



HAL
open science

Les minéralisations aurifères du district polymétallique de Tighza (Maroc central) : un exemple de mise en place périgranitique tardi-hercynienne.

Khadija Nerci

► **To cite this version:**

Khadija Nerci. Les minéralisations aurifères du district polymétallique de Tighza (Maroc central) : un exemple de mise en place périgranitique tardi-hercynienne.. Minéralogie. Université d'Orléans, 2006. Français. NNT: . tel-00177417

HAL Id: tel-00177417

<https://theses.hal.science/tel-00177417>

Submitted on 10 Oct 2007

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

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



THESE PREPAREE EN COTUTELLE INTERNATIONALE

**PRESENTEE A L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE D'ORLEANS**
En

GEOLOGIE, GEOPHYSIQUE ET GEOCHIMIE DE LA CROUTE PROFONDE

par

Khadija NERCI

**LES MINERALISATIONS AURIFERES DU DISTRICT
POLYMETALLIQUE DE TIGHZA (MAROC CENTRAL) : UN
EXEMPLE DE MISE EN PLACE PERIGRANITIQUE TARDI-
HERCYNIENNE**

Soutenue le 1^{er} décembre 2006 devant le jury composé de :

M. Eric MARCOUX, Professeur, Université d'Orléans	Co-Directeur de thèse
M. Michel JEBRAK, Professeur, Université du Québec à Montréal	Co-Directeur de thèse
M. Georges BEAUDOIN, Professeur, Université Laval à Québec	Rapporteur, Président
M. Jean-Pierre MILESI, Docteur en géologie HDR, AREVA Vélizy	Rapporteur
M. Michel GAUTHIER, Professeur, Université du Québec à Montréal	Examineur
M. Yannick BRANQUET, Maître de Conférences, Université d'Orléans	Examineur

AVANT –PROPOS

Cette thèse a été réalisée en cotutelle entre l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (ISTO) de l'université d'Orléans et l'Université du Québec à Montréal (UQAM), avec le soutien financier de la Compagnie Minière de Touissit (CMT).

Elle n'aurait pas pu voir le jour sans le concours d'Eric Marcoux et de Michel Jébrak pour qui j'ai énormément de respect et de reconnaissance. A vrai dire, j'ai eu beaucoup de chance d'être encadrée par ces deux éminents professeurs, chacun dans sa spécialité, et auprès de qui j'ai appris énormément aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire. De plus j'ai vécu une expérience très enrichissante au sein de ces deux laboratoires aussi bien à l'ISTO qu'à l'UQAM puisque j'ai été confrontée à deux modes d'approche de la métallogénie, l'école française et l'école canadienne. Pour tout cela je leur dois beaucoup et je les remercie infiniment pour leur aide, leur disponibilité et leur soutien permanents durant ces quatre années de thèse.

Ce travail doit aussi beaucoup à Monsieur Ahmed Wadjinny, Directeur de la recherche à la CMT, qui m'a accordée sa confiance et toujours autorisé les accès à la mine que j'ai sollicités, permettant que ce travail puisse se dérouler dans de très bonnes conditions. Je l'en remercie vivement de même que Monsieur Taïeb Skalli, Président-Directeur-Général de la CMT qui a autorisé ce travail.

Je remercie également les membres du jury qui ont accepté de juger ce travail, Messieurs Michel Gauthier, Georges Beaudoin, Yannick Branquet et Jean-Pierre Milési.

Dans le cadre de ma thèse, j'ai eu l'opportunité et le plaisir d'effectuer des analyses, de travailler, de discuter, et de partager des moments agréables et fructueux avec de nombreuses personnes en France et au Canada. Je voudrais les remercier de l'aide qu'elles m'ont apportée au cours de ce travail et du temps passé ensemble. Et je commencerai, bien évidemment, par l'équipe orléanaise.

Un grand merci à Madame Marie-Lola Pascal de m'avoir accompagnée sur le terrain et de m'avoir fait profiter de ses grandes connaissances en thermodynamique et sur les skarns. Sa disponibilité, son amitié si réconfortante m'ont toujours aidée.

Un grand merci aussi à Madame Claire Ramboz de m'avoir initiée aux études des inclusions fluides. Son aide, son soutien et son côté humain m'ont apporté beaucoup tout le long de mes séjours à l'ISTO.

Je remercie aussi Yannick Banquet de m'avoir accompagnée sur le terrain et de m'avoir aidé à interpréter les données structurales recueillies. Son amitié, son dynamisme et ses discussions me sont très chères.

Je tiens à remercier également tous les membres du « labo » pour les moments passés ensemble et pour l'amitié qu'on a partagée : Olivier Rouer pour toutes les analyses à la microsonde, Jean-Michel Bény pour les nombreuses heures passées au Raman, Sylvain Janiek et Gabriel Badin pour les lames et sections polies, sans oublier Catherine Leroy, Chantal Lecoq, Fabienne Le Bihan et Marie-Noëlle Dupont pour leur patience et leur dévouement à mon égard, et les autres thésards de l'ISTO.

Je voudrais exprimer également toute ma reconnaissance aux membres du laboratoire des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère de l'UQAM pour m'avoir accueillie au sein de leur laboratoire. Leur aide et leur soutien chaleureux m'ont permis d'enrichir mes séjours et de découvrir une autre approche du travail de doctorat : Messieurs les professeurs Normand Goulet, Michel Lamothe, Stéphane Faure, Ross Stevenson, et Jean Claude Maréchal ; sans oublier pour leur soutien moral et affectif Marie Auclair, Michelle Laithier, et Micheline Lacroix, ainsi que tous les étudiants du labo pour leur amitié et plus particulièrement Grigor Heba.

Sur le terrain j'ai été hébergée à la mine de Tighza. Mes remerciements vont à la direction de la mine et en particulier à Monsieur Lahcen Ouchtoubane, Directeur du site, ainsi qu'aux géologues de la mine Mina Masloubi, Hassan Bounajma, sans oublier Lhoussine et Moulay Driss et tous les autres membres de la mine pour leur hospitalité et l'aide qu'ils m'ont apporté lors de ce travail sur le terrain.

Je voudrais aussi remercier mes parents pour leur soutien, leur compréhension et leur confiance. Je tiens à remercier aussi mon fils Nassim d'avoir supporté mes longues absences et sans son amour je n'aurais pas pu tenir.

Chapitre IV : Les minéralisations aurifères connexes	87
IV.1 Les disséminations aurifères.....	87
IV.1.1 Localisation et géologie.....	87
IV.1.2 Minéralogie.....	90
IV.1.2.1 Disséminations au sud-est du granite du kaolin.....	90
IV.1.2.2 Disséminations au nord du granite du mispickel	90
IV.1.3 Géochimie des zones minéralisées.....	93
IV.1.3.1 Les sulfures.....	93
IV.1.3.2 Les phyllosilicates.....	95
IV.2 Les skarns.....	96
IV.2.1 Localisation.....	96
IV.2.2 Les « skarns » du granite à mispickel.....	98
IV.2.2.1 Géologie et minéralogie du skarn principal.....	99
IV.2.2.2 Le skarn du col du granite du mispickel.....	106
IV.2.2.3 Le skarn à l'est de l'oued barytine.....	109
IV.2.3 Skarn du granite du kaolin.....	110
IV.2.4 Skarnoïde à tungstène.....	114
IV.2.5 Minéralogie – géochimie des silicates.....	117
IV.2.6 Les sulfures du « skarn » du granite à mispickel.....	130
IV.2.7 Les sulfures du « skarn » du granite du kaolin.....	131
IV.2.8 Conclusion générale sur le mode de développement des skarns.....	133
IV.3 Les stockwerks aurifères.....	134
IV.4 La structure de Tighza.....	136
IV.5 Les filons à molybdénite.....	138
 Chapitre V : Les parentés minéralogiques	 139
V.1 Les paragenèses.....	140
V.2 Place de l'or.....	145
V.3 Conditions de dépôt des minéralisations.....	146
V.3.1 La pyrrhotite.....	146
V.3.2 L'arsénopyrite.....	147
V.4 La scheelite des différentes structures.....	149
 Chapitre VI : Les inclusions fluides	 152
VI.1 Introduction.....	153
VI.2 Techniques d'étude des inclusions fluides.....	153
VI.2.1 Microthermométrie.....	154
VI.2.2 La spectroscopie Raman.....	154
VI.3 Etude des phases fluides dans le district de Tighza.....	156

VI.3.1 Inclusions fluides dans le quartz hyalin (NK 78) du filon aurifère W1 nord.....	157
VI.3.2 Etude de cinq populations d'inclusions fluides dans le quartz saccharoïde (NK 71) du filon aurifère W1 nord....	164
VI.3.3 Inclusions fluides du filon W5 (NK 203).....	181
VI.3.4 Inclusions fluides du stockwerk du granite de la mine.....	182
VI.3.5 Inclusions fluides du filon à molybdénite.....	185
VI.3.6 Conclusions sur les fluides de quartz filoniens à or, Tungstène et molybdène.....	187
VI.3.7 Etude des inclusions fluides de la minéralisation Pb-Ag.....	187
VI.3.8 Conclusion sur les fluides du district de Tighza.....	196
Chapitre VII : Géochimie isotopique ; datations et traçage des sources.....	197
VII.1 Datations Ar/Ar.....	197
VII.1.1 Objectifs de la méthode.....	197
VII.1.2 Echantillons analysés.....	197
VII.1.3 Principe de la méthode de datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	198
VII.1.4 Résultats obtenus.....	202
VII.2 Géochimie isotopique du plomb.....	208
VII.2.1 Objectifs de cette étude.....	208
VII.2.2 Rappels sur les isotopes du plomb.....	208
VII.2.3 Echantillons analysés.....	209
VII.2.4 Résultats.....	211
VII.2.5 Interprétation.....	215
VII.3 Analyses isotopiques des scheelites.....	215
VII.3.1 Méthode analytique	216
VII.3.2 Résultats.....	216
VII.3.3 Interprétations.....	219
Chapitre VIII : Conclusions générales.....	222
Bibliographie.....	227
Annexes.....	233

Chapitre I - Introduction

I.1 - Préambule

Les intrusions granitiques sont souvent associées à des systèmes de minéralisations polyphasées à tungstène, étain, or, cuivre, plomb, zinc, argent, antimoine, barytine et fluorine. La logique régissant le développement de ces minéralisations reste mal comprise. Comment évoluent les contraintes et les fluides au cours de la mise en place et du refroidissement ? Quelle est la part des fluides magmatiques et des fluides météoriques ? Pourquoi l'or n'est-il présent que dans un nombre de districts réduits ? La réponse à ces questions passe par la documentation détaillée de districts types comme ceux mentionnés sur la figure I-1, ainsi que celui de Tighza.

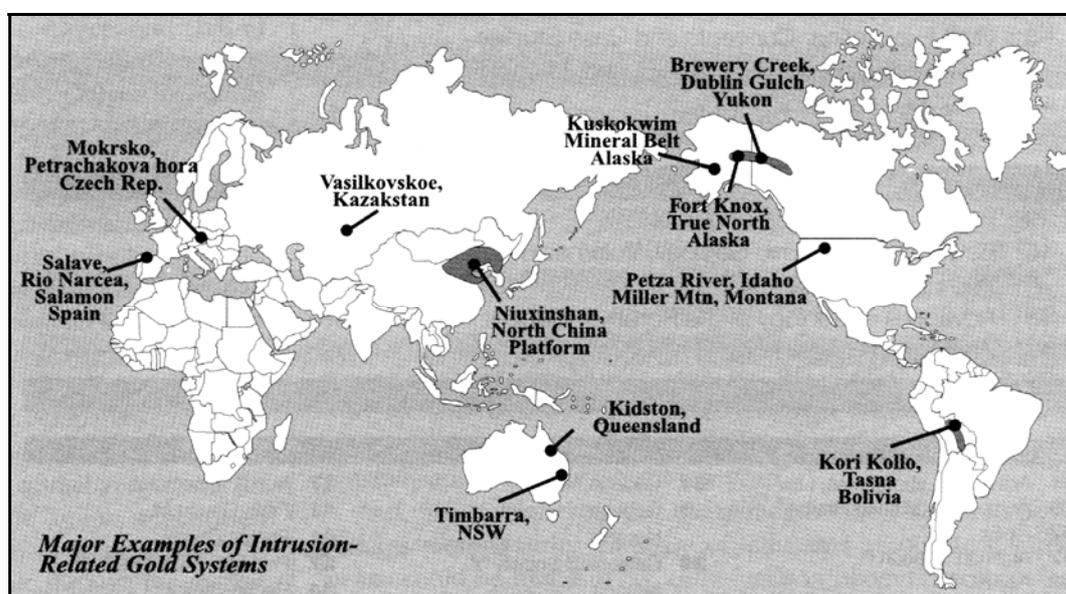


Figure I-1 : Localisation des minéralisations aurifères majeures liées aux intrusions dans le monde (Lang et Baker, 2001)

I.1.1 - Minéralisations associées aux intrusions

Les minéralisations directement associées aux plutons granitiques sont parmi les principaux types de gisements minéraux présents sur notre planète (Fig. I-1). Ce type d'environnement est en effet un fournisseur important de métaux comme Au, W, Ag, Pb, Zn., au travers de nombreux types de gisements (porphyres cuprifères, filons périgranitiques, skarns...). Il s'agit donc de cibles économiques majeures. Par ailleurs, les gîtes périgranitiques recèlent une minéralisation en or qui a fait l'objet ces dernières années d'une abondante

littérature avec des discussions poussées qui ont vu apparaître des terminologies diverses et variées.

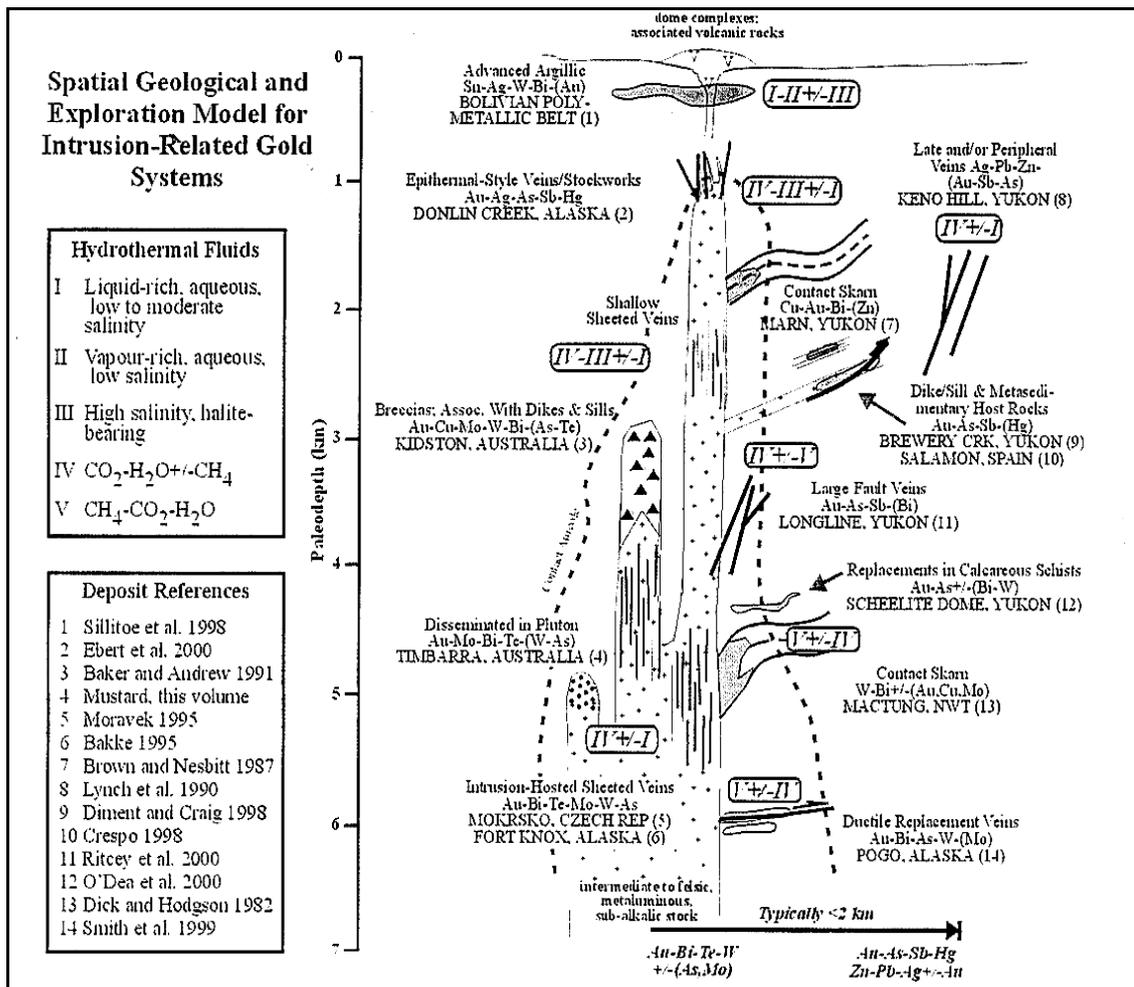


Figure I-2 : Coupe synthétique des différents types de minéralisations aurifères potentiellement présentes en contexte périgranitique (Lang et Baker, 2001)

En effet c'est à partir du début des années 1990, que de nombreux auteurs ont constaté, notamment en Alaska et Yukon, un fort lien spatial entre des minéralisations aurifères et des intrusions magmatiques (e.g. Bakke (1995), Hollister (1992), Newberry et al. (1988), Lang et al. 2000).

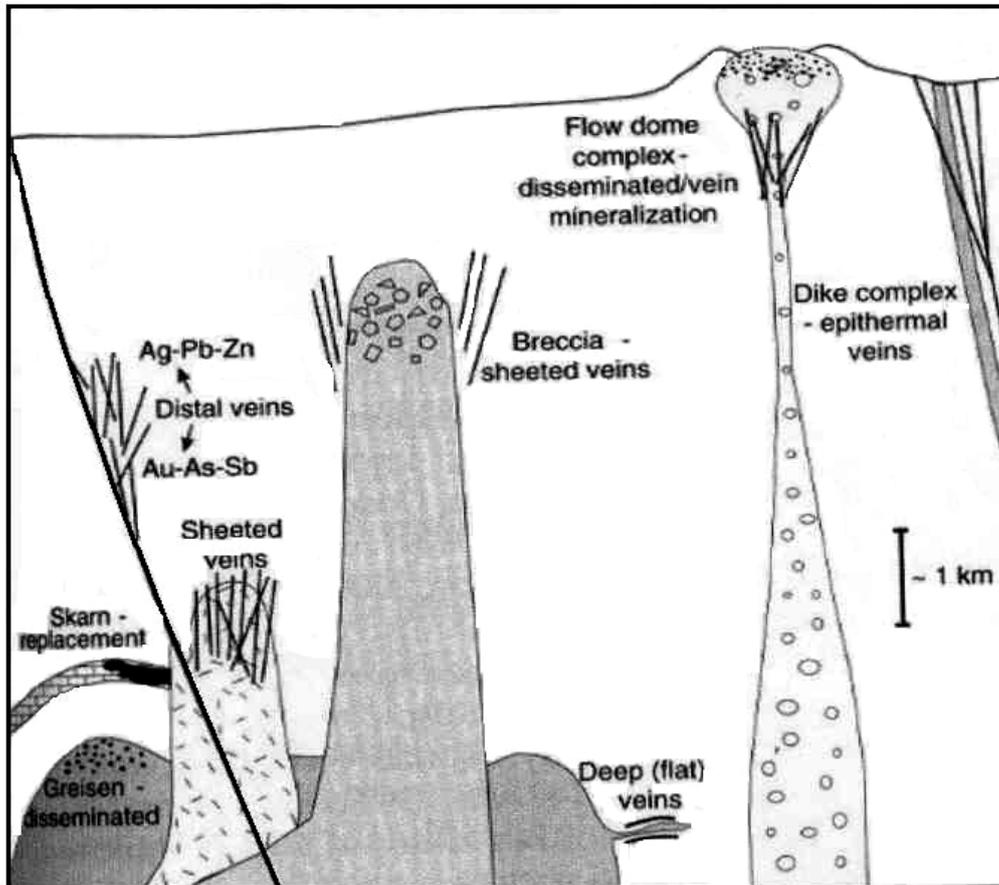


Figure I-3 : Les différents styles de minéralisations aurifères spatialement associés à des intrusions à caractère réduit. (Thompson & Newberry, 2000)

Ces intrusions (granodiorites à granites) sont caractérisées par une faible fugacité en oxygène (réduit) et une chimie du type alumineux à peralumineux, et sont parfois localisées dans les mêmes zones que des minéralisations à étain-tungstène également associées à des granitoïdes. De nombreux travaux ont également montré l'existence de liens spatiaux entre granitoïde et gisement d'or en de nombreux endroits du monde. Ce type de gisement a successivement été dénommé « intrusion-related stockwork-disseminated deposit », « plutonic-related gold deposit » McCoy et al., 1997 ; Newberry et al., 1988), puis lors des premières synthèses sur ce type de gisement « intrusion-related gold deposit » (Thompson et al., 1999), « intrusion-related vein gold deposits » (Sillitoe et Thompson, 1998), « intrusion-related gold systems » (Lang et Baker, 2001) et enfin « reduced intrusion-related gold deposit » (Goldfarb et al., 2005). Plus que des problèmes de noms ces changements illustrent la difficulté à uniformiser les observations et analyses de ce type de gisement, du fait premièrement de la grande diversité de ses exemples naturels, et deuxièmement de la difficulté à distinguer clairement les caractéristiques de ce nouveau type par rapport à celui des gisements d'or orogéniques mésothermaux « classiques » sur zone de cisaillement « shear zone ».

I.1.2 - Modèle géologique

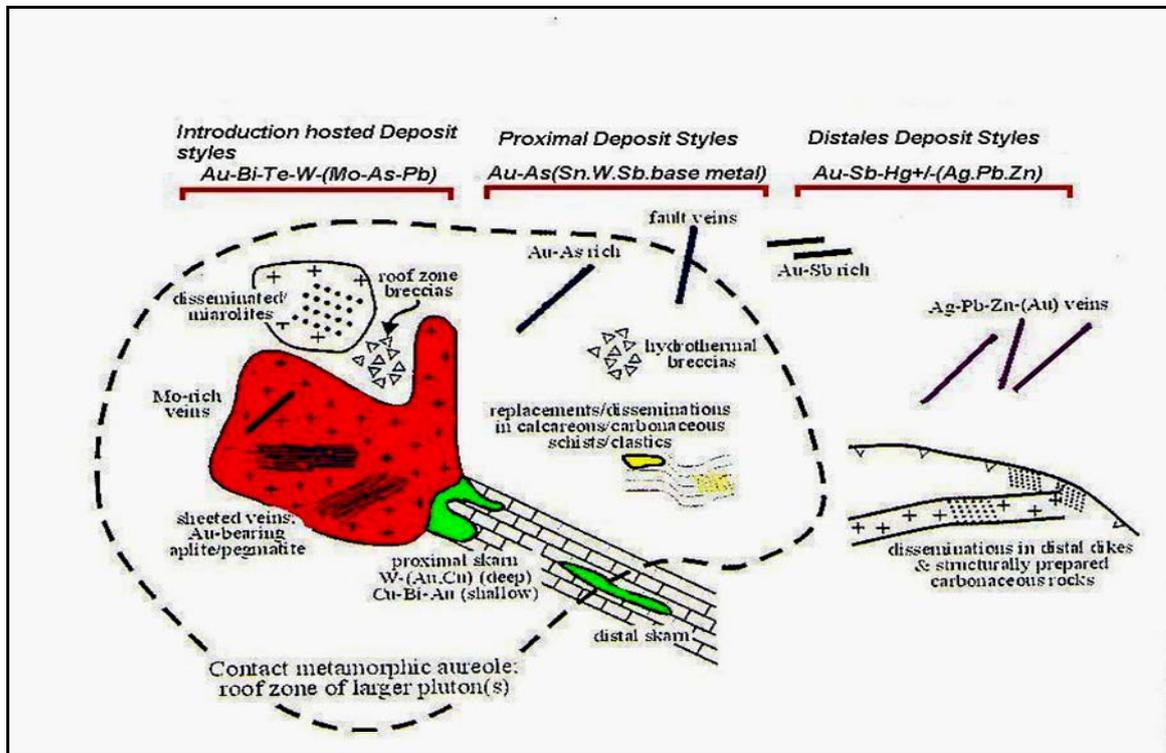


Figure I-4 : *Modèle géologique schématique des minéralisations en or associées à des intrusions (Lang et Baker 2001)*

Un modèle géologique (Fig. I-4) a été proposé par Lang et Baker en 2001 pour intégrer toutes ces zones minéralisées liées aux granites. Ce modèle intègre un certain nombre de caractéristiques telles que :

1. Les intrusions auxquelles sont spatialement associées les minéralisations aurifères sont majoritairement pauvres en calcium, métalumineuses à peralumineuses avec une composition qui frôle la ligne de séparation entre la série à ilménite et la série à magnétite.
2. Géodynamiquement ces intrusions sont tardi-orogéniques avec un emplacement en contexte extensif. Ils se localisent sur les marges continentales actives mais en position très continentale dans l'arrière pays.

3. Les minéralisations se localisent dans les granitoïdes, et/ou à leur bordure recoupant à la fois les intrusions et leur encaissant.
4. La morphologie de la minéralisation est très variable : elle se présente le plus souvent sous forme de veines de quartz, parallèles entre elles ou en stockwerk. Mais, la minéralisation peut également se présenter à la fois dans des veines et disséminée dans le granite (Timbarra Australie, Mustard, 2001)), sous forme de brèche (Kidston, Australie, Baker et Andrew, 1991)), sous forme de greisen (Salve, Espagne, Harris, 1980) ou encore sous forme de skarn au contact du granite.
5. Une paragenèse se compose essentiellement de quartz, de 3 à 5 % de sulfures (surtout de sulfure de fer) et de moins de 5 % à 15 % de carbonates (Groves et al., 1998). Ces derniers se présentent le plus souvent comme une suite identique de métaux caractérisée par la présence d'arsenic, de tungstène, d'étain, de molybdène, de bismuth, de tellure, d'or, d'argent et d'antimoine, avec une faible concentration de métaux de base. Elle varie relativement peu avec la profondeur de formation. On trouve aussi des quantités variables de silicates (albite, mica, chlorite, tourmaline) et de tungstates (scheelite). Les proportions relatives en sulfures et sulfo-arséniures de fer (pyrite, pyrrhotite, arsénopyrite) semblent être fonction de la géochimie de l'encaissant. Ainsi il semble exister une corrélation entre la proportion d'arsénopyrite et la proportion de métasédiment dans les roches encaissantes (Robert 1996). L'or se présente sous forme d'électrum (généralement à 90% Au et 10% Ag) à des teneurs moyennes historiquement exploitée de 5 à 30 % g/t (Groves et al., 1998) ; accompagné de bismuthinite, bismuth natif et tellures variés.
6. Les fluides responsables des minéralisations sont caractérisés par des compositions à H₂O-CO₂-H₂S (+/- CH₄ et +/- N₂), de faible salinité et acidité (Baker et Lang 2001) mais des exemples comportant des saumures sont connus, comme à Tombstone (Thompson et al., 1999). La température estimée de ces fluides lors du dépôt de la minéralisation est de l'ordre de 350°C et l'or serait transporté sous forme de complexes sulfurés réduits de type AuHS(H₂S)₃ (Loucks et Mavrogenes, 1999). Ces fluides sont d'origine profonde, interprétés comme d'origine métamorphique, et drainés par des grandes failles d'échelle crustale qui contrôlent ces gisements.
7. Une altération hydrothermale précise associée parfois à une greisenisation du granite. Dans ces zones à greisen se dépose une minéralisation disséminée en cassitérite et /ou molybdénite et/ou wolframite. Ces zones sont habituellement associées à des veines, cheminées, filons ou brèches de quartz. A l'échelle du gisement les fluides hydrothermaux produisent une très forte altération. Cette dernière est fonction de la nature physico-chimique de l'encaissant (chimie, porosité, perméabilité), de la température et de la profondeur auxquelles s'effectuent ces modifications (Goldfarb et al., 2005). Les différents types d'altération observés sont :

- une carbonatation (avec apparition de magnésite ou ankérite-dolomite-calcite),
- une sulfuration (pyrite, pyrrhotite et/ou arsénopyrite) avec métasomatisme sodique et potassique (apparition de feldspath potassique, d'albite, de mica blanc ou de biotite),
- une silicification ou une chloritisation
- Ces différents types d'altérations se produisent à des échelles variables de l'ordre du centimètre au kilomètre

8. La présence d'une province métallique à W ou Sn.

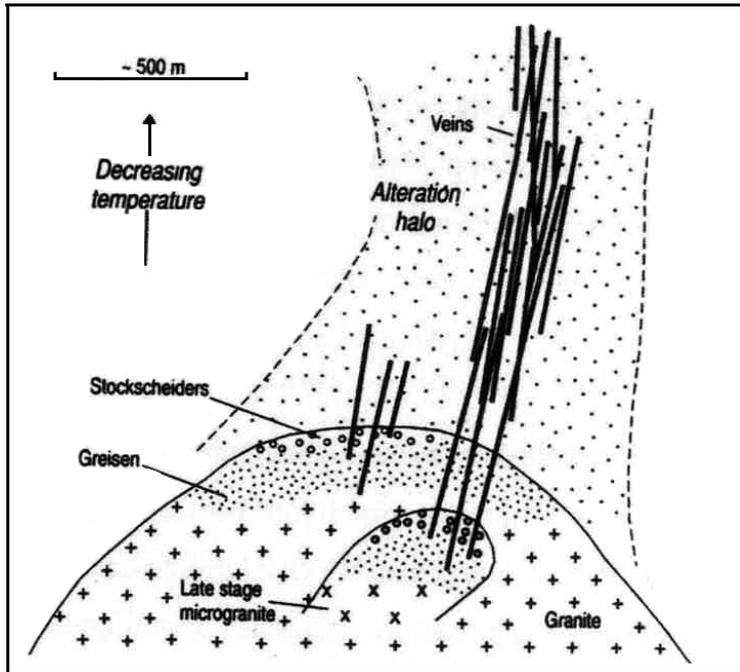


Figure I-5 : Coupe schématique verticale théorique de l'apex d'une coupole granitique minéralisée en Sn, W et Mo (greisen, veines, stockscheider, microgranites tardifs) reliés aux granites. Cerný et al., (2005)

Par ailleurs, ces sites périgranitiques sont les lieux de fréquents phénomènes de télescopage. Il semble que tous ces gisements soient d'âge phanérozoïque, se répartissant entre 450 Ma et 15 Ma dans les ceintures des différents orogènes modernes. Il est surprenant de ne voir aucun gisement de ce type dans des zones comme l'Afrique et la Sibérie.

