB et/ou par cathodoluminescence sont incontournables (Hanchar et Miller, 1993). La microscopie électronique fournit une aide importante dans la sélection des grains, car elle permet de déterminer avec certitude les grains ou les zones de grains dont la structure interne est simple et/ou homogène, donc témoin d'un événement géologique unique. À partir de ces informations, il est possible d'analyser ces grains simples à la sonde ionique (CAMECA IMS1270 ou SHRIMP) ou par dilution isotopique de mono-grain sélectionné (Michard et Lancelot, 1970).

La datation U/Pb sur zircons des roches volcaniques microgrenues ou à mésostase vitreuse est peu commune. En effet, le nombre réduit de grains de zircon dans la roche et leur petite taille est un facteur limitant pour l'analyse classique (ID-TIMS). L'augmentation de la sensibilité des techniques d'analyse permet aujourd'hui de travailler avec des petites quantités de matériel (analyse de monograin ID-TIMS, analyse in situ SIMS).

L'outil d'analyse utilisé dans le cadre de ce travail est la sonde ionique CAMECA IMS1270. Cet instrument est particulièrement adapté aux différents problèmes discutés ci-dessus. En effet, la faible taille du faisceau d'ions, de l'ordre de 30 μm permet d'analyser des grains homogènes de très petite taille. Il autorise également, dans le cas de grains polyphasés, l'analyse d'une zone ponctuelle (cœur et/ou bordure), et ainsi la datation de plusieurs événements dans un seul grain.

2-2-2. Préparation des zircons pour l'analyse

La procédure de préparation des zircons pour l'analyse isotopique U/Pb à la microsonde ionique est synthétisée sur la figure 2.3. La masse de l'échantillon de départ représente 20 à 30 kg suivant la teneur de zirconium de la roche.

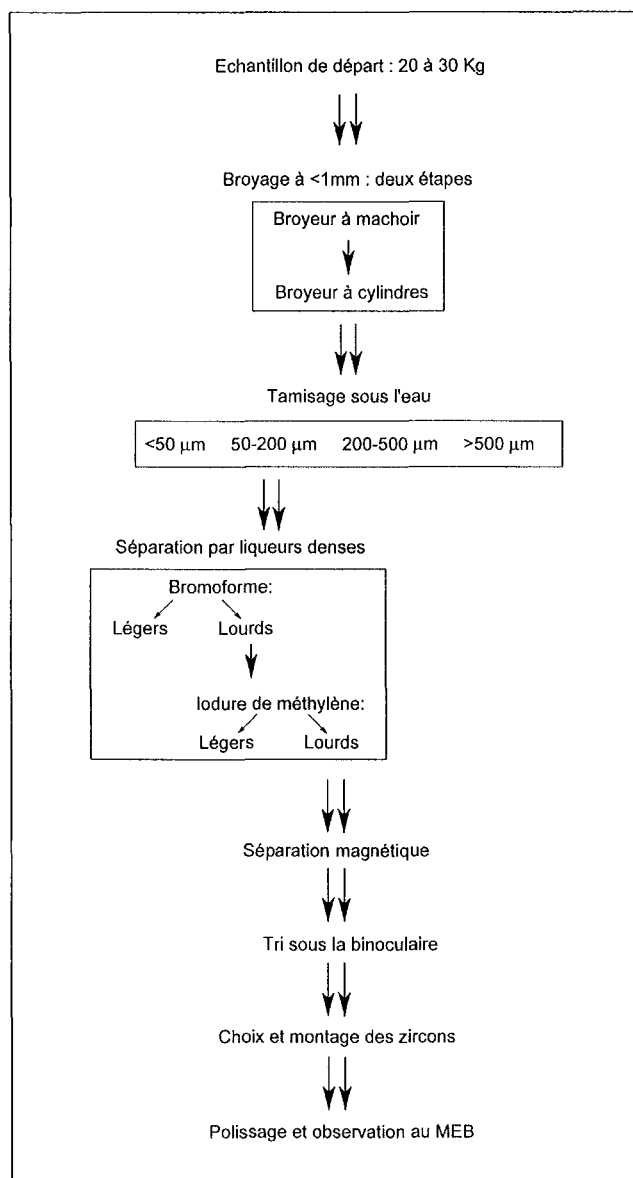


Figure 2.3 Procédures de préparation des zircons pour l'analyse isotopique U/Pb à la microsonde ionique

L'échantillon est broyé à l'aide d'un concasseur à mâchoires puis d'un broyeur à cylindres, de façon à obtenir des particules de taille inférieure à 1 mm. Ces particules sont tamisées en milieu humide avec des tamis métalliques de 50, 200, et 500 μm. La fraction 50-200 μm subit une séparation par liqueurs denses au bromoforme, puis à l'iodure de méthylène. La fraction lourde récupérée à l'issue du passage à l'iodure de méthylène est triée par séparation magnétique (séparateur magnétique Cook). Les échantillons sont triés plusieurs fois en modifiant les réglages du séparateur magnétique. La fraction finale est non magnétique. Un tri manuel sous la loupe binoculaire est effectué sur la fraction non magnétique. Les zircons sont séparés selon des critères physiques et optiques (morphologie, état de surface, héritages et/ou de zonations, limpidité, couleur, structure, inclusions,

fractures, etc.). A l'issue de ce dernier tri les grains destinés à être datés, sont montés sur un bague de résine epoxy[®], avec des fragments de zircons standards d'âge connu. Le standard utilisé au CRPG de Nancy est le standard 91500, d'âge $1062,4 \pm 0,4$ Ma (Wiedenbeck *et al.*, 1995). Pour faciliter le polissage chaque pastille ne contient que des grains de taille homogène. Les grains sont positionnés le long d'une ligne parallèlement à leur axe C (Fig. 2.4). La pastille obtenue est abrasée de façon à exposer les centres des grains puis polie. L'étude en microscopie optique des grains de zircons est

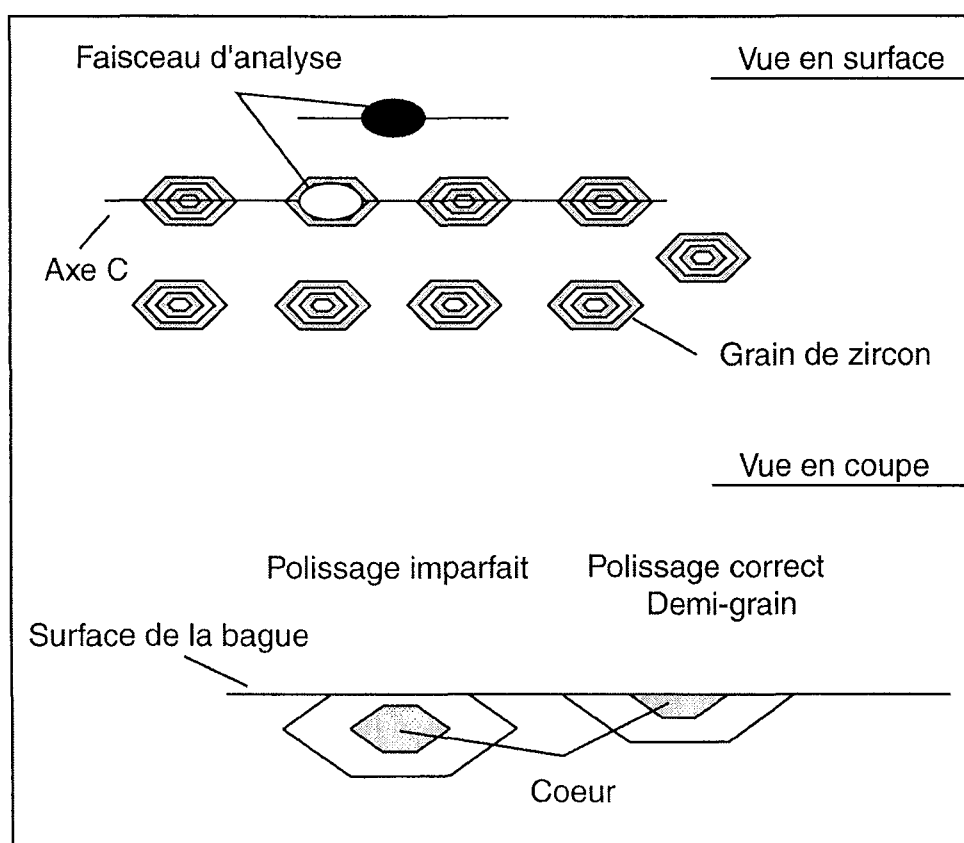


Figure 2.4 Précautions de montage des grains de zircons sur la bague de résine.

complétée par des observations au MEB (en électrons retrodiffusés). Cette étude permet d'identifier précisément les grains ne pouvant pas être analysés à la microsonde ionique. Pour l'analyse, la pastille est positionnée dans le porte-échantillon de telle façon que le plus grand axe du faisceau d'analyse soit parallèle à l'alignement des grains. Cette préparation particulière permet d'optimiser le positionnement du spot d'analyse sur les grains de très petite taille (Fig. 2.4). Lors du polissage de grains de petite taille la résine epoxy est abrasée plus rapidement que le grain. Ce dernier forme un léger relief qui sera amplifié lors des

observations MEB et cathodoluminescence. Lors de l'analyse à la sonde ionique la pastille est éclairée de façon rasante par une fibre optique. Par conséquent, tout relief sur la pastille engendre une ombre portée, qui peut dans certains cas cacher le grain et rendre le positionnement du spot d'analyse très difficile.

2-3. La microsonde ionique CAMECA IMS 1270

2-3-1. Présentation de la microsonde ionique

La sonde ionique est inventée sous l'impulsion de Castaing par Slodzian (1964). Elle se différencie des sondes et microscopes électroniques par la nature ionique des faisceaux primaire et secondaire qu'elle utilise. Lorsque l'on soumet un échantillon au bombardement par un faisceau d'ions (O^{2+} ou Cs), la zone cible est pulvérisée en un mélange de particules neutres et de particules ionisées. Les ions secondaires émis par la cible sont accélérés dans un champ électrostatique, puis ils sont différenciés à travers un secteur électrostatique et un secteur magnétique. Les ions peuvent être analysés (comptés) soit en multicollection (les différentes masses ioniques analysées sont comptées en même temps) soit en monocollection (les différentes masses ioniques analysées sont comptées successivement).

L'échantillon est placé sous vide à l'intersection de deux systèmes optiques (Fig. 2.5). L'optique primaire comprend une source d'ions primaires (oxygène dans le cas d'analyse de U et Pb), qui sont accélérés avec une tension électrostatique variant de 5 à 15 kV, et focalisés en l'échantillon sur une surface allant de quelques centaines de μm à moins d'un μm de diamètre. Les ions secondaires émis par l'échantillon sont extraits et accélérés à des tensions variant de 0,1 à 10 kV par l'optique secondaire. Ils sont ensuite focalisés en image, en énergie et en masse par le jeu de diaphragmes, de lentilles électrostatiques, d'un secteur électrostatique et d'un secteur magnétique. Le signal émis est analysé en fonction de son point d'émission (avec une résolution d'environ 1 μm), de son énergie d'émission (avec une résolution d'environ 0,5 eV), et de la masse atomique des ions (avec une résolution de masse maximale de l'ordre de 50.000) Cette technique offre à la fois une résolution latérale de l'ordre du μm et une sensibilité très élevée pour la mesure *in situ* de compositions chimiques et/ou isotopiques sans traitement physique ou chimique préalable (dissolution et purification des éléments à analyser).

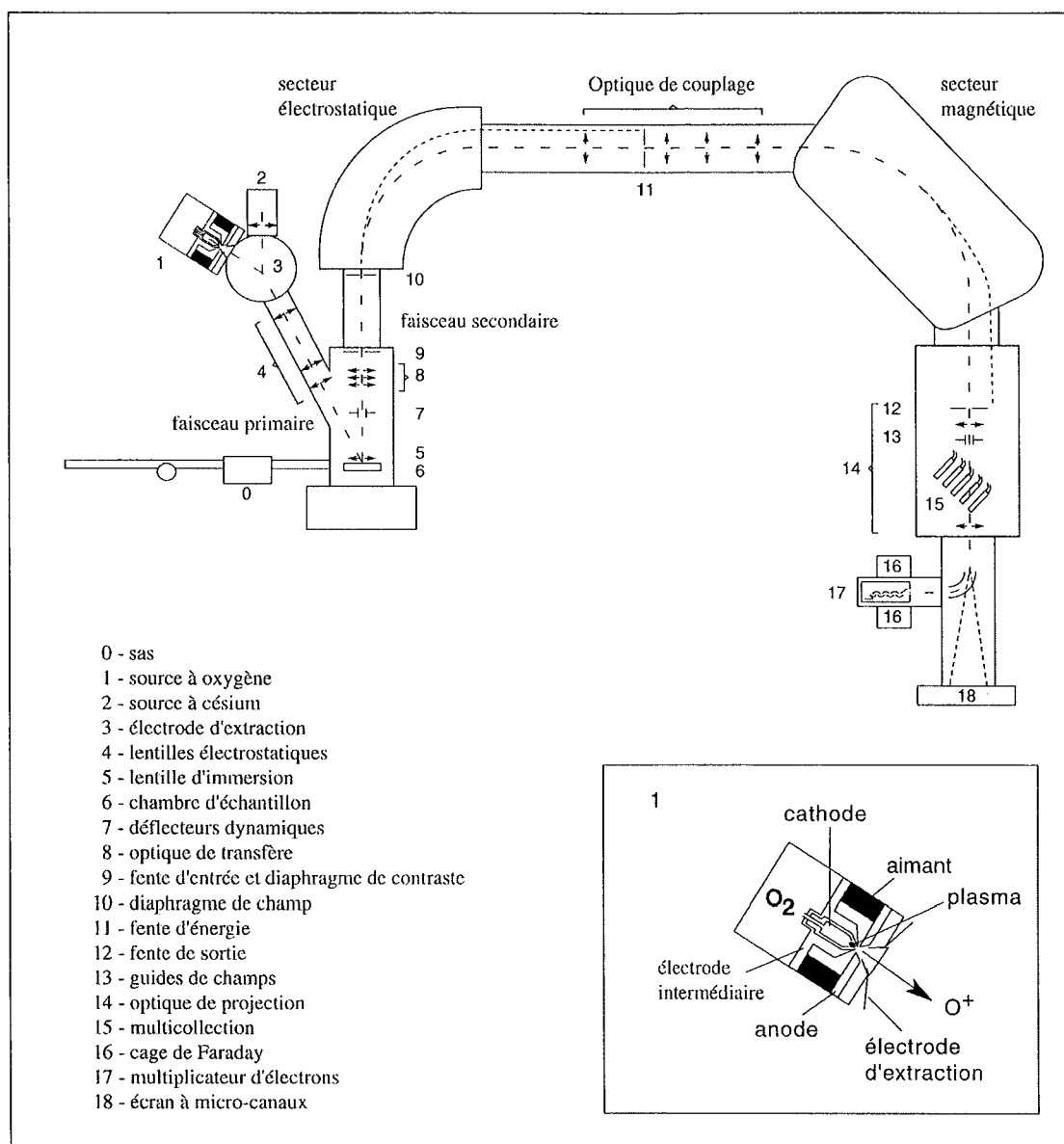


Figure 2.5 Schéma simplifié de la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 du CRPG-CNRS, Nancy.

2-3-2. Procédure analytique

Les analyses réalisées à la microsonde ionique sont calibrées par rapport à une courbe de calibration construite à partir des analyses de standards montés avec les échantillons. Le ratio entre le nombre d'analyses effectuées sur l'échantillon par rapport au standard est de 1.5. L'analyse se fait en monocollection par multiplicateur d'électrons. Les masses mesurées et les temps de comptage respectifs sont donnés dans le tableau 2.1. Un cycle d'analyse correspond à la mesure successive de l'ensemble des masses dans l'ordre cité ci-dessous (tableau 2.1). Une analyse complète est constituée de 16 cycles de mesure. La résolution de masse utilisée pour s'affranchir de toutes interférences moléculaires (interférence Pb/Hf Si), est de l'ordre de 6000. Les informations complètes sur la procédure analytique et sur les problèmes de

calibration sont données dans Deloule et al. (2001). Nous y reviendrons plus loin dans la présentation du traitement des résultats.

masse	espèce	temps de comptage (sec)	ordre de grandeur typique (c/s)
196	$^{90}\text{Zr}_2^{16}\text{O}$	2	10^5
203,5	bruit de fond	4	10^{-1}
204	^{204}Pb	10	10^{-1}
206	^{206}Pb	4	10^3
207	^{207}Pb	40	10^2
208	^{208}Pb	10	10^2
238	^{238}U	2	10^5
248	$^{232}\text{Th}^{16}\text{O}$	2	10^4
254	$^{238}\text{U}^{16}\text{O}$	2	10^5

Tableau 2.1 Ions analysés à la microsonde ionique pour la datation U/Pb, avec les temps de comptage typiques et les ordres de grandeur des signaux enregistrés.

2-3-3 Traitement des résultats

Les analyses des échantillons sont corrigées du fractionnement instrumental et du plomb commun. Les corrections du plomb commun sont faites sur la base du ^{204}Pb mesuré et en utilisant le modèle de Stacey et Kramers (1975) pour définir la composition isotopique de plomb initial présent dans les zircons. Le fractionnement instrumental est déterminé à partir des analyses sur les standards dont le rapport isotopique est connu. Le rapport isotopique vrai de l'échantillon est calculé selon la formule:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{\text{éch.}} \bigg/ \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{\text{std.}} \right)_{\text{mesuré}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{\text{éch.}} \bigg/ \frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}_{\text{std.}} \right)_{\text{vrai}}$$

Le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mesuré du standard est déterminé pour chaque analyse avec le rapport $^{238}\text{U}^{16}\text{O}/^{238}\text{U}$ de l'échantillon, en utilisant les paramètres de la droite de calibration des standards selon la formule :

$$\left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{\text{vrai}} = \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{\text{mesuré}} * \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}}\right)_{\text{standard}} / \left(A * \frac{\text{UO}}{\text{U}_{\text{mesuré}}} + B\right)$$

Où a et b sont les paramètres de la droite de régression obtenue sur le standard.

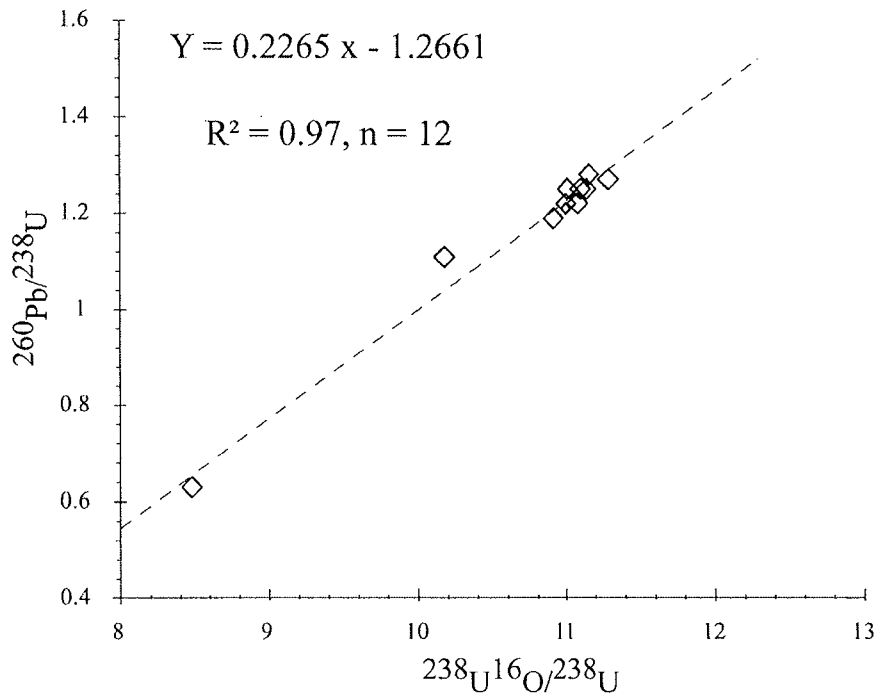


Figure 2.6 Diagramme de calibration pour la rhyolite de Takhatert (IM99-72) sur une session d'une durée de vingt-deux heures. Douze analyses de standards ont été effectuées. Une droite de corrélation linéaire est calculée pour chaque échantillon avec les paramètres de la droite et le coefficient de corrélation.

La calibration, basée sur le diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en fonction de $^{238}\text{U}^{16}\text{O}/^{238}\text{U}$, est une part importante de l'analyse U/Pb à la microsonde ionique, puisque c'est d'elle que dépend l'exactitude des résultats et leur précision. La moitié de l'erreur sur l'âge est constituée par l'erreur systématique induite par les mesures de standard (une dizaine par session de 24 heures). Pour la durée d'analyse d'un échantillon (soit 24 heures) la ligne de calibration suit une régression linéaire (Fig. 2.6). Cependant toutes modification des conditions d'analyse pendant cette période entraîne une variation de la calibration et l'établissement d'une nouvelle droite de corrélation. Il est donc très important de connaître la succession exacte d'analyses réalisées sur les échantillons et les standards, afin d'optimiser la calibration. En outre, il est

indiqué de réaliser des analyses de standard le plus régulièrement possible (au moins tous les trois échantillons) afin de bien contraindre la droite de calibration et d'identifier le cas échéant de possibles variations de celle-ci.

Chapitre 3

La méthode d'analyse des isotopes du soufre

3-1. Généralités

Le soufre possède quatre isotopes stables dont les abondances sont : $^{32}\text{S} = 95.0\%$; $^{33}\text{S} = 0.76\%$; $^{34}\text{S} = 4.22\%$; $^{36}\text{S} = 0.014\%$ (Dean, 1979). Les erreurs analytiques sont petites par rapport aux variations dans les milieux naturelles ($< \text{‰}$; $> \text{‰}$) . Les analyses sont effectuées soit par spectromètre de masse (MS à source gazeuse) soit par sonde ionique. Les compositions isotopiques sont toujours exprimées sous forme d'un quotient $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$. La différence entre le quotient de l'échantillon (Q_x) et celui du standard (Q_s) est exprimée sous forme de δ en ‰, suivant la formule :

$$\delta^{34}\text{S}\text{‰} = \left(\frac{Q_x}{Q_s} - 1 \right) * 1000$$

La valeur de δ peut être soit positive soit négative, ce qui signifie respectivement un enrichissement ou un appauvrissement de l'isotope lourd ^{34}S dans l'échantillon par rapport au standard. Le standard international est la troilite (FeS) de Canyon Diablo (CDT), dont le quotient $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ est de 0.044994 (Thode *et al.*, 1961).

3-2. Géochimie des isotopes du soufre

La composition isotopique du soufre varie dans le milieu naturel. Cette variation est due en partie au fractionnement isotopique lors des réactions chimiques. Nous allons présenter successivement les grandes lois qui régissent le comportement isotopique du soufre et les applications qui en découlent.

3-2-1. Le fractionnement isotopique à l'équilibre

Les processus chimiques et physiques d'origine biogénique ou inorganique induisent un fractionnement isotopique entre les composés soufrés. Les effets du fractionnement sont proportionnels à la différence de masse entre les espèces isotopiques, et inversement proportionnels à la température (Fig. 3.1). Le fractionnement isotopique est également sensible aux énergies de valence et de liaison. L'isotope lourd se fixe préférentiellement sur le

composant dont les énergies de liaisons atomiques sont les plus élevées. Le facteur de fractionnement isotopique (α) entre deux composés, A et B, est égal au quotient des isotopes lourds sur les isotopes légers (R) des composés A et B. Dans les conditions d'équilibre, le facteur de fractionnement et le quotient (Q) sont liés par la constante d'équilibre (K)

$$\alpha_{A-B} = R_A/R_B = K^{1/n} \quad (2)$$

où n est le nombre maximum d'isotopes échangeables dans les composants.

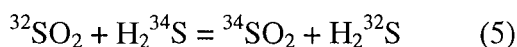
$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} = \frac{1 + \delta_A / 1000}{1 + \delta_B / 1000} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B} \quad (3)$$

Les mesures d'abondance des isotopes stables sont données sous forme de quotient (Q) ; il faut donc tenir compte des déviations du facteur de fractionnement (α) par rapport au standard suivant l'équation, ci-dessous, qui dérive des équations (1) et (2).

La valeur α est toujours proche de 1 ($1 \pm 0.0x$ à $1 \pm 0.00x$). La différence de entre deux composés soufrés est notée Δ . La valeur Δ est similaire à la valeur de la transformation logarithmique du facteur de fractionnement associé.

$$\Delta_{A-B} = \delta_A \text{‰} - \delta_B \text{‰} \approx 1000 \ln \alpha_{A-B} \quad (4)$$

Afin d'illustrer les équations théoriques précédentes, prenons comme exemple réel la réaction d'équilibre isotopique entre le dioxyde de soufre (SO_2) et le sulfure d'hydrogène gazeux (H_2S):



Suivant les équations (1) (2) et (3) on obtient,

$$\begin{aligned} \alpha_{\text{SO}_2-\text{H}_2\text{S}} &= K_{\text{SO}_2-\text{H}_2\text{S}} = R_{\text{SO}_2} / R_{\text{H}_2\text{S}} = (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{SO}_2} / (^{34}\text{S}/^{32}\text{S})_{\text{H}_2\text{S}} \\ &= (1 + \delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_2} \text{‰} / 1000) / (1 + \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} \text{‰} / 1000) \\ &= (1000 + \delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_2} \text{‰}) / (1000 + \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} \text{‰}) \end{aligned} \quad (6)$$

suivant (4), on obtient,

$$\Delta_{\text{SO}_2-\text{H}_2\text{S}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_2} \text{‰} - \delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}} \text{‰}$$

$$= 1000 \ln \alpha_{\text{SO}_2\text{-H}_2\text{S}} \quad (7)$$

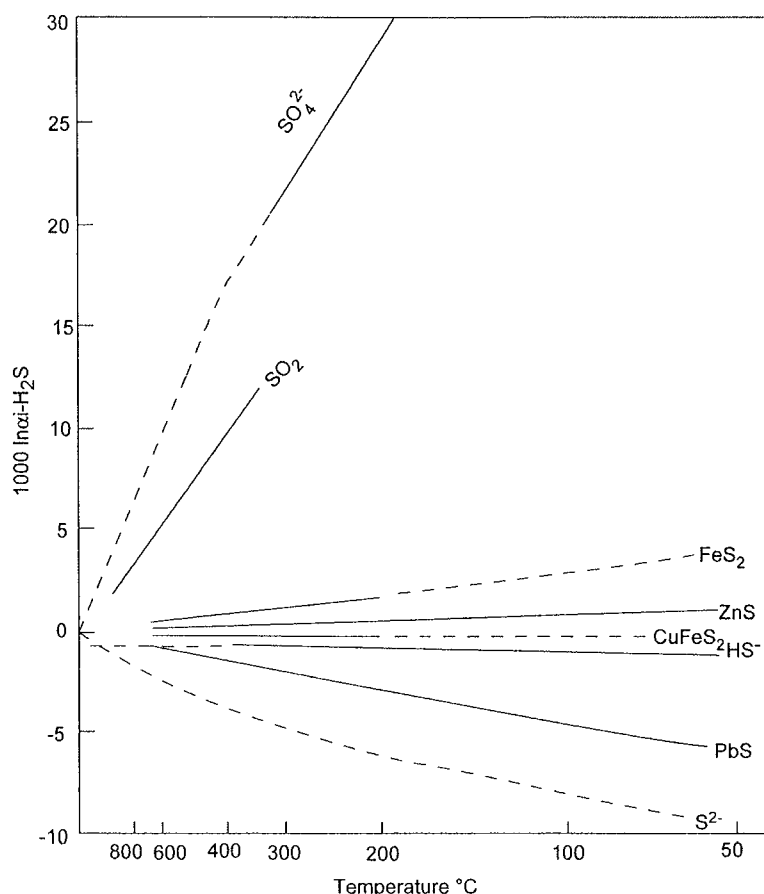


Figure 3.1 Fractionnement isotopique à l'équilibre des sulfures communs en fonction de H_2S .
D'après Ohmoto et Rye, (1979).

Pour des températures de 100°C et 500°C , les facteurs de fractionnement isotopique à l'équilibre sont respectivement de 1.0339 et 1.0074 et les valeurs de $1000 \ln \alpha$ de 33.3‰ et 7.4‰. Dans les conditions d'équilibre, SO_2 est enrichi en isotope lourd ^{34}S de 33.3‰ et 7.4‰ relativement à H_2S coexistant à ces deux températures. Si l'on écrit l'équation (5) en considérant les isotopes ^{32}S et ^{36}S de SO_2 et H_2S , pour des températures identiques, alors les facteurs de fractionnement associés sont respectivement de 1.0678 et de 1.0148. Ainsi les effets du fractionnement isotopique sont inversement proportionnels à la température et directement reliés à la différence de masse entre les isotopes. Le faible fractionnement observé entre deux phases soufrées coexistantes à même température est induit par la différence des énergies de liaisons métal-soufre (Bachinski, 1965).

3-3. Les applications

3-3-1. La géothermométrie

Les équations de fractionnements isotopiques en fonction de la température des minéraux les plus communs dans les gisements hydrothermaux sont présentées Tableau 3.1 et Figure 3.2. En-dessous de 350°C les réactions entre sulfates et sulfures sont particulièrement lentes et l'équilibre isotopique n'est jamais atteint. Certains paramètres comme un temps de résidence long, un refroidissement lent, un pH bas et un fluide riche en soufre favorisent les réactions d'équilibres isotopiques (Ohmoto et Rye, 1979 ; Ohmoto et Lasagna, 1982). Les différents couples isotopiques de sulfures ne réagissent pas de la même façon selon les conditions du milieu (Ohmoto et Rye, 1979). La forme générale des équations de géothermométrie est:

$$\Delta_{A-B} \approx 1000 \ln \alpha_{A-B} = a(10^6/T^2) + b.$$

Cette équation indique que les effets du fractionnement donnés par $1000 \ln \alpha_{A-B}$, varient avec l'inverse du carré de la température (en degrés Kelvin). Les valeurs positives ou négatives de $1000 \ln \alpha$ montrent respectivement un enrichissement ou un appauvrissement des isotopes lourds dans le premier membre du couple. Un fractionnement isotopique important caractérise la réaction entre SO_4^{2-} et H_2S . Ce fractionnement est dû à la différence d'état d'oxydation entre SO_4^{2-} et H_2S . L'isotope lourd, ^{34}S , enrichit préférentiellement le membre le plus oxydé du couple (Fig. 3.2, courbe 1 et 2).

3-3-2. Le traçage isotopique

Les études géochimiques ont pour objectif d'identifier les sources, et les conditions physico-chimiques du système hydrothermal, au moyen de traceurs chimiques. Les isotopes du soufre subissent un fractionnement appréciable à basse et moyenne température, qui peut être accru quand la réaction évolue vers des formes réduites ou oxydées de ces éléments (Fig. 3.2). En conséquence, les sulfates marins sont communément enrichis en ^{34}S par rapport au soufre magmatique ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx 0 \text{ ‰}$) et aux sulfures sédimentaires. Ces enrichissements et appauvrissements permettent une interprétation quantitative des données en termes de sources et de processus. A relativement haute température ($> 600^\circ\text{C}$) ces interprétations deviennent moins fiables. En effet, Sakai (1968) et Ohmoto et Rye (1974) ont démontré qu'à ces températures les isotopes du soufre subissent un fractionnement important induit par les réactions redox inorganiques contrôlées par Eh et le pH.

Couple isotopique	$1000\ln\alpha = \Delta$	T (°K)	Incertitude
1 : $\text{SO}_4^{2-}(\text{a, s}) - \text{gn}$	$7.093 (10^6/T^2) + 0.56$ (200° à >600°C)	$2.66(10^3) / (\Delta - 0.56)^{1/2}$	± 25°C
2 : $\text{SO}_4^{2-}(\text{a, s}) - \text{py}$	$6.063 (10^6/T^2) + 0.56$ (400° à >600°C)	$2.76 (10^3) / (\Delta \pm 1)^{1/2}$	± 25°C
	(<400°C)	$2.16 (103) / (\Delta - 6 \pm 0.5)^{1/2}$	± 10°C
3 : py - ag	$1.20 (10^6/T^2)$ (incertaine)	$(1.10 \pm 0.04)10^3 / (\Delta)^{1/2}$	± 25°C
4 : py - gn	$1.03 (10^6/T^2)$ (200 - 700°C)	$(1.01 \pm 0.04)10^3 / (\Delta)^{1/2}$	± 25°C
5 : sl - gn	$0.73 (10^6/T^2)$ (50 - 700°C)	$(0.85 \pm 0.03)10^3 / (\Delta)^{1/2}$	± 20°C
6 : py - cp	$0.45 (10^6/T^2)$ (200 à >600°C)	$(0.67 \pm 0.04)10^3 / (\Delta)^{1/2}$	± 35°C

Tableau 3.1 Equations de fractionnement des composés isotopiques du soufre (Ohmoto et Rye, 1979 ; Ohmoto et Lasaga, 1982) Abréviations : ag, argentite; cp, chalcopyrïte; gn, galène; py, pyrite; sl, sphalérïte et SO_4^{2-} , sulfates solide ou aqueux.

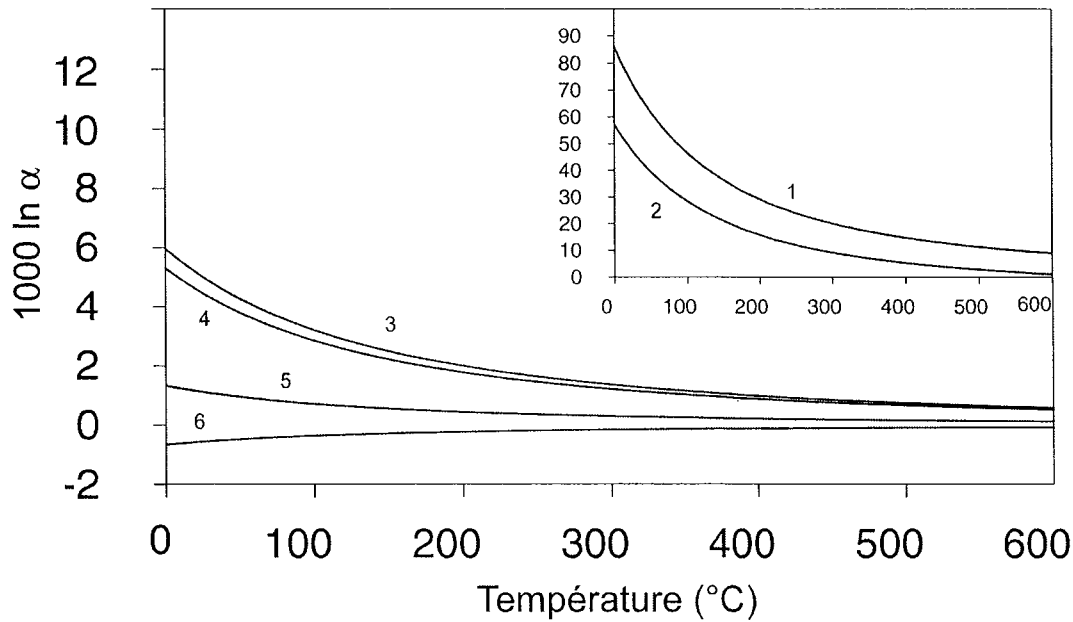


Figure 3.2 Courbes de fractionnement des composés isotopiques du soufre (Ohmoto et Rye, 1979 ; Ohmoto et Lasaga, 1982)

3-4 Source du soufre dans les différents réservoirs

Les météorites sont les objets qui présentent les compositions isotopiques de soufre les plus homogènes, avec une moyenne de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = 0.2 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (Thode *et al.*, 1961). Cette

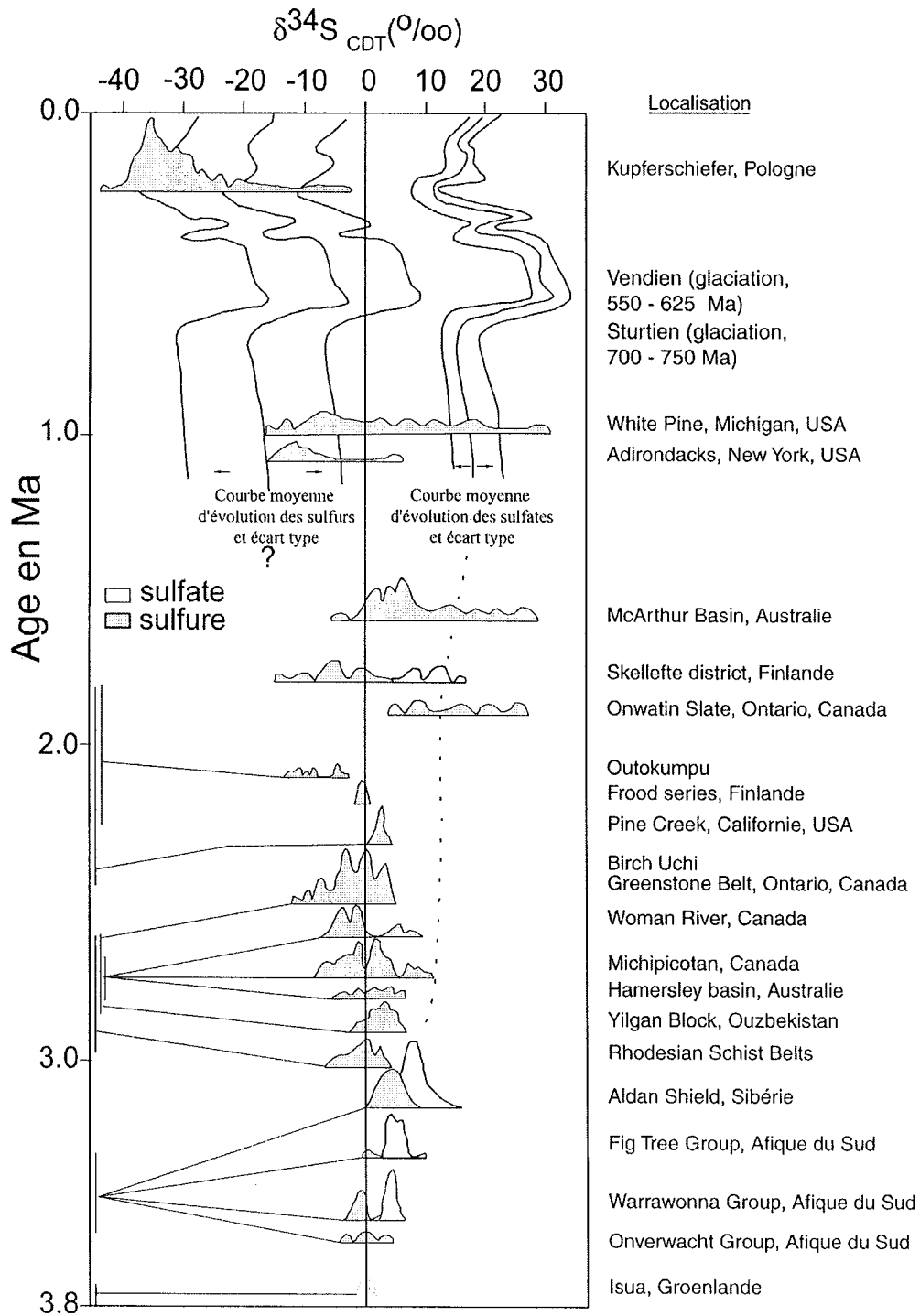


Figure 3.3 Evolution de la composition isotopique des sulfures et des sulfates au cours des temps géologiques. (Schidlowski *et al.*, 1983)

homogénéité conduit de nombreux auteurs à supposer que le $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ moyen terrestre est probablement très proche de ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx 0 \text{ ‰}$) (Thode *et al.*, 1961). Cette hypothèse a été confirmée par l'analyse de roches d'origine mantellique (MORB). Schidlowski *et al.* (1983) montrent que les différents réservoirs crustaux ont commencé à s'éloigner de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx 0 \text{ ‰}$, il y a 2,7 Ga d'années (Fig. 3.3). Cet âge coïncide approximativement avec le développement de la vie sur terre et donc l'apparition probable des fractionnements biogéniques associés à la réduction bactérienne des sulfates en sulfures. Cette hypothèse est bien illustrée par les études sur le Précambrien de Gorjan *et al.* (2000). En effet, ces auteurs mettent en évidence les relations entre le taux de réduction des sulfates et les cycles glaciaires (diminution de la vie). Claypool *et al.* (1980) montrent l'importante variabilité des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ des sulfates marins ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx 10 \text{ à } 30 \text{ ‰}$) depuis le Phanérozoïque. Leur valeur actuelle est de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx 20 \pm 1 \text{ ‰}$.

Les sulfures produits par les émanations volcaniques/géothermales sont en général isotopiquement homogènes. Mais ils peuvent présenter des variations remarquables lors de succession de séquence redox ($\text{SO}_2 \approx -8 \text{ à } +18 \text{ ‰}$; soufre natif $\approx -15 \text{ à } +16 \text{ ‰}$; $\text{H}_2\text{S} \approx -9 \text{ à } 6 \text{ ‰}$). Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ des intrusions basiques sont en général proches de $\approx 0 \text{ ‰}$ (gabbros de Sudbury et de Stillwater; Thode *et al.*, 1962). La dispersion des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ des sulfures dans certaines intrusions basiques ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx -6 \text{ à } +10 \text{ ‰}$) est expliquée à la fois par de la contamination par des sources sédimentaires et par les réactions redox dans la chambre magmatique. Les sulfures sédimentaires d'origine diagénétique - syngénétique ou épigénétique ont une distribution des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ extraordinairement large ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx -50 \text{ à } 50 \text{ ‰}$). Ces variations sont causées par le fractionnement chimique entre sulfates et sulfures ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \approx -20 \text{ à } -50 \text{ ‰}$). Cette dispersion est accrue lorsque se surimpose le fractionnement lié à la réduction biogénique de SO_4^{2-} en H_2S (Ohmoto and Rye, 1979). Si l'appauvrissement en ^{34}S des sulfures est considéré classiquement comme un effet des processus biogéniques, l'enrichissement en ^{34}S est associé à des facteurs tel que la source, le réservoir de sulfates, et les conditions physico-chimiques dans le système hydrothermal.

En conclusion, les grandes différences de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ des principaux réservoirs terrestres (Fig. 3.4) font du soufre un élément potentiellement très puissant pour l'identification de la source de cet élément.

3-5. Composition isotopique des gisements épithermaux

L'existence et l'étude des champs géothermaux actuels (Islande et Nouvelle Zélande; Field et Fifarek., 1985) a grandement contribué à la compréhension isotopique de la formation des dépôts épithermaux fossiles. Les études menées en Islande ont mis en évidence la multiplicité des sources. Le manteau représente la source principale, les analyses du soufre natif donnent des valeurs entre -1.8 et 0.4 ‰. Cependant les analyses de sulfate et de pyrite définissent deux populations isotopiques distinctes. Le premier groupe est constitué de sulfates équilibrés en profondeur avec H₂S et de pyrites endogènes. Le second groupe est constitué de sulfates supergènes appauvris en ³⁴S et de pyrites (enrichies en ³⁴S) provenant de

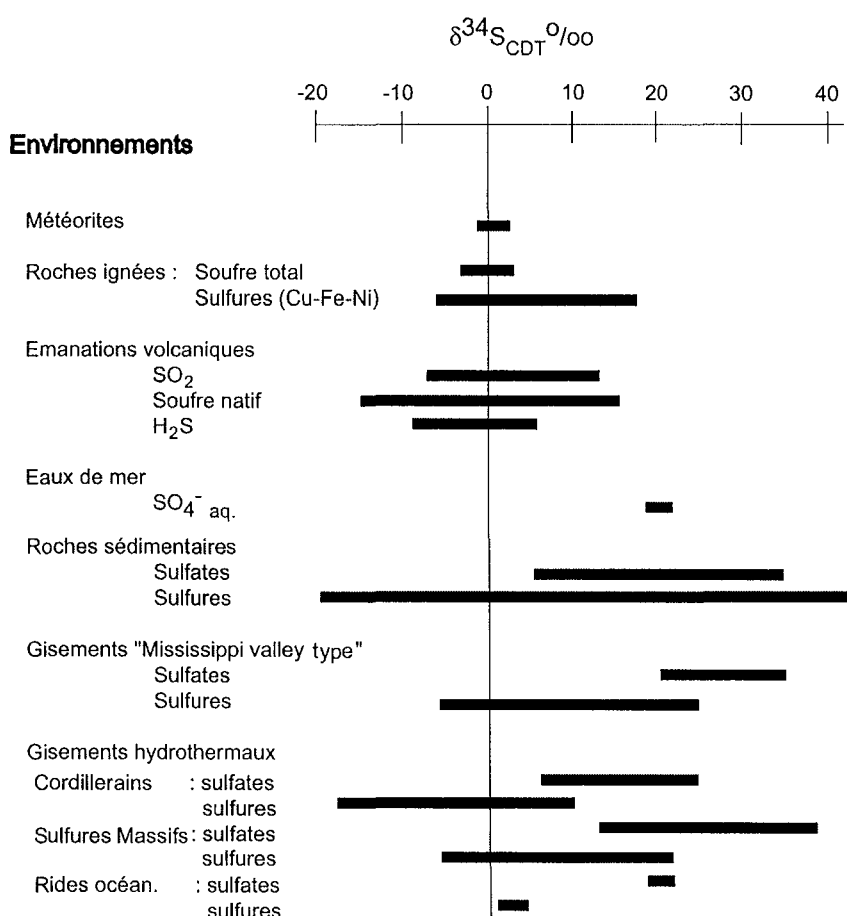


Figure 3.4 Composition isotopique des différents réservoirs terrestres et extra-terrestres (Field et Lombardi, 1972 ; Field et Gustafson., 1976 ; 1983 ; 1984 ; Ohmoto et Rye, 1979 ; Claypool et al., 1980 ; Hoefs, 1980 ; Sakai et al., 1984).

la réduction de sulfates marins. Dans les gisements épithermaux les sulfures précipitent dans des conditions de pH et de $f\text{O}_2$ où H₂S est l'espèce dominante. Quand les fluides se sont

équilibrés avec les roches encaissantes, le pH et/ou la fO_2 augmentent, ce qui engendre la précipitation de sulfure avec des valeurs plus basses (négatives). L'évidence d'une source magmatique pour les sulfures à $\approx 0\text{‰}$ est une généralisation dangereuse dans les environnements épithermaux. Cette généralisation n'est vraisemblable que si la quantité de sulfures précipités permet de supposer que le système n'est composé que de soufre réduit (H_2S).

3-6. Les procédures analytiques

Pour cette étude, nous avons utilisé différents moyens d'analyse. La majeure partie des résultats présentés a été obtenue sur la sonde ionique CAMECA IMS 3F. Pour des problèmes d'interférence de masse, les analyses sur la blende ont été réalisées avec la sonde ionique CAMECA IMS 1270. Enfin des analyses par spectrométrie de masse à ablation laser ont été réalisées à l'Université de Queen's par Kurt Kyser. Dans cette partie nous ne détaillerons que les procédures que nous avons personnellement réalisées, c'est à dire les analyses par sonde ionique CAMECA IMS 3F et CAMECA IMS 1270.

3-6-1. Préparation des échantillons

A la sonde ionique, il est possible d'analyser les échantillons sous trois formes:

- 1 - lame mince polie ou épaisse collée sur une lame de verre (notre choix),
- 2 - échantillon macroscopique brut dont une surface est polie (diamètre : 2.5 cm et épaisseur : 5 mm),
- 3 - grain ou fragment séparé et inclu dans de la résine epoxy.

Le choix de travailler sur lame mince nous permet de mieux préparer puis vérifier a posteriori nos analyses et donc d'améliorer quantitativement et qualitativement l'information obtenue. Les échantillons macroscopiques sont prélevés suivant des contraintes précises (localisation, nature de l'encaissant, type de minéralisation,...). Les lames minces polies réalisées dans ces échantillons ont permis une étude paragénétique et géochimique de la minéralisation par microscopie optique et MEB. Cette étude a permis de localiser précisément sur chaque lame les sulfures qui seront analysés (suivant leur taille, leur position paragénétique, et/ou leur cogénétisme). Avant d'être analysée, la surface de la lame est recouverte d'une pellicule d'or pour faciliter l'évacuation des charges (augmenter la conductivité).

3-6-2. Description de la sonde ionique CAMECA IMS 3F

La sonde ionique CAMECA IMS 3F est une sonde ionique à petit rayon. Le mode de fonctionnement des deux sondes est similaire (cf. Partie 1 Chapitre 2.3). Les principales différences ou améliorations apportées à la sonde ionique IMS 1270 sont un rayon de courbure de l'aimant plus important (585 mm au lieu de 117 mm), ce qui augmente le pouvoir de résolution de masse et permet des mesures en multicollection (Fig. 2.4 Partie 1 Chapitre 2.3.1).

3-6-3. Procédure analytique

La mesure des intensités des isotopes du soufre par sonde ionique est délicate du fait des interférences isobariques sur les pics du ^{32}S et ^{34}S (Tableau 2.2) et de l'effet de matrice (Eldridge *et al.*, 1987 ; Chaussidon *et al.*, 1988). Les effets de matrice induisent une variation du fractionnement instrumental (différence entre le $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ brut est la valeur vraie du standard)

différent pour chaque type de sulfure (Pimminger, 1984 ; Deloule *et al.*, 1986 ; Eldridge *et al.*, 1987 ; Chaussidon *et al.*, 1988).

Isotope	Masse atomique	Résolution de masse	Isotope	Masse atomique	Résolution de masse
$^{64}\text{Ni}^2$	31.96398	-3952	$^{68}\text{Zn}^2$	33.96243	-6258
$^{64}\text{Zn}^2$	31.96457	-4263	^{34}S	33.96786	-----
$^{96}\text{Mo}^3$	31.6832	-8526	$^{102}\text{Ru}^3$	33.96791	680000
$^{96}\text{Ru}^3$	31.9696	-13000	$^{102}\text{Pd}^3$	33.96.829	79000
$^{96}\text{Zr}^3$	31.96977	-14000	$^{136}\text{Ba}^4$	33.97609	4127
^{32}S	31.97207	-----	^{33}SH	33.97928	2974
^{31}Ph	31.98158	3362	$^{34}\text{O}_2$	33.99408	1295
$^{16}\text{O}_2$	31.98983	1800	$^{10}\text{BC}_2$	34.01294	754
$^{13}\text{C}^{19}\text{F}$	32.00176	1077			
$^{12}\text{CH}_4\text{O}$	32.02613	591			

Tableau 3.2 Résolution de masse nécessaire pour s'affranchir des interférences isobariques sur les isotopes 32 et 34 du soufre. Les interférences principales sont soulignées.

Pour cette étude les isotopes du soufre sont mesurés en mono-collection par multiplicateur d'électron. Le faisceau primaire d'ions d'oxygène a un diamètre de 50 μm . Le faisceau secondaire n'est pas filtré en énergie. Le fractionnement instrumental est de $-63.6 \pm 0.9 \text{‰}$, $-66.6 \pm 0.5 \text{‰}$, $-70.7 \pm 1.1 \text{‰}$ respectivement pour les standard internes de pyrite, d'arsenopyrite et de galène. Tous les résultats sont présentés en $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} \text{‰}$. La reproductibilité

des analyses sur le standard de pyrite, d'arsenopyrite et de galène est inférieure à 1.2 ‰. La tension du faisceau primaire est de -10 kV. L'intensité sur l'échantillon est de 40 nA. Les temps de comptage de ^{32}S et le ^{34}S sont respectivement de 3 et 10 secondes. La séquence de mesure est répétée 100 fois par bloc de dix cycles chacun. Le bruit de fond mesuré à la masse 31.5 est compté pendant 50 sec au début de chaque analyse. La valeur du bruit de fond est toujours inférieur à 0,1 coups par seconde, et sa valeur moyenne lors d'une session de 5 jours (soit 200 analyses de standard et d'échantillon de nature diverse) est de 0.015, avec un écart type de 0.025.

La liste des standards utilisés ainsi que la valeur de leur $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ sont présentées dans le tableau 3.3. Pour calibrer les mesures, une série de standards est analysée au début et à la fin de chaque séance d'analyses ainsi qu'à chaque changement d'échantillon. Le quotient entre le nombre de standards et le nombre d'échantillons analysés est proche de 3. Dans des conditions normales, la reproductibilité sur les standards est de l'ordre de 1‰ (Fig. 3.5). Sur une période de plusieurs jours la reproductibilité varie un peu plus (1.5‰) du fait des instabilités instrumentales.

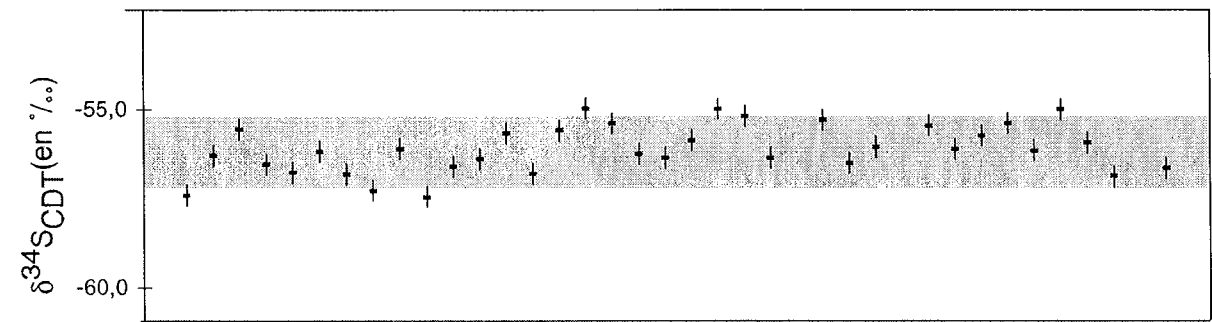


Figure 3.5 Stabilité des mesures de composition isotopique du soufre sur le standard de pyrite (CAR 123) au cours d'une période d'analyse de 3 jours.

Sulfure	Nom et valeur de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ ‰	
Pyrite	Car 123	1.41
Galène	Aouli	0.00
Sphalérite	Zn 108	-3.00
Arsenopyrite	FeAsS	-2.24

Tableau 3.3 Les standards internes utilisés

Les analyses isotopiques de blende nécessitent une résolution de masse de 6300 pour s'affranchir des interférences isobariques sur les isotopes $^{68}\text{Zn}^2 / ^{34}\text{S}$. La sonde ionique IMS 3F ne permettant pas d'obtenir une telle résolution, aussi les analyses ont été réalisées à la sonde ionique CAMECA IMS 1270. Les conditions d'analyses sur la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sont différentes de la sonde IMS 3F. Le courant primaire, associé au canon à électron, est de +10kV et l'intensité sur l'échantillon est de 20 nA. Le diamètre du spot d'analyse est de 10 μm . Les ions sont analysés avec la cage de Faraday. Le faisceau secondaire n'est pas filtré en énergie. Les isotopes analysés sont le soufre ^{32}S et ^{34}S simultanément en 10 cycles de 10 secondes. Un nettoyage de la surface d'une durée de 5 minutes est effectué avant chaque analyse.

Chapitre 4

La méthode d'analyse du système Rhénium / Osmium

4-1. Caractéristiques chimiques du rhénium et de l'osmium

4-1-1. Caractérisation chimique des éléments

Les caractéristiques chimiques du rhénium (Re) et de l'osmium (Os) sont résumées dans le tableau 4.1. L'Osmium est un métal noble qui appartient au groupe des platinoïdes. L'Osmium possède 7 isotopes naturels, dont 2 sont radiogéniques. Il s'agit de ^{184}Os , ^{186}Os , ^{187}Os , ^{188}Os , ^{189}Os , ^{190}Os , et ^{192}Os , dont les proportions respectives sont de 0.018%, 1.59%, 1.64%, 13.3%, 16.1%, 26.4%, et 41%. L' ^{187}Os est l'élément fils de la désintégration radioactive β^- du ^{187}Re , et l' ^{186}Os est produit par la désintégration radioactive α du ^{190}Pt .

Le Re est un métal de transition. Il possède deux isotopes naturels, le ^{185}Re et le ^{187}Re dont les proportions respectives sont 37.4% et 62.6%. Le ^{187}Re se désintègre par émission d'une particule β en ^{187}Os . Cette désintégration s'écrit $^{187}\text{Re} \rightarrow ^{187}\text{Os} + \beta + \gamma + Q$, (Nalder et Libby, 1948). La constante de désintégration adoptée est de $1.666 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ (Smoliar et al., 1996)

Nom	Rhénium	Osmium
Symbole	Re	Os
N° atomique	75	76
Masse atomique (g)	186.207	190.23
Groupe périodique	7	8
Nom du groupe	métal précieux	métal précieux
Période	6	6
Bloque	d	d
Rayon de valence (Å)	1.28	1.26
Rayon atomique (Å)	1.97	1.92
Potentiel d'ionisation (V)	7.88	8.7
Electronégativité	1.9	2.2
Densité (g/mL)	21	22.4
Point d'ébullition (°K)	5869	5285
Point de mélange (°K)	3453	3300
Structure	hexagonal	hexagonal
Configuration électronique	[Xe] 4f ¹⁴ 5d ⁵ 6s ²	[Xe] 4f ¹⁴ 5d ⁶ 6s ²

Tableau 4.1 Caractéristiques de l'osmium et du rhénium.

4-1-2. Relation chimique dans le système Re/Os

Le système Re/Os est un traceur des processus géologiques et un géochronomètre (Allègre et Luck, 1980). Le comportement modérément incompatible du Re lors de la fusion partielle par opposition à l'Os (très compatible) induit un découplage entre le Re et l'Os. Cette différence de comportement géochimique induit des concentrations et des rapports isotopiques très différents dans les réservoirs terrestres. Ainsi la croûte terrestre est très appauvrie en Os relativement au manteau et légèrement enrichie en Re. Par conséquent les rapports Re/Os sont plus élevés dans la croûte que dans le manteau (Walker *et al.*, 1989). Le contraste isotopique en Os important entre le noyau, le manteau et la croûte fait du système isotopique Re/Os l'outil le plus sensible pour distinguer les interactions entre les différentes enveloppes terrestres (Hauri et Hart, 1993 ; Walker et al, 1991 ; Esser et Turekian, 1993). Les affinités sidérophiles et chalcophiles du couple Re/Os le différencient principalement des autres traceurs isotopiques (Rb/Sr, Sm/Nd, U/Th/Pb), d'affinités lithophiles.

Avec le couple Re/Os, deux types de datations sont réalisables (i) le calcul d'un âge modèle sur un échantillon unique suivant la formule ci dessous, en supposant la composition isotopique en Os initiale (Fig. 4.1),:

$$T_{Os} = 1 / \lambda_{Re} \times \ln \left\{ \left[\frac{(^{187}Os / ^{188}Os)_{chon} - ^{187}Os / ^{188}Os_{éch.}}{(^{187}Re / ^{188}Os)_{chon} - ^{187}Re / ^{188}Os_{éch.}} \right] + 1 \right\}$$

$$\lambda_{Re} = 1.666 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1} \text{ (Smoliar et al., 1996)}$$

$$T_{Os} = \text{âge modèle}$$

$$(^{187}Os / ^{188}Os)_{chon} = 0.127$$

$$(^{187}Re / ^{188}Os)_{chon} = 0.40186 \text{ (Walker et al., 1989)}$$

La propagation des erreurs se fait à partir des erreurs analytiques des rapports mesurés et de la constante de désintégration (Sambridge *et al.*, 1997)

(ii) la construction d'une isochrone avec les rapports $^{187}Re/^{187}Os$ vs $^{187}Os/^{188}Os$, issus de roches ou de minéraux cogénétiques. L'âge est déterminé à partir de la pente de la droite passant par l'ensemble des points (régression des moindres carrés), en utilisant la relation : $m = e^{\lambda t} - 1$. L'intersection de la droite et de l'axe des ordonnées donne directement le rapport isotopique initial $^{187}Os/^{188}Os$. Si le MSWD calculé est faible (<2), les incertitudes sur l'âge et la composition isotopique initiale sont uniquement contrôlées par les erreurs analytiques. Un MSWD fort suggère que le système isotopique est perturbé (métamorphisme,

hydrothermalisme, ...) ou que les compositions isotopiques initiales sont variables (différentes sources).

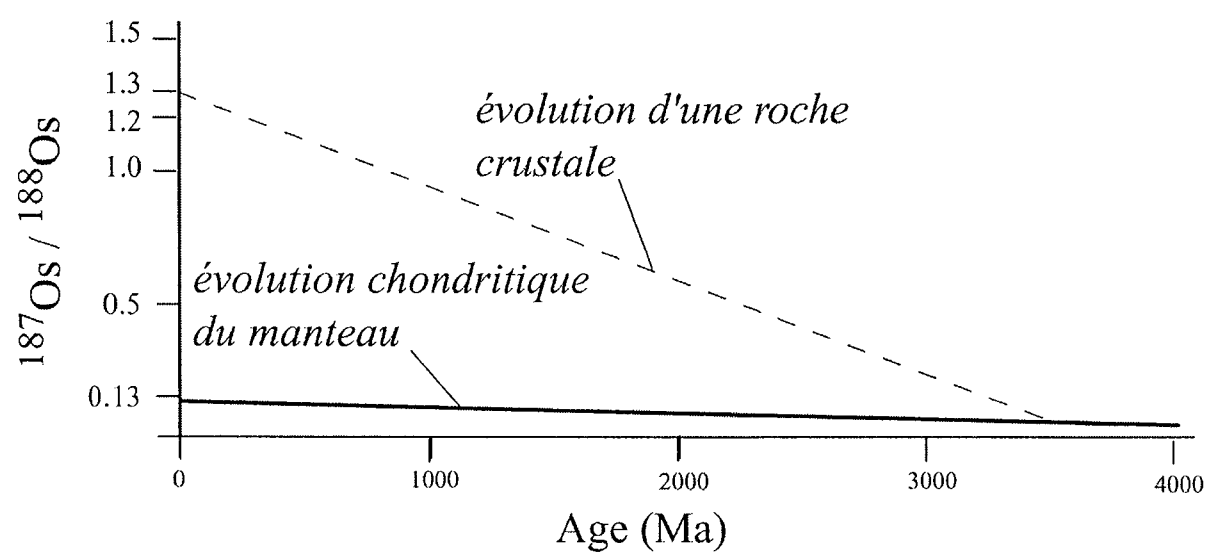


Figure 4.1 Calcul d'un âge modèle d'une roche crustale. La ligne représente l'évolution chondritique du manteau avec un rapport initial $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 0.096 et un rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de 0.402. La ligne en pointillée représente l'évolution d'une roche crustale ayant un rapport $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ de 19.3 et un âge modèle d'extraction à partir du manteau de 3.5 Ga.

4-2. L'Osmium et le Rhénium dans les différents réservoirs

Le tableau 4.2 résume les concentrations en Osmium et en Rhénium dans différents réservoirs. Le noyau, le manteau et la croûte présentent des concentrations en Re et en Os et des compositions isotopiques d'Os ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) distinctes.

	Re (ppb)	Os (ppb)	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$
Chondrite (Allende)	63,23	773,9	0,3935
Manteau fertile	0,25 - 0,30	2,8 - 3,4	0,401
Manteau appauvri	0,05 - 0,14	0,8 - 9	0,06 - 1
MORB	0,5 - 2	0,001 - 0,05	1 - 6
OIB	0,1 - 1	0,01 - 0,5	100 - 5000
Croûte continentale moyenne	0,05	<1	20 - 3000
Sédiments pélagiques	0,7 - 1,5		50

Tableau 4.2 Teneur et rapport isotopiques de différents réservoirs d'après Shirey et Walker (1998).

4-2-1. Le noyau

Le noyau métallique terrestre est considéré comme le réservoir majeur d'Os et de Re sur Terre (Allègre et Luck, 1980 ; Brandon *et al.*, 1998). Les analyses effectuées sur des météorites métalliques permettent d'estimer la concentration de Re et d'Os dans le noyau à une valeur de l'ordre du ppm (10^{-6} g/g) (Luck *et al.*, 1980 ; Horan *et al.*, 1992 ; Morgan *et al.*, 1995 ; Shen *et al.*, 1996). Cette valeur se différencie nettement de celle du manteau ou de la croûte, dont la concentration est de l'ordre respectivement du ppb (10^{-9} g/g) ou du ppt (10^{-12} g/g).

4-2-2. Le manteau et les météorites

Les roches mantelliques et les météorites chondritiques présentent des rapports Re/Os (= 0.1) et $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (0.12-0.13) similaires (Chen *et al.*, 1998). Cependant les concentrations en Re/Os dans les roches mantelliques sont très inférieures à celles des météorites (Tableau 4.2). Les teneurs observées dans le manteau sont supérieures à celles déterminées suivant les modèles de planétologie. L'hypothèse la plus acceptée (dite du vernis tardif) est proposée par Morgan (1985), elle suggère une contribution météoritique. Les concentrations en Re et en Os dans les roches mantelliques et leurs produits de fusion (les basaltes et les roches continentales), indiquent que lors de la fusion partielle du manteau l'Os a un comportement fortement compatible, tandis que le Re est modérément incompatible. Les rapports isotopiques variables dans les produits mantelliques supposent un recyclage ou une refusion mantellique à partir d'hétérogénéités isotopiques dans le manteau (Martin 1991 ; Walker *et al.*, 1991 ; Hauri et Hart, 1993, 1997 ; Reisberg *et al.*, 1993 ; Becker, 2000) et éventuellement un apport du noyau supérieur.

4-2-3. La croûte continentale

Du fait du caractère plus compatible de l'Os lors de la fusion partielle, la croûte continentale supérieure est appauvri en Os (Re/Os = 10) par rapport au manteau. La concentration en Re de la croûte continentale supérieure est estimée à environ 500 ppt (Carlson et Irving, 1994). L'Os de la croûte continentale se distingue facilement de celui des autres réservoirs par sa signature isotopique (en moyenne : $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 1.2-1.3 ; Esser et Turekian, 1993). et par son extrême hétérogénéité. Certaines lithologies, même en faible proportion, contrôlent le bilan et la composition isotopique de l'Os dans les sédiments. Les schistes noirs, riches en matière organique concentrent le Re et les sulfures (Ravizza et

Turekian, 1992 ; Horan *et al.*, 1994 ; Pierson-Wickmann *et al.*, 2000). La forte teneur en Re de ces formations engendre de l'Os radiogénique, ce qui augmente le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Nous verrons une application de ce principe dans notre étude.

4-2-4. Altérations métamorphiques et hydrothermales du système Re/Os

Le comportement du Re est différent de celui de l'Os puisqu'il semble très mobile dans les environnements de surface (Anbar *et al.*, 1992 ; Birck et Allègre, 1994). Dans des conditions oxydantes, le Re est facilement mis en solution sous la forme ReO_4^- ; la conséquence directe est l'appauvrissement en Re des produits résiduels (Koide *et al.*, 1986). Dans des sédiments pélagiques, sa concentration est faible comparée à celle de la croûte continentale moyenne, puisqu'elle n'excède guère 100 ppt. Dans des conditions anoxiques, le Re est concentré plus facilement, sa concentration atteint le ppb dans les schistes noirs, les dépôts sulfurés ou les phosphorites. Les études de Lambert *et al.* (1998), Stein *et al.*, (1998) et Foster *et al.* (1996) ont été les premières à s'intéresser aux perturbations post-cristallisation qui affectent le système isotopique Re/Os dans les dépôts de sulfures. Les processus étudiés sont l'altération hydrothermale, la déformation, le métamorphisme schistes verts, la recristallisation et l'interaction fluide roche. Foster *et al.* (1996) démontrent que le système Re/Os se comporte comme un système ouvert (mobilité de Rhénium et/ou Osmium) lors de phénomènes post-cristallisation. Il est donc important de connaître les signatures isotopiques des encaissants afin de pouvoir déterminer le cas échéant le degré de contamination par ces formations. En outre dans un système ouvert le rapport initial est sans signification, même sans contamination.

4-3. Intérêt du système Re/Os en métallogénie

Dans le cas où le système reste fermé, le caractère sidérophile et chalcophile du système Re/Os permet de déterminer directement l'âge et la source des gisements à partir de la minéralisation et non plus sur les phases associées. L'écart entre les compositions isotopiques en Os de la croûte et du manteau, fait de ce système un outil particulièrement efficace dans le traçage des sources des minéralisations et particulièrement dans la quantification de contamination crustale et/ou superficielle des fluides mantelliques. Les premières études ont été réalisées sur les gisements de PGE et les occurrences de molybdénite dont les teneurs en Os et en Re sont élevées (McCandless *et al.*, 1991 ; Walker *et al.*, 1991 ; Horan *et al.*, 1994 ;

Marcantonio *et al.*, 1994). Le développement des techniques analytiques et l'augmentation du seuil de sensibilité des appareils de mesure ont permis de s'intéresser aujourd'hui à tous les types de sulfures et de gisements (Freydier *et al.*, 1997 ; Roy-Barman *et al.*, 1998 ; Stein *et al.*, 2000).

4-4. Les procédures analytiques de la chimie de l'Osmium et Rhénium

La méthode utilisée dans cette étude est la mesure faite sur un spectromètre de masse à thermo-ionisation en mode négatif (N-TIMS). C'est actuellement la méthode la plus fiable et la plus précise pour déterminer des rapports isotopiques de l'osmium (Creaser *et al.*, 1991) et les teneurs en rhénium et en osmium. L'attaque acide de l'échantillon se fait par la méthode du tube de Carius et l'extraction de l'osmium et du rhénium suivant la méthode de Birck *et al.* (1997).

4-4-1. Préparation des échantillons et du matériel

Les analyses sont réalisées sur des fractions mono-minérales (de 0.5g et 2g). Les sulfures sont séparés par broyage dans un mortier en agate puis triés sous loupe binoculaire. Ils sont ensuite porphyrisés dans un mortier en agate pour favoriser l'attaque acide.

Les réactifs utilisés (HBr, Cr^{VI}, HCl et HNO₃) sont distillés pour éliminer toutes traces d'osmium et de rhénium. Les traceurs isotopiques utilisés pour l'osmium et le rhénium sont respectivement enrichis en ¹⁹⁰Os et en ¹⁸⁵Re. La composition isotopique des traceurs d'osmium et de rhénium utilisés pour ce travail est donnée dans le tableau 4.3. Ces compositions ont été déterminées par N-TIMS, suivant la même procédure analytique que pour les échantillons. Le HNO₃ et le Cr^{VI} dissous en HNO₃ sont purifiés par chauffage avec un flux d'azote

Les tubes de Carius (Fig. 4.2) sont nettoyés avec une solution de Cr^{VI} dans H₂SO₄, puis avec un mélange HNO₃/H₂O sur une plaque chauffante pendant quelques jours. Ils sont ensuite rincés abondamment à l'eau bi-distillée, puis placés à l'étuve pour être séchés. La vaisselle utilisée est décontaminée par des lavage successifs de HBr et d'un mélange de HF et HNO₃ à 110°C.

Isotopes	teneur	Isotopes	teneur
^{184}Os	0.0001 %	^{187}Re	5.6 %
^{186}Os	0.0024 %	^{185}Re	94.4 %
^{187}Os	0.0022 %		
^{188}Os	0.0464 %		
^{189}Os	0.0876 %		
^{190}Os	96.793 %		
^{192}Os	1.810 %		

Tableau 4.3 Composition isotopique des traceurs d'Osmium et de Rhénium utilisés.

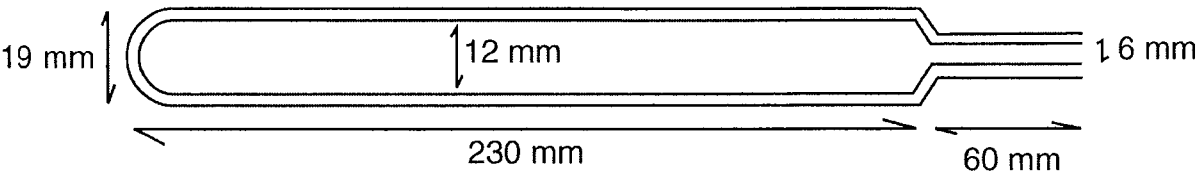


Figure 4.2 Schémas d'un tube de Carius (verre minéral)

4-4-2. Attaque et extraction chimique de l'Os/Re

Le descriptif simplifié de la procédure suivie est donné dans la figure 4.2. La procédure débute par une micropesée de l'échantillon et des traceurs (^{190}Os et ^{185}Re). L'échantillon et les traceurs sont mélangés dans un b cher en téflon avec 4cc d'HCl. L'attaque acide de cette solution se fait suivant la méthode du tube de Carius (Shirey et Walker, 1995). La charge de l'échantillon dans le tube de Carius se réalise à -90 C. La solution échantillon-HCl est mélangée dans le tube de Carius avec 2cc de HNO_3 afin d'obtenir de l'eau régale ($\text{HCl} / \text{HNO}_3 = 2$). Pour les derniers échantillons, les proportions du mélange ont été changées à $\text{HCl}/\text{HNO}_3 = 0.5$ pour en faire une solution plus oxydante. Le tube de Carius est scellé et ensuite placé dans d'un four à 230 C pendant 12 heures. Cette étape permet l'oxydation du Re et de l'Os. La méthode d'extraction utilisée (Birck *et al.*, 1997) consiste en une extraction liquide-liquide de l'Os avec Br_2 et du Re avec l'isoamylol. A l'ouverture du tube, la solution est versée dans un b cher en téflon contenant 2cc de Br_2 et 2 cc HNO_3 . Le b cher fermé est chauffé trois heures à 80 C (température d'ébullition du Br_2). L'Os se partitionne dans le

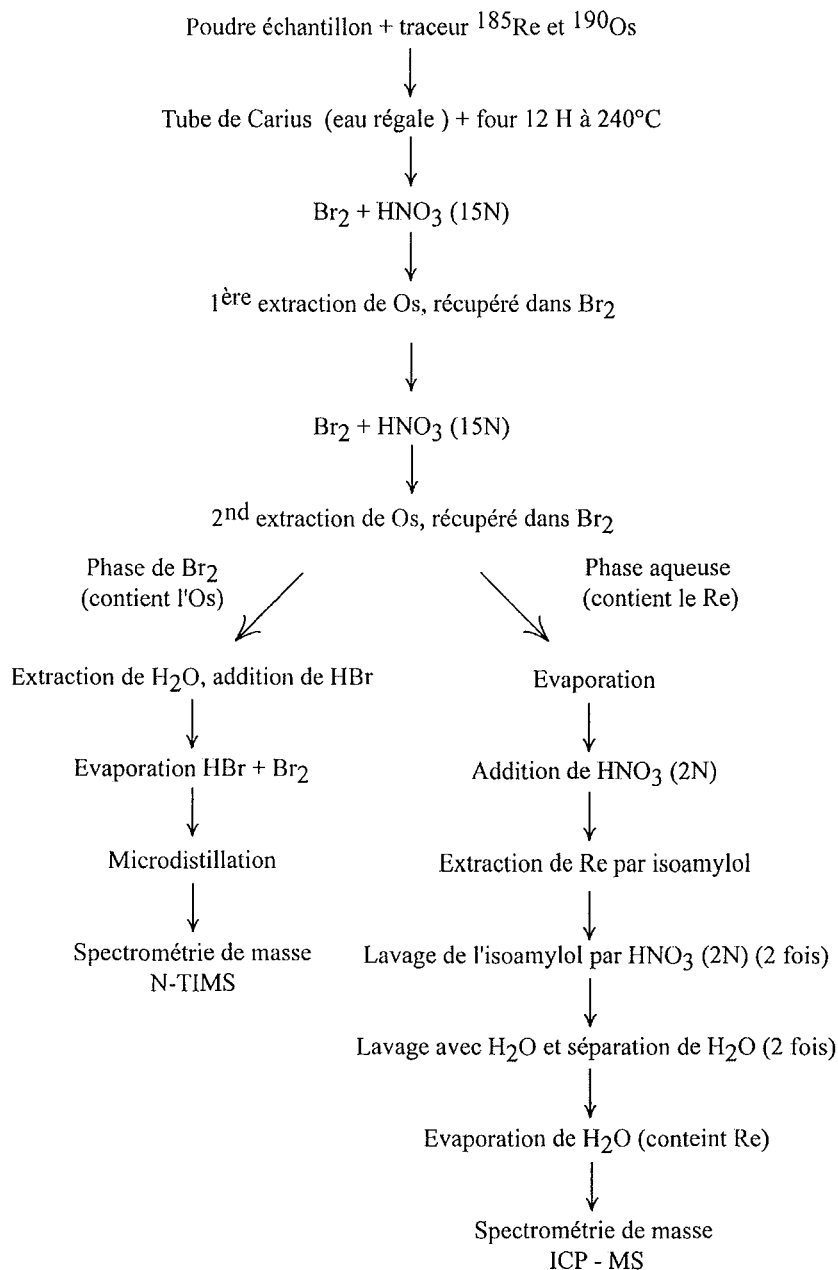


Figure 4.3 Descriptif simplifié de la procédure chimique utilisée pour la séparation et l'analyse de l'Os/Re selon de Birck et al (1997)

brome, alors que le Re reste dans la phase aqueuse. Une fois refroidi, l'Os contenu dans le brome est extrait de la solution et mis dans un bêcher contenant de l'eau distillée pour éviter qu'il ne s'évapore. 1cc de Br₂ est ajouté à la solution initiale et cette phase de chauffage/extraction est répétée une seconde fois. Une fois la seconde extraction réalisée, l'eau distillée recouvrant le brome extrait est enlevée et 0.5 cc de HBr sont ajoutés. La solution obtenue est évaporée pour subir la microdistillation (Roy Barman, 1993). Le principe de la

microdistillation est schématisé sur la figure 4.4. Le résidu d'évaporation placé dans le couvercle d'un bécher conique, est recouvert d'une goutte de solution de CrO_3 . Une demi-goutte de HBr est déposée dans le fond du bécher conique. La présence de CrO_3 permet l'oxydation de OsBr_6^{2-} en OsO_4 qui est volatil à basse température. Le bécher est entouré de papier aluminium pour favoriser la condensation de l'Os au niveau de la goutte de HBr . La distillation se fait à 80°C pendant 3 heures. La goutte de HBr est alors séchée jusqu'à un volume d'environ 2 ml. L'Os est alors prêt pour l'analyse au spectromètre de masse.

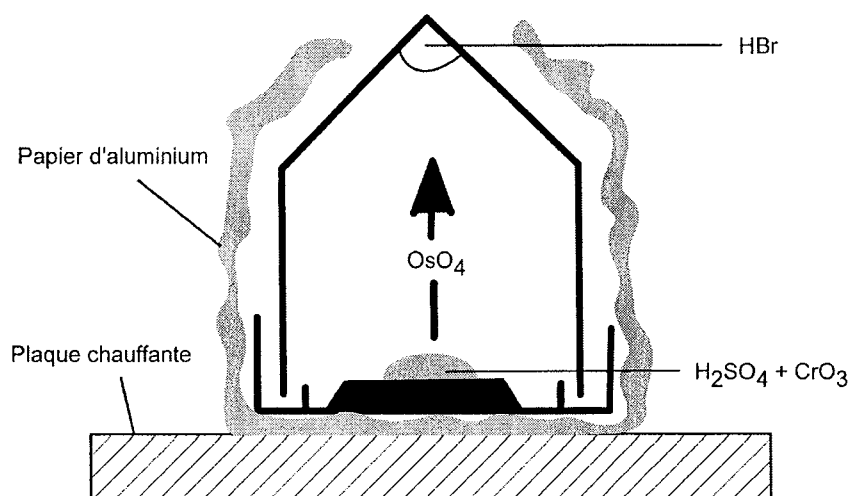


Figure 4.4 Principe de la microdistillation selon la méthode de Roy Barmann (1993)

Le Re est extrait de la phase aqueuse restante après l'extraction de l'Os. La procédure débute par l'évaporation totale de la solution. Le résidu d'évaporation est dissout dans 2 cc de HNO_3 , mélangé à 2 cc d'isoamylol (3-méthyl-1 butanol) puis centrifugé. Le Re se fixe dans l'isoamylol, qui est extrait et conservé dans un second tube à centrifuger. Cette opération est répétée deux fois. L'isoamylol récupéré est lavé avec 2 cc d' HNO_3 2N (deux fois) pour enlever les impuretés, puis avec 4 cc d'eau distillée (deux fois) pour reprendre le rhénium. Le Re fixé dans l'eau est prêt pour l'analyse au spectromètre de masse (ICP-MS).

Le blanc de procédure correspond à une chimie sans échantillon. Il permet de quantifier la pollution totale d'Os et de Re, ajoutée pendant la procédure. Les blancs d'Os par cette méthode sont de 1.3 ± 0.7 pg avec un rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de 0.26 ± 0.17 . Les blancs de Re sont plus élevés et plus variables que ceux d'Os, leur valeur est comprise entre 0.020 et 0.002 ppb selon la série d'analyses.

4-5. La spectrométrie de masse

4-5-1. Les mesures d'osmium par thermo-ionisation

La mesure des isotopes d'Os est effectuée avec le spectromètre de masse Finnigan MAT 262 du CRPG-CNRS à Nancy (Fig. 4.5) en mode négatif et multiplicateur d'électrons (Creaser *et al.*, 1991). Les dépôts d'Os se font sur des filaments de Pt purs à 99.999% préalablement dégazés. La solution de HBr et d'Os issue de la microdistillation est déposée sur le filament (Shirey et Waker, 1995), puis recouverte par un activateur (sel de baryum dissout dans HNO_3 ; Creaser *et al.*, 1991). Le filament est chauffé progressivement jusqu'à émission d'oxydes d'Os (Creaser *et al.*, 1991). L'émission est favorisée par l'injection d' O_2 dans la source. Le ReO_4 et l' OsO_3^- sont les formes majoritairement émises, ce qui permet de négliger l'interférence isobarique entre $^{187}\text{OsO}_3$ et $^{187}\text{ReO}_3$ (Creaser *et al.*, 1991). Les isotopes de l'Os mesurés sont les masses 240 ($^{192}\text{OsO}_3^-$), 238 ($^{190}\text{OsO}_3^-$), 237 ($^{189}\text{OsO}_3^-$), 236 ($^{188}\text{OsO}_3^-$), 235 ($^{187}\text{OsO}_3^-$). En plus la masse 233 est mesurée pour détecter une pollution éventuelle en ReO_3 . Malheureusement ce pic comprend à la fois le $^{185}\text{ReO}_3$ et des interférences moléculaires mal identifiées. Il est donc impossible de corriger la valeur du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ pour la

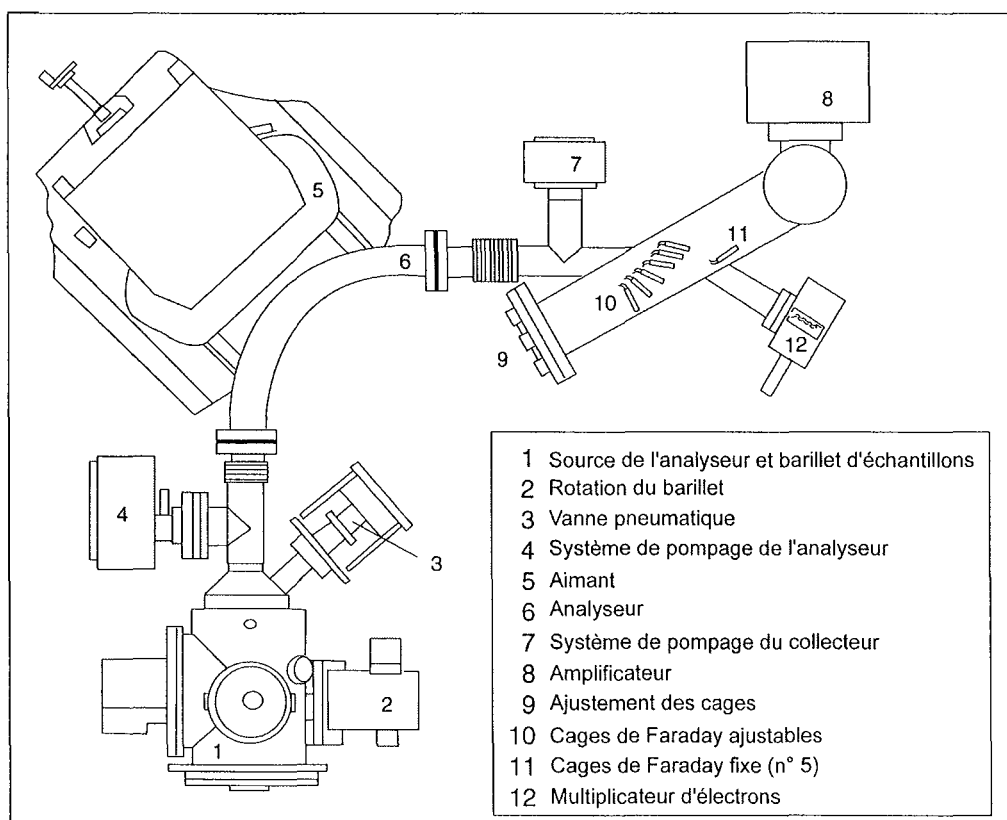


Figure 4.5 Schémas du spectromètre de masse Finnigan MAT 262 (TIMS).

contribution du rhénium. La solution la plus simple et la plus fiable est d'avoir un rapport $^{185}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ mesuré le plus faible possible.

Les valeurs obtenues au spectromètre de masse sont corrigées (1) des interférences isobariques des molécules contenant isotopes lourds de l'oxygène (^{17}O , ^{18}O) sur les molécules contenant les isotopes légers de l'osmium ; (2) du fractionnement de masse ; (3) de la contribution du traceur.

(1) L'abondance de $^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$ est estimée à partir de la mesure sur les masses 235 ($^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_2^{17}\text{O}^- + ^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$) et 236 ($^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_2^{18}\text{O}^- + ^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_2^{17}\text{O}^- + ^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$). La valeur du rapport naturel $^{188}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ est estimée à 8.30910 (Luck et Allègre, 1982). L'équation suivante permet d'estimer l'intensité de $^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$:

$$^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3^- = \frac{\left(^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3\right)_M - \left(^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3\right)_M x 3x \frac{^{17}\text{O}}{^{18}\text{O}}}{\left(\frac{^{188}\text{Os}}{^{186}\text{Os}}\right)_R + 3x \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} - 9x \left(\frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}}\right)^2}$$

où M représente les intensités mesurées aux masses 236 et 235 et R le rapport $^{188}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ réel. Les valeurs des rapports $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont respectivement 0.0003708 et 0.002045 (Creaser *et al.* (1991), d'après Nier (1950))

Les corrections les différents pics se font selon les équations ci-dessous :

$$\begin{aligned} \left(^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right) &= (\text{masse}235)_M - \left(^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}} \\ \left(^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right) &= (\text{masse}236)_M - \left(^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}} - \left(^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \\ \left(^{189}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right) &= (\text{masse}237)_M - \left(^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}} - \left(^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \\ \left(^{190}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right) &= (\text{masse}238)_M - \left(^{189}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}} - \left(^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \\ \left(^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right) &= (\text{masse}240)_M - \left(^{190}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-\right)_R x 3x \frac{^{17}\text{O}}{^{16}\text{O}} \end{aligned}$$

avec M représente l'intensité mesurée et R l'intensité réelle.

(2) Le fractionnement de masse est corrigé avec le rapport $^{192}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ (rapports de masses 240/236) qui est égal à 3.08271 (Luck et Allègre, 1982). Les rapports individuels de chaque

mesure sont corrigés en utilisant la loi ci-dessous où M représente le rapport mesuré et R le rapport vrai

$$\frac{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_M}{\left(\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_R} = \frac{\left[\frac{\left(\frac{^{192}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_M}{\left(\frac{^{192}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}\right)_R}\right]^{\left(\frac{^{187}-^{188}}{^{192}-^{188}}\right)}}{1}$$

(3) Le traceur isotopique d'Os n'est pas une solution pure d' ^{190}Os . Les résultats déterminés sur les échantillons sont corrigés de la participation du traceur. Les concentrations d'osmium sont calculées à partir du rapport $^{192}\text{Os}/^{190}\text{Os}$.

Les standards sont analysés en début de session de mesures sur 5 blocs de 10 mesures. Les dépôts se font comme pour les échantillons. Le rapport isotopique d'Os a une valeur moyenne de 0.17393 ± 0.00038 (2σ) sur la période de l'étude.

4-5-2. Les analyses de rhénium par ICPMS

Les analyses de rhénium ont été réalisées sur un spectromètre de masse ICP-MS (Inductively Coupled Plasma, Perkin Elmer®, Elan 6000) du CRPG-CNRS à Nancy. La valeur sur le standard varie d'une séance à l'autre, mais reste stable durant une même séance. Le spectromètre de masse est constitué par une cellule quadripôle qui joue le rôle de séparateur des éléments selon le rapport masse/charge. Le détecteur est un multiplicateur d'électrons. Les concentrations sont calculées à partir du rapport $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$. La procédure d'analyse est la même pour les échantillons et les standards. Pour déterminer le fractionnement instrumental, des standards de rhénium sont analysés au début et à la fin de chaque session, ainsi que tous les quatre échantillons. La moyenne des valeurs journalières du standard permet de déterminer le facteur de discrimination de masse (FDM) tel que :

$$FDM = \frac{1.667}{\left(\frac{^{187}\text{Re}}{^{185}\text{Re}}\right)_{std}}$$

La précision de ces rapports, basée sur la statistique de comptage, varie entre 0.15% et 1.31% pour les rapports mesurés ($2\sigma_m$). Le rapport $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ corrigé de l'échantillon est obtenu en multipliant le rapport $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ brut par le FDM. Le rapport $^{187}\text{Re}/^{185}\text{Re}$ corrigé est introduit dans l'équation de dilution isotopique pour calculer les concentrations de rhénium.

Partie II

Etude géologique et géochimique du gisement Ag-Hg d'Imiter

Chapitre 1

Généralités sur l'Anti-Atlas

Avant de présenter la géologie des différents gisements étudiés dans le détail, ce qui permettra de mettre en évidence les variations locales, il convient de rappeler les grands traits de la géologie de l'Anti-Atlas.

1-1 Situation géographique

Le Maroc est subdivisé en cinq grands domaines géologiques du Nord au Sud, le Rif, la Meseta, l'Atlas, l'Anti-Atlas et le Sahara. La chaîne de l'Anti-Atlas fait partie de la ceinture orogénique panafricaine. Elle s'étend sur 750 km selon une direction WSW-ENE, de l'Atlantique, où elle prolonge la chaîne de Zemmour, jusqu'au Tafilalet. L'Anti-Atlas constitue le domaine structural majeur du Sud marocain. Il est limité au Sud par le bassin carbonifère de Tindouf. D'un point de vue géographique cette limite est matérialisée par la

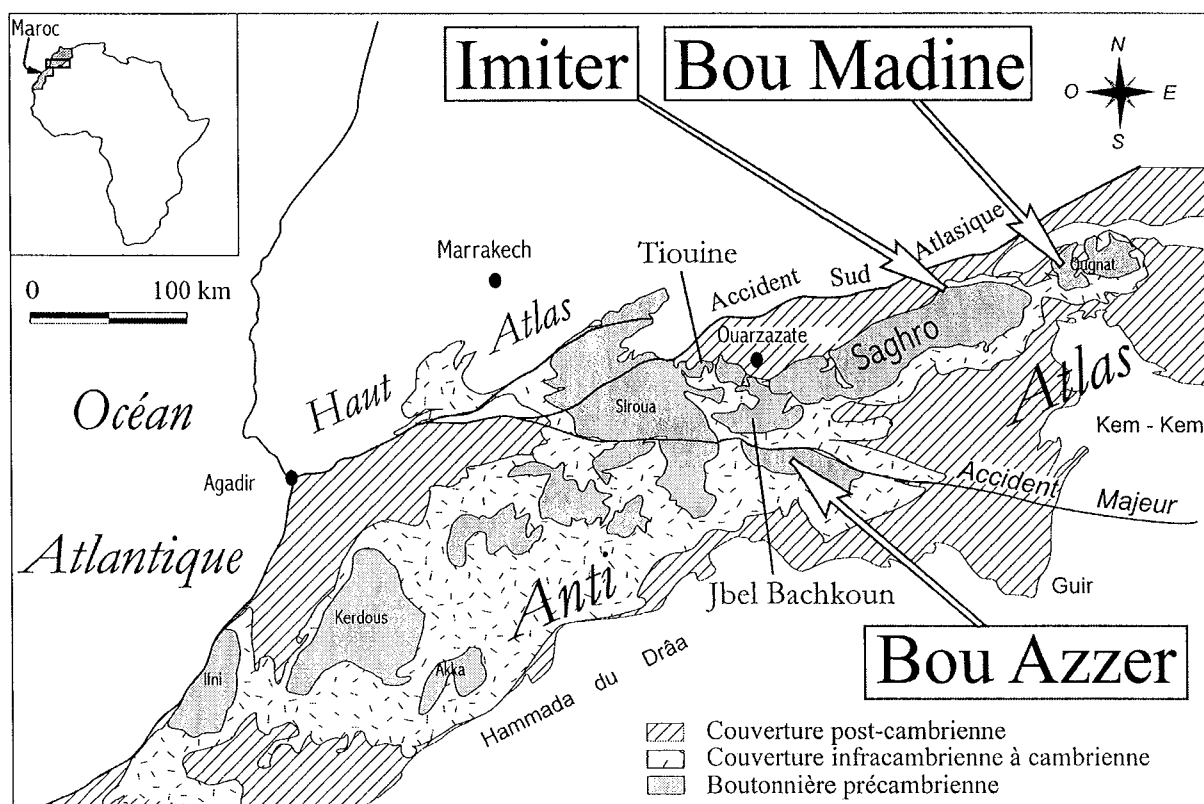


Figure 1.1 Schéma géologique simplifié de la chaîne de l'Anti-Atlas et localisation des gisements étudiés

ceinture des grandes hammadas crétacées et pontico-pliocènes du Drâa, du Guir et de Kem-Kem. La limite Nord de l'Anti-Atlas est matérialisée par un linéament tectonique majeur appelé faille Sud Atlasique. Cette structure s'étend de Gabès (Tunisie) à Agadir et se poursuit en mer par la faille de Kelvin (Gasquet, 1991). La chaîne se subdivise en trois parties. La partie occidentale s'étend de l'Atlantique au piedmont du Siroua. La partie centrale est matérialisée par le Jbel Siroua et la région de Bou Azzer. La partie orientale correspond au Jbel Saghro et au Jbel Ougnat. Cette subdivision est soulignée par un accident oblique, appelé l'accident majeur de l'Anti-Atlas, (Choubert 1947), qui s'étend depuis le Nord du Siroua jusqu'à Zagora et se prolonge sur 6000 km jusqu'au Kenya sous le nom de linéament du Tibesti (Guiraud *et al.*, 2000). Les trois sous-domaines dévoilent à la faveur de boutonnières, le socle précambrien sous une couverture paléozoïque et post-paléozoïque (Fig. 1.1). Les gisements étudiés se répartissent selon un axe SW-NE depuis l'Anti-Atlas central (Bou Azzer) jusqu'à l'Anti-Atlas oriental (Imiter et Bou Madine).

1-2. Le cadre géologique régional

Les subdivisions lithostratigraphiques du Précambrien dans l'Anti-Atlas varient d'un domaine géographique à l'autre. Cependant tous les auteurs s'accordent sur l'existence d'un socle paléoprotérozoïque à néoprotérozoïque moyen et d'une couverture néoprotérozoïque terminal et cambrienne (Fig. 1.1).

A ce stade, il est nécessaire de rappeler les grandes coupures chronologiques des terrains protérozoïques de l'Anti-Atlas (Fig. 1.2). La diversité lithostratigraphique des formations tout au long de la chaîne, ainsi que la multiplicité des événements géologiques qui ont affecté l'Anti-Atlas, rendent délicate la détermination d'une chronologie relative et l'interprétation des âges isotopiques. Deux courants de pensées se succèdent dans le temps. Le premier conduit par Choubert (1947 à 1974) interprète certaines discordances comme des coupures majeures entre trois cycles orogéniques attribués au Mésoprotérozoïque. Le second courant est conduit par Leblanc (1973 à 1980). Il diffère du précédent par l'abandon des différents orogènes et la mise en évidence de deux nouvelles phases de déformations panafricaines appelées "B1 et B2". Le cadre général des successions proposées par Leblanc (1975) est toujours d'actualité, avec des ajustements locaux suite à l'acquisition de nouvelles données lithostructurales et géochronologiques.

43

NETNER 1938		CHOUBERT 1952		CHOUBERT 1963		CHOUBERT et FAURE-MURET 1970-1972		CHOUBERT et FAURE-MURET 1973-1976 1978-1979			LEBLANC (1976), JEANNETTE et TISSERANT (1977), CHARLOT (1978), LABLANC et LANCELOT (1980), et HASENFORDER (1978)		NERCI (1988) LECOLLE et al (1989, 1990, 1991).					
		Cambrien		Cambrien		Cambrien		Cambrien		Cambrien inférieur		Formation schisto-gréseuse Formation schisto-calcaire Formation des calcaires supérieurs		Anti-Atlas				
Gévénien	Calcaires et Dolomies	Infra C. supérieur	Calcaires inférieurs Adoudounien	Infra C.	Adoudounien	Infra C.	Adoudounien	900	Infra C.	Adoudounien inférieur	900	Protérozoïque terminal	Formation Lie-de-Vin Formation des calcaires inférieurs	560 570	occidental	central	oriental	
	Série inférieure	Infra C. inférieur	Préc. III série de Ouarzazate		Préc. III Système de Ouarzazate		Préc. III Système de Ouarzazate		Préc. supérieur	Préc. III Série de Ouarzazate		Riphéen supérieur	Série de Ouarzazate et de Tanalt		Série de Tanalt	Série de Ouarzazate		
Algonkien : Quartzites	Préc. II : Série des Quartzites et Schistes du Kerdous	ANTI-ATLASIDES ORIENTALES		1000		MAROCANIDES		1000		Protérozoïque supérieur "Panafriquein"	900 Protérozoïque moyen et inférieur 2500	Séries du Siroua-Saghro de Tidilline et d'Anzi	615	Série d'Anezi	Série de Tidilline Tryfiya	Série de Aqqa-n-Tanzit de Kelaï M'gouna		
		Préc. II-III :		Préc. III :		Préc. III :		Riphéen moyen										
		Système de Tidilline		Système du Siroua-Saghro		1300		ANTI-ATLASIDES					1400					
		Préc. II :		Préc. II2 :		Préc. II2 :		Riphéen										
		Système du Kerdous		Calcaires et Quartzites		Série des Calcaires et Quartzites		inférieur										
		ANTI-ATLASIDES CENTRALES		1650		Préc. III1 : Système de El Graara		1800					BOUAZZERIDES		2000-2000			
	Préc. I :	Préc. I :		Préc. I :		Préc. III1 :		Série de El Graara ANTI-ATLASIDES										
		Système des Zénaga		Système des Zénaga														
		ZAGORIDES		2600-2600		BERBERIDES												
		Série des																
Archéen : Gneiss et Granites	Micaschistes des Zenaga	Préc. O :		Préc. O :		Préc. I :		Série des Zénaga et de Kerdous				Socle métamorphique et gneissique de l'Anti-Atlas	Série de Zenaga Kerdous	Série de Tikirt	Série de Ouissaden			
		(ARCHEEN)		Système du Kerdous		3000		ZAGORIDES										
		Système de l'Oued Assemfil		3500		Noyaux Katarchéens : Gneiss de l'Oued Assemfil et de Jbel Ouïharen												

1-2-1. Le socle paléoprotérozoïque

Cette formation est appelée série des Zenagas et du Kerdous (Hassenforder, 1987), ou PI (Choubert *et al.*, 1974). Son extension géographique est limitée à l'Anti-Atlas occidental. Le socle protérozoïque est constitué de schistes, de gneiss œillés, de dolérites, de migmatites et de granites. Les âges radiométriques U/Pb obtenus par dilution isotopique sur populations de zircons de granites des boutonnières de Zenaga et d'Ighern, sont compris respectivement entre 1930 ± 29 Ma (granite d'Azguemerzi) et 2050 ± 6 Ma (granite d'Aït Maklouf) (Charlot, 1978 ; Aït Malek *et al.*, 1998). Ces âges birimiens illustrent la cratonisation d'une croûte paléoprotérozoïque lors de l'orogénèse éburnéenne (Leblanc *et al.*, 1980). Les études géochronologiques n'ont pas permis de mettre en évidence l'existence de noyaux archéens antérieurs à 2 Ga (Fig. 1.2). Cependant, l'existence d'un socle archéen sous-jacent est suggérée par la présence de séries silico-détritiques encadrant les granites birimiens qui supposent l'érosion d'un socle plus ancien donc probablement archéen.

1-2-2. Le socle Néoprotérozoïque (ou Protérozoïque supérieur)

Il est subdivisé en deux grands ensembles lithologiques. La première séquence est constituée de l'ophiolite de Bou-Azzer datée à 788 ± 8 Ma (Rb-Sr, Clauer, 1974, 1976) (Fig. 1.3). Cette séquence est interprétée comme un fragment de croûte océanique qui jalonne l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas. Une séquence volcano-sédimentaire, dite de Bleida ou PII, formée de quartzites, de calcaires à stromatolithes, de shales noirs, de méta-grauwackes et de turbidites distales complète cette première séquence. L'ensemble est plissé et schistose par les phases de déformation panafricaine appelées "B1" et "B2" (Leblanc, 1975) et recoupé par des intrusions syn- et tardi-orogéniques (Leblanc, 1975 ; Saquaque *et al.*, 1989b). La seconde séquence est appelée série de Tidiline ou du Siroua-Saghro dans l'Anti-Atlas centro-oriental, série d'Anezi dans l'Anti-Atlas occidental, et plus généralement PII-PIII. Ces séries présentent des faciès différents le long de la chaîne et reposent en discordance sur le PII. La séquence PII-PIII est affectée uniquement par la seconde phase de déformation panafricaine ou "B2". Dans l'Anti-Atlas occidental, la série d'Anezi débute par des volcanites acides surmontées par un conglomérat plus ou moins grossier, auquel sont associées des varves vertes et violettes (Hassendorfer, 1987). Le second ensemble peut être surmonté par des séries de shales, de grauwackes et de quartzites. Vers l'Est, les volcanites basales et le conglomérat tendent à disparaître (Lecolle *et al.*, 1991). La séquence terminale à shales, grauwackes et quartzites est interprétée soit comme un cône de talus sous-marin (deep sea fan) déposé en contexte de bassin arrière-arc (Ouguir *et al.*, 1996) et alimenté par le Nord, soit comme un système

Colonne lithostratigraphique de l'Anti-Atlas occidental			Ages radiométriques et localisation	Auteur
Ordovicien		Grès at quartzites du 1er Bani		
		Schistes du Tachilla		
Cambrien moyen		Grès d'Assaka		
		Schistes des Foïjas internes		
Cambrien inférieur		Grès terminaux		
		Série schisto-calcaire		
		Dolomies supérieures		
Adoudounien		Série Lie de Vin	Kerdous (Rb/Sr) 625 ± 27 Ma Granite de Tarçouat 522 ± 10 Ma Granite de Cougmar 530 ± 15 Ma Granite de Tafraout 536 ± 11 Ma Granite d'Agouni Yessene 760 ± 30 Ma Granite d'Idikel	Mrini, 1993
		Dolomies inférieures	549 ± 06 Ma Granite de Tafraout 604 ± 26 Ma Granite de Tarçouat	Charlot, 1978
		Série de Base	Kerdous (U/Pb) 560 ± 02 Ma Gabbros-diorite de Tarçouat 583 ± 11 Ma Granodiorite de Tarçouat	Ait Malek et al., 1998
			Bas Drâa (U/Pb) 575 ± 02 Ma Granite de Taourgha 600 ± 05 Ma Filon dacitique	Ait Malek et al., 1998 Gasquet et al., 2001
Néoprotérozoïque terminal		Série de Tanalt		
Néoprotérozoïque Moyen			Phase B2	
		Série d'Anzi	Zenaga (Rb/Sr) 1580 ± 65 Ma Granite de Tazenakht 1670 ± 85 Ma Granite d'Azguemerzi 1735 ± 11 Ma Granite de Tazenakht 1865 ± 29 Ma Granite d'Azguemerzi	Cahen, 1965 Mrini, 1993
			Bas Dra (Rb/Sr) 1635 ± 31 Ma Granite de l'Oued Chaïba 1898 ± 32 Ma Granite d'Aïn Tamousift 1893 ± 57 Ma Granite d'Aït Oussa 1760 ± 03 Ma filon de microgranite 1755 ± 25 Ma pegmatites	Mrini, 1993 Gasquet et al., 2001
			Kerdous (Rb/Sr) 1906 ± 30 Ma Granite de Tazeroualt 1906 Ma Granite d'Annameur 1920 ± 40 Ma Granite de Tahala 1988 ± 41 Ma Granite de Tahala 2600 ± 110 Ma Granite d'Amarhous	Mrini, 1993 Charlot, 1978 Cohen, 1965
Socle Proterozoïque inférieur			Bas Dra (U/Pb) 1976 ± 19 Ma Granite d'Aïn Tamousift 1987 ± 20 Ma Granite de Sidi Said	Ait Malek et al., 1998
		Série des Quartzites Néoprotérozoïque inférieure	Zenaga (U/Pb) 1930 ± 29 Ma Granite d'Azguemerzi	Charlot, 1978
			Igherm (U/Pb) 2050 ± 6 Ma Granite d'Aït Makhoulouf 2043 ± 12 Ma Granitoïdes d'Akka 2046 ± 3 Ma Granite de Tafeltast	Ait Malek et al., 1998 Gasquet et al., 2001

Figure 1.3 Données stratigraphiques et géochronologiques dans l'Anti-Atlas occidental et central (d'après Hassenforder, 1987 ; modifié)

d'aulacogènes fonctionnant indépendamment les uns des autres et dont le degré d'évolution diffère (Fekkak *et al.*, 1999).

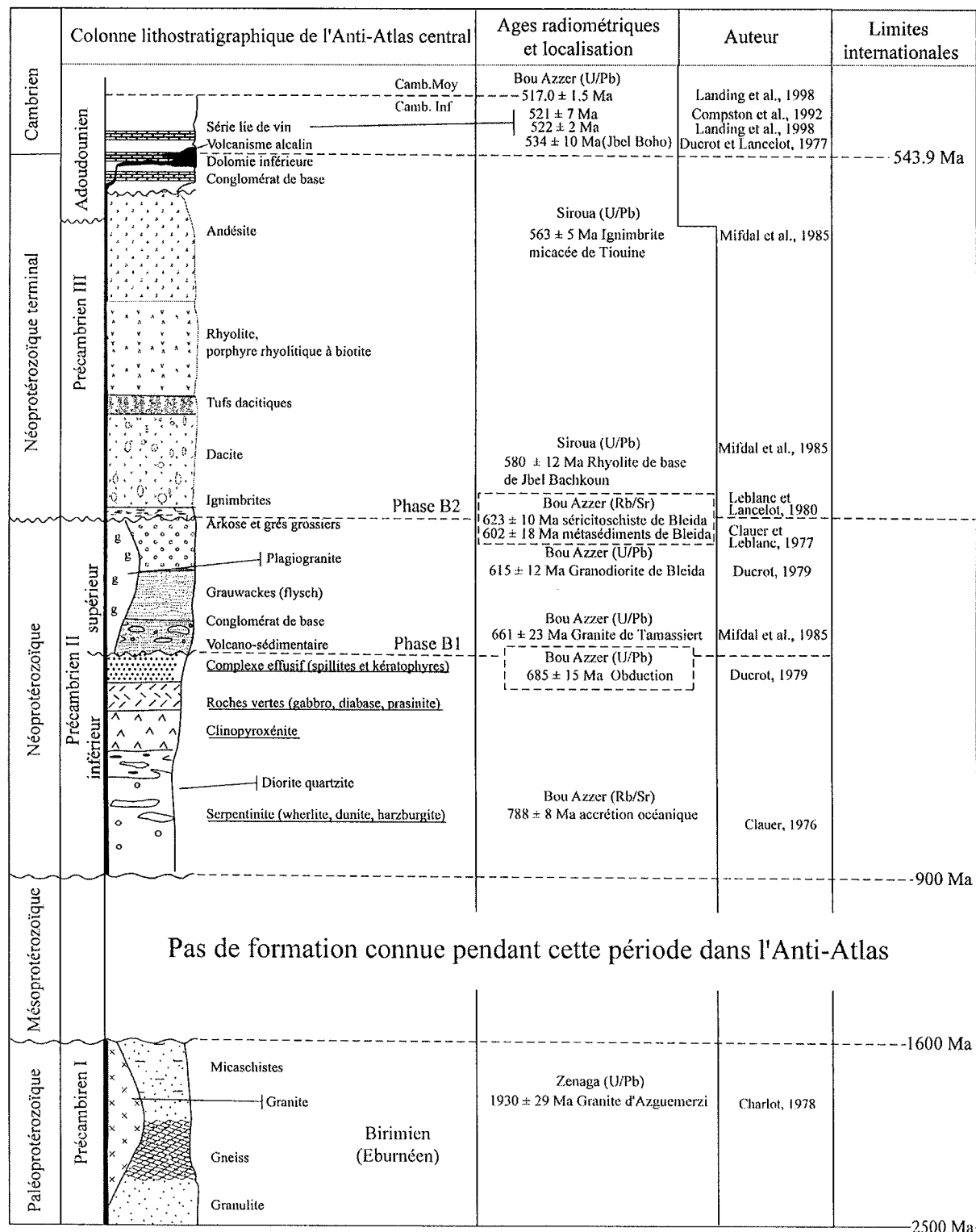


Figure 1.4 Données stratigraphiques et géochronologiques dans l'Anti-Atlas Central (Bou Azzer, Ouarzazate)

1-2-3. La couverture volcano-sédimentaire

La couverture, attribuée au Neoprotérozoïque terminal, est aussi appelée PIII, série de Ouarzazate dans l'Anti-Atlas centro-oriental et série de Tanalt dans l'Anti-Atlas occidental. La série repose en discordance sur les séries sédimentaires du Néoprotérozoïque moyen (PII-PIII). La succession lithostratigraphique et l'épaisseur de la série varient d'une localité à l'autre, ce qui pose des problèmes de corrélation latérale. Une description plus détaillée de la série sera présentée au niveau des différents gisements étudiés. L'épaisseur de la série est maximale dans l'Anti-Atlas central (2000 m), de 300 m dans la Tagragra d'Akka (Anti-Atlas occidental) et estimée de 700 m au niveau de la mine d'Imiter (Anti-Atlas oriental). Les études U/Pb sur zircon effectuées sur des rhyolites et des ignimbrites de Ouarzazate donnent des âges compris entre 580 ± 12 Ma et 563 ± 10 Ma (U/Pb par dilution isotopique sur population de zircons, Mifdal *et al.*, 1985) (Fig. 1.3-1.4).

La composition chimique de ces faciès volcaniques, à caractère calco-alcalin dominant, est interprétée comme caractéristique d'une mise en place en bordure de marge

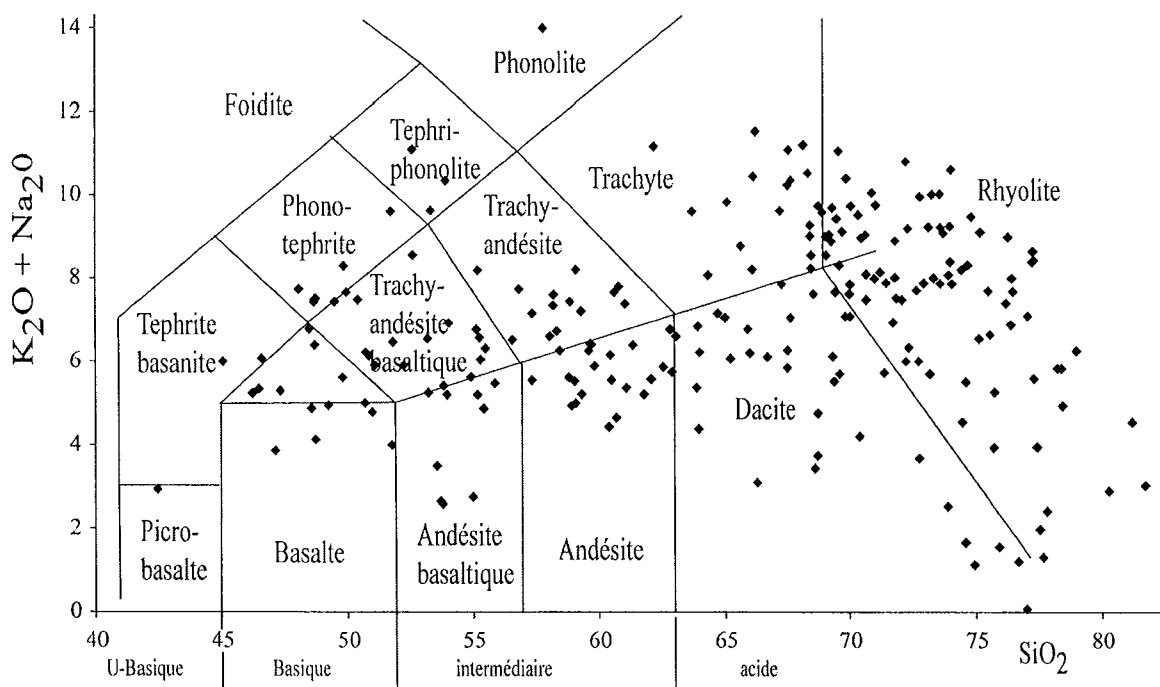


Figure 1.5 Composition de la série volcano sédimentaire du Néoprotérozoïque terminal de l'Anti-Atlas, dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Le Maître *et al.*, 1989. Données compilées de Garcia (1979) ; Chikaoui (1981) ; Gysse, (1982) ; Bodinier *et al.* (1984) ; Baouch (1984) ; Lasri (1984) ; Bajja (1987, 1998) Freton, (1988) ; Abia (1991) ; Ait Saadi (1992) ; Ouguir (1997).

continentale, à la fin de la collision panafricaine (Bajja, 1998 ; Ouguir, 1997 ; Aït Saadi, 1992) (Fig. 1.4). Des essais de modèles pétrogénétiques réalisés par Aït Saadi, (1992) dans

l'Ougnat conduisent à privilégier un processus de mélange de magmas pour la formation de la série volcanique plutôt qu'un processus unique.

1-2-4. La série infracambrienne (ou formation d'Adoudou)

La base de cette série enregistre une transgression en direction du Sud Est. Elle repose en légère discordance angulaire sur la formation volcano-sédimentaire du Néoprotérozoïque terminal (Fig. 1.6). L'invasion marine se fait sur une paléogéographie contrastée constituée de plates-formes subsidentes et d'îles (le Saghro reste émergé). Les dépôts transgressifs débutent par des niveaux de conglomérats, de dolomies et de silts. Localement, des volcanites s'intercalent dans les dolomies de base. Après le dépôt de la série Lie de Vin (ou formation de Taliwine), assimilé à un épisode régressif, reprend une nouvelle phase de transgression générale en direction du SE. Les calcaires supérieurs, derniers termes de la série, contiennent des faunes cambriennes (trilobites et archaeocyathes). Sur la base d'étude de microfossiles et de $\delta^{13}\text{C}$, la limite Précambrien-Cambrien est placée par Tucker, (1986), Latham et Riding., (1990) puis Gasquet *et al.*, (2001) sous le contact entre dolomie inférieure et la formation de

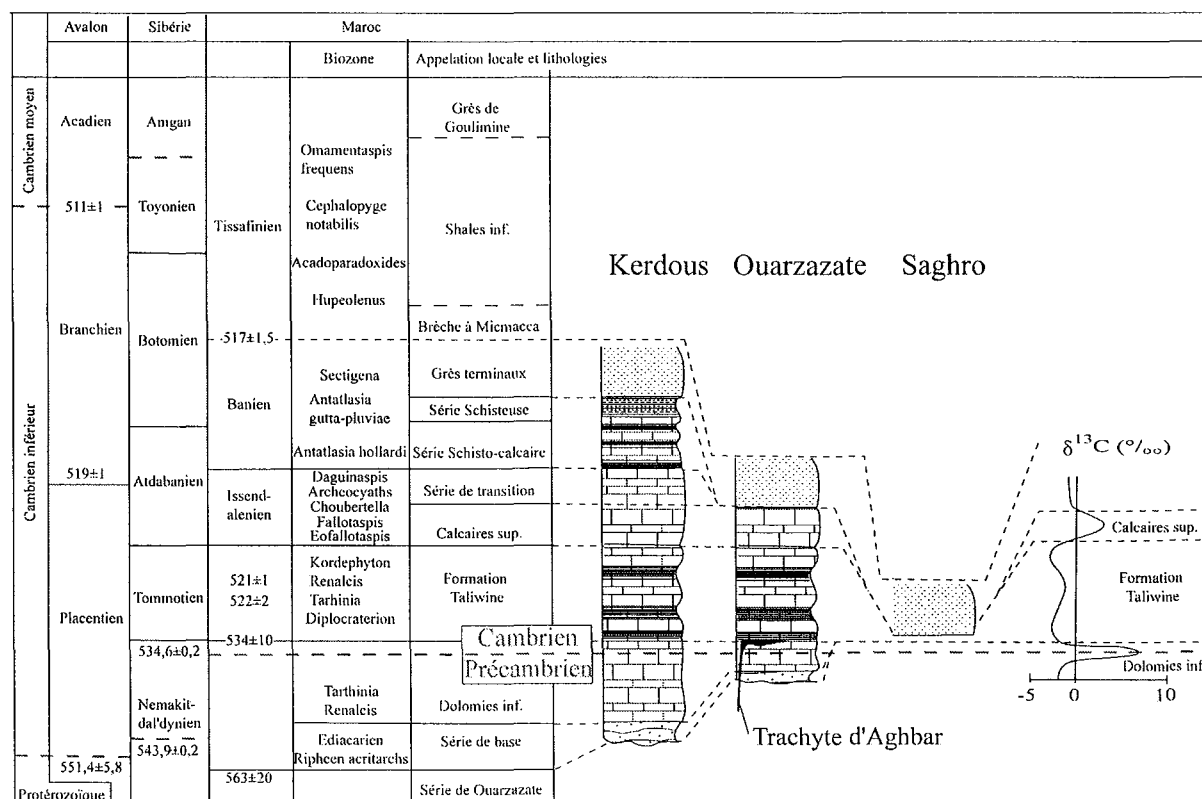


Figure 1.6 Corrélation stratigraphique et géochronologique (U/Pb sur zircon) de la limite Précambrien/Cambrien dans l'Anti-Atlas, la Sibérie et Avalon.

Taliwine datée du Tommotien. L'existence d'une continuité sédimentologique entre le Protérozoïque et le Paléozoïque a été proposée ne faisant intervenir que des discordances locales de ravinements (Benziane *et al.*, 1983 ; Gasquet *et al.*, 2001).

1-2-5. Les cortèges filoniens basiques à intermédiaires

Leur mise en place s'étendrait du Protérozoïque jusqu'au Trias (Clauer et Leblanc, 1977 ; Ikenne *et al.*, 1997 ; Gasquet *et al.*, 2001 ; El Aouli *et al.*, 2001). Les études géochimiques des filons doléritiques, supposés d'âge Néoprotérozoïque, dans l'Anti-Atlas occidental et central démontrent l'existence de trois lignées distinctes d'affinité tholéitique, alcaline et calco-alcaline. Les roches basiques tholéitiques et alcalines semblent liées à une distension généralisée de la partie nord du craton Ouest africain (Leblanc *et al.*, 1994 ; Ikenne *et al.*, 1997 ; Hafid *et al.*, 1998 ; Touil *et al.*, 1999). En revanche, les roches basiques d'affinité calco-alcaline ne sont décrites que localement dans les boutonnières du Bas draa, de la Tagragra d'Akka et du Siroua (El Boukhari, 1991 ; Ikenne *et al.*, 1997). Les filons basiques présentent un enrichissement en éléments incompatibles (Rb, Ba, Th, K, La, Ce et Zr) et un appauvrissement en Nb. Cette anomalie négative en Nb, l'enrichissement en LILE et les valeurs élevées des rapports Ba/Zr, Th/Nb et Th/La sont interprétés comme le reflet d'une contamination crustale. Les variations chimiques entre les trois lignées sont interprétées par les auteurs soit comme le reflet d'une hétérogénéité du manteau source, soit comme une contamination crustale des magmas ascendants, soit enfin comme la conséquence d'une variation du taux de fusion. L'absence d'âges radiochronologiques sur ces filons basiques ne permet pas de poursuivre plus avant les interprétations géodynamiques.

1-3. Les subdivisions du Protérozoïque, apport de la géochronologie

1-3-1. Les âges de références en Anti-Atlas

Les différentes études réalisées dans l'Anti-Atlas occidental (Cahen *et al.*, 1965 ; Charlot, 1978 ; Mrini, 1993 ; Ait Malek *et al.*, 1998) sont un excellent exemple pour illustrer notre propos (Figure 1.2). En effet, les âges obtenus sur le granite d'Azguemerzi (Zenaga) sont compris, entre 1670 ± 85 Ma (Cahen, 1965) et 1865 ± 29 Ma (Mrini, 1993) par la méthode Rb/Sr sur roche totale et 1930 ± 29 Ma (Charlot, 1978) par la méthode U/Pb par dilution isotopique sur population de zircons. Les différences observées sont explicables en partie par une température de fermeture du système isotopique supérieure pour le système U/Pb dans les zircons par rapport au système Rb/Sr dans les silicates, mais aussi par le choix

de l'objet analysé (roche totale/minéraux séparés) et surtout par le caractère particulièrement résistant à l'altération et au métamorphisme du zircon. Si l'on ne considère que les âges U/Pb comme fiables et représentatifs d'un événement géologique, au niveau de l'Anti-Atlas occidental, il n'y a plus trois mais deux périodes principales de mise en place de granites, la première au Birimien lors de l'orogénèse éburnéenne entre 2050 ± 6 Ma et 1930 ± 29 Ma et la seconde au Néoprotérozoïque terminal entre 583 ± 11 Ma et 560 ± 2 Ma (Aït Malek *et al.*, 1998) (Fig. 1.2).

L'Anti-Atlas central (Bou Azzer - El Graara - Siroua) est la partie la plus étudiée de la chaîne ; Leblanc (1975) y a établi son schéma géochronologique. L'âge le plus ancien après l'orogène éburnéenne déterminé au niveau de l'Anti-Atlas Central, a été obtenu par Clauer (1974, 1976) sur les sédiments pélitiques de Tachdamt métamorphisés par des intrusions de gabbros supposées contemporaines de l'océanisation. Cet âge a été déterminé par la méthode Rb/Sr sur roche totale, il est de 788 ± 8 Ma. Cet âge bien que communément accepté, est très discutable. En effet, le système isotopique Rb/Sr a pu être perturbé par les déformations panafricaines et hercyniennes. L'âge proposé correspond à la limite inférieure d'un événement probablement plus vieux. De plus, rien ne permet d'affirmer que les roches induisant le métamorphisme daté, soient bien cogénétiques de l'océanisation. En effet, des cortèges de dykes basiques se mettent en place depuis le Birimien jusqu'au Trias sans caractéristiques chimiques ou structurales nettes permettant d'établir une chronologie relative.

La phase B1 est datée par Clauer (1976) par la méthode Rb-Sr sur roche totale sur les séricitoschistes et les sédiments pélitiques métamorphisés de Tachdamt. Cet âge suppose que ces séries n'ont pas enregistré l'âge plus jeune de la déformation B2 qui pourtant affecte ces roches (623 ± 18 Ma et 602 ± 18 Ma respectivement, Clauer et Leblanc., 1977 ; Leblanc *et al.*, 1980). Les âges U/Pb par dilution isotopique sur population de zircons réalisés sur les plutons orogéniques de Tamassiert (661 ± 23 Ma) par Mifdal et Peucat, (1985) et de Bou Offroukh (667 ± 11 Ma) par Mrini (1993) tendent à confirmer un âge antérieur à 660 Ma pour la première déformation panafricaine. La déformation panafricaine "B2" est postérieure à la granodiorite post-tectonique de Bleida (affectée uniquement par la déformation "B2"), datée à 615 ± 12 Ma par la méthode U/Pb par dilution isotopique sur population de zircons (Ducrot *et al.*, 1978) et est antérieure à la rhyolite de base de la série de Ouarzazate datée à 580 ± 12 Ma (Mifdal *et al.*, 1985). La série de Ouarzazate a livré des âges U/Pb par dilution isotopique sur population de zircons qui s'échelonnent entre 580 ± 12 Ma à sa base et 563 ± 10 Ma à son sommet (Juéry *et al.*, 1974 ; Ducrot *et al.*, 1977 ; Mifdal *et al.*, 1985). Des intercalations de tufs et de trachytes ont été datées à différents niveaux de la série cambrienne. Respectivement,

de la base au sommet, les âges déterminés sont de 534 ± 10 Ma pour les trachytes du Jbel Boho interstratifiés dans les dolomies inférieures à la base de la série Lie de vin (Ducrot *et al.*, 1977 ; U/Pb par dilution isotopique sur population de zircons), 522 ± 2 Ma et 521 ± 7 Ma pour la seconde partie de la série Lie de Vin (Landing *et al.*, 1998 ; U/Pb sur monograins de zircon par dilution isotopique ; Compston *et al.*, 1992 ; U/Pb sur monograins de zircon à la microsonde ionique SHRIMP) et 517 ± 2 Ma pour le sommet des calcaires supérieurs (Landing *et al.*, 1998 ; U/Pb sur monograins de zircon par dilution isotopique), qui représente la limite entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen. Ces âges sont en accord avec les observations sur les microfossiles et les analyses d'isotopes stables réalisées respectivement par Lathan *et al.*, 1990 et Tucker, (1986), qui placent la limite Précambrien/Cambrien sous le contact entre dolomie inférieure et la série Lie de Vin.

1-3-2. L'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Néoprotérozoïque

Les études sur l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Néoprotérozoïque sont nombreuses en particulier dans l'Anti-Atlas central et oriental (Leblanc et Lancelot, 1980 ; El Boukhari, 1991 ; Chaabane, 1991 ; Saquaque *et al.*, 1989a ; 1989b ; Villeneuve et Cornée, 1994 ; Leblanc et Moussine-Pouchkine, 1994 ; Ennih et Liégeois, 2001). Les interprétations sont parfois contradictoires, notamment en ce qui concerne la vergence des plans de subduction et la présence ou non d'un bassin d'arrière-arc. Toutefois, on peut dire en résumé, que cinq phases se succèdent au cours de cette période :

(i) une phase d'océanisation dont témoigne la présence d'ophiolites à Bou Azzer-El Graara (Leblanc, 1972 ; 1975) et dans le massif du Siroua (Leblanc, 1975 ; El Boukhari, 1991 ; Chabane, 1991) ; l'âge de l'océanisation a été déterminé indirectement à 788 ± 8 Ma sur le métamorphisme de contact lié à des gabbros supposés contemporains des ophiolites (Clauer, 1976 ; Leblanc et Lancelot, 1980),

(ii) une phase de subduction contemporaine d'un magmatisme calco-alcalin non précisément daté (Saquaque *et al.*, 1989a, 1989b),

(iii) une phase d'obduction accompagnée d'un métamorphisme et de déformations (phase B1) datées de 685 ± 15 Ma (Ducrot et Lancelot, 1977 ; Leblanc, 1975),

(iv) une phase de collision caractérisée par la mise en place de granodiorites, datées de 615 ± 12 Ma (Leblanc et Lancelot, 1980), synchrone de déformations (phase B2),

(v) une phase de magmatisme, intermédiaire à acide, clôture le Néoprotérozoïque ; elle est datée de 563 ± 10 Ma (Mifdal et Peucat, 1985).

1-4. Le volcanisme mésozoïque

1-4-1. Le volcanisme permien

Le volcanisme permien se manifeste sur le versant Nord du Haut Atlas. Il est caractérisé par la structure doléritique de ses laves, par son affinité tholéitique (continentale), et localement par un caractère hyperpotassique. Ce caractère hyperpotassique pourrait avoir une origine précoce en relation avec une contamination du socle sous-jacent (précambrien et paléozoïque). Le volcanisme permien est interprété comme le témoin du stade pré-rifting de l'ouverture de l'Atlantique (De Pachtère, 1983).

1-4-2. Le volcanisme triasique - liasique

Le volcanisme triasico-liasique s'exprime dans l'Anti-Atlas sous la forme d'un cortège de dykes, dont le plus important est le dyke de Foum Zguid. Cet événement est plus développé et mieux étudié, dans le Haut-Atlas où les volcanites se mettent en place dans une succession d'épanchements à l'air libre ou sous une faible tranche d'eau (De Pachtère *et al.* 1985). L'alignement de ces centres émissifs le long de fractures N110° démontre le rejeu en distension d'accidents hercyniens lors de l'épisode de rifting de l'ouverture de l'Atlantique. Les études géochimiques sur les dykes et les coulées mettent en évidence une affinité tholéitique. Les coulées présentent une évolution depuis des tholéites continentales vers des tholéites à caractère plus océanique. Cette tendance témoignerait d'une évolution du manteau du fait de l'ouverture océanique. Certains rapports d'éléments en traces (ex: Zr/Nb, Zr/Y, Y/Nb, Ti/V) indiquent une composition analogue au N-MORB. La teneur élevée en LILE, l'anomalie négative en Nb et les rapports initiaux en $^{87}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ (0.7064 à 0.7069) révèlent la présence d'un composant crustal dans la proportion de 13 à 17% en poids (Bertrand *et al.*, 1985; Fiechtner *et al.*, 1992). Ces observations géochimiques sont comparables à celles effectuées sur le volcanisme triasique à l'échelle de la marge ouest atlantique, de l'Espagne (Messejana dyke) au Liberia (Sebai *et al.*, 1991). Dans le Haut-Atlas, les premiers dépôts sont datés par biostratigraphie du Trias supérieur (Carnien). Les dépôts carnien sont recouverts par une série marine, silteuse et évaporitique, contenant généralement des intercalations de roches volcaniques et de dolérites tholéitiques. D'un point de vue stratigraphique, cette série marine correspond au Trias terminal (Rhétien) et le Lias basal (Hettangien). Le volcanisme triasique est daté par des méthodes isotopiques à ca. 200 Ma par de nombreux auteurs sur les marges

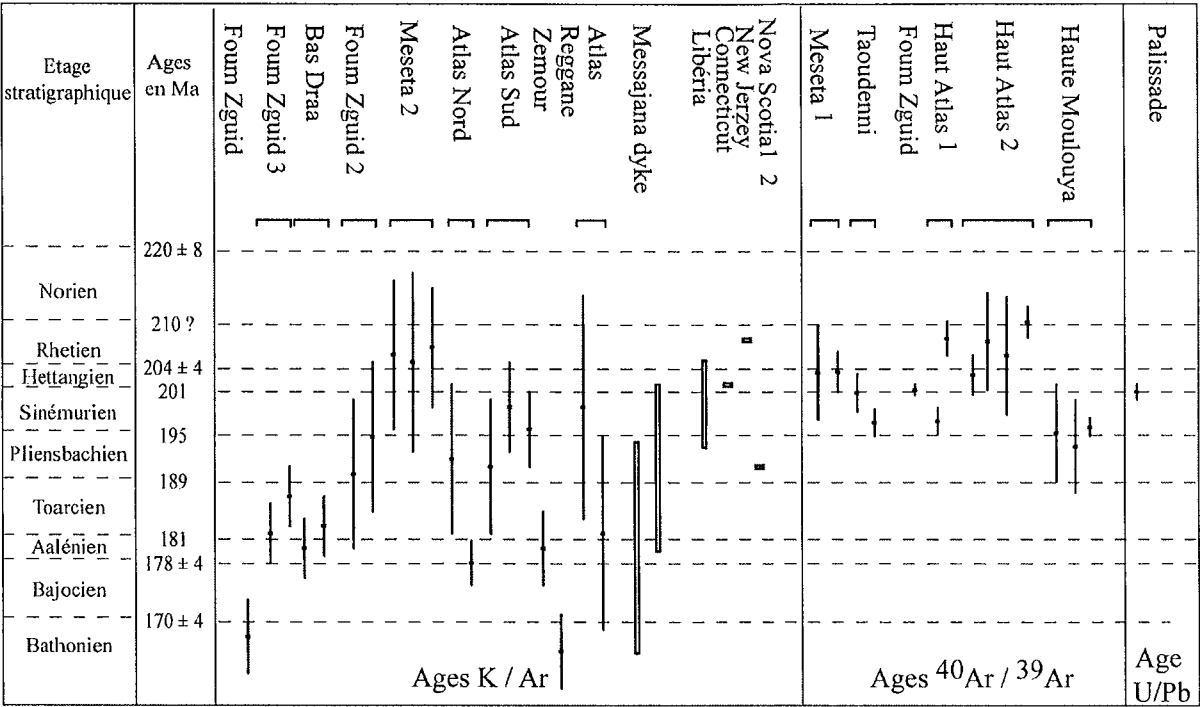


Figure 1.7 Comparaison des âges des roches volcaniques mésozoïques au Maroc par rapport aux âges déterminés sur les marges atlantiques de l'Afrique de l'Ouest et des USA.

Âges K/Ar sur roche totale : -Leblanc, 1973 : Foun Zguid ; -Hailwood et al., 1971 : Foun Zguid, Bas Draa ; -Schermmerhorn et al., 1978 : Foun Zguid, Messajana dyke ; -Westphal et al., 1979 : Meseta, Atlas Nord, Atlas Sud ; -Conrad et al., 1975 : Zemour, Reggane ; -Manspeizer et al., 1978 : Atlas, New Jersey, Connecticut, Nova Scotia ; -Dupuy, 1988 : Libéria, Nova Scotia

Âges Ar/Ar sur plagioclase : -Sebai et al., 1991 : Messajana, Taoudenni, Haut Atlas, Foun Zguid. ; -Fiechtner et al., 1992 : Haute Mouloudia, Haut Atlas.

Âges U/Pb sur zircon par dilution isotopique : -Dunning et al., 1990 : Palissade

Est et Ouest de l'Atlantique (Fig. 1.7). Sebai et al., (1991) et Fiechtner et al., (1992) ont daté la base et le sommet des volcanites du Haut-Atlas (Maroc) par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur plagioclase. Les résultats obtenus sont respectivement de 201 Ma et 210 Ma pour la base et de 197 Ma et 196 Ma pour le sommet. Le dyke de Foun Zguid est daté par la même méthode à 196 Ma (Sebai et al., 1991).

1-5. Le district minier d'Imiter : généralités

1-5-1. Localisation géographique

La mine d'Imiter est située sur le flanc Nord-Ouest du Jbel Saghro, dans la province administrative de Ouarzazate, à mi-distance entre les villes de Boumalne de Dadés et Tinghir

sur la route reliant Errachidia à Ouarzazate (Fig. 1.1). La mine se trouve à une altitude de 1500 m ou règne un climat semi-désertique.

1-5-2. Historique de la prospection minière

Les premières traces faisant mention du gisement remontent à 840 après J-C. Dans les premiers temps, l'exploitation s'est vraisemblablement limitée aux zones supérieures les plus riches du gisement, où les plaquettes d'argent étaient visibles. Cette première exploitation prend fin lorsqu'est atteint le niveau hydrostatique vers -50 m, causant des venues d'eau trop importantes. De nombreux vestiges archéologiques (marmite de fusion, meule de granite, burin, poteries, ossements...), une excavation spectaculaire (la carrière des anciens) et des amas importants de haldes témoignent de ces premières exploitations. Le gisement est redécouvert lors d'une campagne de prospection aérienne en 1951, date à laquelle débutent la reconnaissance et l'exploitation moderne de la mine. De 1951 à 1956 la société minière de l'atlas marocain (SMAM) effectue des campagnes géophysiques et des reconnaissances par galerie (le puits SMAM de la colline B3) sans résultat concluant. L'exploration est relancée puis abandonnée en 1963 par le BRPM (Bureau de recherches et de participations minières), et ce, malgré un sondage au niveau de la colline B3 titrant 5150 g Ag/t. L'abandon de l'exploration est dû à la méconnaissance de la structure des corps minéralisés et l'utilisation d'un modèle génétique erroné impliquant l'absence de minéralisation en profondeur (cémentation superficielle). Parallèlement l'étude des haldes des anciens met en évidence un tonnage (650 000 t) et une concentration en Ag suffisante (300 g/t) pour être exploitable. En 1963 le BRPM et la société ONA créent la SMI afin de traiter ces haldes par cyanuration. L'activité métallurgique a permis au BRPM de relancer les travaux de recherche, et de mettre en évidence les corps minéralisés de Imiter I (la grande carrière). En 1985, trois corps principaux étaient reconnus, soit un tonnage estimé à 2 500 000 t de minerai titrant 500 g/t. En 1997, l'ONA qui rachète les parts encore détenues par le BRPM, lance une vaste campagne de prospection et développe parallèlement une nouvelle usine de traitement du minerai. La mise en activité en 1999 de la nouvelle usine de traitement permet de valoriser un tout venant de plus faible concentration en argent (100g/t), et donc d'augmenter les réserves exploitables.

De 1960 à 2000, la SMI a produit 2400 tonnes d'argent métal. Elle produit actuellement 250 tonnes d'argent métal par an, ce qui la place au 4^{ème} rang mondial, derrière le géant mexicain de Proaño, le chilien de La Coipa (ca 600 t/an) et la mine de Greens Creek aux USA (300 t/an). Une des particularité de la mine est de compter parmi les cinq sites mondiaux

où la production d'argent n'est pas associée à celle d'autres métaux de base tels que le cuivre, le zinc ou le plomb.

1-6. Le contexte géologique du gisement d'Imiter

La géologie du gisement a fait l'objet de nombreux travaux (Guillou, 1985 ; Vargas, 1983 ; Baroudi *et al.*, 1999 ; Ouguir *et al.*, 1994 ; 1996 ; Popov *et al.*, 1986 ; Popov, 1995 ; Leistel et Quadrouci, 1991). (Fig. 1.8).

1-6-1 Le socle néoproterozoïque moyen

La série metasédimentaire est constituée de quatre sous-ensembles lithologiques dont la nature pétrographique évolue verticalement, d'un ensemble à l'autre, sans discontinuité. De la base au sommet de la série, les niveaux fins se développent de façon continue au détriment des faciès gréseux. L'unité terminale est constituée essentiellement des pélites noires riches en

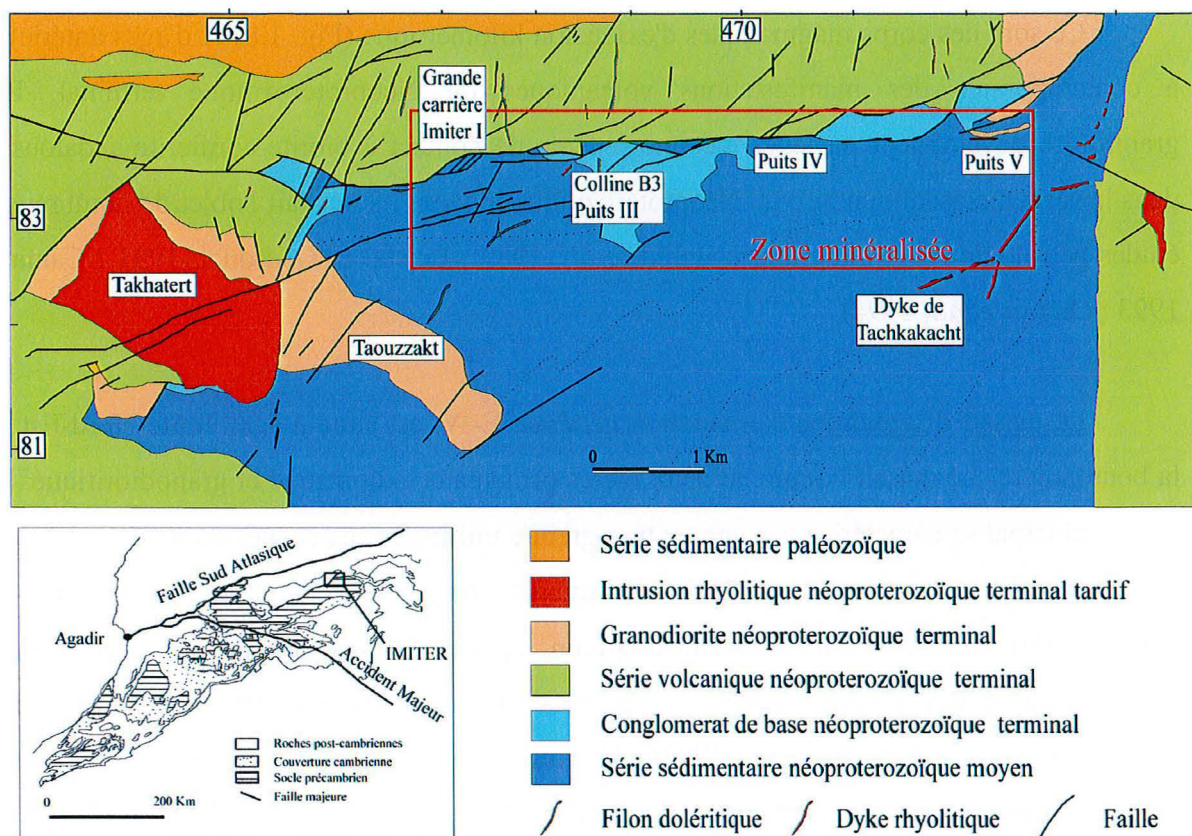


Figure 1.8 Cadre géologique de la boutonnière d'Imiter, modifié. (Leistel et Qadrouci, 1991)

matière organique. Le sommet de la série n'est pas connu. L'analyse pétrographique et géochimique suggère un dépôt de type deep-sea fan dans un bassin d'arrière-arc, en domaine de marge continentale active l'arc, lui-même, étant représenté par les andésites de Bouskour (Ouguir *et al.*, 1996).

Les pélites noires sont enrichies en SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , et Na_2O , et appauvries en Fe_2O_3 , S, Mn comparées au standard SDO-1 (Devonian Ohio Shale, standard USGS). Elles présentent également des teneurs de fond élevées en Ag, As, Ba, Cr, Pb, Th, Zn. La concentration en Na_2O plus élevée que celle de K_2O est généralement liée à un phénomène de spilitisation in situ des roches volcaniques qui affectent les graywackes. L'analyse des terres rares révèle simultanément un enrichissement en terres rares légères (27 à 100 fois par rapport aux chondrites), un appauvrissement en terres rares lourdes (8 à 17 fois les chondrites) et des anomalies négatives en Eu et en Ce (Pasava, 1994 ; Ouguir *et al.*, 1996). Ces données seront confrontées et commentées à la lumière de nos propres résultats.

1-6-2. Les granitoïdes

Ce sont des corps magmatiques d'extension kilométrique (Fig. 1.8) et d'âges antérieurs à contemporains des manifestations volcaniques du Néoprotérozoïque terminal. Les granitoïdes développent un léger métamorphisme de contact à biotite-cordiérite-andalousite dans la série métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen. Ils ont fait l'objet de nombreuses études pétrologiques et structurales (Ighid *et al.*, 1989 ; Leistel et Qadrouci, 1991 ; Camara, 1993 ; Ouguir *et al.*, 1994).

Le massif d'Igoudrane d'orientation générale E-W, est situé à l'extrémité Nord-Est de la boutonnière. Le massif comprend deux faciès principaux : dioritique et granodioritique. Le faciès principal se caractérise par une texture grenue millimétrique et mésocrate. La roche est constituée d'une paragenèse primaire à quartz, plagioclase, microcline, hornblende, clinopyroxène et biotite (accessoirement zircon, apatite, et opaques) et d'une paragenèse secondaire à chlorite, épidote, séricite, calcite et actinote. L'analyse modale montre qu'il s'agit d'une diorite quartzite (Camara, 1993). On note la présence d'enclaves sédimentaires appartenant à la série du Néoprotérozoïque moyen.

Le faciès de bordure est une roche noire à amphibole dominante (hornblende). Il présente une texture grenue intersertale. Ce faciès montre une paragenèse primaire à amphibole, plagioclase, pyroxène, apatite, et opaques ainsi qu'une autre secondaire est constitué de chlorite, épidote et autres produits d'altération.

Le massif de Bou Teglimt matérialise la limite Sud-Ouest de la boutonnière. Ce massif allongé suivant une direction NW-SE est limité à l'Est et au Nord par l'encaissant sédimentaire néoprotérozoïque moyen et au Sud et à l'Ouest par des formations volcaniques du Néoprotérozoïque terminal. La roche présente un aspect mésocrate et une texture grenue. La taille du grain, généralement moyenne, diminue du centre vers les bordures du massif. La paragenèse primaire est composée de quartz, feldspath, biotite, amphibole (de type hornblende) et accessoirement zircon, apatite, allanite et opaques. Les minéraux d'altération sont des chlorites, épidotes, et séricites.

Le massif de Taouzzakt forme une lentille d'extension kilométrique orientée NW-SE, dans la continuité NW du massif de Bou Teglimt. Son caractère intrusif au sein du conglomérat de base et les tufs lités de la base de la série du Néoprotérozoïque terminal est sujet à discussion. La roche, d'aspect homogène, mésocrate et d'une texture grenue, est constituée d'une paragenèse primaire à quartz, feldspath (essentiellement plagioclase), actinote, clinopyroxène, biotite, et des minéraux accessoires (apatite zircon et opaques). Une paragenèse secondaire est composée de chlorite, épidote, séricite et de calcite.

A partir des analyses réalisées par Camara (1993) sur les amphiboles des différents massifs, nous avons déterminé la pression de cristallisation de ces minéraux à l'aide des formules définies par Schmid (1992). Les pressions minimales déterminées sur les massifs de Bou teglimt et d'Igoudrane sont respectivement de 3 kb et 5 kb.

1-6-3. La couverture volcano-sédimentaire néoprotérozoïque supérieur (série de Ouarzazate)

La série de Ouarzazate forme les reliefs qui entourent la boutonnière (Fig. 1.8). Cette série a fait l'objet de nombreuses études permettant d'établir un log lithologique détaillé au niveau de la mine d'Imiter (Bajja, 1988 ; Leistel *et al.*, 1991; Ouguir, 1997). La série est composée d'un empilement subtabulaire de séquences volcaniques et pyroclastiques de composition andésitique à rhyolitique, en association avec des réseaux denses de dykes andésitiques et doléritiques. La série de Ouarzazate repose en discordance sur la série métasédimentaire du Neoprotérozoïque moyen. La base de la série est constituée d'un conglomérat polygénique immature, dont les éléments sont de nature variée (plutonique, sédimentaire). La forme et la taille des éléments suggèrent un "écoulement" d'Est en Ouest. La série volcanique débute par la mise en place d'une nappe ignimbritique acide, recouverte

d'une succession d'unité pyroclastique de composition intermédiaire à acide, où l'on distingue plusieurs termes suivant la nature et la proportion des cristaux. Enfin se met en place une coulée andésitique, plus épaisse à l'Ouest, traduisant la présence d'une paléodépression. La présence de brèches volcaniques associées aux écoulements est interprétée par Ouguir (1997) comme un indice de la proximité de la zone d'émission et du caractère discontinu et répétitif de l'éruption. Il s'agit, en fait, d'un dépôt proximal de coulée pyroclastique de type "ash flow deposit" (Ouguir, 1997). Bajja (1988) présente le piton de Takhatert comme une des bouches d'émission de l'événement volcanique néoprotérozoïque terminal. L'importance volumétrique des empilements pyroclastiques révèle le caractère explosif de ce volcanisme. Les analyses géochimiques menées sur ces roches ont mis en évidence l'importance de l'altération de ces roches. L'altération météorique affecte particulièrement les niveaux superficiels, elle se traduit par un développement de l'albite aux dépens du plagioclase calcique dans le faciès andésitique. Une propylitisation des termes profonds est également mise en évidence. Elle se traduit par le développement de séricite issue de la déstabilisation des feldspaths. La propylitisation est liée à une circulation de fluides hydrothermaux supposés tardi-Neoprotérozoïque terminal. Les analyses en éléments

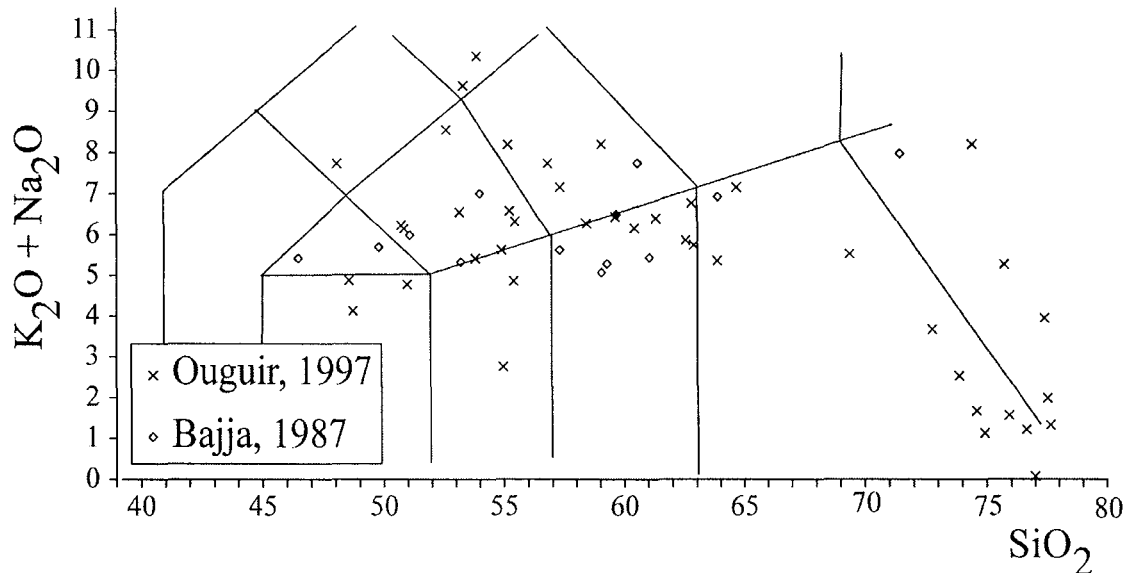


Figure 1.9 Composition de la série néoprotérozoïque terminale dans le diagramme de Le Maître *et al.* (1989). Données compilées de Bajja (1988) et Ouguir (1997).

majeurs et traces montrent la nature calco-alkaline à tendance tholéiitique des principaux faciès pyroclastiques (Fig. 1.9). L'examen des terres rares confirme l'affinité calco-alkaline et met en évidence le caractère cogénétique de la série (Bajja, 1988 ; Leistel *et al.*, 1991 ; Ouguir,

1997). La série néoprotérozoïque terminale est interprétée d'un point de vue géodynamique, dans un contexte complexe associant marge continentale active, et province volcanique, ce qui expliquerait la coexistence d'un magma crustal et d'un magma mantellique peu évolué.

1-6-4. La couverture paléozoïque

La série paléozoïque débute directement par les formations du Cambrien moyen. Le terme de base est une barre métrique de conglomérat lumachelique à intercalations calcaires dont l'âge exact n'a pas encore été déterminé. Une estimation ancienne donne un âge géorgien (Choubert, 1947). Il est surmonté par des puissantes formations grésopelitiques du Tissanien (Cambrien moyen). Les séries paléozoïques reposent en discordance angulaire (quelques degrés) sur les formations du Néoprotérozoïque supérieur et terminal. Le pendage des séries paléozoïques au niveau de la mine d'Imiter varie de 15 à 30° vers le Nord.

Une partie des dykes basiques à intermédiaires recoupe les formations du Paléozoïque.

1-7. Le contexte tectonique d'Imiter

La série métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen est structurée par deux phases de déformation compressive successives (Ouguir *et al.*, 1994), qui sont associées aux phases de déformation Pan-africaines B1-B2 définies par Leblanc et Lancelot (1980) à Bou Azzer. Une première compression (B1) de direction WSW-ENE développe des plis synschisteux orientés N30°E à N60°E, et confère à la série sa structuration majeure en un vaste système anticlinorial et synclinorial déversé vers le Sud (Ighid, 1989 ; Ouguir *et al.*, 1994). Une seconde compression (B2) reprend les structures B1. Elle développe des plis d'axe N130° à grand rayon de courbure.

La série métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen présente un contact faillé complexe avec les volcanites du Néoprotérozoïque terminal (Fig. 1.8). L'analyse détaillée de la fracturation dans la "Grande Carrière" (Imiter I) met en évidence un jeu distensif de direction NNW-SSE (régime A), puis distensif décrochant sénestre NW-SE (régime B) contemporain du volcanisme du Néoprotérozoïque terminal (Ouguir *et al.*, 1994). Enfin, un jeu distensif ENE-WSW (régime C), mal défini, est interprété par les auteurs comme un événement tardif (Ouguir *et al.*, 1994).

La tectonique hercynienne est peu développée dans la région. Elle se traduit essentiellement par de larges plis disharmoniques dans le Paléozoïque.

1-8. Morphologie du gisement argentifère d'Imiter

Le gisement argentifère se répartit le long de la zone de faille d'Imiter sur 7 km environ. La puissance de la zone minéralisée, reconnue au Sud de la faille d'Imiter, est de l'ordre du kilomètre. La teneur de coupure d'exploitation est actuellement de 100 g/t Ag. Les corps minéralisés exploités se répartissent sur quatre gisements principaux (Fig. 1.8)

Imiter I-Grande Carrière est le gisement le plus ancien. Il regroupe la carrière des anciens et la grande carrière. Les corps minéralisés sont tous encaissés dans la formation métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen. Leur extension horizontale est de 800 m pour une extension verticale de 250 m. La teneur moyenne oscille entre 800 et 1200 g/t Ag.

Colline B3 est le gisement qui présente la teneur moyenne la plus élevée, 2500 g/t Ag. La minéralisation est encaissée dans la formation métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen ainsi que dans le conglomérat de base et les tufs de la formation volcano-sédimentaire du Néoprotérozoïque terminal. L'extension latérale de la minéralisation est de l'ordre de 350 m pour une extension verticale reconnue de 300 m.

Puits IV est situé à 3 km à l'Est de l'usine et de la zone d'habitation. La minéralisation se présente sous forme de lentilles de direction générale E-W à fort pendage (70° à 90°) vers le Nord. Les minéralisations sont encaissées dans les métasédiments du Néoprotérozoïque moyen et le conglomérat de base du Néoprotérozoïque terminal. L'extension du corps minéralisé est reconnu horizontalement sur 160 m et verticalement sur 200 m.

Puits V ou Puits Igoudrane. C'est le gisement situé le plus à l'Est de la boutonnière. La minéralisation y est localisée au niveau de couloirs de cisaillement dans les métasédiments du Néoprotérozoïque moyen. Les corps présentent une extension horizontale de 240 m pour une extension verticale reconnue de 350 m. Les réserves de minerais reconnues par sondages sont estimées à 530 000 tonnes à 700 g/t Ag. (Barodi *et al.*, 1998)

1-9. La minéralisation d'Imiter

Plusieurs études paragenétiques détaillées ont été réalisées par Vargas (1983), Guillou

et al. (1985, 1988), Popov *et al.* (1986), Popov (1995), Baroudi *et al.* (1999). Les résultats sont assez discordants comme le montrent les deux tableaux suivants (Fig. 1.10-11). Néanmoins nous effectuerons dans ce paragraphe introductif une tentative de synthèse des deux tableaux de Guillou *et al.* (1985) et Vargas (1983) et de Popov (1995).

1-9-1. La préconcentration sédimentaire ou minéralisation syngénétique (Vargas, 1983 ; Popov, 1995)

Elle est constituée principalement de pyrites disséminées dans les plans de stratification ou de schistosité (Ag 410-490 ppm, Sn 0,17%, Bi 0,1%, Ni 0,25%, Co 80 ppm, Hg 0,1%, Co/Ni<1). Les autres sulfures présents sont l'arsénopyrite, la sphalérite (Sn 0.13%, Fe 3.8%), la chalcopryrite (en inclusion dans la pyrite, Ag 210 ppm, Bi 0.18%), la tétraèdrite (rare, en remplissage des fractures dans les pyrites, Ag 3.28%) et la galène (en inclusion et en remplissage des fractures dans les pyrites, Ag_{max} 110 ppm, Bi_{max} 0.24%).

1-9-2. La minéralisation structuro-métamorphique ou tectono-métamorphique (Vargas, 1983 ; Popov, 1995)

Elle est formée par sécrétion latérale à partir de la préconcentration syngénétique. Vargas (1983) décrit des charnières de plis P1 minéralisées. Les sulfures sont soit disséminés soit supportés par des quartz à extinction roulante. La séquence paragénétique est composée de pyrite en agrégat (As_{max} 2,13%, Sb 0,18%, Bi 0,17%, Sn 300 ppm, Co 400 ppm, Ni 100 ppm, Hg 0,72%, Co/Ni>1), d'arsénopyrite disséminée, de sphalérite (Fe 2,59%, Ag 0,19%, Hg_{max} 0,43%), de chalcopryrite (en inclusion dans la sphalérite), et de galène (en remplissage dans les fractures des pyrites, Ag 0,28%, Sb 0,47%, Te 0,16%). Les sulfures et sulfosels d'argents (argentite, polybasite, et péarcéite) sont décrits en remplissage dans les fractures des pyrites.

*1-9-3. La minéralisation à gangue de calcite (Vargas, 1983 ; Guillou *et al.*, 1988)*

Elle est caractérisée par des filonnets millimétriques de calcite à arsénopyrite, galène argentite, argent noirs et parfois sphalérite. Ces filonnets recoupent et décalent les andalousites liées au métamorphisme de contact et sont donc postérieurs à la mise en place des granitoïdes.

	Préconcentration sédimentaire	Phase structuro- métamorphique	Minéralisation à gangue de calcite	Episode sulfuré	Minéralisation à gangue dolomitique	Minéralisation supergène
Pyrite						
Marcassite						
Covellite						
Arsénopyrite						
Sphalérite						
Galène						
Chalcopyrite						
Rutile						
Argent noirs						
Amalgame d'Ag						
Imitérîte						
Argentite						
Cinabre						

Figure 1.10 Successions paragénétiques selon Vargas (1983) et Guillou *et al.* (1985)

	Syngénétique	Tectono-métamorphique	Hydrothermale précoce	Minéralisation épithermale argentifère					
				Gangue à Quartz		Gangue à Carbonate			
				Phase sulfurée	Phase argentifère	Phase initiale	Phase sulfurée	Phase argentifère	Phase tardive
Quartz									
Chlorite									
Muscovite									
Rutil / Zircon									
Carbonate									
Pyrite									
Galène									
Chalcopyrite									
Sphalérite									
Arsénopyrite									
Loellingite									
Cobaltite									
Gersdorffite									
Cinabre									
Tetraédrite									
Ag-amalgame									
Pyrargyrite									
Proustite									
Freibergite									
Polybasite									
As-polybasite									
Pearceite									
Argentite									
Sternbergite									
Imitérîte									
Stéphanite									

Figure 1.11 Successions paragénétiques de la minéralisation épithermale argentifère selon Popov (1995).

1-9-4. L'épisode sulfuré hydrothermal précoce (Guillou et al., 1988 ; Vargas, 1983 ; Popov, 1995)

Il est caractérisé par des fentes de quartz en mosaïque et chlorite. Ces fentes recoupent les minéralisations syngénétiques et métamorphiques et sont elles-mêmes recoupées par les stockwerks à minéralisation argentifère épithermale. La paragenèse est composée de pyrite en plages xénomorphes corrodées par les autres sulfures (Ag 0,18-0,34%, Hg 0,48-1,22%, As 0,86%), de sphalérite à inclusion de chalcoppyrite (Fe 3,32-7,8%, Hg 0,2-0,6%, As 0,2%, Ni 0,25%, Bi traces), de galène (Ag 600 ppm à 0,25%, Bi 0,6-1,7% Hg 0,46%) et d'arsénopyrite en cristaux automorphes.

1-9-5. La minéralisation à gangue dolomitique ou minéralisation épithermale argentifère (Vargas, 1983 ; Popov, 1995)

Elle constitue un stade important de minéralisation à Imiter et est caractérisée par un stade à quartz suivi d'un stade à dolomite (Popov, 1995). Cette minéralisation présente une importante variété de sulfures et une forte concentration en argent. Lors de cette phase de minéralisation, les sulfures communs sont corrodés par les minéraux d'argent. L'évolution chimique est caractérisée par une augmentation des teneurs en mercure, arsenic, antimoine et cobalt-nickel lors de la phase à carbonate.

Le stade à quartz : Les premiers minéraux à cristalliser en agrégats ou disséminés sont l'arsénopyrite, la pyrite (Ag_{max} 0.07%, Sn_{max} 0.27%, Bi_{max} 0.18%), puis la galène (Ag 700 ppm, Bi 0.3%, Te 0.2%, Sn 0.19% - 0.24%), la sphalérite (Fe 0.13% - 1.81%, Cu 0.39%, Sn 0.09% - 0.11%, Bi 0.19% - 0.26%) avec des inclusions de chalcoppyrite (Ag 0.29%, 1.11%, Bi_{max} 0.19%, Sn 0.08% - 0.19%, Te 0.07%). L'amalgame d'argent précipite en larges plages ou en formes squelettiques entre les cristaux de quartz. La teneur en mercure de l'amalgame est comprise entre 10%Hg et 30%Hg. L'amalgame contient très peu d'impuretés (Te <0.2%, S_{max} 0.09%, V <0.31%). L'association pyrargyrite / proustite n'est jamais observée. La proustite est rare et est associée avec l'amalgame d'Ag, l'argentite et le polybasite. La freibergite remplace la sphalérite, elle précipite en myrmékites avec la polybasite et l'amalgame (Popov, 1995). La stéphanite (Popov, 1995), très rare, se substitue à la sphalérite. La péarcéite précipite en petites plages après les sulfures d'argent. La sternbergite (Guillou, 1988 ; Popov, 1995) précipite également en petites plages, en association avec l'argentite. L'argentite présente une composition chimique pure (Cu 0.15% - 0.53%, Hg_{max} 0.46%, Bi

0.05% - 0.15%, Te 0.15% - 0.25%), précipite en association avec l'amalgame et l'arsénopolybasite. La polybasite est abondante, et précipite en large plages (Cu 1.49% - 3.27%, Hg 0.37%, As_{max} 0.9%) avec des inclusions de galène et / ou d'amalgame.

Le stade à dolomite est caractérisé par un enrichissement en mercure et cobalt. Les premiers minéraux à cristalliser sont l'arsénopyrite riche en Co et Ni avec l'amalgame d'Ag en inclusion. En association avec l'argentite et la pyrite (Ag_{max} 800ppm, Hg 0.16% - 1.33%, Co 0.05% - 0.14%), les arsénopyrites présentent des textures en cupules et en rosettes. La loellingite, la cobaltite, et la gersdorphite (Guillou *et al.*, 1988 ; Popov, 1995) sont rares. La pyrite se substitue à la galène, la chalcoppyrite et la sphalérite. La sphalérite cristallise en larges plages. Elle est ferrière et contient des inclusions de chalcoppyrite (3.8-5.1%). La galène est anhédrate et contient de l'argent (Ag 0.47%, Hg 0.06% - 0.14%, Sb 0.35%, As_{max} 1.12%, Bi 0.10%, Sn 0.12% - 0.24%, Te 0.2%). Le cinabre cristallise de façon automorphe dans les géodes de carbonate en association avec l'imitérite, ou disséminé dans les brèches de la roche encaissante. L'amalgame d'argent présente une forte teneur en mercure (20-40%). La polybasite est le premier sulfure d'argent à cristalliser. Il se présente en substitution avec la pyrite ou en inclusion dans la galène, la chalcoppyrite (Ag 0.64%, Bi 0.10%, Sn 0.17%, Te 0.06%, Pb 0.17%), l'argentite et l'amalgame d'Ag. La péacéite remplace la sphalérite et l'argentite, et présente des structures ophitiques. L'imitérite présente des variations de composition chimique par rapport au type défini par Guillou *et al.* (1985).

1-9-6. La minéralisation supergène (Guillou *et al.*, 1988), ou phase tardive (Popov, 1995).

Pour Guillou *et al.* (1988), Vargas (1983), Barodi (1998) et Popov (1995) c'est le stade de minéralisation majeur qui confère au gisement son caractère économique. Pour Baroudi (1999) la cémentation n'a pas joué un rôle important dans la concentration et l'enrichissement en argent du gisement. Selon les auteurs, la zone d'oxydation ou gossans est constituée de boxwork limonitique avec nodules et placages de malachite, limonite pulvérulente, smithsonite, rare érythrite, oxyde de Mn, cérusite et kaolinite. La zone de cémentation est caractérisée par une forte présence de plaques d'argent natif. L'assemblage minéralogique de la zone de cémentation est composé d'argent natif en plaquette (> 300 kg), ou en fils dans des géodes de quartz ou des fractures ouvertes. Chimiquement les plaquettes et les fils d'argent présentent respectivement des teneurs en mercure comprises entre 13% Hg et

40% Hg. L'argentite pure, le polybasite, le cinabre, la covéllite et la bornite complètent la paragenèse.

1-9-7. Zonation verticale du gisement

La mise en évidence et l'interprétation de la cémentation en tant que phénomène minéralisateur majeur ont permis de définir une zonation verticale du gisement. Les auteurs et plus particulièrement Popov (1995), distinguent une zone d'oxydation (30 m), une zone de cémentation, une zone de minéralisation argentifère primaire (protore) ainsi qu'une zone profonde de minéralisation polymétallique sans minéraux d'argent.