I.1.3. - Différences avec les minéralisations aurifères orogéniques

Les derniers articles de synthèse (Goldfarb et al., 2005 ; Groves et al., 2003) ont porté sur la comparaison entre ce nouveau type potentiel de gisement et les « classiques » gisement d'or orogéniques. Parmi les nombreux points définissant la caractéristique du nouveau type de gisements, il en existe un grand nombre qui sont communs avec la minéralisation de type orogénique s.s. Ainsi 1) les teneurs faibles en sulfures (moins de 3%) et la présence de métaux comme Bi, W et Te ; 2) les fluides à CO₂ dominant faiblement salés ; 3) les veines formées postérieurement au pic du métamorphisme enregistré par l'encaissant ; 4) la profondeur de formation des minéralisations et 5) le lien spatial et temporel (dans une certaine mesure) entre magmatisme et minéralisations, sont des caractéristiques que l'on retrouve également à des degrés divers dans les gisements orogéniques archéens ou paléoprotérozoïques.

Cette constatation ajoutée au fait qu'il existe une très grande variabilité au sein des autres critères pour distinguer le nouveau type de gisement, rend souvent ténue la distinction entre les deux et mène à de nombreuses confusions. Cependant il y a un accord général pour dire que les gisements comme Fort Knox, Timbarra et Kidston par exemple sont distincts des gisements d'or orogéniques (Goldfarb et al., 2001 et 2005). Cet accord se base sur ses différences principales :

- 1 la faible teneur en or des gisements associés aux intrusions (<1g/t par rapport aux gisements d'or orogéniques (>5-10g/t),
- 2 leur position géodynamique relativement en arrière dans la chaîne,
- 3 leur association régionale avec des veines de tungstène et/ou d'étain,
- 4 un contexte tardi-orogénique plus tranché que le type or orogénique, avec notamment un régime tectonique extensif ou transtensif,
- 5 l'association avec un magmatisme reflétant potentiellement une contribution de magmas alcalins mafiques dérivés du manteau.

Il apparaît immédiatement que même ces différences ne s'appliquent pas très bien aux minéralisations présentes dans les chaînes de collision, formées globalement lors de l'extension tardi-orogénique (exemple de minéralisations dans les chaînes du Paléozoïque).

I.2 - Objectif général du doctorat et raisons du choix du terrain

Le Maroc central est un segment de la chaîne hercynienne ouest-européenne qui a fait l'objet de nombreux travaux pour caractériser son histoire géodynamique. Cette même chaîne hercynienne ouest européenne contient de très nombreuses minéralisations en étain, tungstène, or et antimoine entre autres. Du fait de la variété des terrains qui la constituent, il existe une grande diversité de morphologies pour chaque substance et de type de minéralisations. Les études et les synthèses réalisées sur le Massif Central français, segment majeur de la chaîne, (e.g. Bouchot et al., (2005), Marignac et Cuney (1999)) montrent que ces

minéralisations s'accordent bien avec les types et modèles qui ont été présentés précédemment. De même pour les gisements de Bohême (Mokrsko) et du nord-Ouest de l'Espagne (Lang et Baker, 2001, Gloaguen, 2006).

L'or est connu dans des contextes granitiques en plusieurs endroits du Maroc Central (granite du Ment, d'El Hammam, de Tighza). La multiplicité des objets minéralisés présents dans le district du Tighza (anciennement appelé Jebel Aouam) sur moins de 20 km² permettent de le définir comme un district polymétalliques complexe. Il constitue donc un site idéal pour étudier la genèse de l'or liée au granite et ses relations spatiales et génétiques avec d'autres types de minéralisations.

Ce travail a pour but de :

- dégager un schéma global sur les modalités de mise en place des minéralisations périgranitiques dans ce secteur,
- relever les différents types de minéralisations associées,
- établir leurs relations spatiales et chronologiques,
- approcher l'origine des fluides et des métaux,
- fournir des documents d'aide à la décision, susceptibles de mieux circonscrire les objets minéralisés et d'orienter efficacement les campagnes de prospection menées conjointement à ce travail.

Pour cela trois objectifs spécifiques ont été définis :

❖ **Dynamique de mise en place des minéralisations périgranitiques, notamment en sommet de coupole**

Cette étude approche le rôle dynamique des plutons dans la genèse de ce type de minéralisation. L'étude de la fracturation des structures minéralisées aux abords et au sommet de coupole granitique renseigne sur l'effet dynamique de l'ascension du magma et son rôle dans la création de pièges structuraux susceptibles de canaliser les fluides. Cette démarche vise à améliorer la connaissance sur cette dynamique des fluides en sommet de coupole et de déboucher sur une meilleure compréhension des processus de formation des minéralisations péri-granitiques.

L'hypothèse de fluides aurifères magmatiques expulsés en fin de cristallisation du granite dans des couloirs cisailants « pré-découpés » a notamment été prise en compte.

❖ **Parenté éventuelle des différents types de minéralisations : héritage, télescope ou superposition ?**

Le district de Tighza Maroc (cf Fig. II-1) est célèbre pour ses grands filons Pb-Ag toujours en exploitation. Il s'agit en fait d'un district polymétallique complexe en plein renouveau minier. En effet, des cibles minéralisées connues des industriels miniers (skarn à scheelite, filon aurifère W1, failles minéralisées de la structure de Tighza ...),

ainsi que des nouveaux indices aurifères découvert récemment font actuellement l'objet de travaux de reconnaissance par la Compagnie Minière de Touissit pour évaluer leur potentiel.

On y trouve les trois styles de minéralisations classiquement liées aux granites :

- Minéralisation dans le granite : veines et stockwerk à tungstène ; aplite (à Au, Bi, W) ; veine à Mo.
- Minéralisation proximale : filon aurifère (Au-As); skarn du contact à W-Au, et skarn distal, disséminations dans les roches encaissantes (gisement de type Carlin ?).
- Minéralisation distale : les grands filons à Ag-Pb-Zn.
- Des filons à antimoine.

La diversité des minéralisations rencontrées sur une faible surface amène à se poser la question de leur interdépendance, et de l'existence de phénomène d'héritage métallique, de télescopage ou de superposition. Ces différents phénomènes ont été abordés sous l'angle de l'appréciation des différents métallotectes (granite, failles en extension et en cisaillement...), de la chronologie relative et absolue des différents épisodes minéralisés, et de la géochimie isotopique (cf. infra). Les résultats induisent des guides susceptibles d'orienter efficacement les campagnes de prospection menées actuellement.

Le décryptage des événements variés du district est capable d'inspirer des démarches analogues sur d'autres districts polymétalliques, très communs au Maroc.

❖ **Nature des fluides**

L'analyse microthermométrique et géochimique des fluides a permis d'approcher leur origine et les conditions physico-chimiques de dépôt.

Chapitre II - Contexte géologique et métallogénique

II.1 - Présentation du district

Le district de Tighza (anciennement Jebel Aouam) appartient à la Meseta paléozoïque marocaine, également appelé Maroc central (Fig. II-1).

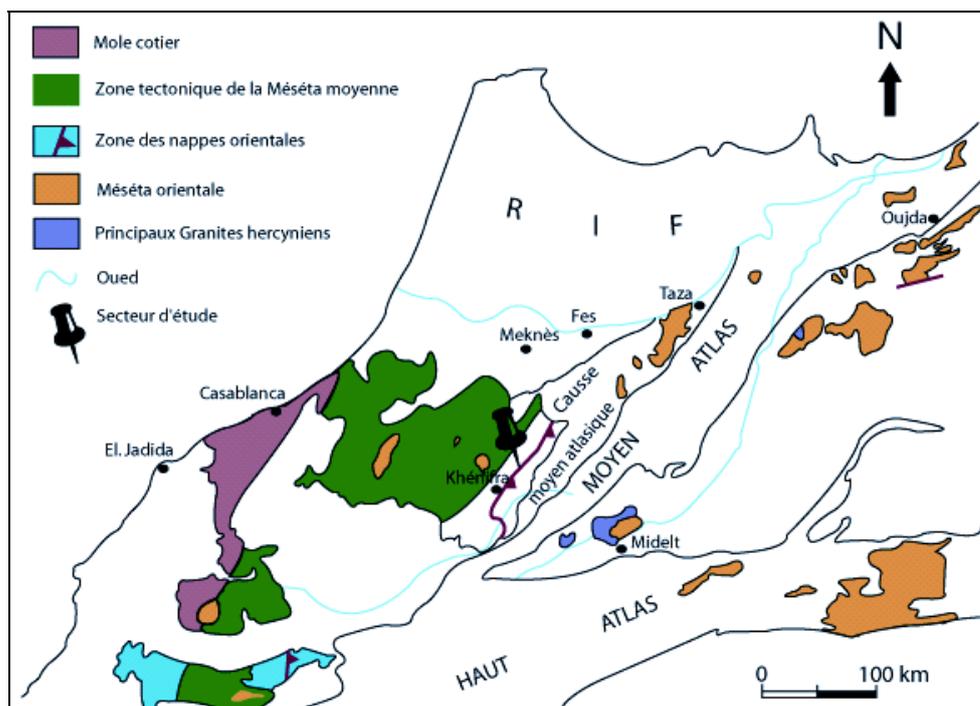


Figure II-1 : Localisation du secteur d'étude dans la Meseta marocaine

Le domaine étudié se situe dans la partie orientale du Maroc central, près de la bordure Ouest du Causse moyen-atlasique, à une trentaine de kilomètres au nord-ouest de la ville de Khénifra et à 7 km de la ville de Mrirt. Il est accessible par la route principale 24 joignant

Azrou à Khénifra, ainsi que par la route secondaire 209 qui relie Mrirt à Meknès et celle reliant Mrirt à Aguelmous.

Il est localisé dans la moitié sud de la carte topographique de Mrirt (feuille NI-30-VII-Ib, 1/50 000^{ème}).

L'ensemble du secteur est compris entre les coordonnées géographiques suivantes et s'étend sur une superficie de 100 km² environ :

Latitudes : 33°07' à 33°11' N Longitudes : 05°34' à 05°43' W

Du point de vue morphologique, le secteur est une zone de hautes collines à reliefs modérés (1220 m d'altitude) au centre de laquelle surgit le Jbel Aouam (1496 m Signal). Les crêtes sont grossièrement orientées NE-SW suivant la direction hercynienne. Ces collines sont limitées par deux vastes plateaux qui sont le plateau de Mrirt à l'est et le plateau de Tanadra et Mçawar au NW.

L'ensemble est entaillé par un réseau hydrographique dont le principal cours d'eau est l'oued Tighza qui parcourt le secteur dans sa partie nord suivant une direction est-ouest.

Nous en examinerons sommairement le contexte géologique.

II.2 - Cadre géologique régional

Le Maroc central constitue un vaste affleurement de terrains paléozoïques (Fig. II-2) présentant la particularité de ne pas avoir été perturbé par les plissements alpins puisque le Trias et le Jurassique reposent en concordance sur le Paléozoïque.

Ce fragment de chaîne s'est édifié au cours de plusieurs épisodes tectoniques superposés au sein d'un niveau métamorphique anchi-épizonal.

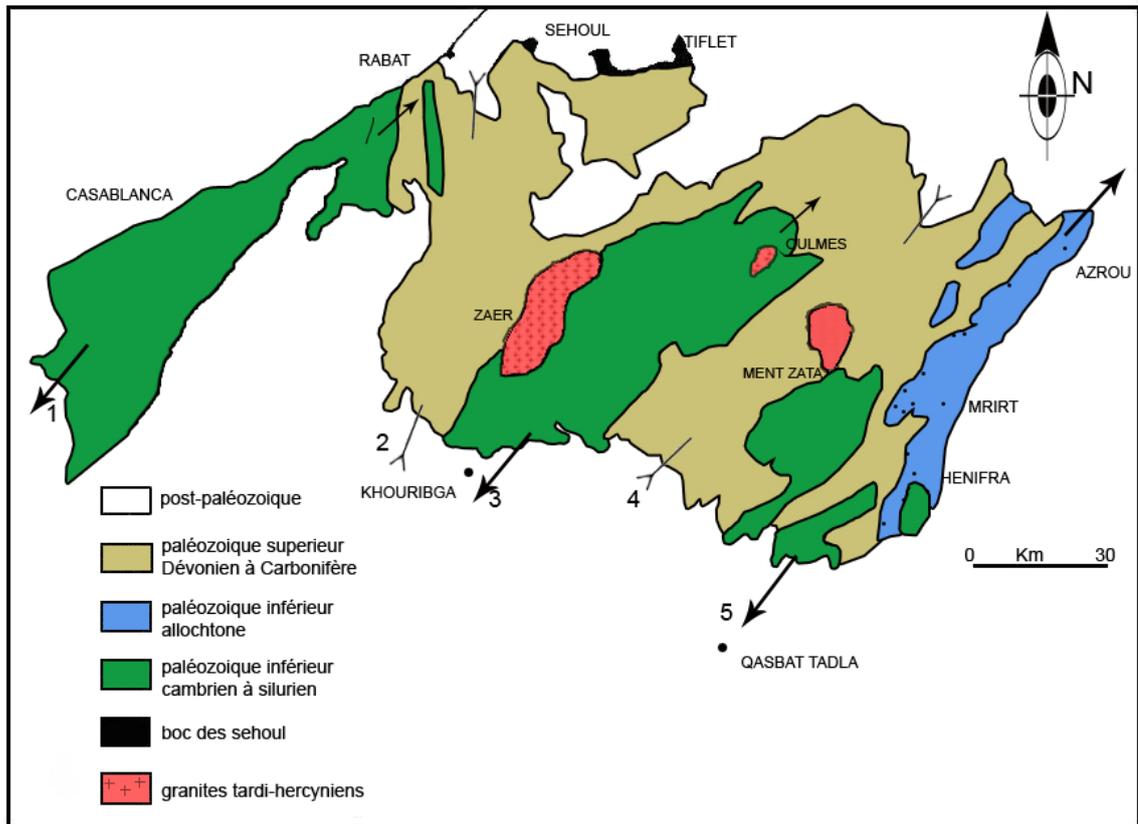


Figure II-2 : Unités structurales du massif hercynien central : 1, anticlinorium de Casablanca; 2, synclinorium occidental; 3, anticlinorium de Khouribga-Oulmès; 4, synclinorium de Fourhal-Tiflet; 5, anticlinorium de Casba-Tadla-Azrou. (in Ntarmouchant 1991)

Les formations paléozoïques du district minéralisé de Tighza appartiennent à la bande anticlinoriale de Ziar-Azrou (Termier, 1936) (Fig II-2). Elle correspond à la zone structurale où se sont mises en place des nappes gravitaires (Ribeyrolles, 1972) issues de la zone orientale. La série paléozoïque plus ou moins complète, s'échelonne de l'Ordovicien au Carbonifère (Viséen supérieur) ; ces terrains sont autochtones à l'est et allochtones à l'ouest (Faïk, 1988).

II.2.1 - Travaux antérieurs

Les premiers travaux effectués dans le Maroc Central sont ceux de Russo et Tusseau (1916). Ces auteurs ont mis en évidence la discordance angulaire des calcaires de Tabainout d'âge Viséen supérieur sur les schistes et quartzites ordoviciens du pays de Zaën dans la région sud-est du Maroc central. Termier (1936) a entamé une première reconnaissance géologique du Maroc central et a dressé une carte au 1/200 000^{ème}.

- Agard et al. (1958) ont publié la première étude géologique et métallogénique sur le district minier de l'Aouam, tandis que Ribeyrolles et al. (1972) ont effectué une étude purement structurale de la région.
- Plus récemment, Cheilletz (1984) s'est intéressé aux minéralisations de tungstène du district polymétallique du Jbel Aouam, dont il a distingué deux types de minéralisations à tungstène : stratiforme et filonienne. François et al. (1986) ont apporté des précisions stratigraphiques à la série paléozoïque de l'Aouam.
- Bouabdelli (1982 et 1989) a réalisé une carte géologique au 1/50000^{ème} en précisant la stratigraphie, la sédimentologie et l'évolution tectono-métamorphique du bassin d'Azrou-Khenifra. Il a signalé également la présence de roches magmatiques interstratifiées basiques ou filoniennes acides, pour l'essentiel des microgranites.

II.2.2 - Stratigraphie

Sur le plan stratigraphique, les terrains du district (Fig. II-3) s'échelonnent de l'Ordovicien au Viséen supérieur inclus, mais des lacunes et des discordances importantes existent au sein des séries sédimentaires. (François et al., 1986 ; Piqué, 1994). Les dépôts attribués à l'Ordovicien supérieur allochtone ou autochtone sont à caractère essentiellement détritique, montrant à la base une série schisteuse micacée avec des alternances de grès et pélites et au sommet des barres de quartzites associées à des microconglomérats. Le Silurien est représenté par des dépôts détritiques argileux et des carbonates. Cette sédimentation carbonatée se renforce au Dévonien inférieur et s'affirme davantage au cours du Dévonien moyen. Cette plate-forme a subi des mouvements de surrection d'où sa structuration en zone profonde au SW et moins profonde au NE du secteur (Benasser, 1996).

Les séries grésos-conglomératiques et grauwackeuses du Tournaisien reposent en discordance sur les terrains antérieurs et sont surmontées par des dépôts marins de plate-forme, constitués essentiellement de calcaires bioclastiques, calcaires gréseux et marnes d'âge viséen moyen. Une épaisse série du Viséen supérieur, détritique à caractère de flysch fait suite à ces dépôts de plate-forme et achève ainsi le cycle sédimentaire régional.

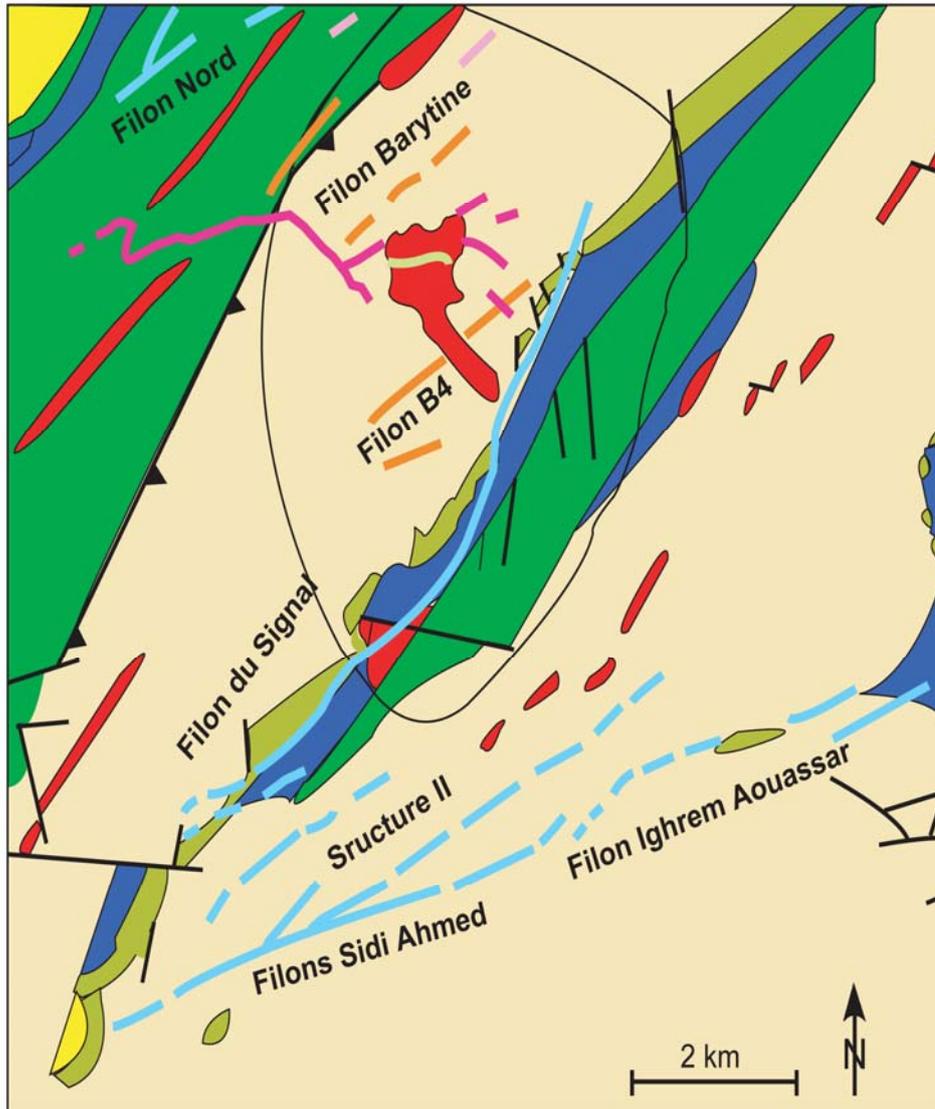


Figure II-3 : Carte géologique du district minier de Tighza

❖ L'Ordovicien

Les terrains de l'Ordovicien affleurent largement dans notre secteur d'étude. Ils constituent les massifs de l'Aouam, d'Anajdam et d'Iguer oujana qui représentent le matériel allochtone de la nappe de Mrirt (Ribeyrolles, 1972).

Les terrains de l'Ordovicien supérieur sont limités au NW par la formation viséenne de Bou-Iquellouchen et par des dykes d'Arrad et d'Assaffah formant ainsi les affleurements du district de l'Aouam. Au Sud ils sont limités par les crêtes d'Iguer Oujana et d'Annajdam formant ainsi la plaine de Mrirt (Faïk 1988).

L'Ordovicien supérieur autochtone est très réduit et limité à quelques affleurements dispersés. On le trouve à Tichout Mihammamen au NE de la boutonnière de Bouchchot, à l'extrémité SW du secteur et aussi à Jbel Tanwalt (carte de Faïk, 1988).

L'Ordovicien de la région de Mrirt est à dominante argileuse ou argilo-gréseuse à caractère rythmique ; sa partie sommitale montre le faciès caractéristique de l'Ordovicien supérieur de grés-pélites micro-conglomératiques, surmonté par des barres quartzitiques.

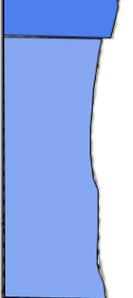
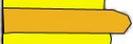
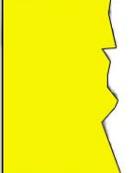
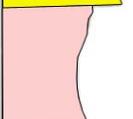
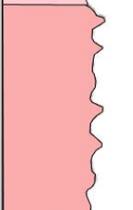
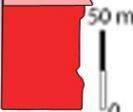
Syst.	Étage	Membre	Terme	Colonne lithologique	Lithologie	Milieu de dépôt
ORDOVICIEN SUPERIEUR	ASHGILL	Membre supérieur	8		Quartzites	Shorefare
			7		Alternance de grauwackes bioturbées et d'argilites	Zone de transition
	CARADOC SUPERIEUR	Membre médian	6		Alternance de lits argileux et de lits grauwackeux	Front de delta
			5			Littoral
			4			Front de delta
			3		Argilites à mèches silto-carbonatées	Offshore
	Membre inférieur	2		Alternance d'argilites et de grauwackes	Front de delta	
		1		Argilites noires	Offshore	

Figure II-4 : Colonne de l'Ordovicien supérieur du district de Tighza (d'après François et al., 1986)

La coupe type (Fig. II-4) affleure à 600 m au Sud du village de Tighza. Sa partie basale est en contact anormal avec le Viséen supérieur de Bou Iquallouchen alors que sa

partie sommitale est marquée par la présence des quartzites qui sont surmontés par les argilites noires du Silurien (versant sud du Jbel Aouam). La série est inversée et présente un pendage incliné vers le NW. Elle s'étend sur 930 m.

Les gisements fossilifères (trinucléidés, brachiopodes et crinoïdes) découverts par François et al. (1986) ont permis de dater cette formation de l'Ordovicien supérieur. Mais Bennasser (1996) en tenant compte des travaux d'autres auteurs a distingué dans la formation de l'Aouam deux ensembles lithologiques d'âges différents :

- Les membres médian et inférieur composés des alternances de grauwackes et de pélites associées aux argilites peuvent être attribués au Caradoc supérieur.
- Le membre supérieur composé de la barre quartzitique micro-conglomératique associée aux grauwackes bioturbées peut être attribué à l'Ashgill.

Les terrains de l'Ordovicien supérieur, allochtones de la formation de l'Aouam, sont constitués de matériaux silicoclastiques de plate-forme. Bennasser (1996) organise ces dépôts en deux séquences :

- La séquence d'âge Caradoc supérieur est représentée par un cortège de bordure de plate-forme résultant d'une importante baisse eustatique.
- La séquence datée d'Ashgill débute par un intervalle transgressif causé par une hausse eustatique produite par un enfoncement du milieu de dépôt et se termine par une phase de comblement correspondant à un cortège de haut niveau marin. Ce changement paléobathymétrique est attribué au changement climatique (glaciation).

❖ Le Silurien

Les terrains du Silurien affleurent au Nord : crêtes de Boughroun et celle du Jbel Aouam. Le Silurien évoque une succession lithologique à dépôt essentiellement détritique fin. La base de la série est représentée par des schistes indurés argileux en plaquettes dont les graptolites indiquent un âge Llandovery terminal. Agard et al. (1958) ont appelé ces schistes « schistes en plaquettes de Mokattam ». Ce sont des plaquettes dures de 1 à 2 cm d'épaisseur d'argilites silteuses à patine rouge à l'affleurement mais noirâtre à la cassure, témoignant de l'abondance de la matière organique. La série se poursuit par des schistes sombres à graptolites du Wenlock supérieur (avec nodules grésocarbonatés), et se termine par des schistes sombres à niveau argileux carbonaté.

La coupe du silurien a été faite dans le secteur d'Iguer Oujana. A l'ouest de cette structure le Silurien occupe le cœur du synclinal qui repose sur les barres quartzitiques de l'Ordovicien par l'intermédiaire d'un faciès micro-conglomératique et d'un schiste argileux de couleur noire en plaquettes ou feuilleté. Ces schistes argileux présentent des niveaux à nodules de calcaires et des niveaux très fossilisés (empreintes de graptolites). Dans ce synclinal, le Mokhaten fait défaut.

Ces dépôts fins d'argilites noires traduisent un environnement euxénique de plate-forme relativement calme qui permet l'épanouissement des graptolites. Cet

environnement est lié à une transgression succédant à la période fini ordovicienne. La sédimentation du Silurien supérieur est caractérisée par l'apparition des carbonates qui traduisent une diminution des apports détritiques. L'absence du passage Silurien Dévonien dans le secteur de l'Aouam pourrait être expliquée par son laminage tectonique.

❖ **Le Dévonien**

Le dévonien est moins représenté dans notre secteur que l'Ordovicien et le Carbonifère, il affleure plus dans la partie nord du secteur (au nord de l'oued Tighza) en deux endroits :

- au nord de la structure de Tighza : crête de Boughroum,
- au sud de la structure de Tighza : Tichout Mihaman.

La crête de Boughroum est formée par des calcaires dévoniens présentant des fossiles (empreintes de lumachelles), ce sont des calcaires à patine rouge ferrugineuse (calcaire de type récifal ?), orientés NW-SE, intercalant des bancs de grès de couleur blanchâtre. Ces calcaires surmontent des schistes argileux micacés de couleur verdâtre ocre avec des bancs très cisailés. Ces argilites reposent sur les quartzites de l'Ordovicien.

Dans Tichout Mihamam, au sud de la faille de Tighza, le Dévonien se présente en schistes argileux verdâtres avec des niveaux grauwackeux formant des bandes en lentilles ; ces argilites présentent des traces d'empreintes de bivalves, et sont surmontés par des calcaires griottes, ou des calcaires à trous parfois fossilisés.

Dans ce secteur, le Viséen repose en discordance sur le Dévonien.