1-10. Les inclusions fluides dans le gisement d'Imiter

Ce paragraphe résume les résultats de l'étude de Baroudi et al. (1999). Ces auteurs ont travaillé sur deux types de quartz, qu'il associe respectivement aux phases de minéralisation structuro-métamorphique ou tectono-métamorphique et à gangue dolomitique ou épithermale argentifère. Le fluide associé à la première phase (structuro-métamorphique ou tectono-métamorphique) est caractérisé par une composition carbonique à aquo-carbonique dans le système $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4 \pm \text{NaCl} \pm \text{H}_2\text{S}$. Les conditions de pressions et de températures de piégeage sont estimées par l'auteur de 0.8 kb à 5 kb et de 300°C à 400°C. Les quartz argentifères de la deuxième phase (à gangue dolomitique ou épithermale argentifère) ont piégé simultanément deux types de fluide. Le premier fluide est chaud (T° homogénéisation : 290°C à 180°C) et de salinité faible (T° fusion de la glace : 0°C à -15°C). Ce second fluide présente des températures d'homogénéisation entre 190°C et 110°C, pour des températures de fusion de la glace réparties entre -15°C et -30°C. Le second fluide, hypersalin, est formé dans un système complexe $\text{H}_2\text{O} - \text{NaCl} - \text{CaCl}_2 - \text{MgCl}_2 - \text{FeCl}_2 - \text{LiCl}$. Baroudi et al. (1999) proposent un modèle de mélange de fluides pour expliquer la formation du gisement d'Imiter. Dans ce modèle, la précipitation de la paragenèse argentifère liée au stade à quartz est due à un mélange de deux fluides, l'un associé au volcanisme (290-180°C et faible salinité) et l'autre d'origine superficielle et hypersalin (190-110°C et saumures complexes).

1-11. Les altérations hydrothermales associées aux minéralisations

Les principales altérations décrites au niveau du gisement d'Imiter sont la propylitisation, la silicification, et la kaolinisation. La propylitisation qui affecte la formation

volcano-sédimentaire du Néoprotérozoïque terminal est le cortège de dykes associés. La propylitisation se traduit par la séricitisation des feldspaths (Ouguir, 1997) et par l'apparition de fantômes de ferro-magnésiens remplacés par des carbonates et de la chlorite (Popov, 1995). La silicification est largement développée dans les amas argentifères et leurs encaissants. Elle précède et accompagne la minéralisation (Popov, 1995). La kaolinisation est tardive. Elle est liée à la phase à carbonate affectant les épontes des amas et le granite à biotite au toit de l'amas de la colline B3 (Popov, 1995). Les analyses des chlorites, d'altération et néoformées, montrent une évolution cristallogénique d'un pôle ripidolite à un pôle brunsvigite, pour l'ensemble des formations. Le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ diminue avec la profondeur, ce qui exprime une augmentation de la température de cristallisation. Les températures évaluées à partir du géothermomètre chlorite (Cathelineau et Neva, 1985) suggèrent une répartition entre 320°C et 240°C (Baroudi *et al.* 1999). Les températures déterminées à partir des phengites (Lambert, 1959) sont réparties entre 215°C et 300°C (Baroudi *et al.* 1999). Les pressions déterminées à partir des phengites (Velde, 1965) sont de l'ordre de 0.8 à 1.0 kb, ce qui correspond à près de 3.5 km (Baroudi *et al.* 1999). Les températures déterminées sur les chlorites et les phengites sont comparables aux températures déterminées sur les quartz argentifères par le même auteur (290-180°C).

1-12. Les études isotopiques

Une première étude isotopique ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$ et Pb/Pb) du gisement a été menée par Pasava (1994) sur des fentes à carbonates et des galènes.

Les compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des fentes à carbonates ne varient pas entre les échantillons stériles et les échantillons argentifères. Les valeurs de $\delta^{13}C$ et de $\delta^{18}O$ sont comprises respectivement entre -10.5‰ et -8.1‰ et entre -13.4‰ et -0.1‰, ce qui illustre, selon l'auteur, le rôle important de la matière organique dans l'origine des dolomies et la présence de différents types de fluides.

Dans le diagramme de Zartman et Doe (1981) (Fig. 1.12), les résultats obtenus sur les isotopes du plomb dans les galènes se répartissent en deux groupes compris dans les champs des rides océaniques et des orogènes. Le premier groupe est interprété par l'auteur comme issu d'un mélange entre une source mantellique océanique et les black shales du Néoprotérozoïque moyen. Le second groupe, plus radiogénique, montre des similitudes avec les données obtenues sur les gisements de Jbel Aouam (Maroc) et de El Hammam (Maroc),

Pasava (1994) suggère ainsi une origine en relation avec le volcanisme felsique néoproterozoïque terminal, ou avec des fluides associés à un événement plutonique ultérieur (Varisque).

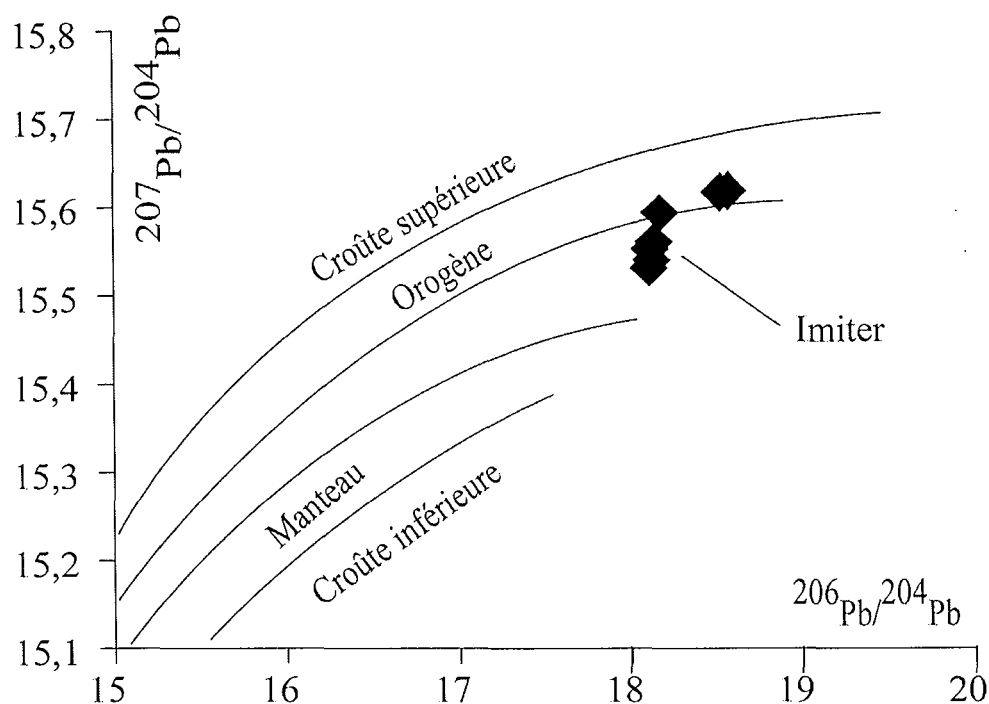


Figure 1.12 Distribution des analyses Pb/Pb (Pasava, 1994) dans le diagramme de Zartman et Doe (1981)

1-13. Les modèles génétiques existants

De nombreuses études aboutissent à la proposition d'un modèle génétique (Fig. 1.13) polyphasé résumé sur la figure 1.13 et reprenant les conclusions de Baroudi et al. (1999). Pour ces auteurs, la formation du gisement d'Imiter s'explique au moyen d'un modèle polyphasé à préconcentration primaire syngénétique au Néoproterozoïque moyen. Ce stock métal primitif (1) subit des reconcentrations successives lors de la mise en place des granitoïdes (2) du volcanisme néoproterozoïque terminal (3) et de l'épisode de cimentation (4) (Leistel et Quadrouci, 1991 ; Barodi *et al.*, 1998 ; Baroudi *et al.*, 1999). Dans ce modèle, la part donnée à la cimentation tardive et aux apports successifs lors des différentes reconcentrations de la minéralisation varie selon les auteurs. Tous les auteurs s'accordent pour donner à la préconcentration syngénétique un rôle essentiel dans l'origine du stock d'argent mobilisé à Imiter.

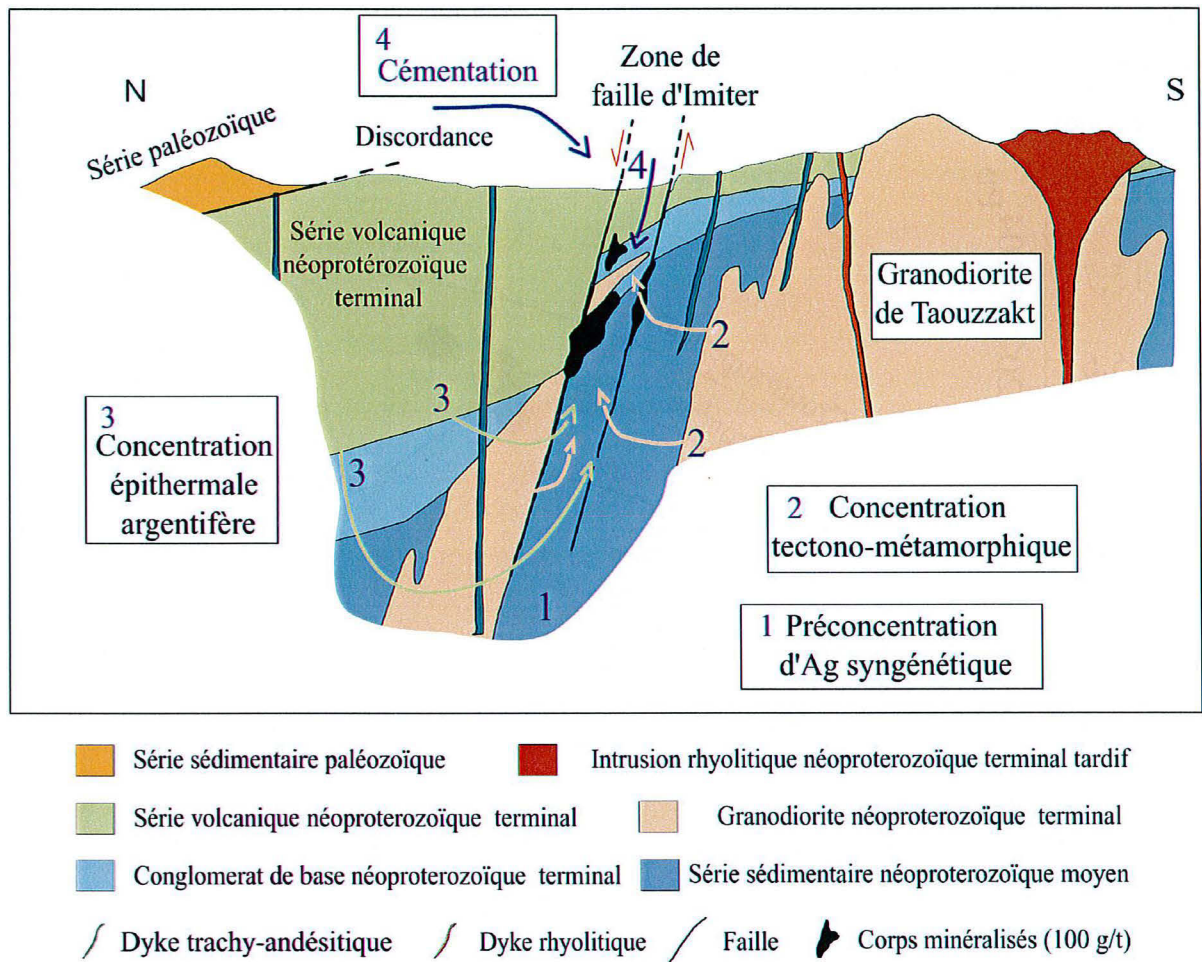


Figure 1.13 Modèle génétique issu de la synthèse de Baroudi et al. (1999).

Chapitre 2

Le volcanisme rhyolitique intrusif tardi-néoprotérozoïque terminal à Imiter

2-1. Nouvelles données cartographiques et pétrographiques concernant la série volcanique néoprotérozoïque terminale

La révision de la série néoprotérozoïque terminal a été réalisée afin de clarifier ses relations spatio-temporelles avec la minéralisation. Nous nous sommes plus particulièrement intéressés à la mise en évidence et la caractérisation géochimique des centres émissifs.

2-1-1. La protrusion de Takhatert

La rhyolite de Takhatert est localement flammée et contient des enclaves. La bordure de ces enclaves est altérée en chlorite. La mésostase présente un aspect fluidal (planche 2.1), qui souligne l'écoulement magmatique. La mésostase vitreuse représente environ 70% de la roche. Les phénocristaux sont constitués de feldspaths, quartz, muscovite, chlorite et pyrite (planche 2.1). Les feldspaths se présentent sous forme de fragments anguleux souvent orientés parallèlement à la fluidalité magmatique. L'orthose prédomine sur l'albite. Les feldspaths potassiques sont séricitisés. Les plagioclases sont automorphes et peu altérés. Les cristaux subautomorphes de quartz (0.5 à 1 mm) présentent des lacunes de croissance (ou "golfs de corrosion") typiques des faciès rhyolitiques. Les minéraux ferromagnésiens sont principalement représentés par de la biotite en cristaux millimétriques flexueux et orientés parallèlement à l'allongement des flammes. La biotite est souvent muscovitisée et chloritisée. Les flammes contiennent généralement un assemblage microgrenu de quartz, de feldspath potassique, d'albite, et de chlorite parfois en fines aiguilles et en rosettes, ainsi que de très rares carbonates, de l'épidote et des minéraux opaques (principalement des sulfures).

Localement, la structure de Takhatert présente un débit en prismes irréguliers et verticaux de section pluri-décimétrique (planche 2.1), ce qui suggère une mise en place sub-aérienne. Les contacts entre les différentes formations et la structure de Takhatert sont sub-verticaux. Ces contacts ne présentent pas de marqueurs (ou tectoglyphes) témoignant de la présence d'un contact faillé et notamment avec la granodiorite de Taouzzakt dans l'oued de

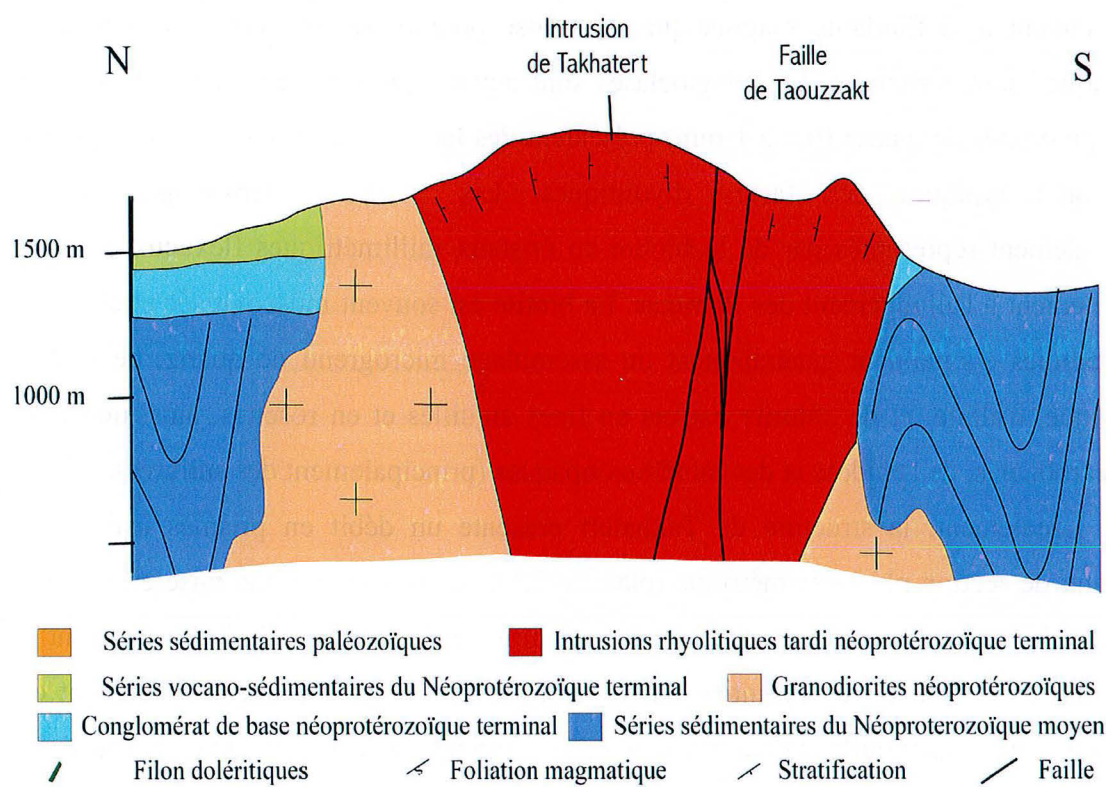
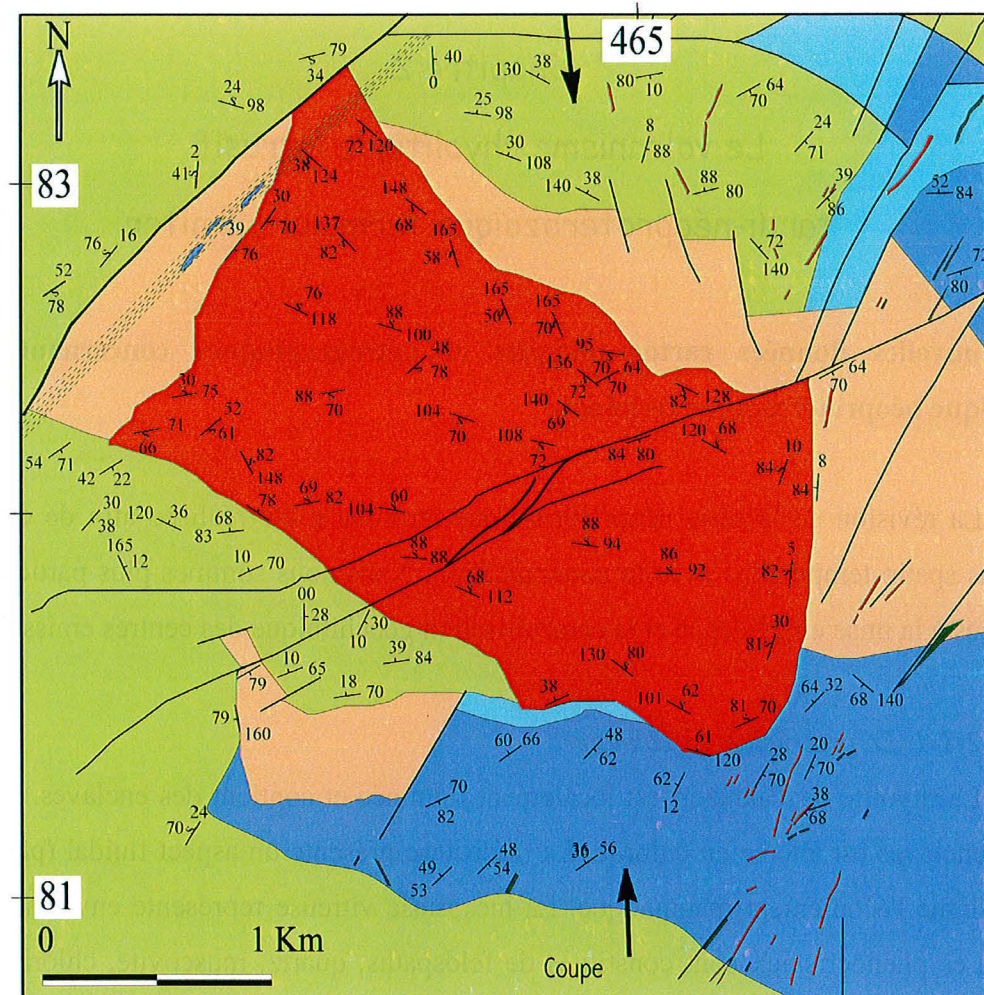


Figure 2.1 Carte géologique et coupe N-S de la partie Ouest de la boutonnière d'Imiter (protrusion rhyolitique de Takhatert)

Planche photographique

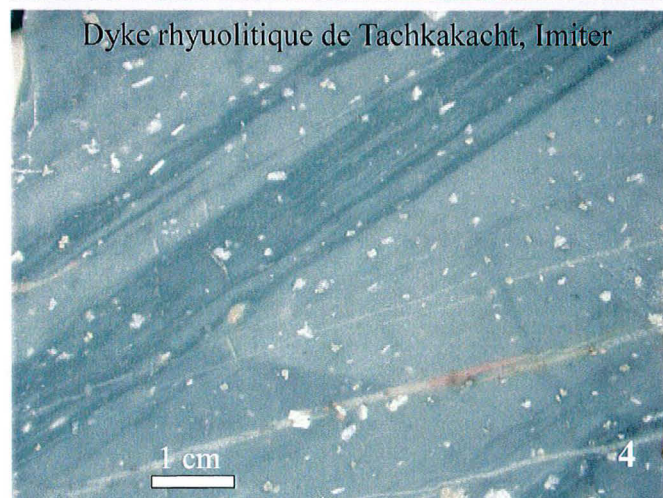
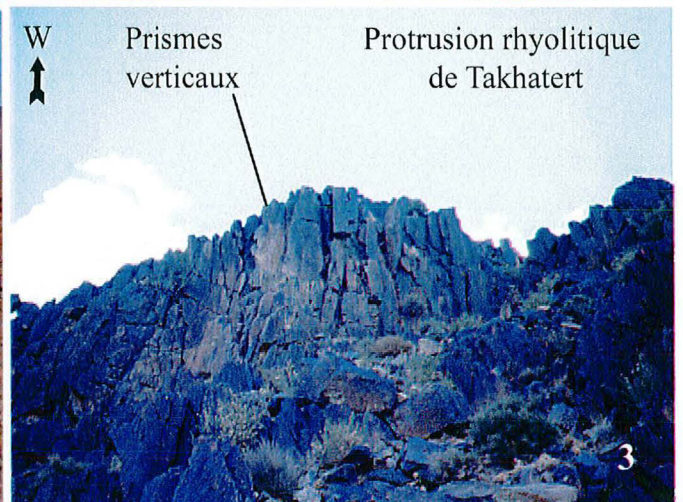
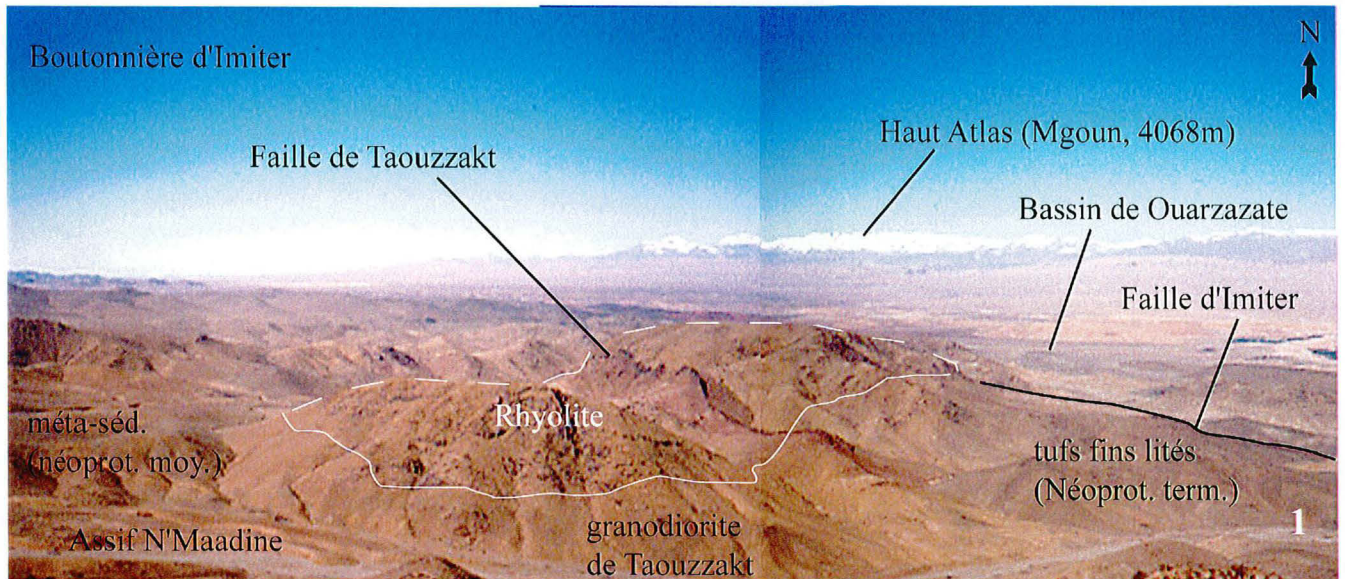
Planche 2.1

Photographie 1 Vue panoramique de la protrusion de Takhatert depuis le sommet Nord de la granodiorite de Taouzzakt.

Photographie 2 La discordance Précambrien/Cambrien au Nord de la Mine d'Imiter.

Photographie 3 Débit en prismes irréguliers et verticaux au sommet de la protrusion de Takhatert

Photographie 4 Surface polie du dyke rhyolitique de Tachkakacht



Maadine. La mise en place de la rhyolite n'induit pas de métamorphisme de contact visible dans les différents encaissants. Les schistes néoprotérozoïques moyens à andalousite et cordiérite sont spatialement associés aux granitoïdes. Localement, les contacts sont soulignés par une zone d'oxydation (hématisation, silicification, limonite, ankérite). Cette oxydation est comparable à l'altération observée au niveau de la faille ouverte qui recoupe la structure de Takhatert et la granodiorite de Taouzzakt (planche 2.1). Une étude cartographique d'orientation des plans de fluidalité magmatique a été réalisée. Les directions et les pendages des plans de fluidalité mesurés sont parallèles aux contacts subverticaux entre la rhyolite et les autres formations de la boutonnière (Fig. 2.1). La représentation cartographique de ces mesures montre une distribution concentrique des fluidalités magmatiques. La rhyolite présente des enclaves de grande taille (pouvant atteindre deux centimètres de diamètre) de nature variée (andésitique, granitique et pélitique) dont l'abondance diminue lorsqu'on s'éloigne des contacts. En conséquence, nous interprétons cette structure comme une protrusion rhyolitique (Fig. 2.1), qui recoupe l'ensemble des formations du Néoprotérozoïque moyen et terminal.

2-1-2. Le réseau filonien rhyolitique

Plusieurs dykes rhyolitiques sont visibles sur l'ensemble de la boutonnière. La densité des dykes rhyolitiques est maximale à proximité de la protrusion de Takhatert, dans la zone minéralisée et à l'Est de la boutonnière. Un dyke important, le dyke de Tachkakacht traverse toute la boutonnière du NE au SW. Sa mise en place est guidée par le plan axial du synclinorium des métasédiments néoprotérozoïques moyens. Il présente une foliation magmatique parallèle aux épontes et recoupe les dykes doléritiques sans jamais être recoupé lui même. Le dyke de Tachkakacht se caractérise par une mésostase de type microlitique riche en sulfure. Les dykes rhyolitiques dans le domaine minier se mettent en place dans des caisses de failles ou des zones broyées de direction E-W. Certains sont repris par des jeux décrochants de leurs épontes (planche 2.1), certains sont minéralisés en Ag, mais tous sont très altérés (dévitrification et séricitisation) et difficilement reconnaissables macroscopiquement.

La pétrographie des dykes rhyolitiques est identique à celle de la protrusion de Takhatert décrite plus haut. Cependant leur faible puissance et leur mise en place dans les caisses de failles normales favorisent la bréchification et l'altération de la roche. Ces filons rhyolitiques altérés sont présents partout dans les travaux miniers. La mésostase est de type

microlitique et microcristalline, formée de lattes d'albite, d'orthose et d'une pâte granuleuse à quartz et chlorite. Les feldspaths sont entièrement séricitisés (planche 2.2). Les phyllites qui représentent une part importante de la roche constituent essentiellement des minéraux secondaires d'altération (chlorite et muscovite). Les dykes rhyolitiques sont riches en sulfures, surtout en pyrite. Certains sont minéralisés en Ag au niveau du Puits 3.

2-2. Caractérisation géochimique

2-2-1. Diagramme de variation des éléments majeurs

Placées dans le diagramme TAS de Le Maitre (1989), les analyses des intrusions rhyolitiques forment un spectre continu avec les roches de la formation néoprotérozoïque

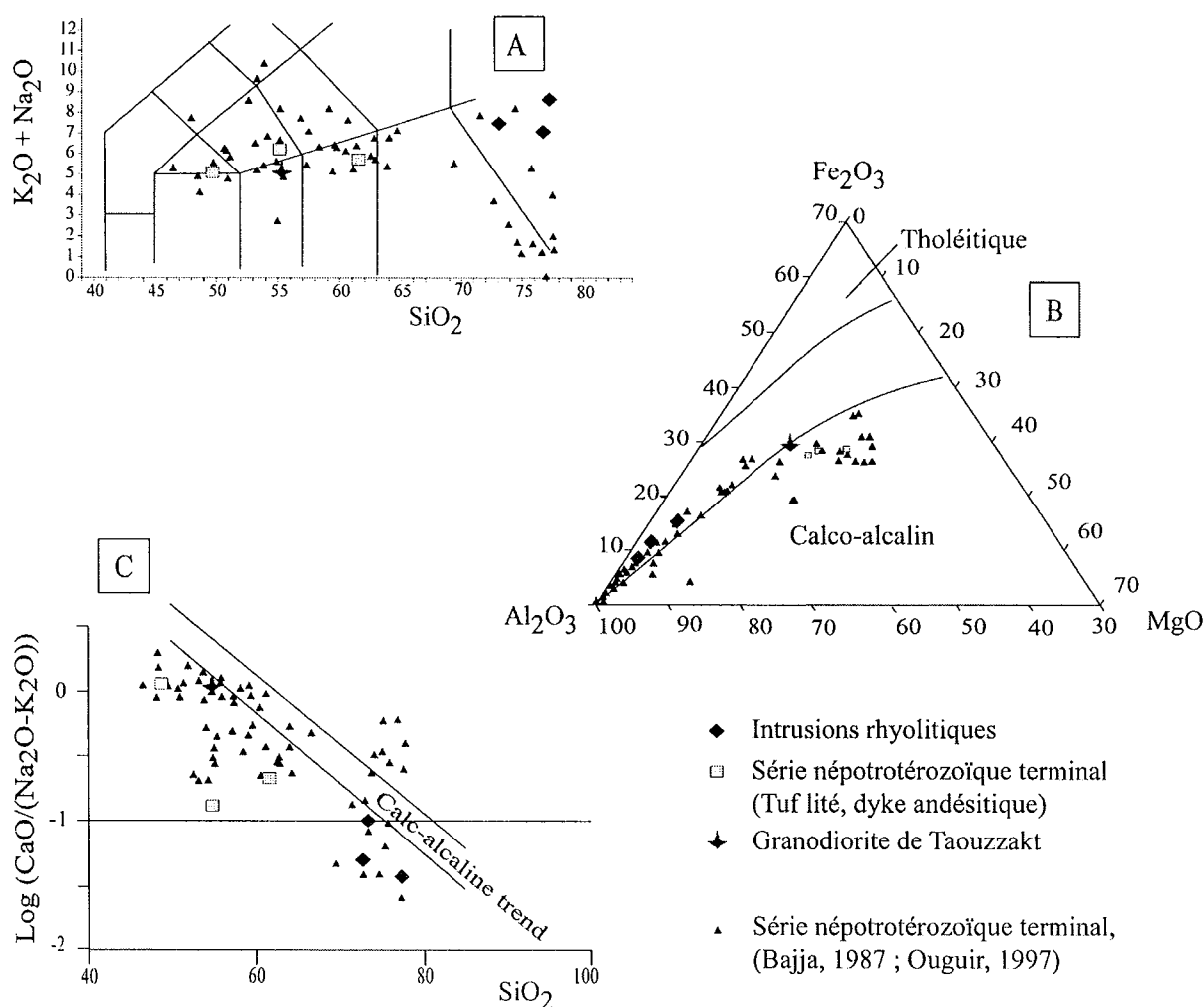


Figure 2.2 A Diagramme TAS de Le Maître (1989) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter, données compilées Ouguir (1997) et Bajja (1987 ; 1998).

B Diagramme AFM des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter, données compilées Ouguir (1997) et Bajja (1987 ; 1998).

C Diagramme SiO_2 vs $\text{Log} (\text{CaO} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter, données compilées Ouguir (1997) et Bajja (1987 ; 1998)

terminal publiées antérieurement (Fig. 2.2 A). Les teneurs de K_2O comprises entre 4.7 % et 8 % soulignent le caractère fortement potassique de ce faciès. La teneur en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) comprise entre 8.4% et 7.9% indique une affinité calco-alcaline à sub-alcaline. Les variations du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ entre 2,75 et 5,81 traduisent la présence de sulfures et/ou d'oxydes dans la roche. Ces valeurs sont comparables à de nombreuses autres roches calco-alcalines données en référence par Dostal *et al.* (1977). La mobilité attribuée aux alcalins dans de telles paléo-volcanites limite de fait l'interprétation des résultats obtenus. Les teneurs en oxydes (MgO , CaO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 et P_2O_5) diminuent proportionnellement à l'augmentation de la teneur en SiO_2 . Cette variation reflète la proportion et probablement la composition des minéraux ferromagnésiens, ferrotitanés, des apatites et des plagioclases.

Le report des compositions de ces roches dans diverses représentations confirme leur désignation pétrographique, ainsi que la nature calco-alcaline des faciès acides de la série volcanique néoprotérozoïque terminale et tardive (Fig. 2.2 A-B-C). Les variations des teneurs en éléments majeurs montrent que les différents groupes de faciès de la série néoprotérozoïque terminal et les intrusions rhyolitiques tardives pourraient correspondre à une lignée magmatique unique, dont l'évolution géochimique est interprétée en terme de différenciation cristal/liquide.

2-2-2. Géochimie des terres rares

Les éléments traces sont considérés comme immobiles ou peu mobiles et constituent de ce fait des marqueurs géochimiques pertinents dans la recherche de la signification pétrologique et géotectonique des roches étudiées. Les diagrammes de Winchester et Floyd (1977) utilisent les variations du rapport Zr/TiO_2 (indice de différenciation) et du rapport Nb/Y ("degré d'alcalinité") en fonction des valeurs de SiO_2 . La répartition des intrusions rhyolitiques au sein de la série néoprotérozoïque terminale dans ces diagrammes s'effectue dans le domaine des roches calco-alcalines à alcalines (Fig. 2.3 A-B). La nomenclature pétrographique des différents faciès est également confirmée par des variations relatives en Ti et Zr.

La représentation de ces roches dans le diagramme $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ normalisé par rapport au manteau primitif en fonction de Zr (Thieblemont et Tegye, 1994) suggère qu'elles sont associées aux zones de subduction (Fig. 2.3 C). Le spiderdiagramme révèle un enrichissement

en éléments incompatibles avec des anomalies négatives en Nb et Sr et des anomalies positives en U et Pb (Fig. 2.4). L'enrichissement en Ba, Rb, et Th associé avec l'anomalie négative en Nb suggère un composant crustal. L'utilisation de diagrammes multi-élémentaires (Fig. 2.4) dont les éléments sont normalisés par rapport à la chondrite C1 (Evensen *et al.*, 1978) montre un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes

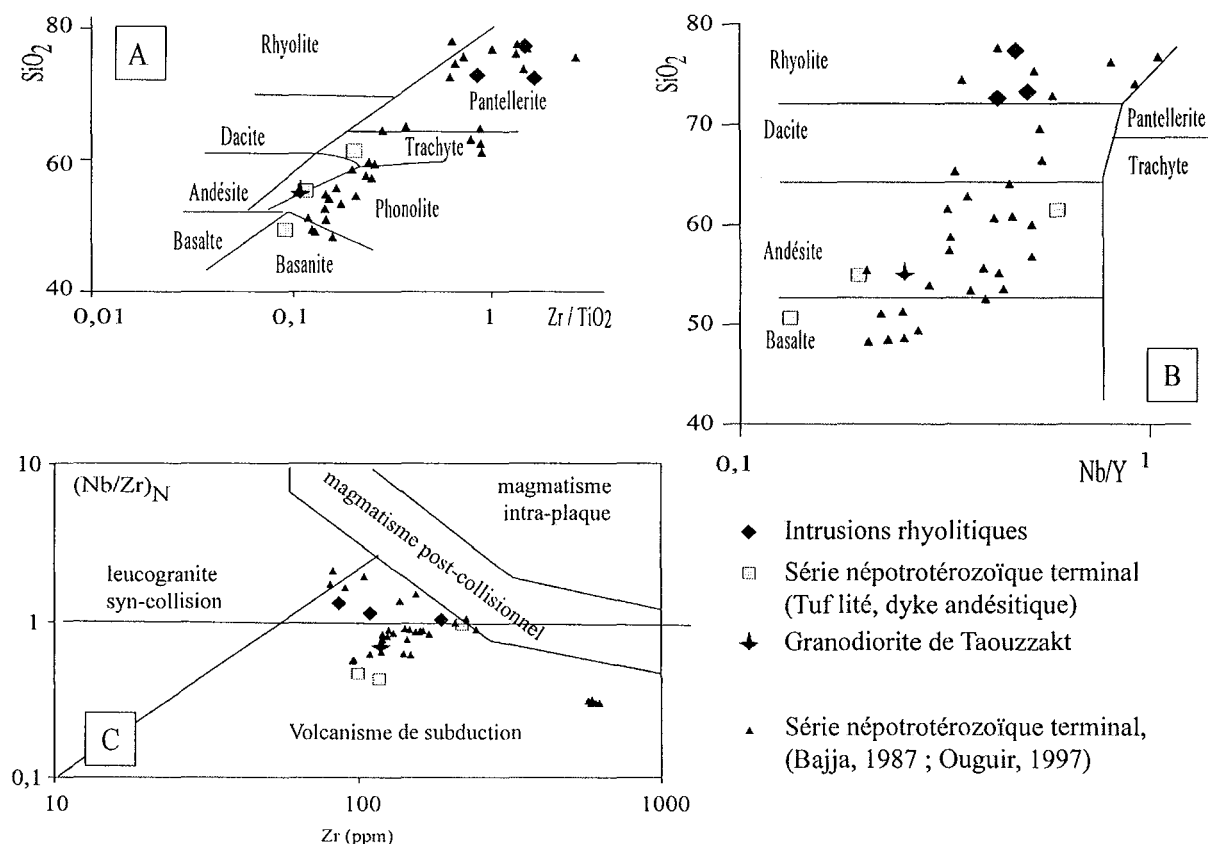


Figure 2.3 A Diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 d'après Winchester et Floyd (1977) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter

B Diagramme $(\text{Nb}/\text{Y})/\text{SiO}_2$ vs SiO_2 d'après Winchester et Floyd (1977) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter

C Diagramme $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs Zr d'après Thieblemont et Tergrey (1994) des intrusions rhyolitiques et de la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter

($3,38 < \text{La}/\text{Sm}_N < 5,74$; $1,61 < \text{Gd}/\text{Yb} < 1,18$) et une anomalie négative en europium accentuée avec l'augmentation de la teneur en SiO_2 . Cette anomalie marque le fractionnement précoce et important des feldspaths qui, d'après Steinberg *et al.* (1979) serait dû à une forte variation de la fugacité en oxygène du magma.

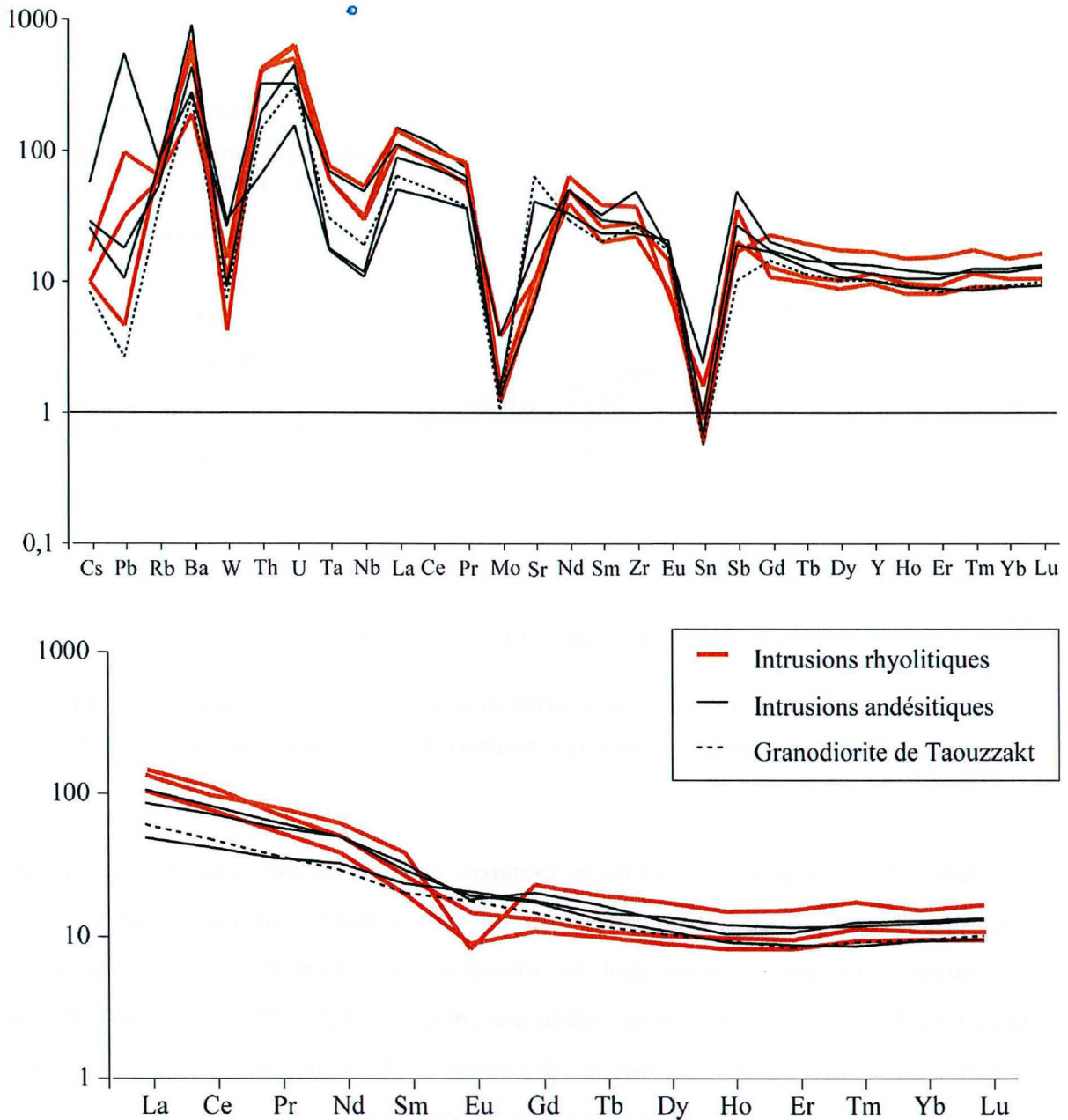


Figure 2.4 A Spectre étendu de variations des terres rares dans les intrusions rhyolitiques à Imiter. Normé au manteau primitif, McDonough et Sun (1995)

B Spectre de variations des terres rares dans les intrusions rhyolitiques à Imiter. Normé aux chondrites, Evensen et al. (1978)

2-3. Conclusion : Le contexte géotectonique

Les observations cartographiques et structurales ont permis de mettre en évidence un nouvel événement intrusif rhyolitique tardi néoprotérozoïque terminal. Les teneurs et les

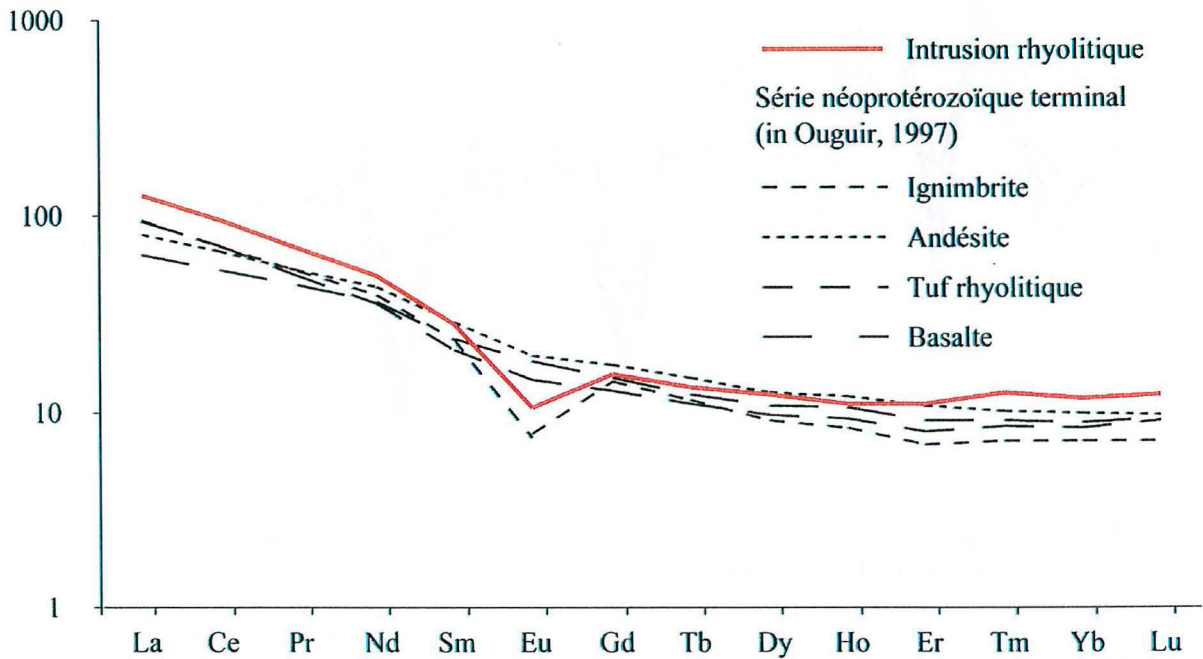


Figure 2.4 Comparaison des spectres moyens de variations des terres rares dans les intrusions rhyolitiques par rapport à la série volcanique néoprotérozoïque terminal d'Imiter. Normé aux chondrite, Evensen et al. (1978).

variations des éléments majeurs et traces mesurées dans les intrusions rhyolitiques indiquent une affinité calco-alcaline. Comparées aux mesures réalisées sur les roches de la série volcanique néoprotérozoïque terminal, les valeurs en terres rares légères déterminées sur les intrusions rhyolitiques présentent un enrichissement relatif (Fig. 2.5) Cette observation tend à distinguer la nature des intrusions rhyolitiques de celle de la série volcanique néoprotérozoïque terminale, notamment les ignimbrites.

Chapitre 3

Etude structurale de la bordure Nord de la boutonnière d'Imiter

3-1. Analyse structurale de la zone de faille d'Imiter

La première étude structurale et micro-structurale détaillée des gisements d'Imiter I et III a été menée par Ouguir *et al.* (1994 ; 1996). Ces auteurs ont mis en évidence le caractère distensif et décrochant de la faille d'Imiter au Néoprotérozoïque terminal, ainsi que son influence sur le développement de la minéralisation (Partie II chapitre 2). Dans ce chapitre, nous avons complété ces observations par des mesures réalisées sur l'ensemble des gisements de la boutonnière. Nous nous sommes également attachés à mettre en évidence les relations existantes entre les régimes de déformation, la minéralisation et les intrusions rhyolitiques (Partie II chapitre 3)

3-1-1. Méthode d'analyse des plans de faille striés

La zone de faille a fait l'objet de levés cartographiques de fond et de surface, associés à une étude micro structurale basée sur l'analyse et l'interprétation statistique des plans de faille striés. Pour ce faire, nous avons utilisé le logiciel « STRESS » de Villemin et Charlesworth (1992). Ce logiciel est basé sur la méthode des dièdres droits (Angelier et Mechler, 1977 ; Angelier, 1983) et permet de déterminer des tenseurs de paléocontraintes à partir de l'analyse des plans de failles striés. Cette analyse est réalisée sur des populations de failles triées à partir de la chronologie relative observée sur le terrain.

3-1-2. Résultats obtenus

Les résultats obtenus sont présentés par corps minéralisé avant d'être interprétés à l'échelle de l'ensemble du gisement. Les mesures effectuées dans différents niveaux d'un même gisement sont représentées dans un seul et même diagramme de Wulff (hémisphère inférieur). Deux régimes tectoniques majeurs ont été identifiés, que nous dénommons A et B dans la suite de ce mémoire.

Au niveau du gisement d'Imiter I (Fig. 3.1 ; planche 3.1), les mesures ont été effectuées dans la grande carrière et dans la galerie E-W du niveau 1370 m. La zone d'Imiter I correspond à un nœud tectonique et se présente comme un complexe faillé d'allongement

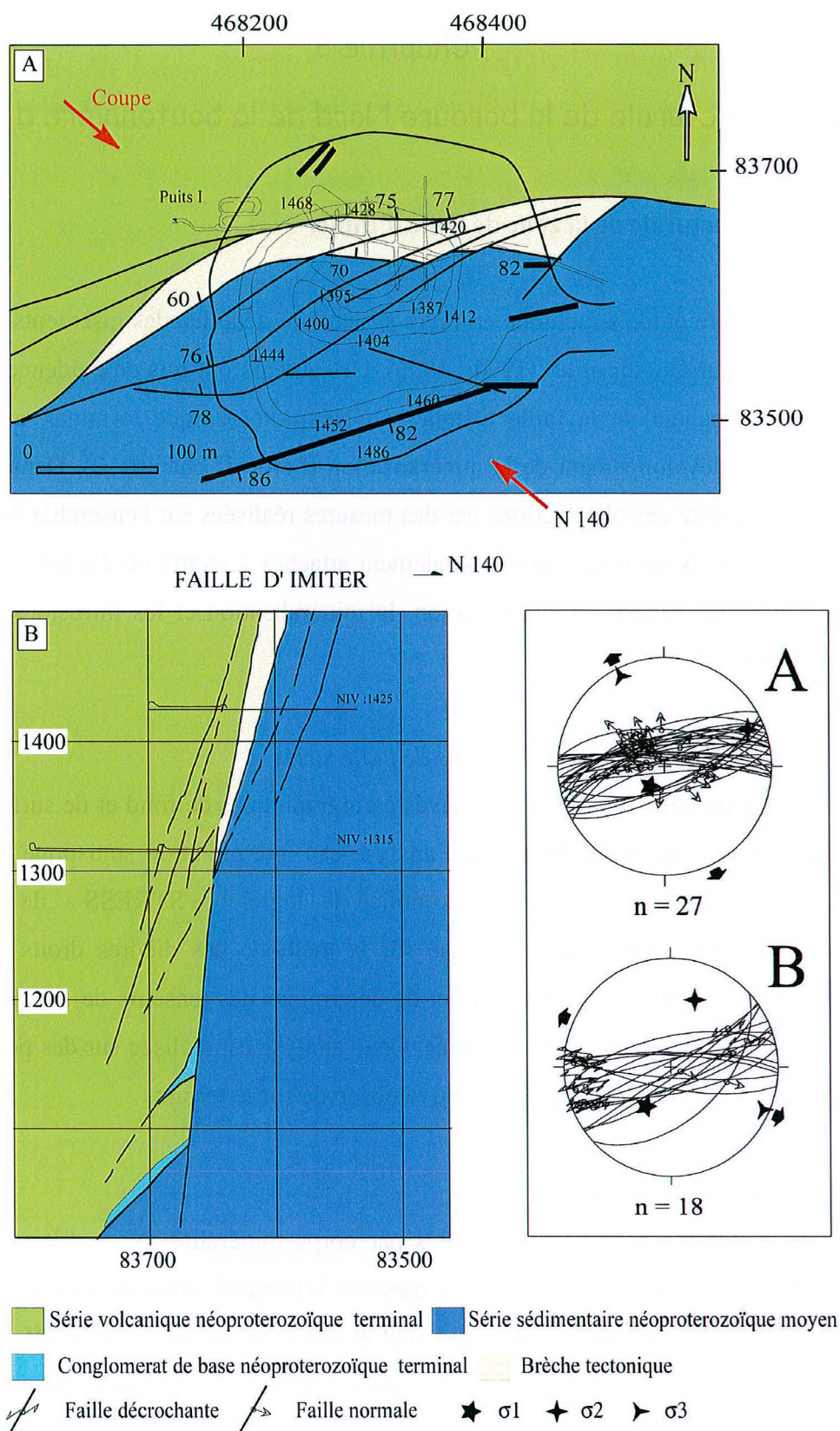


Figure 3.1 A Carte géologique de surface du gisement d'Imiter I (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation

B Coupe N-S du gisement d'Imiter I déformation (d'après les documents SMI, modifiés)

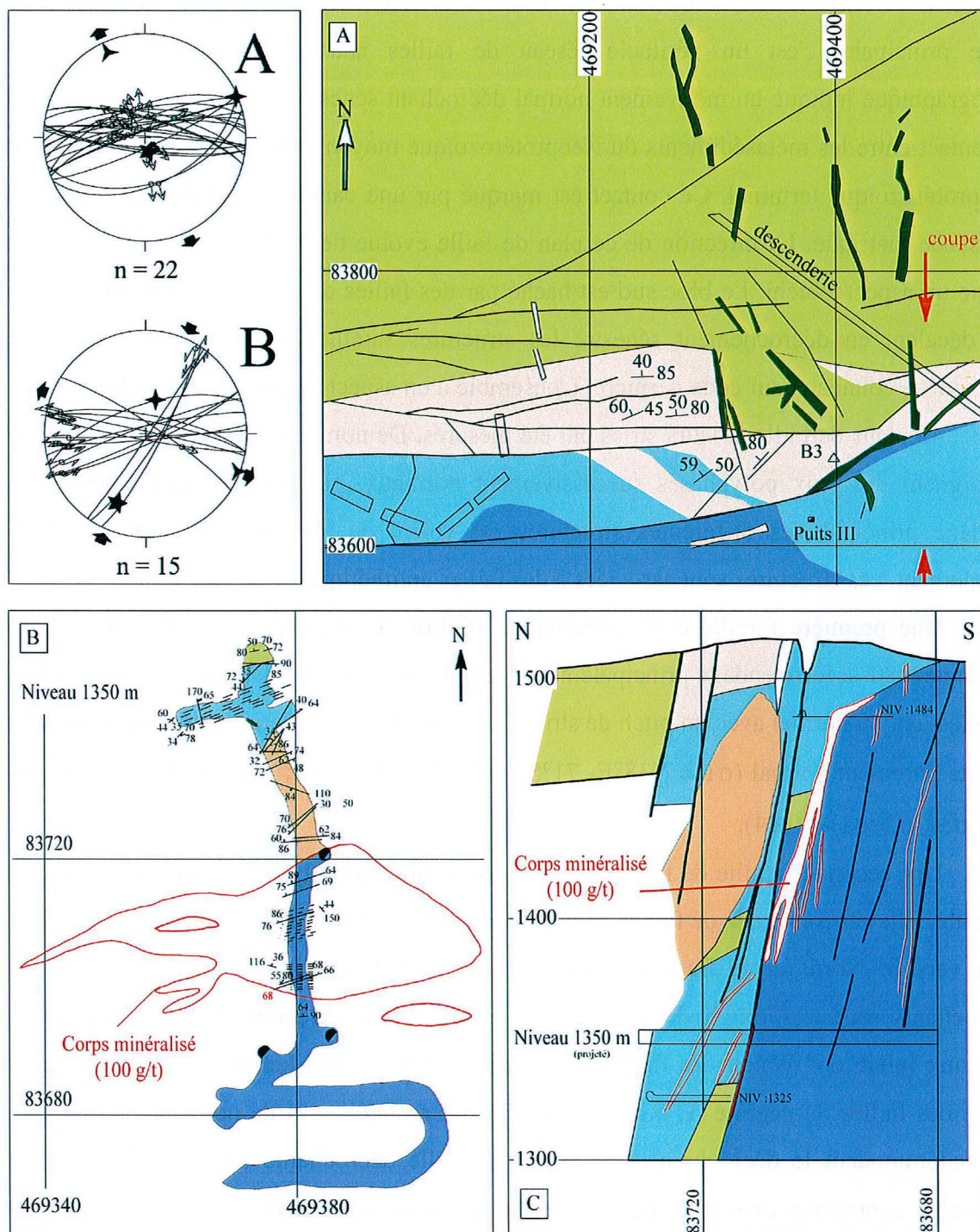
général E-W (Leistel et Qadrouci, 1991). Dans la carrière, il est difficile de distinguer une faille principale, c'est un véritable réseau de failles anastomosées, dont l'expression cartographique indique un mouvement normal décrochant sénestre. La faille nord matérialise le contact entre les métasédiments du Néoprotérozoïque moyen et le bloc le plus effondré du Néoprotérozoïque terminal. Ce contact est marqué par une caisse de failles mylonitisées de puissance métrique. La direction de ce plan de faille évolue de N62°E à N110°E, ce qui lui donne un aspect gauchi. Le bloc sud est haché par des failles de directions moyenne N60°E, qui décalent en décrochement sénestre les structures satellites de la "faille d'Imiter" et viennent se connecter sur cette dernière. L'ensemble a un aspect en tresses sigmoïdes.

45 plans de faille et leurs stries ont été mesurés. De nombreux plans de direction E-W témoignent des jeux polyphasés successivement normaux, puis décrochants sénestres. Le pendage principal des différentes structures est voisin de 90° vers le Nord (75-80°N). Localement, ces structures sont associées à des failles antithétiques à pendage sud.

Une première famille correspondant au **régime A**, regroupe 27 failles de direction moyenne N80° à fort pendage principalement Nord. Le mouvement déterminé sur les plans de faille est un jeu normal avec un pitch de stries voisin de 90°. Cette famille de failles définit un régime purement normal ($\sigma_1 = \text{N}38^\circ\text{E} - 71^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}67^\circ\text{E} - 17^\circ\text{E}$; $\sigma_3 = \text{N}154^\circ\text{E} - 9^\circ\text{S}$; $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_2 - \sigma_1) = 0,24$).

Une seconde famille de failles correspondant au **régime B**, est composée de 18 plans de faille. Elle est constituée de failles de direction N60° à N105°E avec un pendage fort (80° à 90°) vers le Nord ou le Sud. Les mouvements observés sur les plans de failles sont décrochants sénestres (pitch de 15° W) sur les failles de direction E-W, et décrochants normaux (pitch 66° W) sur les failles de direction N050°. Cette famille est composée d'une partie des failles du **régime A**, qui ont rejoué en décrochement et de nouvelles failles N60° qui accommodent le décrochement et jouent en faille décrochante normale (Fig. 3.2). Le régime de contraintes déterminé pour cette population de failles ($\sigma_1 = \text{N}19^\circ\text{E} - 54^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}29^\circ\text{E} - 36^\circ\text{N}$; $\sigma_3 = \text{N}119^\circ\text{E} - 5^\circ\text{N}$; $R = 0,79$) est normal décrochant sénestre, avec une direction d'extension WNW. Cette composante transtensive est bien illustrée par la valeur de $R > 0,5$.

La colline B3 (planche 3.1) représente la zone géographique de mesures la plus vaste. Elle inclut la surface ainsi que les niveaux 1450 m - 1350 m - 1335 m - 1300 m du Puits III (Fig. 3.2). Les failles mesurées recoupent les séries du Néoprotérozoïque moyen et terminal.



- Série sédimentaire paléozoïque
 Série volcanique néoproterozoïque terminal
 Andésite néoproterozoïque terminal
- Granodiorite néoproterozoïque terminal
 Conglomerat de base néoproterozoïque terminal
- Série sédimentaire néoproterozoïque moyen
 Dyke doléritique
 Dyke rhyolitique
- Faille normale
 Faille décrochante
- s1
 s2
 s3

Figure 3.2 A Carte géologique de surface du gisement de la colline B3 (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation

B Carte de la galerie d'exploitation niveau 1350 m.

C Coupe N-S du gisement de la colline B3 (d'après les documents SMI, modifiés)

Il s'agit du plus important gisement actuellement reconnu à Imiter. Le corps principal, d'une puissance pluridécamétrique, présente des teneurs moyennes en Ag° de 2500 g.t⁻¹. Un dyke rhyolitique a été cartographié au niveau 1325 m du Puits III de la colline B3 dans une caisse de faille normale (**régime A**) de direction N70° et de pendage 75°N reprise en jeu sénestre (**régime B**) dans la série du Néoprotérozoïque moyen (planche 3.1). Deux générations de stries ont été mesurées sur le plan de faille. La génération la plus ancienne présente un pitch de 75°W, et la plus récente, un pitch de 15°W. La dernière génération de stries a également été mesurées sur les épontes du dyke rhyolitique. Le dyke est tronqué par une faille relais N40°E décrochante sénestre. L'ensemble de ces observations suggère que l'injection du dyke est synchrone de l'extension N-S qui définit le régime A, repris ensuite dans le **régime B**. Cette observation démontre que la mise en place des filons rhyolitiques est antérieure au **régime B**. Ceci constitue un argument essentiel dans la détermination de la chronologie relative des événements volcaniques et hydrothermaux à Imiter et sera repris lors de la synthèse finale au chapitre 8.

Une première famille correspondant au **régime A**, est composée de 22 plans de failles normales de direction moyenne N80° et de pendage proche de 90° Nord et Sud. Le régime de contraintes déterminé est purement distensif ($\sigma_1 = \text{N}170^\circ\text{E} - 84^\circ\text{N}$; $\sigma_2 = \text{N}63^\circ\text{E} - 2^\circ\text{E}$; $\sigma_3 = \text{N}153^\circ\text{E} - 6^\circ\text{S}$; $R = 0,27$).

La seconde famille de failles correspondant au **régime B**, est composée de deux types de failles. Le premier type correspond à un rejeu en décrochement sénestre des failles normales du régime précédent. Le second type de failles correspond à des failles de direction N40°E à pendage fort voisin de 90° vers le NW, qui se connectent aux failles E-W, ou les recoupent en jeu décrochant sénestre. Le régime de déformation déterminé à partir de cette famille de faille est décrochant sénestre transtensif ($\sigma_1 = \text{N}22^\circ\text{E} - 17^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}33^\circ\text{E} - 73^\circ\text{N}$; $\sigma_3 = \text{N}123^\circ\text{E} - 4^\circ\text{E}$; $R = 0,81$). Deux familles de failles supplémentaires de directions respectives N100°E à N140°E et N30°E à N50°E ont été mesurées dans le Puits III. Les plans de failles de direction moyenne N120°E présentent un jeu polyphasé décrochant sénestre et normal. Les plans de failles de direction moyenne N40°E présentent des jeux inverses. Dans les deux cas, le faible nombre de mesures ne permet pas de définir un régime de déformation statistiquement représentatif. Les failles de direction N120°E sont postérieures au jeu distensif du **régime A**. Ouguir (1994) a défini un régime "C" sur des failles de même direction. L'existence de failles de direction N40°E inverses semble incongrue dans un ensemble de régimes distensifs. En fait, elles s'intègrent parfaitement à la structure particulière d'une zone

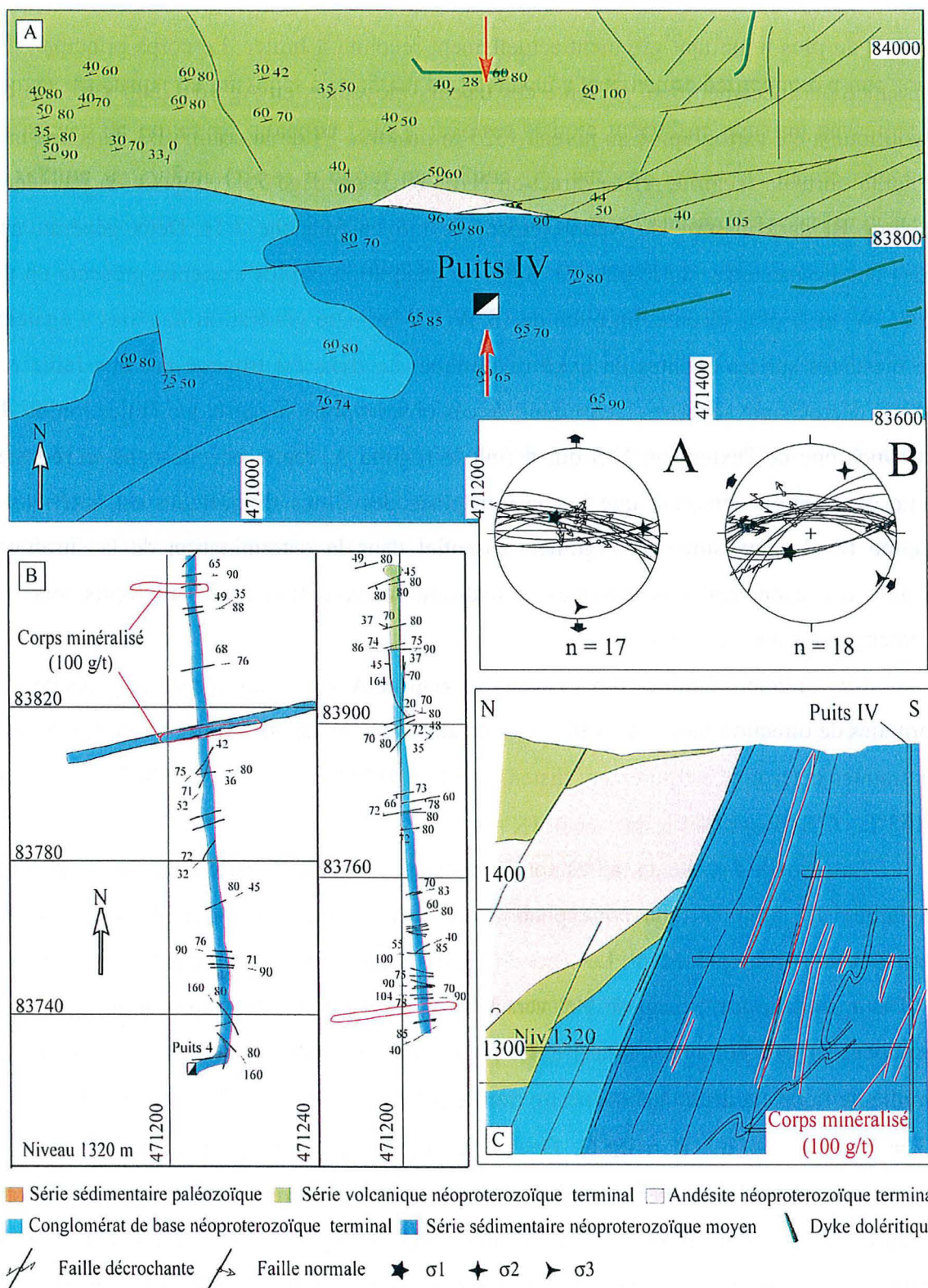


Figure 3.3 A Carte géologique de surface du gisement d'Imiter IV (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation

B Carte de la galerie d'exploitation niveau 1320 m

C Coupe N-S du gisement d'Imiter IV (d'après les documents SMI, modifiés)

en décrochement, où l'on crée simultanément de l'extension, "pull up", et de la compression, "push up", suivant que l'on se trouve d'un côté ou de l'autre de la faille décrochante. Ce type de failles n'est, par conséquent, pas à considérer comme un régime régional à l'image des régimes A et B, mais comme une accommodation locale caractéristique de la géométrie d'un faisceau en tresses de failles décrochantes. Dans ce cadre, il est possible de l'intégrer dans un système normal décrochant sénestre (**régime B**).

Dans le gisement d'Imiter IV (planche 3.1), les observations et les mesures micro structurales ont été réalisées en surface et au niveau 1320 m. Sur les quatre galeries de reconnaissance ouvertes au Puits IV (Fig. 3.3), seul le niveau 1320 m recoupe la faille d'Imiter. Cette galerie est une coupe N-S, longue de 240 m ; elle recoupe 20 m de tuf néoprotérozoïque terminal et 40 m de conglomérat de base. Les zones minéralisées sont réparties dans le Néoprotérozoïque moyen et le conglomérat de base. Les corps sont de puissance métrique et sont associés à des zones de brèches. Les contacts entre les formations sont soulignés par des caisses bréchiques de failles normales ouvertes, à pendage nord (planche 3.1). Un dyke rhyolitique est injecté dans le contact conglomérat/néoprotérozoïque moyen. Une quarantaine de couples faille/strie dont les caractéristiques de mouvement sont bien déterminées, a été mesuré. Suivant la chronologie relative établie lors des observations de terrains (striation double), les couples sont répartis en deux familles distinctes. La première famille correspondant au **régime A**, est composée de 17 failles de direction moyenne N100°E à pendage fort principalement Nord. Le mouvement déterminé sur les plans de failles est un jeu normal avec un pitch voisin de 90°. Cette famille de failles définit un régime purement normal ($\sigma_1 = \text{N}150^\circ\text{E}-60^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}86^\circ\text{E}-18^\circ\text{E}$; $\sigma_3 = \text{N}177^\circ\text{E}-13^\circ\text{N}$; $R = 0,49$). La seconde famille de failles correspondant au **régime B**, présente des directions de plans de failles moins homogène. Elle est constituée de failles de direction N50°E à N110°E avec un pendage variable de 90° à 50°N. Les jeux observés sur les plans de failles sont décrochants sénestres (pitch de 15°W) pour des failles de direction E-W, et décrochants normaux (pitch 66° W) pour les failles de direction N50°E. Cette famille est composée d'une partie des failles antithétiques du **régime A** qui ont rejoué en décrochement et de nouvelles failles N50°E, qui accommodent le décrochement et jouent en faille normale (Fig. 3.3). Le régime de contraintes déterminé sur cette population de failles est normal décrochant sénestre ($\sigma_1 = \text{N}36^\circ\text{E}-69^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}30^\circ\text{E}-19^\circ\text{N}$; $\sigma_3 = \text{N}121^\circ\text{E}-5^\circ\text{E}$; $R = 0,48$).

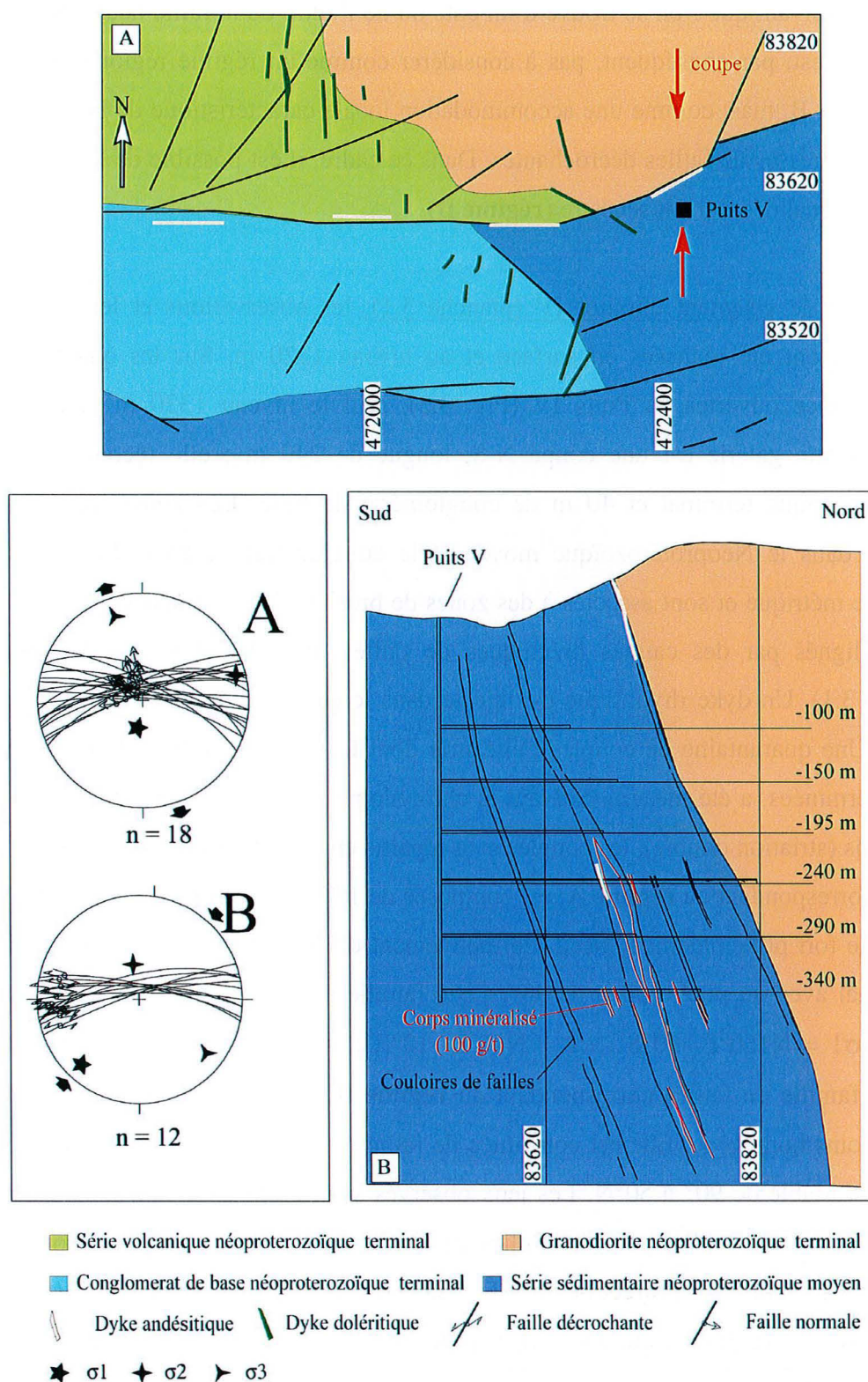


Figure 3.4 A Carte géologique de surface du gisement d'Imiter V (d'après les documents SMI, modifiés) et régime de déformation

B Coupe N-S du gisement d'Imiter V (d'après les documents SMI)

Le Puits V (Igoudrane ; planche 3.1) n'est pas situé sur la faille d'Imiter mais sur une structure satellite au Sud de celle-ci. En effet, au niveau du Puits IV la structure principale amorce une virgation de direction N60°, pour recouper finalement la granodiorite d'Igoudrane au nord du Puits V. En 2000, le Puits V est réouvert et donc de nouveau accessible, après avoir été longtemps ennoyé. L'état d'oxydation des galeries a limité, de fait, les observations réalisables. Le seul niveau accessible était le niveau 1270 m (-240 m). Il s'agit d'une galerie de reconnaissance, qui recoupe le contact entre les métasédiments du Néoprotérozoïque moyen et la diorite d'Igoudrane (Fig. 3.4). Le Puits V est caractérisé par des couloirs de failles bréchiques de puissance métrique à pluri-métrique dans les métasédiments. Ces couloirs contrôlent la mise en place des corps minéralisés et des dykes andésitiques (Fig. 3.4 ; planche 3.1). Trente couples faille-strie ont été mesurés. Les directions de plans de failles et de pendages, toutes deux très homogènes, sont respectivement E-W et 80°N. La majorité des failles montre un jeu biphasé, normal puis décrochant. Le jeu normal (**régime A**) est mesuré sur 18 plans de failles, il permet de différencier un régime de déformation purement normal ($\sigma_1 = \text{N}169^\circ\text{E} - 69^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}75^\circ\text{E} - 10^\circ\text{E}$; $\sigma_3 = \text{N}161^\circ\text{E} - 19^\circ\text{N}$; $R = 0,17$) résultant d'une distension NNW-SSE. Le jeu décrochant correspondant (**régime B**) est mesuré sur 12 plans de failles. Ce sont des plans de failles polyphasés qui appartiennent aux deux régimes. Le régime de contrainte déterminé sur cette population est décrochant sénestre transpressif ($\sigma_1 = \text{N}42^\circ\text{E} - 17^\circ\text{S}$; $\sigma_2 = \text{N}173^\circ\text{E} - 65^\circ\text{S}$; $\sigma_3 = \text{N}127^\circ\text{E} - 18^\circ\text{E}$; $R = 0,17$). Il se manifeste à l'affleurement par des couloirs de brèches métriques, localisés au niveau des failles E-W. Des failles de direction N50°E à N00°E ont été observées dans les travaux miniers et en surface, mais il a été impossible d'identifier et de mesurer une strie ou tout autre tectoglyphe témoin du jeu de ces structures.

3-1-3. Conclusion

L'étude des plans de failles striés dans les gisements, le long du faisceau de failles d'Imiter, a permis de mettre en évidence deux régimes de déformation majeurs. Le premier (**régime A**) est un régime distensif de direction N-S à NNW-SSE. Il a été défini sur l'ensemble de la zone de failles d'Imiter et de la zone minéralisée. Le second régime (**régime B**) est de type décrochant sénestre avec des axes σ_1 et σ_3 de directions générales respectives NNE-SSW et SE. Nous confirmons ici les résultats d'Ouguir et al. (1994). L'évolution du **régime A** vers le **régime B**, se traduit par une rotation horaire des axes de contrainte. Cette évolution est caractérisée par des variations locales de l'intensité de la composante

décrochante par rapport à la composante normale (Fig. 3.5). Au niveau du Puits V, la décrochante se manifeste plus que la composante distensive.

D'une manière générale, la prépondérance des rejets verticaux par rapport aux rejets horizontaux relevés le long du faisceau de failles d'Imiter, nous conduit à attribuer un rôle dominant à l'extension N-S au cours de l'épisode tectonique tardi néoproterozoïque terminal.

Ouguir et al. (1994) mettent en évidence deux régimes supplémentaires, D et C. Le régime D correspond aux failles inverses N40°E que nous avons mesurées au niveau du Puits

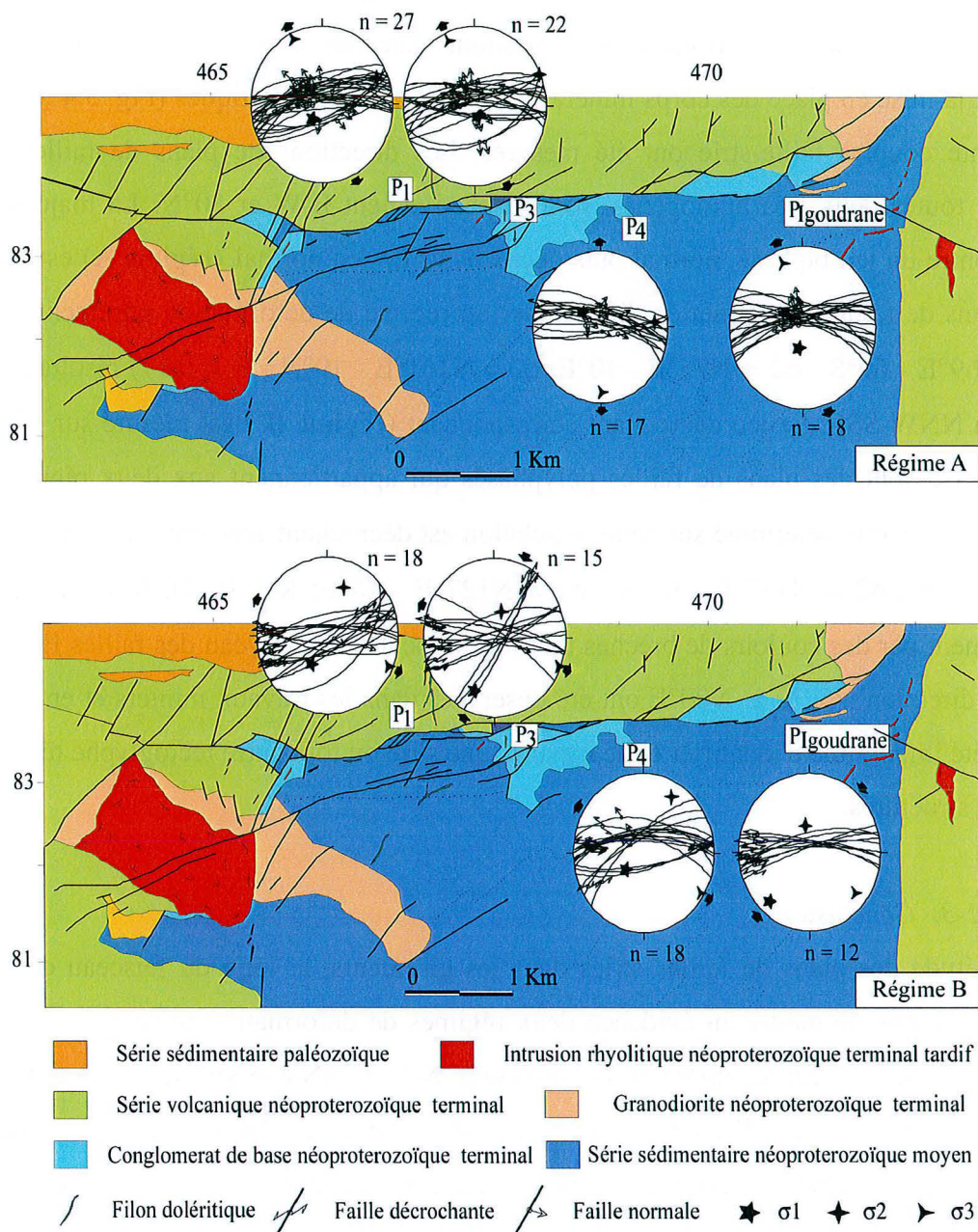


Figure 3.5 Synthèse des régimes de déformations A et B définis à l'échelle du faisceau de la faille d'Imiter.

Planche photographique

Planche 3.1

Photographie 1 Panorama de la Grande Carrière à Imiter 1 vue de l'Ouest vers l'Est. Le faisceau de faille est matérialisé par la ligne blanche. Elle met en contact les metasédiments néoprotérozoïque moyen au Sud avec les volcanites néoprotérozoïque terminal au Nord (bloc effondré)

Photographie 2 Puits III colline B3, niveau 1350 m. Veine de quartz argentifère (Qtz2) dans un plan de faille polyphasé (N80°-75°N). Seul les stries soulignant la composante normale du régime A (pitch 85°W) sont visible sur la photographie.

Photographie 3 Puits III colline B3, niveau 1450 m. Veine de quartz argentifère (Qtz2) dans les tufs fins lités de la série néoprotérozoïque terminal.