Les dépôts du Dévonien inférieur sont constitués d'argilites indiquant une sédimentation calme de plate forme externe, qui va s'enrichir en nodules et calcaire. Cette sédimentation carbonatée va subir une perturbation, puisqu'au Dévonien supérieur, la sédimentation se poursuit par des dépôts d'argilites silteuses à intercalations de calcaires fins porteurs de nombreux indices syn-sédimentaires qui indiquent une instabilité du substratum (Bennasser, 1996).

❖ **Le Viséen**

La série de base (Fig II-5) est composée de conglomérats quartzitiques, de grauwackes et des argilites silteuses rattachées par Ribeyrolles (1972) et par Desteucq (1974) à la base du Viséen supérieur et attribuée actuellement au Tournaisien supérieur, par analogie avec d'autres séries renfermant des brachiopodes (Spiriféridés) du Tournaisien supérieur (Faïk, 1988). La limite inférieure de cette formation correspond à la surface de discordance sur le Dévonien ou le Silurien. Par contre sa limite supérieure est repérée par l'apparition du premier niveau calcaire d'âge viséen moyen.

Les dépôts tournaisiens montrent des faciès continentaux discordants sur le Dévonien, structurés par des failles normales responsables de l'individualisation d'hémigrabens où s'accumulent ces dépôts (Faïk, 1988).

Les terrains du Viséen succèdent en concordance aux dépôts tournaisiens, ils affleurent largement au NW du district (secteur de Bou-Iquellouchen) et au SW du Jbel Aouam.

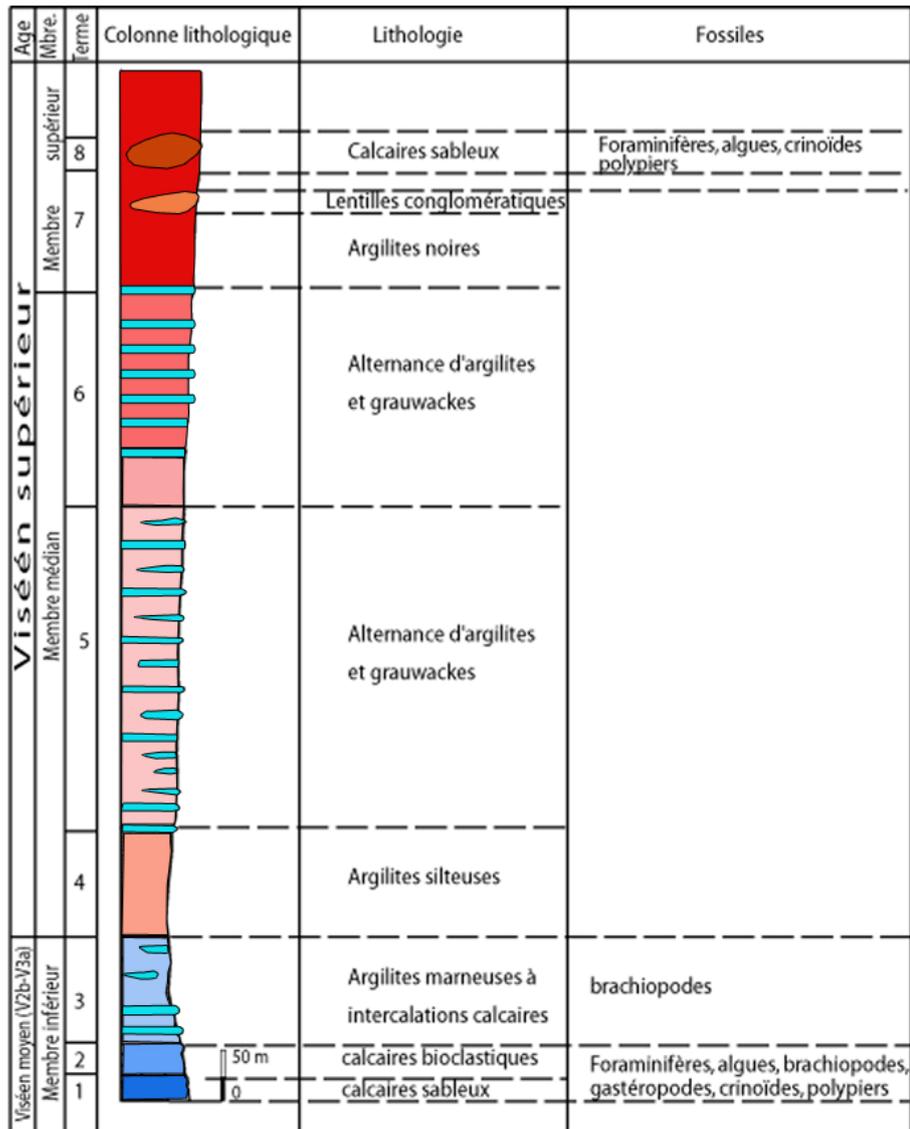


Figure II-5 : Colonne lithostratigraphique du Viséen du district de Tighza, d'après Bennasser (1996)

Le Viséen a été décrit pour la première fois par Termier (1936), repris plus tard par Agard (1955) qui définit un ensemble au Jbel Aouam montrant à sa base une série détritique surmontée de calcaires fossilifères riches en fénestelles.

Les travaux de Faïk (1988) et Bouabdelli et al.(1989) ont affiné les connaissances de l'évolution lithostratigraphique. Ils montrent ainsi que les dépôts de base sont d'âge tournaisien, les calcaires qui les surmontent sont du Viséen moyen et le reste de la série est attribué au Viséen supérieur.

Le Viséen du sud du Jbel Aouam est représenté dans un étroit synclinal déversé au SE par un faciès essentiellement carbonaté (Fig. II-3). Il repose en parfaite concordance sur le Tournaisien supérieur formant ainsi une lentille allongée NE-SW. Il est formé surtout de faciès carbonatés constitués de calcaires sableux surmontés de calcaires fins bioclastiques. Les calcaires sableux sont en banc décimétriques de teinte gris clair à la cassure et rouge brunâtre à l'altération. Ils sont surmontés d'argilites noires fossilifères (foraminifères et brachiopodes), très cornéifiées, montrant des alternances de bancs argileux fins et des niveaux riches en éléments bioclastiques. Ces argilites ou calcschistes, de teinte grise, se débitent en fines plaquettes micacées et présentent aussi des intercalations silteuses très minces le plus souvent lenticulaires. Ce faciès est souvent nommé argilites à fénestelles. Sur la base de détermination d'association de foraminifères Faïk (1988) leur attribue un âge viséen moyen (V3a).

Dans le secteur de Bou-Iquellouchen, les terrains viséens constituent une série monoclinale (cf Fig II-9) en position inverse à fort pendage vers le NW. La base de cette série est essentiellement carbonatée, constituée de calcaires sableux à gastéropodes, crinoïdes et polypiers et de calcaires bioclastiques riches en encrines, brachiopodes et foraminifères avec des intercalations marneuses. Les lits marneux deviennent plus importants et renferment de nombreux nodules argilo-carbonatés très riches en brachiopodes et lamellibranches.

Au-dessus on observe une alternance d'argilites silteuses grisâtres à noirâtres se débitant en très fines plaquettes et des grauwackes en bancs centimétriques de teinte brunâtre à patine ferrugineuse et à granulométrie très fine.

La série se termine par des lits plurimétriques d'argilites noires dans lesquels s'intercalent des lentilles de conglomérats à matériels essentiellement ordoviciens (liées à la mise en place de la nappe de glissement, Bennasser, 1996), et des calcaires bioclastiques de teinte gris-bleu avec des intercalations de niveaux grauwackeux micacés. Ces calcaires ont été considérés par Desteucq (1974) et Cheilletz (1984) comme équivalents des calcaires à fénestelles décrits à la base de la formation définissant ainsi une structure synclinale. Mais Faïk (1988) a montré que ces calcaires présentent un faciès différent et qu'ils correspondent plutôt à un olistolite ayant glissé dans le bassin à flyschs.

La formation viséenne de Bou-Iquellouchen montre donc deux ensembles de lithologies différentes : un ensemble carbonaté à la base correspondant à des dépôts de plate-forme peu profonde, surmonté d'un ensemble détritique à caractère de flysch. Ce dernier traduit un milieu profond et subsident donnant lieu à une sédimentation turbiditique (Faïk, 1988).

Au Viséen supérieur la sédimentation turbiditique fait suite aux dépôts de plate-forme du Viséen moyen. Elle s'effectue dans un milieu subsident et profond, alimenté par un matériel détritique provenant du démantèlement du bloc des pays de Zaïan . Sur le plan paléogéographique le bassin de Bou-Iquellouchen se situe dans l'axe central du bassin viséen de Khenifra-Azrou, où la sédimentation viséenne est induite par la transgression venant du NE (Bouabdelli, 1989).

Depuis l'Ordovicien jusqu'au Viséen supérieur le secteur de Tighza a été le siège d'une instabilité tectonique bien enregistrée au cours de la sédimentation. Il s'agit surtout d'une tectonique syn-sédimentaire en blocs basculés, connue dans les bordures des bassins de la Méséta occidentale (Piqué, 1979) et dans le reste du Maroc central oriental (région de Mrirt ; Faïk, 1988 ; Bouabdelli 1989). Ces mouvements distensifs résultent des contrecoups de phases orogéniques décrites par plusieurs auteurs dans la Méséta orientale (Hoepffner,, 1987). Ces mouvements se sont probablement manifestés dans le secteur par la réactivation « permanente » des failles de socle. A l'échelle du secteur relativement réduit, le jeu normal (distensif) dégagé de l'étude lithostratigraphique et sédimentologique pourrait être une réponse locale à de grandes failles décrochantes limitant des bassins en « pull à part » (Piqué, 1979 ; Hoepffner, 1987)

II.2.3 - Tectonique et évolution structurale

II.2.3.1 - Cadre structural régional

La structuration des formations paléozoïques de tout le Maroc central en unités synclinales et anticlinales (Fig. II-2) à orientation NE-SW est produite par la phase majeure de l'orogénèse hercynienne, dite phase namuro-westphalienne. Elle est caractérisée par une compression, dont la contrainte principale σ_1 est orientée à N140° localement, elle est également responsable de jeux cisailant ductiles de certaines failles.

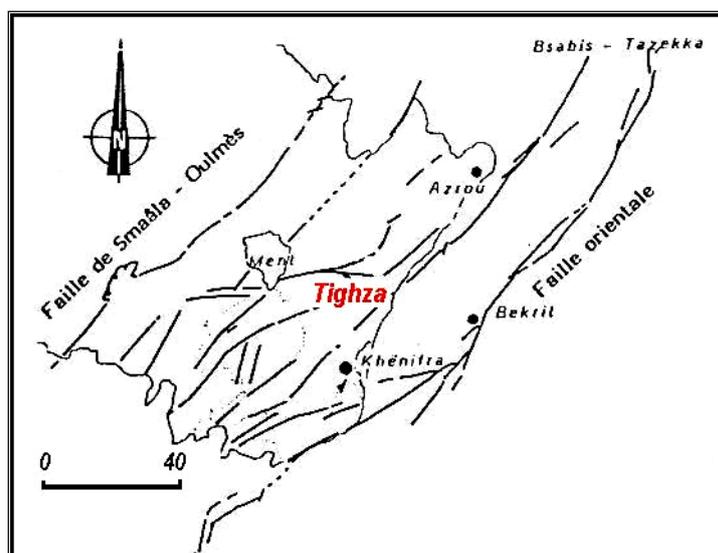


Figure II-6 : Réseau de failles de l'est du massif hercynien central

La région d'Azrou-Khenifra est traversée par un réseau de failles hercyniennes et est localisée entre deux grandes zones faillées (Fig. II-6) subparallèles de direction N20° à N40°.

- A l'est, l'accident du Tazekka-Bsabis-Bekrit dont la trace dans les terrains mésozoïque et cénozoïque constitue l'accident nord-moyen-atlasique. Ce faisceau de faille a été considéré depuis longtemps comme la trace dans la couverture de zones de dislocation du socle hercynien.
- A l'ouest, la faille des Smâala et son prolongement vers Oulmès

Ces deux grandes zones faillées délimitent donc une bande de 80 km de large où sont impliqués les terrains paléozoïques de l'est du Maroc central. Ces terrains sont affectés par des failles de directions diverses et à pendages généralement subverticaux à jeu décrochant :

- Faille N40° dextre (faille de jbel Hdid), parallèle au aux accidents bordiers des Smâala et de Tazaka-Bsabis-Bekrit.
- Faille N70° à E-W dextre (faille d'Aguelmous).
- Faille subméridienne, N160°, N20° senestre (faille Timekhdoudine).

Ce schéma suggère que ces accidents représentent des structures d'ordre supérieur, induites par le jeu des accidents bordiers de premier ordre avec un jeu dextre (Hoepffner, 1987).

L'évolution structurale de cette région a été largement discutée par différents auteurs Ribeyrolles et al. (1972), Deusteug (1974), Cheilletz (1984), Faïk (1988) et Bouabdelli (1989), qui, dans une synthèse sur le bassin NE-SW d'Azrou-Khenifra, mentionne :

- Une déformation non schisteuse correspondant à des plis intra-couches résultant d'une tectonique de basculement de blocs ; cette déformation est localisée dans des boutonnières et datée d'une période post-dévonienne est anté-tournaïsiennne.
- Une déformation intra Viséen supérieur, qui est matérialisée par des plis synschisteux déversés au NW ou couchés à direction axiale variable entre NS à N40° dans la partie est du bassin viséen supérieur, mais fortement hétérogène dans les terrains autochtones. Elle se manifeste par des zones de cisaillement sub-horizontales ou peu pentées vers le NE dans le socle précambrien. Elle se traduit par une schistosité plus ou moins pénétrative, un plan axial, des plis droits ou déversés vers le NE et le SW. Cette schistosité s'estompe dans les séries de l'Ordovicien supérieur au Dévonien. Dans la couverture du Viséen, cette déformation est matérialisée par des perturbations sédimentaires accompagnées de la mise en place de nappes précoces à matériel essentiellement dévonien, et par l'intrusion de filons doléritiques précoces. Par ailleurs, la mise en place des nappes de glissement gravitaire s'effectue au cours de cette période de manière synchrone ou tardive par rapport à la schistosité.

- Les déformations post-namuro-westphalien engendrent une structure N40° tardive.
- Les phases P1, P2, et P3 distinguées par Allary et al. (1976) correspondent en fait à un même épisode de déformation compressif intra-viséen.

II.2.3.2 - Cadre structural du district minier de Tighza

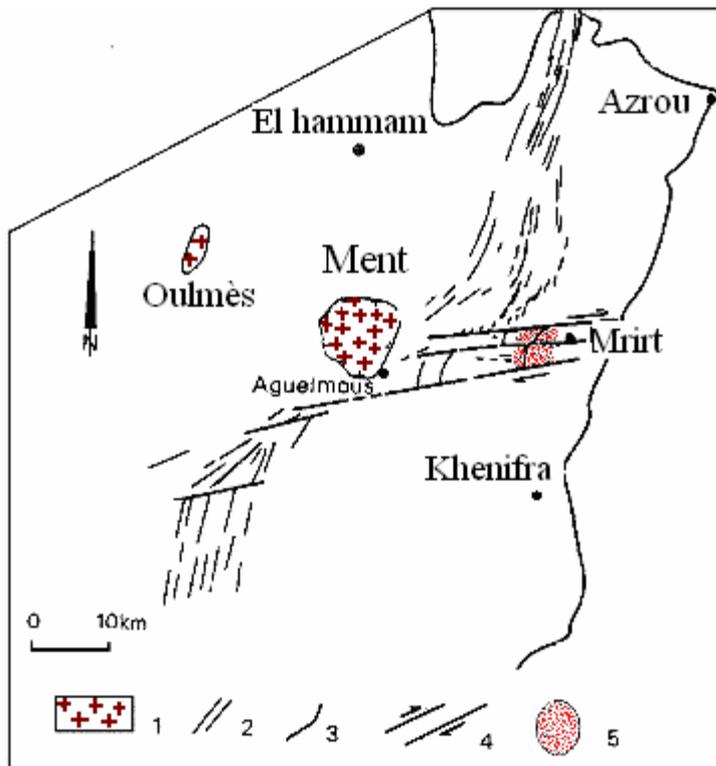


Figure II-7 : Le cisaillement dextre Aguelmous-Mrirt.

1 : principaux massifs granitiques ; 2 : alignement des structures majeures du Viséen supérieur ; 3 : limite de la couverture sédimentaire du Moyen Atlas ; 4 : zone de cisaillement dextre Aguelmous-Mrirt ; 5 : district de Tighza (d'après Cheilletz 1984)

Structuralement, le district de Tighza est situé dans une zone de décrochement et de nappes au centre du bassin viséen Azrou-Khenifra (Bouabdelli, 1989). (Fig. II-7 et II-8). Les différentes études structurales ont permis de mettre en évidence le caractère polyphasé de l'orogénèse hercynienne et de distinguer les trois grands épisodes de déformation :

- une phase de déformation intense et de plissement post-dévonien ;

- une phase de plissement majeur post-viséen responsable de l'architecture actuelle et de son découpage en unités monoclinales ;
- une phase cassante en plusieurs épisodes a abouti par la succession de régimes tectoniques compressifs et distensifs, à la création d'une zone de cisaillement E-W et d'un réseau dense de fractures NE-SW et E-W profondément enracinées, à travers lesquelles les circulations hydrothermales ont pu être canalisées.

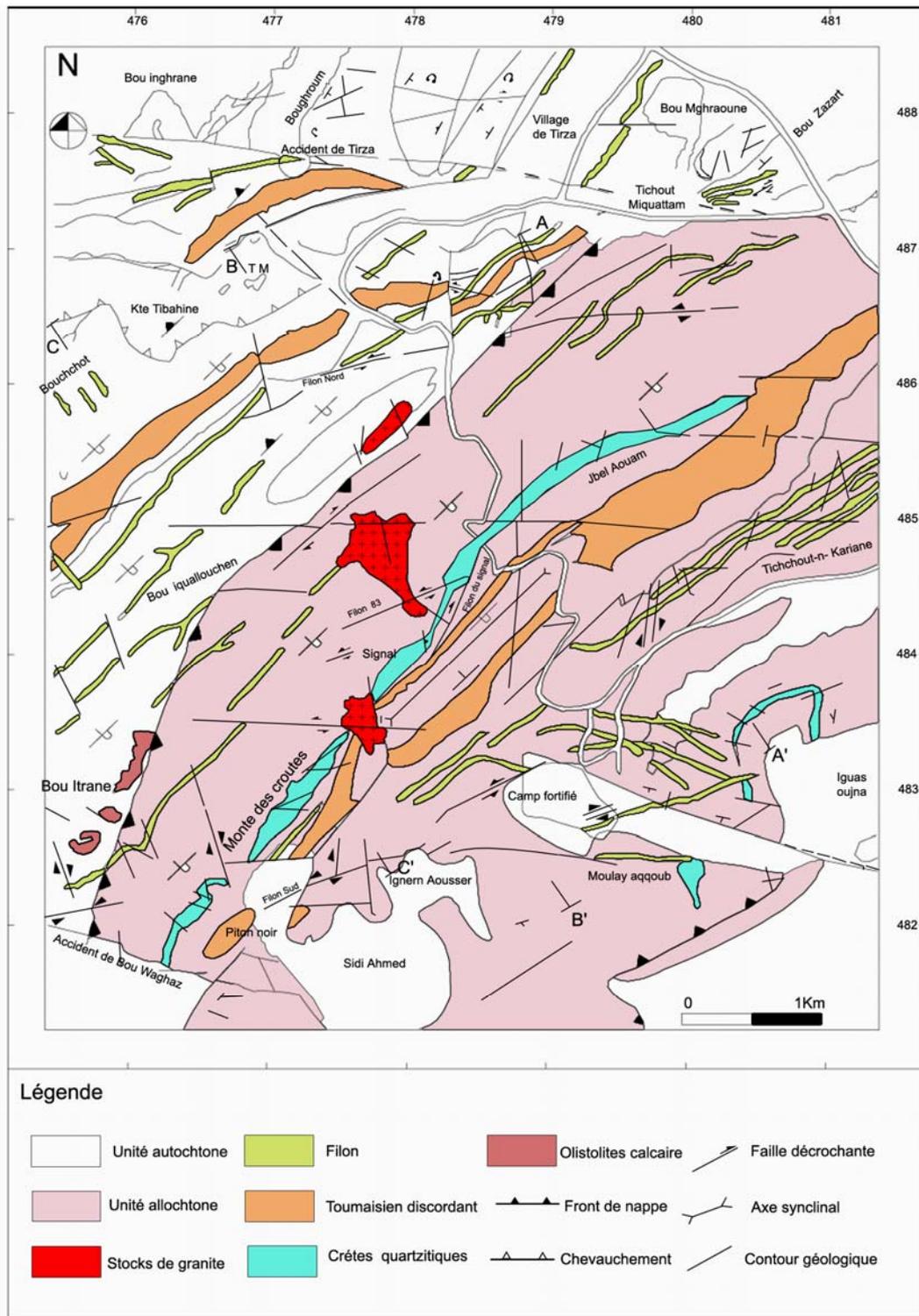


Figure II-8 : Schéma structural du district minier du district de Tighza (d'après Bennasser, 1996, modifiée)

Le district est structuré en deux unités découpées en écailles à vergence vers le NW : l'unité sud-orientale est allochtone par contre l'unité nord-occidentale est autochtone (Fig. II-8).

L'unité allochtone est formée principalement de terrains de l'Ordovicien supérieur avec quelques affleurements siluro-dévonien coiffés de terrains viséens formant ainsi le front de la nappe de Mrirt. Ce dernier est limité au SW par la faille de Bou-Waghaz orienté WNW-ESE.

L'unité autochtone est constituée de l'Ordovicien supérieur, du Silurien, du Dévonien inférieur et moyen et du Viséen discordant de Bou-Iquellouchen. Cette unité forme une bande allongée selon une direction NE-SW traversée en son centre par l'accident N70° de Tighza.

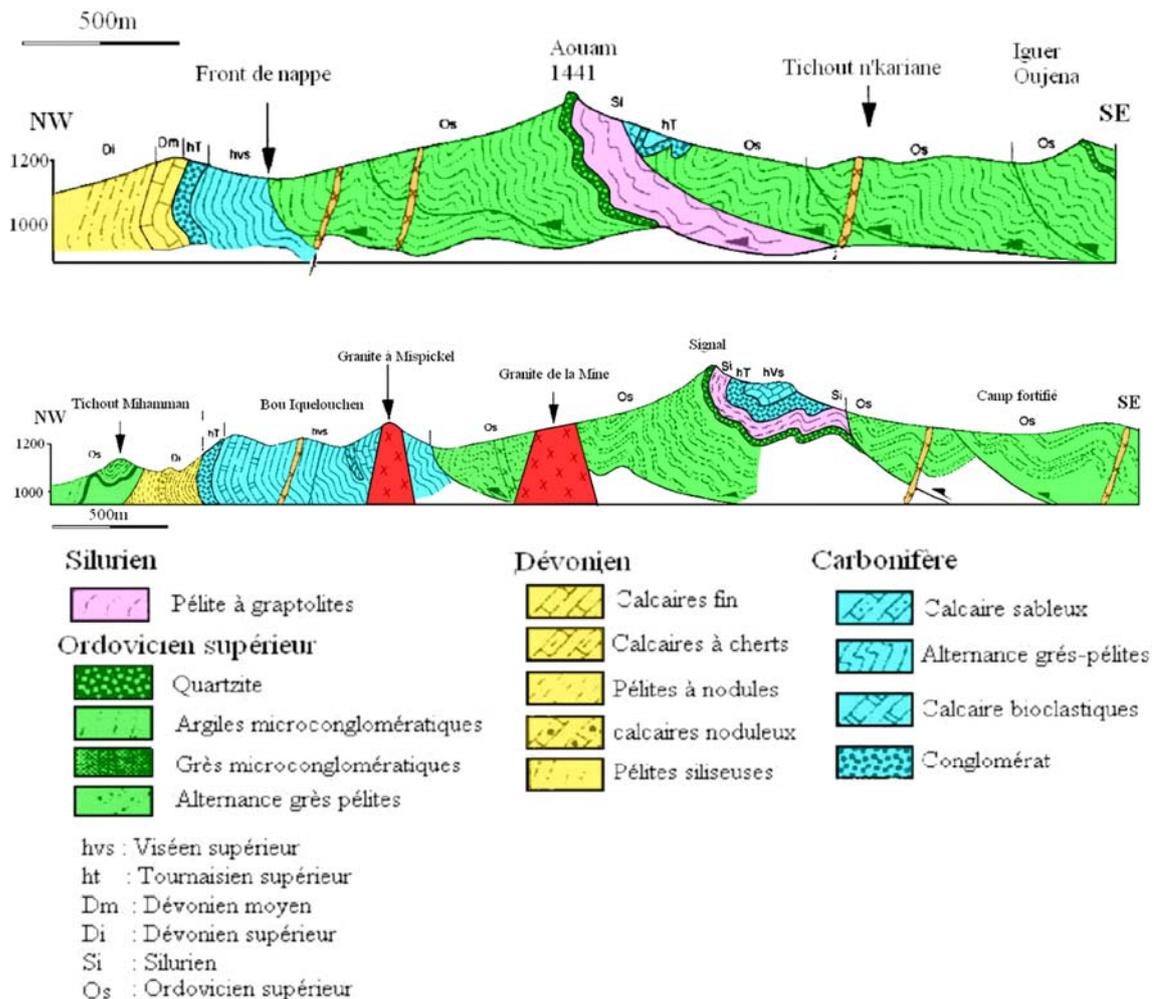


Figure II-9 : Coupes géologiques du district de Tighza (coupe du haut :A – A' de la figure II-8 , coupe du bas B – B' de la même figure)

Les grandes structures plicatives de la région résultent du plissement majeur post-viséen supérieur. Les plis sont caractérisés par leur déversement vers le SE et par une schistosité de fracture :

- Le synclinal du Jbel Aouam s'étend sur 2,5 km de long et 300 m de large et voit son cœur occupé par les calcaires viséens. Il présente une structure déversée vers le SE accompagnée d'une schistosité plan axial de direction N50° à pendage fort vers le NW.
- L'anticlinal de Bouchot (Fig II-8) s'étend sur 7 km de long et 500 m à 1 km de large, avec une direction NE-SW ; il est déversé vers le SE avec un plongement axial de 50° vers le SW et est limité au SW par une terminaison péri anticlinale qui s'ennoie sous les recouvrements quaternaires de Tanadra (Ribeyrolles, 1972), (Deusteuq, 1974), (Faïk, 1988), (Bouabdelli, 1989). Son extrémité NE est limitée par l'accident de Tighza. Il comporte en son cœur des termes du Dévonien

inférieur et du Silurien sur lesquels repose en discordance angulaire le conglomérat du Tournaisien supérieur. Les déformations anté-tournaisiennes sont matérialisées dans les couches dévoniennes par des glissements syn-sédimentaires et des plis d'entraînement (Bennasser, 1996).

L'ensemble des terrains est traversé par de nombreux filons orientés le plus souvent parallèlement aux plans de schistosité S1.

La schistosité cartographiée est celle engendrée par la phase tardive post-viséenne. Ainsi quatre zones se distinguent par la direction de la schistosité :

- La zone de Tighza-Mrirt où la schistosité prend une direction N70°E à N90°.
- La zone de l'Aouam quant à elle est matérialisée par une schistosité de direction N30°-N40° plongeant de 50 à 70° vers le NW.
- La zone septentrionale d'Amane Hrrinine-Asseffah où la schistosité est sub-méridienne N10°-N20°.
- La zone de Mguid-Aarrad est caractérisée par une schistosité de direction N50°.

Le passage de la schistosité entre les deux zones précédentes est marqué par une virgation au niveau de la bande E-W de Tichchaw-n-Ajja. Dans ces deux zones la schistosité plonge de 60 à 80° vers le SE.

Ces orientations différentes d'une zone à une autre sont en relation avec les décrochements majeurs à la limite de deux blocs (Fig II-8) engagés dans des mouvements divergents au cours d'événements tectoniques tardi-hercyniens (Allary et al., 1976 ; Cheilletz, 1984) sub-équatoriaux dont le couloir de Tighza-Mrirt est le plus important. Les filons de roches acides tendent à se paralléliser à cette schistosité, exception faite des filons orientés E-W qui la recoupent nettement. Les injections de l'association basique sont traversées par cette schistosité (N'tarmouchant, 1991).

D'après les photos satellites, une zone faillée s'individualise entre Mrirt et Aguelmous occupant la partie médiane du bassin d'Azrou-Khénifra. Cette zone sépare deux domaines distincts par la direction de leurs structures ; une partie septentrionale où la direction des couches est N20°-N40° et une partie méridionale où cette direction varie de N160° à NS et de N20° à N40°. Dans cette zone la virgation sigmoïde des couches indique une composante horizontale à fonctionnement dextre.

On distingue trois principales directions de fracturations :

- N90° à N120° qui correspond à des accidents rectilignes perpendiculaires à la direction structurale de la chaîne hercynienne. Ce type d'accident caractérise surtout le couloir de Tighza-Mrirt.
- NS, N160°, et N120° se développent surtout dans la zone de l'Aouam et la partie SW du secteur (accident de Bouaghaz et la zone de Bouchchot).

- N70° et N40° sont peu exprimées dans le secteur, cependant au NW, dans le massif d'Izouguerza, apparaissent deux fractures N70° marquant le prolongement de la faille d'Aguelmous-Mrirt. Cet accident est longé par des filons de microgranodiorite au SW et des leucogranites au NE (N'tarmouchant, 1991).

La zone de décrochement de Tighza (Fig. II-7 et II-8) est constituée par un ensemble de failles décrochantes dextres et sénestres d'orientation N90°E à N100°E. Cette zone est injectée de quartz de faille non minéralisé et de microgranites. L'ouverture tardive de nouvelles cassures a provoqué des remplissages de quartz à stibine ; enfin le tout est recoupé par de la barytine rose (Cheilletz, 1984). Toute la région située sur la rive gauche de l'oued Tighza semble découpée en une mosaïque de blocs disjoints plus ou moins relevés les uns par rapport aux autres par le jeu d'un ensemble de failles N105°E, N140°E et N5°E.

La zone de décrochement de Bou-Waghaz (Fig II-8) de direction N120° est marquée par une importante fracturation qui est à l'origine de la formation des poches karstiques remplies ultérieurement par des solutions minéralisantes essentiellement zincifères. Le décalage vers l'ouest et la rotation des lambeaux de calcaires viséens indiquent un sens senestre de décrochement.

La fin de l'orogénèse post-viséenne est accompagnée par l'apparition de roches plutoniques mises en place sous forme de dykes dans les anticlinaux et les zones faillées, ou sous formes de petits plutons granitiques.

Le tableau II-1 résume l'histoire structurale du district de Tighza. Nous reviendrons ultérieurement sur les phases de mise en place des granites et des minéralisations.

Age	Direction des contraintes	Structures tectoniques	Blocs-diagrammes	Minéralisations associées	
TARDI-HERCYNIEN Post Westphalien - Stéphanien et antié - Trias				Mise en place de la minéralisation plombo-zincifère dans des décrochement dextre NNE-SSW et senestre ENE-WSW.	
				Réactivation des failles E-W en décrochement senestre permettant la mise en place de la paragenèse sulfurée.	
				Mise en place de la minéralisation à tungstène dans des décrochements dextre orientés E-W.	
286 M.A Mise en place des granites					
HERCYNIEN	Post-Namuriens - antié-Westphalien C				Structuration en plis P1 N40 et phénomène de cisaillements ductiles accompagnés de plis P2.
	Viséen sup. - Namuriens				Mise en place par glissement gravitaire de la nappe de Mrirt.
	Viséen moy. à sup.				Structuration intraviséenne
	Dévonien sup. - anti-Tournaisien sup.				Basculement de bloc sur faille normale N110

Tableau II-1 : Récapitulatif des états de contraintes et des structures hercyniennes et post hercyniennes dans le district de Tighza (synthèse de Cheilletz 1984, Benasser 1996 et Bouabdelli 1989)

II.2.3.3 - Evolution cinématique régionale

La direction de raccourcissement régional a subi des variations depuis la fin du Dévonien jusqu'au Permien. Le modèle d'évolution cinématique comprend trois grandes étapes (Fig II-10) :

1 Au Dévonien supérieur-Tournaisien supérieur :

Le morcellement de la plate forme dévonienne se traduit par une tectonique en blocs basculés, indice d'une distension locale. Cette extension est compatible avec le fonctionnement en mégazone cisailée du couloir d'Azrou-Khénifra. La contrainte principale σ_1 est verticale à l'intérieur de cette zone tandis qu'à l'extérieur elle est horizontale. A cette époque, seules les failles bordières fonctionnaient principalement en décrochement. Les failles situées à l'intérieur de la bande de décrochement et qui limitent des lanières (faille d'Aguelmous et satellites) auraient un jeu normal contemporain. Une telle disposition structurale a été démontrée dans des bassins plus récents. Son évolution caractérise une déformation plane et un fonctionnement de la zone cisailée en transtension de type pull-apart.

La direction de raccourcissement régional est comprise entre NE-SW et ENE-WSW (N40°-N70°)

2 Au Viséen moyen et supérieur

- Stade 2a : cette période correspond au développement du plissement de la phase 1 intra-viséen, accompagné d'une schistosité S1 et d'un métamorphisme épizonal dans les terrains les plus profonds (Cambrien à Ordovicien supérieur).

La compression régionale s'effectue donc selon une direction NE-SW à E-W. Elle correspond au développement intégral du modèle avec l'activation horizontale (décrochement) de la faille médiane d'Aguelmous.

Les déformations : les plis P1 (N160°) sont disposés en échelon par rapport aux limites majeures (N40°) du couloir de décrochement d'Azrou-Khenifra. Les écaillages et les horizons mylonitiques subhorizontaux du Jbel Hdid sont autant de structures qui indiquent que le fonctionnement dextre de ce couloir devient transpressif.

Il faut noter que les déformations pénétratives (S1) sont plus marquées dans les terrains du Cambrien à l'Ordovicien supérieur que dans les roches post siluriennes. Bouabdelli (1989) a interprété cette hétérogénéité comme le résultat du découplage au niveau des roches siluriennes (argilites noires à horizons charbonneux) qui agissent comme des horizons de décollement à comportement lubrifiant.

- Stade 2b : vers la fin du Viséen supérieur, on note la mise en place de nappes synsédimentaires à matériel essentiellement dévonien, issues des

parties sud orientales. Ces nappes présentent les caractères de déformation interne qui indiquent un processus de mise en place par gravité.

Le stade 2b traduit un exhaussement des zones sud orientales à la suite de la compression intra-viséenne. Là aussi le matériel dévonien allochtone est souvent exempt de toute schistosité S1 (expliqué par le décollement des séries glissées au niveau du Silurien).

Une partie des mouvements de surrection des unités orientales s'effectue grâce à l'inversion de failles bordières, ce qui implique une rotation des contraintes régionales relativement à la dislocation de Tazzeka-Bsabis-Bekrit.

3 Postérieurement au Namurien (intra Westphalien)

Les plis P2 associés localement à une schistosité ou à une crénulation, présentent une orientation axiale générale NE-SW (N40°) parallèle au grand axe du bassin. Le replissement des contacts des nappes synsédimentaires mises en place au stade 2b, ainsi que l'écaillage intense des unités orientales atteste d'un processus continu compressif où les accidents bordiers (N20°-N40°) sont à présent le siège d'un mouvement vertical inverse dominant.

Le raccourcissement régional déduit de ce canevas de déformation indique une direction SE-NW (N110°-N140°) (Allary et al., 1976).

Les stades successifs de l'évolution cinématique suggèrent donc une rotation horaire de l'axe principal de raccourcissement régional. Il passe d'une direction NE-SW à la fin du Dévonien à une direction E-W puis SE-NW durant le Viséen supérieur puis au Namurien.

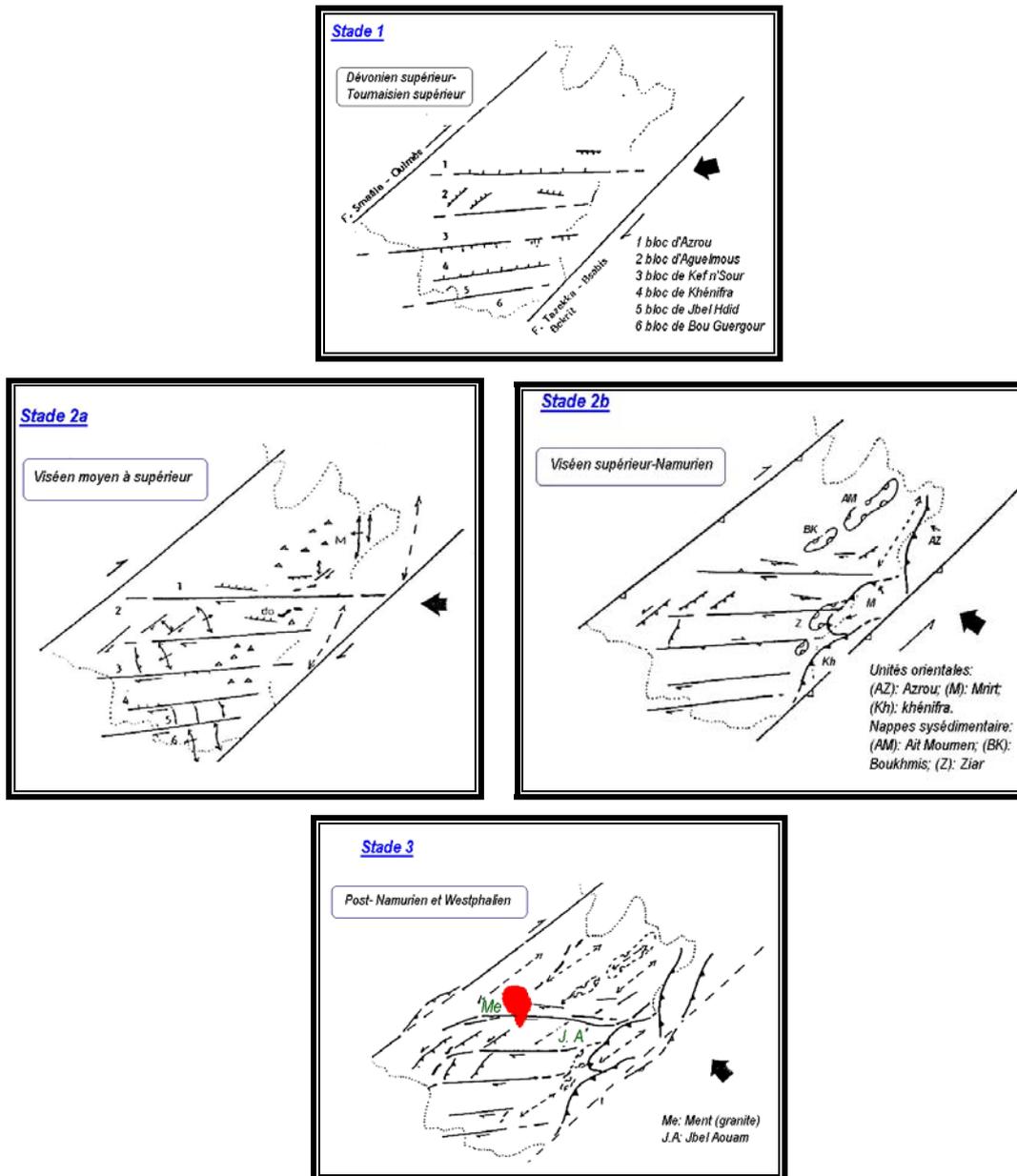


Figure II-10 : Les grandes étapes de l'évolution cinématique régionale d'après Bouabdelli, 1989)

II.2.4 - Cadre magmatique

II.2.4.1 - Le magmatisme régional

Dans le Maroc central, l'orogénèse varisque s'est manifestée par des phases d'extension et de raccourcissement, le plus souvent accompagnées de phases tectoniques cassantes. La

mise en place de corps magmatiques de natures très variées est liée à cette tectonique varisque.

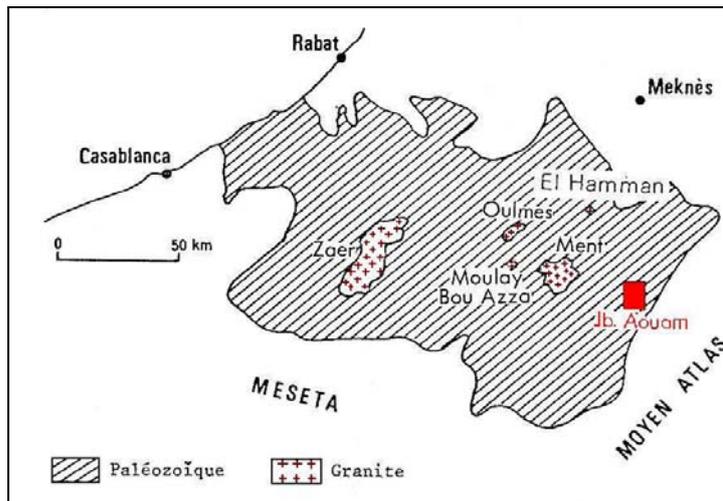


Figure II-11 : Les intrusions granitiques hercyniennes de la Meseta marocaine

Ces mises en place se partagent entre deux types magmatiques :

1. Un magmatisme essentiellement volcanique pré-orogénique (antérieur aux plissements namuro-wesphaliens) constitué de dykes et de sills (Agard et al., 1958 ; Faïk, 1988). Ce magmatisme d'âge compris entre 370 et 340 Ma (Lagarde, 1989) se manifeste surtout au N et au NW du district.
- 4 Un magmatisme intrusif post-orogénique (stéphano-autunien) (Hoepffner, 1987).

Dans la région de Mrirt on observe deux épisodes essentiels :

- Un magmatisme précoce basique pré-orogénique mis en place au cours de la phase responsable de la distension du bassin Viséen. Il est présent surtout dans la zone de Boutazart et la zone Bouchchot. Il est principalement constitué de roches hypovolcaniques formant des sills basiques de direction NE-SW au sein de la formation des flyschs viséens de Boutazart, et de dykes doléritiques de direction NW-SE au sein d'une formation calcaro-pélimitique dévonienne de Bouchchot (Faïk, 1988).

Les sills et dykes de dolérite sont schistosés par la phase plicative asturienne.

Un magmatisme acide post-orogénique dont la mise en place est liée à une phase de compression lui succède. Il est représenté par une association acide composée d'un ensemble magmatique hypovolcanique et plutonique. Les dykes ou filons hypovolcaniques sont souvent groupés en faisceaux de direction NE-SW. Les leucogranites et les rhyolites sont concentrés au nord et au nord-ouest du grand accident de Tighza, par contre les microgranites n'ont pas de répartition particulière.

Ces associations acides appartiennent à plusieurs épisodes magmatiques. On observe d'abord des microgranodiorites, des microgranites, des stocks granitiques et enfin des microdiorites ou des microtonalites.

Les filons de roches acides situés au Nord du district (microgranodiorite d'Izouguerza et Iffadenne'n Ait Atman) et les leucogranites de Mguid-Amane-Hrrinin et Asseffah ne montrent pas de contact entre eux. On suppose une mise en place de ces leucogranites entre 290 et 260 Ma ; ils succèdent ainsi à la mise en place des stocks de granite et des microdiorites.

L'association acide est caractérisée par deux grands ensembles d'origines distinctes :

- Un magmatisme calco-alcalin qui débute par des filons de microgranodiorites, des filons de microgranites, suivis des stocks granitiques de l'Aouam, et qui s'achève par des microdiorites ou microtonalites ; avec une période de mise en place qui s'échelonne entre 320 et 290 ± 20 Ma (Rosé, 1987).
- Un magmatisme silico-alumineux d'origine crustale caractérisé par la mise en place des leucogranites dans une période comprise entre 290 et 260 Ma. Il achève ainsi l'activité magmatique de la région de Mrirt.

II.2.4.2 - Le magmatisme du district de Tighza

Dans le district de Tighza, le magmatisme acide post-orogénique est représenté par des corps filoniens et des stocks (Fig II-8). Les filons sont de direction NE-SW rarement E-W (Termier, 1936) ; ils se poursuivent de Bou-Iskra au N jusqu'à Lalla Tayefait au SE. Les stocks magmatiques de l'Aouam se situent à 30 km à l'Est du complexe granitique de Ment (Fig II-11) ; ils recoupent et métamorphosent des terrains ordoviciens à viséens. Ils sont spatialement liés à d'importantes minéralisations polymétalliques (Pb, Zn, Ag, W....., Agard et al., 1958 ; Cheilletz et al., 1984).

Les stocks granitiques se sont mis en place de façon passive dans des zones d'ouvertures lors d'une phase de déformation cassante, caractérisée par une extension E-W avec une direction d'ouverture NS synchrone au fonctionnement d'une grande zone de cisaillement E-W limitée par l'accident de Tighza au Nord et par celle de Bouaghaz au Sud (Cheilletz, 1984). Du fait de leur extension très réduite en surface et de l'importante aire occupée par leur auréole de métamorphisme de contact, ces stocks pourraient être des apex d'un pluton sous-jacent (Agard, 1980). Ce pluton serait le même qui aurait engendré les filons de la suite calco-alcaline.

La mise en place des microdiorites et des microtonalites est attribuable à la même phase cassante que celle des stocks granitiques (Cheilletz, 1984). On les observe dans des fractures à jeu dextre NE-SW ou encore dans des fentes de tension liées à des décrochements. Leur appartenance à une lignée tholéiitique à tendance calco-alcaline suggère une origine magmatique profonde à contamination crustale (N'tarmouchant, 1991).

Les filons de leucogranites ont été observés dans la partie SW de la faille de Tighza, mais ils sont plus dominants au sein de l'accident majeur d'Aguelmous-Mrirt. Leur appartenance à une série silico-alumineuse atteste l'intervention d'un magma crustal (N'tarmouchant, 1991).

L'association spatiale de magmatisme basique et acide n'est pas propre à cette région. Elle se retrouve en d'autres endroits du Maroc central (El Hammam) et aussi dans d'autres massifs représentant le prolongement vers le sud des unités hercyniennes de la Meseta occidentale (massif des Jbilet, près de Marrakech). On ignore s'il s'agit d'une différenciation d'un même magma ou de roches issues de magmas se rattachant à des sources de compositions différentes. A El Hammam, l'amphibolitisation intense de certaines dolérites est le résultat du métamorphisme de contact (Sonnet, 1981 ; Aïssa, 1997). Les dolérites seraient donc antérieures à la mise en place du granite.

II.2.4.2.1 - Les stocks granitiques de Tighza

Les stocks granitiques d'Aouam/Tighza sont au nombre de quatre, alignés selon un axe NS, avec du nord au sud : les pitons de Tighza, les granites du mispickel, de la mine et du kaolin (Fig II-8, les pitons de Tighza, très petits, n'ont pas été représentés).

- Les pitons de Tighza sont situés à 500 m au sud du village de Tighza, au bord de la route qui mène au carreau de la mine. Ils ont une forme circulaire avec un diamètre de 60 m ; ils recoupent les pélites et les calcaires du Dévonien moyen (Faïk, 1988). Ces plutons affleurent en gros « blocs » arrondis formés par une roche rosâtre très altérée et arénisée. La roche est un monzogranite à quartz, plagioclase, feldspath potassique et biotite.
- Le **granite du mispickel** (Bou-Iquellouchen) est situé au sud des pitons de Tighza. De forme allongée (300 m de long et 60 m de largeur) selon une direction NE-SW, il est intrusif dans les terrains du Viséen supérieur et recoupe les schistes vers le SE et les calcaires vers NE et le NW (Agard et al., 1958 ; Faïk, 1988). Ces contacts SE et NW sont rectilignes et parallèles et résultent probablement du rejeu de l'accident majeur (faille inverse chevauchante de la bordure nord de la synforme siluro-dévonienne (Cheilletz, 1984). Ce granite présente une foliation magmatique nette.

Pétrologiquement, c'est une granodiorite à texture grenue (la taille des cristaux est variable atteignant 7 mm), constituée de quartz, de plagioclase dominant surtout de l'andésine, de feldspath potassique à aspect perthitique, de biotite et des minéraux accessoires (apatite et minéraux opaques).

- Le **granite de la mine** se situe au nord du puits d'exploitation minière du Signal où il est intrusif dans les schistes de l'Ordovicien supérieur. Les contours rectilignes observés lors des travaux miniers et l'allure de certains contacts du granite de la mine suggèrent également une mise en place contrôlée par des

fractures (Cheilletz, 1984). Les différentes lames ou ramifications rencontrées lors des travaux miniers suggèrent une morphologie complexe du granite. Ce massif est traversé par des réseaux de stockwerk quartzeux de 1 à 4 cm d'épaisseur, anastomosés, orientés préférentiellement N100° à N120°.

Il est parfois recoupé par des filons orientés E-W d'aprites de 15 à 20 cm de puissance. Il contient aussi des enclaves noirâtres de nature sédimentaire ou magmatique. Ce granite présente la même minéralogie que le granite du mispickel, mais avec une teneur un peu plus élevée en feldspath potassique et en quartz, ce qui lui permet une attribution de monzogranite. Des grains de scheelite ont été sporadiquement observés.

- Le **granite du kaolin** de forme cylindrique à grand axe plongeant vers le NE est situé au sud du district. On peut accéder au granite frais par les travaux miniers du filon du Signal, (Cheilletz, 1988). Le granite du kaolin est recoupé par les filons à Pb-Zn-Ag produisant une importante altération en argile (kaolin) d'où son nom. Il apparaît encaissé dans des schistes siluriens au nord et les calcaires du synclinal viséen au sud. Il s'agit d'un monzogranite (N'tarmouchant, 1991). On note la présence quasi systématique de minéraux accessoires comme la scheelite, l'apatite et l'ilménite, mais sans magnétite.

Tous ces petits pointements granitiques de Tighza ont une forme cylindrique de pipe et il n'existe aucune relation spatiale entre eux. Ils présentent une texture équi-granulaire à porphyrique : biotite, plagioclase (An₂₅₋₄₀), feldspath potassique et quartz, avec des minéraux opaques comme l'ilménite, la chalcopirite, la pyrite, et la sphalérite, mais sans magnétite. Les altérations hydrothermales des stocks sont contrôlées soit par des fissures, des microfissures isolées ou conjuguées ou encore en stockwerk (Cheilletz, 1984). Il en existe au moins deux types :

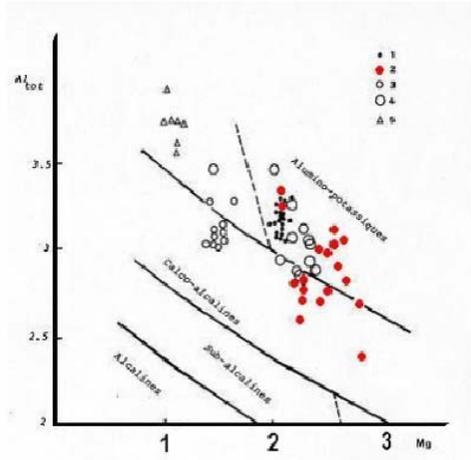
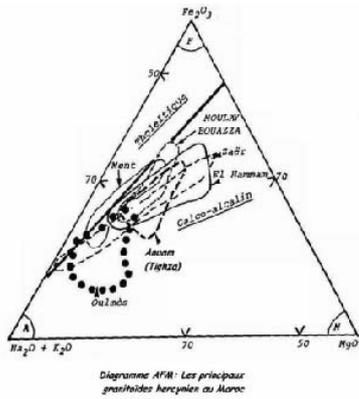
- Une altération à biotite-feldspath potassique (avec quartz, apatite et pyrrhotite) développée conjointement avec la minéralisation filonienne de tungstène.
- Une altération à muscovite-chlorite (arsénopyrite, pyrite, chalcopirite et quartz) développée aussi conjointement à la minéralisation de tungstène et aux paragenèses sulfurées précoces. Elle se traduit par une chloritisation discrète des cristaux de biotite du granite de la mine accompagnant des cristaux de scheelite ou d'apatite, et par une biotitisation intense des ferromagnésiens du granite du mispickel. L'altération potassique a complètement remplacé les « igneous biotites » par des biotites hydrothermales.

MASSIF	FACIES	COMPOSITION MINERALOGIQUE	ENCLAVES	MINERALIS. ASSOCIEE	VALEUR Rb/Sr	CORREL. Rb/Sr	SERIE MAGMATIQUE	AGE (Ma) ISRI
TIGHZA = AOUM	Granodiorite et monzogranite	Qz, FK, Pl (andésine-oligoclase), biotite	Restite à biotite et/ou muscovite	Au,W,Pb, Ag,Zn	0.1 et 1.0	Négative	Calco-alkaline	293 0.706
	Leucogranite	Qz, FK, Pl (albite), bio (rare) muscovite			20 et 10	Positive	Leucogranitique	
MENT	Granodiorite à tendance monzonitique	Qz, FK, Pl (andésine-oligoclase), biotite	Enclaves (gréseux-pélimitique) et de microdiorite quartzitique	Sn, W, Mo	1 à 30	Absente	Calco-alkaline	279±6 0.7054±0.0015
	Leucogranite fin à deux micas	Qz, FK, Pl (oligoclase-albite), tourmaline, sidérophyllite muscovite II	Enclave de granodiorite	As, S, Cu, Bi	10 à 70	Négative	Leucogranitique	270±3 0.7155±0.0014
	Leucogranite à topaze	Qz, FK, Pl (albite), , sidérophyllite muscovite II, topaze			30 à 70	Positive	Leucogranitique	243±6 0.7120
ZAER	Granodiorite	Qz, FK, Pl (andésine-oligoclase), biotite	Enclaves de tonalite à diorite		0.05 à 1	Négative	Calco-alkaline	301±8.2 0.7051±0.00009
	Granite à deux micas (leucogranite)	Qz, FK, Pl (oligoclase-albite), biotite, muscovite grenat, tourmaline,	Fragment de granodiorite et des amas surmicacées	Sn, W, Mo	1 à 50	Négative faible	Leucogranitique	283.4±6.2 0.70836±0.00055
	Granite à muscovite (leucogranite)	Qz, FK, Pl (albite), muscovite, grenat			5.5 à 16.5	Positive	Leucogranitique	?
OULMES	Granite à biotite	Qz, FK, Pl (andésine-oligoclase), biotite, muscovite	Xénolites	Sn, W, Mo, Be	1.5 à 13.5	Négative	Calco-alkaline	298 0.7100
	Leucogranite	Qz, FK, Pl (albite), tourmaline,	Enclave de granite à mica et du quartzopélimitique	Sn	3.5 à 50	Positive légère	Leucogranitique	262±4 0.7176±0.0011
MOULAY BOUAZZA	Granodiorite	Qz, FK, Pl (andésine-oligoclase), biotite	Enclave magmatique basique	Pb, S, Au	0.4 et 2.2	Négative	Calco-alkaline	275±7 0.704

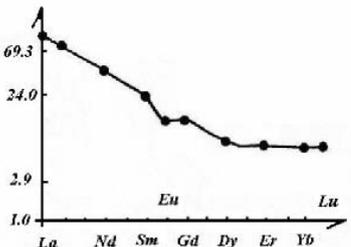
Tableau II-2 : Caractérisation minéralogique, pétrochimique et génétique des principaux massifs granitiques du Maroc Central (Qz = quartz, FK = feldspath potassique, Pl = plagioclase). In Boushaba (1996)

II.2.4.2.2 - Géochimie des stocks granitiques de Tighza

Les différentes études chimiques des granites du district de Tighza (Cheilletz, 1984 et N'tarmouchant, 1991) démontrent que c'est une série magmatique homogène calco-alkaline caractérisée par des faciès plus différenciés et enrichis en alcalins (granite de la mine et du kaolin) et des faciès moins évolués enrichis en éléments à fractionnement précoce (CaO, TiO, MgO, Fe₂O₃, Sr en particulier). La faible intensité des phénomènes deutériques (muscovitisation, greisenisation, chloritisation, kaolinisation) atteste d'une faible participation de l'eau lors de la formation de ces magmas. La présence d'ilménite dans les granitoïdes du district de Tighza ainsi que les rapports Fe₃⁺/Fe₂⁺ très bas permettent de les classer dans la série granite à ilménite définie par Ishihara (1977) et entre les types S et I.



Projection des biotites de l'ensemble des granitoïdes biotitiques (ou faciès principaux) du Maroc central hercynien dans le diagramme Al₂O₃ vs. Mg de NACHIT et al. (1985). 1. Mouday Bou Azza ; 2. Jbel Aouam ; 3. Ment ; 4. Zaer ; 5. Oulmès.



Courbe de normalisation des TR par rapport aux chondrites pour le faciès granitique à biotite de Djebel Aouam (Tighza). (Jebrak, 1984).

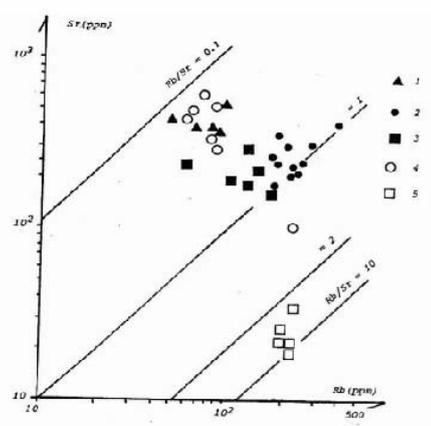


Fig. 1-60 : Granitoïdes de Djebel Aouam dans le diagramme logSr vs. logRb. 1. Microdiorite quartzique, 2. Stocks granodioritiques, 3. Microgranite à biotite, 4. Microgranodiorite, 5. Leucogranite

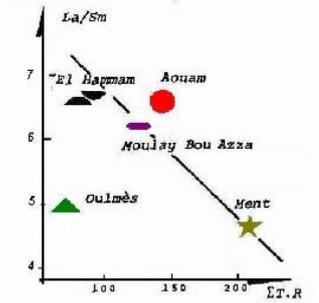


Diagramme La/Sm vs. Somme TR pour les faciès principaux des granitoïdes hercyniens du Maroc central.