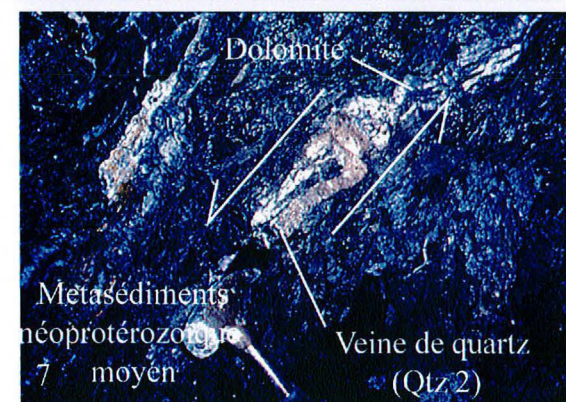
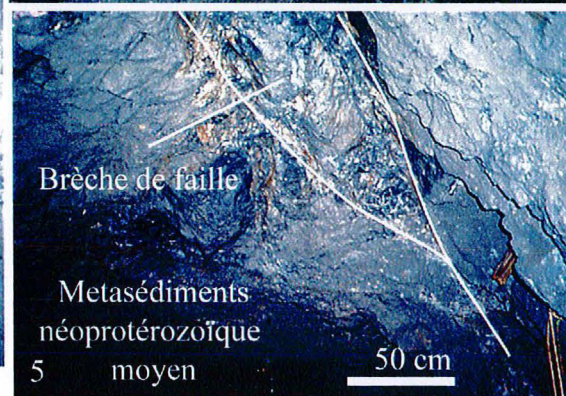
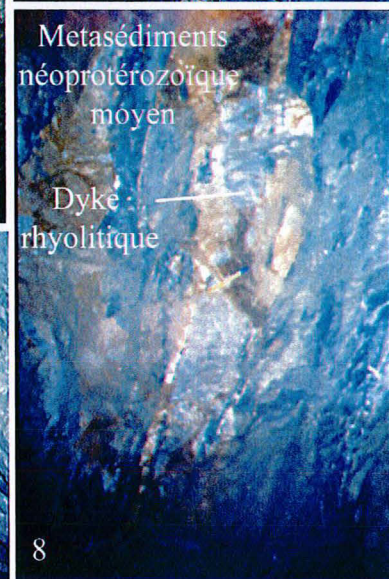
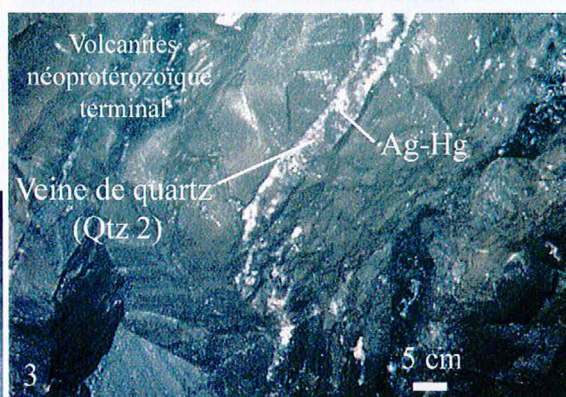
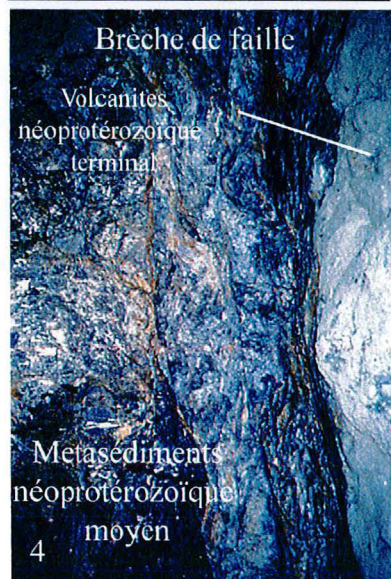
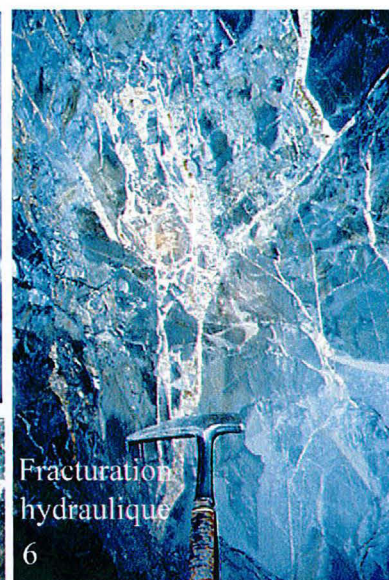
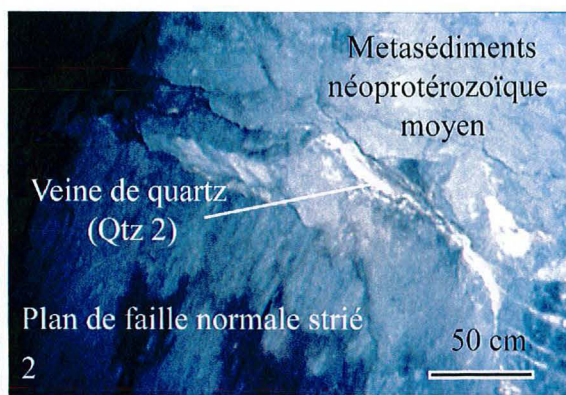
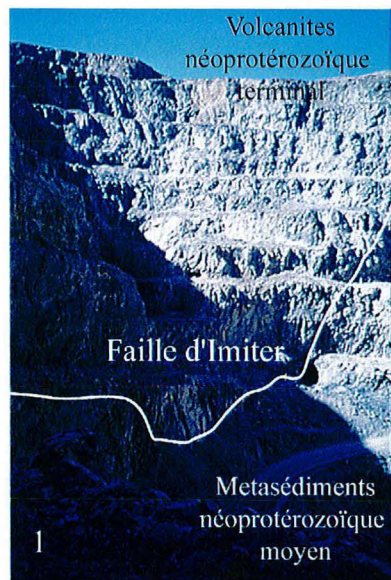
Photographie 4 Puits IV niveau 1325 m. Contact majeur par faille entre les metasédiments néoprotérozoïque moyen au Sud et le conglomérat de base de la série néoprotérozoïque terminal au Nord. Ce contact est matérialisé par un remplissage bréchique à éléments anguleux néoprotérozoïque moyen et terminal dont le ciment est pulvérulent et argileux. L'analyse des plans de failles révèlent des jeux polyphasés, normaux puis décrochant sénestre.

Photographie 5 Puits IV niveau 1325 m. Faille relai décrochante sénestre N165°-45°W. C'est une faille ouverte à remplissage bréchique à élément néoprotérozoïque moyen et terminal dont le ciment est pulvérulent. La forme en "poisson" de la structure, visible sur la photographie illustre le jeu décrochant de la faille (pitch des stries 25°S)

Photographie 6 Exemple de la minéralisation de la phase carbonatée dans les metasédiments néoprotérozoïque moyen. La fracturation hydraulique dans une faille normale est clairement visible. (a) argent natif dans une veine de dolomite ; (b) plan de faille N78°E-80N ; (c) brèche hydraulique

Photographie 7 Puits III colline B3, niveau 1450 m (au toit de la galerie). Veine de quartz argentifère (Qtz2) déformée par un jeu sénestre contemporain de l'ouverture de la veine de dolomite.

Photographie 8 Puits III colline B3, niveau 1320 m. Dyke rhyolitique mise en place dans une faille normale du régime A (N70° - 75°N) et repris dans le régime B.



III et qui ont été associées au jeu décrochant sénestre du faisceau de faille d'Imiter. Le régime C correspond selon l'auteur à un régime distensif tardif. Le nombre limité de mesures réalisées sur ce type de failles ne nous permet pas de déterminer un régime de déformation statistiquement réaliste. Toutefois, nos observations permettent de confirmer le caractère tardif de ces failles par rapport aux régimes A et B. L'aspect basculé des corps minéralisés en direction du Sud Ouest témoigne de l'influence de ce régime sur la minéralisation. Des failles décrochantes dextres (pitch 15°E) ont été identifiées de façon éparse sur l'ensemble du faisceau de failles. Ces stries correspondent systématiquement au jeu le plus tardif. Le faible nombre de mesures réalisées sur ce type de plan de faille ne permet pas d'identifier le régime de déformation auquel elles appartiennent.

3-2. Les principaux métallotectes des minéralisations

3-2-1. Contrôle lithologique

L'ensemble des corps actuellement exploités est localisé dans le compartiment Sud de la zone de failles d'Imiter. Ils sont essentiellement encaissés dans les black shales du Néoprotérozoïque moyen. Lorsque la couverture volcanique néoprotérozoïque terminale est présente, (par exemple au niveau de la colline B3 et du Puits IV), les corps minéralisés sont continus dans les formations de base de la série volcanique et présentent des renflements dans le conglomérat de base. La minéralisation argentifère n'a jamais été mise en évidence dans le faciès andésitique (Fig. 3.4), ni dans la lame granodioritique de la colline B3 (Fig. 3.3). Ces deux faciès semblent représenter une barrière lithologique pour la minéralisation. La distribution spatiale des corps minéralisés semble directement liée à la capacité des roches encaissantes à laisser circuler les fluides : lithologie, stratifications, plissement, schistosité, fracturation, dissémination.

3-2-2. Contrôle structural de la minéralisation

A Imiter, le contrôle structural de la minéralisation par la faille d'Imiter est communément accepté par l'ensemble des auteurs (Partie II Chapitre 1). Ce contrôle est illustré, entre autre, par la morphologie des corps minéralisés parallèles aux faisceaux de failles (Fig. 3.2-3.4). Ils montrent une forme allongée suivant une direction Est-Ouest avec un fort pendage vers le Nord. La puissance des corps est plus importante dans les gisements situés à l'Ouest de la boutonnière. Cette observation est à relier probablement au caractère

normal plus marqué du **régime B** dans la partie Ouest de la boutonnière. En outre, le régime décrochant sénestre conduit à une forme sigmoïde des corps minéralisés.

Les deux régimes de déformations A et B que nous venons d'identifier et de d'écrire sont responsables de la mise en place de la minéralisation argentifère sous la forme de veines à gangue de quartz et/ou de dolomite. Ces veines correspondent

1- au plan principal d'ouverture N70-90°E du **régime A**.

2- aux plans de cisaillement (N70-90°E) du **régime A** réactivés (brèches) et à des fentes de tension N40-50°E décrochantes sénestres du **régime B**.

Ces veines minéralisées constituent les structures principales à Imiter. Elles sont accompagnées par des structures minéralisées de moindre importance comme les veines horizontales observées, par exemple, au Puits III. Ces veines horizontales correspondent aux zones de push-up associées aux failles décrochantes du **régime B** (Ouguir et al. 1994).

Au total, les failles principales et les satellites conduisent, à toutes les échelles, à une intense fracturation des roches encaissantes et par conséquent à la dissémination des fluides minéralisateurs dans l'enveloppe de structures principales.

Cette analyse des fentes de tensions nous a permis de mettre en évidence une première relation spatiale et temporelle entre la minéralisation et le réseau de failles d'Imiter. Dans un premier temps la minéralisation est supportée par une gangue à quartz, puis à dolomite, suivant une extension N-S évoluant de façon horaire en N130°E (passage du régime A au régime B). Ces régimes de déformation conditionnent la mise en place de la minéralisation.

3-3. Conclusions sur l'étude structurale

Les nouvelles observations structurales réalisées sur l'ensemble du faisceau de la faille d'Imiter confirment et complètent les résultats de l'étude menée par Ouguir *et al.* (1994). Néanmoins, plusieurs points importants apparaissent à la suite de notre étude et sont à souligner :

1- Le faisceau de la faille d'Imiter, de direction N70-90°E est polyphasé. Au cours d'un premier régime tectonique d'extension pure (**régime A**) se créent les structures prédominantes en failles normales de la zone d'Imiter. Le second régime tectonique (**régime B**) correspond à une transtension sénestre réactivant les structures précédentes. Le taux d'extension associé à ce second régime est plus important à l'ouest de la boutonnière ce qui explique la plus grande importance de la minéralisation au niveau d'Imiter I et de la colline B3.

2- Les régimes de déformations A et B permettent l'ouverture des veines minéralisées successivement à quartz puis dolomite.

3- Le régime extensif A favorise la mise en place du volcanisme rhyolitique tardi-Néoprotérozoïque terminal. Celui-ci est donc au moins contemporain de la formation des veines minéralisées à quartz.

4- La géométrie des corps minéralisés est conditionnée par la superposition des deux régimes A et B et de leurs structures satellites d'ordre successif (Vialon *et al.* 1976). Ce dispositif structural multi-échelles explique l'importance de la minéralisation en veine principalement et/ou de la dissémination autour des structures principales.

CHAPITRE 4

Etude paragénetique

4-1. Introduction

Les échantillons analysés ont été prélevés dans les amas minéralisés des différents gisements de la boutonnière d'Imiter, dans le socle métasédimentaire néoprotérozoïque moyen et la couverture volcano-sédimentaire néoprotérozoïque terminale. Nous avons complété nos observations en microscopie optique, par des analyses fines au microscope électronique à balayage et par des analyses ponctuelles à la microsonde électronique, qui ont permis de préciser la nature exacte des différentes phases. Cette étude a été menée en collaboration avec Ph. Marion (ENSG-LEM). Une attention plus particulière est portée sur les minéralisations hydrothermales.

Cette étude vise à la caractérisation et à l'établissement d'un schéma global des diverses associations et successions de dépôts, ce qui permettra de discuter les conditions de formation du minerai et servira de base à la réalisation des études isotopiques.

4-2. Les successions paragénetiques

Au cours de cette étude nous avons distingué trois épisodes successifs dans le district d'Imiter.

4-2-1. L'épisode tectono-métamorphique

Il regroupe en fait les épisodes syngénétiques et tectono-métamorphiques de Vargas (1983). Il est caractérisé par des veines à quartz laiteux boudinées dans le plan de schistosité et caractérisés par une altération argileuse aux épontes. Ces veines sont interprétées comme des veines à quartz d'exsudation associées au métamorphisme panafricain. Les minéralisations associées à cet épisode sont toujours tardives et appartiennent aux épisodes ultérieurs. Seules les pyrites poecilloblastiques (>2mm) localisées dans les plans de foliation des black shales peuvent être considérées comme synchrones de cet épisode tectono-métamorphique panafricain. C'est le cas de la pyrite des échantillons IM0041 et S33-33 utilisés pour les analyses géochimiques du soufre. Il est à noter que nous ne disposons pas d'échantillons en

dehors du halo de minéralisation, ce qui était le cas également pour les auteurs précédents (planche 4.1)

4-2-2. L'épisode hydrothermal à métaux de base (planche 4.1-2-3)

Ces minéralisations sont observées dans les séries néoprotérozoïques moyennes et dans les conglomérats de base et les tufs rhyolitiques du Néoprotérozoïque terminal. Elles sont spatialement liées aux granitoïdes et au halo de métamorphisme à cordiérite-andalousite-biotite associé. Ces minéralisations ne recoupent pas les dykes porphyriques néoprotérozoïques terminal, mais sont elles-mêmes recoupées ou réouvertes par les stockwerks de l'épisode épithermal argentifère. C'est une minéralisation de type polymétallique à métaux de base. Les sulfures (pyrite, galène, sphalérite à inclusion de chalcopryrite) se trouvent dans par des veines à quartz en mosaïque (Qtz1), muscovite (Ms1) et chlorite (Chl1). Les sulfures de ces veines sont en larges plages monominérales ou polyminérales avec des structures de remplacement. La pyrite et l'arsenopyrite présentent un aspect poreux et sont partiellement corrodées et déstabilisées au contact des autres sulfures. Les minéraux d'argent (cuivres gris) sont tardifs ; ils cicatrisent les microfractures affectant les plages de sulfures. La galène présente un aspect squeletique.

Par exemple, l'échantillon IM99-03 a été prélevé dans une veine de quartz-dolomite à pyrite, chalcopryrite, galène, freibergite, muscovite (Ms1-2) et chlorite (chl1) à remplissage centripète, encaissée dans les tufs rhyolitiques lités de la base de la série néoprotérozoïque terminale (Puits III, 1450 m). L'étude microscopique permet de déterminer la chronologie relative suivante, quartz dendritiques à extinction onduleuse, pyrite, galène, chalcopryrite et muscovite (Ms1), chlorites (chl1), puis freibergite, muscovite "en flamme" (Ms2) et dolomite. L'association à freibergite, muscovite (Ms2) et dolomite correspond à l'épisode épithermal argentifère ultérieur (planche 4.3)

L'échantillon IM99-37 a été prélevé dans une fente à quartz (Qtz1), dolomite, chlorite (chl1) et pyrite dans des black shales (Puits IV, niveau 1320 m). La teneur en Ag de la zone de prélèvement est supérieure à 1000 g/t. Les observations pétrographiques mettent en évidence deux générations de muscovite (Ms1-2), mais pas d'argent métal. Les muscovites (Ms1) sont en position inter-granulaire entre les quartz (Qtz1), en inclusion dans les sulfures. Les muscovites (Ms2) tapissent le long des épontes des fractures à dolomite. (planche 4.3).

L'échantillon IM99-58 a été prélevé dans une fente à quartz (Qtz1), chlorite (chl1), pyrite et sphalérite, dans les black shales, (Puits III, niveau 1325 m). La zone de prélèvement présente des teneurs en Ag de 1500 g/t. La minéralisation argentifère n'est pas visible dans la lame. Les muscovites (Ms1) sont de très petites tailles. Elles se présentent soit dans les joints inter-granulaires, soit en inclusions dans les quartz (Qtz1). (planche 4.3).

L'échantillon IM00-53 a été prélevé dans une cornéenne de contact entre la lame de granodiorite de la colline B3 et les black shales du Néoprotérozoïque moyen au Puits III, niveau 1335 m. L'échantillon se compose de deux zones pétrographiques différentes. La première est composée uniquement de quartz (Qtz1) et de muscovite (Ms1). Le quartz présente des textures graphiques typiques de filons pegmatitiques. La seconde partie correspond à la zone black shales. Elle est caractérisée par une "imprégnation" de quartz et de muscovite dans la mésostase des black shales.

Les observations en microscopie à balayage (MEB), avant irradiations des muscovites Ms1 (IM00-53 ; IM99-37) analysées, montrent des zones sombres le long des fractures, des bordures et des espaces interfoliaires. Nous interprétons ces zones comme des zones de déstabilisation ou de recristallisation.

4-2-3. L'épisode épithermal argentifère (planche 4.1-3)

La mise en place de la minéralisation argentifère est un processus polyphasé, qui affecte les roches encaissantes du socle néoprotérozoïque moyen et une partie de la couverture volcano-sédimentaire néoprotérozoïque terminale (chapitre 4 Partie II). Cette minéralisation est très variée. Elle présente une vingtaine de sulfures de Pb, Zn, Cu, Fe, As, As-Co-Ni, Hg et de minéraux d'argent. Les associations spécifiques des minéraux, et les différentes gangues permettent de définir deux phases principales de dépôts à gangue quartzeuse (Qtz2) puis à gangue carbonatée à dolomite dominante. Parallèlement à ces deux phases se forme un halo de minéralisation disséminée. L'ensemble de ces observations est synthétisé dans la figure 4.1.

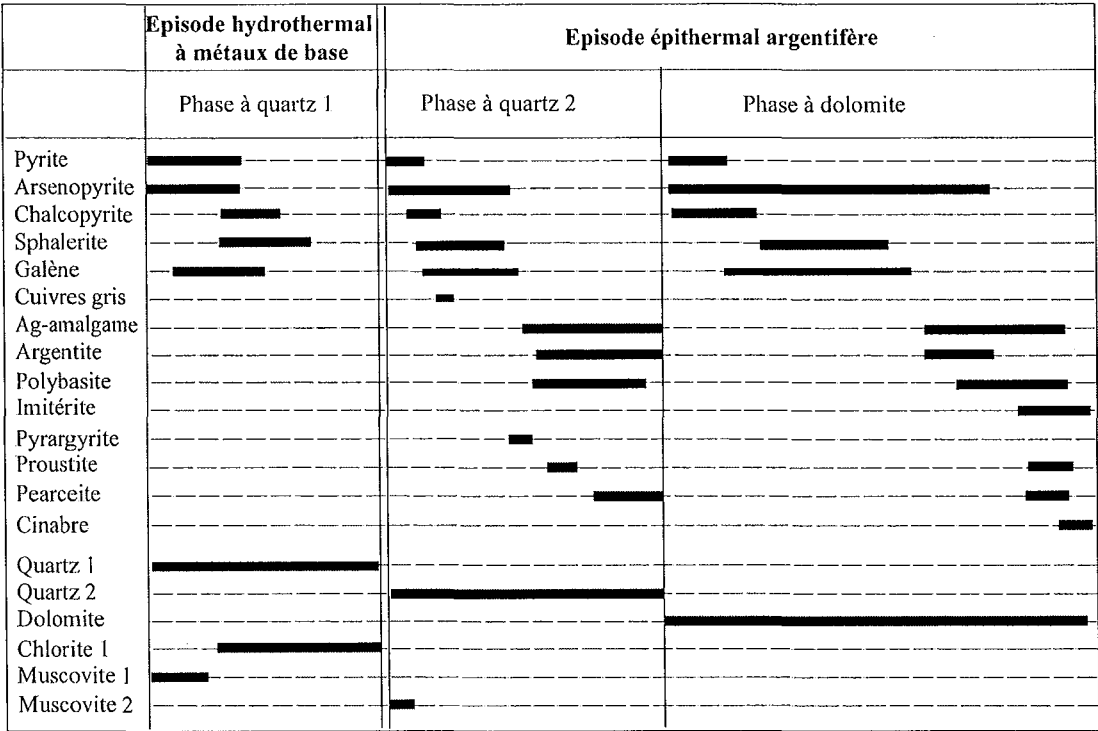


Figure 4.1 Succession paragénetique de la minéralisation épithermale argentifère (cette étude)

La phase à quartz (Qtz2) (planche 4.4)

Les minéraux métallifères sont soit disséminés soit dans des filonnets/veines en stockwerk dont la puissance peut atteindre 15 cm. Cette phase est observée dans l'intégralité des travaux miniers. Elle renferme une paragenèse très complexe à amalgame d'argent dominant, sulfosels d'argent, argentite, arsénopyrite, pyrite, galène, sphalérite et chalcopryrite. La sphalérite et la chalcopryrite n'apparaissent que très rarement. Les sulfures de métaux de base sont généralement déstabilisés et pseudomorphosés par les minéraux argentifères. Ce sont des veines majoritairement à fort pendage Nord correspondant au régime de déformation A.

Par exemple, l'échantillon IM00-18 a été prélevé dans le Puits III au niveau 1454 m. Il s'agit d'une veine à quartz dans les black shales du Néoprotérozoïque moyen avec des injections locales de dolomites. La paragenèse est composée de chalcopryrite, galène, arsénopyrite, sulfoarséniure de Co-Ni, pyrite et argentite. Les sulfoarséniures de Co Ni sont associés aux injections de dolomites (planche 4.1)

La phase à dolomite (planche 4.4)

La minéralisation est supportée par des veines et des filonnets de dolomites (à dolomite rose dominante, sidérite et un peu de quartz initial le long des épontes) constituant des stockwerks dont la puissance est corrélée au couloir de faille qui la contrôle. Certaines de ces veines présentent des brèches hydrauliques à éléments de métasédiments, de volcanites et de quartz gris. La variation des directions des veines à dolomite s'explique par la rotation anti-horaire des tenseurs de contrainte (passage du **régime A** au **régime B**).

Le dépôt métallifère illustre un changement de la composition des solutions minéralisatrices. Ce changement est marqué par un apport significatif de Co, Ni, As et Hg. L'association minérale type est à amalgame d'argent (> 35%Hg), sulfosels d'argent (dont l'imitérite, qui est typomorphe de cette phase), argentite, arsénopyrite, sulfoarséniures de Co-Ni, pyrite, galène, sphalérite et chalcopryrite. Les sulfures à métaux de base sont plus abondants que dans la phase Qtz1. Ils sont intensément remplacés par les minéraux d'argent.

Par exemple, l'échantillon IM00-22 a été prélevé dans le Puits III au niveau 1454 m. Il s'agit d'une veine de dolomite dans le micro conglomérat de base de la série néoprotérozoïque terminale. Un liseré fin de quartz dendritique non minéralisé marque le contact entre le micro-conglomérat et la veine de dolomite. La minéralisation est composée de galène, d'arsénopyrite, de sphalérite de chalcopryrite et d'argentite. La galène présente des inclusions d'argentite. La galène et la sphalérite sont tardives par rapport à l'arsénopyrite. La plage d'argentite en baguette cristallise en dernier (planche 4.1)

Planches photographiques

Planche 4.1 Photographies au MEB en électrons rétrodiffusés

Photographie 1-2 -IM99-57 Exemple de pyrite précoce (épisode tectono-métamorphique) microfracturée et remplacée par de l'argentite.

Photographie 3 -IM99-03 Exemple de l'épisode Qtz 1: plage polymétallique de pyrite à inclusion de galène, sphalérite et chalcoppyrite.

Photographie 4 -IM99-58 Pyrite nickelifère de la phase argentifère à dolomite. Cet échantillon témoigne de l'augmentation de Ni-(Co-As-Hg) dans cette phase. La répartition du nickel dans la pyrite n'est pas homogène.

Photographie 5 -IM00-22 Plage polymétallique (phase à dolomite) à cobaltite, arsénopyrite, pyrite et amalgame d'argent. L'amalgame remplace le pyrite mais pas les sulfoarséniures. Les relations entre les sulfoarséniures ne sont pas claires.

Photographie 6 -IM00-18 Plage polymétallique (phase à Qtz2) à arsénopyrite, pyrite et amalgame d'argent. L'amalgame remplace la pyrite mais pas l'arsénopyrite. Les relations mutuelles entre les phases argentifère sont identiques à celle de la photographie 5. Seule diffère l'absence de minéraux à Co-Ni dans la phase quartz.

Photographie 7 -IM99-60 Plage polymétallique de la phase Qtz2, à pyrite, polybasite, argentite et argent natif. La pyrite est remplacée par la polybasite et l'argent natif. La succession chronologique est : pyrite, polybasite - argentite et enfin argent natif.

Photographie 8 -IM99-36 Fantôme de pyrite probable remplacée par la cobaltite (phase à dolomite). Les reliquats de pyrite sont remplacés par de l'argent natif.

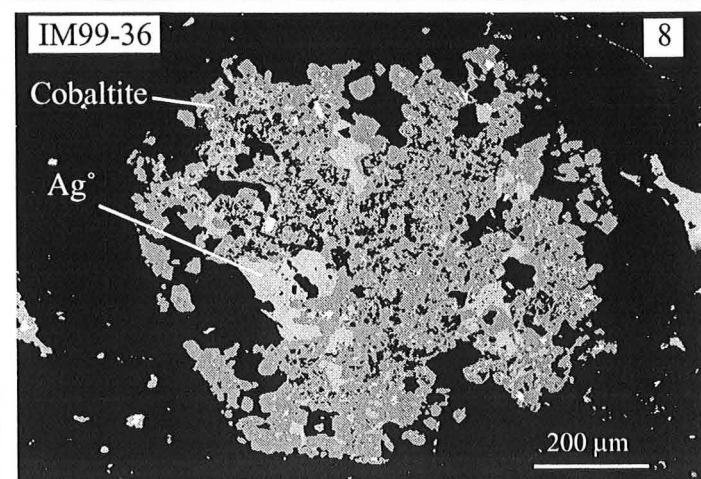
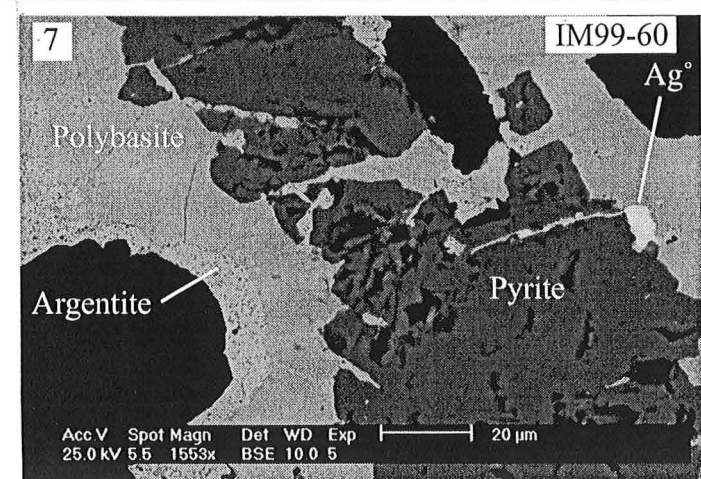
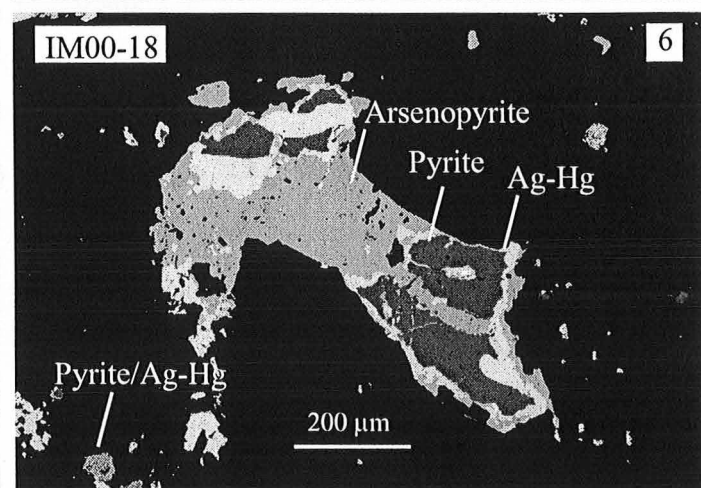
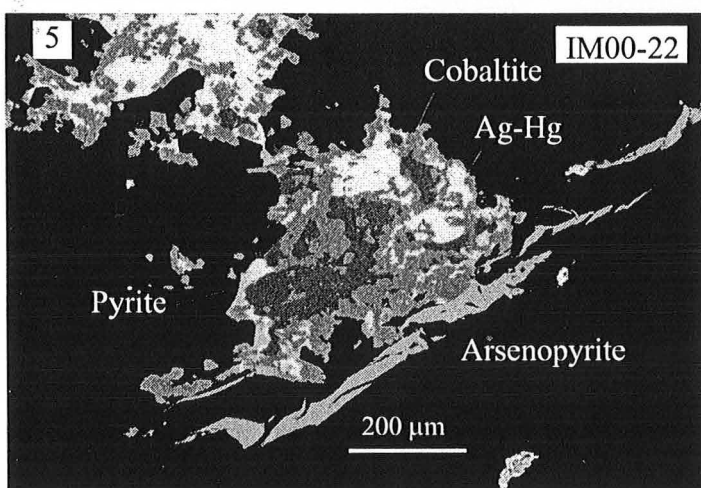
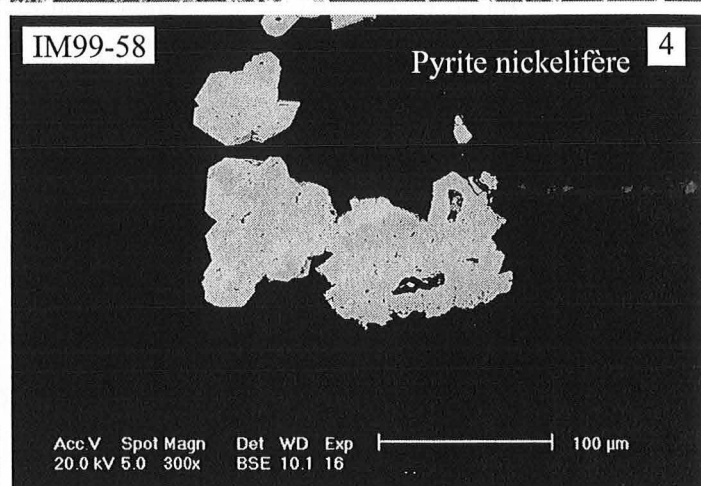
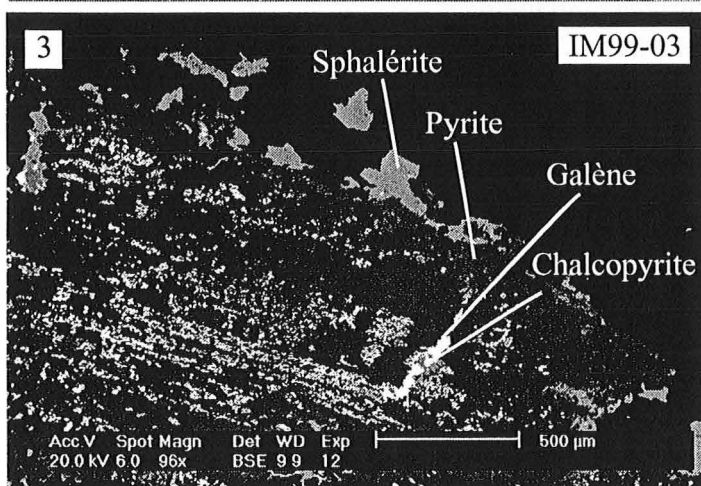
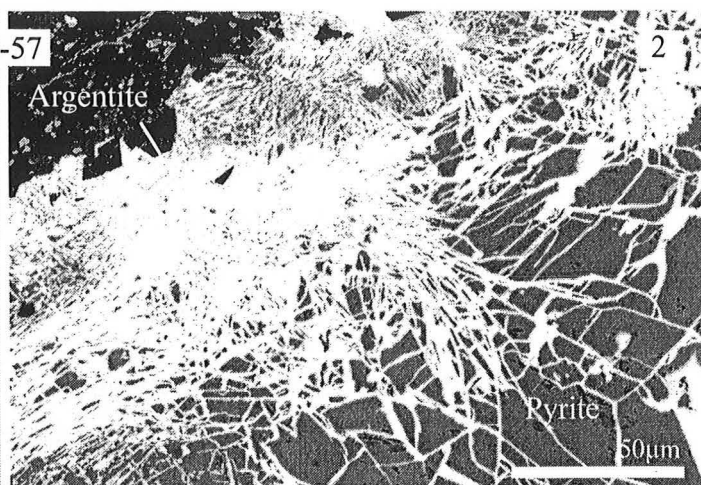
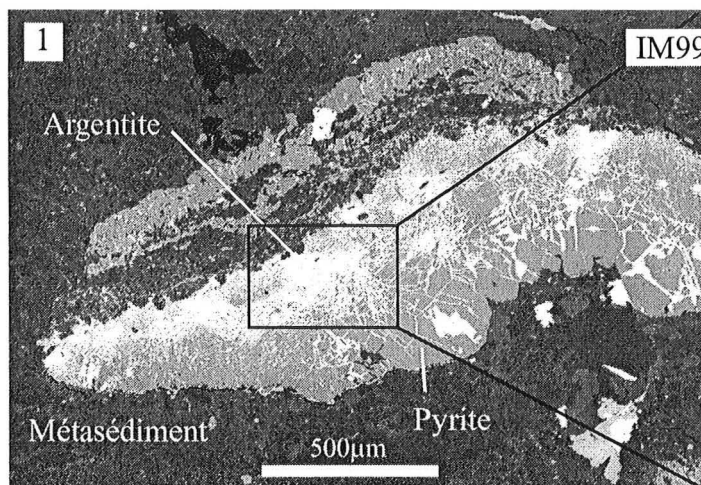


Planche 4.2 : Photographies au microscope optique en lumière transmise ou réfléchie

Photographie 1 IM99-21 Puits III, niveau 1350m. Superposition des phases de minéralisation Qtz1 et Qtz2. (1) phase Qtz1 : quartz à extinction onduleuse à pyrite et sphalérite. (2) Qtz2 : quartz en mosaïque à chalcoppyrite et argentite.

Photographie 2 IM99-35 Puits III, niveau 1374m. Veine à quartz argentifère (Qtz2) et dolomite dans les tufs lités du Néoprotérozoïque terminal. La dolomite est tardive par rapport au quartz. La minéralisation est essentiellement composée d'amalgame d'argent associé au quartz en mosaïque.

Photographie 3 IM99-65 Puits IV, niveau 1325 m. Plage polycristalline caractéristique de la phase à dolomite à galène, arsenopyrite et sphalérite à inclusions de chalcoppyrite.

Photographie 4 IM99-54 Puits III, niveau 1335 m. Cet échantillon est typomorphe de la phase à dolomite. La minéralisation présente des textures en cupules composées de sulfoarséniures de Co-Ni à coeur de pyrite et amalgame d'argent. L'amalgame d'argent remplace la pyrite dans les cupules. Les relations entre l'amalgame d'argent et les sulfoarséniures de Co-Ni ne sont pas claires.

Photographie 5-6 IM00-22 Puits III, niveau 1320 m. Veine à dolomite, argentite, galène, arsenopyrite et sphalérite. L'argentite cristallise en fibres avec des intercalations de galène. La galène forme des plages polycristallines avec la sphalérite et l'arsénopyrite qu'elle remplace.

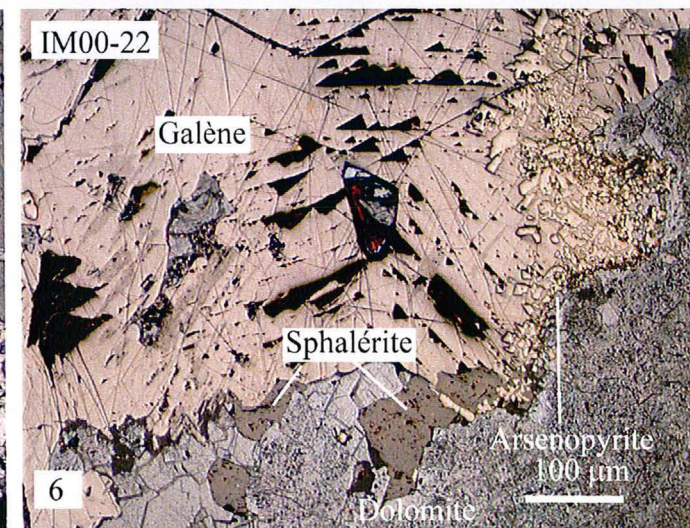
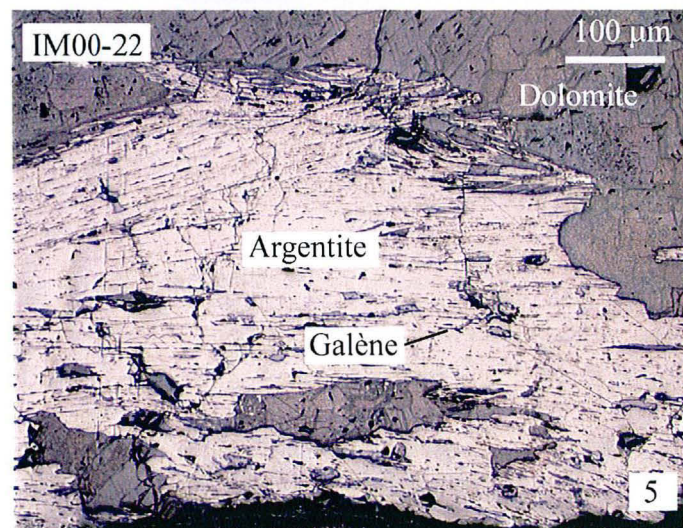
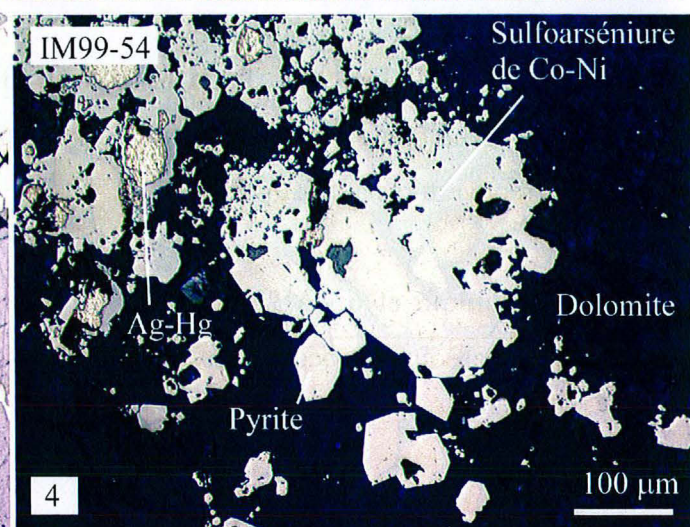
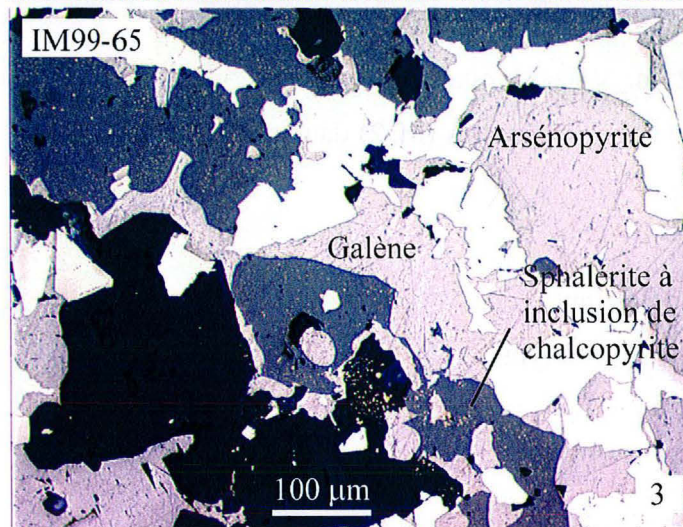
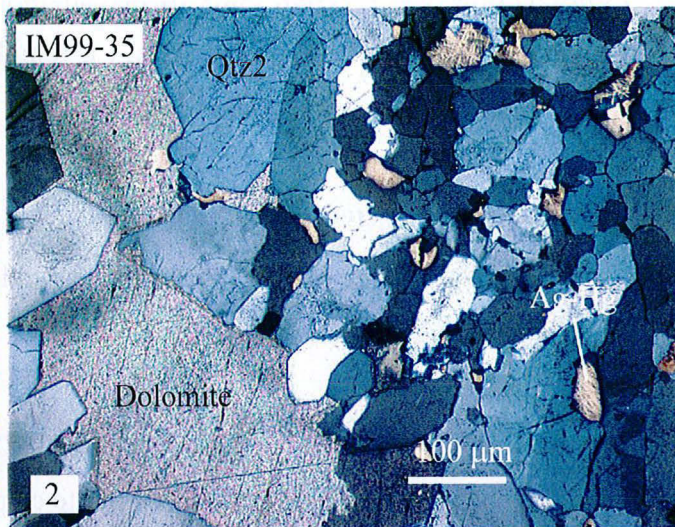
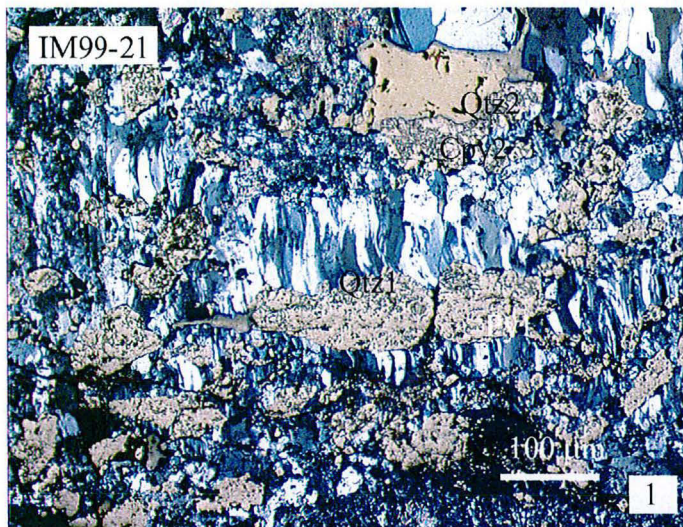


Planche 4.3

Photographie 1 -IM99-03, Puits III niveau 1450m. Minéralisation hydrothermale à métaux de base : Veine à quartz (Qtz1) à remplissage centripète de pyrite, chalcopryrite et muscovite de veine grande taille (Ms1).

Photographie 2 -IM99-03, Puits III niveau 1450m. : Veine à quartz (Qtz1), à remplissage centripète de pyrite, chalcopryrite, chlorite (Chl1), sur lesquels croissent des muscovites (Ms2) puis de la dolomite.

Photographie 3 -IM99-37, Puits IV niveau 1325m. Minéralisation hydrothermale à métaux de base : Veine à quartz (Qtz1), pyrite en plage monominérale et muscovite (Ms1).

Photographie 4 -IM99-37, Puits IV niveau 1325m. Veine à quartz (Qtz1) avec veine de chlorite (Chl1), sur lesquelles se développent des muscovites (Ms2) dans des zones de réouvertures à dolomite.

Photographie 5 et 6 -IM99-58, Puits III, niveau 1320m. Veine à quartz (Qtz1) dans des métasédiments néoproterozoïque moyen, à plages polyminérales de pyrite et sphalérite embalées dans les chlorites (Chl1).

NB. Les cercles noirs (photographies 3 et 4) correspondent aux zones repérées avant l'analyse microsonde électronique et MEB. Les ellipses noirs (photographie 5) correspondent au spot d'analyse de la microsonde ionique (IMS 3F ou IMS 1270)

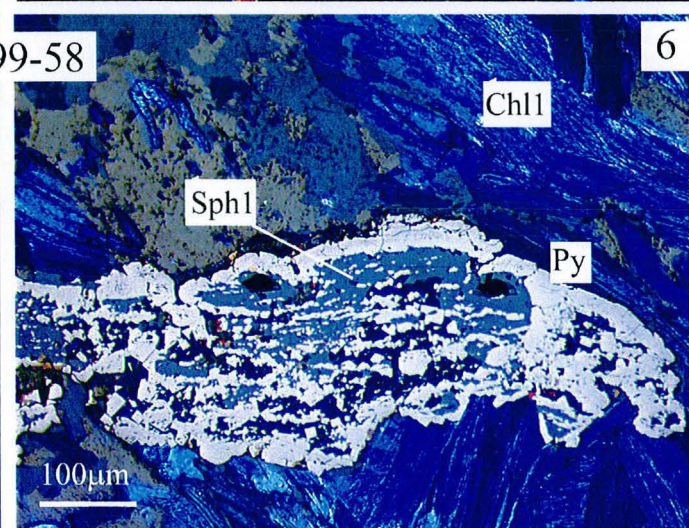
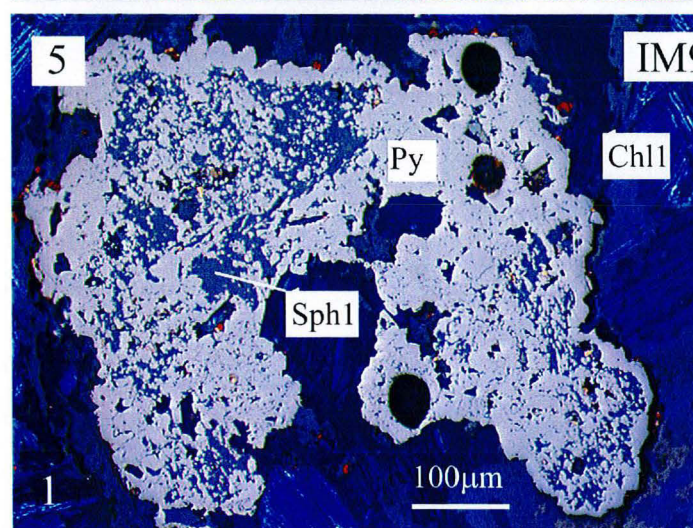
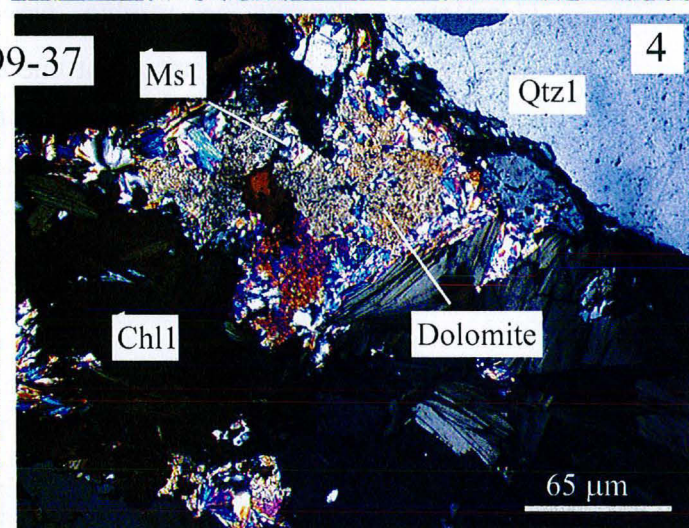
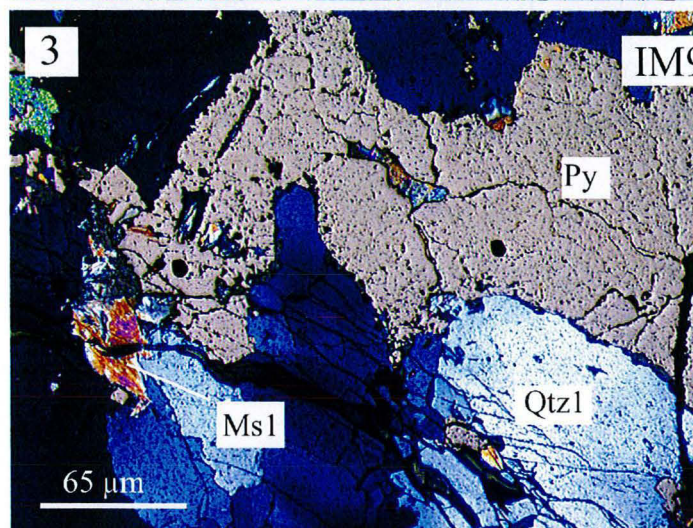
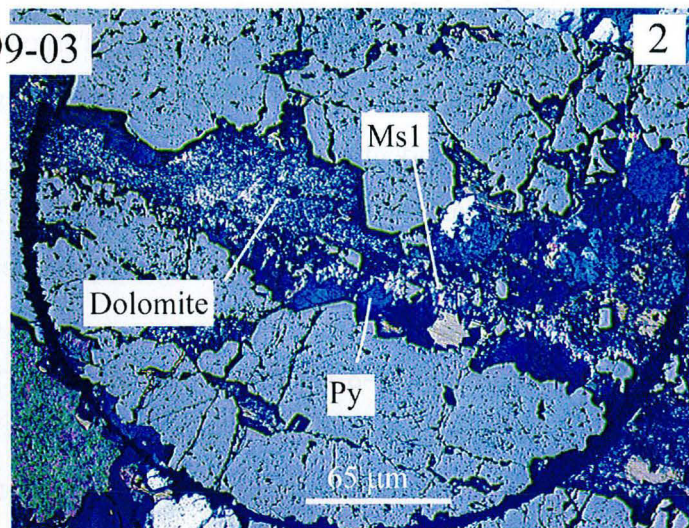
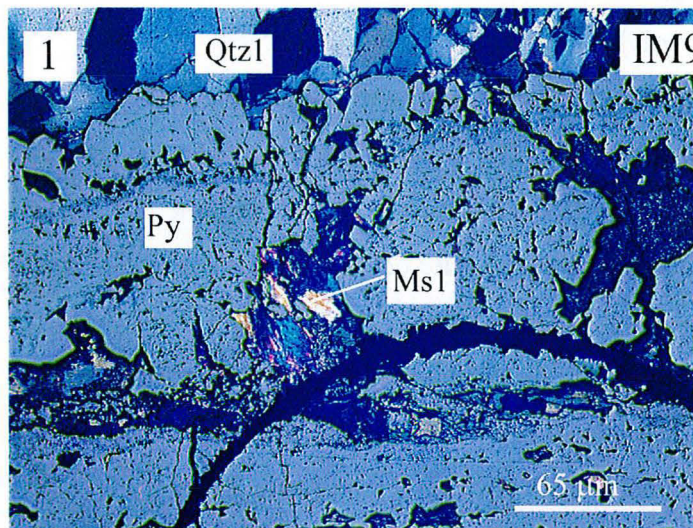
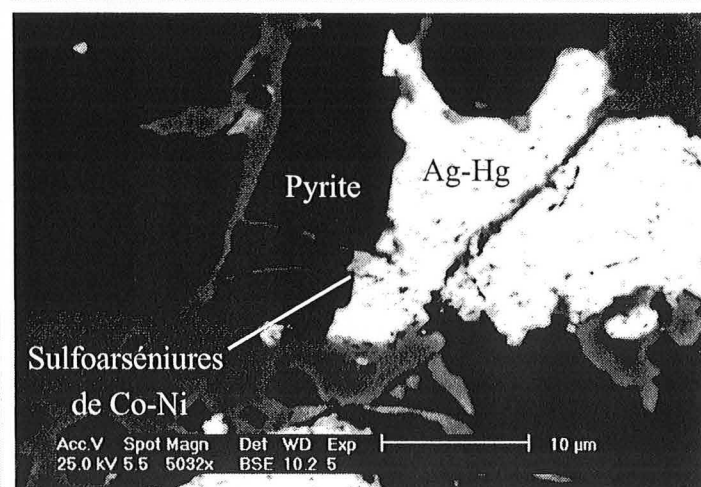
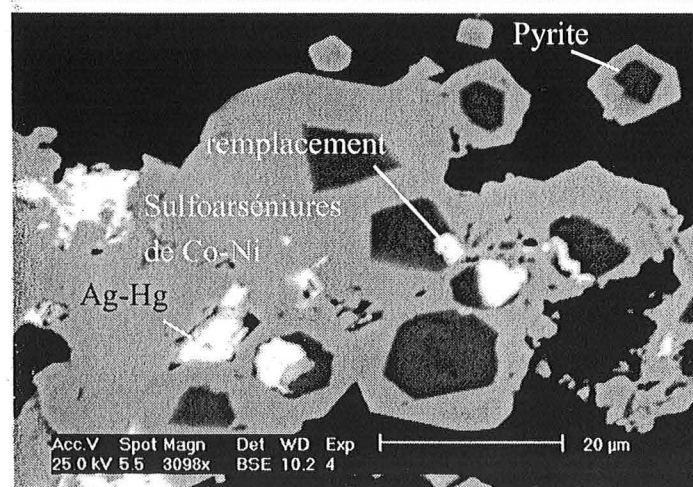
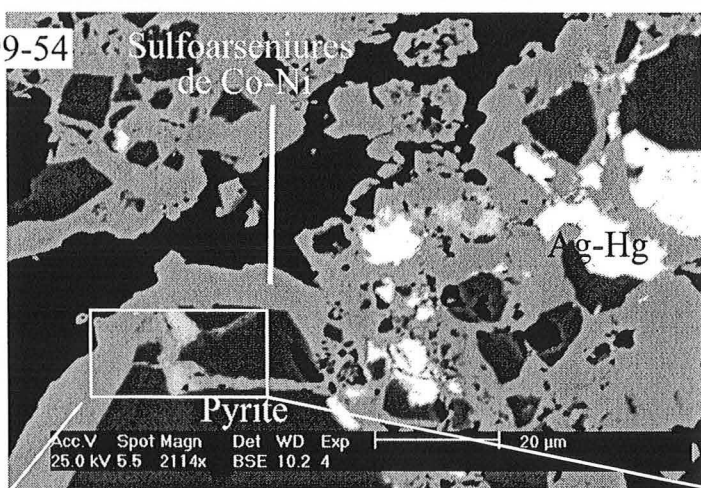
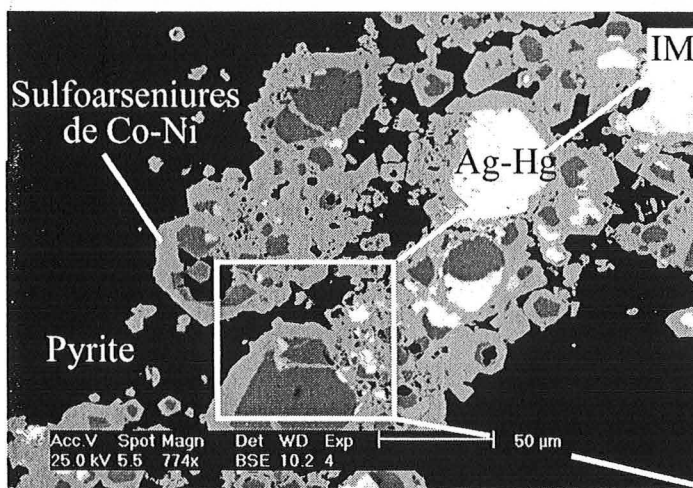
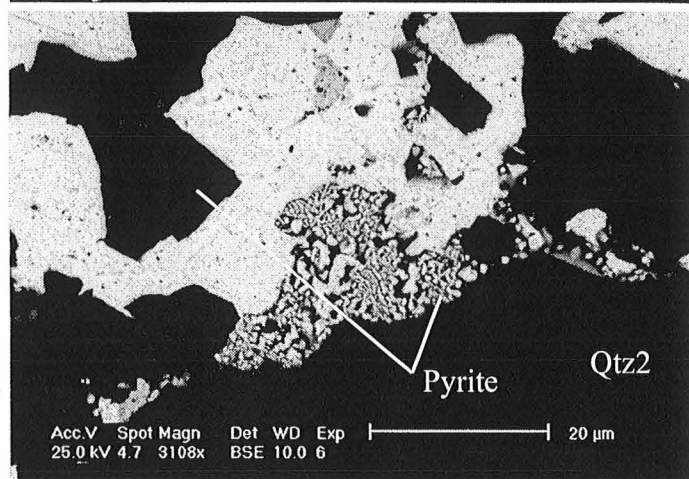
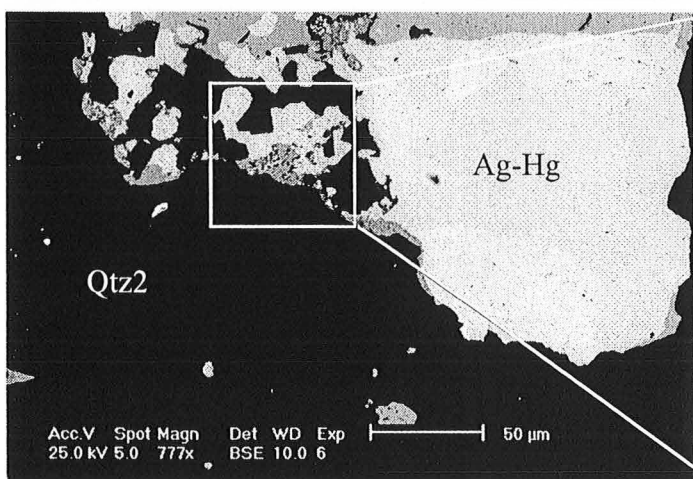
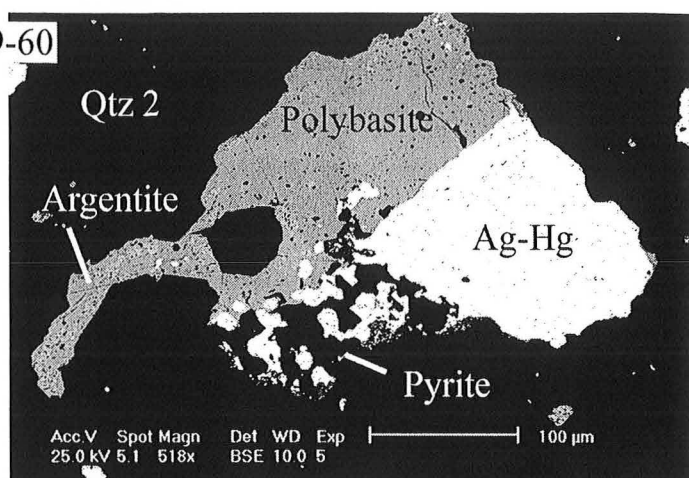
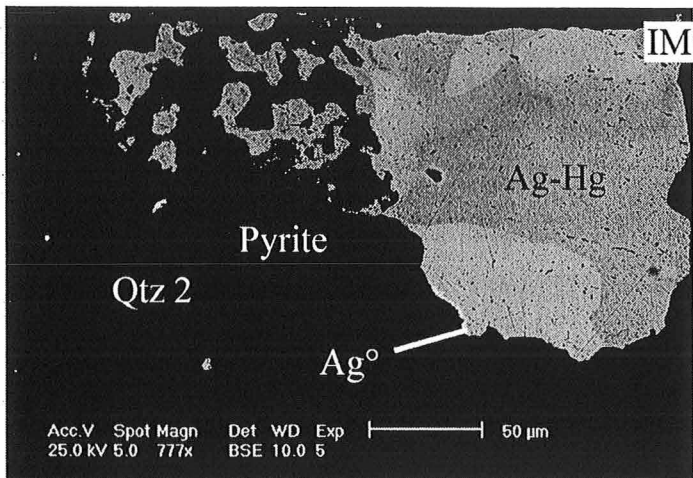


Planche 4.4 : Photographies au MEB en électrons rétrodiffusés

Photographie 1-2-3-4 IM99-60 Minéralisation typomorphe de la phase à quartz (Qtz2).

Plage polymétallique à amalgame d'argent, polybasite, pyrite, argentite et argent natif. L'amalgame d'argent n'est pas chimiquement homogène : les variations observées correspondent à des variations des teneurs de mercure (1). Plus la phase est blanche plus l'amalgame est pauvre en mercure (1). La pyrite est remplacée par l'amalgame et la polybasite (3-4). L'argentite remplace le polybasite et la pyrite (2).

Photographie 5-6-7-8 IM99-54 Minéralisation typomorphe de la phase à dolomite. Texture en cupule de sulfoarséniures de Co-Ni à coeur de pyrite et amalgame d'argent. La pyrite est remplacée par les sulfoarséniures de Co-Ni puis par l'amalgame d'argent. L'amalgame d'argent ne semble pas remplacer les sulfoarséniures (8). Les sulfoarséniures de Co-Ni présentent une composition chimique très variable entre un pôle pure d'arsénopyrite et un pôle cobaltifère (cobaltite).



Les autres minéraux de l'épisode épithermal argentifère

La pyrite (Fe_2S) : elle est précoce. Elle se présente sous forme de cristaux automorphes disséminés, d'agrégats framboïdaux, ou de veines. La pyrite est déstabilisée et corrodée par l'ensemble des minéraux. Dans la phase à quartz (Qtz2), la pyrite se présente surtout en plages xénomorphes intensivement remplacées par la galène, la sphalérite, la chalcopryrite et par les minéraux d'argent. Dans la phase dolomitique la pyrite est précoce, elle se présente en plages sub-automorphes, le plus souvent xénomorphes, remplacées par la galène, la sphalérite, la chalcopryrite, les sulfoarséniures et les minéraux d'argent polymétalliques. La pyrite constitue les coeurs des cuppules formés en association avec les sulfoarséniures. Dans ce type de texture la pyrite est remplacée par l'amalgame d'argent. La pyrite forme également des dépôts eutectiques avec l'argent natif, (et/ou argentite), et l'amalgame (et/ou imitérite).

L'arsenopyrite (AsFeS) est le minéral le plus répandu dans la phase argentifère. Il est plus abondant dans la phase à dolomite. Dans la phase à quartz (Qtz2) c'est le premier sulfure à cristalliser. Il se présente sous forme automorphe disséminée ou en plages polymétalliques associées à la galène, blende, chalcopryrite, pyrite et minéraux d'argent (amalgame, polybasite et pyrargyrite). L'arsenopyrite est souvent corrodée par l'ensemble des minéraux précités. Dans la phase dolomitique la paragénèse est comparable avec, cependant, l'apparition de minéraux de Co-Ni. L'arsenopyrite apparaît soit sous forme de cristaux losangiques, soit en plages corrodées par la sphalérite, l'argentite et le polybasite, soit en « nid » dont le cœur est formé de pyrite, et / ou d'amalgame. L'arsenopyrite forme des dépôts eutectiques avec l'argent natif, l'argentite, l'amalgame. Dans la phase dolomitique le fer des arsenopyrites est substitué par Co et Ni. Ces variations de la composition chimique sont hétérogènes à l'échelle du cristal et peuvent être importantes (Fig. 4.3).

La galène (PbS) : elle est toujours déposée après la pyrite et l'arsenopyrite, associée à la sphalérite et la chalcopryrite et remplacée par les minéraux argentifères. Elle est plus abondante et plus argentifère dans la phase dolomitique que dans la phase à quartz. Dans la phase à quartz, la galène se présente en plages monominérales ou polymétalliques disséminées. Elle remplace la pyrite et est corrodée par la sphalérite, la polybasite, l'argentite et l'amalgame d'argent. Dans la phase dolomitique, la galène remplace la pyrite et l'arsenopyrite et est corrodée par les sulfoarséniure de Co-Ni et l'ensemble des minéraux argentifères. La galène présente des inclusions d'argentite et de polybasite.

La sphalérite (ZnS) : elle est associée à la pyrite, chalcopryrite, galène et arsénopyrite. Elle se présente sous différentes formes : (i) en grandes plages xénomorphes d'aspect spongieux, pouvant renfermer des reliques de pyrite (texture en île), (ii) en inclusions dans la galène et (iii) en fines plages automorphes avec parfois des exsolutions de chalcopryrite. Les agrégats polyminéraux sont intensément remplacés par les minéraux argentifères (argentite, polybasite, pyrargyrite). Les grandes plages spongieuses sont corrodées par l'Ag-Hg, l'argentite et les sulfo-antimoniures d'Ag. La teneur en fer augmente dans la phase à dolomite (<5.1%) par rapport à la phase à quartz (<1.8%) (Fig. 4.2).

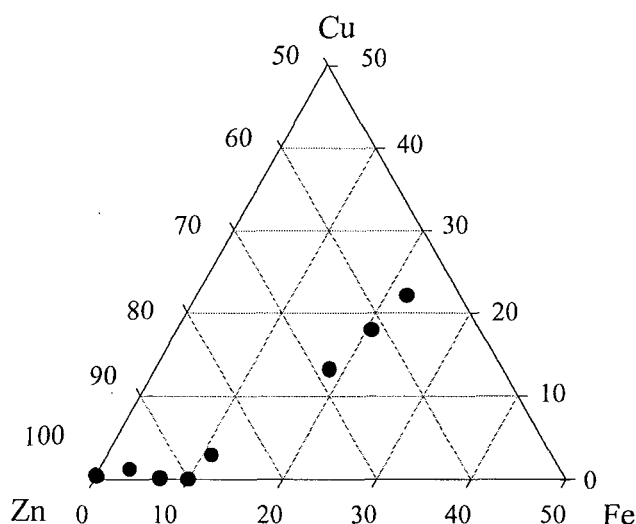


Figure 4.2 Diagramme ternaire de la sphalérite

La chalcopryrite (FeCuS) : elle se présente en plages, associée à la sphalérite dans la gangue silicatée et aux autres sulfures communs dans la gangue carbonatée. Elle est souvent en inclusion dans la sphalérite. Plus rarement, elle se présente sous forme de petits cristaux automorphes. La chalcopryrite est corrodée par l'argentite et la polybasite. La chalcopryrite présente des traces de Zinc (0.37%) et d'Ag (0.6%), confirmant les observations de Vargas (1983) et Popov (1995).

Le cinabre (HgS) : il a été déterminé macroscopiquement sous forme de poussières rougeâtres dans les black shales et microscopiquement, en fins cristaux rhomboédriques et tabulaires associés avec des baguettes d'imitérite, qu'il pseudomorphose, dans les géodes des veines de dolomite. Il cristallise tardivement par rapport aux autres minéraux d'argent de la phase dolomitique.

Les sulfoarséniures de Co-Ni : Ce sont avec l'amalgame d'argent et l'imitérite, les minéraux types d'Imiter et plus particulièrement de la phase carbonatée. Les minéraux décrits ci-dessous représentent avec les arsenopyrites, les quatre pôles d'une même solution chimique à As-Co-Ni-Fe (Fig. 4.3).

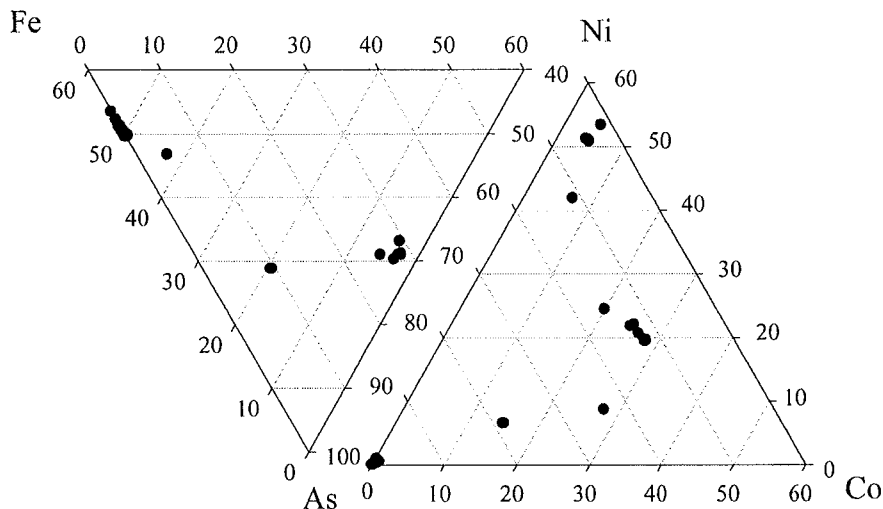


Figure 4.3 Diagramme de différenciation des sulfoarséniures à cobalt nickel

La loellingite : ((Fe, Co, Ni) AsS) n'est repérée que dans la paragenèse carbonatée, elle se présente en petites plages autour des galènes, ou associée à de l'argentite.

La cobaltite : ((Fe, Co, Ni) AsS) n'a été mise en évidence qu'en microscopie électronique à balayage. Elle se présente sous divers aspects, en dépôts eutectiques avec de l'amalgame ou de l'argentite, ou en bordure de structures mirmékitiques en "rosette" avec au cœur de la pyrite et/ou de l'argentite. La composition de la cobaltite présente de faibles teneurs de Ni (4 à 15%). La composition de la cobaltite d'Imiter est comparable à celle définie pour le gisement de Cobalt au Canada, par Petruk *et al.* (1971).

La gersdorphite : ((Ni, Co, Fe) As S) n'a été identifiée qu'en microscopie électronique. Elle se présente en très petites plages en association avec l'argentite et l'amalgame.

L'amalgame d'argent (AgHg) : c'est la phase la plus abondante. Son expression la plus spectaculaire est sous forme de plaquettes dans les veines carbonatées et/ou squelettique dans les veines de quartz (quartz gris). A son contact la pyrite, la blende et l'arsénopyrite sont toujours corrodées. Il se présente en liseré de déstabilisation de certains sulfures argentifères, en inclusion dans l'arsénopyrite, l'argentite, et les sulfosels d'argent. L'amalgame présente une fluctuation importante des teneurs en Ag (77-95%). La teneur en Hg est toujours inférieure à celle de la Kongsbergite (40% Hg). Cette composition permet de considérer

l'amalgame d'Imiter comme de l'argent mercurieux α -phase, ou le mercure entre en tant que solution solide dans la structure d'argent. Les zonations observées en microscopie électronique illustrent la variation du rapport Ag/Hg. Les analyses à la microsonde révèlent la présence épisodique d'éléments traces (Bi, Te) dans l'ensemble des occurrences et d'impuretés de Fe (<1%), Co (<0.7%) et Ni (<0.6%) dans la phase carbonatée. L'amalgame présente un accroissement progressif de la teneur en Hg entre la phase à quartz et la phase carbonatée (Fig. 4.4). L'augmentation de la teneur en mercure est corrélée avec l'apparition du cobalt et du nickel dans les solutions au début de la phase carbonatée. De l'argent pur (1%Hg) a été observé principalement dans les dépôts à gangue silicatée et en lisière des sulfo-arséniures. Dans le second cas, il pourrait s'agir de déstabilisation des sulfosels. Des fils d'argent probablement d'origine supergène, ont également été observés dans les géodes de quartz tardif.

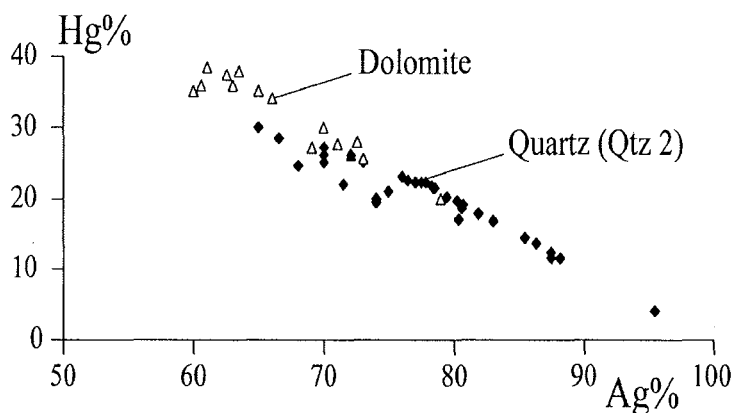


Figure 4.4 Diagramme d'évolution Ag vs. Hg dans la minéralisation épithermale argentifère

L'argentite (Ag_2S) : elle apparaît sous sa forme stable l'acanthite, mais nous utiliserons le nom courant d'argentite dans ce qui suit. Les argentites observées en microscopie et au MEB présentent toutes un système cristallin de type dodécaédrique. En lame mince, elle apparaît sous forme interstitielle entre les grains de quartz ou de plages irrégulières polymétalliques. Associée à l'amalgame, l'argentite se présente en grandes plages polymétalliques, remplaçant les sulfures précoces (pyrite, blende, arsénopyrite) et le polybasite. Elle est pure dans la phase à quartz, et présente des traces de Cu et d'As dans la phase à dolomite. Dans cette dernière phase, elle se dépose également au sein de nids de Co-Ni sulfoarséniures (ou cupule) en association avec Ag-Hg présente en association avec la pyrite, ou les (Co, Ni) sulfoarséniures. Ces textures sont interprétées comme le résultat de dépôts simultanés, eutectiques, traduisant des modifications de chimisme des solutions.

L'imitérite (HgAg_2S_2) est typomorphe de la phase à dolomite. Elle se développe, en plages polymétallique et en cristaux automorphes associées au cinabre et à l'argentite dans les géodes (pseudomorphose). Dans les plages polymétalliques, l'imitérite remplace les sulfures à métaux de base et présente localement des inclusions d'amalgame et d'argentite. L'imitérite présente des teneurs en soufre et en Hg variables mais toujours en accord avec les données de la littérature (Vargas, 1983 ; Popov, 1995).

La pyrargyrite (Ag_3AsS) et proustite (Ag_3SbS) : Elles n'ont jamais été observées ensemble dans le même échantillon.

La proustite n'a été observée que dans la phase à quartz. Elle est soit disséminée en plages ou en agrégats, soit en association avec l'amalgame d'argent, l'argentite et la sphalérite.

La pyrargyrite se présente en plages corrodant les sulfures (sphalérite, arsénopyrite et chalcoppyrite). Elle est antérieure à la polybasite, à l'argentite et à l'amalgame. Elle a été observée dans la phase à quartz et à dolomite (IM00-37).

La péarcéite ($(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{As}_2\text{S}_{11}$) et polybasite ($(\text{Ag}, \text{Cu})_{16}\text{Sb}_2\text{S}_{11}$) : représentent les deux pôles chimiques d'une solution solide dans laquelle Sb et As se substituent mutuellement. Le polybasite constitue avec l'argentite les dépôts les plus précoces des sulfures d'argent et les plus importants. Péarcéite et polybasite ont été observés dans les deux phases de minéralisation, silicatée et carbonatée.

La péarcéite se dépose en petites plages postérieurement aux autres sulfures d'argents. Elle remplace la pyrite, la galène, la sphalérite et l'argentite.

La polybasite se présente de façon disséminée sous forme xénomorphe, le plus souvent associé avec des minéraux argentifères ou à de l'arséniure de Fe, Co, Ni. La polybasite peut renfermer des inclusions de chalcoppyrite, galène et argent rouges. Elle remplace les sulfures communs (sphalérite, chalcoppyrite, galène..). Les sulfoarséniures d'argent (polybasite, péarcéite) sont riches en Cu (5%) pour des teneurs moyennes d'Ag de 50%. Le Cu est incorporé isomorphiquement dans les sites d'Ag.

La freibergite ($(\text{Ag}, \text{Cu}, \text{Fe})_{12}(\text{Sb}, \text{As})_4\text{S}_{13}$) : elle est très faiblement représentée. Elle a été observée dans la paragénèse à gangue silicatée (IM99-03), en remplissage dans des cavités ou microfissures affectant la chalcoppyrite. Dans la phase carbonatée, la freibergite a été observée en remplissage dans des géodes en association avec le cinabre.

4-2-4. Les minéraux d'oxydation secondaire

Cet épisode d'oxydation présente une extension limitée aux parties superficielles du gisement et en profondeur au sein de quelques accidents majeurs. Les minéraux d'oxydation

reconnus sont représentés par la malachite, l'azurite, l'érythrite, les oxydes de Mn, la cérosite, la limonite et la kaolinite ainsi que par des fils d'argent dans des géodes de quartz laiteux tardifs. Ce dernier dépôt d'argent est limité en volume et n'a rien de commun avec le dépôt des minéralisations associées à l'épisode épithermal argentifère. D'une manière générale l'existence d'un épisode d'enrichissement supergène (Vargas, 1983 ; Guillou *et al.*, 1988 ; Popov 1995) ne résiste pas à l'examen des associations paragenétiques que nous venons de décrire. En effet, le synchronisme du dépôt de l'Argent natif et des autres sulfures et sulfosels (notamment à Co-Ni) correspond à un dépôt primaire de l'argent dans des structures minéralisées (cf. photos). En outre, l'augmentation progressive de la teneur en mercure des minéralisations es veines de quartz aux veines de dolomites implique nécessairement le dépôt de la phase argentifère lors de la formation des structures minéralisées et non pas lors d'une phase ultérieure supergène de remobilisation (cimentation).

4-3. Thermométrie

Les observations microscopiques précédentes ont permis de mettre en évidence deux générations de micas blancs (Ms1 et Ms2). Ces deux types de micas blancs ont été analysés. Ils sont caractérisés par une charge interfoliaire essentiellement potassique comprise entre

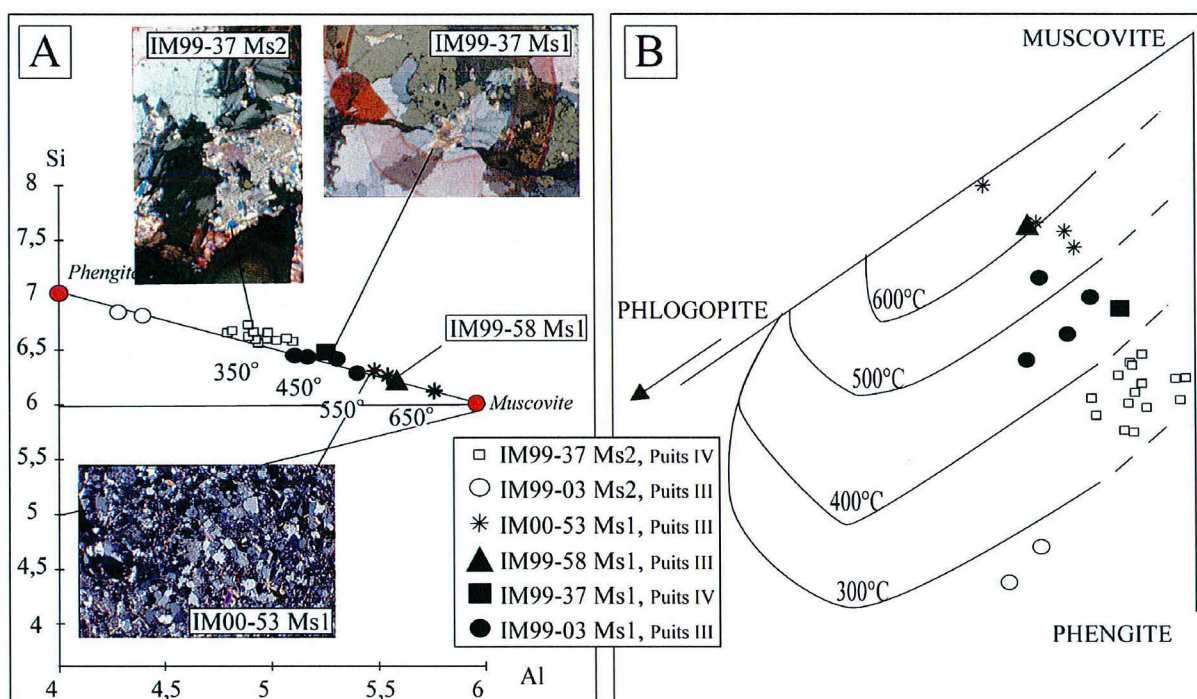


Figure 4.5 A Diagramme de caractérisation cristalchimique des phengites selon Velde, (1965)

B Diagramme de détermination de température des phengites d'après Monier et Robert, (1986)

0.71 et 0.97 a./u.f, un contenu en Al^{IV} compris entre 0.60 et 0.91, et un contenu en Mg et Fe respectivement de 0.03 à 0.26 et de 0.07 à 0.21. Dans le diagramme de Velde (1965), ces micas blancs sont tous répartis sur la droite reliant le pôle phengite au pôle muscovite avec une bonne distinction entre Ms1 proche du pôle muscovite et Ms2 plus proche du pôle phengite (Fig. 4.5A). Les micas contiennent peu de Na ($0,01 < Na < 0,09$) et pas de Ca. La contribution du pôle paragonitique est donc très faible.

Dans le diagramme de Monier et Robert (1986) nos résultats sont répartis en deux groupes (Fig. 4.5B). Le premier groupe est constitué par des muscovites (Ms1) des cornéennes de contact de la lame de la granodiorite de la colline B3 (IM00-53) et des veines quartz (Qtz1) (IM99-03-37-58). On observe une gamme de variation de température entre 650°C et 400°C pour ce premier groupe. L'échantillon (IM00-53), prélevé au contact de la lame granodioritique de la colline B3, présente les températures les plus élevées, de l'ordre de ~600°C. Il semble exister une corrélation entre la température de cristallisation des muscovites Ms1 et leur distance par rapport à la lame de granodiorite de la colline B3. Le second groupe est composé de muscovites Ms2 (IM99-03-37). Les températures déterminées sur ces muscovites (Ms2) sont de ~350°C à 275°C respectivement pour les échantillons IM99-37 et IM99-03. Les analyses effectuées sur les muscovites de l'échantillon IM99-03 sont en dessous du domaine de validité défini par les auteurs (<300°C).