Figure II-12 : Les granites hercyniens de la Meseta marocaine (in Boushaba, 1996)

II.2.4.3 - Métamorphisme de contact

Dans la région de Tighza, on distingue des roches métamorphiques relevant du métamorphisme régional, correspondant à des phyllades et des quartzophyllades et des roches issues du métamorphisme de contact.

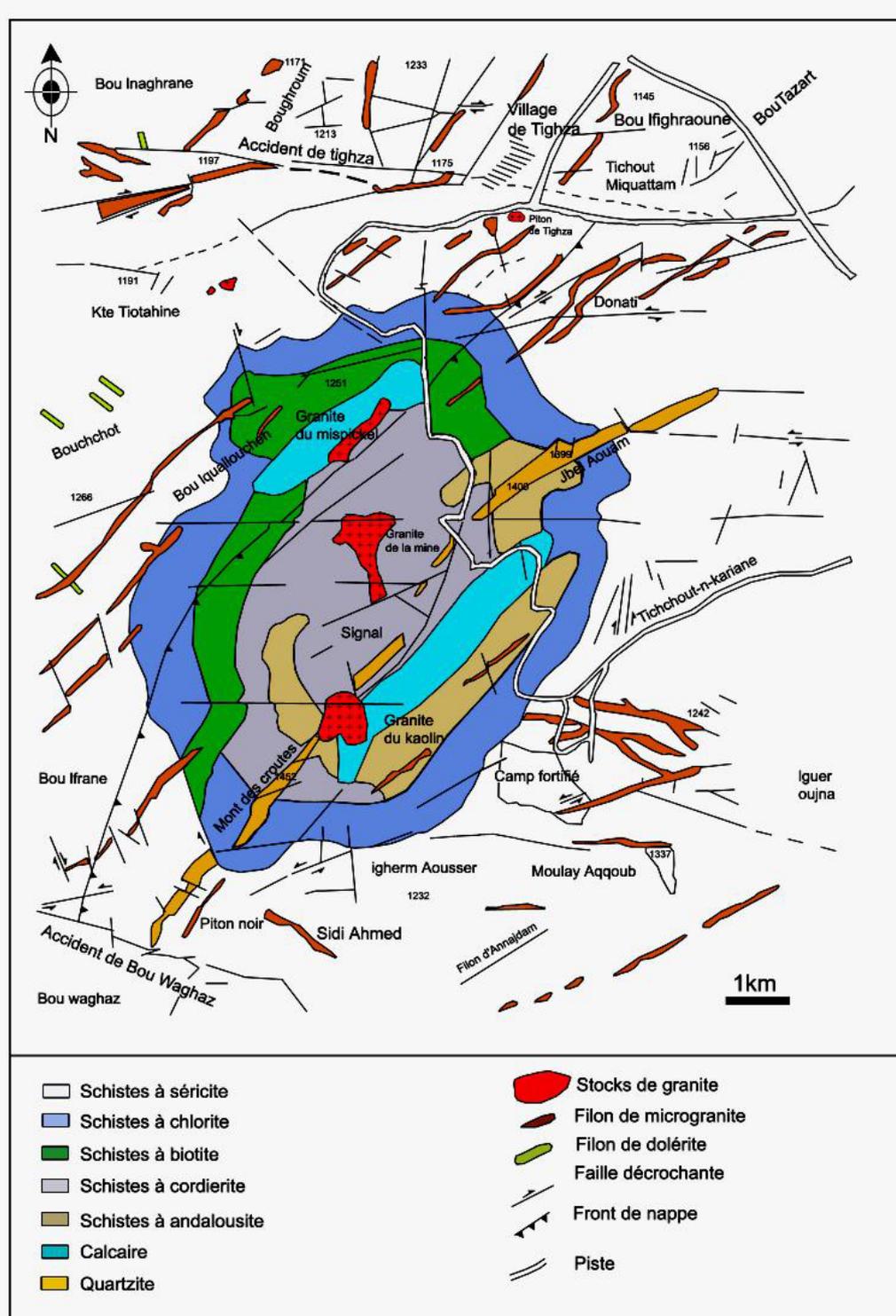


Figure II-13 : Zonéographie de l'auréole du métamorphisme de contact dans le district de Tighza (d'après Cheilletz, 1984, modifié)

L'auréole de métamorphisme centrée sur les stocks (Fig. II-13) occupe une surface d'environ 3 km sur 2 km, est développée dans les conditions intermédiaires des faciès cornéennes à hornblende et cornéennes à albite-épidote (Turner, 1981 ; Cheillett, 1984). Elle est en fait constituée par la superposition de deux phénomènes distincts : un métamorphisme de contact essentiellement thermique et topochimique et un métamorphisme résultant de circulations hydrothermales avec métasomatose. Les roches qui ont subi le métamorphisme thermique sont caractérisées par l'apparition de biotite ($Fe/Mg = 0,5$; $Si_{IV} = 5,3$) muscovite, feldspath potassique, plagioclase, andalousite, ilménite, hématite dans une texture granoblastique.

Localement ces faciès de métamorphisme de contact ont subi des rétro-morphoses sous l'action de circulations de fluides hydrothermaux qui se traduit par l'apparition d'une deuxième paragenèse à biotite en agrégat ($Fe/Mg = 0,4$; $Si_{IV} = 5,6$) développée par l'intermédiaire d'un réseau de veinules et microveinules de type stockwerk à quartz, biotite, muscovite, chlorite, sulfures (pyrite et chalcopyrite), feldspath K, apatite, calcite et scheelite (Cheillett, 1984). Ces rétro-morphoses se traduisent aussi par l'apparition de paragenèses nouvelles dans les séries sédimentaires schisto-gréseuses encaissantes. (sauf les calcaires du Dévonien qui se situent hors de l'auréole du métamorphisme thermique). La cordiérite des schistes tachetés et des cornéennes est alors transformée en chlorite et séricite dans les pélites et les bandes de calco-silicates du complexe silurien (pélites, schistes et calcaires) ; par contre les calcaires du Viséen supérieur sont transformés en pyroxénites, grenatites, amphibolites et en cipolins à l'approche des granites du mispickel et du kaolin (voir chapitre IV : Les minéralisations aurifères connexes).

II.2.4.4 - Données géochronologiques

Plusieurs datations par la méthode K/Ar avaient déjà été réalisées sur le secteur, à la fois sur les granites et les minéralisations, notamment dans le cadre des études menées par Cheillett (1984) sur les minéralisations à tungstène.

Concernant les roches du secteur, les biotites des granites de la mine et du mispickel ont donné respectivement : $287,9 \pm 10,2$ Ma et $293,0 \pm 6,0$ Ma (Cheillett et Zimmermann, 1982), des âges affinés et complétés par Cheillett (1984) (Tableau II-3). Ces résultats établissent clairement un épisode granitique vers 286 Ma, suivi d'un épisode hypovolcanique plus tardif vers 264 Ma. Cet épisode magmatique autunien est d'ampleur régionale puisque des âges similaires ont été obtenus sur le granite du Zaër (roche totale à 284 ± 15 Ma, Choubert et al., 1965 ; 298 ± 3 Ma et 288 ± 10 Ma respectivement sur roche totale et muscovite par Giuliani et Sonnet, 1982) et sur celui de Oulmès (290 ± 7 Ma par Choubert et al., 1965).

Echantillon	Analyse	Age conventionnel
Granite de la mine (surface)	Roche totale	291,1 ± 15,2 Ma
Granite de la mine	Biotite	287,9 ± 5,1 Ma
Granite du mispickel (surface)	Roche totale	274,9 ± 20,1 Ma
Granite du mispickel	Roche totale	293,0 ± 3,0 Ma
Microgranite (niveau 857)	Roche totale	262,4 ± 3,6 Ma
Microtonalite (recoupe 1062)	Roche totale	266,3 ± 4,6 Ma
Filon à tungstène (recoupe 1062)	Biotite	288,4 ± 3,1 Ma
Filon W1 (haldes 1165)	Biotite	285,0 ± 3,8 Ma
Lentille stratoïde à tungstène (recoupe 1062)	Biotite	285,3 ± 3,0 Ma
Lentille stratoïde à tungstène (niveau 707)	Biotite	284,1 ± 4,2 Ma

Tableau II-3 : Datations réalisées par Cheilletz (1984) sur les granites et les minéralisations de Tighza

Des datations plus récentes (Ar/Ar) ont été réalisées par Watanabe (2000). Les « igneous biotite » du granite du kaolin ont fourni un âge de $280,6 \pm 5,5$ Ma, mais leur nature exacte (magmatique ou hydrothermale) pas plus que leur site précis d'échantillonnage n'est clair.

Une datation Ar/Ar réalisée par G. Ruffet (université de Rennes) dans le cadre de cette étude sur une biotite du granite de la mine a donné un âge de $286,0 \pm 0,4$ Ma, confirmant et précisant les données antérieures. Cet âge sera discuté à la lumière des autres datations réalisées sur les minéralisations (cf chapitre VII).

II.3 - Les minéralisations

Le district de Tighza (ou de Jebel Aouam) est surtout célèbre pour ses grands filons à Pb-Ag toujours en exploitation à l'heure actuelle et qui constituent en 2005 le premier producteur de plomb et le second producteur d'argent du Maroc après Imiter avec des

tonnages de 20 000 t Pb et 35 t Ag (Wadjinny, 1998). Mais c'est en fait un district polymétallique en plein renouveau minier comprenant en plus de ces minéralisations Pb-Ag de moyenne température des minéralisations de haute température à tungstène, molybdène, arsénopyrite, or, et des minéralisations de basse température à antimoine et barytine. Les études métallogéniques réalisées antérieurement sur le district concernent surtout les minéralisations plombo-argentifères et tungstifères.

Les minéralisations tungstifères (skarns à scheelite et filons quartzeux à wolframite-scheelite) sont des cibles minéralisées connues depuis plusieurs décennies et notamment étudiées par Cheilletz (1984).

La minéralisation aurifère a été mentionnée par Agard et al. en 1958, mais elle n'a éveillé d'intérêt que dernièrement. Les travaux de prospection conduits par la CMT ont amené à la découverte de cibles minières aurifères de premier ordre qui forment le pivot central de ce mémoire.

Les minéralisations d'antimoine, mises en évidence en périphérie du district W-Pb-Zn-Ag de l'Aouam appartiendraient selon Agard (1958) à un ensemble métallogénique distinct plus tardif.

II.3.1 - Minéralisations à antimoine et barytine

Les gîtes d'antimoine sont indépendants spatialement des gîtes plombo-zincifères et des gîtes aurifères, ils appartiennent à la province métallogénique à stibine du Maroc central (Agard, 1958). Il s'agit toujours de minéralisation filonienne mise en place soit dans les fractures des microgranites (Tighza), soit dans des failles n'affectant que des formations sédimentaires paléozoïques (gîtes à l'Est de l'Aouam). Leur paragenèse est à stibine non aurifère, quartz, pyrite, chalcopryrite (très rare), barytine (en rosettes), et parfois à malachite et azurite. Elles n'ont pas été étudiées dans le cadre de ce travail.

II.3.2 - Minéralisations plombo-argentifères

Cette minéralisation est représentée par de grands filons de type décrochement, simples ou composés, encaissés dans des schistes et quartzites du Siluro-Ordovicien, des calcaires et schistes gréseux du Dévonien, recoupant localement les corps granitiques (filon du Signal) et les filons aurifères (sondages).

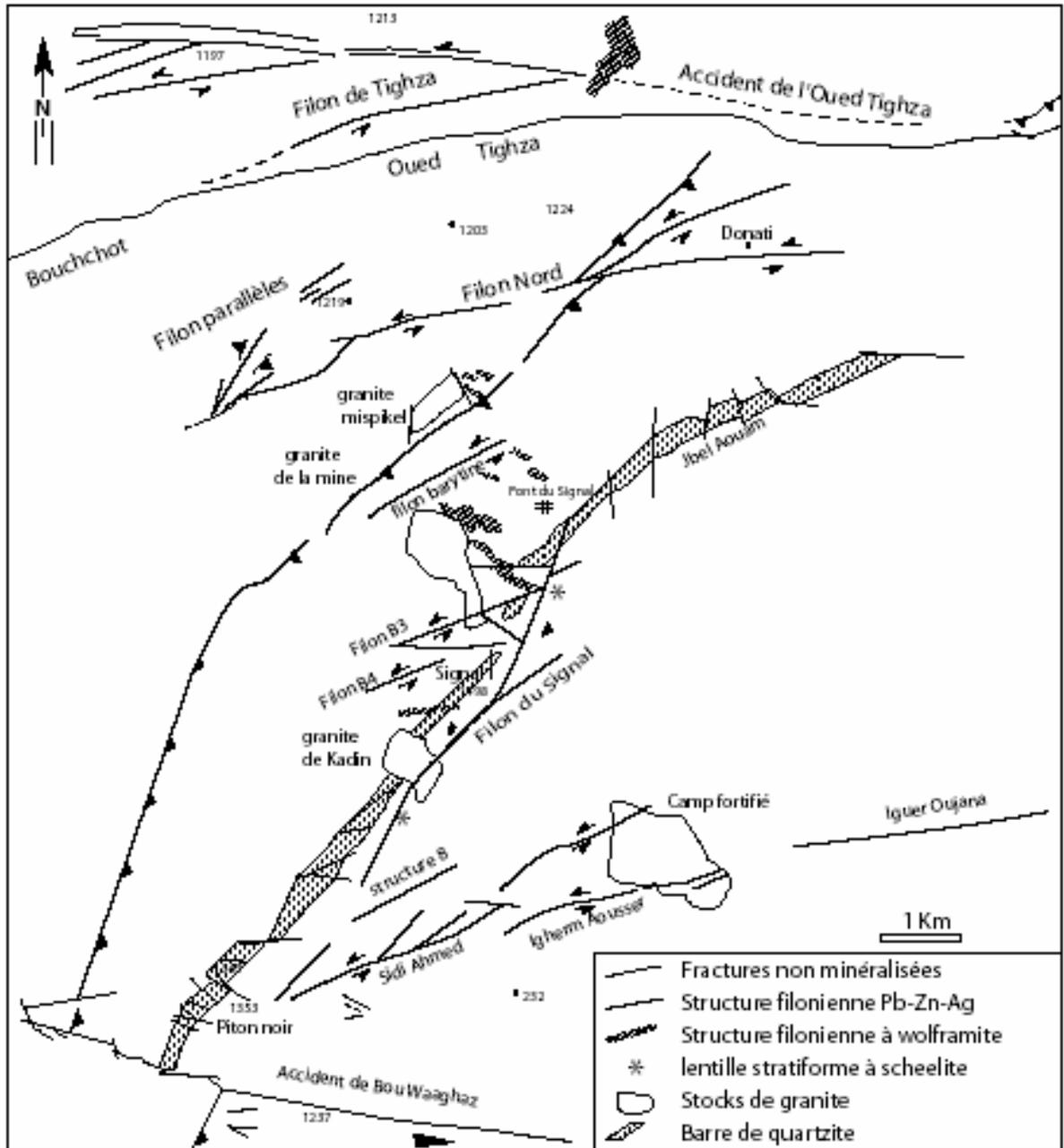


Figure II-14 : Carte de répartition des structures filoniennes plombo-zincifères et tungstifères du district de Tighza (d'après Cheilletz, 1984)

L'essaim filonien de Tighza (Jebel Aouam) est composé de huit grandes structures plombo-zincifères totalisant une trentaine de kilomètres d'extension dont le tiers a été exploré ou exploité en partie par les anciens. Le dispositif d'ensemble est celui d'un couloir de cisaillement ENE-WSW, limité par un système nord (filons nord et filons parallèles) et sud système de Sidi Ahmed - Ighrem Aousser et Iguer Oujana, orienté ENE-WSW, entre lesquels

se forme un réseau de fractures en extension NE-SW à E-W profondément enraciné (système du Signal, orienté NE-SW) (Fig. II-14).

L'analyse des paragenèses des caisses filoniennes a permis de conclure que leur organisation s'est faite selon une succession de régimes compressifs et distensifs, en relation avec les différentes venues hydrothermales (Jébrak, 1984 ; Wadjinny, 1998).

Actuellement seul le filon du Signal et le système sud de Sidi Ahmed-Ighrem Ousser et Iguer Oujana sont exploités (Fig. II-14).

Le filon du Signal recoupe le granite du kaolin et aussi les veinules à tungstène qui se situent dans ou autour du granite. Il est orienté N50° avec un pendage de 65° NW, une extension de 2200 m et une puissance moyenne de 1,50 m.

Le filon d'Igherm Ousser est un tronçon du « filon du sud » avec une direction de N80° à N100°, un pendage de 65° vers le nord, et une puissance de 2,20 m. Il se prolonge de façon assez continue vers l'ouest par le filon de Sidi Ahmed.

Le filon du Signal présente deux paragenèses plombo-argentifères successives :

- Une paragenèse précoce à sidérite comme gangue principale avec quartz hyalin, galène argentifère, sphalérite et pyrite, qui forme soit le ciment d'une brèche tectonique soit le remplissage de fissures.
- Une paragenèse postérieure à calcite, calcédoine, barytine et galène moins argentifère, avec un peu de sphalérite et de pyrite, constitue le remplissage rubané mis en place dans une réouverture du filon (Agard et al., 1958).

Ce filon présente une auréole d'altération de séricite et smectite (Wanatabe, 2000).

Nos études minéralogiques ont complété la minéralogie de ce filon en notant la présence dans la paragenèse précoce de chalcopryrite, arsénopyrite, marcasite, parfois de pyrrhotite, avec tétraédrite et tennantite très accessoires. Les échantillons du Signal présentent de rares minéraux d'étain (stannite et cassitérite) et du bismuth natif entouré par de la bismuthinite, ainsi que des plages de nickéline. Notons que la sphalérite, le minéral le plus répandu après la galène, renferme de fréquentes inclusions de chalcopryrite et possède une teneur en fer (1,6 à 3,8 % pds) et cadmium (jusqu'à 0,34 % pds). Par contre l'indium et l'argent n'ont pas été détectés à la microsonde électronique.

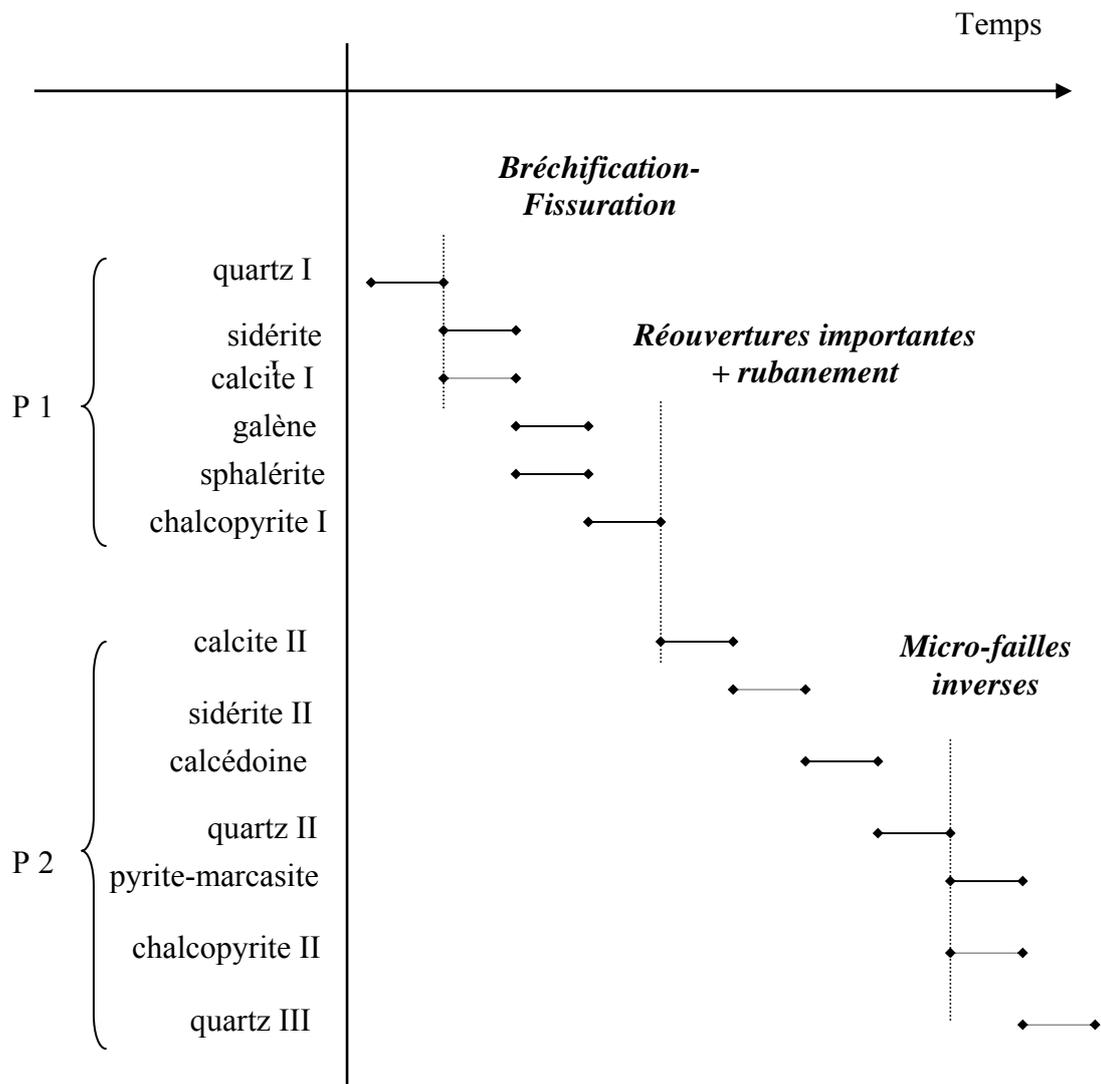


Tableau II-4 : Synthèse paragénétique des filons plombo-zincifères du district de Tighza

Les filons de Sidi Ahmed présentent de la même manière deux paragenèses distinctes (Tableau II-4) :

- Une première paragenèse (P1) à sidérite comme minéral de gangue principal avec du quartz, un peu de calcite mais synchrone avec la sidérite, de la galène, de la sphalérite et de la chalcopryrite.
- Une deuxième paragenèse (P2) à calcite, calcédoine, quartz géodique contenant des microcristaux de calcite, de la pyrite-marcasite et de la chalcopryrite.

La transition entre les deux paragenèses est une importante réouverture de la gangue à sidérite.

Les filons Pb-Zn-Ag du Jebel Aouam, font l'objet de deux propositions contradictoires en ce qui concerne leurs relations dans le temps et l'espace avec les intrusions. Sur la base des rapports isotopiques du Sr des sidérites (0,712829 et 0,713960) Castorina et Masi (2000) proposent que ces filons soient associés au granite dans l'espace et dans le temps. Par contre pour Watanabe, Y. (2000), Cheilletz (1984), les filons Pb-Zn sont postérieurs au granite et n'ont aucune relation génétique avec l'intrusion granitique.

L'hypothèse de Castorina et Massi (2000) est cependant fragile. Etant donné la faible teneur en Rb des sidérites, les rapports isotopiques du Sr sont peu affectés par l'âge et reflètent plutôt les rapports isotopiques des « parental fluids » des carbonates, qui n'ont une origine ni magmatique ni marine mais proviennent plutôt des circulations des eaux météoriques dans les métasédiments du Paléozoïque inférieur. Autrement dit le Sr de la sidérite et les minéralisations de Pb-Zn peuvent provenir de lessivage des schistes.

II.3.3 - Minéralisation à tungstène

Le Maroc central comporte plusieurs districts minéralisés en Sn et W. Ils sont associés à des massifs granitiques connus à l'affleurement (Oulmès, Zaër, Ment, Moulay Bouazza Aouam) ou « enfoui » (El Hammam) (Fig. II-11). L'expression de la minéralisation stannowolframifère ne se fait pas de manière uniforme à l'échelle de cette grande unité. Certaines occurrences sont plus importantes que d'autres et ont fait l'objet d'exploitations minières (mine d'El Karit, Oulmès).

Dans le district de Tighza, Cheilletz (1984) a distingué deux types de minéralisation de tungstène, localisées dans la zone d'affleurement des granites et dans leur auréole métamorphique :

- 1 Une **minéralisation stratiforme** de type skarn. Les skarns stratiformes à scheelite-biotite n'affleurent pas ; ils ont été mis en évidence lors des travaux d'exploitation du filon Pb-Zn-Ag du Signal. On ne connaît pas précisément la relation entre les lentilles minéralisées et le granite, mais les filons à quartz wolframite et scheelite les recoupent nettement (Cheilletz, 1984). La formation de ces skarns est due à une infiltration des roches schisto-gréseuses d'âge Silurien-Dévonien par des solutions hydrothermales apportant la minéralisation de tungstène et à une diffusion lors d'un transfert métasomatique local.
- 2 Une **minéralisation filonienne** mise en place après la minéralisation de type skarn (Cheilletz, 1984) composée de deux stades paragénétiques dénommés S1 et S2.

S1 est caractérisé par trois associations minérales qui sont par ordre d'apparition :

- Quartz 1 hyalin se situant aux épontes des veines, associé à wolframite-scheelite-apatite-feldspath alcalin et biotite.
- Quartz 2 laiteux constituant l'essentiel du remplissage des veines, accompagné de scheelite-molybdénite-muscovite-chlorite et calcite.
- Quartz 3 géodique occupant parfois le cœur des veines.

S2 est plus riche en sulfures et constitué par l'association scheelite-quartz-muscovite-chlorite-calcite-arsénopyrite-pyrrhotite-pyrite et chalcopyrite.

Les biotites du filon tungstifère W1 ont donné des âges de $288,4 \pm 3,1$ Ma et $285 \pm 3,8$ Ma ; les biotites des lentilles stratoïdes à tungstène : $285,3 \pm 3$ Ma et $284,1 \pm 4,2$ Ma (Cheilletz et Zimmerman, 1982).

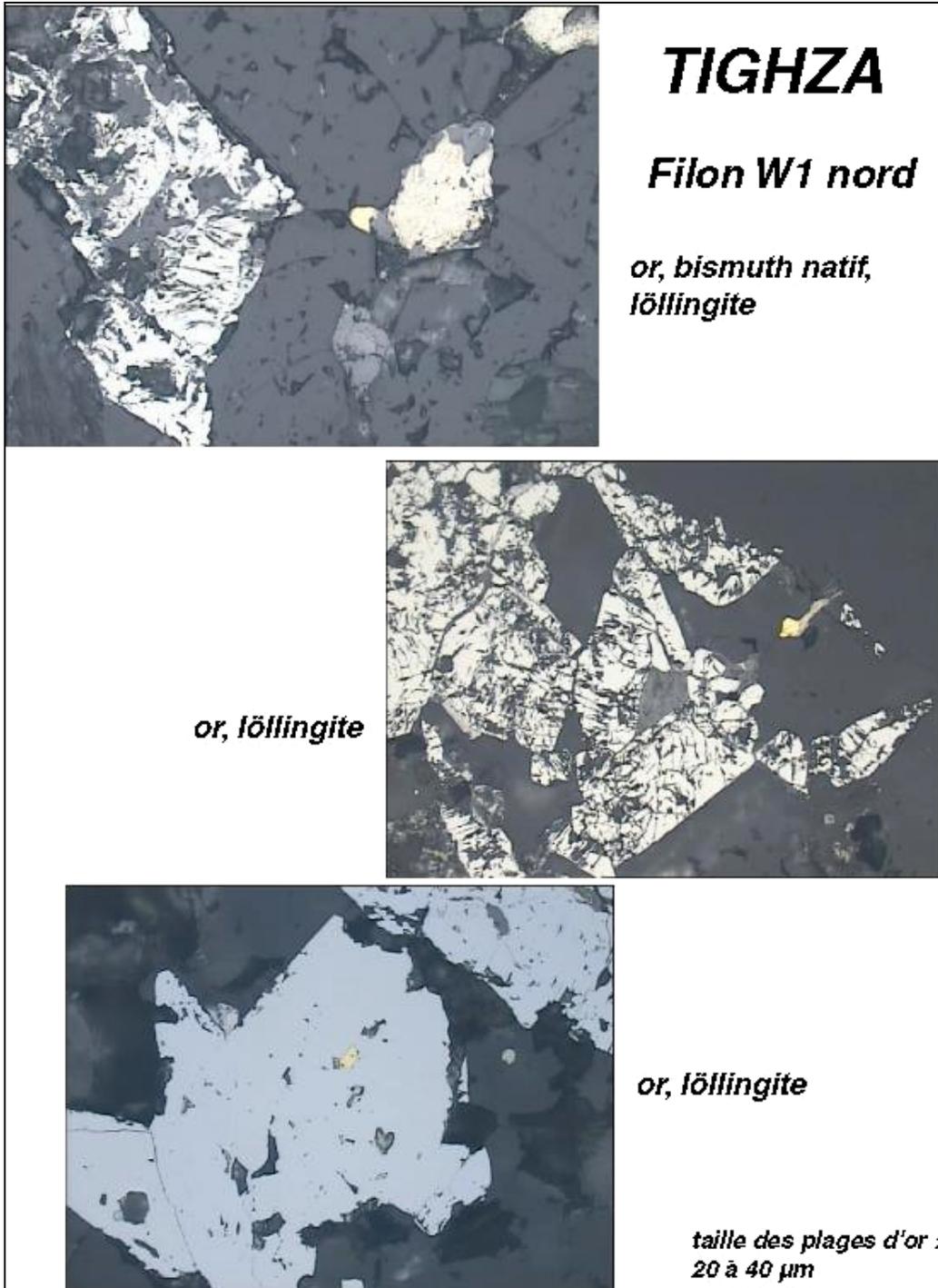
Les conditions thermo-barométriques du dépôt de la minéralisation à tungstène ont été fixées par Cheilletz (1984) à 580 °C et 1.8 kbar pour les minéralisations précoces de type skarn et $400-450$ °C, et à 1 kbar pour les minéralisations filoniennes.

II.3.4 - Autres minéralisations à Au, W, Mo

Outre les minéralisations tungstifères déjà connues antérieurement (Cheilletz, 1984 ; Cheilletz et Isnard, 1985) de nouvelles minéralisations polymorphes spatialement liées au magmatisme sont en cours de reconnaissance (W, Au, Mo, ...). Cette catégorie comprend les skarns et stockwerks riches en tungstène, des lentilles à sulfures massifs, ainsi que des disséminations à pyrrhotite-arsénopyrite dominantes, toutes à teneurs anormales en or, ainsi que des filons quartzeux à or et tungstène (W1...).

Cette minéralisation aurifère représente le pivot de cette étude ; elle pourrait éventuellement changer le profil de la mine de Tighza dans les prochaines années.

Chapitre III - Les minéralisations aurifères filoniennes



L'or dans le district de Tighza n'est pas une découverte récente. Les filons à tungstène étudiés précédemment, notamment le W1, avait déjà été remarqués pour leurs teneurs en or (documents inédits CMT). Cependant, la campagne menée depuis 2000 sur la thématique or a permis de découvrir bien d'autres structures, définissant un véritable district aurifère dont l'étude est l'objet principal de ce travail.

A la suite de ces travaux, nous avons identifié différentes structures porteuses :

- structures filoniennes :
 - filon W1, et surtout W1 nord, WO3, W4 et W5,
 - structure au Nord de W1,
 - structure à l'est du granite du mispickel,
 - structure au SW du granite du mispickel,
 - structure NW-SE au toit du Signal (filon à arsénopyrite NW du Signal),
 - structure W2 et structure de Tighza,
- skarns à pyrrhotite et arsénopyrite, principalement ceux au contact du granite du mispickel mais aussi aux environs du granite du kaolin,
- disséminations à pyrrhotite-arsénopyrite dans les terrains viséens, découvertes dans des sondages recoupant des structures du nord (filons nord) et au sud du secteur près du granite du kaolin

Ces deux dernières structures ont donné des teneurs fréquemment supérieures à 5 g/t et seront étudiées dans le chapitre suivant.

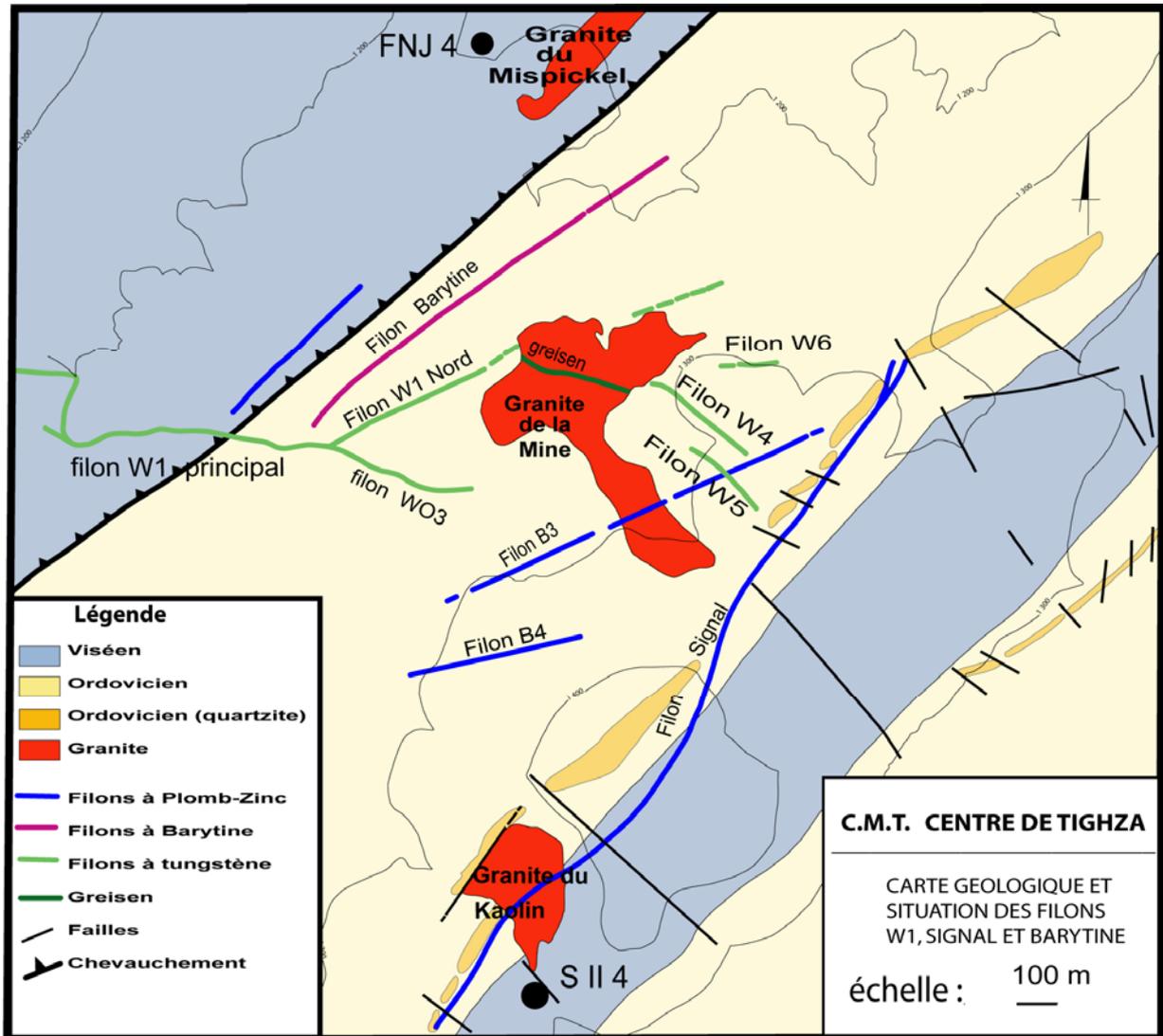


Figure III-1 : Situation des principaux filons et des sondages dans le district de Tighza (d'après documents CMT)

III.1 - Les filons « W »

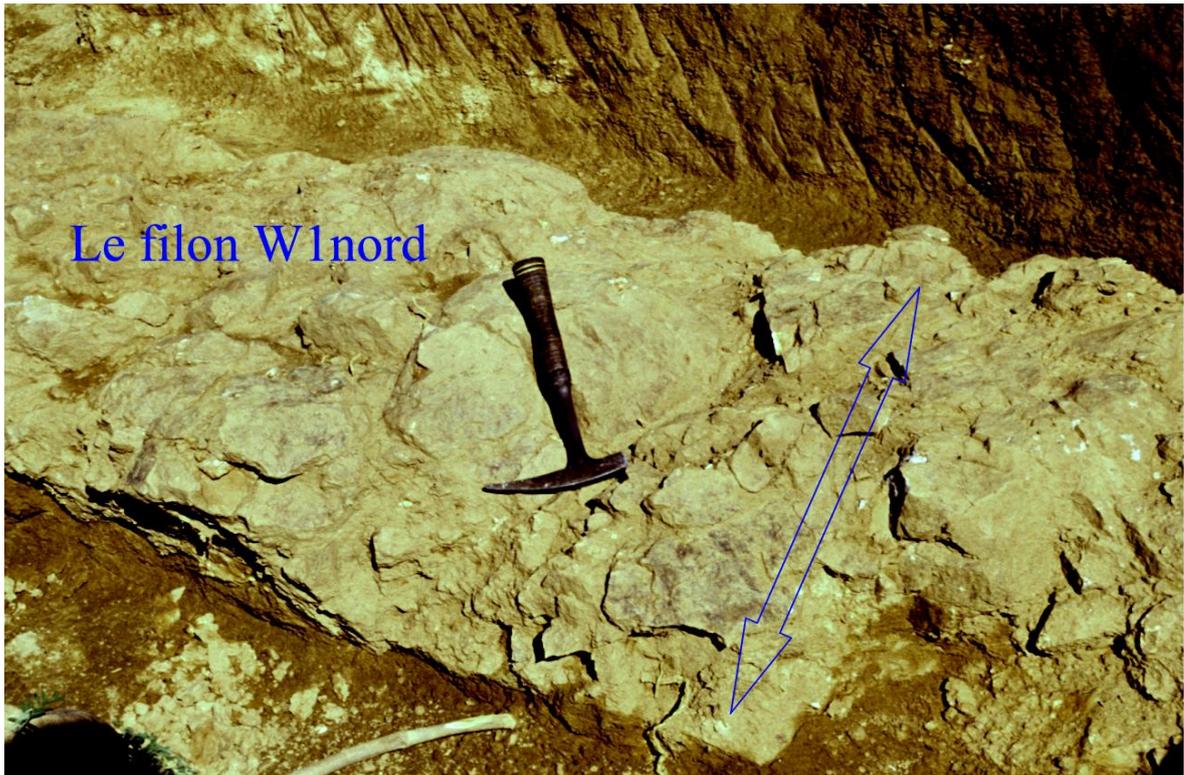


Figure III-2 : Filon W1 nord

III.1.1 - Les structures minéralisées

Les filons « W » s'organisent en un réseau assez régulier, parfois anastomosé, aux abords du granite de la mine (Fig. III-1 et III-4) adoptant une disposition périgranitique assez nette. Ces filons « W » regroupent plusieurs entités filoniennes de surface et sub-surface, mises à jour par la campagne de prospection démarrée sur le filon W1, bien visible à l'affleurement : W1 nord (Fig. III-2), WO3, W4, W5. On peut également adjoindre les filons du mispickel, affleurant pour l'un sur la route 200 m au nord du puits du signal, et pour l'autre au-dessus de la galerie creusée dans le granite du mispickel, sur le bord est de l'oued barytine.

Ces filons recourent à l'emporte-pièce les terrains paléozoïques du Viséen et d'une partie de l'Ordovicien et le front de chevauchement situé à l'ouest de la mine. Dans sa partie la plus occidentale, le filon W1 recoupe nettement un filon rhyolitique qu'il décale en sénestre d'environ 5 m. Le filon W1 nord est lui-même recoupé par un filon sombre de microthrondjémite de 1 m qui ne le décale cependant pas. Il est affecté d'une tectonique cassante matérialisée par une série de décrochements dextres et sénestres et de diaclases à rejeux très minimes.

Tous ces filons sont majoritairement à strictement quartzeux. Plusieurs (W1, W1 nord, WO3) présentent de la muscovite enchâssée dans le quartz, d'autres (W4 et W5) de la phlogopite-biotite. Le quartz blanc grisâtre, hyalin devient saccharoïde par broyage tectonique. Les structures internes traduisent une mise en place dans un contexte actif (Fig. III-3).

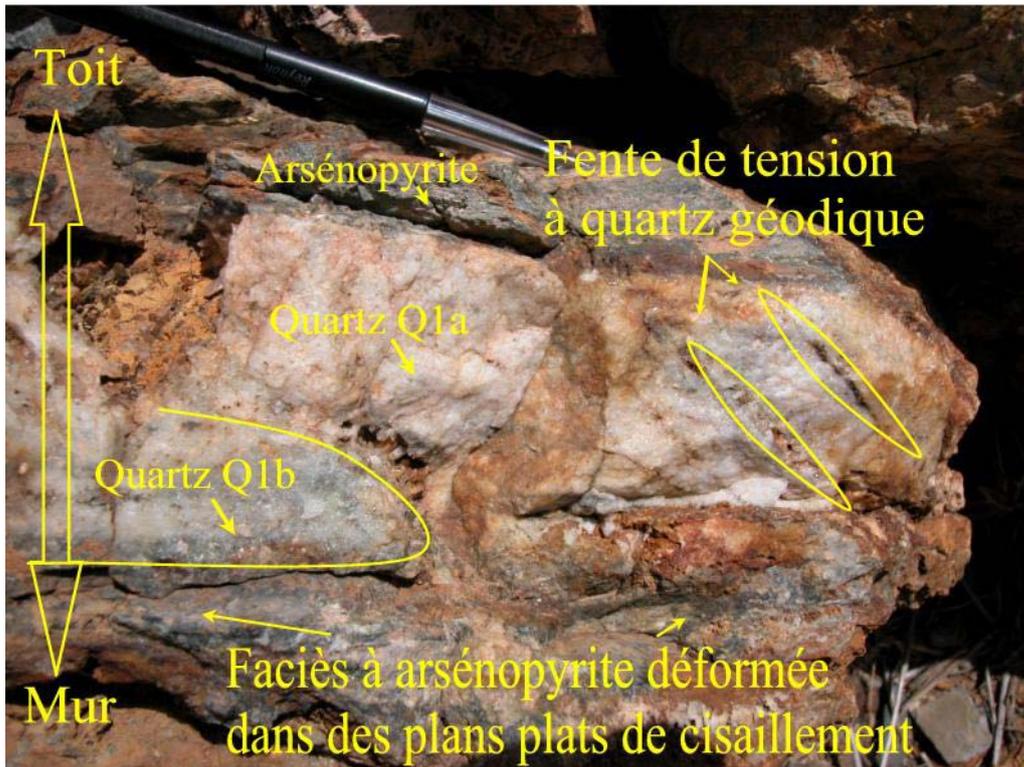


Figure III-3 : Différentes structures du filon W1

La branche principale est constituée par le filon W1 à l'ouest, poursuivi en continuité par le filon W1 nord, qui se suit sur près de 1200 m jusqu'au contact du granite de la mine, où

il s'interrompt. A l'intérieur du granite, cette branche principale est relayée par un couloir hydrothermalisé N110 à N130°E fortement greisenisé (Fig. III-4), constitué de veines de quartz + muscovite (greisen) et de nodules de quartz et sulfures présentant des plans de cisaillement avec une direction N110 à N120° étalant des stries de direction N65° et plongeant de 50°NW. Cet ensemble se poursuit dans les cornéennes ordoviciennes avec la même direction mais avec une largeur plus fine et présentant une foliation de direction N35 plongeant 80°NW. Ces veines ont été réouvertes et remplies d'oxyde de fer (Fig. III-3). Cette structure filonienne se poursuit au sud-est du granite de la mine par les structures W4 et W5.

Le filon W1 nord pourrait également se poursuivre par une autre digitation au nord du granite de la mine, sous forme de lentilles discontinues.

C'est un corps filonien majeur et continu, à épontes nettes peu hydrothermalisées, puissant en moyenne de 1,50 m (Fig III-4). Il est globalement orienté N90°E avec un pendage de 50°N à 55°N, affecté d'une tectonique cassante matérialisée par une série de décrochements sénestres et dextres de diaclases (familles N40° à N45°E, N135 à 145°E, NS à N10°E). La direction des décrochements varie du NS au N120°E avec des rejets variables, mais subit dans sa partie occidentale une virgation très nette vers le nord avant de reprendre son orientation vers l'ouest. Les mesures structurales permettent d'interpréter cette virgation (terminaison « en queue de cheval ») comme un relais transpressif sénestre.

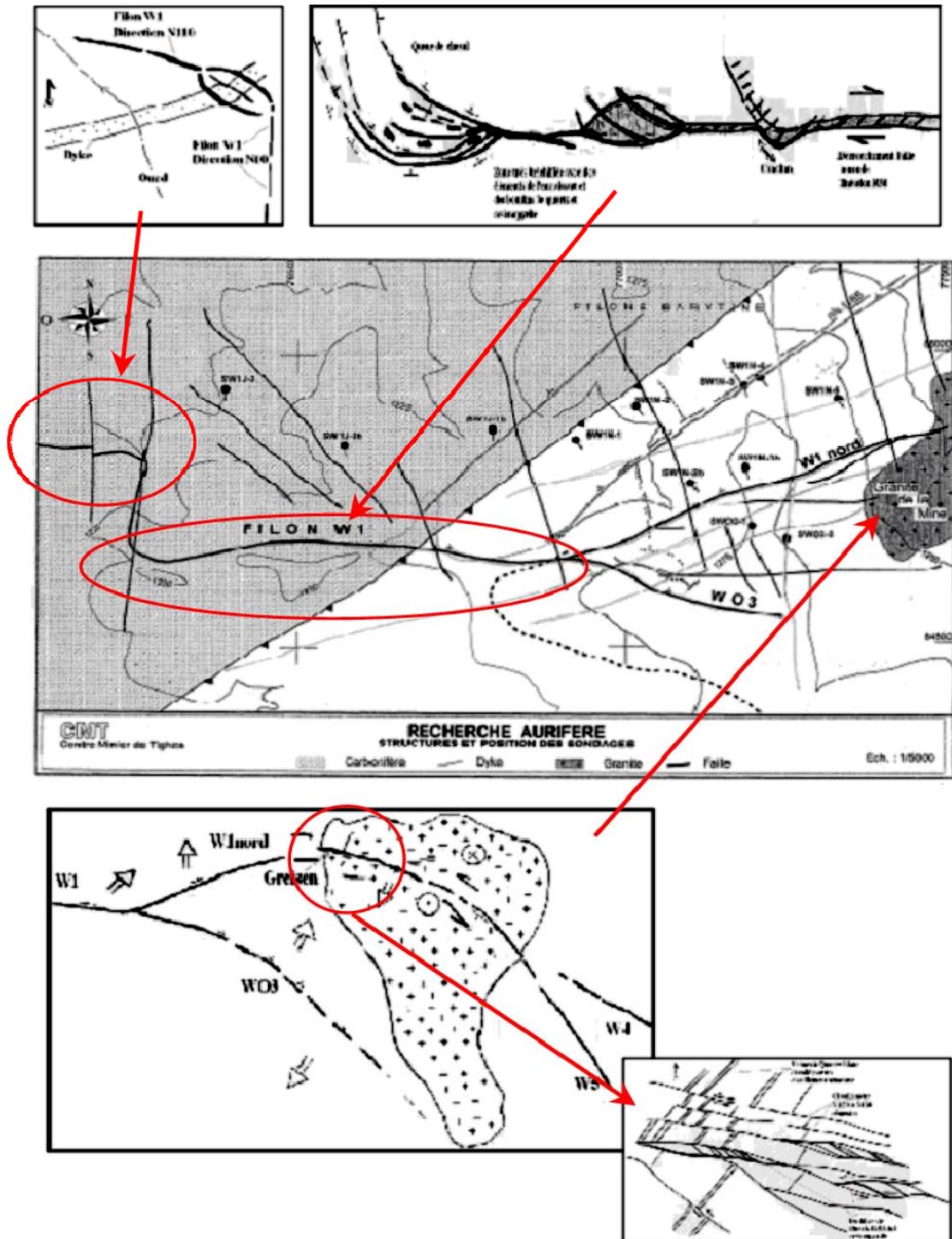


Figure III-4 : Cartographie des filons W, montrant notamment l'extension et les différentes composantes du filon W1, ainsi que les détails de certaines zones importantes

Le filon W1 nord possède une puissance de 1 à 2 m et des épontes nettes, un débitage horizontal. Il se prolonge dans le granite de la mine par une structure très pentée vers le nord de direction N90 à N110°, greisenisée, armée de quartz en relief avec des stries de plongement N30°. On retrouve le W1 nord à l'est du granite avec une direction N80 à N90 sous forme de lentilles avec des dimensions variables, à jeu senestre et un pendage faible (40°) vers le nord.

Le filon W1 nord a été intercepté par plusieurs sondages, ce qui permet de lui attribuer un pendage nord, variant de 65 à 85°. Un travers-banc est en cours de creusement afin de le recouper vers la cote 1150 m.

Les filons exprimés au sud-est du granite de la mine sont d'extension plus limitée en surface. Outre le filon W4 qui semble prolonger le faisceau principal, le filon W5 est décalé en sénestre de 6 m par le filon B3 (famille des filons Pb-Zn), orienté N80°E, ce qui atteste une nouvelle fois de l'antériorité de ces filons quartzeux par rapport aux filons plombo-zincifères.

III.1.2 - Structure interne des filons

Les différents quartz reconnus dans la minéralisation W - Au ont entraîné une certaine confusion, un rapport interne de la mine ayant supposé qu'il existait trois types de quartz :

- 1 quartz blanc grisâtre,
- 2 quartz à minéralisation massif à mispickel et
- 3 quartz blanc à wolframite.

Nous avons ramenés tout d'abord les quartz à deux types : hyalin et saccharoïde. Mais nous avons compris lors des études réalisées que le quartz hyalin s'était transformé en quartz saccharoïde par broyage mécanique et que ces deux quartz appartenaient au même quartz, d'où notre nouvelle nomenclature :

- Le quartz Q1 qui accompagne la phase à tungstène ; c'est ce dernier qui arme les filons. Il est massif blanc à gris, d'aspect laiteux ; il se présente soit en gros grains hyalin, on le nomme dans ce cas le quartz Q1a, soit en petits grains saccharoïdes de couleur grisâtre, alors nommé quartz Q1b (Fig. III-5).
- Le quartz Q2 est peu répandu, il accompagne les sulfures (or), il est de petite taille et automorphe ne présentant aucune déformation (Fig. III-5).

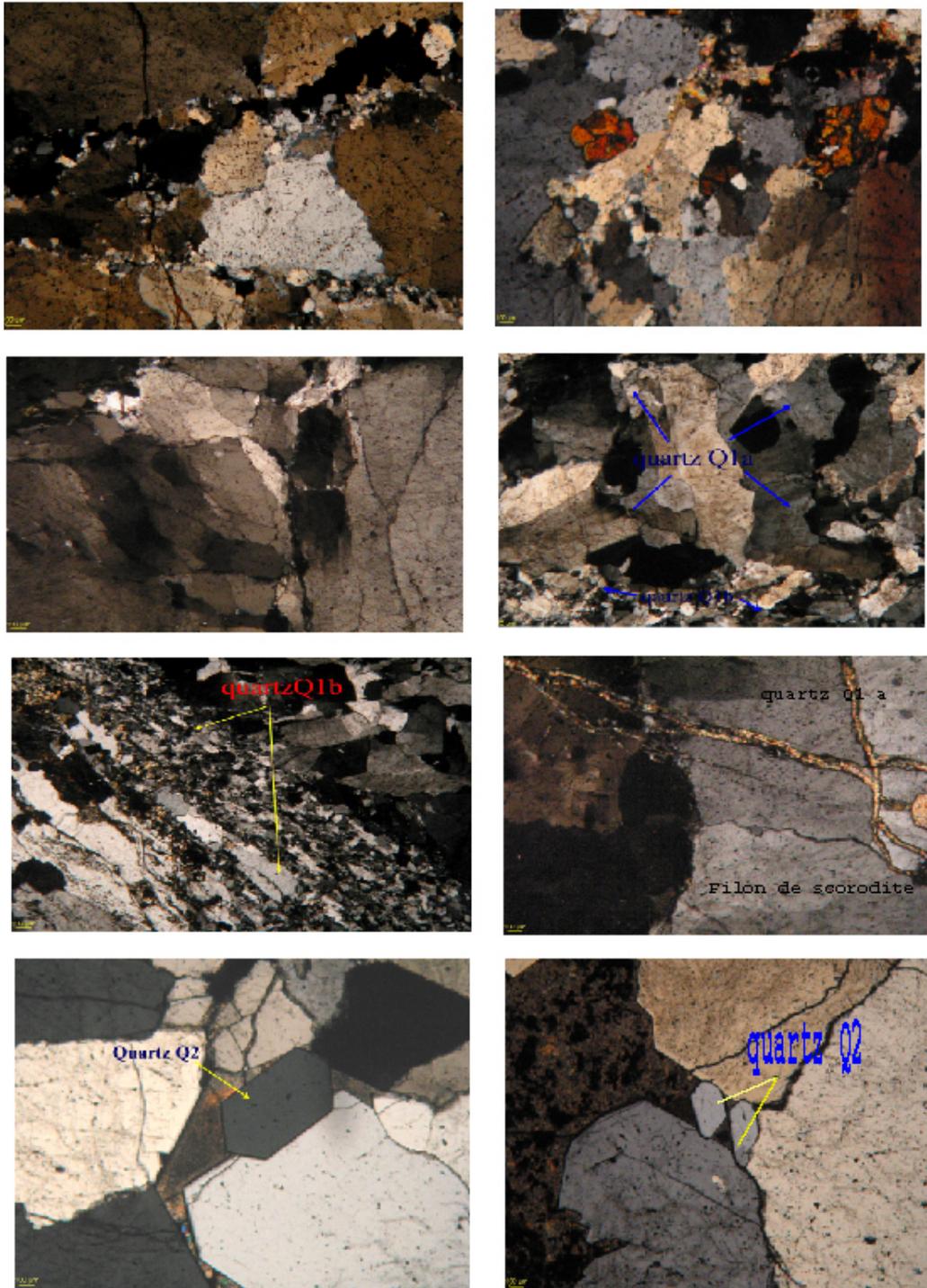


Figure III-5 : Les différents types de quartz des filons aurifères (scheelite en plages brun-orangé sur la photo en haut à droite)

❖ **Le quartz hyalin Q1a**

Les filons aurifères et tungstifères (W1, W1 nord, WO3, W4, W5...) sont tous majoritairement à exclusivement formés d'un quartz massif hyalin de type Q1a. A l'échelle microscopique, ce quartz est très riche en inclusions fluides responsable de sa couleur et de sa faible transparence. Il est nettement orienté parallèlement aux épontes dans le grand filon W1 et inclut fréquemment des lambeaux de l'encaissant.

Les macrocristaux de quartz « hyalin » Q1a sont recoupés par de multiples fractures de tailles variant de 100 µm à plusieurs cm. La plupart sont soulignées d'inclusions aquo-carboniques et on a pu mettre en évidence des plans de cisaillement conjugués transposant les fractures d'inclusions préexistantes ou des plans d'inclusions cisailées ou étirées. Ces plans rapprochés confèrent un aspect en treillis à des plages de quartz millimétriques.

Dans l'ensemble, la déformation du quartz Q1a est hétérogène. Dans certaines fentes de tension et veines non cisailées, le quartz adopte un caractère géodique avec des cristaux automorphes pluricentimétriques perpendiculaires aux épontes. La wolframite se loge souvent dans ces géodes.

Dans le stockwerk le Q1a présente une déformation franche. La recristallisation dynamique formant de nombreux domaines de sous grains. Les limites des grains sont très dentelées avec formation de néograins de petite taille. Des muscovites apparaissent localement au sein de ces petites bandes de déformation.

Dans les filons minéralisés la déformation du quartz est différente. Le Q1a est recoupé par des veines composées de petits cristaux de quartz formés par recristallisation dynamique à partir de Q1a. Dans ces microveines de quartz et entre les limites des grains Q1a se localisent des muscovites et des arsénopyrites.

❖ **Le quartz Q1b**

Le quartz Q1b possède un habitus en forme de fibres très allongées interprété comme attestant de son caractère syndéformation. On l'observe au cœur des fentes de tension où il forme des amas imbriqués entre les quartz Q1a. Il présente la particularité d'inclure fréquemment de nombreuses aiguilles de muscovites ou de leur être associé.

Au microscope, on observe le passage du quartz à texture hyaline Q1a vers le microcristallin Q1b par une recristallisation aux joints des grains de quartz. Les cracks à la limite des grains sont soulignés par des bulles qui sont parfois étirées. Les processus de diffusion à l'origine de la cristallisation sont probablement favorisés dans ces zones de frontières de grains. On peut supposer que la microfracturation observée participe à la recristallisation en quartz saccharoïde.

Le même phénomène a été observé dans le quartz du stockwerk du granite de la mine. La déformation y est franche et on observe une texture en échiquier indiquant que

le quartz subit des cataclases (des microcracks) avec apparition de structures sans orientation précise. Des fluides circulent dans ces microfractures et y déposent des sulfures (arsénopyrite ou pyrite).

La dissolution crée des géodes ou des cavités en bordure du quartz dans lesquels cristallise de la muscovite.

A l'échelle de la structure, on observe des couloirs de fracturation marqué par deux réseaux de fractures, un majeur et un mineur souligné par de l'hématite qui diffuse dans le réseau saccharoïde plus riche en sulfures. L'aspect grisâtre du quartz Q1b est d'ailleurs dû essentiellement à sa plus grande richesse en sulfures.