Dans le diagramme Si vs. Fe/(Fe+Mn+Mg) de Bayliss (1985), les chlorites (Chl1) analysées sont réparties en deux groupes entre les domaines des Mg-Al-chamosites et des Fe-clinoclors (Fig. 4.6A). Le premier groupe est composé des échantillons prélevés au Puits III (IM99-58-03). Ils présentent des valeurs de Si et de Fe/(Fe+Mg+Mn) comprises respectivement entre 5.27 et 5.69 et entre 0.52 et 0.63. Le second groupe est composé de l'échantillon IM99-37 prélevé au Puits IV. Il présente une teneur en Si comprise entre 5.09 et 5.26 et un rapport Fe/(Fe+Mg+Mn) de l'ordre de 0.43 à 0.46. Comparé aux analyses réalisées par Baroudi (1992), le premier groupe montre une composition identique à la diorite de la colline B3 et aux black shales d'Imiter I. Le second groupe est comparable aux valeurs déterminées sur les black shales du niveau -200m de la colline B3.

L'intervalle de température déterminé, sur nos analyses, à partir du géothermomètre de Cathelineau (1988), est de $310 \pm 15^\circ\text{C}$ à $400 \pm 15^\circ\text{C}$ avec une distribution bimodale (Fig. 4.6B). Le premier mode ($325 \pm 15^\circ\text{C}$) est constitué essentiellement d'analyses de chlorites (Chl1) réalisées au niveau de la colline B3 et le second mode ($390 \pm 15^\circ\text{C}$) à Imiter IV. Au niveau de la colline B3 les températures les plus élevées sont déterminées au niveau 1450 m

($T^{\circ}_{\text{moy}} = 350 \pm 15^{\circ}\text{C}$) et non au niveau 1320 m ($T^{\circ}_{\text{moy}} = 320 \pm 15^{\circ}\text{C}$). Le moteur thermique responsable de la circulation des fluides ne semble pas se situer en profondeur.

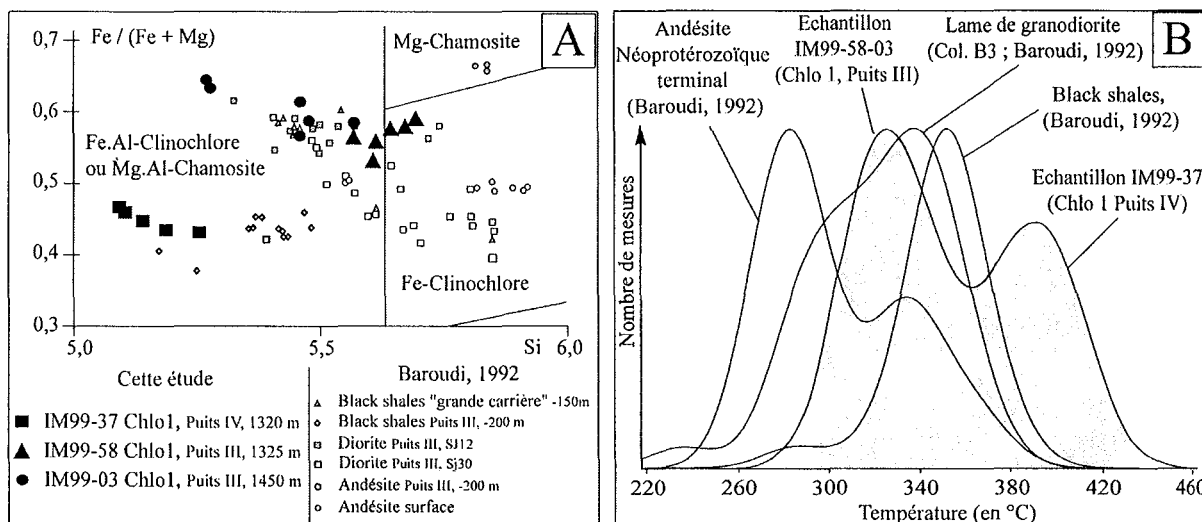


Figure 4.6 A Diagramme de caractérisation cristallochimique des chlorites selon Bayliss, (1985)

B Courbe de densité (histogramme de densité) des températures calculées selon la formule de Cathelineau, (1988)

Au niveau de la colline B3, les températures moyennes déterminées sur les échantillons IM99-58 et IM99-03 correspondent aux températures médianes des pics de distributions des températures recalculées pour les différents faciès à partir des analyses de Baroudi (1992). Il n'y a pas de variation de température suivant le faciès et/ou la profondeur.

En conclusion, les chlorites associées au développement du halo de métamorphisme de contact des granodiorites présentent des températures de cristallisation comprises entre 390°C et 325°C .

4-4. Autres géothermomètres (phase Qtz2 et dolomite)

Sur les inclusions fluides, Baroudi et al. (1999) déterminent une gamme de température comprise entre 290°C et 180°C donc inférieure à la gamme de température déterminée sur les chlorites et les muscovites de l'épisode hydrothermal à métaux de base.

La limite basse de température à 180°C déterminée par Baroudi et al. (1999) est confirmée par la forme dodécaédrique de l'acanthite (observation microscopique et MEB) dont la température minimale de cristallisation est estimée à 177°C (Kracek, 1946).

La limite haute de température à 290°C est également indiquée par l'absence de pyrrhotite dans la paragenèse minérale. En effet, l'observation des champs de stabilité des principaux minéraux d'argent dans un diagramme a_{S_2} /température (Fig. 4.7) montre que l'assemblage pyrite-proustite-argentite-realgar est stable en dessous de 350°C en l'absence de pyrrhotite ($f_{S_2} = 10^{-8}$). En outre, ce diagramme permet de préciser la température maximale de formation de l'argent en présence de pyrite-argentite-proustite à 230°C pour une fugacité de soufre à 10^{-15} atm.

Cette gamme de température (350-230°C) se superpose relativement bien aux températures déduites des inclusions fluides (290-180°C) et aux températures déterminées sur les muscovites Ms2 (350-275°C).

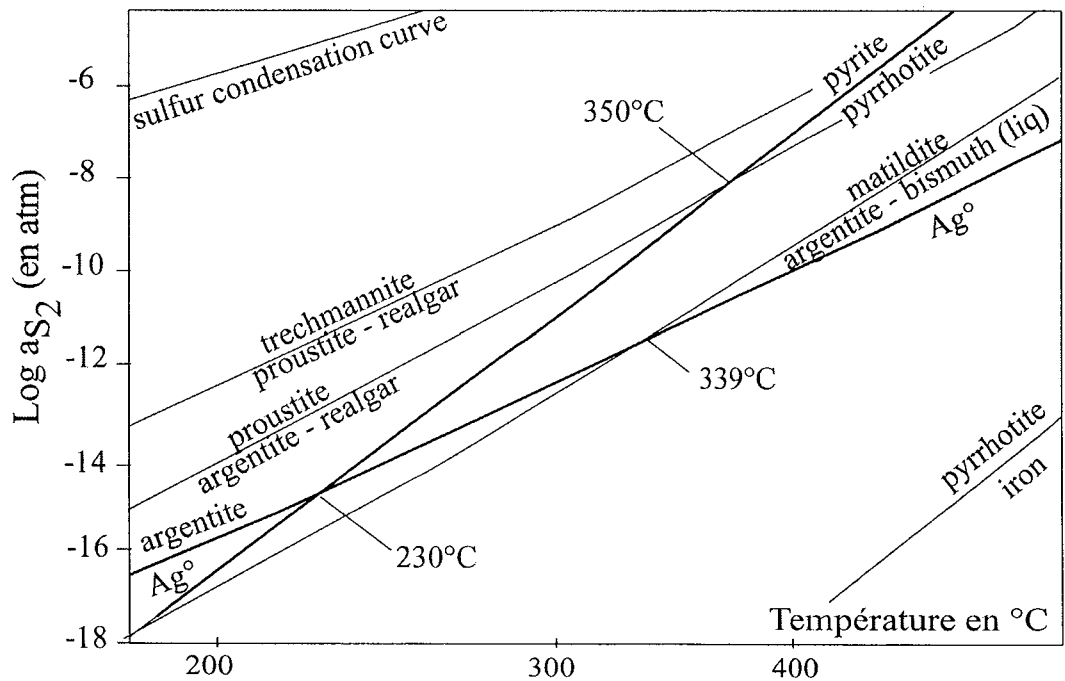


Figure 4.7 Courbes d'équilibre de différentes réactions entre les sulfures dans un espace a_{S_2} - T° , d'après Barton et Skinner, (1967)

4-5. Estimation de la fugacité d'oxygène de la phase Qtz 2

La calibration effectuée par D'Amore et Panichi (1980) à partir des analyses d'associations gazeuses dans les systèmes géothermiques types (Lardello, Geysers, Cerro Prieto, Travale et Mount Amiata) est utilisée pour estimer la fugacité d'oxygène des fluides minéralisateurs à Imiter.

$$\text{Log } f_{O_2} = 8.20 - 23643/T^\circ K$$

Les erreurs sur la température et sur la valeur du logarithme sont respectivement de l'ordre de $\pm 10^\circ\text{C}$ et de ± 0.2 . En utilisant, la gamme de températures déterminées précédemment, la variation de $f\text{O}_2$ des gaz à l'équilibre avec le système minéralisateur peut être estimée de 10^{-30} atm (à 350°C) à 10^{-39} atm (à 230°C).

4-6. Le transport et le dépôt de l'argent

La spéciation de l'argent dans les fluides hydrothermaux dépend de la température, la pression, l'état redox, le pH et l'activité des ligands. Seward (1976) démontre que d'importantes quantités d'argent peuvent être transportées sous forme de chlorures. Par ailleurs Gammons et Barnes (1989) démontrent que dans les conditions hydrothermales (un fluide hydrothermal à pH neutre, une oxydation faible et une température inférieure à 300°C), l'espèce dominante est sous forme $\text{Ag}(\text{SH})_2^-$. Les résultats expérimentaux obtenus par Zotov et al. (1995) indiquent que les complexes chlorurés seraient les espèces dominantes pour le transport de l'argent dans une solution entre 0.09 et 2.56 M NaCl à une température de 450°C et une pression entre 500 et 1500 bars. Les causes principales de précipitations de Ag^0 proposées par les auteurs sont la diminution de la concentration en soufre de la solution, une variation du pH, une diminution de l'état d'oxydation ou le passage dans le champ de stabilité de l'argent natif. Le refroidissement est un des mécanismes les moins importants, particulièrement pour les fluides où le pH est tamponné par la réaction d'altération des feldspaths.

En effet, la forme la plus probable de complexation de l'argent dans les fluides d'Imiter peut être approchée à l'aide du diagramme de Gammons et Barnes (1989) en utilisant les paramètres suivant :

- température moyenne de formation 250°C (médiane des valeurs de Baroudi *et al.* 1999, sur les inclusions fluides)

- pH compris entre 6 et 8 pour illustrer le caractère neutre des solutions. Ceci conduit à déterminer un ligand de type sulfuré pour l'argent et non pas chloruré comme l'interprète Baroudi *et al.* (1999) au moyen de l'étude des inclusions fluides. De plus, le dépôt de l'argent à partir de la forme $\text{Ag}(\text{SH})_2^-$ se fait par augmentation de pH (solubilité décroissante ; Fig. 4.8), ce qui est réalisé lors du mélange entre des fluides ascendants sulfurés chauds et des fluides sursalés alcalins (LW2, Baroudi *et al.*, 1999) de l'encaissant. Ceux-ci participent

également au refroidissement du système hydrothermal, facilitant de ce fait, le dépôt des minéralisations.

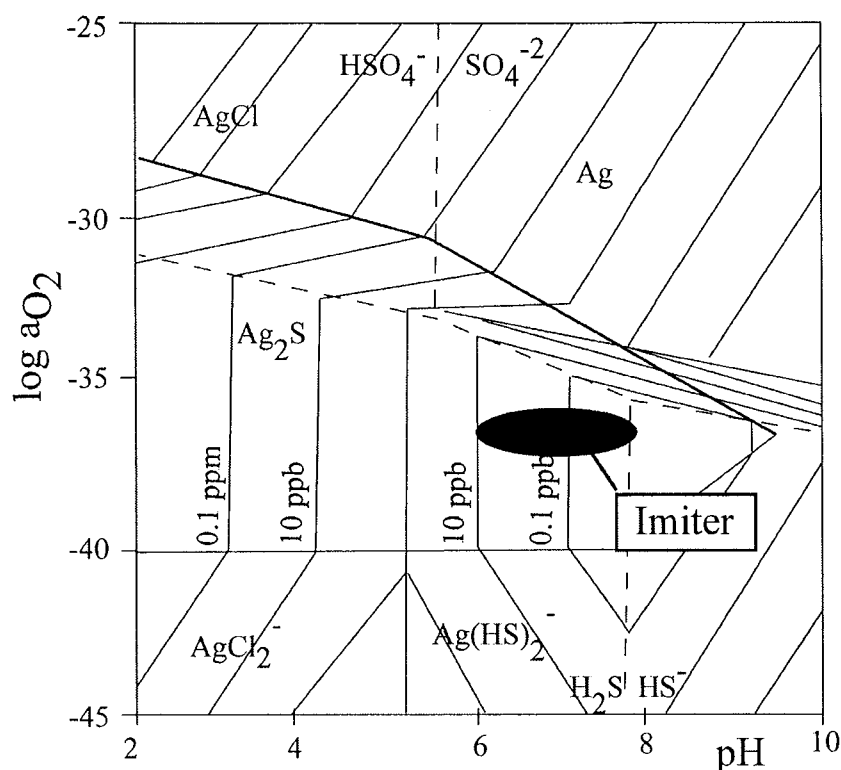


Figure 4.8 Diagramme de stabilité de l'argent à 250°C en fonction du pH et de la fugacité en oxygène selon Gammons et Barnes (1989).

4-7. Conclusion

L'étude paragénétique du gisement d'Imiter présentée dans ce travail complète les travaux réalisés précédemment sur ce gisement (Vargas 1983 ; Guillou *et al.* 1988 ; Popov 1995 ; Baroudi *et al.* 1999). Nous définissons trois épisodes principaux, le second et le troisième étant seuls minéralisés. L'épisode de remobilisation supergène (cimentation) des auteurs anciens ne paraît pas exister à Imiter. Seuls y sont visibles des phénomènes d'oxydation superficiels locaux reprenant des paragénèses anciennes mais qui ne conduisent pas à un enrichissement secondaire de celle-ci.

Les trois épisodes reconnus sont les suivants :

1- L'épisode tectono-métamorphique. Il correspond à la phase de recristallisation de la déformation panafricaine B1-B2 mise en évidence dans les black shales du Néoprotérozoïque moyen et se traduit par la recristallisation de pyrite essentiellement.

2- L'épisode hydrothermal à métaux de base. Il est associé au développement du halo de métamorphisme de contact des intrusions de granitoïdes de la région d'Imiter. Les minéralisations sont à Pb-Zn-Cu-As associées à un réseau de veines de quartz à chlorite et muscovite. La gamme de température déterminée pour cet épisode à l'aide des thermomètres muscovite et chlorite est comprise entre 600°C et 325°C.

3- L'épisode épithermal argentifère est décomposé en deux phases à quartz puis à dolomite. Cet épisode correspond à la précipitation de l'essentiel de la minéralisation argentifère accompagnée d'Hg, Co, Ni, As, Pb, Zn, Sb et Cu. La gamme de température de la phase à quartz varie entre 350°C et 180°C. La température de la phase à dolomite n'a pu être déterminée précisément.

La phase à dolomite est caractérisée par une augmentation de la proportion de Hg-Co-Ni-As et Te, par rapport à la phase à quartz. Ceci traduit un phénomène pulsatoire dans le développement des minéralisations d'Imiter qui peut être mis en parallèle à la succession des deux régimes tectoniques mis en évidence précédemment.

Les caractéristiques du mode de transport de la minéralisation dans les fluides épithermaux ont pu être précisées. L'Ag serait véhiculé sous forme de complexes sulfurés $\text{Ag}(\text{HS})_2^-$, à pH neutre. Ces fluides subiraient un mélange avec des fluides hypersalés d'origine superficielle (bassin) conduisant à une augmentation du pH et une diminution de la température. Cette interprétation s'oppose donc aux conclusions de Baroudi *et al.* (1999), qui envisagent un transport de l'argent en solution chlorurée et donc une origine proximale des métaux.

La présence de quantité importante de Hg, Co, Ni et à un degré moindre de Te associé à la minéralisation argentifère suggère clairement une origine mantellique pour ces métaux. Cette hypothèse est argumentée ci-après au moyen des traceurs géochimiques.

Chapitre 5

Analyses isotopiques du soufre dans les intrusions rhyolitiques et la minéralisation

5-1. Problématique et méthode d'analyse

L'analyse des isotopes du soufre des intrusions rhyolitiques et des minéralisations a deux but principaux (i) Le premier but est de déterminer la ou les sources de soufre dans les systèmes minéralisateurs, (ii) le second but vise à utiliser les caractéristiques du fractionnement isotopique pour déterminer les variations des conditions physico-chimiques du système hydrothermal (température, fO_2 , pH). Du fait de la superposition des différentes phases de minéralisations ainsi que des caractéristiques particulières de la minéralisation argentifère (plage polycristallines et richesse en inclusions), nous avons privilégié une méthode d'analyse in-situ. L'essentiel des mesures a été réalisé à la sonde ionique (IMS) CAMECA IMS 3F du CRPG de Nancy. Les procédures analytiques sont présentées en détail dans le chapitre 3 Partie I de ce manuscrit. Deux autres méthodes d'analyses ont été utilisées sur population de sulfures triés, par IRMS à l'Université de Queen's, Canada (collaboration Kyser K.) et par spectromètre à source gazeuse (SG) VG6002 au CRPG-CNRS de Nancy. L'ensemble des données est présenté par épisodes de minéralisations dans le tableau 6.1.

Les faciès volcaniques et hypovolcaniques du Néoprotérozoïque terminal, ainsi que les granodiorites n'ont pas été analysés. Les roches de ces formations ne présentent pas, ou que de très rares sulfures primaires (généralement de très petite taille et très oxydés donc non-analysables).

5-2. Discussion et signification des résultats des analyses isotopiques du soufre

5-2-1. Les intrusions rhyolitiques

Neuf analyses (IMS, IRMS et SG) ont été effectuées sur les pyrites des intrusions rhyolitiques de Tachkakacht et de Takhatert. Les valeurs de $\delta^{34}S$ déterminées sont comprises entre $-7.4 \pm 0.2 \text{ ‰}$ et $-2.0 \pm 0.4 \text{ ‰}$ (Fig. 5.1; Tableau 5.1). Elles sont significativement plus légères que les valeurs de référence des sulfures mantelliques ($\delta^{34}S_{CDT} = 0 \text{ ‰}$, Sakai et al.,

1980). Sakai et al. (1984) et Mandeville et al. (1998) ont étudié les variations des isotopes du soufre, respectivement dans les basaltes du Kilauea et dans la série éruptive du Kratatau. Ils mettent en évidence dans le cas du volcanisme subaérien l'importance du dégazage de SO₂ sur le fractionnement isotopique. Le dégazage rapide de SO₂ dans des magmas ascendants induit un déséquilibre isotopique entre les sulfates et les sulfures dans les liquides résiduels et les

Episode tectono-métamorphique			Episode épithermal argentifère								
			Phase à quartz (Qtz2)			Phase à dolomite					
échantillon	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (en ‰)	technique analytique	échantillon	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (en ‰)	technique analytique	échantillon	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (en ‰)	technique analytique	échantillon	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (en ‰)	technique analytique
S33-33 m			IM00-18			IM00-16			He4		
Py	-38,5 ± 1,0	IMS3f	Py	-7,4 ± 0,3	IMS3f	Py	-4,1 ± 0,4	IMS3f	Sph	-9,3 ± 0,4	IMS3f
Py	-37,4 ± 1,0	IMS3f	Py	-11,7 ± 0,5	IMS3f	Py	-5,3 ± 0,2	IMS3f	Sph	-5,2 ± 0,3	IMS3f
IM00-41			S33-63 m			Py	-5,8 ± 0,3	IMS3f	Sph	-6,3 ± 0,4	IMS3f
Py	-30,5 ± 1,5	IMS3f	Py	-9,5 ± 0,6	IMS3f	Py	-6,2 ± 0,3	IMS3f			
Py	-38,4 ± 1,4	IMS3f	Py	-4,5 ± 0,3	IMS3f	IM99-39			IM99-65		
Py	-38 ± 1,5	IMS3f	Py	-11,9 ± 0,4	IMS3f	Py	-4,6 ± 0,2	SG	Apy	-1,9 ± 1,0	IMS3f
Episode hydrothermal à métaux de base (Qtz1)			IM99-20			IM99-24			IM00-18		
IM99-03			Py	-11,5 ± 0,4	IMS3f	Py	-8,0 ± 0,2	SG	Apy	-1,8 ± 0,6	IMS3f
Py	-7,4 ± 0,5	IMS3f	Py	-10,6 ± 0,4	IMS3f				IM00-22		
Py	-6,1 ± 1,1	IMS3f	Py	-10,5 ± 0,4	IMS3f	IM00-22			Apy	-24,2 ± 0,4	IMS3f
IM99-58			Py	-9,9 ± 0,4	IMS3f	Gal	-18,8 ± 0,4	IMS3f	Apy	-24,3 ± 0,2	IMS3f
Py	-4,2 ± 0,4	IMS3f	IM00-52			Gal	-19,6 ± 0,4	IMS3f	He 2		
Py	-2,0 ± 0,4	IMS3f	Gal	-8,4	IRMS	He12			Apy	-23,0 ± 0,3	IMS3f
IM99-37			Gal	-8,4	IRMS	Gal	-14,1 ± 0,5	IMS3f	IM00-23		
Py	-3,4 ± 0,5	IMS3f	Gal	-9,4 ± 0,8	IMS3f	Gal	-13,4 ± 0,4	IMS3f	Apy	-26,2 ± 0,6	IMS3f
Py	-6,1 ± 1,0	IMS3f	Gal	-8,3 ± 0,6	IMS3f	IM00-23			Apy	-24,9 ± 0,4	IMS3f
Py	-4,6 ± 0,3	IMS3f	IM00-18			Gal	-10,8 ± 0,5	IMS3f	He12		
Intrusions rhyolitiques			Gal	-5,0 ± 0,6	IMS3f	Gal	-13,6 ± 0,6	IMS3f	Apy	-18,1 ± 0,4	IMS3f
IM99-74			Gal	-6,4 ± 0,5	IMS3f	Gal	-7,1 ± 0,6	IMS3f	Apy	-18,5 ± 0,4	IMS3f
Py	-3,8 ± 0,6	IMS3f	IM00-51			Gal	-9,1 ± 0,4	IMS3f	Apy	-22,6 ± 0,6	IMS3f
Py	-4,1 ± 0,6	IMS3f	Gal	-10,0 ± 0,5	IMS3f	IM00-22			IM00-13		
Py	-2,0 ± 0,4	IMS3f	IM99-65			Gal	-18,8 ± 0,4	IMS3f	Cin	-27,7	IRMS
Py	-3,5 ± 0,3	IMS3f	Sph	-8,2 ± 0,3	IMS3f	Gal	-19,6 ± 0,4	IMS3f			
Py	-3,4 ± 0,2	S G	Sph	-10,9 ± 0,2	IMS3f	IM00-37					
Py	-3,2 ± 0,2	S G	Sph	-9,5 ± 0,2	IMS3f	Pyrar	-5	IRMS			
Py	-3	IRMS	IM00-36			Pyrar	-5	IRMS			
Py	-2,8	IRMS	Sph	-9,0 ± 0,2	IMS3f	IM00-22					
IM99-72			Sph	-8,0 ± 0,2	IMS3f	Cpy	-3,2 ± 0,4	IMS3f			
Py	-7,4 ± 0,2	S G	IM00-18			IM99-65					
Py	-7,0 ± 0,2	S G	Cpy	-2,4 ± 0,4	IMS3f	Sph	-7,2 ± 0,3	IMS3f			
Py	-6,5 ± 0,4	IMS3f				Sph	-5,0 ± 0,2	IMS3f			

Tableau 5.1 Tableau synthétique des résultats de $\delta^{34}\text{S}$. Abréviations : Py, pyrite ; Gal, galène ; Sph, sphalérite ; Cpy, chalcoppyrite ; Pyrar, pyrargyrite ; Apy, arsenopyrite ; Cin, cinabre ; IMS, sonde ionique CAMECA IMS3F ; SG, spectromètre de masse à source gazeuse VG6002; IRMS, "Isotope Ratio Mass Spectrometry".

vapeurs. Ce déséquilibre induit à son tour un fractionnement important des sulfures dans les liquides résiduels. Lors de l'ascension brutale des magmas dans des conditions de fO_2 faibles le dégazage de SO_2 enrichit le liquide résiduel en isotope léger. Les résultats présentés par les auteurs suggèrent qu'il n'y a pas de ré-équilibration isotopique dans les magmas qui ont rapidement dégazés juste avant leur solidification. La protrusion de Takhatert montre des évidences de dégazage (flamées importantes), le dyke de Tachkakacht non. Les valeurs de $\delta^{34}S_{CDT}$ obtenues sur ces deux échantillons sont respectivement de ca -7 ‰ et ca -2 ‰. Dans le cadre du modèle proposé par Sakai et al. (1984), ces valeurs sont en accord avec les observations géologiques. La variation des valeurs de $\delta^{34}S_{CDT}$ mesurées est également comparable aux variations déterminées par Sakai et al. (1984) de l'ordre de 7‰.

5-2-2. L'épisode tectono-métamorphique

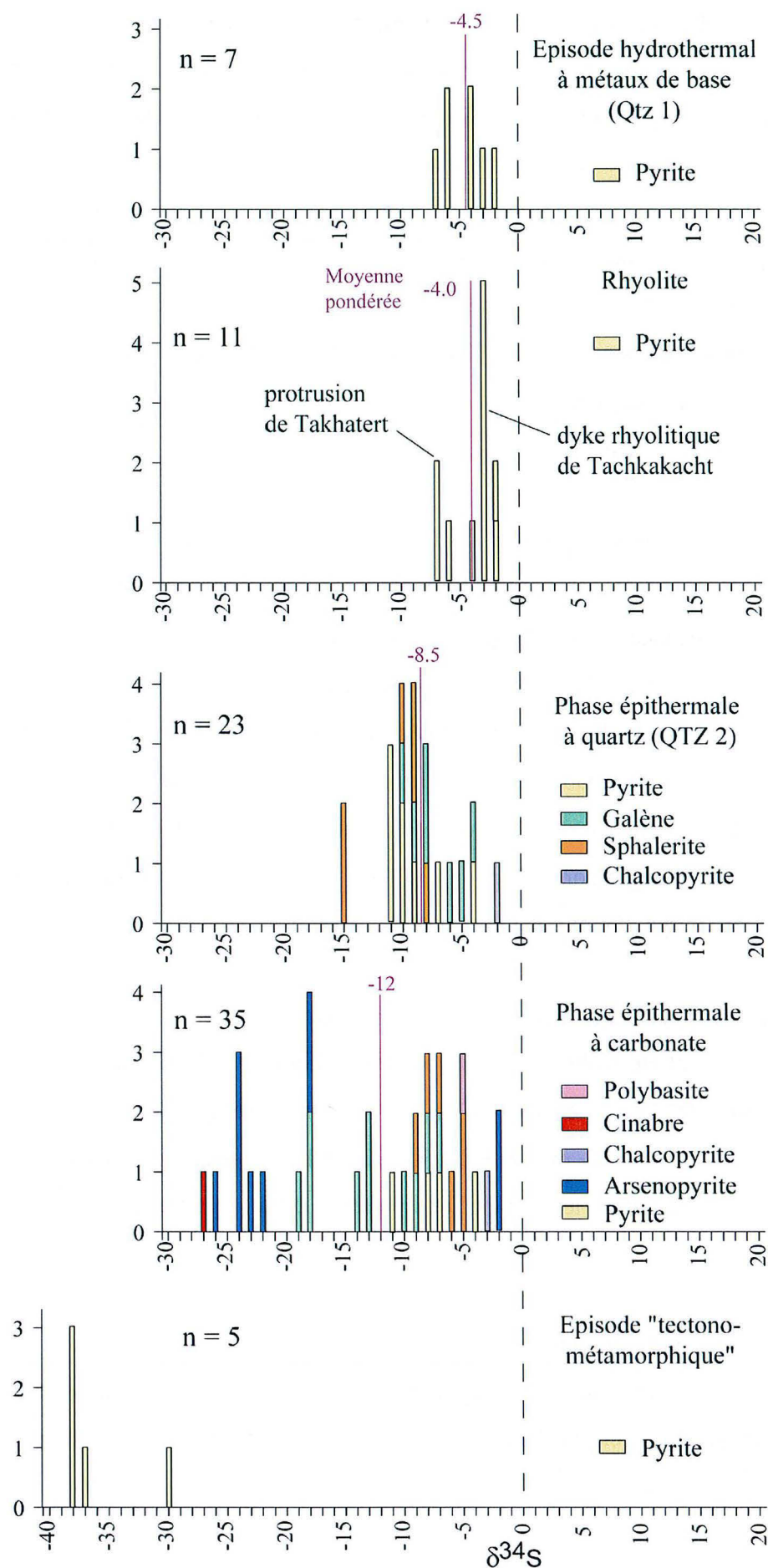
Cinq analyses (IMS) ont été réalisées sur des pyrites dans deux échantillons de black shales (S33-64, IM00-41). Les valeurs de $\delta^{34}S_{CDT}$ obtenues sont homogènes et présentent une gamme de variation comprise entre -37.4 ± 1.0 ‰ et -38.5 ± 1.0 ‰ (Fig. 5.1; Tableau 5.1). Une valeur de $\delta^{34}S_{CDT}$ de -30.5 ± 1.5 ‰ a été déterminée sur une pyrite au contact de la veine de carbonate. Cette valeur est probablement modifiée par le fluide qui précipite les carbonates. Les valeurs de $\delta^{34}S_{CDT}$ déterminées sur les échantillons IM00-41 et S33-64 sont en accord avec la gamme de valeurs connues pour les black shales dans des conditions de dépôt en environnement euxinique (Ohmoto et Rye, 1979).

5-2-3. L'épisode hydrothermal à métaux de base (phase Qtz 1)

Sept analyses (IMS) ont été réalisées sur des pyrites (IM99-03, -37 -58, planche 5.X) représentatives de cet épisode. Les valeurs de $\delta^{34}S_{CDT}$ obtenues présentent une gamme de variations comprises entre -7.4 ± 0.5 ‰ et -2.0 ± 0.4 ‰ (Fig. 5.1 ; Tableau 5.1). Les valeurs les plus légères sont déterminées dans les échantillons prélevés dans la partie supérieure du gisement (1450 m).

5-2-4. L'épisode épithermal argentifère

Les analyses effectuées sur la paragenèse épithermale argentifère sont présentées selon la succession paragenétique mise en évidence lors de l'analyse pétrographique (Partie II chapitre 4). La très petite taille des minéraux disséminés dans l'encaissant n'a pas permis leur analyse.

Figure 5.1 Distribution des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ par phase de minéralisation et par type de sulfures

La phase épithermale argentifère à quartz (Qtz 2)

Vingt quatre analyses ont été réalisées (IMS et IRMS) sur huit échantillons. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ obtenues sur l'ensemble des sulfures analysés présentent une gamme de variations comprises entre $-4.1 \pm 0.4 \text{ ‰}$ et $-11.5 \pm 0.4 \text{ ‰}$. Les gammes de valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ déterminées par type de sulfures sont comparables entre les pyrites et les galènes, respectivement entre $-4.1 \pm 0.4 \text{ ‰}$ et $-11.5 \pm 0.4 \text{ ‰}$ et entre $-4.8 \pm 0.5 \text{ ‰}$ et $-10.0 \pm 0.5 \text{ ‰}$. La gamme de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ déterminée sur les sphalérites est la plus légère, entre $-8.2 \pm 0.2 \text{ ‰}$ et $-10.9 \pm 0.2 \text{ ‰}$. Il n'y a pas de relation entre les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ mesurées, la lithologie et/ou la côte d'échantillonnage. Cependant les sphalérites, qui présentent une gamme de valeurs plus légères en moyenne que les pyrites et les galènes, apparaissent plus tard dans la succession paragenétique (Fig. 5.1 ; Tableau 5.1)

La phase épithermale argentifère à dolomite

Quarante analyses ont été réalisées (IMS, SG et IRMS) sur onze échantillons. Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ obtenues sur l'ensemble des sulfures analysés présentent une gamme de variations étendue, entre $-1.8 \pm 0.6 \text{ ‰}$ et -27.7 ‰ (Fig. 5.1 ; Tableau 5.1). La moyenne pondérée réalisée sur l'ensemble des analyses est également plus légère que celle définie pour la phase à quartz (Qtz2), respectivement -12 ‰ et -8.5 ‰ . Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ déterminées sur la pyrargyrite est de -5 ‰ . La valeur de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ déterminée sur le cinabre par IRMS est de -27.7 ‰ . C'est la valeur la plus négative déterminée pour cette phase de minéralisation. Le cinabre est le dernier sulfure à cristalliser dans cette paragenèse. Il n'y a pas de relation entre les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ mesurées, la lithologie et/ou la côte d'échantillonnage

5-3. Discussion et conclusion sur la géochimie du soufre

Les données analytiques obtenues dans ce travail sont représentées de façon synthétique dans la figure 5.1. Une dérive vers des valeurs de plus en plus légères depuis les pyrites des intrusions rhyolitiques jusqu'aux pyrites de la phase tectono-métamorphique apparaît clairement sur cette figure. Le paramètre température et les fractionnements qu'il induit dans le système isotopique du soufre est la première hypothèse qu'il convient d'examiner pour expliquer cette dérive (Ohmoto et Rye, 1979). Cependant dans le cas d'Imiter, un essai de calcul de température de cristallisation à partir des couples pyrite-galène, sphalérite-galène et pyrite-sphalérite de la phase Qtz2 a donné des températures incohérentes

(négatives ou trop élevées) avec les températures estimées pour cette phase épithermale (350-180°C). Ceci implique que l'équilibre isotopique n'est jamais atteint dans le système. Il convient donc de trouver une autre explication à cette dérive du $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ à Imiter. Une partie des variations isotopiques observées dans le dyke rhyolitique de Tachkakacht et la protrusion de Takhatert (-2 à -7 ‰) peut s'expliquer par un dégazage de SO_2 des fluides ascendants entraînant un fractionnement préférentiel de l'isotope ^{34}S et donc un enrichissement relatif en ^{32}S dans les sulfures (Sakai *et al.* 1984). L'ordre de grandeur de cette dérive mise en évidence à Imiter est comparable à celle observée dans la série éruptive du Krakatoa (Mandeville *et al.* 1998). Aux variations près dont nous venons de discuter, les valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ déterminées sur les pyrites des intrusions rhyolitiques, représenteraient les valeurs des sulfures à l'équilibre avec le réservoir magmatique. Ce sont les valeurs les plus lourdes mesurées à Imiter et leur limite supérieure est -2 ‰.

Toutes les valeurs mesurées dans les deux épisodes minéralisés (épisode hydrothermal à métaux de base et épisode épithermal argentifère Qtz2 et dolomite) varient entre cette valeur de -2 ‰ et les valeurs les plus légères déterminées dans les pyrites de la phase tectono-métamorphique qui s'étalent entre -30 ‰ et -38 ‰. Il est donc tout à fait réaliste d'interpréter la dérive des valeurs dans les phases minéralisées comme représentative d'un mélange de deux réservoirs équilibrés, l'un avec le soufre magmatique et l'autre avec le soufre des black shales du Néoprotérozoïque moyen. A Imiter, l'étude des isotopes du soufre met donc clairement en évidence deux sources possibles pour cet élément : l'une magmatique, liée soit au volcanisme rhyolitique (épisode épithermal argentifère) soit aux granodiorites (épisode hydrothermal à métaux de base), l'autre métasédimentaire liée aux black shales du Néoprotérozoïque moyen et surtout exprimée dans la phase hydrothermale argentifère.

En conclusion, cette étude des isotopes du soufre ne permet pas de trancher clairement sur l'origine de la minéralisation d'Imiter et laisse la porte ouverte aux deux sources possibles. Il nous est donc apparu indispensable d'utiliser d'autres traceurs isotopiques pour essayer de résoudre cette question. Dans ce but, nous avons choisi le couple Re-Os.

Chapitre 6

Analyse isotopique Re/Os

6-1. Présentation des échantillons analysés

Cette étude a été réalisée en collaboration avec L. Reisberg et C. Zimmerman. Neuf échantillons ont été sélectionnés pour l'analyse Re/Os et trois d'entre eux ont été dupliqués. Les échantillons sélectionnés appartiennent à la minéralisation argentifère (sulfure et argent natif), aux intrusions rhyolitiques du Néoprotérozoïque terminal (pyrite) et à la série métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen (pyrite et roche totale). Les différentes fractions ont été isolées par un tri manuel sous loupe binoculaire. Une étude pétrographique en lame mince complète les observations macroscopiques (planche 6.1). Les relations mutuelles complexes entre les différentes phases représentatives de la minéralisation argentifère rendent très délicate la séparation complète de ces phases (planche 6.1) et donc l'obtention de fractions pures pour l'analyse Re/Os. Ce point est très important et sera discuté lors de l'interprétation des résultats. Suivant les sulfures, nous pouvons estimer la pureté des phases séparées à 95% (galène) voire 99% (pyrite). Les analyses, que nous avons effectuées, représentent les premières données disponibles sur l'argent natif et la pyrargyrite.

6-2. Résultats des analyses isotopiques du couple Re/Os

Les compositions isotopiques en Os et les teneurs en Re et en Os, sont présentées dans le tableau 6.1. Les valeurs corrigées des blancs de chimie en Os sont données en italique dans la partie droite pour comparaison. Le blanc de chimie mesuré est égal à $[^{188}\text{Os}] = 9 \pm 5 \cdot 10^{-16}$ M/g avec un rapport isotopique $^{187}\text{O}/^{188}\text{Os}$ de 0.26 ± 0.17 . Néanmoins plusieurs échantillons, dans cette étude et dans d'autres menées à la même époque, ont démontré une quantité totale d'Os inférieure à celle du blanc. Cela suggère que le blanc en Os risque d'être surestimé, éventuellement grâce à un lessivage renforcé des parois du tube de Carius ou du bécher en téflon en l'absence d'échantillon. Pour cette raison nous utiliserons les rapports et les teneurs en Os non-corrigées de la contribution du blanc d'Os dans la discussion qui suit. La comparaison entre les valeurs des rapports isotopiques $^{187}\text{O}/^{188}\text{Os}$ corrigés et non corrigés de la contribution du blanc montre qu'elles sont semblables pour la plupart des échantillons, donc ce choix ne changera pas les conclusions de l'étude Re/Os. En outre, les échantillons IM99-51

et IM00-37(2) contiennent des quantités d'Os inférieures à celle du blanc et donc ne seront pas discutés. Les blancs de Re varient de façon aléatoire entre 2 et 22 pg. Les incertitudes données pour [Re], et les rapports isotopiques $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$ et $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{initiale}}$ prennent en compte cette variation des valeurs de blanc de Re.

Echantillon	Minéralogie	Poids (en g.)	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	[Os] ppb	^{188}Os M/g	[Re] ppb	$^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{init.}}$	$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$	^{188}Os M/g
Intrusion rhyolitique										
IM 99-74	Pyrite	0.7812	2.6862 ± 0.005	0.016	8.14E^{-15}	0.544 ± 0.014	226 ± 113	0.605 ± 0.3	<i>3.09 ± 1.5</i>	<i>6.98E^{-15}</i>
IM 99-74(2)		0.5070	3.7557 ± 0.014	0.010	4.86E^{-15}	0.563 ± 0.014	391 ± 195	0.155 ± 0.07	<i>5.76 ± 2.9</i>	<i>3.09E^{-15}</i>
Black shales néoprotérozoïque moyen										
IM 99-20	Pyrite	0.5345	43.6091 ± 0.3	0.097	1.01E^{-14}	150.1 ± 15.1	$5\text{E}^4 \pm 2.5\text{E}^4$	-665.818	<i>52.3 ± 26</i>	<i>8.44E^{-15}</i>
IM 99-20(2)	Pyrite	0.44364	116.456 ± 0.7	0.075	3.23E^{-15}	182.2 ± 1.1	$19\text{E}^4 \pm 9.5\text{E}^4$	-2583.723	<i>312 ± 152</i>	<i>1.20E^{-15}</i>
IM9918	Roche totale	0.5001	2.7564 ± 0.113	0.133	6.91E^{-14}	7.355 ± 0.001	359.4 ± 179	-0.541	<i>2.82 ± 1.4</i>	<i>6.73E^{-14}</i>
Episode argentifère										
IM 00-52	Galène	0.4813	0.1807 ± 0.001	0.070	4.86E^{-14}	0.061 ± 0.009	4.21 ± 2	0.142 ± 0.07	<i>0.177 ± 0.09</i>	<i>4.67E^{-14}</i>
IM99-51B	Sphalérite	0.4964	0.1967 ± 0.001	0.162	1.12E^{-13}	< 0.04	nd	$0.186 - 0.197$	<i>0.196 ± 0.09</i>	<i>1.11E^{-13}</i>
IM 00-37	Pyrargyrite	0.5141	0.1436 ± 0.002	0.020	1.36E^{-14}	0.058 ± 0.013	14.293 ± 5	0.012 ± 0.025	<i>0.126 ± 0.06</i>	<i>1.18E^{-14}</i>
IM 00-49	Ag-Hg	0.4854	0.1898 ± 0.002	0.006	4.46E^{-14}	< 0.04	0.015	< 3.028	<i>0.187 ± 0.09</i>	<i>4.28E^{-14}</i>
IM 00-50	Ag-Hg	2.0000	0.1641 ± 0.001	0.003	2.29E^{-15}	nd	nd	< 0.164	<i>0.138 ± 0.07</i>	<i>1.79E^{-15}</i>
IM99-51	Galène	0.4954	0.2313 ± 0.007	0.002	1.06E^{-15}	0.096 ± 0.007	445	-3.87	<i>0.300 ± 0.15</i>	<i>-7.52E^{-16}</i>
IM 00-37(2)	Pyrargyrite	0.5112	0.2594 ± 0.031	0.002	5.61E^{-16}	0.099 ± 0.008	843	-7.53	<i>0.260 ± 0.13</i>	<i>-1.19E^{-15}</i>

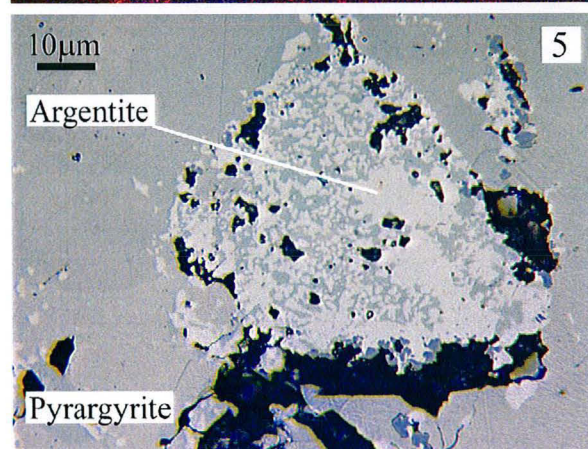
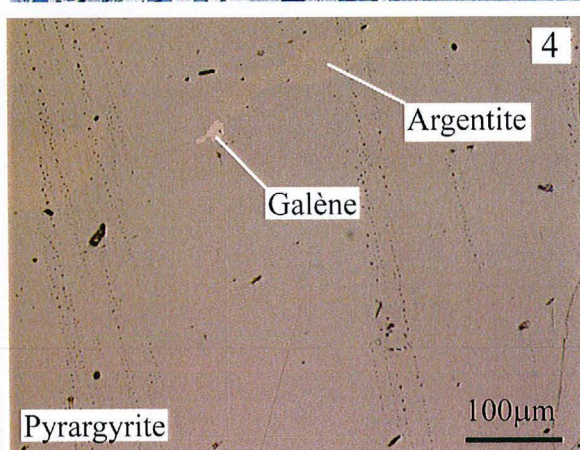
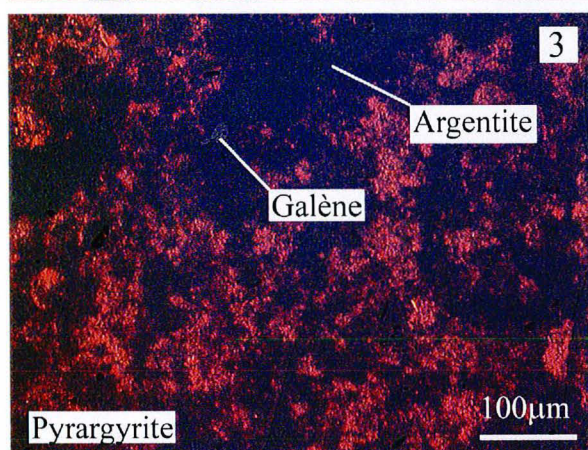
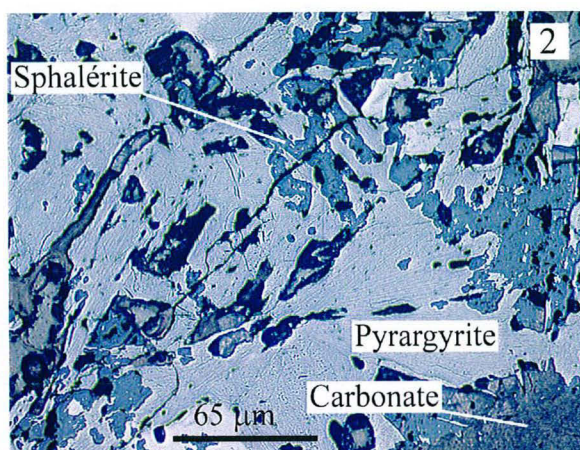
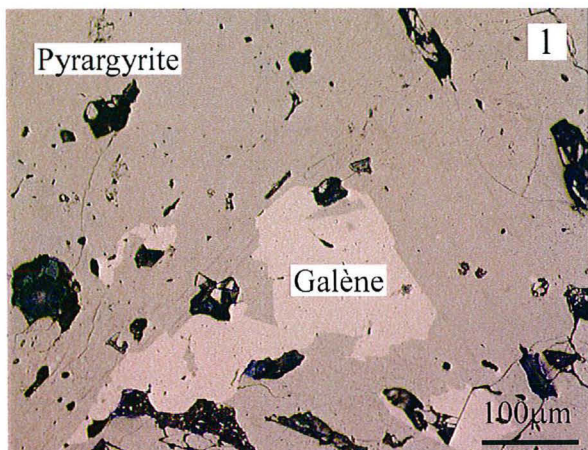
Tableau 6.1 Composition isotopique en Os et concentration en Os et Re des échantillons de la minéralisation argentifère et des intrusions rhyolitiques analysés. (2) : duplicata. Les valeurs des rapports isotopiques $^{188}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et les teneurs de ^{188}Os , corrigées du blanc sont données en italique dans les deux dernières colonnes.

Dans l'épisode argentifère et les intrusions rhyolitiques, les teneurs en Re et Os varient respectivement d'un à deux ordres de grandeur suivant la nature des sulfures analysés. Cette variation n'a aucune influence sur les rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Les échantillons dupliqués présentent des rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et des teneurs en Os variables. Ceci suggère soit une hétérogénéité dans l'échantillon, soit une différence dans l'attaque acide. Les échantillons associés aux black shales du Néoprotérozoïque moyen présentent des teneurs et des rapports isotopiques très supérieurs aux autres échantillons analysés mais également très variables. Les plages de pyrites disséminées dans les black shales présentent les valeurs de rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ et les teneurs en Re les plus élevées. Le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ déterminé en roche totale sur les black shales est de 2.7564. Cette valeur est comparable aux rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ déterminés par Singh *et al.* (1999) sur les black shales, d'âge comparable, des mines de Durmala et de Maldeota et de la région de Theog (Inde) ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ compris entre 1.739 et 6.926). Les échantillons des black shales présentent tous des valeurs de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{initial}}$ négatives. L'obtention de valeurs négatives pour le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ peut

Planche photographique

Planche 6.1

L'échantillon IM00-29 illustre parfaitement la complexité de la minéralisation argentifère. C'est un amas de pyrargyrite dans une veine de dolomite rose dans le conglomérat de base de la série néoprotérozoïque terminal (Puits III, niveau 1374m). Macroscopiquement cet amas semble homogène. Une observation en lame mince permet d'identifier des inclusions de galène, d'argentite et de sphalérite (Photographie 6.1, 6.2, 6.4, 6.5). La répartition de ces inclusions n'est pas homogène, ainsi là sphalérite est prépondérante au niveau des épontes (Photographie 6.2), alors que la galène et l'argentite sont plus observées au centre de l'amas de pyrargyrite (Photographie 6.1-6.3-6.4). Les relations entre les différentes phases sont complexes, la pyrargyrite remplace la sphalérite, la galène et l'argentite. La galène est remplacée également par l'argentite. Les photographies 6.3 et 6.4 représentent la même zone prise en lumière transmise (6.3) puis réfléchie (6.4). La photographie 6.3 présente les reflets rougeâtres caractéristiques des argents rouges (proustite-pyrargyrite).



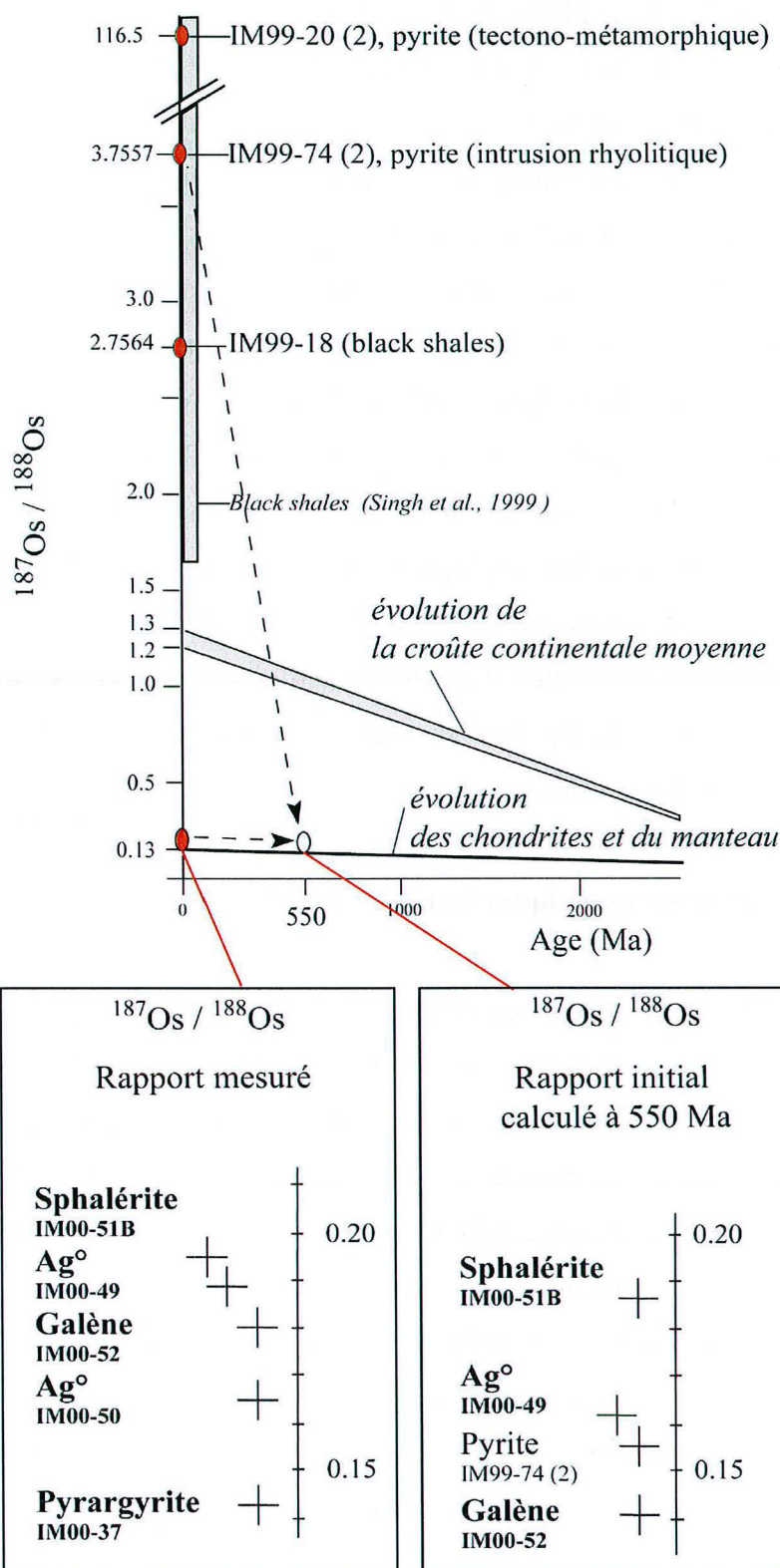


Figure 6.1 Diagramme d'évolution du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ en fonction du temps (Les échantillons prélevés dans la phase argentifère sont représentés en gras)

être expliquée soit par un problème d'ordre analytique lié à des rendements d'attaque et de dissolution variables et qui faussent les rapports $^{187}\text{Re}/^{188}\text{Os}$, soit par une contribution

importante du blanc pour les échantillons pauvres en Os, soit par le fonctionnement du système isotopique en système ouvert (Foster et al., 1996). Cette dernière hypothèse est favorisée dans le cas des échantillons de black shales. Dans les black shales l'Os et le Re ne sont pas concentrés dans les sulfures mais pourraient être associés à la matière organique et donc plus solubles dans les fluides météoriques et/ou hydrothermaux (Pierson - Wickmann et al., 1999). Ces auteurs et Jaffe *et al.* (2000) proposent une perte de Re et d'Os par remobilisation et altération (Xiong et Wood, 1999). Peuker-Ehrenbrink et Hannigan, (2000) montrent que les black shales altérés perdent de 45% à 90% de leur teneur en Os initial. Dans notre contexte géologique cette hypothèse semble la plus réaliste. Dans le cas d'un système isotopique clos depuis la cristallisation (par exemple : IM99-74) le manque de reproductibilité des analyses dupliquées est probablement expliqué par l'addition d'une quantité inappropriée du traceur à l'échantillon lors de la première analyse du fait de l'absence de données préalables sur les teneurs en Os et Re de l'échantillon. La nature hétérogène des phases analysées et la répartition en "pépité" de l'Os et du Re dans les phases sulfurées contribuent également à compliquer l'équilibre échantillon-traceur.

6-3. Interprétation des analyses isotopiques du couple Re/Os

Pour tous les échantillons de l'épisode épithermal argentifère, quelle que soit la phase analysée (sulfure ou amalgame d'argent, IM99-51B ; IM00-37-49-50-52), les rapports $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ sont localisés sur la droite d'évolution du manteau, ce qui indique sans ambiguïté la dominance d'une source mantellique des métaux (Fig. 6.1). Ceci est un résultat majeur obtenu grâce à l'utilisation du traceur Re/Os. Ces analyses complètent et précisent les résultats obtenus par les analyses isotopiques du soufre.

Il est possible d'estimer la contribution éventuelle du réservoir isotopique métasédimentaire du Néoprotérozoïque moyen en supposant que la valeur $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ de la minéralisation argentifère est le résultat de la contribution de deux pôles purs, représentés par le manteau d'un côté ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.12$) et par les black shales de l'autre ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{550\text{Ma}} = \text{inconnu}$).

La signature isotopique $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ des mers précambriennes est inconnue. Aussi nous supposons que la valeur $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiale (à ca. 800 Ma) minimale est identique à celle du manteau ($^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os} = 0.12$). La contribution radiogénique en ^{187}Os , entre 800 Ma et 550 Ma, est déterminée en supposant que la valeur $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ actuelle correspond à 800 Ma de contribution radiogénique dans un système non perturbé. La valeur du rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ à

550 Ma est estimée à ~ 0.822 , ce qui représente une valeur minimale. En fonction de ces hypothèses nous avons déterminé pour chaque échantillon caractéristique de l'épisode de la minéralisation argentifère la contribution maximale d'Os dérivée du réservoir black shale à partir des rapports isotopiques $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initiaux. Les résultats sont présentés dans le tableau 6.2. La contribution maximale estimée est de l'ordre de 10 %, elle est probablement très sur-évaluée.

Episode argentifère	IM 00-52	IM99-51B	IM 00-37	IM 00-49	IM 00-50
$^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}_{\text{init.}}$	0.142 ± 0.07	$0.186 - 0.197$	< 0.144	$0.162 - 0.190$	< 0.1641
Contribution d'Os dérivés des black shales	3-9 %	9-11 %	< 4 %	6-10 %	< 6 %

Tableau 6.2 Contribution de l'Os dérivé des black shales dans la minéralisation argentifère en fonction des rapports isotopiques initiaux calculés à 550 Ma. Le rapport $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ initial de l'échantillon IM00-37, est irréaliste, aussi nous avons utilisé le rapport mesuré pour obtenir une estimation maximale pour cet échantillon

La contribution du réservoir métasédimentaire dans le système isotopique Re/Os de la minéralisation argentifère est donc négligeable. C'est un résultat majeur de cette étude qui complète et précise l'étude des isotopes du soufre et qui montre que si l'ambiguïté peut demeurer quant à l'origine de l'élément soufre (magmatique ou encaissant métasédimentaire), celle-ci est totalement levée en ce qui concerne la source des métaux qui apparaît essentiellement mantellique.

Chapitre 7

Datations du plutonisme, du volcanisme et de la minéralisation

7-1. Problématique

En métallogénie, les études géochronologiques apportent des arguments déterminants dans l'élaboration puis la validation d'un modèle génétique. Dans ce chapitre, nous tentons de déterminer par différentes méthodes de datation, les relations temporelles existants entre les intrusions plutoniques et volcaniques et l'hydrothermalisme associé. Ces datations permettront de valider la chronologie relative des différents objets définis par les observations de terrain (Partie II chapitre 3). Il existe de nombreuses méthodes géochronologiques permettant de dater directement ou indirectement les gisements (U/Pb, K/Ar, Ar/Ar, Sm/Nd, Rb/Sr, Re/Os, La/Ba; Chesley, 1999). Cependant, dater précisément un gisement est difficile. En effet, certains gisements ne possèdent pas de minéraux analysables, ou ont subi des événements thermiques et/ou chimiques nombreux, qui altèrent les géochronomètres. De plus, les techniques de datation utilisent souvent des minéraux de gangue ou d'altération, dont la relation paragenétique avec la minéralisation n'est pas toujours bien établie. Deux méthodes géochronologiques ont été utilisées dans ce travail, la méthode U/Pb sur monograins de zircon à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 et la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur monograins de muscovite par fusion laser.

7-2. Datation U/Pb du plutonisme et du volcanisme

Trois échantillons ont été analysés; ils proviennent des intrusions rhyolitiques de Tachkakacht et de Takhatert et de la granodiorite de Taouzzakt. La position stratigraphique relative et les caractéristiques pétrographiques des ces objets sont décrites dans le chapitre 3 de la partie II de ce manuscrit.

7-2-1. Résultats des datations U/Pb

Les grains de zircons sélectionnés sont de petite taille (50-200 μm). Ils sont homogènes ou présentent une fine zonation magmatique (Fig 7.1-7.2-7.3). Tous les grains

sont automorphes, prismatiques ou aciculaires (ou des fragments de cristaux automorphes). Les rapports isotopiques et les âges calculés sont présentés dans les tableaux 7.1-7.2-7.3. Les erreurs reportées dans les tableaux 7.1-7.2-7.3 incluent l'erreur statistique sur le plomb commun, l'erreur associée à la correction du plomb commun et l'erreur systématique associée à la procédure de calibration. Du fait d'une teneur en ^{206}Pb très supérieure à celle du ^{207}Pb , le rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (et les âges correspondants) présente une marge d'erreur plus faible que le rapport $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (tableau 7.1 - 7.2 - 7.3). Pour cette raison nous ne discuterons ici que des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ sont donnés dans les tableaux 7.1-7.2-7.3 pour comparaison. Les diagrammes concordia des différents échantillons sont présentés dans les figures 7.1-7.2-7.3. Les diagrammes concordia ainsi que les âges moyens pondérés sont réalisés avec le programme Isoplot développé par Ludwig K (1999).

La granodiorite de Taouzzakt

Seize grains de zircons ont été analysés. Les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sont discordants pour la plupart des analyses réalisées. La distribution des âges $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ dans le diagramme concordia révèle trois groupes différents (Fig. 7.1 ; tableau 7.1). Les deux premiers groupes sont constitués d'âges concordants répartis respectivement entre 569 ± 4 Ma et 579 ± 4 Ma (âge moyen pondéré : 573 ± 4 Ma ; MSWD : 2,6 ; $n = 4$), et entre 653 ± 3 Ma et 677 ± 6 Ma. Le troisième groupe est constitué de sept âges discordants répartis le long

Points	Teneurs			Mesuré		Rapports corrigés						Ages (Ma)			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm \sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm \sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm \sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ
6	39,11	496,34	34,97	9,17E-06	2,54E-07	0,05905	0,00026	0,09172	0,00029	0,74684	0,00571	566	2	566	3
3	27,68	346,05	27,32	2,93E-06	7,23E-07	0,05916	0,00008	0,09309	0,00068	0,75929	0,00650	574	4	574	4
28	23,84	296,55	21,69	6,96E-06	1,77E-06	0,05916	0,00012	0,09355	0,00024	0,76310	0,00350	576	1	576	2
26	20,67	260,28	18,03	1,25E-05	1,14E-06	0,05931	0,00015	0,09245	0,00042	0,75602	0,00533	570	2	572	3
5	28,16	339,10	22,99	7,64E-06	1,34E-06	0,05908	0,00015	0,09665	0,00021	0,78725	0,00372	595	1	590	2
4	22,90	275,11	21,13	6,12E-06	1,05E-06	0,05883	0,00016	0,09689	0,00026	0,78596	0,00426	596	2	589	2
27	32,79	343,01	25,92	9,48E-06	1,38E-06	0,06140	0,00023	0,11128	0,00041	0,94205	0,00707	680	2	674	4
25	7,51	101,54	12,38	2,17E-04	9,46E-06	0,06280	0,00017	0,08610	0,00028	0,74547	0,00445	532	2	566	3
24	9,91	270,14	17,67	4,14E-05	3,22E-06	0,06768	0,00137	0,04271	0,00054	0,39855	0,01310	270	3	341	9
22	9,90	152,01	9,22	1,51E-05	2,82E-06	0,05870	0,00026	0,07582	0,00228	0,61371	0,02119	471	14	486	13
21	22,65	323,58	23,13	5,13E-06	6,83E-07	0,05874	0,00016	0,08147	0,00024	0,65980	0,00381	505	1	514	2
13	4,06	72,01	14,47	2,58E-05	4,50E-06	0,05935	0,00052	0,06570	0,00034	0,53763	0,00751	410	2	437	5
20	12,36	182,88	14,99	1,79E-05	1,10E-06	0,05960	0,00009	0,07865	0,00027	0,64631	0,00312	488	2	506	2
10	13,44	181,65	12,18	8,38E-06	2,03E-06	0,05922	0,00012	0,08613	0,00041	0,70326	0,00469	533	2	541	3
1	15,88	164,77	16,64	1,43E-05	1,43E-06	0,06208	0,00044	0,11218	0,00063	0,96029	0,01215	685	4	683	6
9	17,46	211,48	9,34	5,67E-06	8,21E-07	0,06174	0,00030	0,09609	0,01098	0,81790	0,016368	591	64	607	88

Tableau 7.1 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de la granodiorite de Taouzzakt. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards.

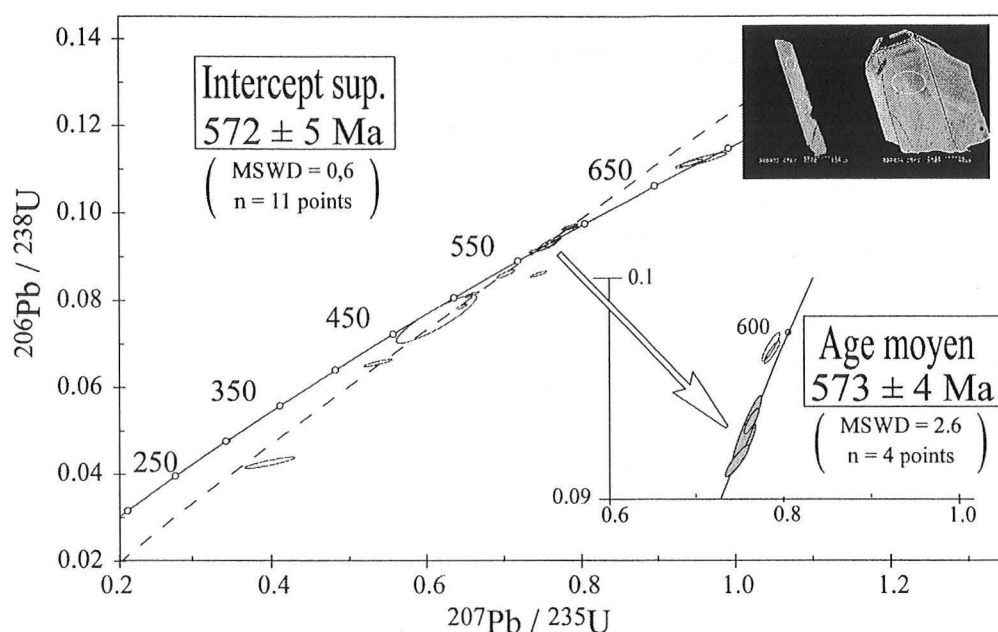


Figure 7.1 Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des analyses à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograin de zircon de la granodiorite de Taouzzakt.

d'une discordia dont l'intercept supérieur à 572 ± 5 Ma (MSWD = 0,6 ; n = 10) est localisé au niveau du premier groupe à (573 ± 4 Ma). Cet âge est considéré comme l'âge de mise en place de la granodiorite de Taouzzakt. L'intercept inférieur de la discordia tend vers l'origine de la courbe concordia. La droite discordia représente une perte en plomb continue. Les deux âges concordants à ca. 650 Ma sont réalisés sur des zircons monophasés. Ces grains de zircons sont des xénocristaux qui témoignent de l'existence d'un événement magmatique contemporain de la déformation B1 (Leblanc et Lancelot, 1980). Ces sont les âges les plus anciens mis en évidence dans l'Anti-Atlas oriental.

La protrusion rhyolitique de Takhatert

Vingt deux analyses donnent des âges $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ concordants répartis entre 550 Ma et 650 Ma (Fig. 7.2 ; tableau 7.2). Un groupe bien défini de 9 âges concordants donne un âge moyen pondéré de 550 ± 3 Ma (MSWD = 2,5 ; n = 9), considéré comme l'âge de mise en place de la rhyolite. Treize grains de zircons révèlent des âges concordants dispersés entre 560 ± 2 Ma et 647 ± 3 Ma. Ils représentent probablement des xénocrystaux hérités des formations encaissantes plus anciennes (les granitoïdes, la série volcanique néoprotérozoïque terminale). Dans ce groupe, il est possible d'identifier les âges déterminés sur la granodiorite de Taouzzakt (ca 570 Ma), ainsi que les âges des déformations Pan-africaines B1-B2 (ca. 600

Ma et 650 Ma, Leblanc et Lancelot, 1980). Les cristaux présentant des cœurs hérités n'ont pas été analysés.

Points	Teneurs			Mesuré		Rapports corrigés								Ages (Ma)			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ		
3	14,57	190,15	17,55	3,20E-04	3,52E-05	0,06338	0,00085	0,08917	0,00066	0,77925	0,01626	551	4	585	9		
6	13,06	170,25	9,68	7,64E-05	7,92E-06	0,05967	0,00039	0,08931	0,00029	0,73480	0,00714	551	2	559	4		
12	6,14	79,82	7,40	3,22E-04	3,32E-05	0,06307	0,00061	0,08958	0,00037	0,77906	0,01068	553	2	585	6		
14	5,44	71,53	12,56	2,46E-04	2,13E-05	0,05965	0,00064	0,08856	0,00044	0,72840	0,01151	547	3	556	7		
16	7,38	96,91	13,29	3,76E-04	3,08E-05	0,06344	0,00081	0,08867	0,00059	0,77566	0,01499	548	3	583	9		
20	5,82	75,82	7,99	6,04E-05	1,10E-05	0,05931	0,00055	0,08938	0,00043	0,73092	0,01028	552	3	557	6		
21	13,56	177,17	12,29	2,16E-04	1,00E-05	0,06153	0,00038	0,08905	0,00041	0,75550	0,00813	550	2	571	5		
22	7,44	99,11	7,64	7,90E-05	1,15E-05	0,05977	0,00040	0,08741	0,00042	0,72033	0,00827	540	3	551	5		
23	6,55	85,60	8,34	2,48E-04	2,17E-05	0,06195	0,00060	0,08912	0,00038	0,76130	0,01061	550	2	575	6		
2	4,02	49,70	15,42	2,96E-04	3,82E-05	0,06203	0,00128	0,09402	0,00078	0,80419	0,02323	579	5	599	13		
4	25,50	317,59	16,65	1,21E-04	1,06E-05	0,06026	0,00043	0,09346	0,00029	0,77658	0,00798	576	2	584	5		
5	9,39	112,01	10,20	1,04E-03	5,12E-05	0,07165	0,00234	0,09760	0,00073	0,96418	0,03861	600	4	685	20		
7	9,78	120,28	11,58	1,86E-05	5,04E-06	0,05841	0,00059	0,09462	0,00040	0,76207	0,01088	583	2	575	6		
17	5,79	74,24	7,03	7,73E-05	1,58E-05	0,05957	0,00055	0,09073	0,00038	0,74519	0,01002	560	2	565	6		
13	14,69	185,48	9,00	3,35E-04	5,54E-05	0,06334	0,00292	0,09217	0,00023	0,80495	0,03909	568	1	600	22		
19	13,53	171,96	13,75	2,81E-05	4,72E-06	0,05899	0,00038	0,09158	0,00027	0,74489	0,00697	565	2	565	4		
24	21,01	262,63	11,42	1,26E-04	6,41E-06	0,05875	0,00068	0,09311	0,00024	0,75418	0,01061	574	1	571	6		
1	8,88	112,65	15,68	2,91E-05	9,79E-06	0,05729	0,00091	0,09179	0,00035	0,72502	0,01437	566	2	554	8		
10	20,50	245,58	20,08	6,08E-05	7,71E-06	0,05931	0,00039	0,09715	0,00070	0,79446	0,01092	598	4	594	6		
8	4,88	53,81	16,19	5,62E-05	1,16E-05	0,06102	0,00042	0,10556	0,00046	0,88818	0,00998	647	3	645	5		
9	4,69	51,83	15,65	5,48E-05	1,25E-05	0,06103	0,00040	0,10534	0,00048	0,88636	0,00984	646	3	644	5		
15	12,89	143,97	9,20	5,76E-03	4,04E-04	0,12717	0,01963	0,10419	0,00162	1,82677	0,31040	639	9	1055	106		

Tableau 7.2 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'intrusion rhyolitique de Takhatert. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards.

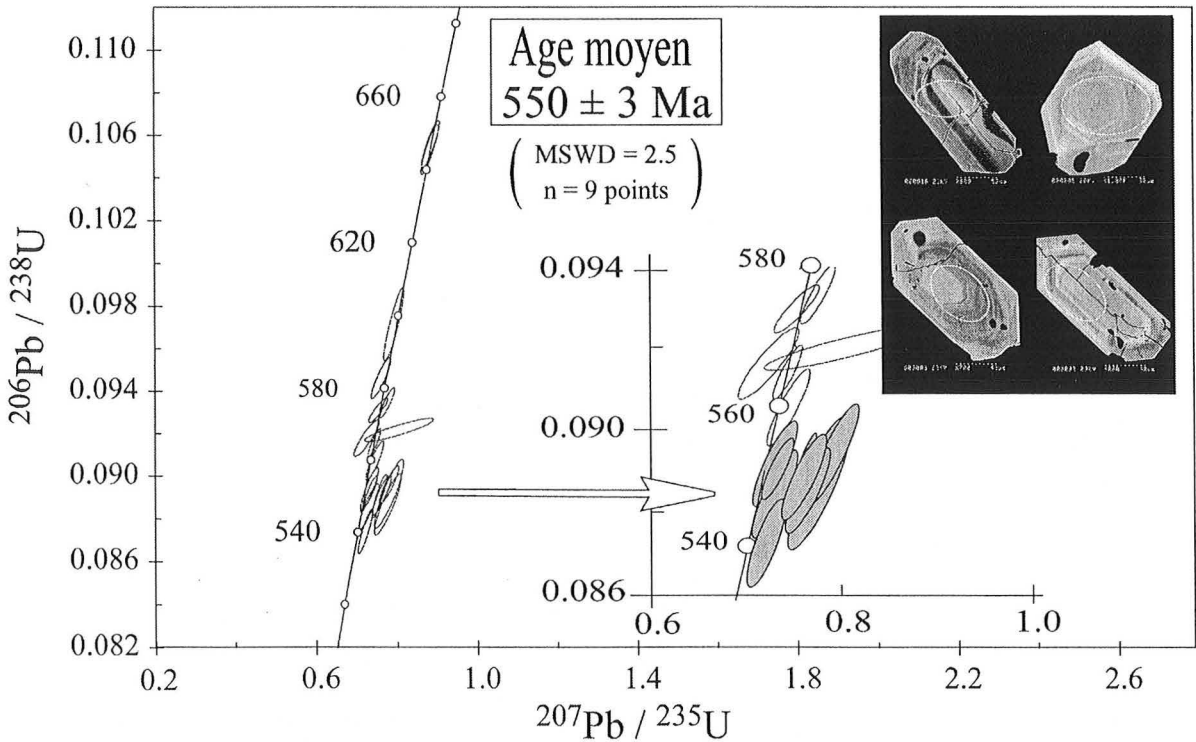


Figure. 7.2 Diagramme ²⁰⁶Pb/²³⁸U vs ²⁰⁷Pb/²³⁵U des analyses à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograin de zircon de la protrusion rhyolitique de Takhatert

Le dyke rhyolitique de Tachkakacht

Les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenus (Fig. 7.3 ; tableau 7.3) varient entre 526 ± 3 Ma et 559 ± 2 Ma. Les âges sont tous concordants et forment un seul groupe. L'âge moyen pondéré déterminé sur l'ensemble du groupe est de 547 ± 8 Ma (MSWD = 21 ; n = 10). Les analyses sont perturbées par une teneur importante en ^{204}Pb ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 10^{-3}$). L'analyse la moins perturbée ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 10^{-3}$) donne un âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 551 ± 1 Ma. Bien que moins bien défini cet âge est similaire à celui déterminé sur la protrusion de Takhatert.

Points	Teneurs			Mesuré		Rapports corrigés						Ages (Ma)			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ
8	45,55	598,66	16,36	4,90E-04	1,61E-05	0,05854	0,00177	0,08856	0,00043	0,71487	0,02500	547	3	548	15
5	101,40	1301,84	24,07	1,11E-04	1,66E-05	0,05886	0,00344	0,09066	0,00027	0,73568	0,04523	559	2	560	26
17	40,60	528,45	15,61	4,52E-03	1,33E-04	0,05913	0,02808	0,08942	0,00080	0,72903	0,35271	552	5	556	188
15	224,05	3068,55	32,32	1,32E-03	2,98E-05	0,05743	0,00659	0,08498	0,00056	0,67292	0,08163	526	3	522	48
14	109,39	1425,74	20,72	9,96E-05	4,24E-06	0,05899	0,00118	0,08930	0,00020	0,72636	0,01608	551	1	554	9
13	40,12	540,62	20,89	1,92E-03	6,62E-05	0,05958	0,01603	0,08637	0,00037	0,70947	0,19397	534	2	544	109
12	236,02	3068,07	39,60	8,02E-03	5,92E-05	0,05468	0,01155	0,08953	0,00063	0,67499	0,14734	553	4	524	86
11	54,91	743,54	17,69	1,38E-03	9,35E-05	0,05869	0,02141	0,08596	0,00058	0,69555	0,25835	532	3	536	144
1	62,64	852,51	23,74	9,20E-03	1,51E-04	0,05559	0,03521	0,08552	0,00077	0,65553	0,42106	529	5	512	230

Tableau 7.3 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons du dyke rhyolitique de Tachkakacht. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards.

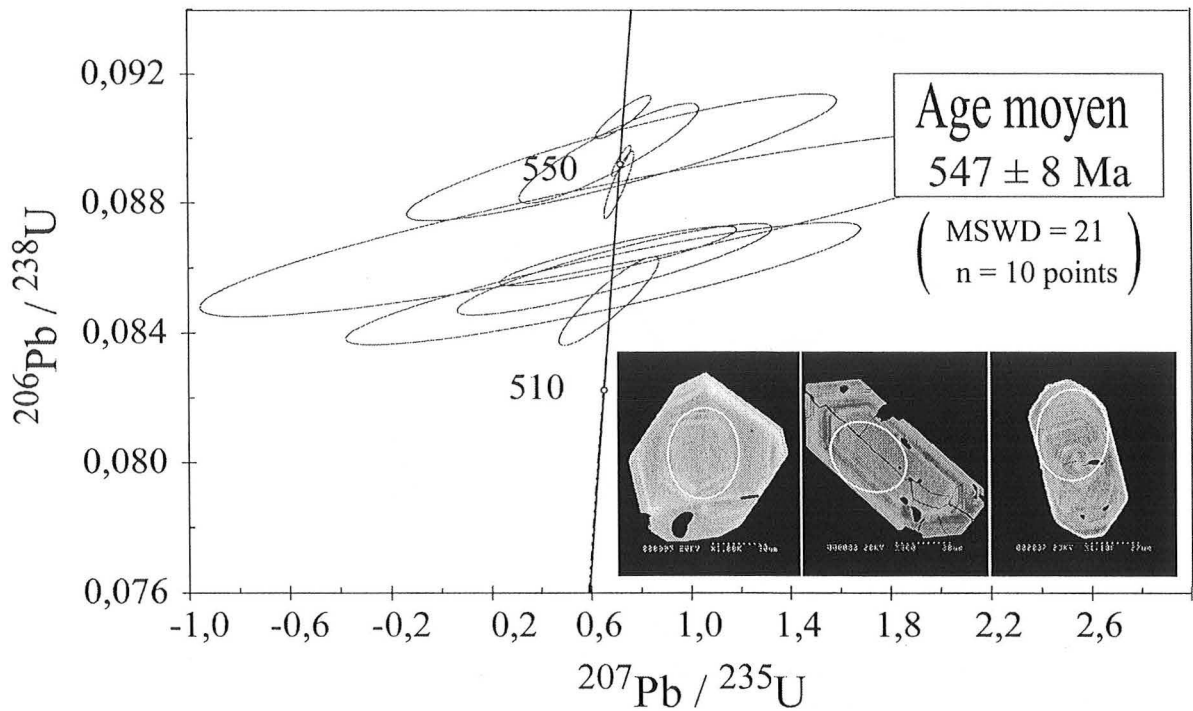


Figure. 7.3 Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des analyses à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograin de zircon de l'intrusion rhyolitique de Tachkakacht

7-2-2. Analyse chimique des zircons de la rhyolite de Takhatert et de la granodiorite de Taouzzakt

Afin de préciser la nature des différentes populations de zircons individualisés lors des datations U/Pb, il est apparu indispensable de réaliser, a posteriori, des analyses chimiques des zircons montés sur les bagues époxy. Ces analyses chimiques réalisées à la microsonde électronique seront confrontées aux données de Pupin (1992) sur ce sujet.

La granodiorite de Taouzzakt

Comparées aux données réalisées par Pupin (1992), les valeurs de Zr/Hf sont similaires aux valeurs déterminées pour les zircons de granites calco-alcalins. Dans le diagramme HfO_2 vs Y_2O_3 de Pupin (1992) nos analyses sont réparties de façon homogène entre les domaines calco-alcalins (CA) et calco-alcalins potassiques (CCA) (Fig. 7.4).

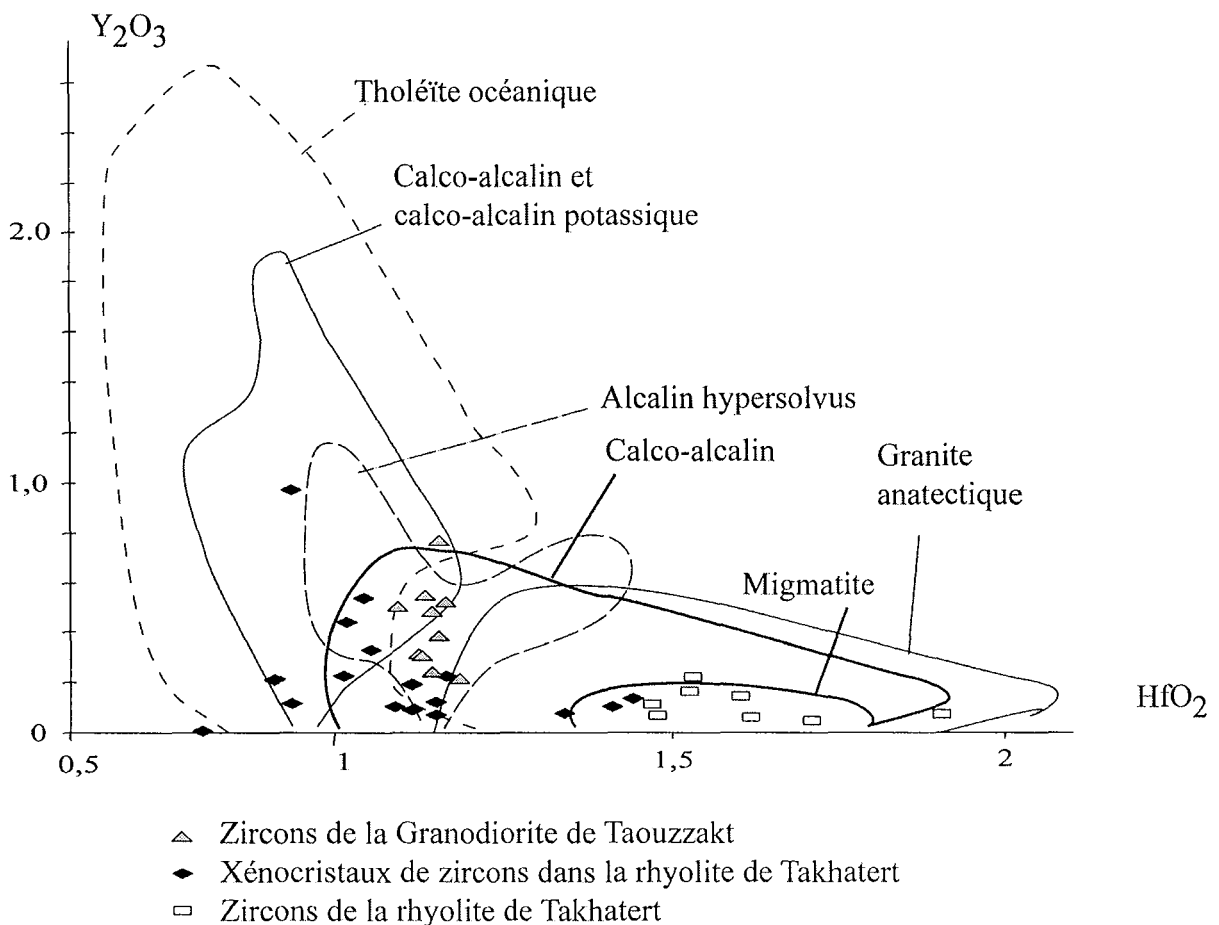


Figure 7.4 Diagramme de caractérisation géochimique HfO_2 vs. Y_2O_3 d'après Pupin (1992) des grains de zircon de la protrusion de Takhatert et de la granodiorite de Taouzzakt

La protrusion rhyolitique de Takhatert

Placées dans le diagramme HfO_2 vs. Y_2O_3 de Pupin (1992), les analyses de zircon présentent une répartition bimodale (Fig. 7.4). Un premier groupe, de nature calco-alcaline à calco-alcaline potassique présente des teneurs en HfO_2 inférieures à 1.3%, similaires aux zircons de la granodiorite de Taouzzakt. Ceci témoigne, selon Pupin (1992), d'une cristallisation à partir d'un magma sec d'origine mantellique. Le premier groupe est interprété comme des xénocristaux provenant des formations recoupées lors de la mise en place de la rhyolite. Le second groupe présentant des teneurs en HfO_2 supérieures à 1.3%, est contenu dans le champ des migmatites. Ceci suggère selon Pupin (1992), des conditions de cristallisation plus crustales et riches en eau.

7-2-3. Discussion et signification des âges U/Pb

L'analyse in-situ à la sonde ionique CAMECA IMS 1270 sur monograins de zircon a permis de mettre en évidence deux événements magmatiques séparés de 20 Ma. Une première intrusion plutonique (massif de Taouzzakt) datée à 572 ± 5 Ma et un second événement volcanique (protrusion de Takhatert) daté à 550 ± 3 Ma. Les âges de ces événements sont en accord avec leur position stratigraphique relative déterminée par les observations de terrains. L'âge de la granodiorite est plus récent que celui de la base de la série volcanique néoprotérozoïque tardif qu'elle recoupe et qui est daté à 580 ± 12 Ma (Mifdal et Peucat, 1985). De même l'âge de la protrusion de Takhatert et celui du dyke de Tachkakacht sont plus récents que celui du sommet de la série volcanique néoprotérozoïque tardif qu'elle recoupe et qui est daté à 563 ± 5 Ma (Mifdal et Peucat, 1985) et plus anciens que le Cambrien moyen daté à 522 ± 2 Ma (Landing et al., 1998). L'analyse in situ sur monograin, nous a permis également de révéler l'existence d'autres événements magmatiques du Pan Africain dans l'Anti-Atlas oriental par l'intermédiaire des déterminations d'âge des xénocristaux de la rhyolite.

7-3. Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des muscovites dans l'auréole de minéralisation

Quatre échantillons ont été sélectionnés, IM98-03, IM99-37, IM99-58 et IM00-53. L'ordre paragénétique, la pétrographie et les caractéristiques cristallographiques et thermométriques, sont indiqués dans le chapitre 4 de la partie II. Pour des raisons pratiques d'échantillonnage (taille des grains), les muscovites analysées appartiennent toutes à la

générations Ms1. Les échantillons ont été prélevés dans des zones minéralisées particulièrement riches.

7-3-1. Les procédures analytiques

Dans cette étude, deux procédures analytiques différentes sont mises en œuvre. (1) Les muscovites séparées sont emballées dans une feuille d'aluminium avec des morceaux de standards, puis irradiées en position 5C dans le réacteur nucléaire de McMaster (Hamilton, Ontario, Canada) pendant une durée de temps appropriée d'après l'âge supposé de l'échantillon. Les données isotopiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des échantillons IM99-37, IM99-58 et IM00-53 sont obtenues soit par fusion par palier avec un laser continu 8WLexel 3500, soit par spot fusion. (2) Les analyses sont effectuées avec un spectromètre de masse MAP 216 à l'Université de Queen's (Canada). Pour l'échantillon IM98-03, la fusion par palier a été réalisée avec un laser continu Coherent Innova 70-4 couplé à un spectromètre de masse VG 3600 à l'Université de Nice (Ruffet et al., 1991). Les âges et les erreurs sont calculés selon la formule donnée par Dalrymple et al. (1981). L'erreur sur les âges est donnée à 2σ .

7-3-2. Résultats de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les résultats de la datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont présentés figure 7.5. L'ensemble des analyses présente des spectres perturbés ne permettant pas de calculer des âges plateaux, à l'exception de l'échantillon IM99-37 (560 ± 5 Ma, sur 100% d' ^{39}Ar en quatre paliers). L'ensemble des spectres à l'exception de l'échantillon IM98-03 présente une baisse significative des âges mesurés et une augmentation de la marge d'erreur entre 60% et 80% de gaz libéré.

Echantillon IM99-37 (Fig. 7.5a) : C'est la seule analyse qui permet de déterminer un âge plateau à 560 ± 5 Ma (100% d' ^{39}Ar libéré, en 4 étapes). Cet âge est identique à l'âge intégré calculé à 560 ± 9 Ma. L'âge déterminé sur l'étape de plus haute température est de 565 ± 8 Ma. L'âge minimum déterminé en base de spectre est de 540 ± 17 Ma.

Echantillon IM99-58 (Fig. 7.5b) : La muscovite analysée a fourni un âge intégré de 570 ± 10 Ma (MSWD = 4,2). L'étape de plus haute température donne un âge à 577 ± 4 Ma.

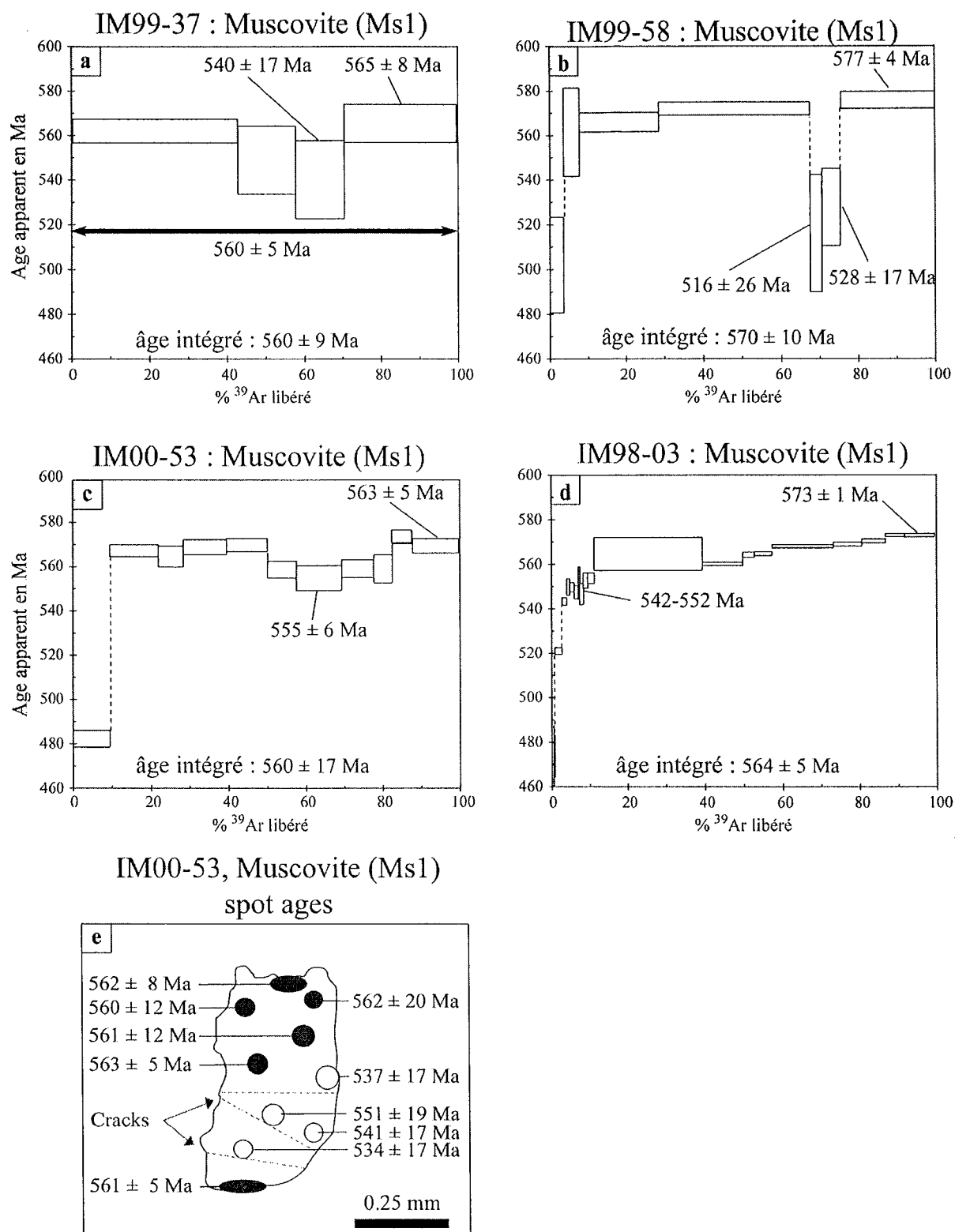


Figure 7.5 Spectres d'âge des échantillons de la phase Qtz1 et âges in-situ en spot analyses dans un feuillet de l'échantillon IM00-53

Les âges minima qui forment la base du spectre sont localisés entre 60 % et 80 % d' ^{39}Ar libéré. Les âges déterminés sur ces étapes sont de 516 ± 26 Ma et de 528 ± 17 Ma.

Echantillon IM00-53 (Fig. 7.5c) : Un spectre en onze étapes a été réalisé sur un monograin de muscovite. Les âges paliers se répartissent entre 482 ± 4 Ma et 573 ± 3 Ma. Le spectre est perturbé et présente une forme en selle. Les âges les plus bas sont localisés entre 50 % et 80 % d' ^{39}Ar libéré. Ils sont compris entre ca. 555 Ma et ca. 559 Ma. L'étape de plus haute température révèle un âge de 563 ± 5 Ma. L'âge intégré calculé sur l'ensemble du spectre donne un âge de 560 ± 17 Ma (MSWD = 49).

Echantillon IM98-03 (Fig. 7.5d) : L'âge intégré défini sur cette muscovite est de 564 ± 06 Ma (MSWD = 82). Les quatre premières étapes de basse température correspondent à un phénomène de dégazage superficiel. Le premier âge de basse température est de 520 ± 2 Ma. Les étapes suivantes montrent un accroissement constant des âges jusqu'aux étapes de haute température. L'âge déterminé sur la dernière étape est de 573 ± 1 Ma. Le spectre en escalier de l'échantillon IM98-03 peut être interprété suivant un modèle de diffusion de Turner (1968), caractéristique d'une perte d' ^{40}Ar lors d'un événement thermique plus récent.

Echantillon IM00-53 (âge spot) (Fig. 7.5e) : Une série de dix spot-fusion a été réalisée sur un monograin de muscovite Ms1. Cette muscovite est composée de deux zones distinctes, une première claire et translucide et une seconde, au centre du grain, grisâtre et recoupée par des micro fractures. Les âges réalisés se répartissent en deux groupes. Le premier groupe est constitué d'âges inférieurs à 551 Ma avec des marges d'erreur entre 17 et 19 Ma. Ils correspondent aux analyses réalisées dans la zone fracturée de la muscovite. Le second groupe est composé d'âge à ca. 561 Ma avec des marges d'erreur plus faibles (5 Ma). Les spots sont localisés dans des zones "saines" du feuillet de muscovite. Les marges d'erreur deviennent plus importantes lorsque le spot est localisé en bordure du feuillet.

7-3-3. Discussion et signification des âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Les âges intégrés calculés pour les quatre échantillons sont compris entre 560 Ma et 570 Ma, ce qui est similaire, aux marges d'erreur près, à l'âge U/Pb de la granodiorite de Taouzzakt datée à 572 ± 5 Ma. La similitude est encore meilleure si l'on compare les âges U/Pb aux âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur les paliers de plus haute température compris entre 563 ± 5 Ma et 577 ± 4 Ma. Les muscovites Ms1 analysées appartiennent à l'épisode hydrothermal à métaux de base. Ces résultats $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sont conformes aux âges U/Pb déterminés sur la granodiorite de Taouzzakt (572 ± 5 Ma)

L'interprétation des perturbations observées sur les spectres $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ peut également apporter des informations importantes sur l'âge de l'épisode épithermal argentifère.

En effet, les âges les plus bas obtenus sur les paliers de moyenne température des échantillons IM99-37 -58 et IM00-53 donnent des âges compris entre 516 ± 26 Ma et 555 ± 6 Ma. Ces observations peuvent être interprétées soit comme le résultat de dégazages successifs dans différents domaines du cristal analysé, soit comme le résultat d'une perturbation thermique et d'une recristallisation (Cheilletz et al., 1991). Ces effets ont pu être amplifiés par le recul de ^{39}Ar lors de l'irradiation, ce qui augmente l'aspect en scelle du spectre au niveau des paliers de moyennes températures (Ruffet et al., 1991). Compte tenu de l'existence de deux générations de muscovite ainsi que de la forme générale des spectres, une réinitialisation partielle du système isotopique accompagnée d'une recristallisation des muscovites primaires Ms1 semble une hypothèse acceptable. Cette hypothèse est validée par la répartition des âges spots dans l'échantillon IM00-53. Les âges spots réalisés dans la zone claire et dans la zone sombre de l'échantillon IM00-53 sont, respectivement, comparables aux âges intégrés et aux âges de base de scelle déterminés pour les différents échantillons. Cette expérience permet de confirmer l'existence de deux groupes d'âges.

Ainsi les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ effectuées sur les muscovites Ms1 mettent en évidence un événement thermique ultérieur qui perturbe le système isotopique K-Ar des minéraux. Les températures de 350-180°C estimées pour l'épisode épithermal argentifère font de cet événement un bon candidat à l'origine de cette perturbation. En outre, les âges de base de selle compris entre 555 et 540 Ma, les analyses spots dans la zone fracturée comprises entre 534 et 551 Ma sont similaires à l'âge U/Pb des intrusions rhyolitiques à Imiter.

Les données $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et U/Pb établissent donc définitivement le synchronisme de l'épisode rhyolitique et de l'épisode épithermal argentifère, déjà mis en évidence lors de l'étude structurale (Partie II, chapitre 3).

Chapitre 8

Conclusions sur l'étude du gisement d'Imiter

Au terme de cette étude, il convient de dégager les principaux paramètres et les événements qui sont à l'origine des concentrations métallifères et permettent d'envisager des processus métallogéniques plausibles.

8-1. Le contrôle lithologique et structural

Les observations en galerie ont permis de mettre en évidence l'importance de la barrière lithologique matérialisée par la coulée andésitique et par les granodiorites. Ce contrôle lithologique est également illustré par le pouvoir réducteur des black shales et par leur forte perméabilité, favorables au dépôt de la minéralisation. Le contrôle structural est un phénomène majeur pour le gisement d'Imiter. C'est le principal guide de prospection à l'échelle du gisement. La mise en place de la minéralisation est synchrone d'une distension de direction N-S importante. Ce sont les failles de direction E-W à pendage Nord associées aux failles N50°E à pendage Nord-Ouest qui présentent le maximum de déformation et les plus fortes teneurs en argent. Cependant, la faille principale, qui marque le contact Néoprotérozoïque moyen/ tardif, n'est pas la structure la plus minéralisée. Les minéralisations se concentrent dans les drains secondaires. Cet événement distensif guide également la mise en place des intrusions rhyolitiques synchrones de l'épisode épithermal argentifère.

8-2. Les minéralisations et les altérations

Les études paragénetiques sont importantes car elles ont permis de distinguer deux épisodes minéralisateurs, (i) un hydrothermalisme précoce développé dans l'auréole de métamorphisme de contact des granodiorites et (ii) un épisode épithermal argentifère induit par le volcanisme rhyolitique néoprotérozoïque terminal et qui se superpose spatialement au premier épisode.

L'estimation, sur un certain nombre d'échantillons, des conditions de température, de fugacité en soufre et en oxygène ainsi que du pH, a permis de fixer les caractéristiques physico-chimiques correspondants au domaine de stabilité des assemblages minéralogiques observés.

Ainsi la température de minéralisation apparaît comprise entre 350°C et 180°C. Le pH de la solution est proche de la neutralité (pH ~ 7). L'argent est véhiculé dans la solution sous forme de complexes sulfurés ($\text{Ag}(\text{SH})_2^-$). Les variations de chimisme du fluide illustrées par le passage de gangue à quartz à une gangue carbonatée et par l'apparition et l'augmentation de volatils dans la paragenèse carbonatée sont interprétées en terme de recharge du système par des fluides d'origine profonde. La précipitation des métaux est probablement liée au mélange entre des fluides profonds et des fluides superficiels sur salés (saumures).

8-3. L'âge de la minéralisation

Deux méthodes géochronologiques différentes (U/Pb sur zircon, et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite) ont été utilisées pour dater les intrusions plutoniques et volcaniques et la minéralisation.

Les analyses U/Pb ont permis de dater précisément deux événements magmatiques distincts à 572 ± 5 Ma (granodiorite de Taouzzakt) et 550 ± 3 Ma (rhyolite de Takhatert). Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont fourni des résultats qui confirment l'existence des deux événements magmatiques et hydrothermaux à Imiter. Il faut noter cependant que nous ne disposons pas d'âge direct de la minéralisation, faute de minéraux analysables.

8-4. Implications des âges obtenus sur la colonne stratigraphique à Imiter

Les données géochronologiques nouvelles permettent de proposer un certain nombre de modifications et de précisions à la colonne lithostratigraphique néoprotérozoïque terminal/Cambrien.

A 572 ± 5 Ma, la granodiorite de Taouzzakt recoupe les séries de base du PIII. Or dans la boutonnière d'Imiter, l'épaisseur de la série volcanique néoprotérozoïque terminale est estimée à 700 m. A la fin de la série volcanique néoprotérozoïque terminale, les intrusions rhyolitiques se mettent en place en surface, mais au même niveau topographique que la granodiorite de Taouzzakt. Il y a, par conséquent, durant cette période, persistance de la surrection et parallèlement une érosion partielle de la série volcano-sédimentaire tardi néoprotérozoïque. Ces déductions sont confirmées par les observations sur la série de Tiouit de Benziane et al. (1983), qui identifient des surfaces de ravinements dans le Néoprotérozoïque terminal. Cette érosion peut expliquer en partie les différences de puissance

de la série volcano-sédimentaire néoprotérozoïque terminal constatées dans l'Anti-Atlas. Cette observation est intégrée dans la nouvelle colonne stratigraphique de la figure 8.1.

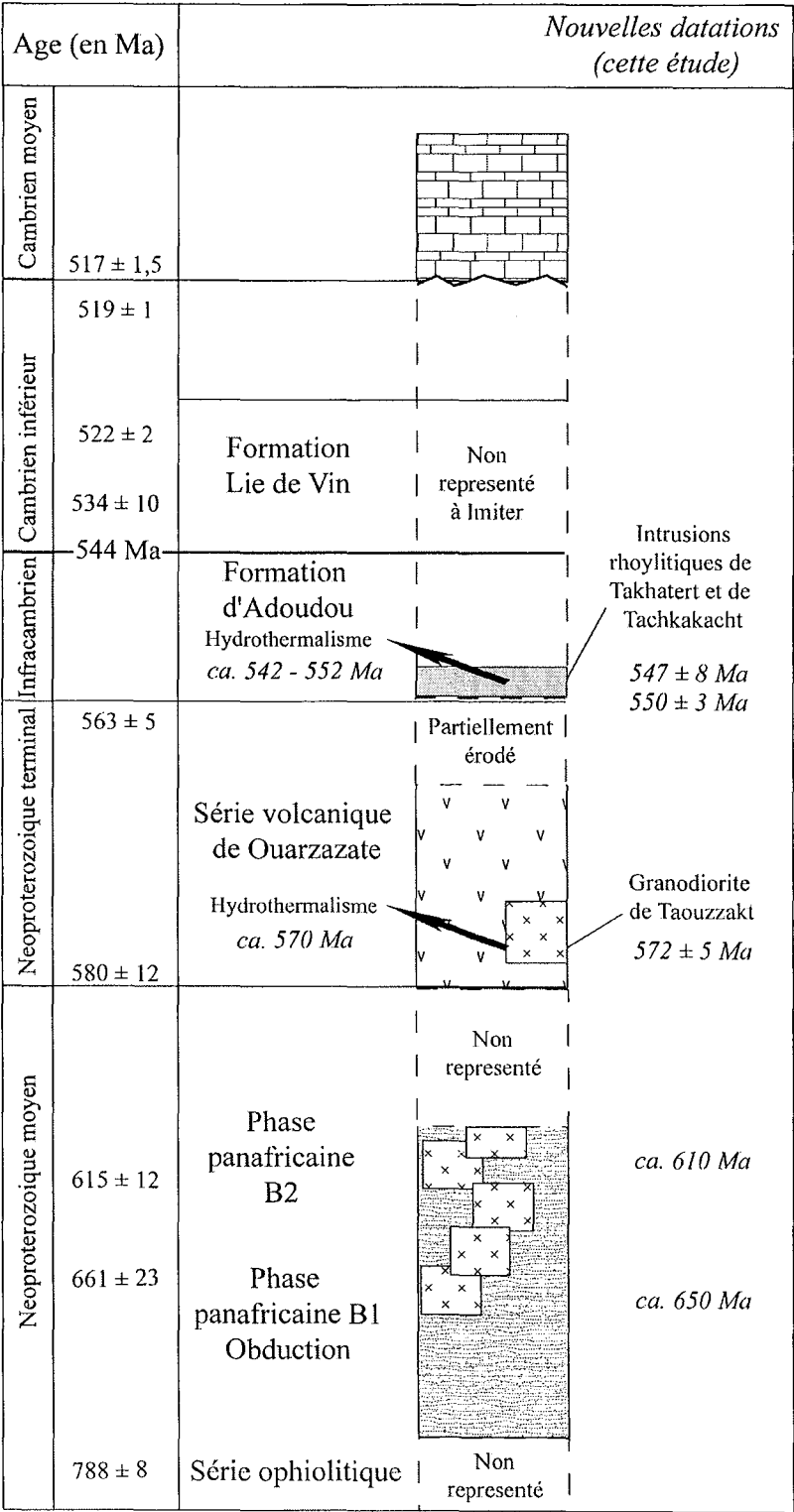


Figure 8.1 Colonne stratigraphique du Néoprotérozoïque et du cambrien dans le gisement d'Imiter. Les âges de la colonne de gauche proviennent de la bibliographie (voir Fig. 1.3 et 1.4 pour les références).
Il ressort de cette synthèse lithostratigraphique les deux points suivants :

- 1- Une partie de la série néoprotérozoïque terminal surmontant à l'origine les formations plutoniques granodioritiques (type Taouzzakt) est érodée.
- 2- Les intrusions rhyolitiques à 550 Ma représentent des manifestations effusives de surface qui caractérisent le sommet du néoprotérozoïque terminale à Imiter.
- 3- Il y a une absence de sédimentation depuis l'Infracambrien jusqu'au Cambrien moyen à Imiter.
- 4- La sédimentation de la plate-forme cambrienne démarre par un conglomérat transgressif à 517 Ma (âge de référence international).

8-5. Proposition d'un modèle métallogénique

La figure 8.2 présente la synthèse des résultats obtenus sur le gisement d'Imiter. Nous proposons d'expliquer la concentration exceptionnelle d'argent et de métaux associés, à l'aide d'un modèle épithermal relié à la mise en place du magmatisme rhyolitique à la fin du Néoprotérozoïque terminal. Dans ce modèle il n'est pas nécessaire de faire appel à un phénomène de reconcentration supergène ultérieur (cimentation). En outre ce modèle ouvre de nouvelles possibilités d'extension en profondeur du gisement comme c'est le cas à Acupan (Cooke et al., 1996) par exemple, un autre gisement épithermal où la colonne minéralisée est continue sur 900 m de hauteur.

Les données des traceurs isotopiques en particulier le Re/Os suffisent pour envisager une source profonde probablement mantellique pour l'essentiel du stock métal. Les porteurs des minéralisations à Imiter sont des phases sulfurées en plus de l'argent natif. Dans l'état actuel des données disponibles sur les isotopes du soufre, nous mettons en évidence deux réservoirs possibles pour cet élément sans que l'on puisse, à l'aide de ce seul traceur, trancher quant à l'importance relative des deux sources.

Néanmoins, l'importance des cristallisations de pyrite accompagnant le volcanisme rhyolitique (protrusion de Takhatert et dyke de Tachkakacht) ainsi que la nature du complexant probable de l'argent en solution $(SH)_2$ militent en faveur d'une origine en majorité magmatique hydrothermale pour le soufre.

Nous proposons de classer le gisement d'Imiter dans la catégorie des gisements épithermaux neutres (White et Hedenquist, 1995).

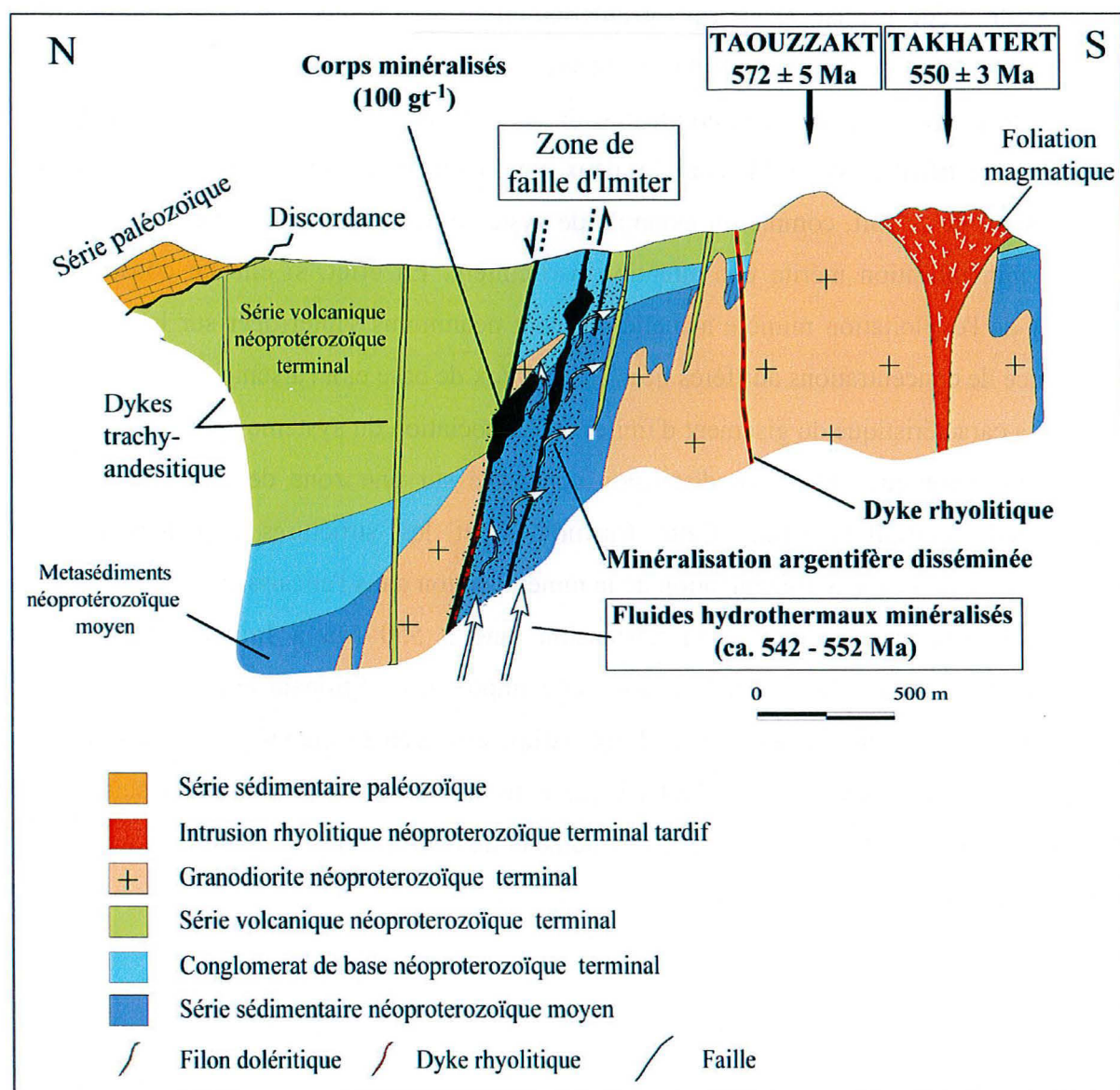


Figure 8.2 Nouveau modèle génétique, épithermal neutre, pour le gisement Ag-Hg d'Imiter.

Une retombée indirecte de ce travail est que, dans les gisements épithermaux les études isotopiques du soufre ne sont pas déterminantes pour l'identification des sources. Ceci est probablement dû au trop grand nombre de paramètres intervenants sur le fractionnement de cet élément, en particulier : le dégazage des fluides, leurs températures et l'effet tampon induit par les encaissants notamment, à Imiter, les black shales.

Les fluides de bassin chlorurés et sursalés mis en évidence par Baroudi *et al.* (1999) à l'aide des inclusions fluides ont uniquement un rôle de refroidissant du système épithermal permettant la précipitation des minéralisations. Aucune contribution d'éventuels sulfates transportés par ces fluides n'est révélée par les analyses d'isotopes du soufre (tous les $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ mesurés sont négatifs).

Cette étude précise également qu'antérieurement à l'épisode épithermal argentifère, existe à Imiter une minéralisation à métaux de base (Pb-Zn-Cu-As) associée au développement du halo de métamorphisme de contact des intrusions granodioritiques. Il existe donc un décalage de 20 Ma entre les deux types de minéralisations, le gisement d'Imiter apparaissant, de ce fait, comme un exemple de système minéralisé télescopé. Ce deuxième type de minéralisation mérite une attention particulière. En effet, si elle ne constitue pas l'objectif de l'exploitation minière actuelle, on peut néanmoins s'interroger sur la possibilité d'existence de concentrations aurifères liées aux métaux de base et à l'arsenic.

La caractéristique du gisement d'Imiter est l'association du système épithermal avec un événement tectonique majeur en distension concentré sur une zone de failles d'extension longitudinale plurikilométrique. Cette fracturation et les structures associées d'ordres inférieurs, participent à la dissémination de la minéralisation dans l'encaissant.

Cet événement tectonique en distension daté à 550 Ma à Imiter, caractérise la transition Précambrien/Cambrien. Il a donc une importance régionale capitale et doit être recherché dans les autres gisements de l'Anti-Atlas, afin d'en examiner plus précisément le rôle en terme de géodynamique. C'est ce que nous tenterons de faire dans la suite de ce mémoire par l'étude des gisements de Bou Madine et de Bou Azzer.

Partie III

Etude géochronologique et géochimique des gisements (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) de Bou Madine et (Co-Ni-As-Au-Ag) de Bou Azzer Implications géodynamiques

Chapitre 1

Le gisement (Pb-Zn-Cu-Ag-Au) de Bou Madine : apport de la géochronologie

Le district de Bou Madine est situé dans la boutonnière précambrienne de l'Ougnat, à l'extrémité orientale de la chaîne de l'Anti-Atlas. Le gisement de Bou Madine est l'occurrence la plus importante de la boutonnière. Il est connu depuis le XV^{ème} siècle. Les réserves totales connues sont de 4 100 000 t. de minerai, avec 160 000 t. de zinc, 32 000 t. de plomb, 800 t. d'argent et 10 t. d'or (Bakari et Nicot, 1985).

1-1. Le cadre géologique régional

La boutonnière de l'Ougnat est composée d'un socle métasédimentaire néoprotérozoïque plissé, schistosé et recoupé tardivement par des granodiorites (Fig. 1.1). L'ensemble est recouvert en discordance par une couverture volcano-sédimentaire néoprotérozoïque terminal. Cette couverture sub-tabulaire est surmontée par des terrains sédimentaires paléozoïques.

1-1-1. Le socle métasédimentaire néoprotérozoïque

Cette série est comparable aux séries néoprotérozoïques décrites à Imiter et à Kelaa M'Gouna respectivement par Marini et Ouguir (1990) et Fekkak *et al.* (1999). La série est plissée, schistosée et métamorphisée en faciès schistes verts à chlorite et séricite (Lécolle *et al.*, 1991). Les axes de plis sont globalement orientés N30°E. Cette structuration peut se rapporter à la phase tectonique panafricaine B1 (Leblanc, 1975). Les granitoïdes se répartissent en deux faciès pétrographiques différents, des diorites quartzites, et des granites à grenat dont la mise en place est supposée synchrone (Abia *et al.*, 1999). Ces intrusions développent un métamorphisme de contact à biotite, cordiérite, andalousite et grenat dans la série métasédimentaire. Cette superposition d'événements métamorphiques se traduit à proximité des intrusions par une schistosité de crénulation. Les relations entre les granitoïdes et le plissement de la série sédimentaire montrent que les granitoïdes de l'Ougnat sont tardi- à post- tectoniques.

1-1-2 La couverture volcano-sédimentaire néoprotérozoïque terminal

Elle repose en discordance sur le socle métasédimentaire directement ou par l'intermédiaire de brèches à éléments du socle (granodiorite et métasédiments). C'est une

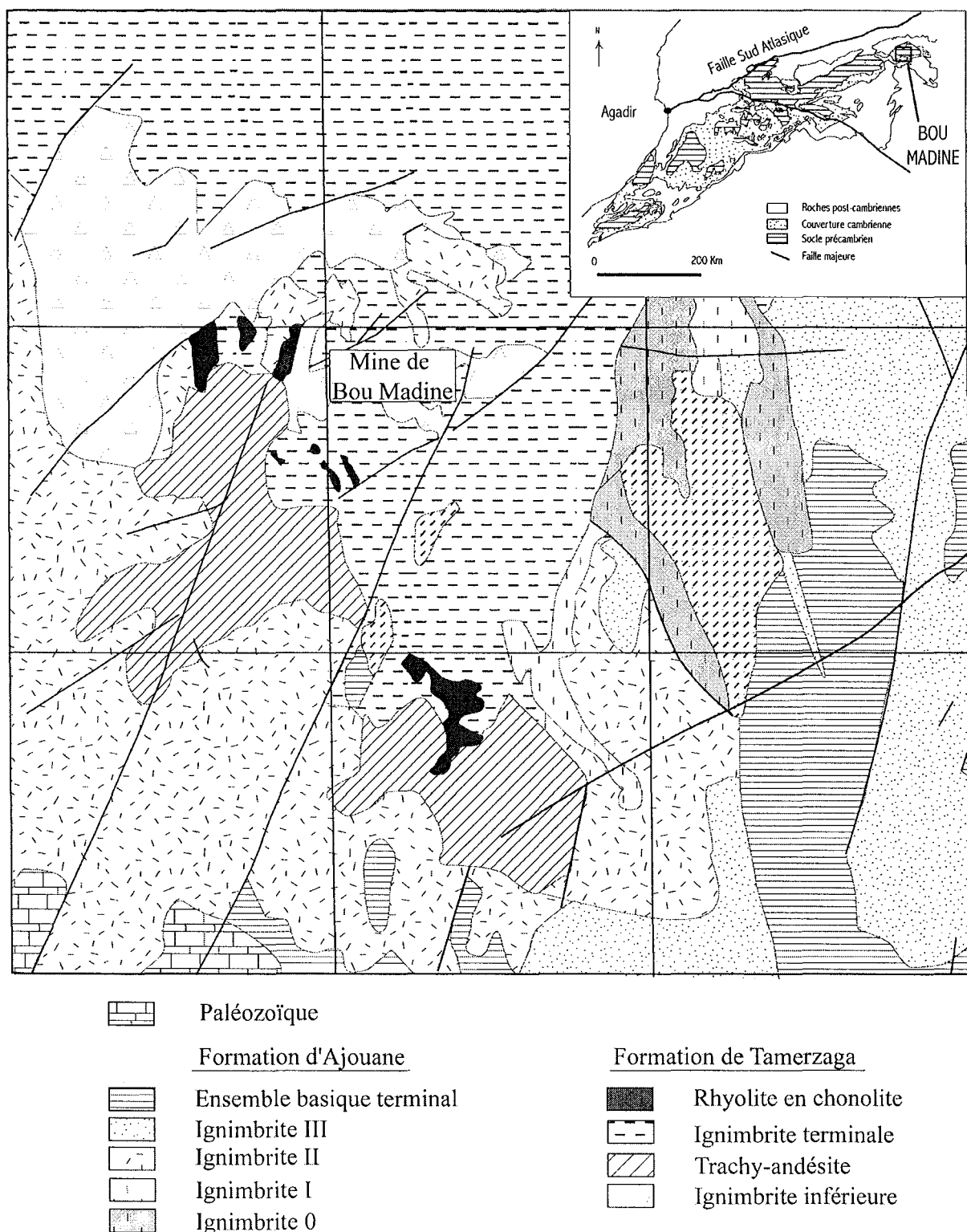


Figure 1.1 Carte géologique de la boutonnière de Bou Madine, et localisation des échantillons analysés (d'après Paile, 1983).

lignée magmatique unique d'affinité calco-alkaline évoluant vers une composition tholéitique pour les basaltes tardifs. L'extension latérale limitée des coulées volcaniques rend difficile toute tentative de corrélation avec les formations volcaniques néoprotérozoïques tardives dans

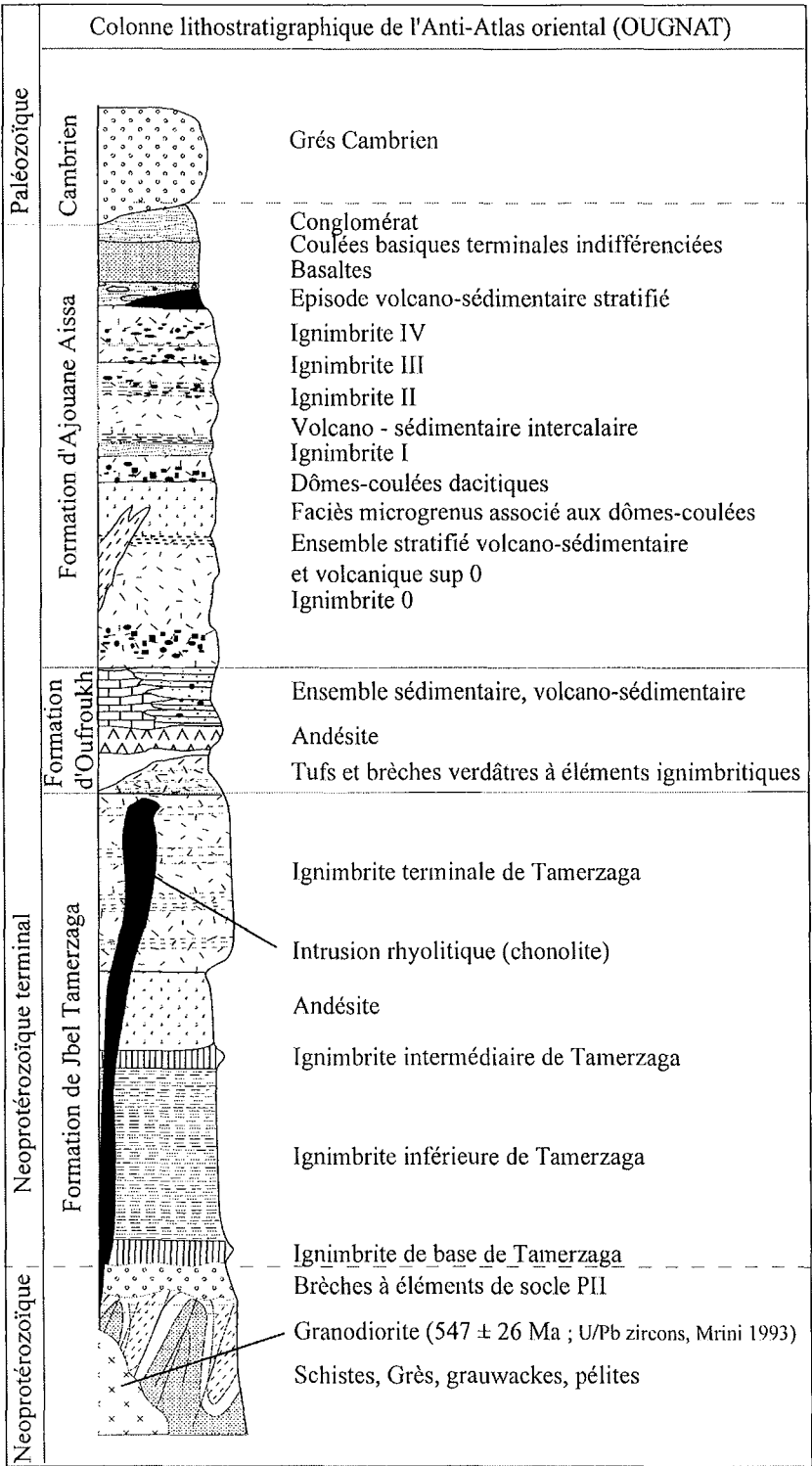


Figure 1.2 Colonne stratigraphique de la région de Bou Madine (d'après Paile, 1983).

l'Anti-Atlas en général et avec la série de Ourazazate dans le Saghro en particulier. Cette série volcanique est composée de quatre formations superposées (Fig. 1.2 ; Paile, 1983 ; Freton, 1988 ; Aït Saadi, 1992):

(1) Le conglomérat de base, à éléments anguleux et hétéro-métriques, affleure en niveaux discontinus. Il est constitué de produits de démantèlement de la série métasédimentaire et des granitoïdes. Il s'agit d'accumulations désordonnées le long des grandes fractures N30°E (Aït Saadi, 1992).

(2) La formation de Tamerzaga est constituée d'un empilement de nappes ignimbrtiques et d'une coulée andésitique intercalaire. Elle se termine par la mise en place d'intrusions rhyolitiques (chonolite) considérées par l'ensemble des auteurs comme synchrones des minéralisations. La mise en place de la formation s'est effectuée en contexte cisailant sénestre selon la direction majeure N30°E (Freton, 1988)

(3) La formation d'Oufroukh regroupe des faciès détritiques (conglomérats, arkose, grès), des tufs, des niveaux de rhyolites, d'andésites, de calcaires, de dolomies et de cherts. Ils se mettent en place dans de petits bassins jalonnant les structures N30°E (Aït Saadi, 1992).

(4) La formation d'Ajouane-Aissa comporte des unités à dominante ignimbrtique, dont la mise en place est contrôlée par les structures N30°E. Elle se termine par la mise en place des seuls basaltes en coulée de la région. La fin de ce cycle est marquée par des injections de dykes et de stocks basiques et acides le long de fractures N-S à N160°E. La transition avec la formation d'Oufroukh n'est pas nette. La série déritique pourrait se poursuivre et constituer la base de la formation d'Ajouane-Aissa.

L'ensemble des faciès de la couverture néoprotérozoïque terminale est affecté par une propylitisation régionale à quartz, albite, chlorite, calcite, rutile et épidote. Cette altération régionale est oblitérée au niveau de la zone minière par une association à quartz et séricite dominants.

1-1-3. La couverture sédimentaire paléozoïque

Dans l'Ougnat, la couverture géorgienne repose directement sur les terrains néoprotérozoïques moyen ou terminal. La transgression infracambrienne adoudounienne, visible plus à l'Ouest de l'Anti-Atlas, n'a pas atteint ce massif. La série sédimentaire paléozoïque (Cambrien et Ordovicien) est constituée d'une alternance de grès, de conglomérats de calcaires, de dolomies et de pélites. Ceci témoigne d'une paléogéographie de haut fond, plus ou moins permanente dans le massif de l'Ougnat. Les terrains paléozoïques

sont structurés par une déformation hercynienne, qui réactive les accidents néoprotérozoïques N30°E et développe des plis à grand rayon de courbure de même direction.

1-2. Le gisement de Bou Madine

La minéralisation se présente sous la forme de caisses filoniennes en queue de cheval. La mise en place des filons est contrôlée par des fractures de direction N160°E induites par le système cisailant N30°E. Une vingtaine de minéraux est identifiés à ce jour au sein de la minéralisation (Savary, 1963 ; St Gal de Pons, 1975 ; Paile, 1983 ; Francin et Marion, 1984 ; Dagallier *et al.*, 1988) dont la pyrite qui constitue la phase principale. Les autres phases sont, par ordre décroissant d'abondance, la blende, l'arsénopyrite, la galène, la chalcoppyrite, les cuivres gris, la stannite, les minéraux d'argent, la cassitérite, l'énargite, la matildite, l'argent, l'or et l'antimoine natifs, le bismuth et la bismuthinite. Une première paragenèse à pyrite dominante, blende, arsénopyrite et pyrrhotite, est bréchifiée et cimentée par une seconde paragenèse à sulfures et sulfosels de Pb, Zn, Cu, Sn Ag, et Au. Cette seconde paragenèse est supportée par une gangue quartzo-calcitique. La température de formation et la fugacité en soufre du premier stade minéralisateur sont estimées respectivement entre 295 et 360°C et entre $10^{-8.75}$ bar et $10^{-11.5}$ bar (Ait Saadi, 1992). Les conditions de formation du second stade sont déterminées à la fois par l'étude des inclusions fluides et par l'étude des chlorites et des sulfures. Les inclusions fluides présentent une salinité de 1% éq. pds NaCl et des températures d'homogénéisation comprises entre 150°C et 200°C, pour des pressions de piégeage estimées à 400 bar. Les températures déterminées à partir des chlorites donnent une gamme de température entre 292°C et 320°C (Ait Saadi, 1992). Pour des températures entre 150°C et 300°C, la fugacité du soufre est estimée respectivement à $10^{-18.8}$ bar et $10^{-9.7}$ bar. Ces résultats de fugacité en soufre sont comparables à ceux obtenus à partir de la réaction bismuth-bismuthinite dans la même gamme de températures, respectivement de 10^{-19} bar à 10^{-12} bar. Le pH de la solution, pour des températures de 150°C à 300°C, est déterminé par Ait Saadi (1992) respectivement entre 6.5 et 7.

1-3. Les données isotopiques du plomb et du soufre

1-3-1. Les analyses isotopiques du plomb

Les analyses isotopiques réalisées sur des galènes (Abia *et al.*, 1999 ; Duthou *et al.*, 1976) présentent des rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ compris respectivement

entre $17,57 < ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 17,93$, $15,43 < ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 15,79$ et $37,25 < ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 38,1$. Ces résultats sont interprétés, par les auteurs, comme l'indication d'une source crûstale de la minéralisation, ou de sources ayant une évolution du rapport U/Pb similaire.

1-3-2. Les analyses isotopiques du soufre

Les analyses réalisées sur population de pyrites, galènes et blendes de Bou Madine par spectromètre de masse à source gazeuse (Dagallier, 1989) révèlent une variation de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de -6 ‰ à + 1‰, avec un mode à -3 ‰ pour les galènes et 0 ‰ pour les pyrites. Ces valeurs sont interprétées par Dagallier (1989) soit comme la conséquence d'un apport en soufre provenant d'une source profonde, soit comme le résultat d'un lessivage du soufre des faciès néoproterozoïques sédimentaires sous-jacents à l'aplomb du gisement de Bou Madine.

1-4. Les modèles génétiques existants

Michard (1976) et Paile (1983) présentent le gisement de Bou Madine comme un gisement télescopé issu de la superposition de deux phases minéralisatrices : un événement de haute température suivi d'une minéralisation plus froide. Suite à une étude régionale Michard (1976) associe chronologiquement ces deux phases respectivement au volcanisme tardi néoproterozoïque et à la transgression liasique. Paile (1983) et Freton (1988) mettent en évidence le contrôle structural majeur des accidents N30°E sénestres sur la mise en place synchrone de la minéralisation et des dykes rhyolitiques (Fig. 1.3). Dagallier (1989) interprète les résultats des isotopes du soufre soit comme les témoins d'une source profonde, soit comme le lessivage d'une colonne sédimentaire néoproterozoïque. Abia *et al.*, (1999), suite à l'analyse des isotopes du plomb, favorisent cette dernière hypothèse.

1-5 Les intrusions rhyolitiques

Les intrusions rhyolitiques (Fig. 1.4) montrent des formes ovoïdes ordonnées suivant des fractures de direction N160°E à subméridienne. Ces roches sont composées de phénocristaux de quartz et de feldspaths (0.5 à 1 mm) supportés par une mésostase microlitique et microcristalline formée de lattes d'albite, d'orthose, et d'une pâte granuleuse à quartz et chlorite comportant de rares cristaux de zircon et de minéraux opaques. Les phénocristaux de quartz sont subautomorphes ou automorphes et présentent des golfes de croissance typiques des faciès rhyolitiques. Ces cristaux sont souvent entourés d'auréoles de

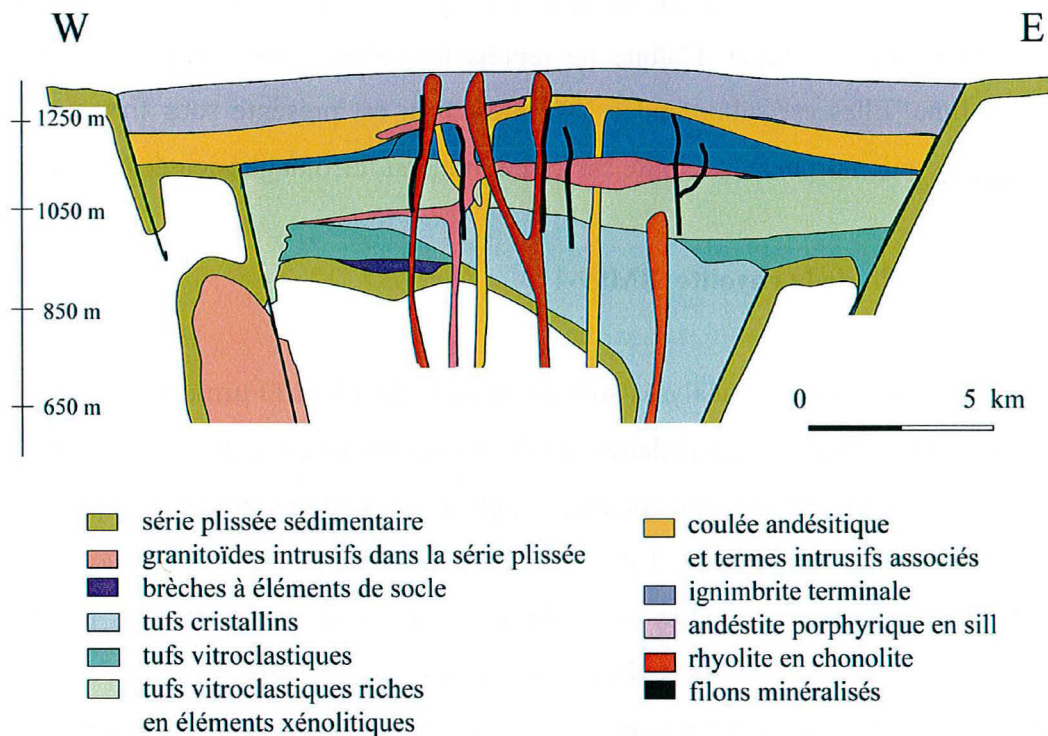


Figure 1.3 Schéma synthétique montrant les relations entre les différents faciès mis en place avant les minéralisations (d'après Dagallier et al., 1988)

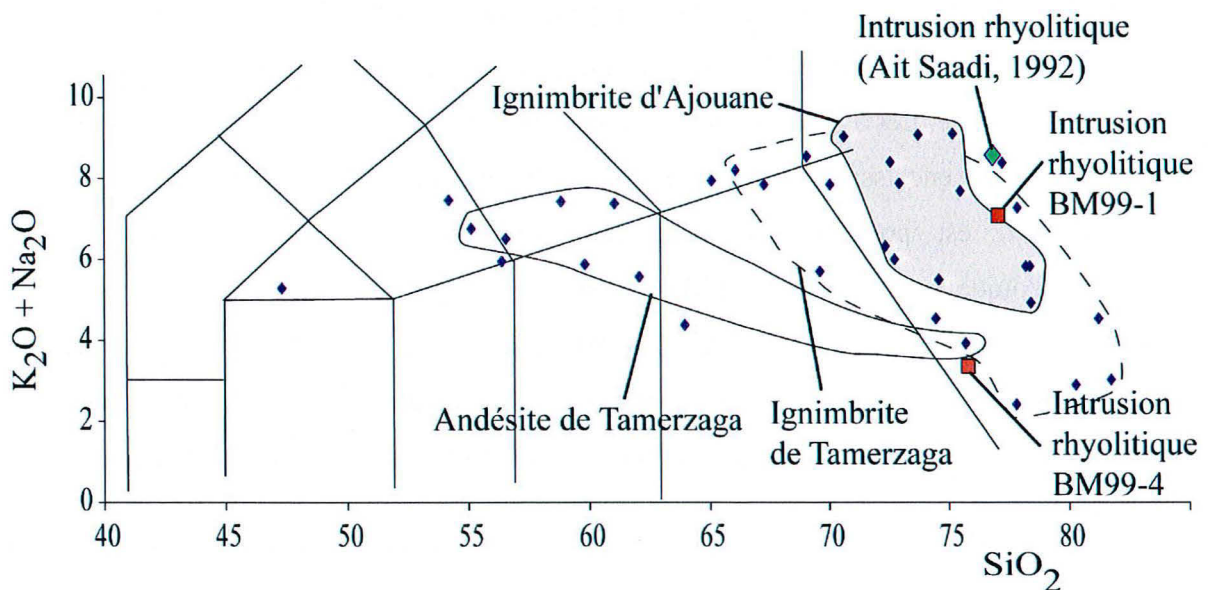


Figure 1.4 Composition chimique d'une rhyolite stérile (chonolite), (BM99-1) d'une rhyolite minéralisée (Fe-Zn) (BM99-4) et de la série volcanique néoproterozoïque terminale dans le diagramme SiO_2 vs $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de Le Maître et al. (1989). Données compilées de Pailé (1983), Freton (1988) et Ait Saadi (1992).

nourrissage quartzes et feldspathiques. Des structures micrographiques s'observent au contact des cristaux de feldspath, ce qui témoigne de conditions de cristallisation en environnement subvolcanique. L'albite ne représente qu'une faible proportion de la phase phénocristalline. Elle est subordonnée à l'orthose, qui est présente sous forme de cristaux millimétriques automorphes. La biotite est le seul minéral ferromagnésien des rhyolites.

1-6. Datation U/Pb de la rhyolite (BM99-1)

Les grains de zircons analysés sont de petite taille (50-200 μm). Tous les grains sont automorphes, prismatiques ou aciculaires (ou des fragments de cristaux automorphes). Ils sont homogènes ou présentent une fine zonation magmatique, certains grains sont perlés de fines inclusions d'apatite et de thorite. Un grain présente des évidences de structures héritées (Fig. 1.5). Les rapports isotopiques et les âges calculés sont présentés dans le tableau 1.1. Quatorze zircons ont été analysés. Pour les mêmes raisons que celles évoquées dans le chapitre 7, nous privilégions ici les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, qui présentent une erreur plus faible que les âges $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. En utilisant cette grille de lecture, la distribution des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dans le diagramme concordia révèle deux groupes principaux (Fig. 1.5) constitués d'âges concordants répartis respectivement entre 532 ± 2 Ma et 567 ± 5 Ma (âge moyen pondéré : 553 ± 16 Ma ; MSWD = 69 ; n = 6) et entre 581 ± 1 Ma et 582 ± 2 Ma (âge moyen pondéré : 582 ± 2 Ma ; MSWD = 0.2 ; n = 2). L'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, de 553 ± 16 Ma, calculé sur les 6 âges concordants du premier groupe peut être considéré comme l'âge de mise en place de la rhyolite. Les âges plus anciens représentent probablement des xénocristaux hérités des formations encaissantes (les granitoïdes et la série volcanique néoprotérozoïque terminale). Il est possible d'identifier les âges déterminés sur la série volcanique néoprotérozoïque terminale (*ca.* 580Ma), ainsi que les âges des déformations Pan-africaines B1 (*ca.* 650 Ma, Leblanc et Lancelot, 1980). L'âge à 2223 ± 13 Ma, comme les âges discordants, sont interprétés comme des âges de mélange entre un cœur hérité et une zone de cristallisation postérieure. Ces âges ne peuvent donc être interprétés directement en terme d'âge géologique.

Points	Teneurs			Mesuré		Rapports corrigés						Âges (Ma)			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ
10	9,42	127,09	12,65	8,23E-05	1,10E-05	0,05940	0,00078	0,08630	0,00029	0,70680	0,01168	534	2	543	7
15	18,31	236,40	22,44	8,21E-05	1,21E-05	0,07633	0,00371	0,09015	0,00026	0,94876	0,04885	556	2	677	25
14	17,39	227,49	21,20	6,30E-05	8,30E-06	0,07431	0,00119	0,08896	0,00028	0,91144	0,01743	549	2	658	9
16	18,79	240,99	12,52	3,76E-04	3,99E-05	0,06544	0,00424	0,09073	0,00042	0,81863	0,05688	560	3	607	31
4	41,00	522,09	34,33	7,20E-06	1,36E-06	0,05915	0,00108	0,09141	0,00019	0,74548	0,01515	564	1	566	9
20	5,69	74,81	15,23	4,18E-05	3,50E-06	0,05938	0,00132	0,08860	0,00031	0,72533	0,01867	547	2	554	11
21	7,44	100,67	7,93	9,65E-05	3,64E-06	0,06004	0,00039	0,08598	0,00037	0,71179	0,00774	532	2	546	5
25	6,25	79,15	9,83	3,80E-04	1,95E-05	0,06282	0,00190	0,09187	0,00093	0,79572	0,03211	567	5	594	18
26	7,99	106,77	13,26	5,85E-05	2,44E-06	0,06601	0,00105	0,08712	0,00024	0,79295	0,01485	538	1	593	8
3	36,90	455,42	30,99	1,66E-05	3,33E-06	0,05931	0,00115	0,09431	0,00013	0,77119	0,01597	581	1	580	9
27	19,01	231,47	13,39	1,79E-04	7,72E-06	0,06810	0,00152	0,09556	0,00018	0,89729	0,02165	588	1	650	12
19	12,76	157,20	13,72	3,63E-05	3,44E-06	0,05980	0,00075	0,09450	0,00042	0,77920	0,01331	582	2	585	8
17	4,08	47,85	15,68	1,48E-04	8,10E-06	0,06913	0,00219	0,09931	0,00073	0,94659	0,03695	610	4	676	19
2	21,88	61,84	53,96	5,38E-04	3,79E-05	0,17318	0,00666	0,41184	0,00287	9,83397	0,44658	2223	13	2419	41

Tableau 1.1 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons de l'intrusion rhyolitique de Bou Maadine. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards

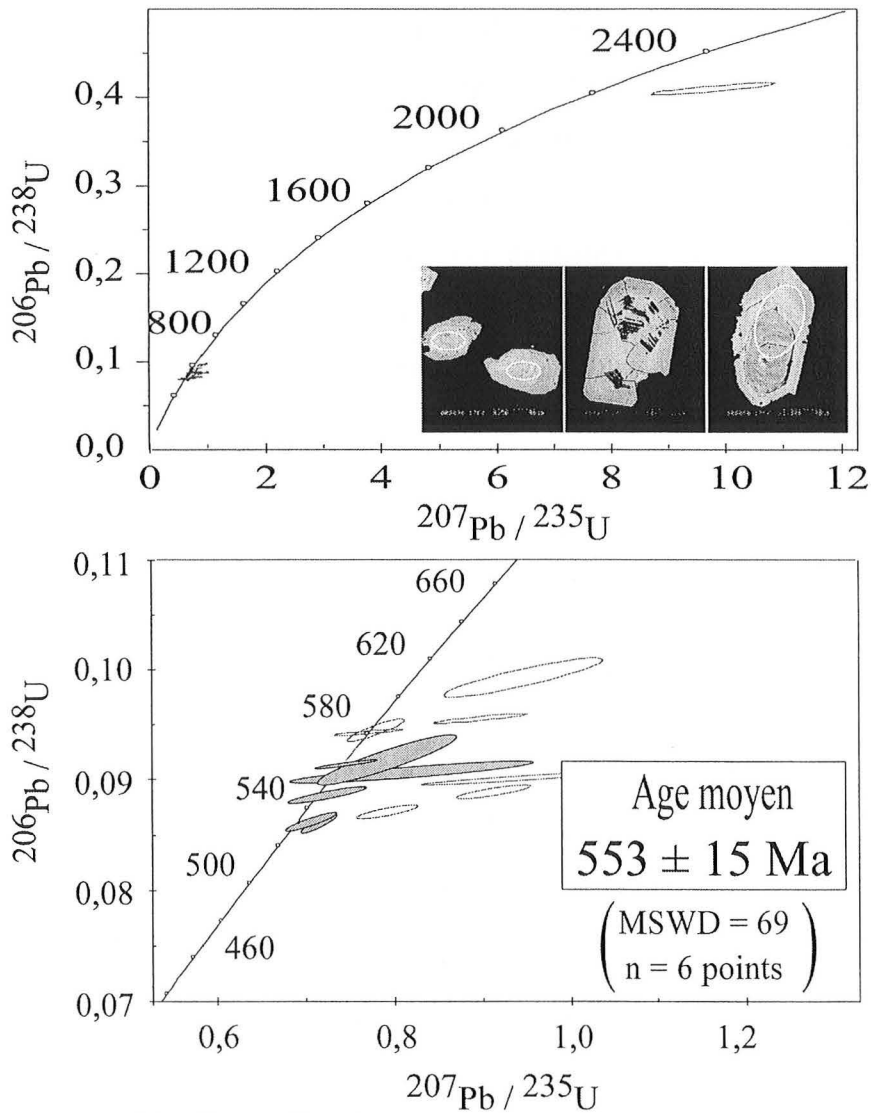


Figure 1.5 Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des analyses à la sonde ionique sur monograin de zircon de l'intrusion rhyolitique de Bou Madine

1-7. Les analyses isotopiques du soufre

La méthode (sonde ionique CAMECA IMS3F) et les conditions d'analyse sont décrites en détail dans la partie I chapitre 3 de ce manuscrit. Les analyses sont réalisées sur une minéralisation massive de pyrite et de sphalérite dans une rhyolite (BM99-4). Les analyses effectuées sur la pyrite donnent un $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ moyen de $-0.6 \pm 2.4 \text{ ‰}$. Ces résultats sont en accord avec ceux de Dagallier (1989). L'étude in situ permet de montrer que la variation de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ des pyrites de l'ordre de 4 ‰ à l'échelle du gisement se retrouve à l'échelle de l'échantillon (Tableau 1.2).

Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ calculées pour les fluides H_2S à partir de l'ensemble des données (Dagallier, 1989 ; cette étude) dans la gamme de températures (150°C à 360°C) déterminées sur les inclusions fluides et sur la minéralisation (Ait Saadi, 1992 ; Abia *et al.*, 1999) présentent des valeurs moyennes comprises respectivement entre -1.9 ‰ et -1.3 ‰.

Ces valeurs se situent dans la gamme de variation des valeurs connues pour le soufre magmatique (Ohmoto, 1974). Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ déterminées à Bou Madine sont interprétées comme les témoins d'une source magmatique pour le soufre. Les variations de $\delta^{34}\text{S}$ observées sont interprétées comme l'expression de conditions locales particulières (mélange de fluides, dégazage de SO_2 , variation locale de $f\text{O}_2$) caractéristiques de ce type de système hydrothermal, lié à un phénomène pulsatif de fracturation hydraulique/cicatrisation.

Auteurs	Minéral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (en ‰)	Erreur 2s	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de H_2S moyen (en ‰)		
Dagallier, 1989	pyrite	1 (n=7)		150°C	300°C	360°C
		0 (n=11)				
	-1 (n=4)		-2.1	-1	-0.8	
	sphalérite	0 (n=3)				
		-3 (n=1)		-1.3	-1.1	-1.0
	galène	-2 (n=1)				
-3 (n=2)						
		-4 (n=1)				
		-6 (n=2)		-0.9	-2.1	-2.4
Cette étude	pyrite	-2.1	1.1	-3.3	-2.3	-2.1
		-3.2	1.9	Valeur moyenne générale de H_2S		
		1.3	1.0	à 150°C	à 300°C	à 360°C
				-1.9	-1.4	-1.3

avec n, le nombre d'échantillon de valeur identique

Tableau 1.2 Valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ calculées de la littérature (pyrite, sphalérite, blende) (spectromètre à source gazeuse, Dagallier, 1989) et les données nouvelles (pyrite) de cette étude (Sonde ionique CAMECA IMS 3F) à Bou Madine.

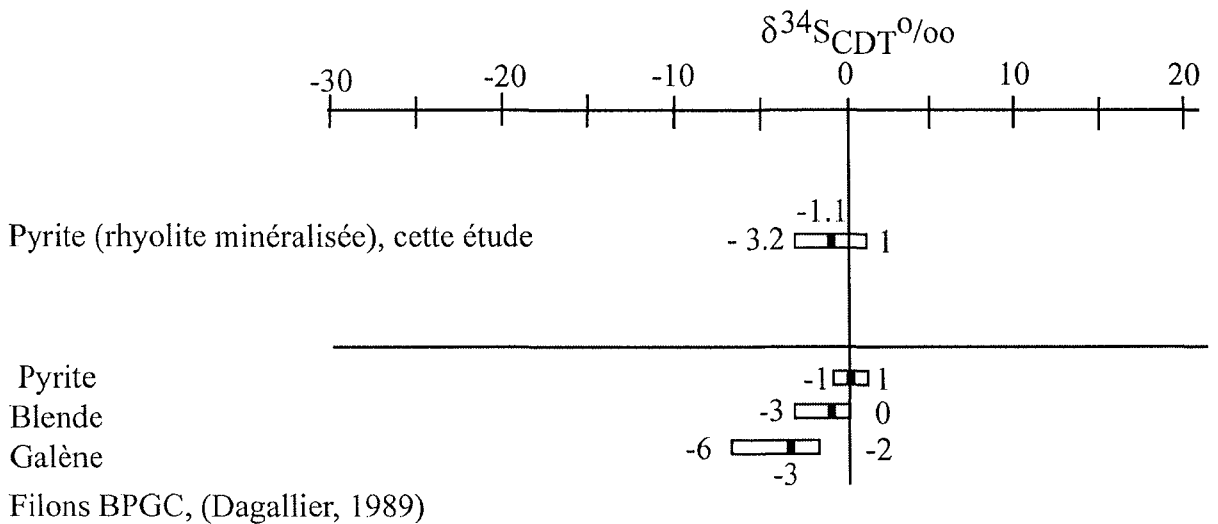


Figure 1.6 Distribution des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la littérature et les données nouvelles de cette étude à Bou Madine

1-8. Conclusion : Contribution au modèle génétique de Bou Madine

Avant de discuter le modèle génétique de la minéralisation de Bou Madine il convient de rappeler les résultats obtenus dans cette étude.

La datation d'une intrusion rhyolitique (chonolite) de Bou Madine donne un âge de 553 ± 16 Ma. Cet âge est identique aux âges déterminés sur les intrusions rhyolitiques de Takhatert et de Tachkakacht. C'est un exemple supplémentaire du volcanisme calco alcalin néoprotérozoïque terminal dans l'Anti-Atlas oriental.

A Bou Madine, la mise en place de ces intrusions est contrôlée par un régime d'extension ESE-WNW à l'origine des failles normales de direction N70°E à N30°E (Dagallier et al., 1988). Ce contexte structural est comparable au contexte de mise en place des intrusions rhyolitiques d'Imiter (chapitre 4 Partie II). Cet événement distensif néoprotérozoïque terminal n'est donc pas limité à la seule boutonnière d'Imiter. La principale différence entre le gisement d'Imiter et celui de Bou Madine semble résider dans l'importance de la minéralisation BPGC de ce dernier et des altérations hydrothermales (propylitiques et phylliteuse) visibles en surface. Le gisement de Bou Madine pourrait donc lui aussi être constitué d'un système télescopé où l'événement granodioritique à métaux de base prédominerait sur l'événement magmatique épithermal ultérieur. Suivant cette hypothèse on peut donc s'interroger sur l'existence en profondeur à Bou Madine d'un système minéralisé de

type porphyre cuprifère. A ce titre, une comparaison du gisement de Bou Madine avec le gisement de Bingham (Cox 1986 ; Cunningham et al., 2001) ou mieux encore celui de Butte (Marcoux et Jebrack, 1999) pourrait être très fructueuse. C'est peut-être dans un cadre conceptuel différent qu'il convient de poser maintenant le problème de la récupération de l'or à Bou Madine.

Chapitre 2

Le gisement (Co-Ni-As-Au-Ag) de Bou Azzer : apport de la géochronologie

Le district de Bou Azzer est situé dans la boutonnière précambrienne de Bou-Azzer-El-Graara, dans la partie centrale de l'Anti-Atlas. Le district minier de Bou-Azzer est constitué de nombreux gisements répartis sur 60 km le long de l'accident majeur anti-atlasique. L'objet de ce chapitre se limite à la zone ouest du district de Bou-Azzer et plus précisément au filon 7, au gisement d'Aghbar et au gisement de Tamdrost (Fig. 2.1). Depuis 1933, le gisement de Bou Azzer a produit 50 000 t. de cobalt, 5 000 t. de nickel, 150 000 t. d'arsenic, 3 500 t. de chrome, 10 t. d'argent et entre 2 et 5 t. d'or (Ennaciri, 1995).

2-1. Le cadre géologique régional

La boutonnière de Bou Azzer-El Graara est composée d'une couverture infra-cambrienne et cambrienne reposant en discordance sur un socle d'âge protérozoïque. Leblanc (1975) a proposé de diviser les formations stratigraphiques en cinq ensembles.

(1) Le socle Précambrien I (PI ou Paléoprotérozoïque) est constitué de gneiss, d'amphibolites et de leucogranites. Cet ensemble est affecté par l'orogénèse éburnéenne datée à 2 Ga (Charlot, 1978).

(2) Le Précambrien II (PII, ou Néoprotérozoïque moyen) repose en discordance sur le PI. Dans la boutonnière de Bou Azzer, cet ensemble est formé de deux unités différentes. L'unité de base correspond au complexe ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (788 ± 8 Ma, Clauer 1976) et aux diorites associées.

La seconde unité est une série détritique et volcano-détritique, appelée série de Tiddiline. La série ophiolitique est affectée par la phase panafricaine B1 datée à 685 ± 15 Ma (Clauer, 1974, 1976) qui y développe une schistosité de flux S1 (Leblanc, 1975). L'ensemble du PII est affecté par la phase tectonique panafricaine B2. Cette phase est caractérisée par le développement de grands plis droits et d'un système de failles conjuguées N60°E et N170°E correspondants à une direction de compression maximale N30°E (Leblanc, 1973).

(3) Le Précambrien III (PIII, ou Néoprotérozoïque terminal) correspond à la série volcanique et volcano-détritique de Ouarzazate (Azizi Samir *et al.*, 1990). C'est une série

continue d'affinité calco-alcaline, qui recouvre en discordance majeure le PI et le PII. Elle se met en place dans un contexte de distension orientée NW-SE, synchrone de décrochements sénestres orientés N100°E à N120°E (Azizi Samir *et al.*, 1990). Le PIII (rhyolite de base du Jbel Bachkoun) est daté par dilution isotopique sur une population de zircons à 580 ± 12 Ma (Mifdal et Peucat, 1985).

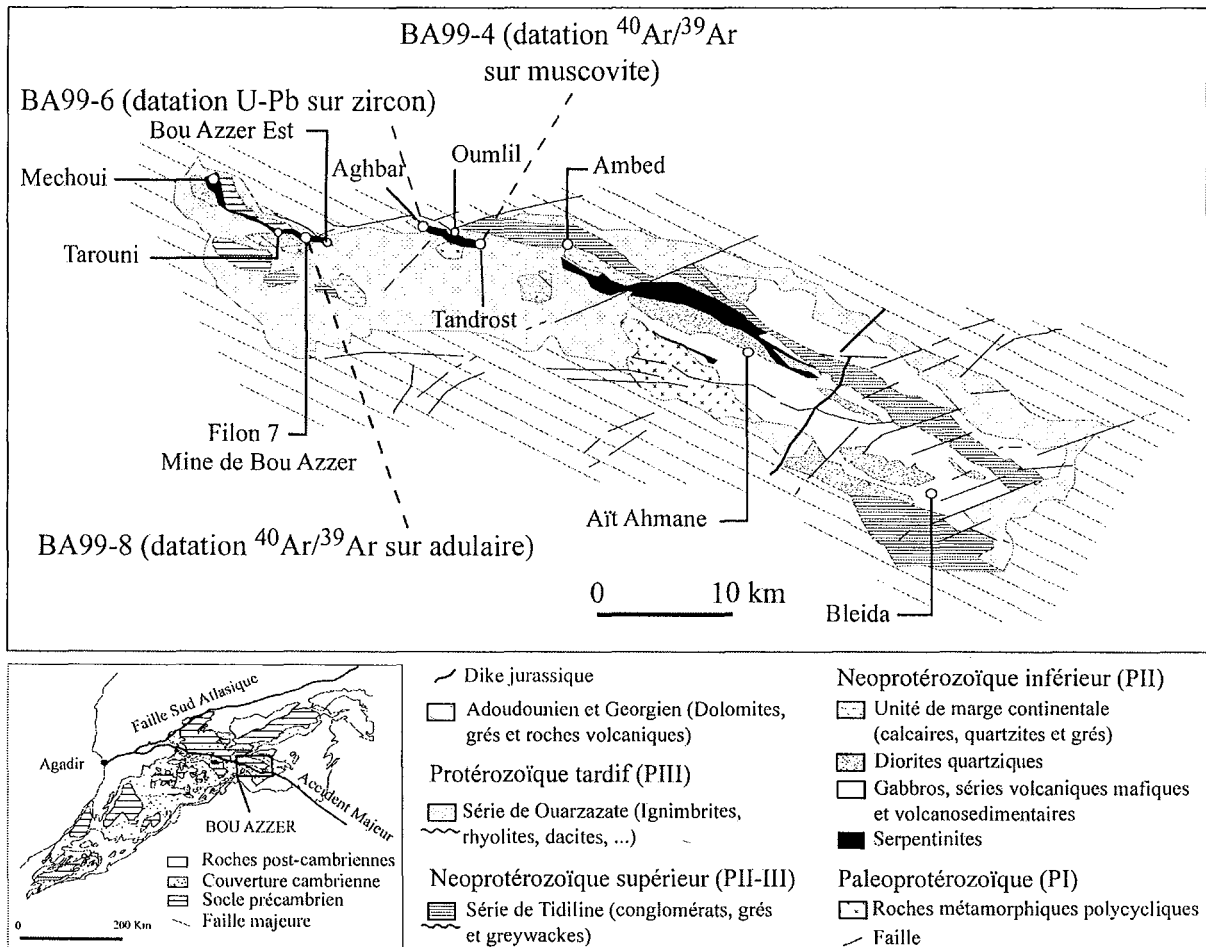


Figure 2.1 Carte géologique de la boutonnière de Bou Azzer - El Graara, (d'après Leblanc, 1975) et localisation des échantillons analysés.

(4) L'infra-Cambrien (Adoudounien) est transgressif sur le PIII (Leblanc, 1975). Cette série est formée de dolomies et de grès. Des intercalations trachy-andésitiques dans les dolomies sont datées au Jbel Boho à 534 ± 10 Ma (U/Pb par dilution isotopique sur des populations de zircons homogènes, Ducrot et Lancelot, 1977). La formation adoudounienne passe en continuité aux terrains paléozoïques, qui sont affectés par l'orogénèse hercynienne qui induit des structures plissées disharmoniques et des structures cassantes superposées aux structures panafricaines (Leblanc, 1973).

(5) La dernière expression magmatique reconnue dans la région est représentée par un dyke doléritique. Les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur monograin de plagioclase réalisées sur ce dyke donnent un âge de 196 ± 1.8 Ma (Sebei *et al.*, 1991).

2-2. La minéralisation

Des études paragenétiques détaillées ont été réalisées par Maacha *et al.* (1998) et Ennaciri (1995) (Fig. 2.2). Ces auteurs différencient deux types de minéralisation, des filons parallèles au contact entre les serpentinites et la granodiorite et des filons sécants sur ce contact. La succession minéralogique dans les deux cas est similaire, elle débute par une séquence anté-arséniure composée de silicates (quartz, amphibole, chlorite et séricite) associés parfois avec des sulfures. Le stade à arséniures et sulfoarséniures est composé successivement de tri et diarséniures de Ni et de Co, de diarséniures de Fe, de sulfoarséniures de Ni et de Co, de sulfoarséniures de Co-Fe et de sulfoarséniures de Fe. Cette séquence est supportée par une gangue de quartz. La fin de ce stade à arséniure est marquée par la présence de sulfures (sphalérite, galène, pyrite, chalcopryrite, bismuthinite, digénite et bornite), de sulfosels (tétraédrite et tennantite) et localement de l'argent et du bismuth natifs. La mise en place de fissures à barytine, la talcification des gangues carbonatées et l'altération des arséniures en hétérogénite et érythrine constituent un événement tardi à post-minéralisation.

Les analyses multi-échelles, de la lame mince au district, révèlent une zonation de la minéralisation. A l'échelle du gisement, cette zonation est illustrée par la succession du cœur vers la périphérie des tri-diarséniures, sulfoarséniures et sulfures. Au niveau du district une zonation Est-Ouest est exprimée par des concentrations prédominantes de safflorite et de skuttérudite, à l'Ouest et de rammelsbergite au centre et à l'Est. Cette zonation régionale est également exprimée dans l'étude des fluides, avec des températures d'homogénéisation plus chaudes à l'Ouest. Ennaciri (1995) montre que la nature des fluides dans les inclusions primaires et secondaires de la minéralisation de contact, est identique dans l'ensemble du district (50 km). Il s'agit de saumures complexes ($\text{NaCl} + \text{CaCl}_2$), de salinité entre 34,5% et 40,5% pds eq. La température d'homogénéisation moyenne est de 225°C à l'Ouest et de 190°C au centre et à l'Est. Ennaciri (1995) ; Ennaciri *et al.* (1997) expliquent cette zonation régionale en terme de zonation verticale, les blocs Ouest et Centre-Est sont décalés de façon sénestre par un accident post-précambrien, la variation des températures entre les blocs suggère un niveau de mise en place plus profond à l'Ouest. Essaraj (1999) propose l'existence de deux autres types de fluides. Un fluide tardif lié au dépôt de l'argent, dont la salinité est

plus variable, de 19% à 40.5% pds eq. NaCl + CaCl₂. Les températures de piégeage sont estimées entre 140°C et 250°C à des pressions de 20 à 100 MPa. Chronologiquement l'auteur associe ce type de fluides aux fractures NE-SW et NW-SE respectivement précambriennes à cénozoïques et hercyniennes. Le second type de fluides présente des salinités faibles, de 0.3 à 17% pds. Eq. NaCl + CaCl₂ et des températures fortes, autour de 280°C. Ce fluide est supposé antérieur au dépôt de la minéralisation. Une analyse par écrasement-lessivage semble indiquer une origine profonde des saumures similaires aux saumures de bassins pétroliers (Essaraj, 1999).

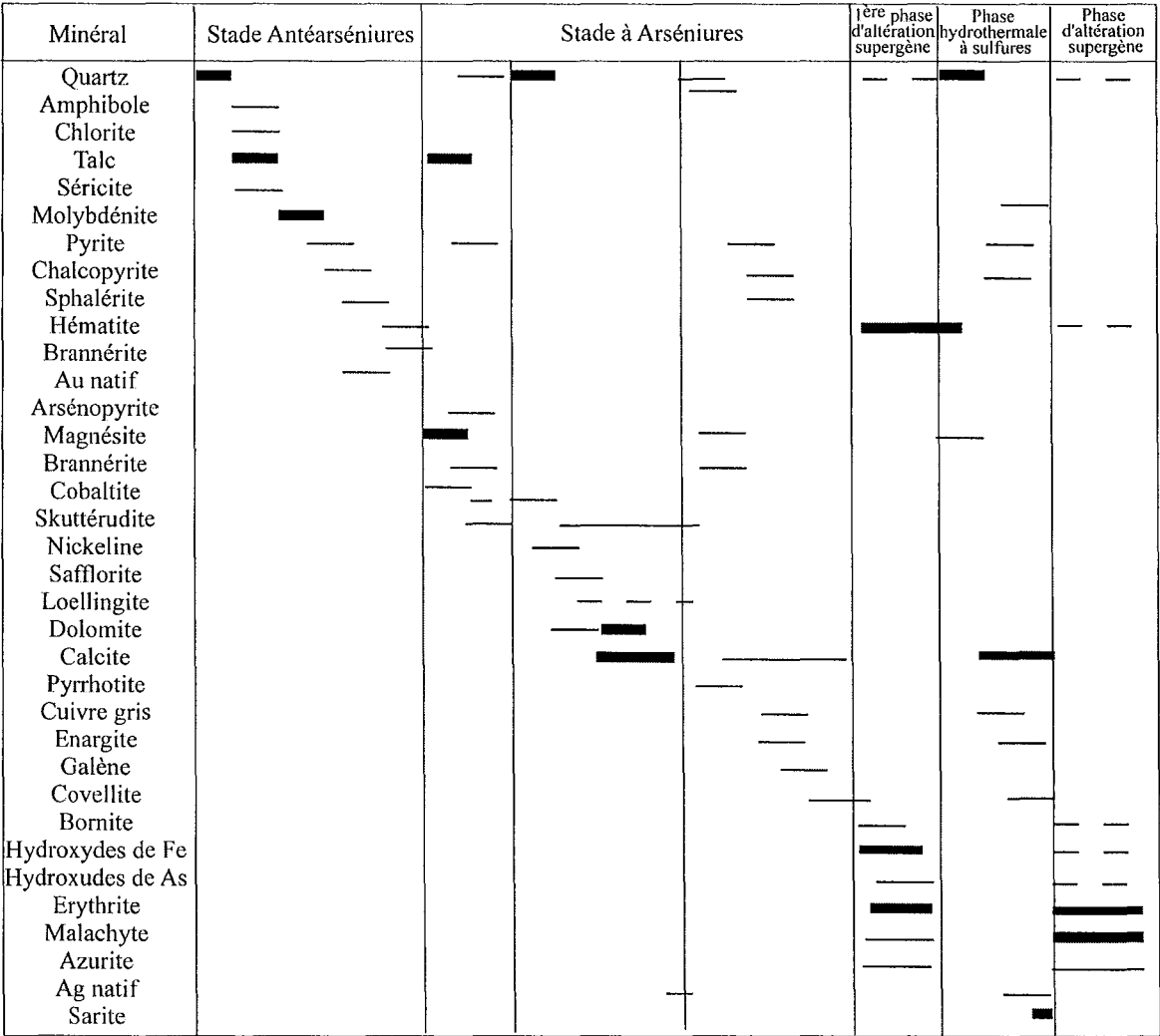


Figure 2.2 Succession paragenétique des minéralisations de Bou Azzer, (Maacha et al., 1998). L'épaisseur du trait est fonction de l'abondance relative du minéral.