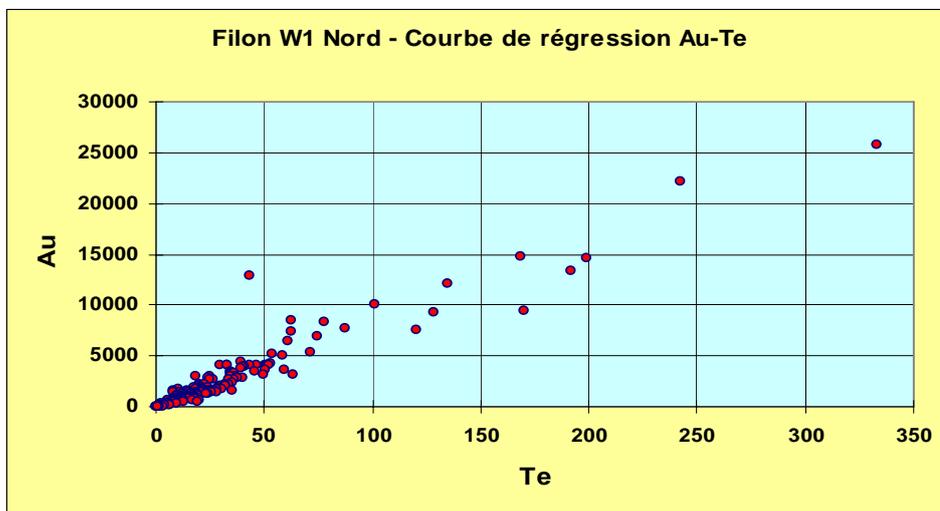
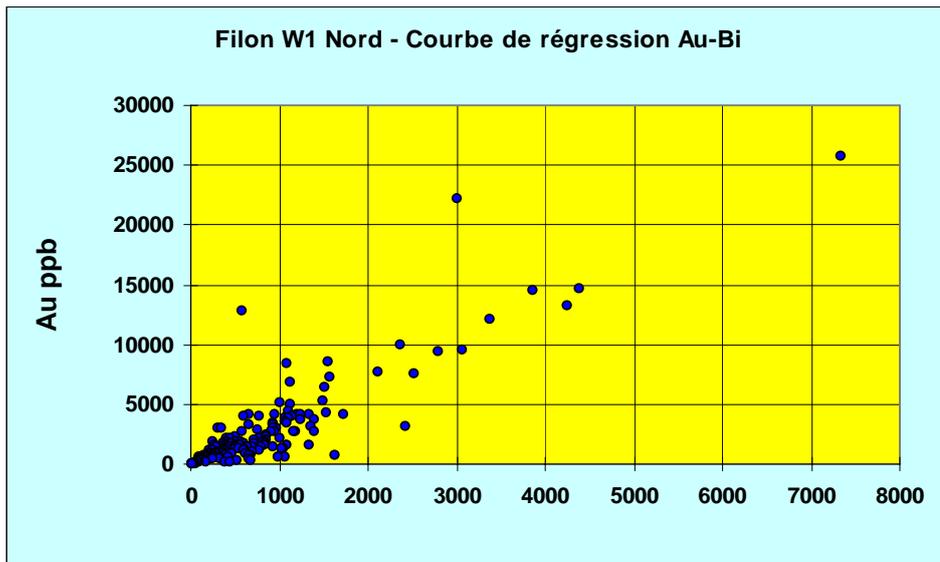
❖ **Le quartz Q2**

Le quartz Q2, très peu répandu, toujours limpide et non déformé, se présente sous la forme de cristaux automorphes remplissant les fractures et cavités dans et entre les cristaux d'arsénopyrite (Fig. III-5). Ce quartz est synchrone à la paragenèse aurifère qui se compose de phengite, bismuth natif, bismuthinite, et électrum.

III.1.3 - Géochimie

Les teneurs en or découvertes sur le filon W1 ont décidé d'une importante campagne de géochimie multiéléments systématique qui a notamment intéressé la famille des filons W et permis la mise à jour de nouvelles structures (filons WO3, W4, W5, W1 nord) échantillonnées à leur tour. Les éléments analysés, outre Au et Ag, sont Bi, Te, As, W, Pb, Zn et Cu.

Les résultats globaux montrent des fortes teneurs en As sur l'ensemble du secteur, ainsi que de fortes teneurs en or (jusqu'à 50 ppm), argent, bismuth et tellure. Les teneurs en Au se corrélaient parfaitement avec celles en Bi (coefficient de corrélation de 0,88) et en Te (coefficient de corrélation de 0,95), mais pas avec celles en arsenic (0,13 de corrélation) (Tableau III-1). La raison de cette anti-corrélation est minéralogique et sera exposée plus loin (cf § III.1.4). Les teneurs en métaux de base restent toujours faibles, au maximum de 1000 ppm.



	Au	As	Bi	W	Te
Au	1.00				
As	0.13	1.00			
Bi	0.88	0.09	1.00		
W	0.58	0.10	0.40	1.00	
Te	0.95	0.09	0.95	0.46	1.00

Tableau III-1: Corrélacion inter-éléments dans le filon W1 nord (analyses CMT)

Le filon W1 est globalement aurifère mais avec une teneur faible liée à la présence de sulfures, tandis que la teneur en argent est de l'ordre de 100g (moyenne 60 à 70 g/t). Le filon W1 nord renferme peu ou pas d'argent mais sa teneur en or est plus importante.

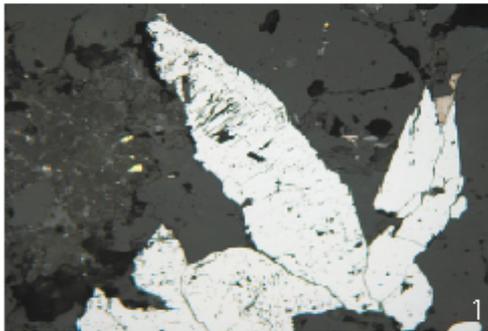
Un des résultats essentiels de l'échantillonnage géochimique systématique réalisé sur les filons est la remarquable zonalité autour du granite de la mine, avec Bi, Te et Au qui se concentrent près du granite et As qui s'en écarte davantage. Les teneurs montent en effet de façon très nette avec la proximité du granite, toutes les fortes teneurs (plus de 5 g/t) étant situées dans le W1 nord et le WO3.

Le filon W1 nord possède ainsi une teneur moyenne de 4,36 g/t d'or sur ses 500 m d'extension de surface, mais de 9,3 g/t sur les 363 m les plus proches du granite, et de 21 g/t d'or en moyenne sur les 200 m proches du granite. Il voit ses teneurs baisser de 20 à 5 g/t à plus de 200 m du granite. Le filon WO3 possède une teneur moyenne de 16 g/t. Toujours pour le filon W1 nord, la moyenne en argent est de 5,8 g/t et celle en W de 729 ppm.

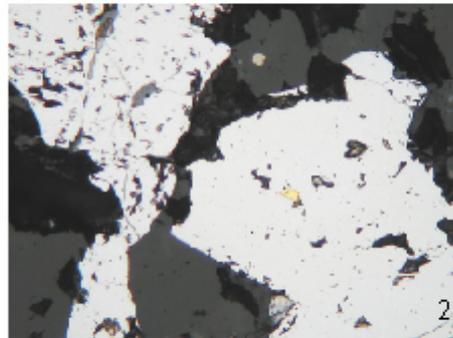
La teneur moyenne en or du filon W, plus éloigné du granite, est nettement plus basse : 348 ppb, pour une teneur en argent globalement constante (5,5 g/t).

III.1.4 - Minéralogie

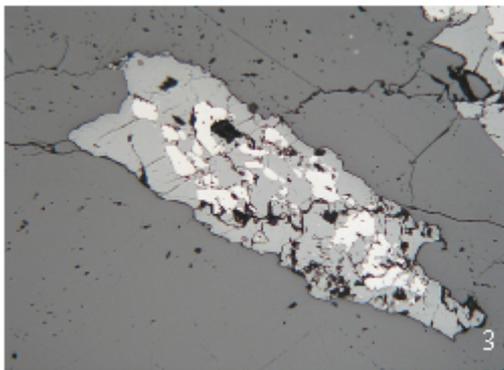
III.1.4.1 - Les filons W1 et W1 nord



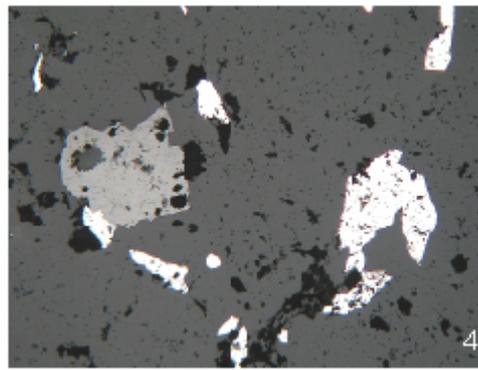
Filon W1 nord (surface) (NK 74 ph. 65)
löllingite automorphe (blanc) et or
dans quartz (noir)



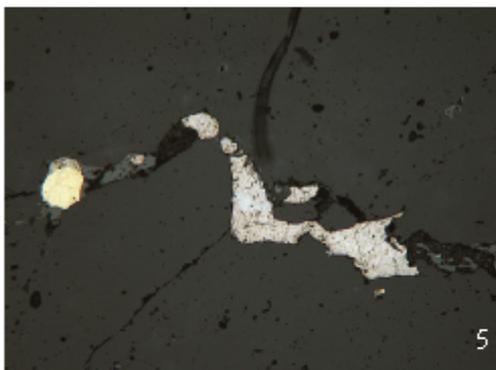
Filon W1 nord (surface) (NK 74 ph. 64)
löllingite (blanc) avec or (35 µm)
dans quartz (noir)



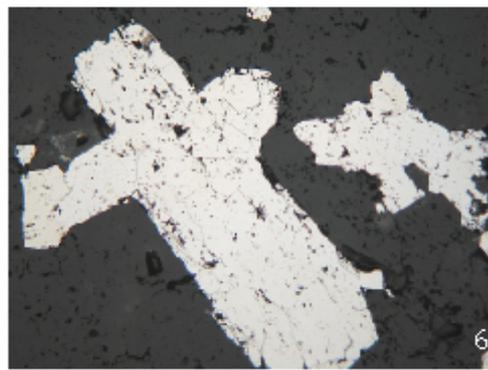
Filon W1 nord (NK 82b ph. 72)
wolframite (gris clair) dans scheelite (gris sombre)
pseudomorphosant un cristal de wolframite (2,1 mm)



Filon W1 nord (surface) (NK 74 ph. 8)
wolframite (gris, 0,8 mm) et löllingite (blanc)
dans quartz (gris sombre)



Sondage SW1N-3 bis (ph. 8)
or (80 µm) et bismuth natif dans une fissure
du quartz



Filon W1 (surface) (NK 56 ph. 63)
cristaux automorphes d'arsénopyrite
(2 mm)

Figure III-6 : Minéralogie des filons W1 et W1 nord

Le **filon W1** se caractérise à l’affleurement par d’importants plans structuraux couverts de scorodite verdâtre. Ce minéral traduit bien l’abondance de l’arsénopyrite dans ce filon W1. C’est en effet presque le seul sulfure de ce filon, disséminé dans un quartz assez saccharoïde (Fig III-6-6). L’arsénopyrite est fortement altérée, dépourvue d’inclusions à l’exception de rares plages ovoïdes de pyrrhotite (20 µm) et de bismuth natif au coeur des cristaux. Elle est associée à de rares plages de chalcopyrite indépendante, altérée en covellite et en digénite. De rares filonnets de pyrite secondaire recoupent l’ensemble.

Le **filon W1** nord présente une paragenèse plus complexe (Fig. III-6 et III-7).

La minéralisation, fine et disséminée, débute par la cristallisation de petits cristaux (1 mm à 1 cm) de wolframite, en voie de transformation en scheelite. Cette paragenèse précoce est associée à un quartz translucide, d’aspect hyalin, conservé en noyaux ou en grains dans un deuxième quartz, blanc laiteux et d’aspect saccharoïde ; celui-ci est formé au moins en partie par égrènement du quartz hyalin porte une paragenèse sulfurée.

Ce quartz plus laiteux porte une paragenèse à sulfures et arséniures, dans laquelle l’arsénopyrite a fortement régressé au profit de la löllingite (FeAs_2) qui apparaît en cristaux automorphes fréquemment agglomérés atteignant jusqu’à 5 mm.

La löllingite porte du bismuth natif, abondant, en plages parfois millimétriques, un peu de bismuthinite, et se transforme partiellement en arsénopyrite. Les arsénopyrites montrent presque systématiquement une partie centrale riche en résidus de löllingite.

Les minéraux de bismuth se disposent préférentiellement au contact löllingite-arsénopyrite dans ces assemblages.

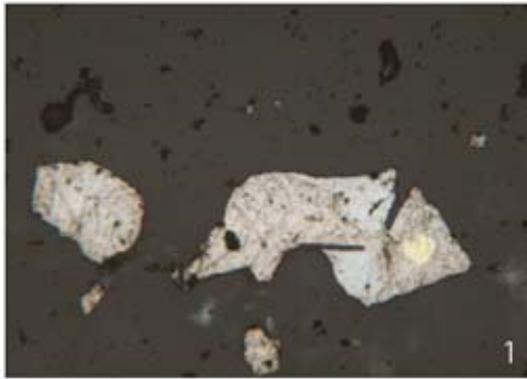
Outre le bismuth natif, les minéraux de bismuth sont aussi rarement représentés par de la joséite B ($\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$) et de la hedleyite (Bi_7Te_3), qui forment avec le bismuth natif des plages atteignant 5 mm (sondage SW1N-3bis) ces deux minéraux semblant se partager des plages avec le bismuth natif. De rares plages de chalcopyrite sont également transformées en covellite.

L’or natif apparaît en plages mesurant jusqu’à 200 µm, préférentiellement associées au bismuth, au sein de la löllingite, ou indépendant dans les fissures du quartz. Les analyses montrent qu’il s’agit d’électrum de composition constante, 84 % Au et 16 % Ag, avec des teneurs basses mais systématiques en bismuth (0,4% en moyenne).

Très accessoirement, on observe en inclusions dans la löllingite des plages (400 µm) de nickéline (NiAs) associées à des plages plus ténues d’un arséniure de fer-nickel non déterminé.

Les analyses microsonde montrent de nettes différences dans la composition des arsénopyrites des filons W1 et W1 nord (Fig. III-8). Celles du filon W1, distal par rapport au

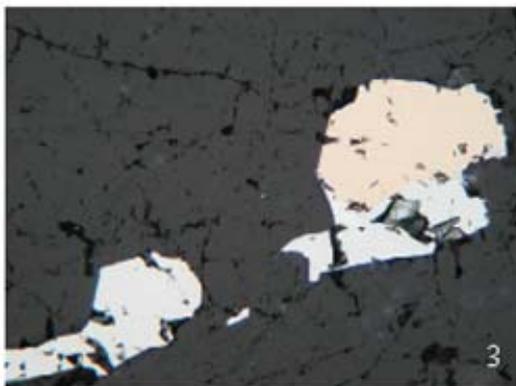
granite, affichent des teneurs en As variant de 31,53 à 34,26 % at. (moyenne 32,73 % at. As), tandis que celles du filon W1 nord possèdent des teneurs plus élevées (33,0 à 36,5 % at. avec une moyenne à 34,95 % at. As) indicatrices probables de températures plus fortes. Par ailleurs, les arsénopyrites de ce réseau filonien montrent des teneurs systématiques en cobalt, assez faibles dans le W1 (0 à 0,89 % at. Co), plus fortes dans le W1 nord (jusqu'à 1,55 % at. Co), mais qui s'atténuent en profondeur.



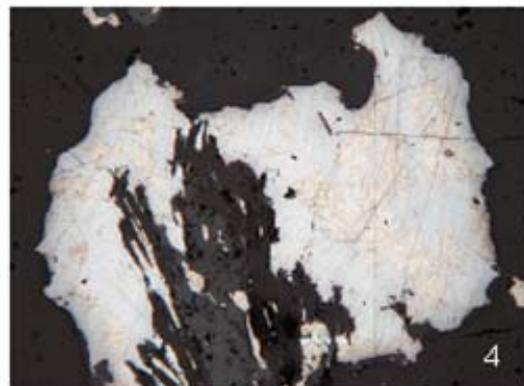
1
Sondage filon W1 nord (SW1 N ph. 11)
or (25 µm) et bismuth natif (rayé) et bismuthinite
(gris) dans quartz (noir)



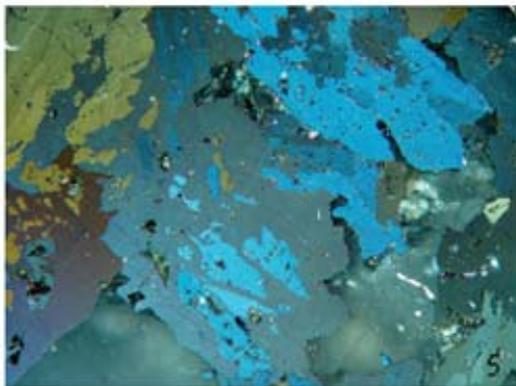
2
Sondage filon W1 nord (SW1 N ph. 10)
or (170 µm) et bismuth natif (rayé) dans quartz



3
Sondage filon W1 nord (SW1N ph. 14)
nickéline (rosé, 160 µm) et löllingite (blanc)
dans quartz (gris)



4
Sondage filon W1 nord (SW1N ph. 12)
bismuth natif (rosé) et hedleyite dans quartz
(gris sombre) (plage large de 1,6 mm)



5
Sondage filon W1 nord (SW1N ph.5)
löllingite résiduelle (bleu clair et brun-jaune)
dans arsénopyrite (gris bleuté) avec quartz
(lumière polarisée)



6
Sondage filon W1 nord (SW1N ph.4)
löllingite automorphe (jaunâtre et bleu)
dans quartz (clair) (lumière polarisée)

Figure III-7 : Minéralogie du filon W1 nord (sondages)

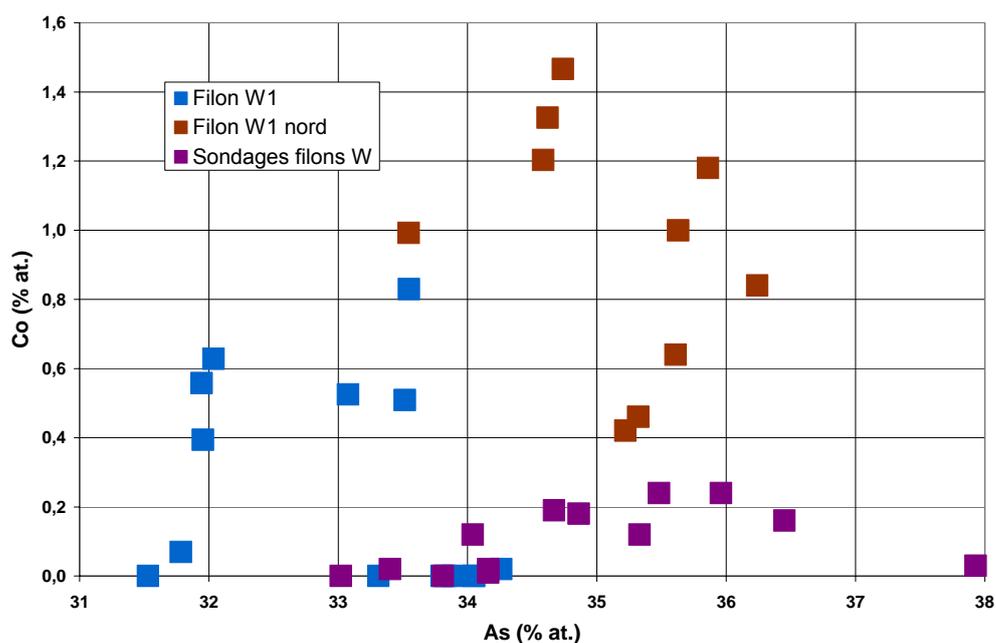


Figure III-8 : Compositions des arsénopyrites des filons W1 et W1 nord (analyses : microsonde SX 50 CAMECA BRGM/ISTO, Orléans)

La löllingite des filons W1 nord et W4 montrent de fortes teneurs en soufre (1,65 % en moyenne) et des teneurs non négligeables en cobalt-nickel dans les échantillons de surface, autour de 1% en moyenne, avec $Co \gg Ni$, le nickel n'étant présent que dans le filon W4 (Fig. III-9).

Les teneurs en cobalt s'atténuent jusqu'à disparaître en profondeur.

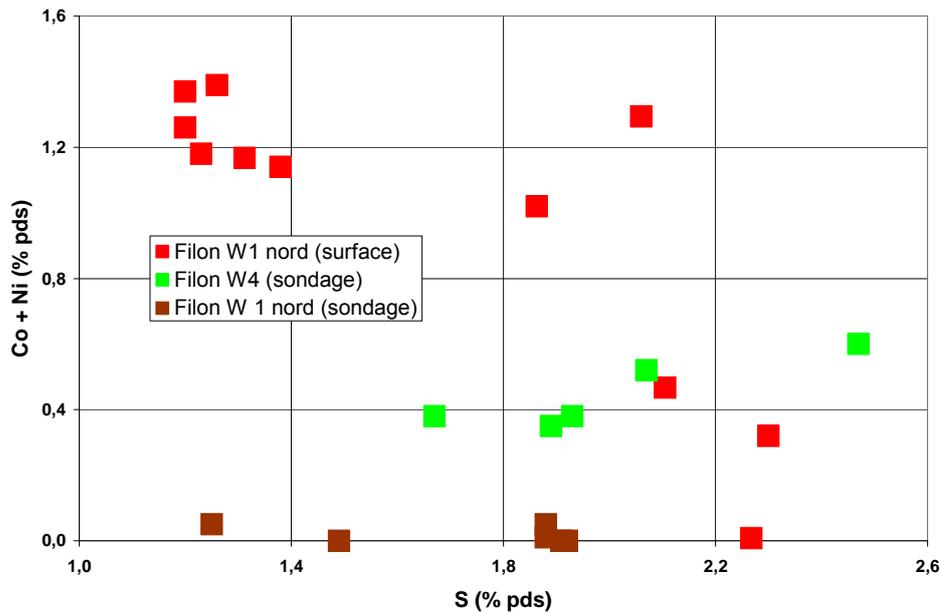


Figure III-9 : Compositions des löllingites du district (analyses : microsonde SX 50 CAMECA BRGM/ISTO, Orléans)

Le bismuth natif est très pur, admettant seulement des teneurs faibles mais constantes en antimoine (0,4 à 0,6 % pds).

Les lentilles quartzseuses qui semblent prolonger le filon W1 nord à l'est de la mine montrent une paragenèse identique à celle du filon W1, à arsénopyrite dominante, très corrodée, pyrite et chalcopyrite fréquentes.

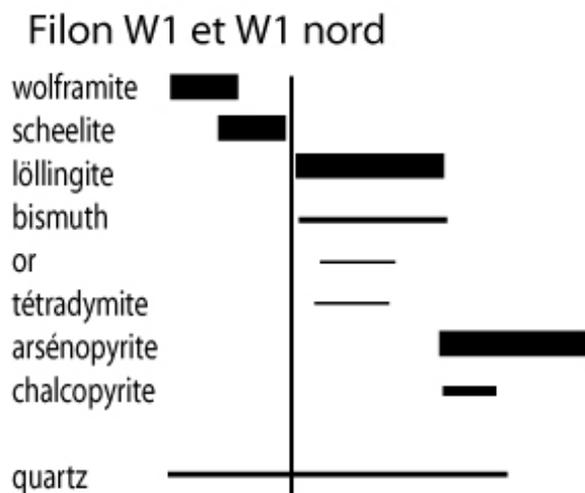


Figure III-10 : Succession paragenétique des filons W1 et W1 nord.
« Bismuth » englobe tous les minéraux de bismuth

La chronologie de dépôt est assez claire (Fig. III-10) et peut être scindée en deux phases :

- 1 une phase précoce à tungstène, avec wolframite puis scheelite accompagnée d'un quartz hyalin,
- 2 une phase tardive plus polymétallique avec des minéraux Bi-Te-Au qui débutent conjointement au dépôt de la löllingite (celle-ci se poursuivant après l'arrêt des minéraux Bi-Te-Au) ; le passage à des conditions de plus forte activité en soufre et/ou de plus basse température conduit à la cristallisation d'arsénopyrite, parfois aux dépens de la löllingite.

La paragenèse observée traduit bien la zonalité géochimique : W, Au et Bi dans les zones de forte thermicité proches du granite, As diffusant jusque dans des zones de faible thermicité.

Ceci explique les corrélations inter-éléments relevées, ainsi que l'anticorrélation Au/As (coefficient de corrélation de 0,13) due au fait que l'or suit assez fidèlement la löllingite mais est antinomique de l'arsénopyrite.

III.1.4.2 - Filons WO₃, W4 et W5

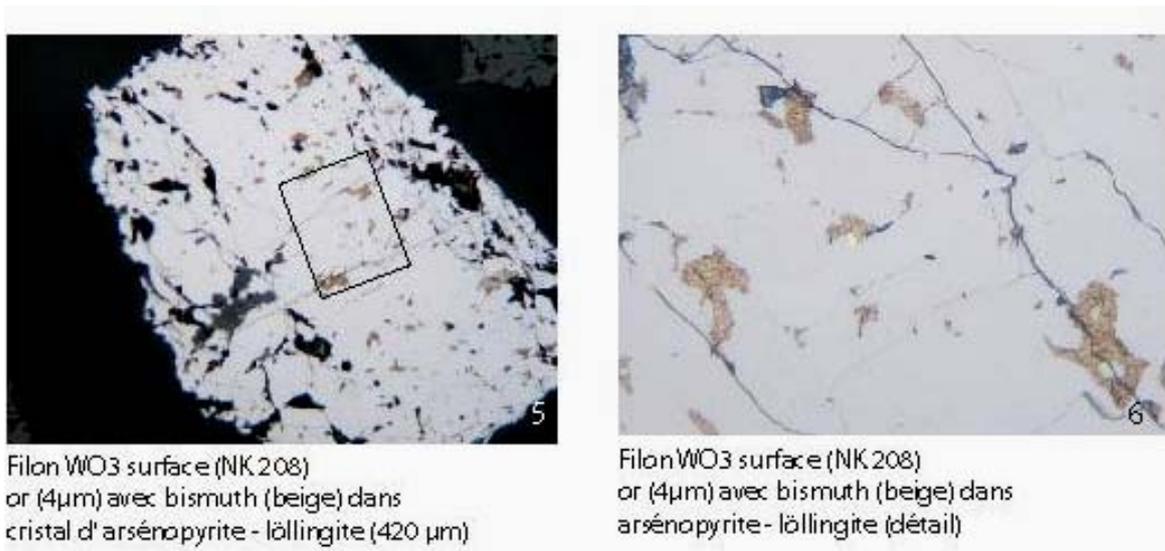


Figure III-11 : Paragenèse aurifère du filon WO₃

Ces filons quartzeux sont d'extension plus limitée que les filons W1 et W1 nord.

Le filon WO₃, orienté est-ouest, est une digitation méridionale du filon W1 auquel il se raccorde bien sur le terrain. En surface il se marque par des éboulis discontinus de quartz minéralisés.

L'examen de la paragenèse dénote un filon essentiellement tungstifère à wolframite en lamelles millimétriques partiellement à totalement transformées en scheelite. L'association löllingite -arsénopyrite est présente et bien représentée sur certains échantillons. Elle porte fréquemment de nombreuses et fines inclusions de bismuth natif auxquelles s'associent de fines mouches d'électrum (3 à 18 μm), à l'origine des teneurs en or localement élevées mesurées dans ces filons.

Le filon W4 apparaît assez clairement comme le prolongement oriental du filon W1 nord. Il est orienté N125°E et a été reconnu sur une centaine de mètres d'extension. Le remplissage montre à nouveau les deux paragenèses :

- la paragenèse à wolframite-scheelite associée à un quartz hyalin à biotite-phlogopite suivie par :
- la paragenèse à löllingite (souvent résiduelle dans l'arsénopyrite) -bismuth et or avec un quartz plus saccharoïde.

Le filon W5 est proche du filon W4. Il est nettement décalé sur le terrain par un filon de microgranite (rejet dextre de 20 m) et par le filon B3, un filon plombo-zincifère de la famille des filons exploités du type Signal (rejet sénestre de 6 m).

On y retrouve les deux paragenèses précédentes :

- wolframite-scheelite avec biotite-phlogopite, et
- löllingite avec bismuth natif et des plages d'or (jusqu'à 40 μm). L'arsénopyrite est cependant assez développée dans ce filon.

Les analyses à la microsonde montrent que la wolframite est une ferberite avec des teneurs assez constantes en magnésium parfois plus élevées que celles en manganèse (0,6 à 2 % MgO). Les formules structurales sont du type $(\text{Fe}_{0,86}\text{Mg}_{0,08}\text{Mn}_{0,06})\text{WO}_4$ pour le filon W4 et $(\text{Fe}_{0,79}\text{Mg}_{0,14}\text{Mn}_{0,06})\text{WO}_4$ pour le filon W5.

III.1.4.3 - Les « filons à mispickel »

Deux filons sont répertoriés ainsi par les géologues de la mine.

Le premier affleure en bord de route, 200 m au nord du puits du signal. Orienté N135°E et à pendage NE de 75°, puissant de 15 cm, on le suit dans les schistes sur la hauteur du talus. Il est décalé de 2 m en dextre par une faille N27°E.

Sa paragenèse à arsénopyrite dominante rappelle fortement le filon W1, malgré les fréquentes (mais minuscules) inclusions de bismuth natif et de pyrrhotite. Les textures de pyrite-marcasite en mille-feuilles attestent d'une transformation hypogène de pyrrhotite anciennement assez abondante.