Une étude isotopique du soufre et de l'oxygène a été réalisée sur les sulfures et les sulfates et sur les gangues de dolomite et de calcite (Maacha et al., 1998). Les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ obtenues sont de -6.2 ‰ à + 4.9 ‰ pour les sulfures et de +25.7 ‰ pour les sulfates. Les

valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont de -2.9 ‰ à + 1.4 ‰ dans les carbonates. Ces résultats sont interprétées par les auteurs comme la contribution isotopique de sulfates marins et d'eaux exogènes dans le système minéralisateur. Ils proposent un modèle de mélange de fluides exogènes avec des fluides endogènes chargés en arsenic. Dans ce modèle le cobalt et le nickel sont lessivés à partir des péridotites serpentinisées du complexe ophiolitique de Bou Azzer.

2-3. Les paragenèses d'altération

Les profils d'altération au contact de la diorite et de la serpentinite ont été étudiés par Leblanc et Lbouabi (1988). Les termes successifs de la zone d'altération sont : une diorite saine, une diorite cataclasée, une cataclasite metasomatisée en K-Na, une rodingite (métasomatisme Mg-Ca), une chloritite et une serpentinite. Les minéraux d'altération prépondérants sont les phyllosilicates (chlorites) et les feldspaths (adulaire et albite). Les chlorites sont bien développées dans la zone à arséniures. Essaraj (1999) identifie deux familles de chlorites : des brunsgivites et des brunsgivites-clinoclors. Cet auteur décrit également plusieurs générations d'albite ainsi que des filonnets d'adulaire et d'albite tardifs recoupant la granodiorite.

2-4. Datation du gisement

A l'heure actuelle c'est un point de controverse important pour la compréhension de la formation du gisement. Selon les observations géologiques de Leblanc (1975) les minéralisations sont postérieures à la phase de déformation B1 (685 Ma, Clauer, 1974 ; 1976). Par ailleurs, Ennaciri *et al.* 1996 propose un âge Pb/Pb à 550 ± 10 Ma pour une brannérite synchrone du stade à arséniures. Cependant, une détermination plus ancienne de Ledent *et al.* (1960) avait fourni également sur brannérite un âge Pb/Pb à 240 ± 10 Ma. Enfin Essaraj (1999) propose par une étude structurale couplée à une étude d'inclusion fluide un âge post adoudounien pour la minéralisation cobaltifère et un âge hercynien pour la minéralisation argentifère.

2-5. Les modèles génétiques existants

Les modèles génétiques proposés pour le district de Bou Azzer sont nombreux. Les premiers modèles de Jouravsky (1952) et Goloubinov (1956) proposent un lessivage du Co et Ni à partir des serpentinites par des fluides hydrothermaux lors de l'orogénèse hercynienne.

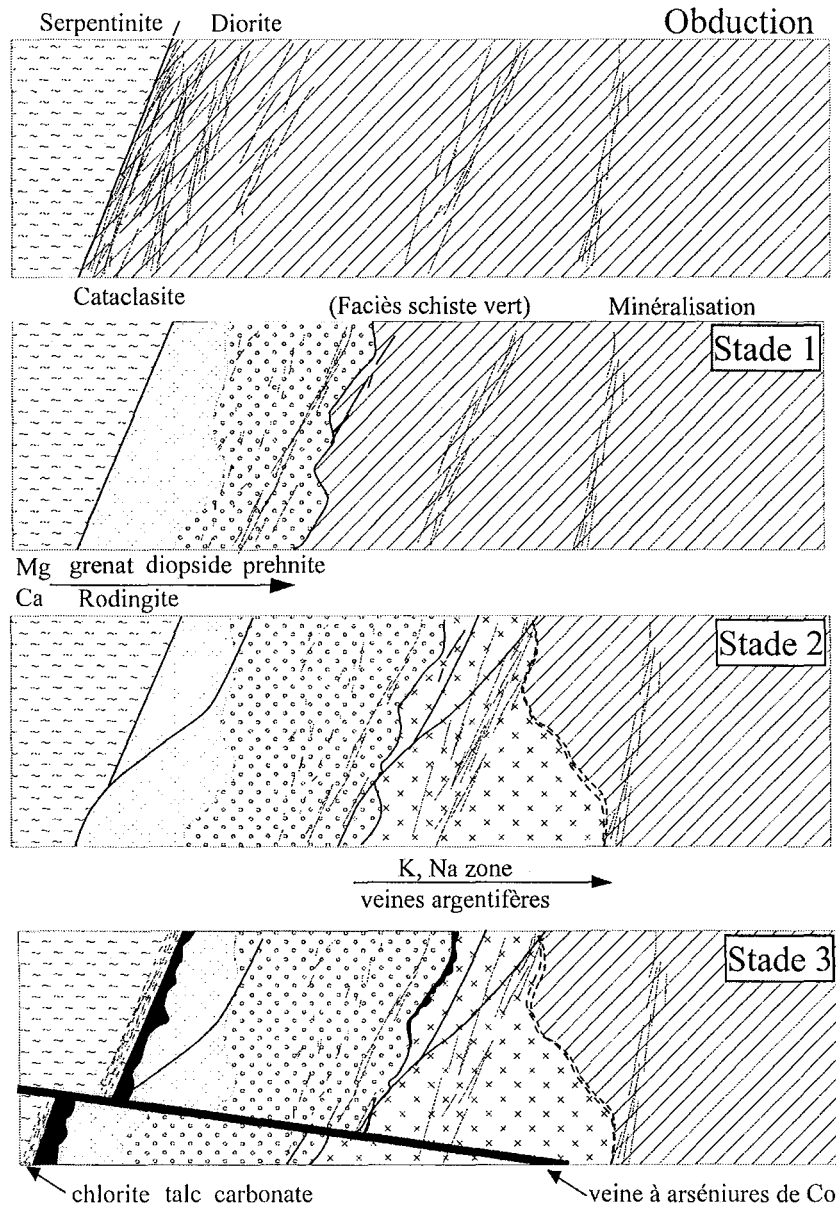


Figure 2.3 Modèle génétique de la minéralisation selon Leblanc et Lbouabi, (1988). Succession chronologique des altérations qui ont affecté la diorite quartzite de Bou Azzer.

Kroutov *et al.* (1989) propose un modèle similaire, mais il associe les minéralisations au cycle de distension adoudounien. Leblanc (1975) identifie trois stades de minéralisations (Fig. 2.3):

(1) serpentinisation avec pré-concentration de Co et As, (2) altération météorique des serpentinites à la fin du Précambrien avec concentration de Fe, Co, As, Mn et Ni dans la formation d'Ambed, (3) bréchification et recristallisation de la carapace silico-carbonatée d'Ambed avec piégeage de Co dans les accidents tectoniques précambriens ou hercyniens. Plus récemment, Zouita (1986), Azizi Samir *et al.* (1990), Maacha *et al.* (1998) s'appuient sur des études structurales et géochimiques (inclusions fluides et isotopes stables) pour proposer un modèle de mélange de fluides exogènes marins et endogènes hydrothermaux. Ce dernier modèle est remis en cause par Ennaciri (1995) et Essaraj (1999), qui n'observent aucun signe de mélange de fluides différents et proposent un modèle de minéralisation par des fluides d'âge hercynien, qui auraient traversé des couches évaporitiques adoudouniennes (Essaraj, 1999).

2-6. Le filon 7

Le filon 7 correspond au remplissage d'un accident important décrochant sénestre qui met en contact la serpentinite avec la granodiorite sur une distance de 600 m. Le filon

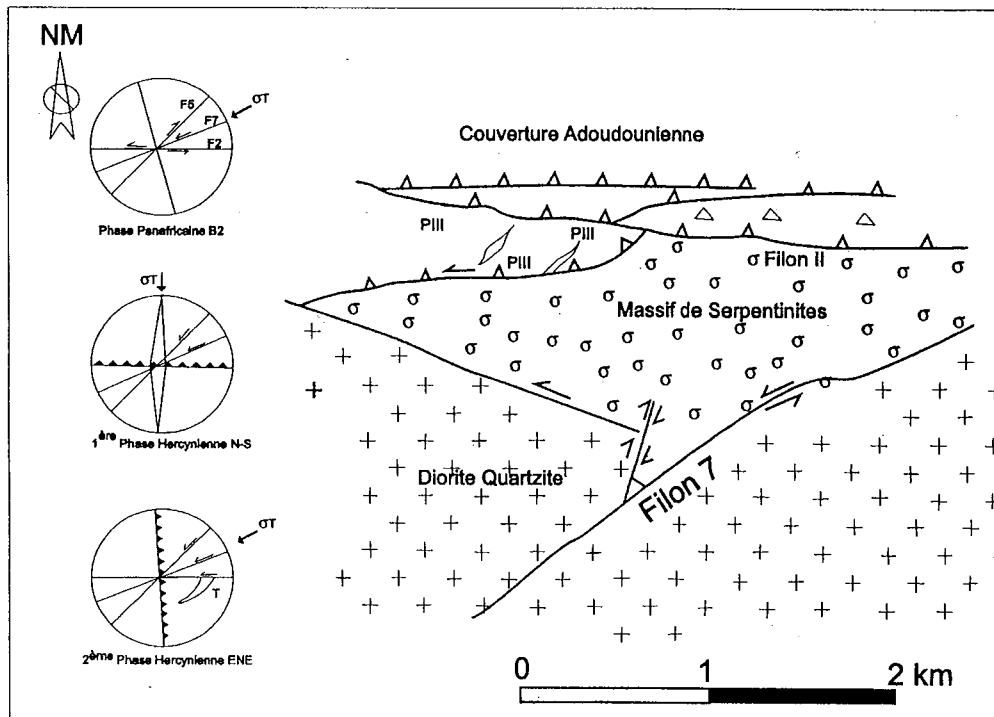
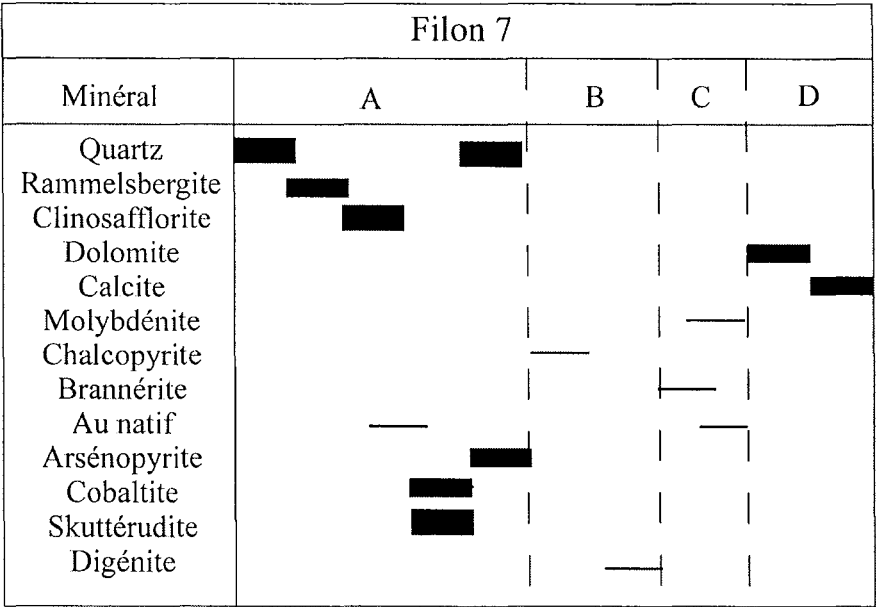


Figure 2.4 Carte structurale simplifiée et phases de déformation observées dans le filon 7. (d'après Maacha *et al.*, 1998)

présente une puissance variant entre 1 et 20 m et il est reconnu jusqu'à une profondeur de -340 m. Le levé de surface permet à Ennaciri (1995) d'identifier la chronologie de dépôts suivante : (1) ankérite issue en partie de la carbonatation des serpentines ; (2) quartz laiteux ; (3) calcite spathique blanche ; (4) barytine ; (5) quartz translucide. Selon les travaux de Goloubinov (1956), la minéralisation est soit parallèle au contact, soit associée à des accidents de direction NE-SW. La minéralisation s'exprime en surface sous forme d'érythrine dans les fentes à quartz orientées N115°E et d'hétérogénéite dans les fentes de quartz laiteux orientées N40°E. Ces deux familles sont exprimées au niveau -145 m respectivement par des arséniures associés à des quartz et carbonates orientés N75°E et par des fentes plus tardives de direction N45°E (Fig. 2.4).

L'inventaire minéralogique et la succession paragénétique selon Ennaciri (1995) sont présentés sur la figure 2.5. Les minéraux prépondérants sont la skuttérodite et la (clino)safflorite. La succession chronologique est la suivante (du plus ancien au plus récent) :

- le stade A est constitué de triarséniures (rare rammelsbergite), diarséniures [(clino)safflorite, skuttérodite], puis sulfoarséniures (arsenic et cobaltite).
- Le stade B est constitué de sulfures. Ils remplissent les fissures dans les arséniures et les sulfoarséniures.



A : séquence à arséniures et sulfarséniures.
 B : séquence à sulfures et sulfosels.
 C : séquence à molybdénite, brannérite et chlorite.
 D : Séquence à carbonates (calcite, dolomie).

Figure 2.5 Succession minéralogique du filon 7. (Ennaciri, 1995). Ce filon renferme apparemment des paragenèses correspondant au stade à arséniures de Maacha et al., 1998

- Le stade C est composé de molybdénite, de brannérite et d'or natif.

La gangue est constituée plus fréquemment de quartz (anté à post minéralisation) que de calcite (tardive).

Lorsque l'on compare les successions paragénétiques proposées par les différents auteurs au niveau régional puis avec la paragenèse du filon 7, il apparaît des différences assez sensibles.

2-7. Nouvelles données géochimiques et géochronologiques

2-7-1. Analyses isotopiques du soufre

Deux échantillons ont été analysés. Il s'agit d'une pyrite (BA99-10) et d'une galène (BA99-2) provenant de la zone minéralisée proche du filon 7. La galène se présente sous la forme d'une lentille de 10 cm de diamètre emballée dans des arséniures de cobalt. La pyrite est disséminée dans la serpentinite. La localisation géographique et la position paragénétique précises des échantillons ne nous ont pas été communiquées. Les analyses effectuées sur la pyrite donnent un $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de $-6.4 \pm 0.5 \text{ ‰}$. Les différentes analyses réalisées sur la galène donnent une moyenne pondérée de $-13.5 \pm 0.2 \text{ ‰}$ (MSWD = 0.2). Ces résultats sont en accord avec ceux de Maacha *et al.*, (1998) et ne remettent pas en cause l'hypothèse de mélange de fluides endogènes et exogènes proposée par les auteurs (Fig. 2.6, Tableau 2.1).

Auteurs	Minéral	$\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ (en ‰)	Erreur 2 σ
Maacha et al., 1998	chalcopyrite	4.9	?
		4.2	
		3.9	
		2.8	
		4.9	
	pyrite	-6.2	
	barytine	25.7	
Cette étude	galène	-13.6	0.7
		-13.7	0.7
		-12.9	1.2
	pyrite	-6.4	0.5

Tableau 2.1 Valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la littérature (pyrite, chalcopyrite, barytine) (Maacha et al., 1998) et les données nouvelles (pyrite, galène) de cette étude

La température calculée à partir des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ du couple barite-pyrite est de $265 \pm 10^\circ\text{C}$. Cette valeur est équivalente aux températures de cristallisation déterminées sur des

chlorites de Bou Azzer. Elle n'est toutefois acceptable que si ces deux minéraux sont cogénétiques. La succession paragenétique à Bou Azzer apparaît très complexe et limite l'utilisation des traceurs isotopiques. Par exemple, le calcul de la température de formation à partir des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ du couple pyrite-chalcoppyrite de l'échantillon 3043 (Maacha *et al.*, 1998) est impossible parce que le résultat est négatif. On peut donc en conclure que soit les deux minéraux ne sont pas cogénétiques, soit que les conditions de cristallisation n'ont pas permis d'atteindre l'équilibre isotopique.

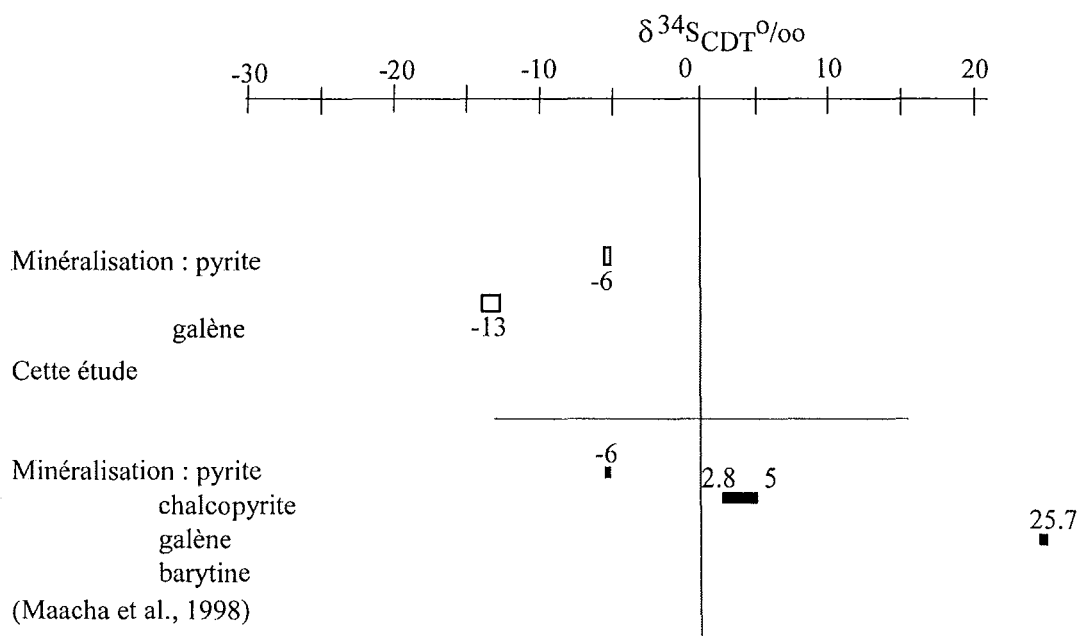


Figure 2.6 Distribution des valeurs de $\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}}$ de la littérature et les données nouvelles de cette étude à Bou Azzer

2-7-2. Analyses cristallographiques des minéraux d'altération de l'échantillon BA99-8

Le but de cette étude est de définir précisément à quel stade de minéralisation appartient l'échantillon BA99-8, afin de mieux contraindre les âges discutés ultérieurement. Les minéraux analysés proviennent d'un échantillon de chlorite minéralisée (BA99-8) dans une extension NE-SW du filon 7, au niveau -340 m. Les études par diffractométrie de rayons-X, au microscope optique et au microscope électronique à balayage, nous ont permis d'identifier les minéraux constitutifs et le type de minéralisation de cette roche. La roche est essentiellement composée de chlorite, de quartz, de feldspaths et d'arséniures de cobalt. Les analyses aux rayons-X (Fig. 2.7) réalisées sur les amas de minéraux séparés pour la datation, révèlent la prédominance des chlorites et des feldspaths potassiques.

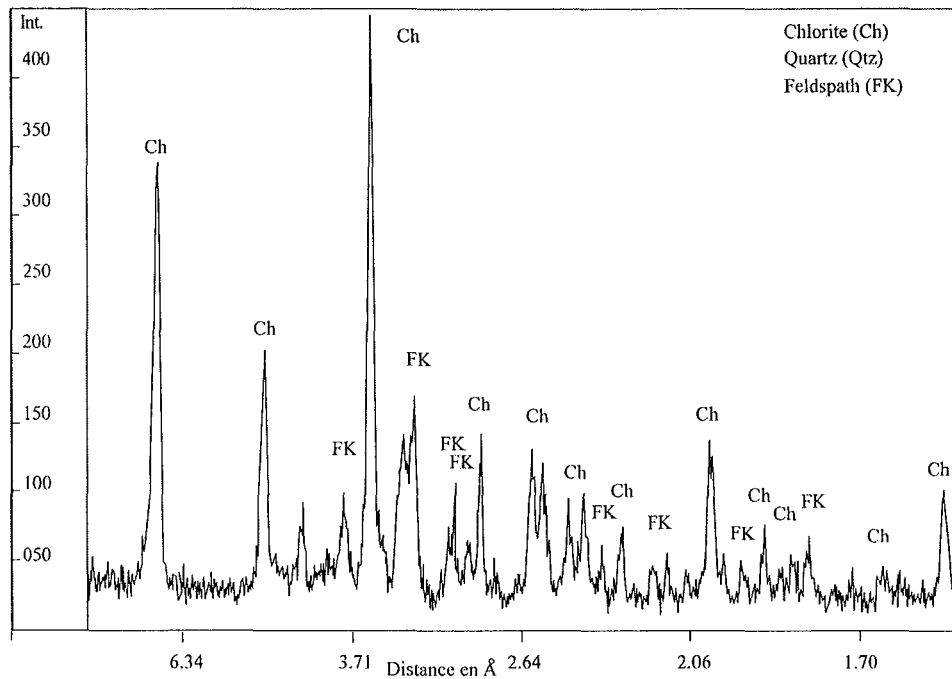


Figure 2.7 Diffractogramme de Rayons-X de l'échantillon BA99-8

(1) Les chlorites : Les analyses à la microsonde électronique des chlorites montrent que ce sont principalement des Mg-chamosites selon la classification de Bayliss (1985) (Fig. 2.8A) La formule structurale moyenne calculée sur 11 atomes d'oxygène est donnée dans la figure 2.8B. Les températures de cristallisation de ces chlorites calculées avec la formule de Cathelineau (1988) montre une gamme de température de 250°C à 274°C. Ces températures sont similaires aux températures basses que nous avons calculées à partir des analyses réalisées par Essaraj (1999) sur les mêmes minéraux (Fig. 2.8C). Les deux groupes cristallographiques de chlorites identifiés par Essaraj (1999) (Mg-chamosite et Mg-chamosite/clinochlore) forment respectivement deux modes de températures distincts à 270°C et 320°C. La mise en évidence de ces deux groupes de chlorites et des températures associées suggèrent l'existence de deux événements hydrothermaux distincts. La chlorite étudiée dans cette étude appartient à l'événement dont la gamme des températures présente un mode à 270°C. Les chlorites constituant la roche présentent une cristallochimie homogène et une température de cristallisation correspondant à l'événement hydrothermal tardif proposé par Essaraj (1999).

(2) Les feldspaths potassiques : Les analyses MEB réalisées sur les feldspaths potassiques présentent des compositions de type adulaire. Ces feldspaths adulaires ont été séparés pour datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

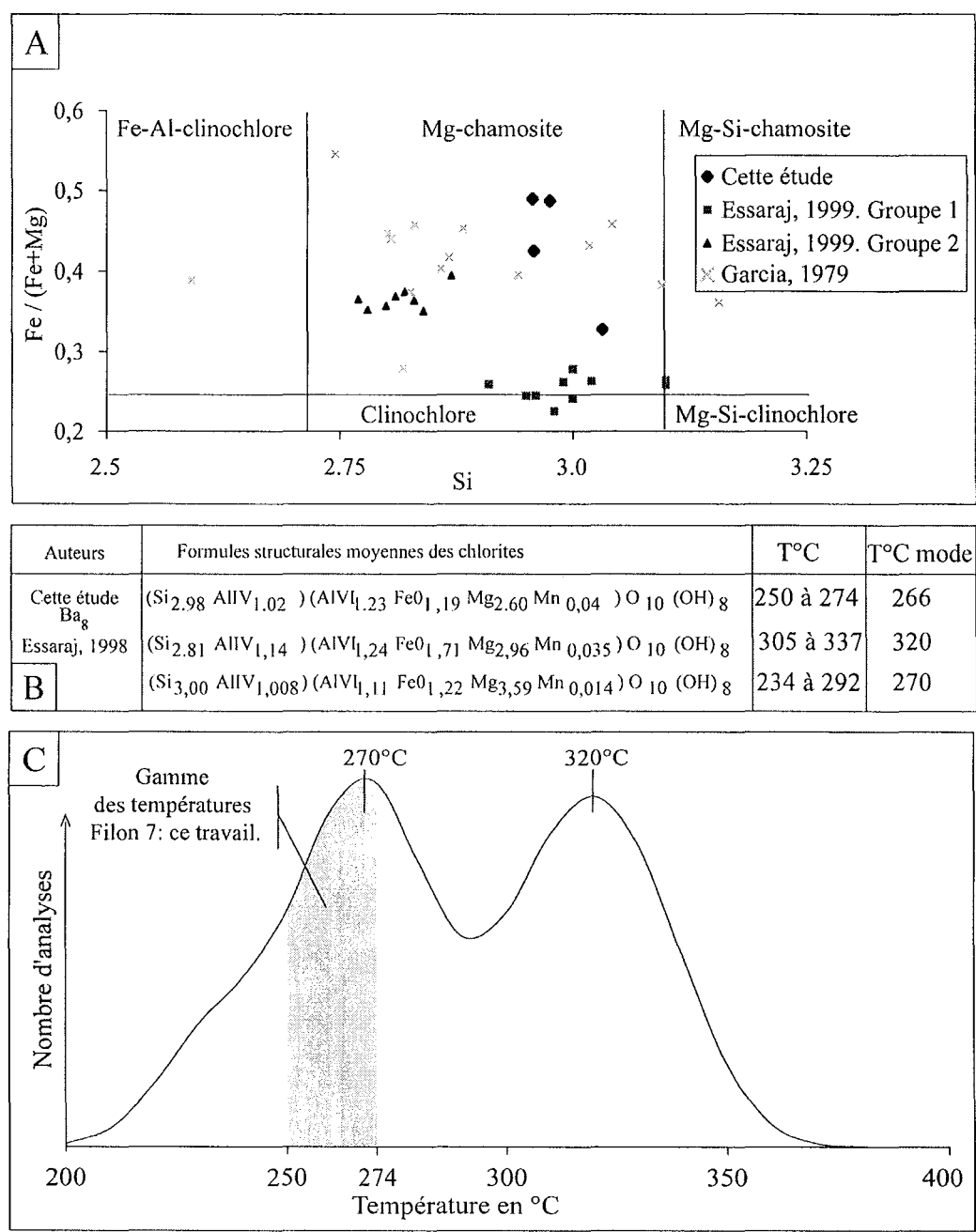


Figure 2.8 A Diagramme de détermination cristallochimique des chlorites, (Bayliss, 1985)
B Formule structurale moyenne calculée sur 11 atomes d'oxygène (données retraitées d'Essaraj, 1999)
C Courbe de densité (histogramme de distribution) des températures calculées selon la formule de Cathelineau (1988) (données retraitées Garcia, 1979 ; Essaraj, 1999; données nouvelles en grisé cette étude)

(3) La minéralisation : Elle est essentiellement constituée de loellingite (As₂(FeCoNi). Elle se présente soit en cristaux automorphes disséminés, soit en amas interstratifiés dans les plans de chlorite.

2-7-3. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la minéralisation du filon 7

L'échantillon (BA99-8) est une chloritite minéralisée, prélevée dans la mine de Bou Azzer au contact du filon 7 au niveau -340 m.

L'analyse réalisée sur les adulaires de l'échantillon (BA99-8) du filon 7 donne un excellent âge plateau de 218 ± 8 Ma (Fig. 2.9). Le spectre obtenu, parfaitement plat, est bâti sur 7 étapes avec un total de 83 % de ^{39}Ar et est très proche de l'âge intégré (215 ± 8 Ma). Cet âge est techniquement correct et peut donc être retenu. L'événement hydrothermal du stade à arséniures est donc daté du Trias inférieur (Norien).

2-7-4. Datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ du filon de quartz de Tamdrost

Cet échantillon de quartz filonien N70°E à sulfures et micas (BA99-4), a été prélevé dans les tranchées de reconnaissance réalisées par la société CTT au NE de la mine de Tamdrost. Les filons de quartz recoupent la rhyolite PIII.

L'analyse $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ réalisée sur les muscovites (BA99-4), montre un spectre perturbé avec un âge intégré à 356 ± 20 Ma. L'âge plateau à 392 ± 15 Ma calculé sur 5 étapes avec un total de 60% de ^{39}Ar ne peut être retenu du fait de la forme en cloche du spectre. Cette analyse suggère que cet échantillon a subi une altération et une perte d'argon radiogénique probablement liées à un événement hydrothermal plus récent.

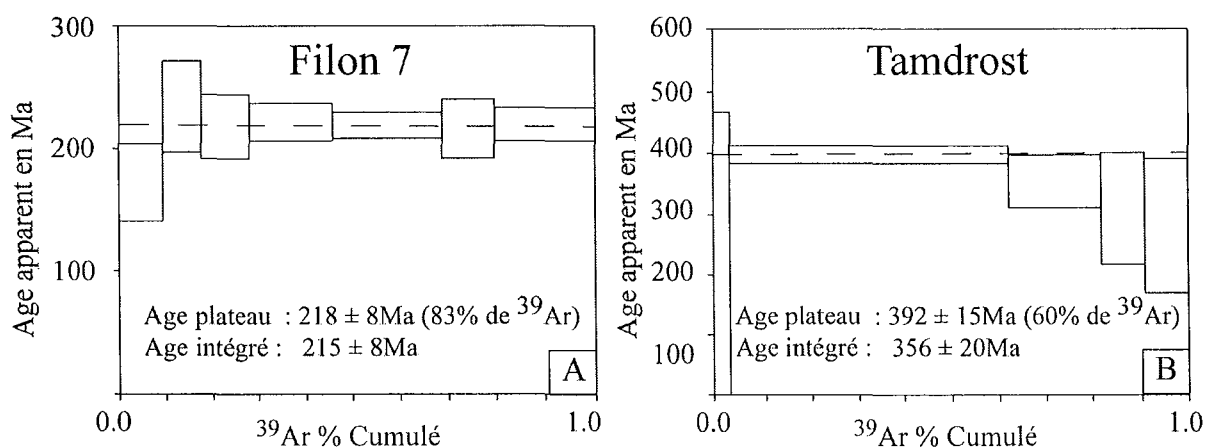


Figure 2.9 Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des adulaires de la chloritite associée à la minéralisation à (As Fe Co Ni) du filon 7 et des muscovites du filon de quartz qui recoupe la rhyolite au niveau de la mine de Tamdrost.

2-7-5. Datation U/Pb du Trachyte d'Aghbar

Le trachyte d'Aghbar est interstratifié dans les dolomies inférieures de l'Infra-cambrien et du Cambrien inférieur et scellé par la série Lie de Vin (Cambrien inférieur). Au niveau de la mine d'Aghbar les sills de trachyte sont recoupés par la minéralisation cobaltifère. L'âge de

mise en place des sills permet donc de déterminer l'âge maximum de la minéralisation. La roche est composée de phénocristaux d'orthose et d'albite dans une mésostase trachytique formée de lattes d'albite, d'orthose, et d'une pâte granuleuse à quartz comportant de rares cristaux de zircon et de nombreux minéraux opaques. Les phénocristaux d'orthoses sont séricitisés. Le trachyte présente des teneurs en SiO_2 et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2$, respectivement de 64,33% et 8,07% ainsi qu'un enrichissement en éléments incompatibles caractéristiques des associations calco-alcalines à alcalines.

Les résultats analytiques et les âges déterminés sur les 12 grains de zircons analysés sont présentés dans le tableau 3.1 et dans le diagramme concordia (Fig. 2.10). Les âges individuels $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obtenus varient entre 533 ± 2 Ma et 1631 ± 16 Ma avec trois modes principaux à 580 Ma, 640 Ma et 730 Ma. Le mode à 580 Ma est constitué de 7 âges concordants entre 533 ± 2 Ma et 592 ± 11 Ma. Le mode à 640 Ma est constitué de 3 âges concordants entre 637 ± 8 Ma et 660 ± 6 Ma. Le troisième mode est constitué d'un seul âge à 731 ± 8 Ma. Enfin une analyse a donné un âge à 1631 ± 16 Ma. Les âges obtenus présentent une grande dispersion mais sont tous concordants. Les zircons analysés sont monophasés et par conséquent chaque grain de zircon est représentatif d'un événement géologique. Ce résultat est cohérent avec la nature volcanique de la roche, qui a incorporé une partie de la croûte sous-jacente lors de sa mise en place. L'âge le plus jeune représente donc l'âge de mise en place du trachyte d'Aghbar à 533 ± 2 Ma. Cet âge cambrien inférieur est similaire à l'âge

Points	Teneurs			Mesuré		Rapports corrigés						Ages (Ma)			
	Pb ppm	U ppm	Th ppm	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ
2	17,77	239,91	10,28	3,41E-05	3,33E-06	0,05894	0,00182	0,08621	0,00031	0,70056	0,02415	533	2	539	14
1	24,36	308,40	14,21	1,77E-04	1,46E-05	0,05997	0,00428	0,09193	0,00078	0,76013	0,06070	567	5	574	34
8	3,18	40,55	23,09	6,09E-05	1,14E-05	0,05983	0,00448	0,09115	0,00086	0,75200	0,06346	562	5	569	36
3	22,77	284,61	16,68	1,61E-04	2,17E-05	0,05850	0,00428	0,09310	0,00048	0,75096	0,05876	574	3	569	34
4	10,34	125,87	17,76	2,12E-04	5,39E-05	0,06074	0,01272	0,09560	0,00168	0,80063	0,18176	589	10	597	98
5	9,84	118,23	16,73	3,98E-04	8,19E-05	0,06111	0,02469	0,09690	0,00126	0,81654	0,34059	596	7	606	174
9	1,74	21,04	22,18	5,03E-03	2,44E-04	0,06392	0,06570	0,09617	0,00190	0,84750	0,88789	592	11	623	398
11	18,41	198,84	15,61	6,09E-04	6,40E-05	0,05847	0,01627	0,10778	0,00097	0,86900	0,24956	660	6	635	127
13	10,31	113,67	13,76	1,65E-03	1,52E-04	0,05843	0,03129	0,10559	0,00091	0,85066	0,46287	647	5	625	227
7	5,31	59,49	43,64	1,83E-04	2,61E-05	0,06028	0,00955	0,10383	0,00136	0,86290	0,14809	637	8	632	78
6	4,27	41,39	16,89	2,93E-03	9,40E-05	0,06582	0,01410	0,12004	0,00144	1,08939	0,24640	731	8	748	113
12	1,50	6,08	22,34	1,14E-04	2,11E-05	0,10848	0,00609	0,28795	0,00329	4,30708	0,29081	1631	16	1695	54

Tableau 2.2 Résultats analytiques de la datation U/Pb par sonde ionique des zircons du Trachyte d'Aghbar. Les rapports isotopiques du plomb sont corrigés du plomb commun. Les rapports U/Pb sont déterminés en utilisant la corrélation linéaire déterminée sur les standards

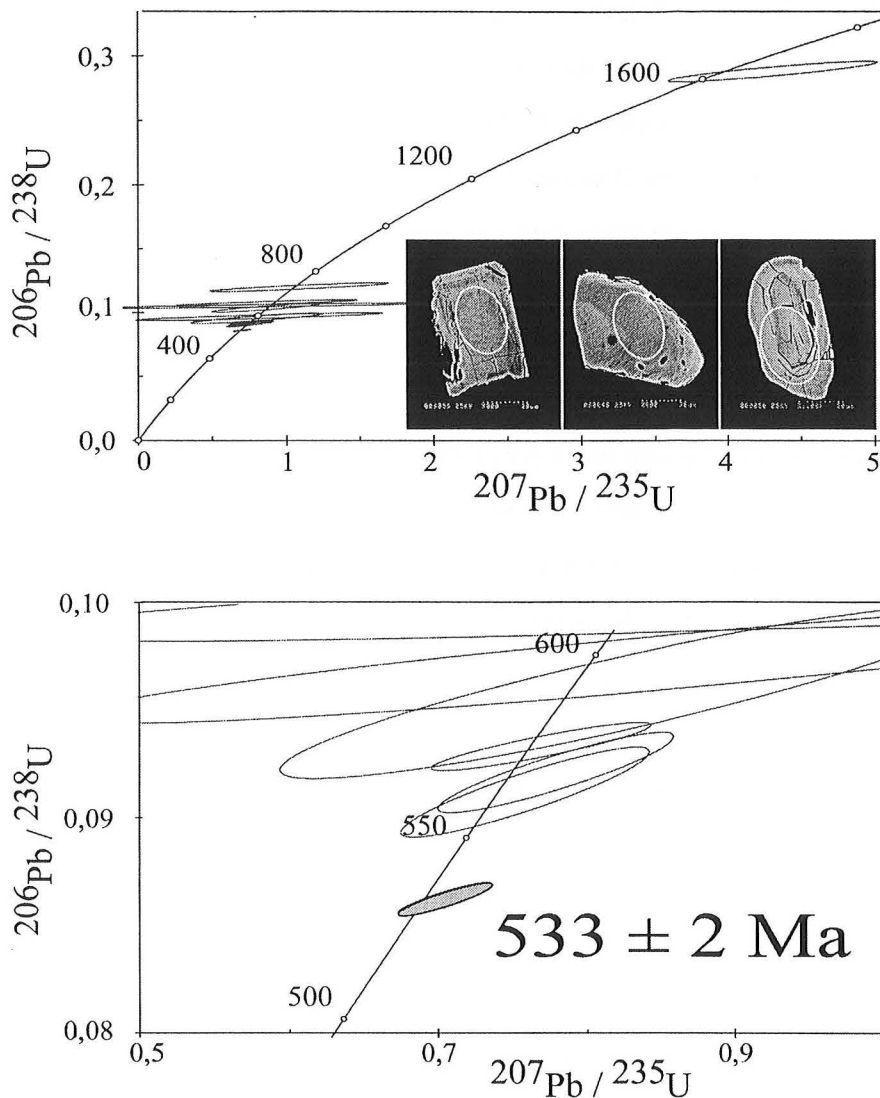


Figure 2.10 Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ des analyses à la sonde ionique sur monograin de zircon du sill trachyte d'Aghbar.

déterminé par Ducrot et Lancelot (1977) pour le volcanisme alcalin du Jbel Boho à 534 ± 10 Ma (U/Pb par dilution isotopique de population de zircons). Il est également cohérent avec les datations réalisées par Compston *et al.* (1992) et par Landing *et al.* (1998) sur la "Série Lie de Vin" stratigraphiquement plus jeune et datée à 522 ± 2 Ma (U/Pb sur monograin de zircon par sonde ionique SHRIMP).

2-8 Conclusion : Contribution au modèle génétique de Bou Azzer

Les nouvelles données géochronologiques obtenus sur le gisement de Bou Azzer permettent de préciser un point important de l'échelle stratigraphique de cette région. En effet

la datation du trachyte d'Aghbar donne un âge de 533 ± 2 Ma, qui est conforme avec la position stratigraphique du sill intercalé dans la formation du Cambrien inférieur. Cet âge est similaire à l'âge mesuré sur les trachytes du Jbel Boho (Ducrot et Lancelot, 1977).

Du point de vue des minéralisations Co-Ni de Bou Azzer, celles-ci recoupent le trachyte d'Aghbar, ce qui implique donc que ces minéralisations ont un âge maximum de 533 ± 2 Ma

Les datations réalisées sur les adulaires de la chloritite BA99-8 du filon 7 donnent un âge plateau $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ à 218 ± 8 Ma (Norien). Ce résultat est important car il est voisin de la datation Pb/Pb sur brannérite obtenue par Ledent (1960) à 240 ± 10 Ma. Il y a donc à Bou Azzer un événement hydrothermal minéralisateur plus récent, dont l'âge serait triasique.

Il est important également de rappeler l'existence au niveau de l'Anti-Atlas d'autres occurrences de cobalt/nickel, dont la chronologie relative suggère un âge fini-triasique.

- L'indice de Tizi Asdrem situé sur le bord oriental du Siroua, le long d'une faille NE-SW, jalonné par un dyke de dolérite. La faille est interprétée comme un décrochement précambrien, ayant rejoué en faille normale (Choubert *et al.*, 1974).

- L'indice à BPGC avec arséniures et sulfoarséniures de Ni-Co à gangue de sidérite de Mefis (Jbel Debouah) dans le Tafilalet. Les filons de minéralisations remplissent les fractures hercyniennes, qui sont également empreintées par des dykes de dolérites (Leblanc, 1975).

- Les occurrences de Ni-Co du Mefis sont situées sur le prolongement oriental de l'Accident Majeur de l'Anti-Atlas (comme Bou Azzer), et présente une liaison géométrique étroite avec les dolérites supposées jurassiques (Agard 1958 ; Jouravsky 1952)

En outre, des données récentes mettent en évidence un événement hydrothermal hercynien daté à 300 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovite) dans la zone minéralisées aurifère d'Iourirne, (Anti-Atlas central) (Gasquet *et al.* 2001b).

Ainsi le gisement de Bou Azzer apparaît clairement comme le résultat d'une histoire polyphasée se déroulant de la base du Cambrien inférieur jusqu'au Trias. Cette histoire polyphasée explique la complexité et l'enchaînement des successions paragénétiques dont le décryptage constitue le préalable indispensable à toute étude géochimique fine. Du point de vue géodynamique un des éléments caractéristique de l'Anti-Atlas central est la présence d'un accident lithosphérique majeur (Accident majeur de l'Anti-Atlas) dont les jeux répétés (Guiraud *et al.*, 2000) depuis le Protérozoïque pourraient expliquer la permanence des phénomènes métallogéniques dans cette région.

Chapitre 3

Conclusions : implications géodynamiques

Dans ce chapitre de conclusion, nous n'énumérerons pas les différents résultats obtenus et développés dans les paragraphes de conclusions relatifs à chaque chapitre. Nous tenterons plutôt d'intégrer ces résultats dans un schéma géodynamique utilisable à l'échelle de l'Anti-Atlas et pouvant, de ce fait, servir comme cadre de réflexion global à la prospection stratégique des métaux sur la bordure nord du craton Ouest Africain.

3-1. La transition Précambrien/Cambrien

L'Anti-Atlas constitue une zone privilégiée pour l'étude de la transition Précambrien/Cambrien, du fait de la présence de niveau volcaniques intercalés dans des ensembles sédimentaires fossilifères. Ainsi, les résultats des datations réalisées sur plusieurs ensembles volcaniques de l'Anti-Atlas oriental et central apportent un certain nombre de précisions au sujet de cette limite Précambrien/Cambrien. Ces résultats sont présentés de façon synthétique sur une colonne stratigraphique qui s'étale de Néoprotérozoïque moyen au Cambrien inférieur (Fig. 3.1).

L'utilisation de moyens analytiques puissants permet, par des mesures in-situ sur mono zircons (CAMECA IMS 1270 CRPG-GNRS Nancy) d'identifier les âges de cristallisation des magmas et donc de supprimer un certain nombre de controverses existant quant à l'âge des massifs de granitoïdes de cette région. Par exemple, l'âge de la granodiorite de Taouzzakt est établi à 572 ± 5 Ma (cette étude) et non pas à 722 Ma (Mrini, 1993). Une conséquence indirecte des mesures in-situ réalisées à la microsonde ionique est la mise en évidence dans l'Anti-Atlas oriental d'âges groupés dans la gamme 580-570 Ma, rejoignant en cela les données acquises sur l'Anti-Atlas occidental (Aït Malek et al., 1998). En outre, les âges les plus anciens obtenus sur ces mêmes granitoïdes sont, en fait, des âges de zircons hérités, comme le montrent les données obtenues dans ce travail sur la protrusion rhyolitique de Takhatert (cf. Partie II).

La comparaison des âges U/Pb fiables (Fig. 3.1) sur plusieurs sections de la colonne stratigraphique met en évidence les points suivants :

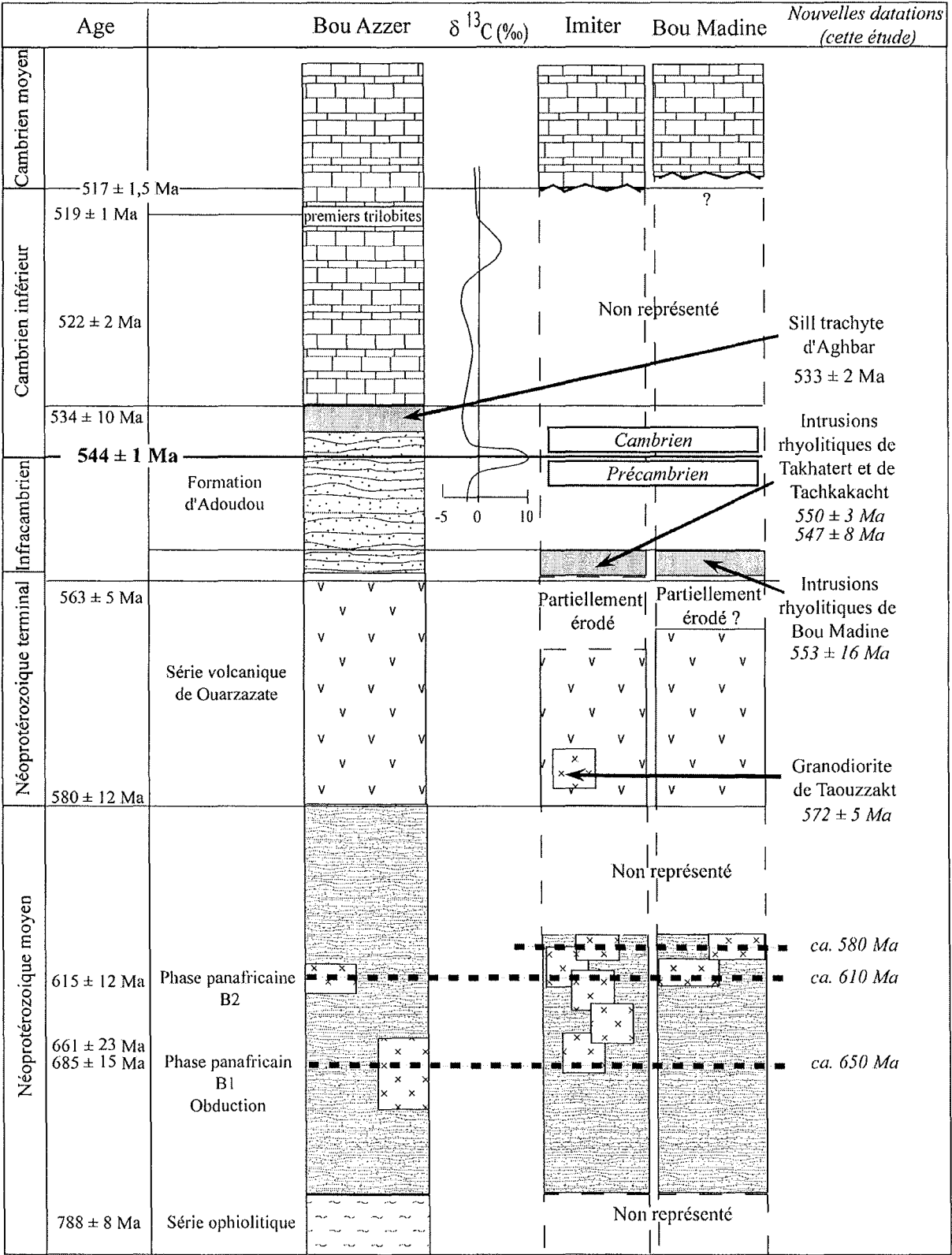


Figure 3.1 Nouvelles colonnes stratigraphiques du Néoprotérozoïque et du Cambrien dans l'Anti-Atlas central et oriental.

1- la limite entre le sommet de la série volcanique néoprotérozoïque terminale et la formation d'Adoudou se place à 563 Ma. Sur Imiter et Bou Madine la limite supérieure de

l'épisode volcanique représentée par les rhyolites est datée à 550 Ma. Ce résultat souligne la situation émergée, jusqu'au Cambrien moyen, de l'Anti-Atlas oriental tandis que l'Anti-Atlas central est progressivement envahi par la mer infracambrienne.

2- les datations sur les trachytes d'Aghbar (cette étude) et celles du Jbel Boho (Ducrot et Lancelot, 1977) indiquent clairement qu'une partie de la formation d'Adoudou est précambrienne.

3- les âges hérités sont identiques à ceux obtenus sur les granitoïdes de l'Anti-Atlas central (Ducrot et Lancelot 1977 ; Leblanc et Lancelot 1980 ; Mifdal et Peucat 1985) et permettent de mieux contraindre l'âge des deux phases de déformation panafricaines.

Il apparaît à la lecture de cette colonne stratigraphique synthétique que la transition Précambrien/Cambrien est caractérisée par une interaction d'événements magmatiques (volcanisme effusif calco-alcalin et alcalin), tectoniques (distension généralisée), sédimentaires (transgression infracambrienne puis cambrienne) et métallogéniques (gisements de Bou Madine, d'Imiter et pro parte Bou Azzer en particulier). Il est donc important à ce stade de proposer un scénario de l'évolution géodynamique globale de l'Anti-Atlas, qui prenne en compte l'ensemble de ces observations nouvelles.

3-2. Proposition d'un modèle d'évolution géodynamique

Après avoir examiné en détail les résultats de notre étude sur la limite Précambrien/Cambrien dans l'Anti-Atlas, nous allons à présent en examiner les conséquences géodynamiques sur une plus grande échelle de temps cette fois-ci, allant du Néoprotérozoïque moyen jusqu'au méso-Cénozoïque. Le but de ce paragraphe n'est bien évidemment pas de refaire la géologie du Maroc mais d'apporter quelques éléments nouveaux permettant d'enrichir le débat actuel.

Le scénario d'une évolution géodynamique probable pour la fin du Protérozoïque est présenté sur la figure 3.2. Deux étapes seulement ont été schématisées dans un but de simplification. Ce modèle d'évolution concerne essentiellement une section NNW-SSE passant dans l'Anti-Atlas oriental. Il est évident que, dans le détail ainsi que sur l'ensemble de l'Anti-Atlas, ces schémas mériteraient d'être multipliés et complétés.

3-2-1. A partir du Néoprotérozoïque moyen, l'Anti-Atlas oriental peut être considéré comme une marge continentale active au Nord de laquelle se développe un bassin, le tout engagé dans un processus de convergence-subduction. Cette situation permet, en particulier,

l'accumulation d'une série sédimentaire d'origine proximale variée (silico-détritique) et d'intercalations volcaniques tholéitiques (Fekkak *et al.* 1999).

3-2-2. La deuxième étape de cette évolution n'est pas développée sur la figure 3.2. Elle concerne le serrage de l'ensemble marge continentale - bassin d'avant arc, au cours du Panafricain dans l'intervalle de 685 - 610 Ma (phases B1 et B2 des auteurs). Certes, il est à noter que dans l'Anti-Atlas central, ce serrage aboutit à l'obduction de la croûte océanique et à la formation de l'écaille ophiolitique de Bou Azzer (Saquaque et al. 1989a ; Ennih et Liegeois 2001). Le résultat d'ensemble de cette phase de convergence est un important surépaississement crustal de la bordure NW du craton Ouest africain.

3-2-3. La fin du Néoprotérozoïque (580-550 Ma) est caractérisée par le développement d'un puissant magmatisme plutonique et volcanique, essentiellement calco-alcalin (granodiorite de Taouzzakt et série volcanique du Néoprotérozoïque terminal). Les premières manifestations métallogéniques apparaissent à la fin de cet épisode, en association avec, en particulier, la mise en place des granitoïdes (métaux de base et or ?).

3-2-4. A 550 Ma se produit un événement majeur à l'échelle de l'Anti-Atlas, puisque l'on passe d'un système tectonique globalement compressif à un système extensif. Le mécanisme à l'origine de cette transition brutale est certainement lié à un effondrement gravitaire majeur de la marge surépaissie. Ce nouveau contexte a des conséquences sur la géologie de l'Anti-Atlas depuis le manteau supérieur jusqu'en surface. L'effondrement de la marge s'accompagne de remontées asthénosphériques, entraînant des fusions mantelliques et basi-crustales. Ces fusions sont amplifiées par des décompressions accompagnant le découplage de fragments de croûte accrétee au cours des étapes précédentes. Une de ces structures majeures pourrait perdurer au cours des temps et devenir au Cénozoïque la faille Sud atlasique. Le contexte extensif favorise la montée des magmas calco-alcalins et alcalins. Les intrusions rhyolitiques de Bou Madine et d'Imiter sont des exemples de manifestations de magmas surchauffés, donc d'origine profonde et de vitesse ascensionnelle très rapide et guidée par des structures extensives (zone de faille d'Imiter).

3-2-5. A la transition Précambrien/Cambrien (550-517 Ma) cette marge continentale est progressivement envahie par une sédimentation de plate-forme diachrone à l'échelle de l'Anti-Atlas, du fait de l'étroite relation entre tectonique extensive et sédimentation (Piqué *et*

al. 1999). Ces sédiments sont, en outre, associés à des intercalations de volcanisme alcalin d'origine profonde (Aghbar, Jbel Boho).

Aussi, l'évolution générale de l'Anti-Atlas, du Néoprotérozoïque moyen au Cambrien moyen, traduit le passage d'une marge continentale active à une marge continentale passive.

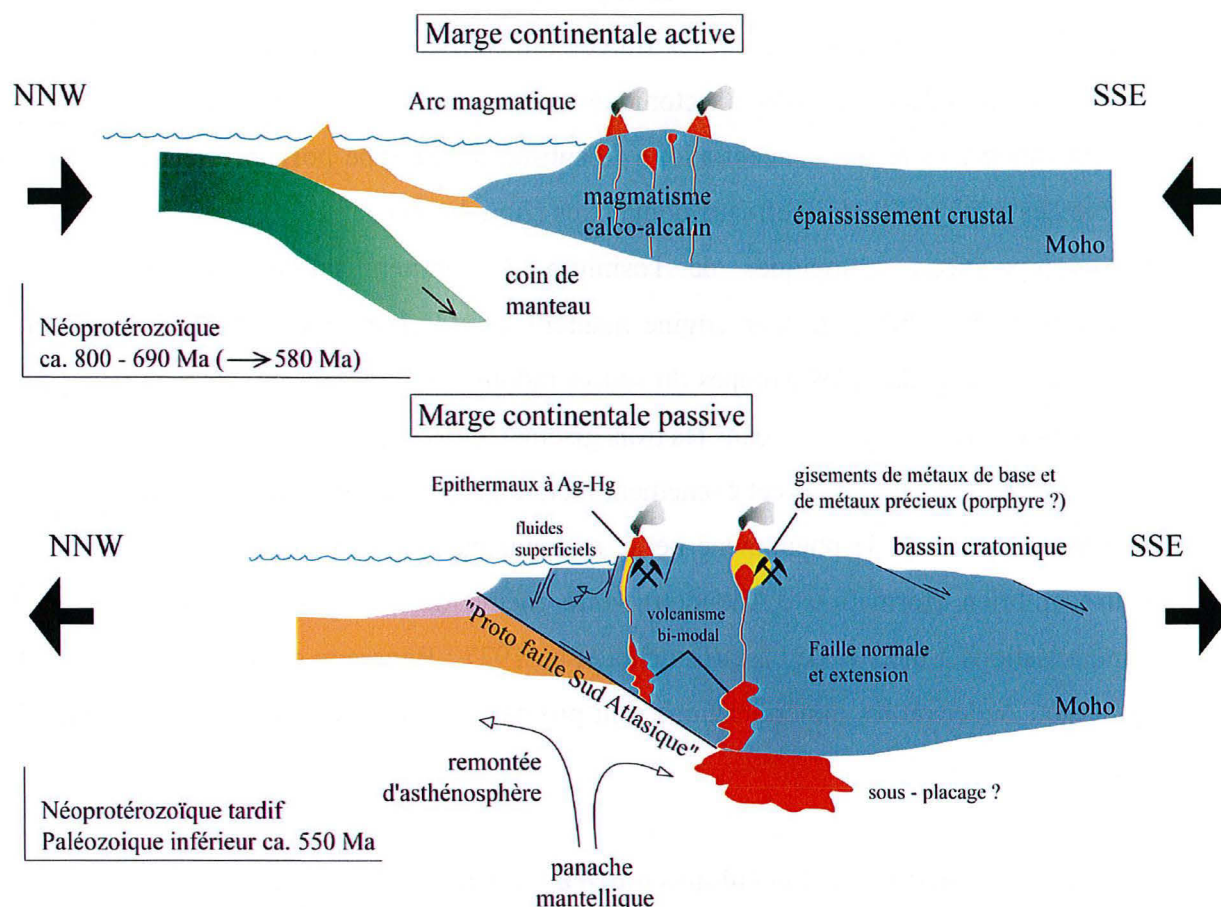


Figure 3.2 Scénario de l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas central et oriental du Néoprotérozoïque terminal au Cambrien inférieur

3-3. Conséquences métallogéniques

Ces schémas géodynamiques (Fig. 3.2) permettent de coupler, dans l'espace et dans le temps, l'évolution magmatique de cette marge continentale avec les phénomènes métallogéniques.

Dans un premier temps, la convergence-subduction conduit à l'hydratation du coin de manteau sous-continentale par les fluides issus de la plaque océanique subductée. Cette hydratation peut induire à son tour dans ce coin de manteau, la redistribution et la concentration des métaux précieux en condition subsolidus et sous forme d'assemblages sulfurés (McInnes *et al.* 1999). La durée de ce phénomène (au moins 120 Ma) pourrait permettre un enrichissement substantiel du coin de manteau en complexes sulfurés.

Dans un deuxième temps, et de façon rapide, lors du passage au contexte de marge continentale passive en extension, les fluides minéralisés et les magmas associés remontent vers la surface le long d'accidents tectoniques majeurs pour donner les gisements épithermaux de type Imiter, voire des concentrations de subsurface de type porphyre (Bou Madine ?) ou encore des systèmes hydrothermaux complexes (Bou Azzer).

Les compositions isotopiques de l'osmium des minéralisations argentifères d'Imiter démontrent sans ambiguïté leur origine mantellique. L'origine du soufre est plus difficile à déterminer. Cependant, les isotopes du soufre montrent clairement la présence d'un réservoir magmatique pour cet élément dans les trois gisements étudiés.

Le déclenchement de cet événement métallogénique majeur de l'Anti-Atlas a été daté à 550 Ma. Cependant, le phénomène ne se restreint pas à ce seul âge mais se poursuit dans l'Infracambrien (formation d'Adoudou) voire même dans le Cambrien sous la forme de minéralisations à métaux de base (Bouchta *et al.* 1977 ; Benssaou et Hamoumi, 1999) et bien sûr à Bou Azzer où les minéralisations sont pro parte postérieures au trachyte d'Aghbar (533 Ma).

3-4. Les événements métallogéniques post-cambrien

Les événements métallogéniques liés à la transition Précambrien/Cambrien que nous venons de présenter sont, d'un point de vue économique, les plus importants dans l'Anti-Atlas. Cependant, des datations récentes mettent en évidence l'existence d'événements hydrothermaux associés à des minéralisations aurifères (300 Ma ; Gasquet *et al.* 2001) ou cobaltifères triasiques (218 Ma ; cette étude). Ces données nouvelles ouvrent des perspectives d'exploration intéressant l'ensemble de l'Anti-Atlas.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abia EH 1991.** Cartographie, pétrographie et métallogénie du Protérozoïque du district Pb, Zn, Cu et Ba de Mellab (Massif de l'Ougnat, Maroc). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Marrakech, p. 184.
- Abia EH, Nachit H et Baroudi Z 1999.** Les minéralisations filoniennes à Pb-Zn et Cu de la boutonnière de l'Ougnat. Relations avec les déformations et essais de calage chronologique. *Chronique de la Recherche Minière*, 536-537, 137-151.
- Agard J 1958.** Les gîtes plombo-zincifères du Tafilalet, du Maïder et de l'Ougnat. *Mines et Géologie, Rabat*, p. 4.
- Ahrens 1955.** Implication on the Rhodesia age pattern. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 8, 1-15.
- Aït Malek H, Gasquet D, Leterrier J et Bertrand JM 1998.** Géochronologie U/Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques du Kerdous, d'Igherm et du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 327, 819-826.
- Aït Saadi S 1992.** Contribution à l'étude de l'environnement paleovolcanique du Protérozoïque supérieur (PIII) et du mode de genèse des concentrations polymétalliques (Zn-Pb-Cu-Ag-Au) de Bou Madine. *Thèse INPL, Nancy*.
- Alexandrov P 2000a.** Géochronologie U/Pb et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de deux segments de la chaîne varisque : le haut limousin et les pyrénées orientales. *Thèse INPL, Nancy*, 186 p.
- Alexandrov P, Cheilletz A, Deloule E et Cuney M 2000b.** 319 ± 7 Ma crystallisation age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons. *C.R.Acad.Sci. Paris*, 330, 617-622.
- Allègre C et Luck JM 1980.** Osmium isotopes as petrogenetic and geological tracers. *Earth and Planetary Science Letters*. 48: 148-154.
- Anbar AD, Creaser RA, Papanastassiou DA et Wasserburg GJ 1992.** Rhenium in seawater : confirmation of generally conservative behavior. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 4099-4103.
- Angelier J 1983.** Analyses quantitative et qualitative des populations de jeux de failles. *Bull. Soc. Géol. France XXV(5)*: 661-672.
- Angelier J et Mechler P 1977.** Sur une méthode graphique de recherche des contraintes utilisable en tectonique et en séismologie : la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France* 19, 6, 1309-1318.

- Azizi-Samir MR, Ferrandini H et Tane JL 1990.** Tectonique et volcanisme tardi-pan africains (580-560Ma) dans l'Anti-Atlas central (Maroc) : Interprétations géodynamiques à l'échelle du NW de l'Afrique. *J. Africa. Earth Sci.*, 10 (3), 549-563.
- Bachinski JD, 1965.** Bond strenght and sulfur isotope fractionation in coexisting sulfides : *Economic Geology*, v.64, p. 56-65.
- Bajja A 1987.** Nouvelles données pétrographiques et géochimiques sur les formations volcaniques précambriennes du Jbel Saghro (Anti-Atlas marocain). Basaltes et coussins du PII et volcanites de la série de Ouarzazate PIII. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Nancy I, p. 225.
- Bajja A 1998.** Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas: Implications pétrogénétiques et géodynamique. *Thèse d'Etat Es-sciences, Université Chouaib Doukkali, El Jadida, Maroc. 215p.*
- Bakari M et Nicot JP 1985.** Gisement polymétallique de Bou Madine. Bilan des réserves. *Document BRPM 431-15-Gal-74.*
- Baouch S 1984.** Etude des ignimbrites et des roches associées du massifs du Tircht (Haut-Atlas, Maroc). Contribution à l'étude des relations "volcanisme-plutonisme du PIII". *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nancy I, 131p.*
- Barbieri A 1976.** L'Ougnat, massif oriental de la chaîne de l'Anti-Atlas (Maroc), résumer des travaux géologiques et miniers. *Rapport SEGM n°990.*
- Barodi B, Belkasmi A, Bouchta R et Qadrouci A 1998.** Les minéralisations argentifères du Maroc : cas du gisement d'Imiter. *Chronique de la Recherche Minière, 531-532, p. 77-92.*
- Baroudi Z 1992.** Contribution à l'étude métallogénique des minéralisations mercuro-argentifères du district d'Imiter Saghro Oriental, Anti-Atlas, Maroc). *Thèse, Université de Marrakech : 188p.*
- Baroudi Z, Beraouz H, Rahimi A, Saquaque A et Chouhaidi M 1999.** Minéralisations polymétalliques argentifères d'Imiter Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : minéralogie, évolution des fluides minéralisateurs et mécanismes de dépôts. *Chronique de la Recherche Minière, 536-537, p. 91-111.*
- Barton PB, and Skinner BJ, 1967.** Sulfide mineral Stabilities. In *HL Barnes, Edit.:Geochimistry of hydrothermal ore deposits. Holt., Rienhart & Winston Inc., New York, 236-333.*
- Bayliss P 1985.** Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Mineral.* , 13, 178-180.

- Becker H, 2000** Re-Os fractionation in eclogites and blueschists and the implications for recycling of oceanic crust into the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 177: 287-300.
- Benisek A et Finger F 1993.** Factors controlling the development of prism faces in granite zircons : a microprobe study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 114: 441-451.
- Benssaou M et Hamoumi N 1999.** Paléoenvironnements et minéralisations de l'Anti-Atlas occidental marocain au Cambrien précoce. *Chronique de la Recherche Minière*, 536-537, 113-121.
- Benziane F, Prost AE et Yazidi A 1983.** Le passage du Précambrien au Cambrien précoce volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental ; comparaisons avec l'Anti-Atlas occidental. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXV, 4, 549-556.
- Bertrand H et Prioton JM 1975.** Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrologique et géochimique. *Thèse, Univ. Lyon*. p.321.
- Bertrand H, Dostal J et Dupuy C 1985.** Geochemistry of Early Mesozoic tholeiites from Morocco. *Earth and Planetary Science Letter.* 58, p. 228-239.
- Birck JL et Allègre CJ 1994.** Contrasting Re/Os magmatic fractionation in planetary basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 124, 139-148.
- Birck JL, Roy-Barman M, et Campas F, 1997.** Re-Os isotopic measurements at the femtomole level in natural samples. *Geostandards Newsletter*, 20, p.139-148.
- Bodinier JL, Dupuy C et Dostal J 1984.** Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78, 43-50.
- Brandon AD, Walker RJ, Morgan JW, Norman MD and Prichard HM, 1998** Coupled ^{186}Os and ^{187}Os evidence for Core-Mantle Interaction. *Science*, 280, 1570-1573.
- Cahen L, Choubert G, Delhal J et Ledent D 1965.** Premières données sur l'âge du Précambrien ancien de l'Anti-Atlas (Maroc) par la méthode Strontium-Rubidium. *Notes Serv. Géol. Maroc*, 24, 183, p. 63-74.
- Caironi V, Colombo A, Tunesi A et Gritti C 2000.** Chemical variations of zircon compared with morphological evolution during magmatic crystallization : an example from the Valle del Cervo Pluton (Western Alps). *Eur. J. Mineral.* 12, 779-794.
- Camara LS 1993.** Etude cartographique, pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes du district minier d'Imiter. *Thèse de troisième cycle. Univ. Marrakech*, p. 143.
- Carlson RW et Irving AJ 1994.** Depletion and enrichment history of subcontinental lithospheric mantle: An Os, Sr, Nd, and Pb isotopic study of ultramafic xenoliths from

- the northwestern Wyoming Craton. *Earth and Planetary Science Letters* 126: 457-472.
- Cathelineau M 1988.** Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23, 471-485.
- Cathelineau M, Nieva D, 1985.** A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system (Mexico). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, p. 235-244.
- Chaabane A 1991.** Les roches vertes du Protérozoïque supérieur de Khzama (Siroua Anti-Atlas, Maroc). Un exemple précambrien d'ophiolite d'avant-arc formée en contexte transformant. Thèse d'état ès-Sciences, Univ. Marrakèch; 570p.
- Charlot R 1978.** Caractérisation des événement éburnéens et pan-africains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. *Thèse Université Rennes I*, p. 220.
- Chaussidon M, Demange JC, 1988.** Instrumental mass fractionation in ion microprobe studies of sulphur isotopic ratios. In : *Secondary Ion Mass Spectrometry VI* (eds. A. Benninghoven, A.M. Huber and H.W. Werner), John Wiley & Sons, 937-940.
- Cheilletz A, Ruffet G, Marignac C, Kolli O, Gasquet D et Feraud G 1991.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary) : geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 306, 97-116.
- Cheilletz A, Ruffet G, Marignac C, Kolli O, Gasquet D, Feraud G (1999)** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of shear zones in the Variscan basement of Greater Kabylia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary) : geodynamic consequences. *Tectonophysics*, 306, 97-116.
- Chen JH, Papanastassiou DA et Wasserburg GJ 1998.** Re/Os systematics in chondrites and the fractionation of the platinum group elements in the early solar system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 62, 3379
- Cherniak DJ et Watson EB 2001.** Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172, 5-20.
- Cherniak DJ, Hanchar JM et Watson EB 1997.** Rare-earth diffusion in zircon. *Chemical Geology*. 134, 289-301.
- Chesley JT,** Integrative geochronology of Ore Deposits : New insights into the duration and timing of hydrothermal circulation. In Application of radiogenic isotopes to ore deposit research and exploration. *Reviews in Economic Geology*, Vol 12, 5, 115-141.

- Chikhaoui M 1981.** Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne pan-africaine (Hoggar - Anti-atlas - Adrar n'Iforas). Thèse Doct. d'état, Univ. Montpellier, p. 183.
- Choubert G 1947.** Problème de l'âge des dolérites du Sud Marocain, *C.R.Acad. Sci. Paris*, 224, 16, p.1172-1173.
- Choubert G et Faure – Muret A 1974.** Problème de l'âge des dolérites du Sud Marocain, *C.R.Acad. Sci. Paris*, 278, série D, p.1677-1680.
- Clauer N et Leblanc M 1977.** Implication stratigraphique d'une étude géochronologique rubidium-strontium sur les métasédiments précambriens de Bou Azzer (Anti-Atlas marocain). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc. Rabat*, 38, 268, 7-12.
- Clauer N 1974.** Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou Azzer –El Graara (Anti-Atlas, Maroc). *Earth Planet. Sci Lett.*, 22, 404-412.
- Clauer N 1976.** Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du craton ouest-africain. *Thèse Université Stasbourg I*, p. 256.
- Claypool GE, Holser WT, Kaplan R, Sakai H, Zak I, 1980.** The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation : *Chemical Geology*, v.28, p. 199-260.
- Compston W, Williams I, Kirschvink J L, Zichao Z et Guogan M 1992.** Zircon U/Pb âges for the Early Cambrian time scale, *J. Geol. Soc. London*, vol. 149, pp. 171-184.
- Conrad J et Westphal L 1975.** Paleomagnetic results from the Carboniferous and jurassic of the Sahara platform. *In Third Gondwana symposium. Edited by KSW Campbell. Canberra, Australia*, 9-13.
- Cooke DR, McPhal DC et Bloom MS 1996.** Epithermal gold mineralization, Acupan, Bagio district, Philippines: Geology, Mineralization, Alteration and the thermochemical environment of ore deposition. *Economic Geology*, 91: 243-272.
- Cox DP 1986.** Descriptive Model of Porphyry Cu, also Porphyry Cu-Au and Porphyry Cu-Mo. *In Mineral Deposit Models; United States Geological Survey, Bulletin 1693*, 76-114.
- Creaser RA, Papanastassiou DA, Wasserburg GJ, 1991.** Negative thermal ion mass spectrometry of Osmium, rhenium, and iridium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 397-401.
- Cunningham CG 2001.** Relationship of Carlin-type gold mineralization at Barneys Canyon and Melco mines to the Bingham porphyry copper system, Utah, *Economic Geology*.

- D'Amore F and Panichi G 1980.** Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 549-556.
- Dagallier G 1989.** Environnement et géochimie des remplissages filoniens BPGC à Au-Ag de Bou Madine (Anti-Atlas). Colloque de géologie franco-marocain, Strasbourg.
- Dagallier G Freton R et Ait Saadi S 1988.** Etude préliminaire de gîte polymétallique épithermal à Or-argent de Bou Madine (Anti-Atlas, Maroc). In. : JOHAN Z. & OHNENSTETTER D.; *gisements métallifères dans leur contexte géologique. Doc. BRGM, n°158, p.729-751.*
- Dalrymple GB, Alexander EC, Lanphere MA, Kraker GP (1981)** Irradiation of sample for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating using the Geological Survey TRIGA reactor. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper 1176.
- De Pachtère P 1983.** Le volcanisme permien et fini triasique dans le Haut Atlas (Maroc). Approche pétrologique et géodynamique. *Thèse UNIV. Grenoble*. p. 203.
- De Pachtère P, Bertrand H et Tane JL 1985.** Mise en évidence de centres d'émission dans la série volcanique fini-triasique du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *C.R.Acad.Sci. Paris* 300, p. 1029-1032.
- Dean J, 1979.** Lango's Handbook of Chemistry, Twelfth edition, McGraw-Hill Book Compagny.
- Deloule E, Alexandrov P, Cheilletz A, Laumonier B, Barbey P, 2001** In situ U/Pb zircon ages for Early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France: the Canigou orthogneisses. *International Journal of Earth Sciences*. in press: DOI 10.1007/s00531-001-0232-0. 15 p.
- Deloule E, Allègre CJ, Doe B, 1986.** Lead and sulfur isotope microstratigraphy in galena crystals from Mississippi-valley type deposits. *Economic Geology*. 81, 1307-1321.
- Dostal J, Zentilli M, Caelles JC et Clark AH 1977.** Geochemistry and origin of volcanic rocks of the Andes (26°-28°). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 113-128.
- Ducrot J 1979.** Datation à 615 Ma de la granodiorite de Bleïda et conséquences sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, XXI, 4, 495-499.
- Ducrot J et Lancelot JR 1977.** Problème de la limite Précambrien-Cambrien. Etude radiochronologique par la méthode U/Pb sur zircons du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas marocain). *Can. J. Earth Sci.*, 14, 2771-2777.

- Dunning GR et Hodyck JP 1990.** U/Pb zircon and baddeleyite ages for the Palissades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. *Geology* 18, p. 795-798.
- Dupuy C, Marsh J, Dostal J, Michard A et Testa S 1988.** Asthenospheric and lithospheric source for mesozoic dolerite from Liberia (Africa) : trace element and isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 100-110.
- Duthou JL, Amberger A et Lassere M 1976.** Résultats graphiques et interprétations de mesures isotopiques di plomb de galène et de minéraux oxydés du Maroc. *Mémoires hors série Soc. Géol. Fr.*, 7, 221-226.
- El Aouli H, Gasquet D et IkenneM 2001.** Le magmatisme basique de la boutonnière d'Igherm Anti-Atlas occidental, Maroc) : un jalon des distensions néoprotérozoïques sur la bordure nord du craton ouest-africain. *Bull. Soc. géol. France*, 172, 3, pp. 309-317.
- El Boukhari A 1991.** Magmatisme et metasédiments associés au Protérozoïque supérieur de la zone N'Kob (Siroua SE, Anti-Atlas Central, Maroc). Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton Ouest-Africain. Thèse Doct. ès-Science, Univ. Cadi Ayyad, Marrakèch, Maroc, 511p.
- Eldridge CS, Compston W, Williams JL, Walshe JL, Both RA, 1987.** In situ microanalysis for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ ratios using the ion microprobe SHRIMP. *Internat. Jour. Mass. Spectrometry Ion Processes*. 76, 65-83.
- Ennaciri A 1995.** Contribution à l'étude du district à Co, As, (Ni, Au, Ag) de Bou Azzer, Anti-Atlas (Maroc). Données minéralogiques et géochimiques; études des inclusions fluides. *Thèse Université d'Orléans*, 238 p.
- Ennaciri A, Barbanson L et Touray JC 1997.** Brine inclusions from the Co-As-(Au) Bou Azzer district, Anti-Atlas Mountains, *Morocco. Econ. Geol.*, 92, 360-367.
- Ennaciri A, Barbanson L, Lancelot J et Touray JC 1996.** Distribution et âge de mise en place des minéralisations aurifères du district de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc) *16^{ème} RST, Orléans, France*.
- Ennih N et Liègeois JP sous presse.** The Morocco Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implication for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*
- Essaraj S 1999.** Circulations fluides associées aux minéralisations argentifères de l'Anti-Atlas central exemple des gisements de Zgounder (Ag-Hg) et Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag). *Thèse d'état, Université Cadi Ayyad, Marrakech*, 358p.

- Esser B et Turkian K 1993.** The Osmium isotopic composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 3093-3104.
- Evensen NM, Hamilton PJ et O'Nions RK 1978.** Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 42, 1199-1212.
- Fekkak A, Pouclet A, Ouguir H, Badra L et Gasquet D 1999.** Le groupe du Néoprotérozoïque inférieur de Kelaat Mgouna (Saghro, Anti-Atlas, Maroc) : témoin d'un stade précoce de l'extension pré-panafricaine. *Bull. Soc. géol. France*, 170, p. 789-797.
- Fiechtner L, Friedrichsen H et Hammerschmidt K 1992.** Geochemistry and geochronology of early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. *Geol Rundsch.*, 81p. 45-62.
- Field CW et Fifarek R 1985.** Light stable isotope systematics in the epithermal environment. *In Geology and geochemistry epithermal systems. Berger BR et Bethke PM. Review in Economic Geology*, 2, 99-128.
- Field CW, Gustafson LB, 1976.** Sulfur isotopes in the porphyry copper deposit at El Salvador, Chile : *Economic Geology*, v.71, p. 1533-1548.
- Field CW, Lombardi G, 1972.** Sulfur isotopic evidence for the supergene origin of alunite deposits, Tolfa district, Italy : *Mineralium Deposita*, v.7, p. 113-125.
- Field CW, Rye RO, Dymond JR, Whelan F, Senechal RG, 1983.** Metalliferous sediments of the East Pacific ; in Shanks, W.C., III (eds), Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits : *Society of Mining Engineer, New York*, p. 133-156.
- Field CW, Sakai H, Ueda A, 1984.** Isotopic constraints on the origin of sulfur in oceanic igneous rocks ; *in Syngeneses and epigenesis in the formation of mineral Deposits : Springer – Verlag, Berlin-Heidelberg*, p.573-589.
- Foster JG, Lambert DD, Frick LR et Maas R 1996.** Re-Os isotopic evidence for genesis of Archean nickel ores from uncontaminated komatiites. *Nature*, 382, 703-706.
- Francin B et Marion P 1984.** Rapport d'étude minéralogiques; gisement de Bou Madine (Maroc). *Rapport BRPM*, p.53.
- Freton R 1988.** Contribution à l'étude métallogénique du district de Bou Madine (Anti-Atlas, Maroc) : environnement tectonique et concentrations epithermales BPGC à Ag et Au. *Thèse INPL, Nancy*, p.246.
- Freydier C, Ruiz J, Chessley J, McCandless T et Munizaga F 1997.** Re/Os isotope systematics of sulfides from felsic igneous rocks: Application to base metal porphyry mineralization in Chile. *Geology* 25: 775-778.

- Gammons CH et Barnes HL 1989.** The solubility of Ag₂S in near neutral aqueous sulfide solutions at 25 to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 279-290
- Garcia D 1979.** Altérations de roches encaissantes de gisements cobaltifères du district de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Thèse Ecole des Mines de St Etienne, 127 p.
- Gasquet D 1991.** Genèse d'un pluton composite tardi-Hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc). *These d'état, Nancy 1*, 413p.
- Gasquet D, Roger J, Chalot-Prat F, Hassenforder B, Baudin T, Chèvremont P, Benlakhdim A et Razin P 2000b.** Notice explicative, carte géologique Maroc (1/50 000), feuille de Tamazrar. *MEM/BRGM*, p78.
- Gasquet D, Roger J, Chalot-Prat F,, Hassenforder B, Baudin T, Chèvremont P, Cocherie A, Benlakhdim A, Zouhair M, Cheilletz A et Archibald D 2001a.** Le magmatisme polycyclique des boutonnières de la Tagragra d'Akka et du Kerdous-Tafeltast (Anti-Atlas occidental, Maroc). Abstract Magmatisme Metamorphisme et minéralisations associées, Marrakèch, Maroc, p 30.
- Goloubinov R 1956.** Prospection géochimique du cobalt à Bou Azzer (Maroc). *Sci. Terre*, 4, Nancy, 211-226.
- Gorjan P, Veevers JJ et Walter MR 2000.** Neoproterozoic sulfur-isotope variation in Australia and global implications. *Precambrian Reserch*, 100, 151-179.
- Gradstein F et Ogg J 1996.** A Phanerozoic time scale. *Episodes* 19: 3
- Grotzinger JP, Bowring SA, Saylor BZ et Kaufman AJ 1995.** Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, 270, 598-604.
- Guillou JJ, Monthel J, Picot P, Pillard F, Protas J et Samama JC 1985.** L'imitérite, Ag₂HgS₂, nouvelle espèce minérale; propriétés et structure cristalline. *Bull. Minéral.*, 108,pp. 457-464.
- Guillou JJ, Monthel J, Samama JC et Tijani A 1988.** Morphologie et chronologie relative des associations minérales du gisement mercuro-argentifères d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc). *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, Rabat* 44, 334,pp. 215-228.
- Guiraud R, Doumnang Mbaigane JC, Carretier S et Dominguez S 2000.** Evidence for a 6000 Km lenth NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *J. of Geol. Soc. London*, Vol 157, p. 897-900.
- Gyssel JL 1982.** Volcanisme et minéralisations cuprifère à Issougrid (région de Ouarzazate, Maroc) Thèse de 3^{ème} cycle, Paris XI Orsay.

- Hafid A, Sagon JP, Fonteilles M et Moutte J 1998.** Existence de deux séries tholéitiques distinctes parmi les dolérites du Protérozoïque supérieur de la boutonnière d'Irhem (Anti-Atlas occidental, Maroc). *C.R.Acad. Sci. Paris*, 236, p. 21-26.
- Haillwood EA et Mitchel JG 1971.** Paleomagnetic and radiometric dating results from jurassic intrusions in South Morocco. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 24, 351-364.
- Halden NM et Hawthorne FC 1993.** The fractal geometry of oscillatory in crystals : Application to zircon. *Am.Mineral.* 78, 1113-1116.
- Hall HT 1967.** The pearceite and polybasite series. *American Mineralogist*, 52, 1311-1321.
- Hanchar JM et Miller CF 1993.** Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology* 110: 1-13.
- Hartman LA, Takehara L, Leite JAD, McNaughton NJ et Vasconcellos MAZ 1997.** Fracture sealing in zircon as evaluated by electron microprobe analyses and back-scattered electron imaging. *Chemical Geology* 141: 67-72.
- Hassenforder B 1987.** La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). thèse Sci. Univ. L. Pasteur, Strasbourg., p. 249.
- Hauri EK et Hart SR 1993.** Re/Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 114, 353-371.
- Hauri EK et Hart SR 1997.** Rhenium abundances and systematics in oceanic basalts. *Chemical geology*, 139, 185-205.
- Hefferan K, Karson J et Saquaque A 1991.** Proterozoic collisional basins in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco, *Precambrian Research*, 54, p. 295-319.
- Hoefs J, 1980.** Stable isotope Geochemistry, Second Edition : *Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg, New York*, 208p.
- Horan MF, MorganW, Grauch RI, Coveney RM, Murowchick JB et Hulbert LJ 1994.** Rhenium and Osmium isotopes in Black shales and Ni-Mo-PGE-rich sulfide layers, Yukon Territory, Canada, and Hunan and Guizhou provinces, China. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58(257-265).
- Horan MF, MorganW, Walker RJ, and Grossman JN, 1992** Rhenium-Osmium isotope constraints on the age of iron meteorites. *Science*, 255, 1118-1121.
- Hoskin P 2000.** Patterns of chaos :Fractal statistics and oscillatory chemistry of zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, (11) 1905-1923..

- Ighid L, Saquaque A et Reuber I 1989.** Plutons syn-cinématiques et la déformation panafricaine majeure dans le Saghro oriental, (boutonnière d'Imiter, Anti-Atlas, Maroc). *C.R.Acad.ci., Paris*, 309, II, PP.615-620.
- Ikenne M, Mortaji A, Gasquet D et Stussi JM 1997.** Les filon basiques de la boutonnière de Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka: témoins des distensions Néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). *Journal of African Earth Sciences*, 25, p. 209-223.
- Jaffey LA, Peucker-Ehrenbrink B et Petch ST 2000.** Re-Os mobility upon weathering of organic-rich sediments. AGU 2000, Fall Meeting, 1263.
- Jaffey AH, Flynn KF, Glendenin LF, Bentley WC et Essling AM 1971.** Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Phys. Rev. C.*, 4, 1889-1906.
- Jouravsky G 1952.** Géologie des gîtes minéraux marocains. *Notes et M. Serv. Géol. Maroc*. 223-232.
- Juery A, Lancelot JR, Hamet J, Proust F et Allegre CJ 1974.** L'âge des rhyolites du PIII du Haut Atlas et le problème de la limite Précambrien -Cambrien. 2^{ème} RST, Nancy, p. 20.
- Keighin CW et Honea RM 1969.** The system Ag-Sb-S from 600°C to 200°C. *Mineralium Deposita*, 4, 153-171.
- Koide M, Hodge V, Yang JS, Stallard M, Goldberg EG, Calhoun J et Bertine KK 1986.** Some comparative marine chemistries of Rhénium, Gold, Silver and Molybdenum. *Applied Geochemistry* 1, 705-714.
- Kracek FC 1946.** Phase relations in the system sulfur-silver and the transitions in silver-sulfide. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 27, 364-374.
- Kribek B 1991.** Metallogeny, structural, lithological and time controls of ore deposition in anoxic environments: *Mineral. Deposita*, v. 26, p. 122-131.
- Kroutov GA, Mikhailov NP, Obratsov BV et Vinogradova RA 1989.** Nouvelles données et hypothèses sur la genèse des minéralisations d'arséniures de cobalt de la région de Bou Azzer (Maroc). in : *Acad. Sci. URSS*, éd. Géologie des gîtes miniers, Moscou. T.XXX.
- Lambert D, Foster J, Frick L, Ripley E, Zientek M, 1998** Geodynamics of magmatic Cu-Ni-PGE sulfide deposits: New insights from the Re-Os isotope system. *Economic Geology* 93(2): 121-135.
- Lambert R 1959.** The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydart district on Inverness-shire. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 63, p. 553.

- Landing E, Bowring SA, Davidek K, Westrop S, Geyer G et Heldmaier W 1998.** Duration of the Early Cambrian :U/Pb ages of volcanic ashes from Avalon and Gondwana. *Can. J. Earth Sci.*, 34, 329-338.
- Lasri L 1984.** Etude pétrographique et géochimique des granitoïdes PII et PIII du Saghro oriental (Anti-Atlas, Maroc), les indices uranifère associés. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Nancy I, France.
- Latham A et Riding R 1990.** Fossil evidence for location of Precambrian/Cambrian Boundary in Morocco. *Nature* 344, 752-754.
- Le Maître RW, Bateman P, Dudek A, Keller J, Lameyre J, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H, Streckeisen A et Woo AR 1989.** A classification of igneous rocks and glossary terms. *Recommendation of the IUGS Subcommittee on Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell, Oxford.
- Leblanc M 1973.** Teconique du Précambrien II dans la région de Bou Azzer-El Graara, (Anti-Atlas central). *Notes Serv. Géol.*, Maroc 249 p.
- Leblanc M 1974.** Le Grand Dyke de dolérites de l'Anti-Atlas et le magmatisme jurassique du Sud Marocain. *C.R.Acad. Sci. Paris*, 278, série D, p.2943-2946.
- Leblanc M 1975.** Ophiolites précambriennes et gisements arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). *Thèse Université de ParisVI*. 367 p.
- Leblanc M et Lancelot JR 1980.** Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Can. J. Earth Sci.*, 17: 142-155
- Leblanc M et Lbouabi M 1988.** Native silver mineralization along a rodingite tectonic contact between serpentinite and quartz diorite (Bou Azzer , Morocco). *Economic Geology*, 83, 1379-1391.
- Leblanc M et Moussine-Pouchkine A 1994.** Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Reserch*, 70, 25-44.
- Lecolle M, Derré C, Rjimati EC, Nerci K, Azza A et Bennani A 1991.** Les distensions et la tectonique biphasée du pan-africain de l'Anti-Atlas : dynamique de dépôt et structuration des Précambrien II2 et II3 (Saghro, Maroc). *C.R.Acad. Sci. Fr.*, 313, (2), 1563-1568.
- Ledent D 1960.** Age absolu d'une brannerite de Bou Azzer (Sud Maroc). *C.R.Acad. Sci.*, 250, Série D, 1309-1311.

- Lee JKW, Williams IS et Ellis DJ 1997.** Pb, U and Th diffusion in natural zircon. *Nature*, 390, 159-161.
- Leistel JM et Qadrouci A 1991.** Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Contrôles des minéralisations, hypothèse génétique et perspectives pour l'exploration. *Chron Rech Min* 502: 5-22.
- Leroux H, Reimold WU, Koeberl C, Hornemann U et Doukhan JC 1999.** Experimental shock deformation in zircon : a transmission electron microscopic study. *Earth and Planetary Science Letters*. 169, 291-301.
- Levchenkov OA, Rizvanoa NG, Maslenikov AV, Makeev AF, Bezmen N et Levsky LK 1996.** Kinetics of Pb and Loss from Metamict Zircon under Different P-T-X Conditions. *Geochemistry International*, 36, 11, 1006-1013.
- Luck JM et Allegre CJ, 1982** The study of molybdenites through the ^{187}Re - ^{187}Os chronometer : *Earth and Planetary Science Letters* 31: 291-296.
- Luck JM, Birck JL et Allegre CJ 1980.** ^{187}Re - ^{187}Os systematics in meteorites: Early chronology of the solar system and age of the galaxy. *Nature*, 283, 256-259.
- Ludwig KR 1999.** Isoplot/Ex 2.0X. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkley Geochronology Center Special Publication N°1a*.
- Maacha L, Azizi-Samir MR et Bouchta R 1998.** Gisements cobaltifères du district de Bou Azzer (Anti-Atlas) : structure, minéralogie et conditions de genèse. *Chron. Rech. Min.*, 531-532, 65-75.
- Mandeville CW, Sasaki A, Saito G, Faure K, King R et Hauri E 1998.** Open system degassing of sulfur from Krakatau 1883 magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 709-722.
- Manspeier W, Puffer JH et Cousminer HL 1978.** Separation of Morocco and eastern North America : A Triassic-Liasic Stratigraphic record. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, p. 901-920.
- Marcantonio F, Reiseberg L, Zindler A, Wyman D et Hulbert L 1994.** An isotopic study of the Ni-Cu-PGE-rich Wellgreen intrusion of the Wrangellia Terrane: Evidence for hydrothermal mobilization of rhenium and Osmium. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58(2): 1007-1017.
- Marcoux E et Jébrak M 1999.** Butte, Montana, Etats-Unis: un exemple de télescopage et de district métallogénique stationnaire. *Chronique de la Recherche Minière*, 535: 45-58.
- Marini F et Ouguir H 1990.** Un nouveau jalon dans l'histoire de la distension pre-panafricaine au Maroc: le Precambrien II des boutonnières du Jbel Sghro nord-orient (Anti-Atlas, Maroc). *Comptes rendus de l'Academie des sciences Série 2*, 310, 577-582.

- Martin CE 1991.** Osmium isotopic characteristics of mantle-derived rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55: 1421-1434.
- McCandless TE et Ruiz J 1991.** Osmium isotopes and crustal sources for platinum-group mineralization in bushveld-complex, South Africa: *Geology*, 19, 1225-1228.
- McDonough WF et Sun SS 1995.** Composition of the Earth *Chemical Geology* 120, 223-253
- McDougall M et Harrison TM 1999.** Geochronology and thermochronology by the $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ method. *Oxford University Press, New York*.
- McLennan B, McBride J, Evans N, Lambert D et Andrew A 1999.** Osmium isotope Constraints on ore metal recycling in subduction zones. *Science* 286: 512-516.
- Michard AG 1976 .** Sédiments témoins de la transgression mésozoïque dans le Tafilalet et le Maïder; conséquences sur la métallogénie des gisements filoniens à Pb-Zn (Cu) de l'Anti-Atlas. *Chron. Rech. Min.*, 495, 51-60.
- Mifdal A et Peucat JJ 1985.** Datation U/Pb et Rb/Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate ; Apport au problème de la limite Précambrien-Cambrien. *Sci. Géol. Bull.* 38(2): 185-200.
- Monier G et Robert JL 1986.** Muscovite solid solutions in the system $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: an experimental study at 2 kbar $P_{\text{H}_2\text{O}}$ and comparaison with natural Li-free white micas. *Mineralogical Magazine*, 50, 257-266.
- Morgan JW, 1985** Osmium isotope constraints on earth's late accretionary history. *Nature*, 316, 703-705.
- Morgan JW, Horan MF, Walker RJ, and Grossman JN, 1995** Rhenium-Osmium concentration and isotope systematics in group IIAB iron meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59: 2331-2344.
- Mrini Z 1993.** Chronologie (Rb/Sr; U/Pb); Traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources des roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. *Thèse de Doctorat es-Science, Univ. Marrakech*: p. 276.
- Nalderett SN et Libby WF 1948.** *Physical Review* 73, 487.
- Nier AO 1950.** A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogène, oxygen argon and potassium. *Phys. Rev.*, 77, 789-793.
- Ohmoto H et Rye RO 1974.** Hydrogen and oxygen isotopic compositions of fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan : *Economic Geology*, v.69, p. 947-953.
- Ohmoto H et Rye RO 1979.** Isotopes of sulfur and carbon ; in *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Second Edition : John Wiley and Sons, New York, p.509-567.

- Ohmoto H, Lasagna AC, 1982.** Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.46, p. 1727-1745.
- Ouguir H 1991.** Analyse sédimentologique, structurale et lithogéochimique de la série du Protérozoïque supérieur (PII) de l'environnement de la mine d'argent d'Imiter (Anti-Atlas Oriental, Maroc) : implications géodynamiques. *Thèse I.N.P.L, Nancy 197p.*
- Ouguir H 1997.** Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg., *Doctorat d'état es-Science, Faculté des Sciences de Meknès, Maroc: 215p.*
- Ouguir H, Macaudière J et Dagallier G 1996.** Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc:un contexte géodynamique d'arrière-arc. *J. of African Earth Sci.* 22 (2):173-189.
- Ouguir H, Macaudière J, Dagallier G, Qadrouci A et Leistel JM 1994.** Cadre structural du gîte Ag-Hg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc); Implication métallogénique. *Bull. Soc. géol. France.*, 165, pp. 233-248.
- Paile Y 1983.** Etudes des séries volcaniques de Précambrien III de l'Ougnat (Anti-Atlas oriental, Maroc) et des minéralisations plombo-zincifères complexes associées (gîte de Bou Madine). *Thèse 3^{ème} cycle, Paris XI Orsay*, p.290.
- Pasava J 1994.** Geochemistry and rôle of anoxic sediments in the origin of the Imiter silver deposit in Morocco. *Czech Geol. Surv. Bull.*, 69, 1-11.
- Petruck W, Harris DC et Stewart JM 1971.** The silver arsenides deposits of the Cobalt-Gondwana region, Ontario : Geochemistry of the Ores. *Canadian Mineralogist*, 11, 150-186.
- Peucker-Ehrenbrink B et Hannigan G 2000.** The marine osmium isotope record. *Terra Nova*, 12, 205-219.
- Pierson-Wickmann AC, Reisberg L et France-Lanord C, 1999.** The Os isotopic composition of Himalayan river bedloads and bedrocks : Importance of Black shales. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 201-216.
- Pimminger M, Grassenbauer M, Schroll M, Cerny I, 1984.** Microanalysis in galena by secondary mass spectrometry for determination of sulfur isotopes. *Anal. Chem.* 56, 407-411.
- Piqué A, Bouabdelli M, Soulimaini A, Youbi N et Iliani M, 1999.** Les conglomérats du PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 328 (6), 409-414.

- Poller U 1997.** U/Pb single zircon study of gabbroic and granitic rocks of Val Barlas-ch (Silvretta nappe, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 77: 351-359.
- Popov AG 1995.** Gisement argentifère d'Imiter : Etude minéralogique, paragenese et zonalité du gisement. *Rapport Interne SMI*, p. 62.
- Popov AG, Belkasmi A et Qadrouci A 1986.** Le gisement argentifère d'Imiter synthèse géologique, résultats des recherches de 1985 et bilan des réserves au 31/12/1985. *Rapport Interne SMI*, p.168.
- Pupin JP 1980.** Zircon and Granite Petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 207-220.
- Pupin JP 1992.** Les zircons des granites océaniques et continentaux : couplage typologie-géochimie des éléments en traces. *Bull. Soc. géol. France* 163(4): 495-507.
- Ramdohr P 1969.** The Ore Minerals and their Intergrowths. Pergamon, New York
- Ravizza G et Turekian KK 1992.** The Osmium isotopic composition of organic-rich marine sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 110: 1-6.
- Reisberg L, Zindler A, Marconio F, White W et Wyman D 1993.** Os isotope systematics in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 120: 149-167.
- Rosman KJR et Taylor PDP 1998.** Isotopic Compositions of the Elements 1997, *Pure and Applied Chemistry*, 70, 217.
- Roy Barman M 1993.** Mesure du rapport $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ dans les basaltes et les pérodotites : Contribution à la systématique $^{187}\text{Re}/^{187}\text{Os}$ dans le manteau. *PhD Thesis, Paris VII*.
- Roy-Barman M, Wasserburg G, Papanastassiou D et Chaussidon M 1998.** Osmium isotopic compositions and Re-Os concentrations in sulfide globules from basaltic glasses." *Earth and Planetary Science Letters* 154: 331-347.
- Ruffet G, Féraud G, Amouric M 1991.** Comparison of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ conventional and laser dating of biotites from the North Trégor Batholith. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 1675-1680.
- Rye RO, Ohmoto H, 1974.** Sulfur and Carbon isotopes and ore genesis – in review : *Economic Geology*, v.69, p. 826-842.
- Sakai H, 1968.** Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes : *Geochemical Journal (Japan)*, v.2, p. 29-49.
- Sakai H, Des Marais DJ, Ueda A, Moore JG, 1984.** Concentrations and isotope ratios of carbon, nitrogen, and sulfur in ocean-floor basalts : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.48, p. 2433-2441

- Sakai H, Gunnalaugsson E, Tomasson J, Rouse JE, 1980.** Sulfur isotope systematics in Icelandic geothermal systems and influence of seawater circulation at Reykjanes : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v.44, p. 1223-1231
- Sambridge M, and Lambert D, 1997** Propagating errors in decay equations : Examples from the Re-Os isotopic system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61(14): 3019-3024.
- Saquaque A, Admou H, Cisse A, Benyoucef AH et Reuber I 1989b.** Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou Azzer -El Graara (Anti-Atlas, Maroc): marqueurs de la déformation majeure panafricaine dans un contexte de collision d'arc. *C.R.Acad. Sci., Paris, II*, 308: 1279-1283.
- Saquaque A, Admou H, Karson J, Hefferan K et Reuber I 1989a.** Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer – El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 17, 1107-1110.
- Saquaque A, Benharref M, Abia H, Mrini H, Reuber I et Karson JA 1992.** Evidence for a Panafrican volcanic arc and Wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau* 81(1): 1-13.
- Savary G 1963.** Etude géologique de la zone des vieux travaux et résultats de la première phase de la campagne de forages (Bou Madine, Ougnat). *Rapport BRPM, réf. 431-15-GA-3-05*.
- Schermerhorn L, Wallbrecher E et Huch M 1986.** Der Subduktionkomplex, Granitplutonismus und Schertektonik im Grundgebirge des Sirwas-Doms (Anti-Atlas, Marokko). *Berliner Geowiss. Abh.*, 66, p. 301-322.
- Schidlowski M, Hayes JM et Kaplan IR 1983.** Isotopic inferences of ancient biochemistries : carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. *In : Earth Earliest Biosphere. Its Origin and Evolution (ed. Schopf J.F.), chapitre 7, 149-186.*
- Schmidt 1992.** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contrib. Min. Pet.*, 110, 304-310.
- Sebai A, Feraud G, Bertrand H et Hanes J 1991.** $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Plan. Sci. Letters*, 104, p. 455-472.
- Seward TM 1976.** The solubility of chloride complexes of silver in hydrothermal solutions up to 350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1329-1341.
- Shen JJ Papanastassiou D et Wasserburg GJ 1996.** Precise Re-Os determinations and systematics of iron meteorites: *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60: 2887-2900.

- Shirey SB et Walker RJ, 1995** The Re-Os Isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Rev. Earth Planet. Sci.* 20: 423-497.
- Shirey SB et Walker RJ, 1998.** The Re-Os Isotope system in cosmochemistry and high-temperature geochemistry. *Rev. Earth Planet. Sci.* 20: 423-497.
- Singh S, Trivedi JR et Krishnaswami S 1999.** Re/Os isotope systematics in black shales from the Lesser Himalaya: Their chronology and role in the $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ evolution seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63(16): 2381-2392.
- Sinha AK, Wayne DM et Hewitt DA 1992.** The hydrothermal stability of zircon :Preliminary experimental and isotopic studies. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 3551-3560.
- Slodzian 1964.** Etude d'une méthode d'analyse locale chimique et isotopique utilisant l'émission ionique secondaire. *Thèse d'Université, Orsay*, p58.
- Smoliar MI, Walker RJ et Morgan JW 1996** Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA and IVB iron meteorites. *Science* 271, 1099-1102.
- Speer JA 1980.** Zircon In :Ortho-silicates, Ribbe P. (Ed) *Mineralogical Society of America, Washington*.
- St Gal de Pons A 1975.** Le gisement filonien polymétallique de Bou Madine de l'Ougnat. Rapport interne *BRPM 431-15-GA-1-42*.
- Stacey JS et Kramers JD 1975.** Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, pp. 207-221.
- Steiger RH et Jäger E 1977.** Subcommittee on geochronology :Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- Stein HJ, John W, et Scherstin A 2000.** Re/Os Dating of Low-Level Highly Radiogenic (LLHR) Sulfides: The Harnas Gold Deposit, Southwest Sweden, Records Continental Scale Tectonic Events. *Economic geology*, 95, 1657.
- Stein HJ, Sunblad K, Morgan JW, Markey RJ et Motuza G 1998.** Re-Os ages for Archean molybdenite and pyrite, Kuitila, Finland and Proterozoic molybdenite, Kabeliai, Lithuania: a metamorphic and metasomatic test for the geochronometer : *Mineralium deposita*, 33: 329-345.
- Steinberg M, Treuil M, Touray JC, 1979.** Géochimie principes et méthodes. Tome II : Cristallogéochimie et éléments en traces. *Doin (Eds.) Paris*. 599p.

- Terra F et Wasserburg GF 1972.** U-Th-Pb systematic in three Apollo 14 basalts and the problem of the initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 14, 281-304.
- Thieblement D et Tegye M 1994.** Une discrimination géochimique des roches différenciées témoins de la diversité d'origine et de la situation tectonique des magmas calco-alcalins. *C.R. Acad. Paris*, 319, série II, 87-94.
- Thode HG, Dunford HB, Shima M, 1962.** Sulfur isotope abundances in rocks of the sudbury district and their geological significance. *Economic Geology*. 57, 565-578.
- Thode HG, Monster J, Dunford HB, 1961.** Sulfur isotope geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 25, 159-174.
- Touil A, El-Boukhari A, Bilal E et Moutte J 1999.** Les tholéiites à affinité alcaline du secteur ouest du Siroua (Anti-Atlas central, Maroc): témoins d'une distension au néoprotérozoïque. *Journal of African Earth Sciences*, vol. 29, 4, p. 699-713.
- Tucker ME 1986.** Carbon isotope excursions in Precambrian/Cambrian boundary beds, Morocco. *Nature* 319, 48-50.
- Turner G (1968)** The distribution of potassium and argon in chondrites. In *Origin and distribution of the elements* (ed. L.H. Ahrens), 387-398. Pergamon, London.
- Vargas JM 1983.** Etude métallographique des minéralisations mercuro-argentifère d'Imiter, *Fondation Scientifique de la géologie et de ses applications*, Nancy, 60p.
- Vavra G 1990.** On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106: 90-99.
- Vavra G 1994.** Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contrib. Mineral. Petrol.* 117: 331-344.
- Velde B 1965.** Phengite micas: Synthesis, stability and natural occurrences. *Amer. J. Sci.*, n°263, 886-913.
- Vialon P, Ruhland M et Grolier L 1976.** Elements de tectonique analytique. *Masson*, 118 p.
- Villemin T et Charlesworth H 1992.** An interactive computer program to determine paleostress axes using data from striated faults. Cordillera transect and cordilleran tectonic workshop, Alberta.
- Villeneuve M et Cornée JJ 1994.** Evolution paleogéographique de la marge nord-ouest de l'Afrique du Cambrien à la fin du Carbonifère (du Maroc au Liberia). *Can. J. Earth Sci.*, 28, 1121-1130.

- Walker RJ, Naldrett AJ, Li C et Fassett JD 1991.** Re/Os isotope systematics of Ni-Cu sulfide ores, Sudbury Igneous Complex, Ontario : evidence for a major crustal component. *Earth and Planetary Science Letters* 105: 416-429.
- Walker RJ, Shirey S, Hanson GN, Rajamani V et Horan MF 1989.** Re/Os, Rb/Sr, and O isotopic systematics of the Archean Kolar Schist belt, Karnataka, India. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53: 3005-3013.
- Walker RJ, Shirey SB, Horan MF et Echevarria LM 1991.** Re/Os isotopic constraints on the origin of volcanic rocks, Gorgona Island, Colombia : Os isotopic evidence for ancient heterogeneities in the mantle. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 107: 150-162.
- Watson EB 1980.** Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 44, 895-897.
- Watson EB et Cherniak DJ 1995.** Oxygen diffusion in zircon. *Earth and Planetary Science Letters.* 148, 527-544.
- Watson EB et Cherniak DJ 1997.** The incorporation of Pb into zircon. *Chemical Geology* 141: 19-31.
- Watson EB et Harrison TM 1983.** Zircon saturation revisited : temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters.* 64, 295-304.
- Wayne M et Sinha K 1988.** Physical and chemical response of zircons to deformation. *Contrib. Mineral. Petrol.* 98: 109-121.
- Westphal M, Montigny R, Thuizar R, Bardon C, Bossert A, Hamzeh R et Rolley JP 1979.** Paléomagnétisme et datation du volcanisme permien, triasique et crétacé du Maroc. *Can. J. Earth Sci.* 16, p. 2150-2164.
- Wetherill GH 1956.** An interpretation of the rhodesia and Witwatersand age patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 9, 290-292.
- White NC et Hedenquist JW 1995.** Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEC Newletters*, Octobre 1995, 23, 1-13.
- Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, Griffin WL, Meier M, Oberli F, Von Quadt A, Roddick JC et Spiegel W 1995.** Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace elements and REE analysis. *Geostandard Newsletters* 19, 1-23.
- Winchester JA et Floyd PA 1977.** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325-343.

- Xiong Y et Wood SA 1999.** Experimental determination of ReO_2 and the dominant oxidation state of rhenium in hydrothermal solutions. *Chemical Geology* 158: 245-256.
- Zartman RE, Doe BR, 1981.** Plumbotectonics : The model. *Tectonophysics*, 138, p. 135-162.
- Zotov AV, Kudrin Av, Levin KA, Shikina ND et Var'yash LN 1995.** Experimental studies of the solubility and complexing of the selected ore elements (Au, Ag, Cu, Mo, As, Sb, Hg) in aqueous solutions. In : "*Fluids in the crust*", Shmulovitch KI, et Yardley BWD eds, p. 95-137.
- Zouita F 1986.** Etude de la distribution des terres rares et d'autres éléments en traces dans les roches carbonatées du district minier de Bou Azzer-Bleida (Anti-Atlas, Maroc): conséquences génétiques et variations à l'approche des minéralisations. *Thèse Univ.GrenobleI*. p. 170.

Annexes

Annexe 1 - Analyses chimiques sur roches totales



CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 22/03/2000

CRPG # 1120
Demandeur: CHEILLETZ-LEVRESSE
Echantillon# IM99-74

Emission - ICP		ICP-MS ppm		ICP-MS ppm		ICP-MS ppm	
	%						
SiO ₂	77.30						
Al ₂ O ₃	11.99						
Fe ₂ O ₃	1.13	As	15.4	In	0.14	U	5.02
MnO	<l.d.	Ba	1677	La	25.6	V	2.4
MgO	0.22	Be	<l.d.	Lu	0.239	W	0.95
CaO	0.21	Bi	0.53	Mo	3.58	Y	15.4
Na ₂ O	2.79	Cd	<l.d.	Nb	7.24	Yb	1.56
K ₂ O	5.63	Ce	49.2	Nd	18.5	Zn	20.9
TiO ₂	0.06	Co	2.46	Ni	<l.d.	Zr	86.2
P ₂ O ₅	<l.d.	Cr	<l.d.	Pb	77.0		
Perte au Feu	0.63	Cs	1.89	Pr	5.25		
Total	99.96	Cu	14.5	Rb	139		
		Dy	2.28	Sb	5.67		
		Er	1.36	Sm	3.08		
		Eu	0.521	Sn	1.53		
		Ga	11.6	Sr	76.6		
		Gd	2.24	Ta	0.84		
		Ge	1.21	Tb	0.371		
		Hf	2.89	Th	11.7		
		Ho	0.459	Tm	0.236		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

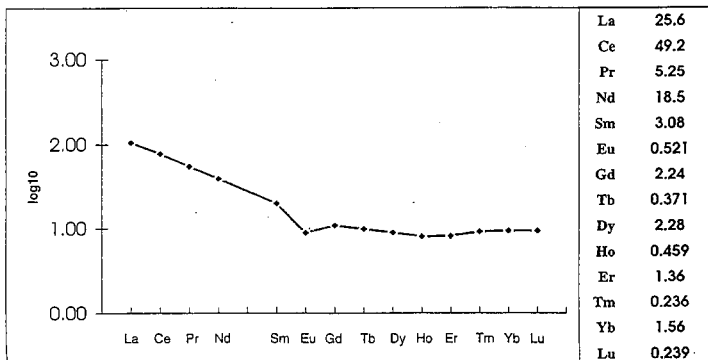
Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

<l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm



CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 12*03*99

Analyse # 94959
CRPG # q9903079
Demandeur: CHEILLETZ A.
Echantillon# IM 99-1

Emission - ICP		ICP-MS ppm		ICP-MS ppm		ICP-MS ppm	
	%						
SiO ₂ %	73.26						
Al ₂ O ₃	13.53						
Fe ₂ O ₃	2.31	As	36.1	In	0.12	U	5.12
MnO	0.07	Ba	466	La	33.3	V	17.0
MgO	0.84	Be	1.24	Lu	.420	W	1.44
CaO	0.63	Bi	0.41	Mo	1.46	Y	26.5
Na ₂ O	2.80	Cd	3.25	Nb	13.4	Yb	2.55
K ₂ O	4.67	Ce	62.4	Nd	29.6	Zn	901
TiO ₂	0.18	Co	1.99	Ni	2.9	Zr	147
P ₂ O ₅	0.02	Cr	12.9	Pb	239		
Perte au feu	1.61	Cs	3.23	Pr	7.75		
Loss on ignition	99.92	Cu	27.1	Rb	150		
Total		Dy	4.47	Sb	2.72		
		Er	2.54	Sm	5.95		
		Eu	.471	Sn	2.76		
		Ga	18.2	Sr	74.7		
		Gd	4.75	Ta	1.07		
		Ge	0.69	Tb	.729		
		Hf	4.99	Th	12.4		
		Ho	.856	Tm	.448		

Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO₂ and HNO₃ dissolution.

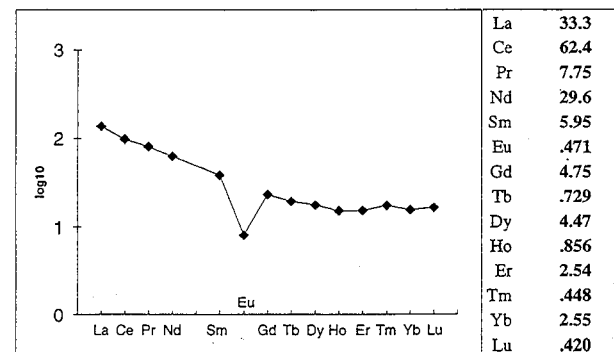
Analysis: ICP-Emission for major and minor elements ; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

Remarques:

Italique: Valeur inférieure à la limite de détermination. (Voir tableau au verso)
traces: Aucune détection.

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm





CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France
Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 22/03/2000

CRPG # 2122
Demandeur: LEVRESSE-CHEILLET;
Echantillon# IM 00-3

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	55.17						
Al ₂ O ₃	17.14						
Fe ₂ O ₃	8.36	As	6.69	In	0.17	U	2.43
MnO	0.14	Ba	618	La	15.1	V	159
MgO	4.82	Be	1.49	Lu	0.257	W	0.71
CaO	6.33	Bi	0.05	Mo	0.99	Y	16.2
Na ₂ O	2.88	Cd	<1.d.	Nb	4.64	Yb	1.59
K ₂ O	2.31	Ce	30.6	Nd	14.0	Zn	100
TiO ₂	0.85	Co	28.1	Ni	24.3	Zr	103
P ₂ O ₅	0.19	Cr	121	Pb	8.13		
Perte au Feu	1.71	Cs	1.57	Pr	3.62		
Total	99.90	Cu	40.7	Rb	84.8		
		Dy	2.61	Sb	1.65		
		Er	1.39	Sm	3.13		
		Eu	1.03	Sn	0.98		
		Ga	18.8	Sr	466		
		Gd	3.00	Ta	0.44		
		Ge	1.41	Tb	0.438		
		Hf	2.79	Th	4.28		
		Ho	0.527	Tm	0.232		



Analyse automatisée:

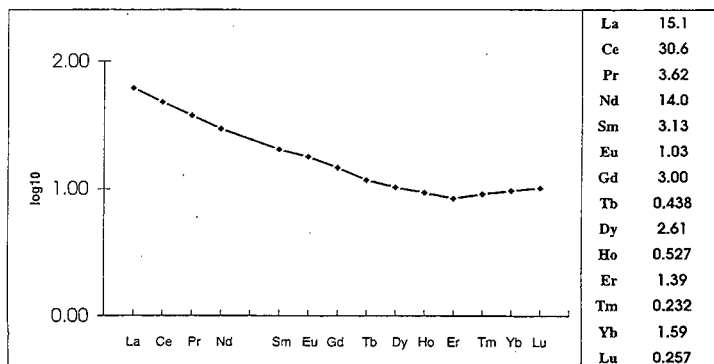
Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

< 1.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI



CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France
Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 12*03*99

Analyse # 94958
CRPG # q9903078
Demandeur: CHEILLETZ A.
Echantillon# IM 99-5

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂ %	72.66						
Al ₂ O ₃	13.56						
Fe ₂ O ₃	1.80	As	2.29	In	traces	U	4.03
MnO	traces	Ba	1388	La	36.1	V	2.5
MgO	0.31	Be	0.73	Lu	.272	W	0.40
CaO	0.36	Bi	0.05	Mo	1.12	Y	18.4
Na ₂ O	1.85	Cd	0.18	Nb	7.84	Yb	1.78
K ₂ O	8.05	Ce	71.2	Nd	23.8	Zn	18.5
TiO ₂	0.07	Co	0.74	Ni	2.0	Zr	109
P ₂ O ₅	0.03	Cr	0.3	Pb	11.6		
Perte au feu	1.20	Cs	1.87	Pr	7.04		
Loss on ignition		Cu	5.6	Rb	195		
Total	99.92	Dy	2.60	Sb	3.27		
		Er	1.57	Sm	4.06		
		Eu	.842	Sn	1.03		
		Ga	13.1	Sr	57.6		
		Gd	2.67	Ta	0.86		
		Ge	0.63	Tb	.408		
		Hf	3.39	Th	12.2		
		Ho	.549	Tm	.292		



Automated Rock Analysis

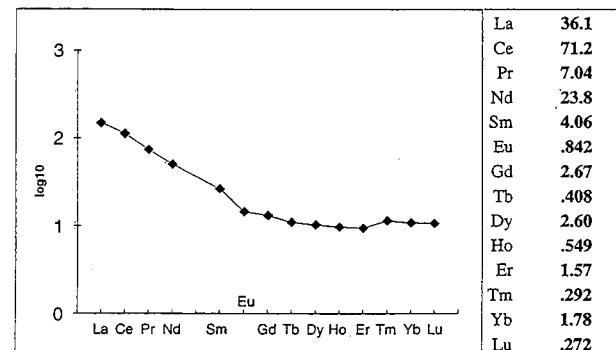
Preparation: Fusion of sample with LiBO₂ and HNO₃ dissolution.

Analysis: ICP-Emission for major and minor elements; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

Remarques:

Italique: Valeur inférieure à la limite de détermination. (Voir tableau au verso)
traces: Aucune détection.

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI





CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 22/03/2000

CRPG # 2123
Demandeur: LEVRESSE-CHEILLET
Echantillon# IM 00-10

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	55.29						
Al ₂ O ₃	16.71						
Fe ₂ O ₃	9.46	As	29.9	In	0.20	U	3.62
MnO	0.15	Ba	2232	La	21.2	V	225
MgO	6.82	Be	1.02	Lu	0.241	W	0.86
CaO	0.35	Bi	0.09	Mo	3.62	Y	16.1
Na ₂ O	0.74	Cd	<l.d.	Nb	2.93	Yb	1.55
K ₂ O	5.30	Ce	46.1	Nd	23.8	Zn	127
TiO ₂	0.74	Co	38.1	Ni	55.8	Zr	108
P ₂ O ₅	0.16	Cr	268	Pb	26.1		
Perte au Feu	4.33	Cs	4.79	Pr	5.66		
Total	100.05	Cu	59.5	Rb	180		
		Dy	2.79	Sb	3.06		
		Er	1.46	Sm	4.56		
		Bu	1.12	Sn	1.16		
		Ga	20.3	Sr	124		
		Gd	3.54	Ta	0.26		
		Ge	1.51	Tb	0.491		
		Hf	2.68	Th	5.73		
		Ho	0.521	Tm	0.220		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

< l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)



CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 22/03/2000

CRPG # 2124
Demandeur: LEVRESSE-CHEILLET
Echantillon# IM 00-39

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	49.24						
Al ₂ O ₃	17.00						
Fe ₂ O ₃	8.78	As	66.8	In	<l.d.	U	1.24
MnO	0.30	Ba	1054	La	12.1	V	225
MgO	5.25	Be	1.22	Lu	0.333	W	2.80
CaO	6.24	Bi	<l.d.	Mo	1.39	Y	21.2
Na ₂ O	1.81	Cd	<l.d.	Nb	2.67	Yb	2.03
K ₂ O	3.13	Ce	27.1	Nd	15.5	Zn	145
TiO ₂	0.94	Co	35.0	Ni	18.5	Zr	91.9
P ₂ O ₅	0.17	Cr	128	Pb	44.4		
Perte au Feu	7.09	Cs	5.39	Pr	3.45		
Total	99.95	Cu	26.7	Rb	127		
		Dy	3.51	Sb	4.43		
		Er	1.93	Sm	3.62		
		Bu	1.21	Sn	1.66		
		Ga	18.6	Sr	300		
		Gd	3.64	Ta	0.25		
		Ge	1.13	Tb	0.549		
		Hf	2.52	Th	1.90		
		Ho	0.691	Tm	0.302		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

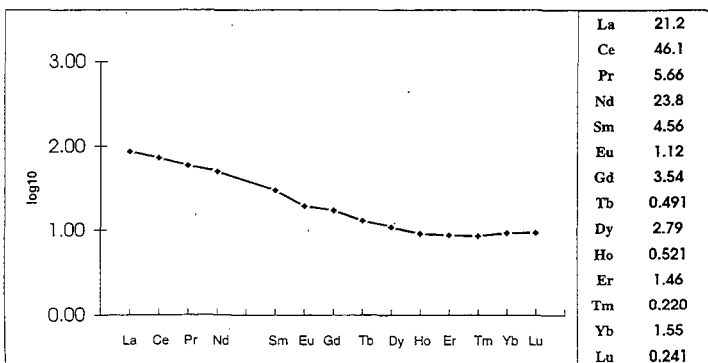
Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

< l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)

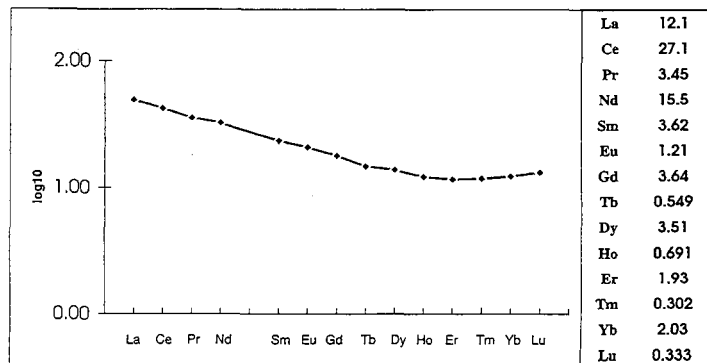
14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm



14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm





CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 12*03*99

Analyse # 94955
CRPG # q9903076
Demandeur: CHEILLETZ A.
Echantillon# IM 99-3

Emission - ICP		ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
		MS		MS		MS	
SiO ₂ %	61.78	As	37.8	In	0.05	U	2.58
Al ₂ O ₃	17.26	Ba	679	La	26.4	V	115
Fe ₂ O ₃	6.94	Be	1.87	Lu	.344	W	2.52
MnO	0.15	Bi	0.11	Mo	1.25	Y	18.2
MgO	2.76	Cd	0.51	Nb	12.1	Yb	2.14
CaO	0.58	Ce	53.2	Nd	23.8	Zn	157
Na ₂ O	0.67	Co	13.5	Ni	44.9	Zr	189
K ₂ O	4.54	Cr	117	Pb	1382		
TiO ₂	0.89	Cs	10.8	Pr	6.14		-
P ₂ O ₅	0.24	Cu	16.4	Rb	197		-
Perte au feu	4.08	Dy	3.25	Sb	7.78		-
Loss on ignition		Er	1.75	Sm	5.04		-
Total	99.89	Eu	1.05	Sr	49.9		
		Ga	23.9	Ta	0.97		
		Gd	4.17	Tb	.619		
		Ge	1.40	Th	9.45		
		Hf	4.90	Tm	.326		
		Ho	.592				



Automated Rock Analysis

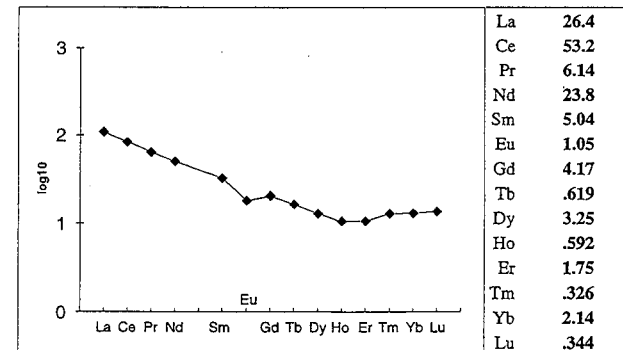
Preparation: Fusion of sample with LiBO₂ and HNO₃ dissolution.

Analysis: ICP-Emission for major and minor elements ; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

Remarques:

Italique: Valeur inférieure à la limite de détermination. (Voir tableau au verso)
traces: Aucune détection.

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI ppm





CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 22/03/2000

CRPG # 2121
Demandeur: LEVRESSE-CHEILLET
Echantillon# BM 99-4

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	75.80						
Al ₂ O ₃	10.77						
Fe ₂ O ₃	4.92	As	354	In	1.62	U	4.07
MnO	0.03	Ba	229	La	22.0	V	14.9
MgO	0.47	Be	1.93	Lu	0.288	W	2.29
CaO	<l.d.	Bi	0.17	Mo	4.05	Y	21.9
Na ₂ O	<l.d.	Cd	54.4	Nb	26.9	Yb	2.03
K ₂ O	3.37	Ce	45.5	Nd	18.5	Zn	2565
TiO ₂	0.18	Co	3.51	Ni	<l.d.	Zr	149
P ₂ O ₅	<l.d.	Cr	11.6	Pb	881		
Perte au Feu	4.18	Cs	2.13	Pr	4.97		
Total	99.72	Cu	36.6	Rb	129		
		Dy	3.27	Sb	12.3		
		Er	1.66	Sm	3.87		
		Eu	0.790	Sn	17.4		
		Ga	17.0	Sr	18.3		
		Gd	3.25	Ta	1.13		
		Ge	1.06	Tb	0.548		
		Hf	3.61	Th	9.02		
		Ho	0.651	Tm	0.297		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

<l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)



CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 07/04/2000

CRPG # 2640
Demandeur: LEVRESSE-GASQUET
Echantillon# BM99-1

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	77.06						
Al ₂ O ₃	12.33						
Fe ₂ O ₃	0.83	As	15.1	In	<l.d.	U	4.28
MnO	0.10	Ba	1325	La	37.7	V	5.1
MgO	0.27	Be	<l.d.	Lu	0.478	W	0.59
CaO	0.32	Bi	<l.d.	Mo	3.29	Y	35.1
Na ₂ O	1.22	Cd	0.44	Nb	11.4	Yb	2.91
K ₂ O	5.87	Ce	85.5	Nd	37.0	Zn	284
TiO ₂	0.12	Co	12.4	Ni	<l.d.	Zr	203
P ₂ O ₅	<l.d.	Cr	9.5	Pb	95.1		
Perte au Feu	1.77	Cs	5.76	Pr	9.48		
Total	99.89	Cu	111	Rb	149		
		Dy	5.30	Sb	5.25		
		Er	2.94	Sm	6.52		
		Eu	0.783	Sn	1.26		
		Ga	11.2	Sr	50.2		
		Gd	5.83	Ta	1.03		
		Ge	0.90	Tb	0.912		
		Hf	6.01	Th	13.0		
		Ho	1.05	Tm	0.433		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

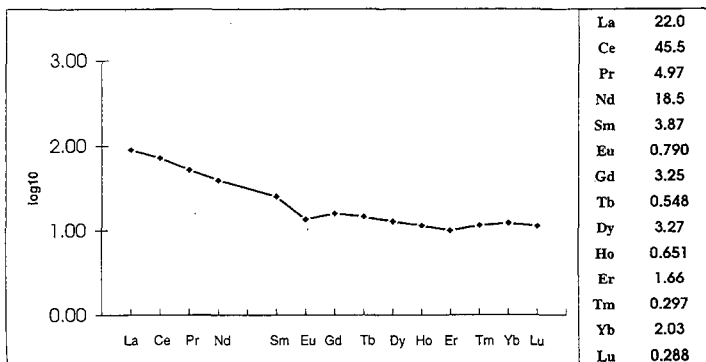
Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

<l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)

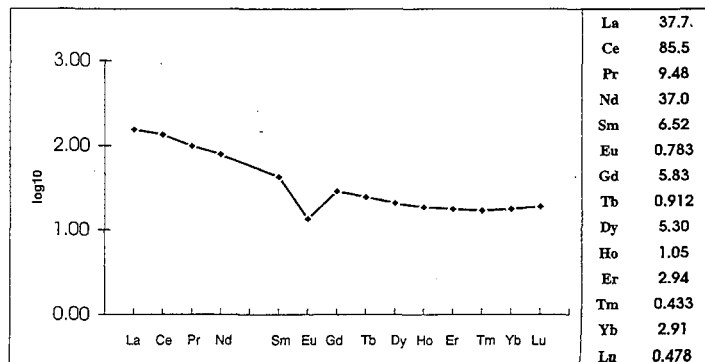
14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm



14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm





CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 15/12/2000

CRPG # 0012272
Demandeur: LEVRESSE-GASQUET
Echantillon# BA8 CHLORITITE

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	45.17						
Al ₂ O ₃	12.30						
Fe ₂ O ₃	5.47	As	64280	In	0.58	U	8.47
MnO	0.27	Ba	259	La	15.4	V	47.9
MgO	1.33	Be	1.22	Lu	0.125	W	0.21
CaO	12.27	Bi	14.0	Mo	11.8	Y	18.1
Na ₂ O	2.35	Cd	<l.d.	Nb	2.21	Yb	1.09
K ₂ O	6.45	Ce	32.0	Nd	18.2	Zn	23.6
TiO ₂	0.27	Co	329	Ni	158	Zr	54.9
P ₂ O ₅	0.05	Cr	24.3	Pb	2.93		
Perte au Feu	11.30	Cs	0.34	Pr	4.06		
Total	97.23	Cu	17.5	Rb	81.1		
		Dy	3.89	Sb	6.91		
		Er	1.34	Sm	5.70		
		Eu	0.555	Sn	<l.d.		
		Ga	9.41	Sr	75.8		
		Gd	5.37	Ta	0.17		
		Ge	3.62	Tb	0.753		
		Hf	1.45	Th	1.20		
		Ho	0.598	Tm	0.164		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

<l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)
Perte au feu surévaluée et As indicatif

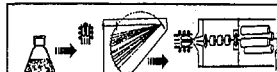


CRPG, BP 20,
attn: J.CARIGNAN
54501 Vandoeuvre,
France

Tel : (33) 03 83 59 42 17
Fax: (33) 03 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 07/04/2000

CRPG # 2639
Demandeur: LEVRESSE-GASQUET
Echantillon# BA99-6

Emission - ICP		ICP-MS		ICP-MS		ICP-MS	
	%		ppm		ppm		ppm
SiO ₂	64.33						
Al ₂ O ₃	13.87						
Fe ₂ O ₃	7.63	As	15.4	In	<l.d.	U	3.23
MnO	<l.d.	Ba	369	La	102	V	1.9
MgO	1.34	Be	1.67	Lu	1.04	W	3.53
CaO	1.43	Bi	<l.d.	Mo	3.09	Y	73.3
Na ₂ O	2.09	Cd	0.32	Nb	115	Yb	6.75
K ₂ O	5.98	Ce	208	Nd	88.1	Zn	14.7
TiO ₂	0.45	Co	2.87	Ni	<l.d.	Zr	703
P ₂ O ₅	<l.d.	Cr	<l.d.	Pb	4.67		
Perte au Feu	2.69	Cs	3.51	Pr	24.0		
Total	99.81	Cu	<l.d.	Rb	114		
		Dy	12.2	Sb	0.95		
		Er	7.23	Sm	16.2		
		Eu	2.40	Sn	8.84		
		Ga	39.1	Sr	28.7		
		Gd	12.6	Ta	8.68		
		Ge	2.05	Tb	2.02		
		Hf	16.3	Th	17.0		
		Ho	2.55	Tm	1.04		



Analyse automatisée:

Préparation: Fusion de l'échantillon avec LiBO₂ et dissolution par HNO₃.

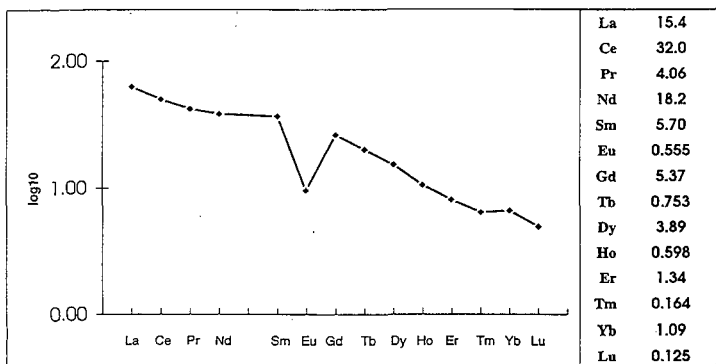
Analyse: éléments majeurs par ICP-AES, autres éléments en traces par ICP-MS ; contrôle qualité avec géostandards internationaux.

Remarques:

<l.d. : Valeur inférieure à la limite de détermination (Voir tableau au verso)

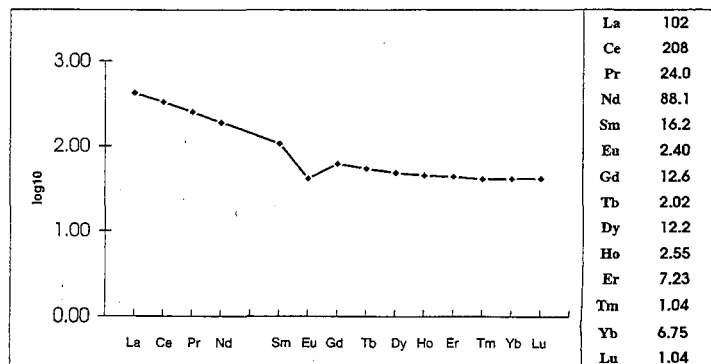
14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm



14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI

ppm



Annexe 2 - Analyses chimiques des minéraux

Zircons de la granodiorite de Taouzzakt

Echantillon	std 91500	std 91500	H-1	G-1	F-1	E-1	D-1	C-1	B-1	B-2	A-1	A-2
Age 206Pb/238U	1064 Ma	1064 Ma										
P2O5	0,00	0,00	0,06	0,08	0,03	0,06	0,05	0,05	0,08	0,13	0,07	0,19
SiO2	32,32	32,81	32,07	32,11	32,24	32,25	31,71	32,25	31,96	32,23	31,61	31,27
ZrO2	67,04	66,86	65,22	64,68	65,40	65,64	64,54	64,85	64,63	64,43	64,27	64,02
HfO2	0,69	0,72	1,04	1,04	1,02	1,08	1,02	1,05	1,03	0,99	1,06	1,05
UO2	0,04	0,00	0,06	0,14	0,04	0,15	0,09	0,04	0,17	0,08	0,10	0,15
ThO2	0,02	0,02	0,03	0,06	0,04	0,02	0,07	0,07	0,10	0,04	0,09	0,15
Al2O3	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y2O3	0,04	0,02	0,25	0,49	0,31	0,22	0,31	0,39	0,55	0,50	0,53	0,77
Ce2O3	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd2O3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Sm2O3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd2O3	0,02	0,00	0,00	0,01	0,04	0,01	0,02	0,03	0,02	0,07	0,01	0,01
Dy2O3	0,00	0,05	0,00	0,09	0,04	0,00	0,04	0,03	0,04	0,10	0,03	0,09
Yb2O3	0,04	0,00	0,06	0,11	0,12	0,06	0,09	0,06	0,14	0,17	0,13	0,21
FeO	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,06	0,00	0,03
CaO	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02
PbO	0,03	0,07	0,11	0,07	0,03	0,00	0,02	0,05	0,04	0,03	0,00	0,00
Total	100,27	100,65	98,93	98,91	99,34	99,56	98,00	98,89	98,78	98,84	97,90	97,97
P5+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Si4+	0,99	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,00	1,00	1,00	0,99	0,99
Zr4+	1,00	0,99	0,99	0,98	0,99	0,99	0,99	0,98	0,98	0,98	0,99	0,98
Hf4+	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
U4+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Th4+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al 3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y3+	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ce3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nd3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sm3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Gd3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Dy3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Yb3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Oxydes	0,16	0,19	0,54	0,86	0,47	0,51	0,56	0,61	0,97	0,84	0,80	1,32
REE	0,06	0,07	0,06	0,22	0,21	0,07	0,16	0,12	0,20	0,34	0,16	0,32

Zircons de l'intrusion rhyolitique de Takhatert

Echantillon Age ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	ZR-34 566 Ma	ZR-8 565 Ma	ZR-7 560 Ma	ZR-11 553 Ma	ZR-27 552 Ma	ZR-23 551 Ma	ZR-26 551 Ma	ZR-36 550 Ma	ZR-10 550 Ma	ZR-20 550 Ma	ZR-4 548 Ma	ZR-24 548 Ma
P ₂ O ₅	0,002	0,000	0,000	0,011	0,061	0,003	0,024	0,008	0,028	0,006	0,000	0,000
SiO ₂	32,555	32,739	32,695	32,910	32,330	32,398	32,286	31,962	32,748	32,909	32,394	32,325
ZrO ₂	65,304	65,328	65,627	65,470	65,455	64,957	64,577	64,550	65,094	65,085	64,296	65,252
HfO ₂	1,062	1,241	1,309	1,341	1,372	1,374	1,378	1,427	1,434	1,505	1,522	1,610
UO ₂	0,079	0,017	0,035	0,122	0,000	0,047	0,034	0,073	0,021	0,129	0,034	0,083
ThO ₂	0,006	0,000	0,045	0,009	0,000	0,022	0,000	0,010	0,061	0,031	0,020	0,002
Al ₂ O ₃	0,001	0,000	0,000	0,001	0,005	0,001	0,003	0,003	0,000	0,001	0,004	0,000
Y ₂ O ₃	0,227	0,076	0,106	0,138	0,076	0,113	0,072	0,165	0,222	0,146	0,058	0,047
Ce ₂ O ₃	0,013	0,000	0,000	0,009	0,001	0,016	0,000	0,012	0,001	0,000	0,000	0,000
Nd ₂ O ₃	0,005	0,017	0,000	0,000	0,000	0,043	0,037	0,008	0,018	0,000	0,024	0,005
Sm ₂ O ₃	0,000	0,000	0,000	0,000	0,015	0,043	0,008	0,000	0,014	0,008	0,000	0,000
Gd ₂ O ₃	0,027	0,000	0,005	0,039	0,008	0,004	0,010	0,011	0,000	0,000	0,000	0,001
Dy ₂ O ₃	0,000	0,000	0,009	0,013	0,041	0,010	0,015	0,025	0,000	0,046	0,085	0,010
Yb ₂ O ₃	0,049	0,083	0,058	0,045	0,023	0,082	0,034	0,040	0,068	0,041	0,025	0,022
FeO	0,000	0,026	0,000	0,017	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,004	0,000	0,005
MgO	0,011	0,006	0,040	0,000	0,071	0,034	0,013	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,007
PbO	0,104	0,006	0,001	0,005	0,016	0,018	0,030	0,000	0,000	0,118	0,030	0,000
Total	99,446	99,541	99,930	100,133	99,474	99,164	98,520	98,308	99,761	100,029	98,518	99,369
P ⁵⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Si ⁴⁺	1,004	1,007	1,003	1,007	0,998	1,003	1,005	0,999	1,006	1,009	1,008	1,000
Zr ⁴⁺	0,982	0,980	0,982	0,977	0,985	0,981	0,980	0,984	0,975	0,973	0,976	0,984
Hf ⁴⁺	0,009	0,011	0,011	0,012	0,012	0,012	0,012	0,013	0,013	0,013	0,014	0,014
U ⁴⁺	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Th ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y ³⁺	0,004	0,001	0,002	0,002	0,001	0,002	0,001	0,003	0,004	0,002	0,001	0,001
Ce ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sm ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Gd ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Dy ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Yb ³⁺	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg ²⁺	0,001	0,000	0,002	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Ca ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb ²⁺	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
	2,002	2,001	2,002	2,001	2,002	2,002	2,001	2,001	2,002	2,001	2,001	2,000
Oxydes	0,431	0,132	0,227	0,304	0,229	0,238	0,176	0,272	0,385	0,435	0,171	0,145
REE	0,095	0,101	0,072	0,107	0,088	0,197	0,105	0,097	0,101	0,096	0,134	0,039

Zircons de l'intrusion rhyolitique de Takhatert

Echantillon	std 91500	ZR-22	ZR-40	ZR-13	ZR-53	ZR-28	ZR-17	ZR-3	ZR-35	ZR-2	ZR-6	ZR-19
Age ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1064 Ma	647 Ma	646 Ma	639 Ma	600 Ma	598 Ma			583 Ma	579 Ma	576 Ma	574 Ma
P ₂ O ₅	0,000	0,009	0,088	0,000	0,028	0,025	0,073	0,054	0,015	0,022	0,000	0,051
SiO ₂	32,844	32,049	31,977	33,048	32,079	32,345	30,547	32,782	32,445	32,498	32,583	33,003
ZrO ₂	65,585	63,542	63,986	67,045	65,817	64,745	61,273	65,524	64,838	66,011	65,608	66,543
HfO ₂	0,698	0,807	0,831	0,832	0,906	0,913	0,938	0,948	0,986	1,009	1,010	1,046
UO ₂	0,028	0,056	0,176	0,046	0,077	0,101	0,417	0,084	0,020	0,028	0,048	0,003
ThO ₂	0,019	0,015	0,147	0,000	0,032	0,030	0,382	0,080	0,014	0,025	0,000	0,034
Al ₂ O ₃	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,007	0,007
Y ₂ O ₃	0,007	0,216	0,971	0,117	0,229	0,439	0,539	0,332	0,105	0,196	0,091	0,070
Ce ₂ O ₃	0,008	0,000	0,019	0,010	0,000	0,000	0,010	0,016	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd ₂ O ₃	0,020	0,000	0,000	0,019	0,012	0,026	0,006	0,015	0,000	0,017	0,024	0,000
Sm ₂ O ₃	0,000	0,026	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,018	0,000	0,012
Gd ₂ O ₃	0,000	0,020	0,054	0,013	0,000	0,000	0,014	0,011	0,002	0,032	0,023	0,000
Dy ₂ O ₃	0,000	0,068	0,130	0,022	0,029	0,083	0,092	0,032	0,019	0,029	0,005	0,000
Yb ₂ O ₃	0,000	0,049	0,268	0,048	0,080	0,139	0,097	0,107	0,065	0,084	0,013	0,007
FeO	0,000	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,384	0,015	0,027	0,005	0,000	0,000
MgO	0,004	0,000	0,013	0,044	0,040	0,015	0,000	0,000	0,021	0,000	0,000	0,005
CaO	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,231	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000
PbO	0,038	0,059	0,000	0,000	0,031	0,099	0,033	0,000	0,063	0,000	0,000	0,070
Total	99,256	96,943	98,660	101,246	99,362	98,960	95,038	100,008	98,622	99,975	99,413	100,853
p ⁵⁺	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,002	0,001	0,000	0,001	0,000	0,001
Si ⁴⁺	1,010	1,010	0,998	1,000	0,993	1,003	0,993	1,004	1,007	0,998	1,004	1,002
Zr ⁴⁺	0,983	0,977	0,974	0,989	0,993	0,979	0,972	0,979	0,981	0,988	0,985	0,985
Hf ⁴⁺	0,006	0,007	0,007	0,007	0,008	0,008	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009	0,009
U ⁴⁺	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Th ⁴⁺	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y ³⁺	0,000	0,004	0,016	0,002	0,004	0,007	0,009	0,005	0,002	0,003	0,001	0,001
Ce ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nd ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sm ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Gd ³⁺	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Dy ³⁺	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Yb ³⁺	0,000	0,000	0,003	0,000	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Mg ²⁺	0,000	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb ²⁺	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001
	2,000	2,002	2,005	2,002	2,002	2,003	2,012	2,002	2,002	2,001	2,001	2,000
Oxydes	0,100	0,382	1,395	0,208	0,438	0,709	2,060	0,573	0,267	0,277	0,147	0,241
REE	0,028	0,164	0,472	0,113	0,122	0,248	0,219	0,181	0,086	0,180	0,065	0,020

Chlorite (Chl 1 : phase Qtz1)

N°Anal, IM99-58-1 IM99-58-2 IM99-58-3 IM99-58-4 IM99-58-5 IM99-58-6

SiO2	25,54	25,65	26,47	25,45	25,79	26,23
Al2O3	19,45	19,65	19,98	19,75	19,55	19,77
TiO2	0,05	0,00	0,00	0,05	0,08	0,03
FeO	26,19	28,01	28,82	27,83	27,83	28,82
MnO	0,56	0,46	0,55	0,59	0,54	0,68
MgO	13,04	11,60	11,87	12,13	12,42	11,28
CaO	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	0,02
Cr2O3	0,01	0,00	0,06	0,06	0,00	0,00
NiO	0,00	0,06	0,00	0,00	0,11	0,03
Na2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
K2O	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01
TOTAL	84,95	85,49	87,75	85,89	86,35	86,87

N°Anal, IM00-3-1 IM00-3-2 IM00-3-3 IM00-3-4 IM00-3-5 IM00-3-6

SiO2	26,11	24,42	24,62	24,96	24,51	24,64
Al2O3	20,95	19,74	20,30	20,74	19,40	19,89
TiO2	0,02	0,00	0,06	0,04	0,03	0,01
FeO	28,69	28,15	29,53	27,41	35,31	34,16
MnO	0,68	0,92	0,80	0,83	1,21	1,31
MgO	11,45	11,11	10,41	11,77	10,84	11,05
CaO	0,00	0,01	0,04	0,02	0,03	0,08
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,07	0,14	0,00	0,01	0,16	0,00
Na2O	0,15	0,02	0,01	0,09	0,00	0,04
K2O	0,12	0,01	0,05	0,07	0,00	0,00
TOTAL	88,25	84,52	85,81	85,93	91,48	91,18

N°Anal, IM99-37-1 IM99-37-2 IM99-37-3 IM99-37-4 IM99-37-5

SiO2	24,71	25,05	25,02	24,98	24,69
Al2O3	23,30	23,24	22,49	22,26	22,07
TiO2	0,05	0,00	0,06	0,00	0,10
FeO	21,92	21,49	25,65	24,92	26,11
MnO	0,54	0,66	0,75	0,55	0,61
MgO	15,95	15,85	16,88	17,07	16,61
CaO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04
Cr2O3	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,05	0,06	0,06	0,02	0,02
K2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,04
TOTAL	86,57	86,38	90,96	89,80	90,30

Muscovite (Ms1 ; phase Qtz1)

N°Anal,	S33-1	S33-2	IM00-53-1	IM00-53-2	IM00-53-3	IM00-53-4
SiO2	49,82	49,61	44,47	46,63	46,19	46,00
Al2O3	32,72	33,91	33,90	35,14	37,06	33,97
TiO2	0,11	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02
Fe2O3	2,68	1,50	2,36	1,98	2,77	1,77
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00
MgO	1,55	1,23	0,34	0,32	0,21	0,49
CaO	0,06	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
NiO	0,00	0,10	0,00	0,02	0,04	0,04
Na2O	0,08	0,10	0,67	0,57	0,92	0,57
K2O	8,51	7,77	9,08	9,32	8,94	8,99
TOTAL	95,52	94,23	90,82	94,00	96,28	91,88

N°Anal,	IM99-58-1	IM00-3-1	IM00-3-2	IM00-3-3	IM00-3-4	IM99-37-15
SiO2	45,96	47,28	46,88	45,91	46,64	49,34
Al2O3	34,90	33,12	31,93	33,36	31,37	33,89
TiO2	0,07	0,00	0,09	0,00	0,00	0,18
Fe2O3	2,00	2,57	3,05	3,20	3,07	1,03
MnO	0,00	0,00	0,12	0,10	0,05	0,00
MgO	0,35	0,32	0,59	0,23	1,11	1,14
CaO	0,00	0,00	0,02	0,00	0,04	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,05	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,68	0,25	0,27	0,23	0,21	0,08
K2O	8,95	9,59	9,50	9,91	9,59	8,10
TOTAL	92,96	93,12	92,53	92,95	92,08	93,77

Muscovite (Ms2 ; phase Qtz2)

N°Anal,	IM99-37-1	IM99-37-2	IM99-37-3	IM99-37-4	IM99-37-5	IM99-37-6
SiO2	51,59	50,17	49,38	50,16	50,16	49,96
Al2O3	32,15	31,83	30,72	30,55	31,11	31,82
TiO2	0,07	0,25	0,22	0,24	0,17	0,17
Fe2O3	1,69	1,88	1,50	1,86	1,76	1,32
MnO	0,09	0,00	0,02	0,00	0,10	0,00
MgO	1,98	1,68	1,26	1,55	1,29	1,13
CaO	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00
NiO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,15
Na2O	0,06	0,07	0,08	0,18	0,11	0,09
K2O	6,81	8,69	8,36	8,92	8,53	8,79
TOTAL	94,47	94,60	91,60	93,47	93,26	93,43

N°Anal,	IM99-37-7	IM99-37-8	IM99-37-9	IM99-37-10	IM99-37-11	IM99-37-12
SiO2	49,35	49,95	51,11	50,31	51,25	51,34
Al2O3	30,05	31,75	33,25	31,82	32,06	32,70
TiO2	0,18	0,32	0,11	0,25	0,45	0,49
Fe2O3	1,98	1,56	1,00	1,40	1,33	1,33
MnO	0,01	0,10	0,00	0,04	0,05	0,00
MgO	1,52	1,06	1,53	1,49	1,74	1,43
CaO	0,02	0,03	0,05	0,00	0,04	0,00
Cr2O3	0,02	0,00	0,00	0,03	0,07	0,07
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,14	0,11	0,07	0,10	0,02	0,01
K2O	8,54	7,92	7,99	9,68	8,69	7,91
TOTAL	91,81	92,80	95,10	95,10	95,69	95,30

N°Anal,	IM99-37-13	IM99-37-14	IM00-3-5	IM00-3-6
SiO2	50,81	50,84	49,03	48,28
Al2O3	33,28	32,81	26,21	26,62
TiO2	0,31	0,18	0,20	0,13
Fe2O3	1,32	1,47	4,13	3,35
MnO	0,03	0,04	0,00	0,11
MgO	1,18	1,52	2,61	2,43
CaO	0,06	0,04	0,01	0,02
Cr2O3	0,05	0,01	0,00	0,00
NiO	0,08	0,00	0,00	0,04
Na2O	0,06	0,13	0,21	0,01
K2O	7,61	7,88	9,84	10,02
TOTAL	94,79	94,93	92,24	91,01

Annexe 3 - Analyses chimiques des sulfures

Label	A%(S	A%(Fe)	A%(Co)	A%(Ni)	A%(Cu)	A%(Zn)	A%(As)	A%(Ag)	A%(Sb)	A%(Au)	A%(Hg)	A%(Pb)
Apy												
HE2-1	33,97	32,52	0,01	0,00	0,00	0,00	33,32	0,00	0,14	0,01	0,03	0,00
HE2-2	33,64	32,48	0,35	0,00	0,00	0,02	32,83	0,00	0,68	0,00	0,00	0,00
HE2-3	34,06	32,70	0,24	0,00	0,00	0,00	32,50	0,00	0,49	0,00	0,02	0,00
IM00-18	32,67	9,93	5,88	17,02	0,11	0,00	34,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-18	32,78	11,78	5,82	15,89	0,06	0,00	33,58	0,00	0,01	0,07	0,01	0,00
IM00-22	32,62	33,89	0,00	0,00	0,00	0,00	33,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	32,26	9,53	8,31	15,04	0,00	0,00	34,86	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	32,60	9,99	5,35	17,41	0,00	0,00	34,64	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
IM00-22	32,66	9,55	8,10	15,23	0,00	0,00	34,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-23	32,44	32,72	0,00	0,02	0,05	0,00	34,73	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
IM00-36	66,60	33,30	0,02	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-51	34,68	31,85	0,21	0,06	0,00	0,00	33,13	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00
IM00-51	34,17	30,21	2,03	0,14	0,00	0,00	33,43	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
IM00-51	29,64	29,27	1,98	1,38	0,00	0,00	37,72	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
IM00-51	34,45	31,87	0,64	0,07	0,00	0,00	32,94	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
IM99-54	34,67	32,84	0,15	0,06	0,00	0,00	31,92	0,00	0,12	0,00	0,02	0,00
IM99-54	35,26	32,85	0,00	0,02	0,00	0,00	30,78	0,00	0,99	0,00	0,00	0,00
IM99-54	36,57	32,90	0,00	0,00	0,00	0,00	29,65	0,00	0,82	0,00	0,00	0,00
IM99-54	36,07	33,16	0,04	0,00	0,00	0,00	29,86	0,02	0,73	0,00	0,00	0,00
IM99-54	34,65	33,23	0,04	0,00	0,00	0,00	31,36	0,00	0,64	0,00	0,00	0,00
IM99-54	37,12	33,36	0,00	0,00	0,00	0,00	28,70	0,00	0,80	0,00	0,00	0,00
IM99-60	31,03	1,72	17,92	13,88	0,00	0,00	35,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-60	28,34	2,27	13,91	16,96	0,00	0,00	38,46	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
IM99-65	30,30	1,39	17,30	15,01	0,00	0,00	35,96	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
IM99-65	30,79	1,57	16,86	14,70	0,00	0,00	35,98	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00
IM99-65	31,42	2,71	18,46	12,80	0,00	0,00	34,27	0,31	0,02	0,00	0,00	0,00
IM99-65	35,72	9,54	15,09	4,68	0,00	0,00	34,72	0,22	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	30,78	26,83	6,31	2,75	0,00	0,00	33,21	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	33,84	32,74	0,05	0,30	0,00	0,00	32,98	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
IM99-65	34,21	32,76	0,01	0,00	0,00	0,00	32,89	0,07	0,01	0,00	0,00	0,00
IM99-65	33,44	32,94	0,26	0,14	0,00	0,00	33,14	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00

Données à la microsonde électronique des sulfures

Label	A%(S)	A%(Fe)	A%(Co)	A%(Ni)	A%(Cu)	A%(Zn)	A%(As)	A%(Ag)	A%(Sb)	A%(Au)	A%(Hg)	A%(Pb)
Py												
IM00-22	31,99	14,45	10,62	8,12	0,00	0,00	34,70	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	64,58	33,21	0,04	0,00	0,16	0,00	2,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	65,14	33,30	0,00	0,04	0,05	0,00	1,43	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
IM00-22	66,20	33,54	0,07	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
IM00-22	65,17	33,52	0,03	0,00	0,20	0,00	1,07	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
IM00-22	66,06	33,59	0,02	0,02	0,09	0,02	0,18	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
IM00-22	66,05	33,69	0,00	0,00	0,04	0,00	0,21	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	65,61	33,50	0,00	0,01	0,03	0,02	0,66	0,00	0,07	0,06	0,04	0,00
IM00-22	65,20	33,68	0,01	0,03	0,19	0,00	0,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-54	66,56	33,22	0,01	0,01	0,00	0,00	0,10	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-54	66,12	33,76	0,04	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-54	66,29	33,44	0,01	0,04	0,00	0,00	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-60	66,52	33,29	0,04	0,01	0,00	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-60	66,36	33,52	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-60	66,15	33,37	0,08	0,06	0,00	0,00	0,28	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-60	66,66	33,23	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	64,46	33,56	0,16	0,23	0,00	0,00	1,50	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	63,91	33,73	0,10	0,10	0,00	0,00	2,11	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	64,64	33,95	0,08	0,08	0,00	0,00	1,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	65,56	34,18	0,04	0,11	0,00	0,00	0,06	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	64,35	34,05	0,13	0,12	0,00	0,00	1,28	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-65	66,44	33,41	0,05	0,03	0,00	0,00	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Cpy												
IM99-37	49,66	24,50	0,00	0,02	25,64	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-37	49,70	24,68	0,00	0,00	25,18	0,38	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00

Données à la microsonde électronique des sulfures

Label	A%(S)	A%(Fe)	A%(Co)	A%(Ni)	A%(Cu)	A%(Zn)	A%(As)	A%(Ag)	A%(Sb)	A%(Au)	A%(Hg)	A%(Pb)
amalgame												
IM99-60	0,00	0,37	0,03	0,01	0,00	0,06	0,00	95,52	0,00	0,00	4,02	0,00
IM99-60	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	86,33	0,00	0,00	13,56	0,00
IM99-60	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	87,49	0,00	0,00	12,30	0,00
IM99-60	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	81,94	0,00	0,00	17,82	0,00
IM99-60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	85,50	0,00	0,00	14,33	0,00
IM99-60	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	83,08	0,00	0,00	16,73	0,00
IM99-60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	80,75	0,00	0,00	19,13	0,00
IM99-60	0,00	0,85	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	87,50	0,00	0,00	11,63	0,00
IM99-60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	88,14	0,00	0,00	11,52	0,00
IM99-60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	87,49	0,00	0,00	12,37	0,00
IM99-65	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	80,29	0,00	0,00	19,51	0,00
IM99-65	0,00	0,00	0,15	0,05	0,00	0,00	0,04	79,49	0,00	0,00	20,10	0,00
IM99-65	0,00	1,10	0,67	0,57	0,02	0,00	0,00	80,44	0,00	0,00	17,04	0,00
IM99-65	0,00	0,06	0,23	0,31	0,00	0,00	0,00	80,67	0,00	0,00	18,60	0,00
IM99-65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	77,85	0,00	0,00	22,10	0,00
IM99-65	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	78,27	0,00	0,00	21,57	0,00
IM99-65	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	78,42	0,00	0,00	21,46	0,00
IM99-65	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	78,52	0,00	0,00	21,40	0,00
IM00-4	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	86	0,00	0,00	14	0,00
acanthite												
IM99-65	33,62	0,00	0,00	0,00	0,09	0,13	0,00	65,99	0,00	0,00	0,03	0,00
IM00-4	38	7	0,00	0,00	7	0,00	0,00	55	0,00	0,00	0,03	0,00
imiterite												
IM99-65	18,59	0,16	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	65,12	0,00	0,00	15,92	0,00
IM99-65	16,48	0,06	0,06	0,00	0,00	0,05	0,00	67,82	0,00	0,00	15,44	0,00
polybasite												
IM99-60	32,96	0,00	0,00	0,00	4,69	0,00	0,77	54,68	6,86	0,00	0,02	0,00
IM99-60	32,85	0,00	0,03	0,04	4,62	0,00	0,57	56,17	5,70	0,00	0,00	0,00
IM99-60	31,17	0,01	0,00	0,07	4,92	0,09	0,33	57,98	5,22	0,00	0,10	0,00
IM99-60	35,46	0,25	0,00	0,00	9,32	0,15	3,46	48,33	2,83	0,00	0,20	0,00
IM99-60	32,04	0,02	0,00	0,01	4,45	0,00	0,41	56,37	6,53	0,00	0,02	0,00

Données à la microsonde électronique des sulfures

Label	A%(S)	A%(Fe)	A%(Co)	A%(Ni)	A%(Cu)	A%(Zn)	A%(As)	A%(Ag)	A%(Sb)	A%(Au)	A%(Hg)	A%(Pb)
Blende												
HE-1	50,27	4,55	0,00	0,00	0,98	44,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HE-1	50,71	3,67	0,00	0,00	0,26	45,36	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HE-1	49,99	4,76	0,00	0,00	0,02	45,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HE-1	50,79	3,83	0,00	0,00	0,55	44,83	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HE-1	50,11	3,73	0,00	0,00	0,53	45,63	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HE-1	49,74	0,11	0,00	0,00	0,24	49,84	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00
HE-1	49,72	0,00	0,02	0,00	0,00	50,17	0,00	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00
HE-1	49,56	0,03	0,02	0,00	0,05	50,27	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,05
HE2	49,89	0,34	0,01	0,05	0,00	49,68	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
IM00-16	50,47	3,49	0,00	0,00	0,17	45,85	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
IM00-16	50,60	3,17	0,00	0,00	0,01	46,22	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
IM00-16	50,40	4,80	0,00	0,00	0,04	44,76	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-16	50,31	4,03	0,00	0,00	0,07	45,57	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
IM00-16	50,57	5,06	0,00	0,00	0,04	44,31	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
IM00-22	50,13	3,69	0,00	0,00	0,00	46,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	50,34	1,85	0,00	0,00	0,00	47,79	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
IM00-22	51,04	3,23	0,00	0,00	0,00	45,73	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	50,43	4,27	0,00	0,00	0,00	45,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	50,55	5,17	0,00	0,00	0,01	44,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	50,45	5,32	0,00	0,00	0,01	44,22	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	50,64	3,77	0,00	0,00	0,00	45,59	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM00-22	49,35	0,00	0,00	0,00	0,06	50,54	0,00	0,00	0,01	0,00	0,05	0,00
IM00-22	49,95	0,49	0,02	0,00	0,00	49,51	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
IM00-22	48,82	1,14	0,00	0,00	0,03	48,29	0,00	0,04	0,05	0,00	1,64	0,00
IM00-37	49,06	2,14	0,02	0,02	0,22	48,45	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00
IM00-37	49,00	2,45	0,00	0,04	0,22	48,21	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
IM99-54	49,74	10,91	0,00	0,00	10,79	27,18	0,07	0,99	0,01	0,00	0,30	0,00
IM99-54	50,47	10,21	0,00	0,00	8,81	30,29	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00
IM99-54	50,32	9,15	0,00	0,00	6,51	33,80	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,00
IM99-54	50,61	5,38	0,00	0,00	1,43	41,91	0,09	0,26	0,27	0,00	0,00	0,00
IM99-54	51,17	4,89	0,00	0,00	0,00	43,79	0,00	0,00	0,02	0,00	0,09	0,00
IM99-54	51,69	3,36	0,00	0,00	0,04	44,79	0,01	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00
IM99-54	50,51	1,61	0,00	0,00	0,56	47,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
IM99-60	50,32	0,01	0,00	0,00	0,19	49,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00
IM99-60	49,80	0,10	0,00	0,00	0,16	49,82	0,05	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00
IM99-4	50	0,00	0,00	0,00	0,00	50	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Données à la microsonde électronique des sulfures

Label	A%(S)	A%(Fe)	A%(Co)	A%(Ni)	A%(Cu)	A%(Zn)	A%(As)	A%(Ag)	A%(Sb)	A%(Au)	A%(Hg)	A%(Pb)	Données à la microsonde électronique des sulfures
Galène													
HE12	49,72	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	50,21	
HE12	49,40	0,01	0,00	0,00	0,02	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	50,51	
HE2	47,88	0,27	0,00	0,00	0,00	1,60	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	50,24	
IM00-22	49,14	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,09	0,05	0,10	0,00	0,00	50,59	
IM00-23	49,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	50,25	
IM00-23	49,18	0,00	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,09	0,00	0,00	50,51	
IM00-23	48,12	0,00	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00	0,13	0,00	0,00	0,00	51,68	
IM00-23	48,56	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	51,42	
IM99-54	48,96	0,00	0,52	0,00	0,00	0,00	0,37	0,00	0,00	0,00	0,00	50,15	
IM99-54	49,57	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	50,34	
IM99-54	50,93	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,16	0,03	0,00	0,00	48,77	
argent													
IM00-18	33,00	0,05	0,00	0,02	6,83	0,00	0,46	52,87	6,71	0,06	0,01	0,00	
IM00-18	32,75	0,00	0,12	0,20	6,03	0,00	0,46	54,83	5,50	0,02	0,09	0,00	
IM00-18	33,84	0,07	0,23	0,28	6,69	0,00	0,28	52,00	6,57	0,02	0,03	0,00	
IM00-18	43,22	1,38	0,12	0,28	22,54	2,30	0,65	12,57	14,25	0,00	2,72	0,00	

**AUTORISATION DE SOUTENANCE DE THESE
DU DOCTORAT DE L'INSTITUT NATIONAL
POLYTECHNIQUE DE LORRAINE**

o0o

VU LES RAPPORTS ETABLIS PAR :

Monsieur CLAUER Norbert, Directeur de Recherche, Institut de Géologie, Strasbourg

Monsieur MARCOUX Eric, Professeur, Université d'Orléans ESEM, Orléans

Le Président de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, autorise :

Monsieur LEVRESSE Gilles

à soutenir devant un jury de l'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE,
une thèse intitulée :

"Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'IMITER (Ag-Hg), BOU MADINE (Ph-Zn-Cu-Ag-Au) et BOU Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlas marocain".

NANCY BRABOIS
2, AVENUE DE LA
FORET-DE-HAYE
BOITE POSTALE 3
F - 5 4 5 0 1
VANDŒUVRE CEDEX

en vue de l'obtention du titre de :

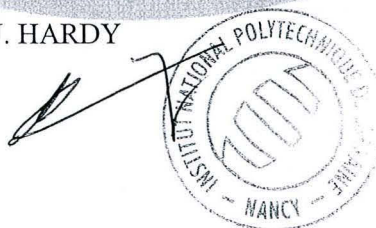
DOCTEUR DE L'INSTITUT NATIONAL POLYTECHNIQUE DE LORRAINE

Spécialité : «**GEOSCIENCES**»

Fait à Vandœuvre le, 16 octobre 2001

Le Président de l'I.N.P.L.,

J. HARDY



Service Commun de la Documentation
INPL
Nancy-Brabois

Résumé

L'analyse structurale de la zone de faille du gisement Ag-Hg d'Imiter confirme la superposition de deux régimes tectoniques, synchrones de l'épisode argentifère, successivement extensif N150°E-N180°E à gangue siliceuse puis transtensif sénestre à gangue dolomitique. Un réseau filonien rhyolitique caractérisé notamment par des injections dans les plans d'ouverture E-W du premier régime extensif, est associé au dépôt des minéralisations. Les mesures in-situ U/Pb sur mono grain de zircon à la microsonde ionique CAMECA IMS 1270 ont permis de dater précisément deux événements magmatiques distincts à 572 ± 5 Ma (granodiorite de Taouzzakt) et 550 ± 3 Ma (rhyolite de Takhatert). Les analyses $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ont fourni des résultats qui confirment l'existence des deux événements magmatiques et hydrothermaux à Imiter respectivement associés à un épisode de minéralisation à métaux de base (563 à 577 Ma) puis épithermal argentifère. Les isotopes du soufre suggèrent deux réservoirs possibles pour cet élément, un réservoir magmatique et un autre metasédimentaire. Les données de Re/Os indiquent sans ambiguïté une origine mantellique du stock métal. Les minéralisations Ag-Hg d'Imiter sont interprétées dans le cadre d'un modèle épithermal neutre dont les deux paramètres essentiels sont la présence d'une extension de direction NS permettant le piégeage des minéralisations et l'injection de magmas rhyolitiques. Ceux-ci fournissent également l'énergie nécessaire au développement des circulations hydrothermales. La datation de la minéralisation des gisements de Bou Madine (553 Ma, U/Pb sur zircon de l'intrusion rhyolitique) et de Bou Azzer (533 Ma U/Pb sur zircon du trachyte d'Aghbar et 218 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur adulaire) montre d'une part l'importance de l'événement métallogénique lors de la transition Précambrien/Cambrien et d'autre part l'existence probable de minéralisations post-cambriennes. L'intégration de l'ensemble de ces résultats dans un modèle géodynamique met en évidence, lors de la transition Précambrien/Cambrien, l'évolution de l'Anti-Atlas d'un contexte de marge continentale active à celui d'une marge continentale passive.