Le second filon, puissant de 0,50 m affleure au sud du bord oriental du granite du mispickel, au sommet de la rive droite de l'oued barytine.

La paragenèse montre de beaux petits cristaux millimétriques de wolframite indépendants dans le quartz, de la löllingite abondante, envahie et corrodée par de l'arsénopyrite, un peu de bismuth natif, des éléments qui montre bien son appartenance à la génération des filons « W ». L'analyse de ce filon a révélé de bonnes teneurs en or.

III.1.4.4 - La paragenèse à pyrrhotite-chalcopryrite des sondages « W »

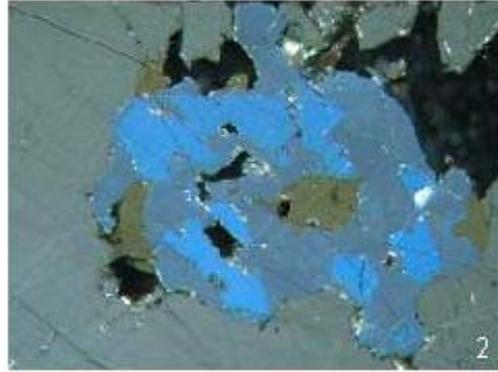
Les sondages foncés afin de retrouver le filon aurifère W1 nord (W1N, SW1-N, SW 1-3), le filon W4 (SW4J-2, SW4J-4, W1N-6, et IW4J-6) et d'autres, ont recoupé une paragenèse à pyrrhotite massive –chalcopryrite – sphalérite à plusieurs niveaux. Ainsi le W1 nord a été recoupé par le SW1-3 entre 251,80 et 252,05 m, 252,15 et 252,40 m, le W4 par les SW4J-4 (plusieurs passes entre 160,19 et 164,18 m), le SW4J-2 (entre 93,40 et 93,5 m) et le W1N-6 (à 151,75 m).

La paragenèse se compose essentiellement de sulfures massifs à pyrrhotite dominante, riche en chalcopryrite et de sphalérite parfois abondante (Fig III-12 et III-13 et III-14). Cette paragenèse est nettement tardive dans l'histoire des structures minéralisées : on l'observe fréquemment en ciment d'éléments quartzeux ou en veinules recoupant nettement les filonnets de quartz gris à löllingite, bismuth et or. Certains échantillons (SW4J-4 160,2 m et 164 m, W1N-6, 151,75 m) montrent des clastes millimétriques à centimétriques de quartz à arsénopyrite-löllingite- bismuth-or, ainsi que des clastes de quartz à wolframite cimentés par cette paragenèse à pyrrhotite dominante.

La pyrrhotite massive montre par ailleurs de fréquentes inclusions d'arsénopyrite en cristaux précoces corrodés, souvent à reliques de löllingite, avec bismuth natif en fines inclusions, identiques à la paragenèse rencontrée dans le « skarn » du granite du mispickel, et les filons de type « W ».



Sondage sur filon W4 (SW4J-4, 164 m, ph.40)
Claste de quartz (noir) à löllingite (blanc)-bismuth (c crème) et souvent or (cristal de löllingite : 400 µm)



Sondage sur filon W4 (SW4J-4, 160 m, ph.40)
Löllingite résiduelle (bleu clair) dans arsenopyrite (bleu et brun sombres, 700 µm)



Sondage WNJ-6 (151 m, ph. 46)
Marcasite et pyrite secondaire (jaune) développées aux dépens de pyrrhotite (brun) (photo : 1,2 mm)



Sondage sur filon W4 (SW4J-2 93 m, ph.45)
Cristaux d'arsénopyrite - löllingite (blancs, 0,5 mm) dans pyrrhotite - chalcopyrite et quartz (noir)



Sondage sur filon W4 (W4J-6- NK 280 ph.50)
Cristal résiduel de löllingite (blanc, 0,9 mm) avec bismuth natif (crème) et or (très fin) dans pyrrhotite (brun)

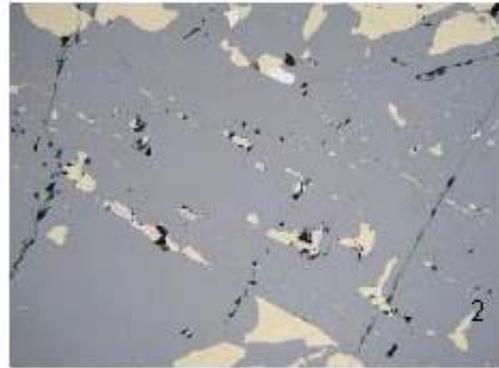


Sondage WNJ-6 (151 m, ph.47)
Marcasite se développant aux dépens de pyrrhotite (brun) le long de fissures tardives (en blanc : arsénopyrite) (largeur : 1,5 mm)

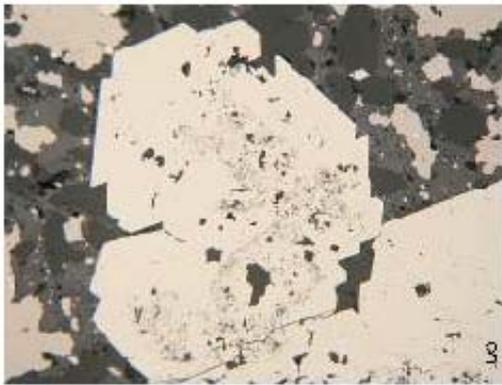
Figure III-12 : Minéralogie des structures à pyrrhotite-sphalérite recoupées dans les sondages des filons W1 nord et W4



Sondage filon W4 (SW4-J4 160 m ph.36)
Cristal d'arséno pyrite à löllingite (blanc, 0,8 mm)
avec bismuth fin, englobé dans l'association
pyrrhotite (brun) et chalcopyrite (jaune)



Sondage filon W4 (SW4-J4 160 m ph.36)
Sphalérite (gris) à exsolutions orientées
de chalcopyrite (jaune)



Sondage sur filon W1 (SW 1 J-3 252 m ph. 28)
pyrite secondaire en pseudomorphose de pyrrhotite
(1,2 mm). La pyrrhotite intacte est visible tout autour



Sondage sur filon W1 (SW 1 J-3 252 m ph. 22)
Arséno pyrite (blanc) dans pyrrhotite (brun)
avec chalcopyrite (jaune), et apparition de pyrite
secondaire (cubes jaunâtres de 0,8 mm)



Sondage sur filon W1 (SW 1 J-3 252 m ph. 18)
Pyrite secondaire (3 mm) recoupée par des filonnets
de pyrrhotite tardive (brun)



Sondage sur filon W1 (SW 1 J-3 252 m ph. 16)
Paragenèse typique à arséno pyrite - löllingite
(blanc, 0,6 mm) dans pyrrhotite (brun)

Figure III-13 : Minéralogie des structures à pyrrhotite et sphalérite dans les sondages des filons W1 nord et W4

La pyrrhotite est souvent pseudomorphosée par de la pyrite secondaire qui développe de grands cristaux d'allure hexagonale (4 à 8 mm), avec un stade intermédiaire à marcasite en « mille-feuilles ». Ces cristaux sont eux-mêmes recoupés par des filonnets de pyrrhotite massive, indiquant la succession de plusieurs générations de pyrrhotite et de pyritisation.

Une paragenèse zincifère plus tardive avec, selon les échantillons, une sphalérite abondante et riche en exsolutions orientées de chalcopryrite, ou rare et présente sous forme d'exsolutions étoilées dans la chalcopryrite sub-massive (SW4J-4 160,2 m).

Le rutile est toujours présent en grands cristaux automorphes disséminés.

Les analyses à la microsonde montrent une pyrrhotite de même composition que celles rencontrées dans les autres structures minéralisées du district, avec des teneurs comprises entre 53,23 à 53,72 % at. S, soit une formule structurale $Fe_{6,67}S_8$. Les teneurs en cobalt sont nulles à négligeables.

Les sphalérites sont riches en fer (17 à 18 mole % FeS) et en cadmium (0,5 à 0,6 % pds Cd) et identiques d'un point de vue composition à celles du filon à sphalérite-pyrrhotite.

Les arsénopyrites et löllingites des clastes ont des compositions identiques à celles des filons « W » (cf Fig III-8 et III-9).

Les analyses ICP/MS par tir laser (seuil de détection à 1 ppm) réalisées dans la pyrrhotite et l'arsénopyrite se sont avérées négatives. On ne peut invoquer la présence d'or réfractaire inclus dans le réseau de ces sulfures et nous conduit à admettre que l'or de ces structures est entièrement dans les clastes précoces observés.

Cette paragenèse à pyrrhotite-chalcopryrite-sphalérite est donc très semblable aux paragenèses rencontrées dans le skarn du granite du kaolin, et à la paragenèse du « filon à pyrrhotite-sphalérite » recoupé dans le puits du Signal (cf § III-2).

III.2 - Les structures à pyrrhotite-sphalérite-chalcopryrite

Le district de Tighza possède des structures minéralisées qui présentent entre elles de fortes analogies paragenétiques, marquées notamment par une dominance de pyrrhotite massive englobant de très fréquents cristaux corrodés d'arsénopyrite à reliques de löllingite, accompagnée de chalcopryrite et/ou de sphalérite.

La structure la plus ancienne est celle connue sous le nom de « skarn du granite du mispickel », qui affleure sur la bordure nord-est de ce granite au contact des calcaires viséens (elle sera traitée au chapitre skarn). Une structure du même type affleurant dans la mine du Signal du niveau 857 au niveau 707 est appelée « filon à pyrrhotite - sphalérite » à cause de sa

richesse en ces deux minéraux. Enfin nous venons de voir que des paragenèses identiques ont été recoupées par sondages lors de la recherche d'extensions du filon W1 nord et W4.

III.2.1 - Localisation du filon à pyrrhotite-sphalérite de la mine

Plus qu'un filon, c'est une structure d'allure filonienne orientée N150° en moyenne, à pendage NE de 50 à 60° bien visible en mine, notamment aux niveaux 707 m (supérieur) au niveau 857 m (inférieur) mais qui atteint le jour où elle se manifeste par des anomalies magnétiques nettes.

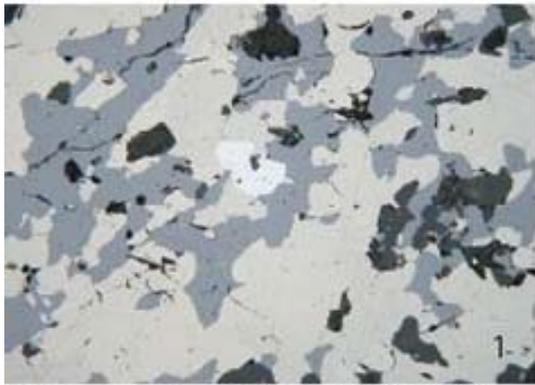
De puissance métrique (0,80 m en moyenne), ce filon adopte des allures de fentes de tension liées à une compression dextre. Il est bordé aux épontes par un chevelu filonien décimétrique et montre localement au mur une éponte siliceuse décimétrique (niveau 857 m).

III.2.2 - Minéralogie

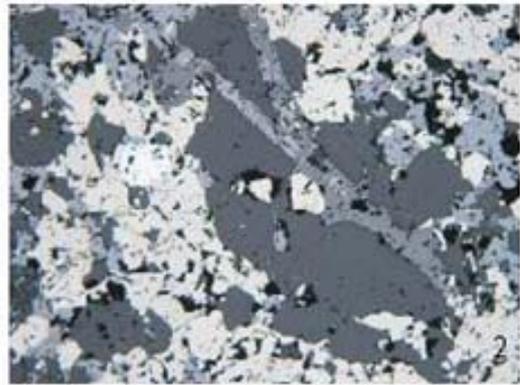
Les sulfures dominants sont la sphalérite et la pyrrhotite, mais le premier minéral à cristalliser est l'arsénopyrite. Elle est surtout abondante dans les épontes silicifiées, très riche en résidus de löllingite, bismuthinite et bismuth natif (niveau 857 m). Comme dans d'autres sites, les plages de bismuth natif sont présentes et se concentrent préférentiellement au contact des löllingite-arsénopyrite résiduelles dans la pyrrhotite ; on les rencontre aussi au sein d'inclusions ovoïdes triples pyrrhotite-chalcopryrite-galène dans l'arsénopyrite.

La cristallisation de la pyrrhotite succède à ces minéraux (Fig. III.15). Elle est fréquemment transformée en une association hypogène à pyrite secondaire - marcasite (+/- magnétite). La cristallisation de la sphalérite semble s'étaler dans le temps : pro parte synchrone de la pyrrhotite (12 à 22 % mol FeS), pro parte plus tardive et débutant une paragenèse polymétallique à galène-chalcopryrite qui envahit et recoupe les minéraux précoces. L'arsénopyrite des épontes est souvent émiettée et cimentée par cette paragenèse.

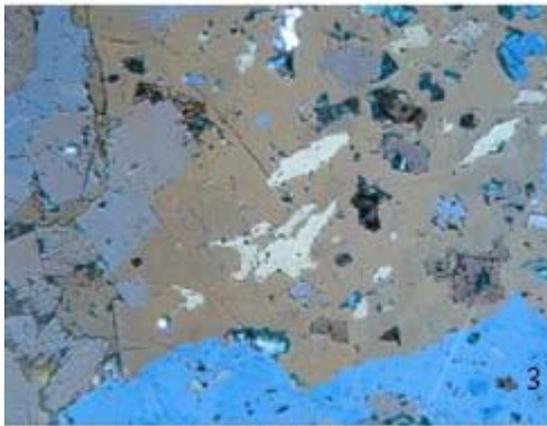
Une des originalités de ces structures est la présence d'étain qui se manifeste sous forme de cassitérite et de stannite. La cassitérite apparaît en plages ovoïdes (de 200 µm en moyenne), indépendantes ou dans la sphalérite. La stannite s'observe surtout en liseré autour de sphalérite, galène, pyrrhotite ou chalcopryrite, plus rarement en liserés autour de plages de cassitérite. La magnétite est également présente en cristaux automorphes dans la sphalérite.



Filon à pyrrhotite- sphalérite (NK 109 ph. 102)
Paragenèse à sphalérite (gris) et pyrrhotite
(brun) avec arsénopyrite résiduelle (blanc, 120 µm)



Filon à pyrrhotite- sphalérite (NK 109 ph. 103)
Claste à cristal de wolframite- scheelite (0,6 mm)
dans l'association pyrrhotite (brun) - arsénopyrite



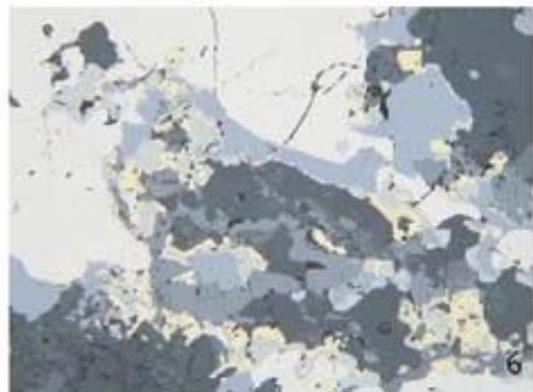
Filon à pyrrhotite- sphalérite (NK 109 ph. 112)
Löllingite résiduelle (plages claires)
dans arsénopyrite (brun et bleu) (photo : 1,2 mm)



Filon à pyrrhotite- sphalérite (NK 109 ph. 107)
Pyrite secondaire (jaune) envahissant la pyrrhotite
(pyrrhotite : 2 mm)



Filon à pyrrhotite- sphalérite (NK 109 ph. 95)
cassitérite (gris sombre, 50 à 100 µm)
dans sphalérite à exsolutions de chalcopyrite



Filon à pyrrhotite- sphalérite (NK 109 ph. 114)
Stannite (gris-vert) avec sphalérite (gris),
chalcopyrite et pyrite (blanc) (largeur : 0,6 mm)

Figure III-14: Minéralogie du filon à pyrrhotite-sphalérite de la mine

Le tungstène est présent sous forme de scheelite interstitielle au sein des sulfures. Le titane existe sous forme de grands cristaux automorphes de rutile.

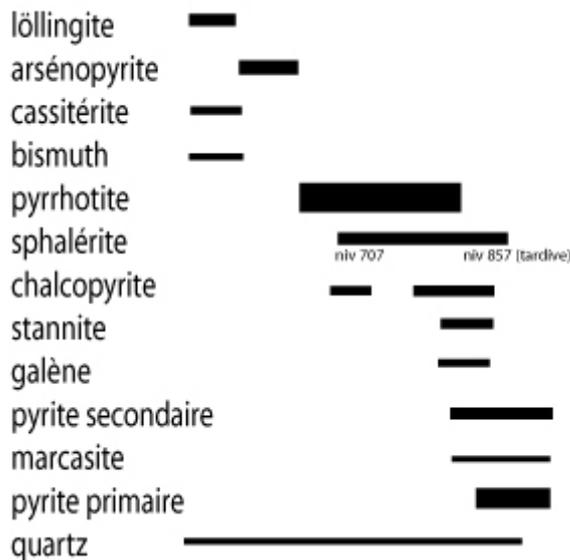


Figure III-15 : Succession paragenétique du filon à pyrrhotite – sphalérite de la mine

III.2.3 - Les données géochimiques

A la microsonde, les compositions des arsénopyrites diffèrent selon leur position dans la structure (Fig. III-16). Au niveau supérieur 857 m, dans le silicifiat de bordure, les arsénopyrites ont une teneur constante assez basse en arsenic (33,71 % at. As en moyenne) et de faibles teneurs en cobalt (de l'ordre de 0,14 % pds. Co), tandis que celles du corps minéralisé ont une teneur plus élevée en arsenic et constante aux alentours de 36,0 % at. As. Les teneurs en cobalt y sont constantes et plus élevées, avec une moyenne proche de 0,37 % pds. Co.

Les teneurs des épontes sont proches de 36 % at. As mais plus pauvres en Co.

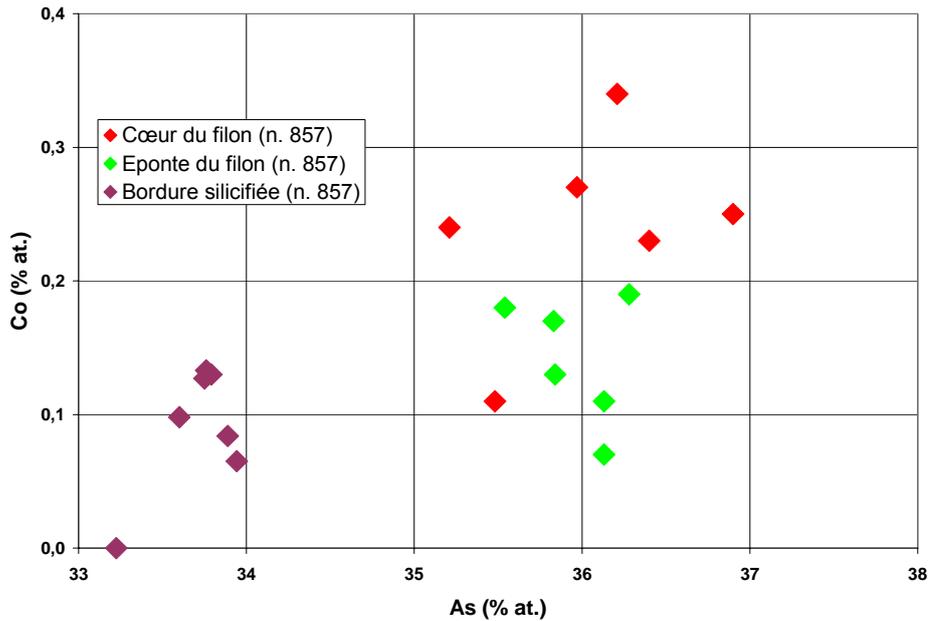


Figure III-16 : Compositions des arsénopyrites de la structure à pyrrhotite-sphalérite (analyses : microsonde SX 50 CAMECA BRGM/ISTO, Orléans)

La löllingite montre une nouvelle fois des valeurs faibles mais significatives en soufre (plus de 2 % en moyenne), cobalt et nickel (0,35 et 0,30 % en moyenne).

La pyrrhotite a une composition homogène dans la structure et constante aux deux niveaux échantillonnés. Sa teneur en soufre est proche de 54,18 atomes par mole de FeS, soit une formule de $Fe_{0,84}S$ (ou $Fe_{6,76}S_8$), identique à la pyrrhotite du granite du kaolin. Elle ne possède cependant aucune teneur en nickel et en cobalt.

La sphalérite est toujours ferrifère avec des teneurs comprises entre 5,8 et 12 % Fe, soit entre 8 et 22,5 % mol FeS (Fig III-17). Elle montre des teneurs faibles mais systématiques en cadmium (0,28 % en moyenne), plus fortes au cœur du filon, ainsi que des teneurs erratiques en bismuth. Elle est par contre dépourvue d'argent. La composition chimique des sphalérites rencontrées dans la paragenèse à pyrrhotite dominante des sondages des filons W1 nord (voir § précédent) est très proche de celle de ce filon à pyrrhotite-sphalérite.

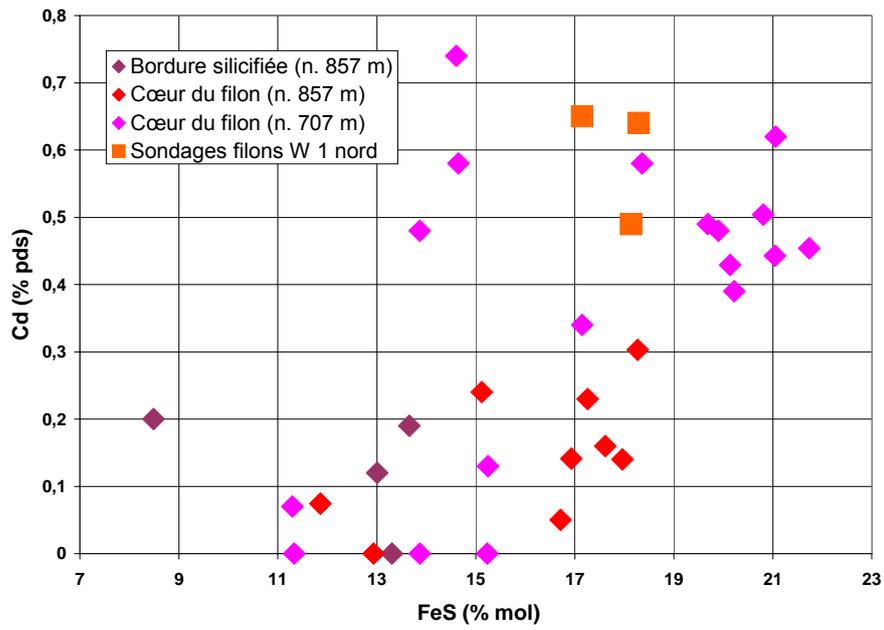


Figure III-17 : Compositions des sphalérites de la structure à pyrrhotite-sphalérite (analyses : microsonde SX 50 CAMECA BRGM/ISTO, Orléans)

Chapitre IV - Les minéralisations aurifères connexes

IV.1 - Les disséminations aurifères

IV.1.1 - Localisation et géologie

Des anomalies géochimiques aurifères significatives (jusqu'à 5 g/t) ont été détectées en surface (sud-est du granite du kaolin) sur plus de 1500 m suite aux campagnes menées par la CMT, puis en sondages (sondages SII 4, près du granite du kaolin, et sondages FNJ, sur les filons nord).

Les campagnes de terrain ont montré que ces anomalies sont spécifiquement attachées à des niveaux stratigraphiques précis du Viséen, de puissance à peine métrique, de lithologie essentiellement carbonatée, dans lesquels elles ont développé des faciès évoquant des skarns.

En surface, les manifestations hydrothermales ne sont bien visibles que dans l'oued descendant du granite du kaolin. Elles se traduisent par une importante silicification (« hydrothermalite ») de teinte grise, atteignant 10 m de puissance, sur laquelle se sont développés un chapeau de fer modeste et des enduits de scorodite. Les teneurs en roche atteignent jusqu'à 5 g/t d'or.

Dans ce corps silicifié on observe surtout des boxworks de taille millimétrique. Les sulfures préservés (pyrrhotite et arsénopyrite) sont rares, disséminés, toujours en fines plages (1 à 2 mm en moyenne), et semblent des imprégnations réalisées à partir de fissures également à pyrrhotite-arsénopyrite. Des fissures à pyrite recoupent ces fissures et disséminations

Les disséminations sulfurées rencontrées en sondage sont bien mieux exprimées. Dans les sondages SII (notamment SII 4), foncés à proximité du granite du kaolin, les sulfures se concentrent dans certains niveaux lithologiques particulièrement poreux, de puissance décimétrique, ce qui leur confère une allure pseudo-stratiforme. Ils s'accompagnent d'une altération hydrothermale intense à silice fine et chlorite. L'ensemble des minéralisations précédentes est à son tour recoupé par les filons bréchiques à sidérite-galène, confirmant la chronologie bien établie dans le secteur.

Il s'agit surtout de pyrite, en ciment entre les grains de quartz ou en filonnets discontinus, de rares cristaux automorphes de löllingite, et de fines plages de pyrrhotite. On observe également quelques fantômes de chalcopyrite altérée en covellite.

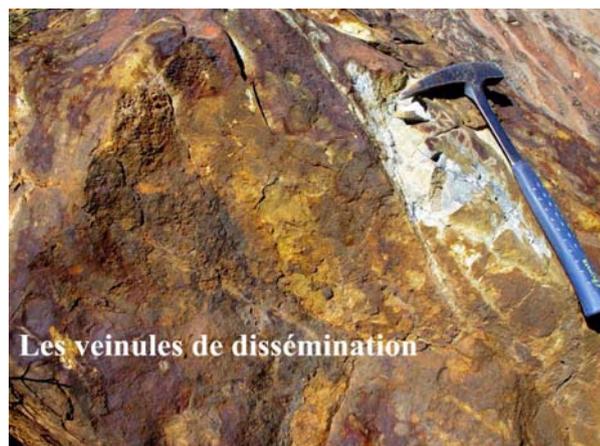
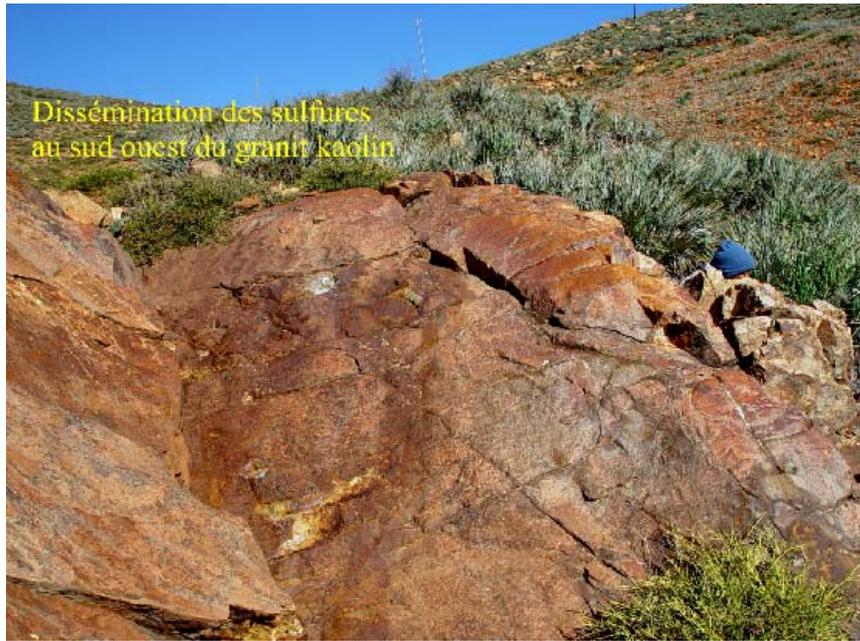


Figure IV-1 : Dissémination des sulfures dans l'hydrothermalite au sud du granite du kaolin

IV.1.2 - Minéralogie

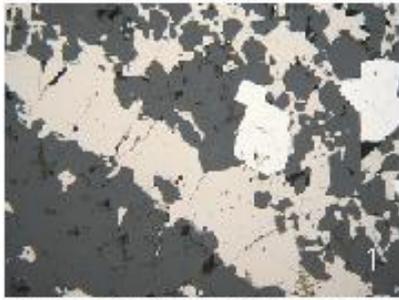
IV.1.2.1 - Disséminations au sud-est du granite du kaolin (sondages SII 4)

Les sondages S II, foncés à proximité du granite du kaolin présentent des disséminations sulfurées bien mieux exprimées que celles rencontrées en surface. Les sulfures se concentrent dans certains niveaux lithologiques spécifiques, de puissance décimétrique, ce qui leur confère une allure pseudo-stratiforme. Ils s'accompagnent d'une altération hydrothermale intense à silice fine et chlorite.

Les sulfures sont généralement de petite taille (1 à 2 mm en moyenne), mais s'agglomèrent fréquemment pour former des amas décimétriques assez compacts, jamais déformés ni brisés, ce qui indique bien le caractère tardif de l'hydrothermalisme et écarte une formation syngénétique.

L'association pyrrhotite - arsénopyrite domine très largement la paragenèse. Les autres minéraux sont mineurs : un peu de chalcopyrite, löllingite, bismuth, marcasite, pyrite, de bismuth natif, de bismuthinite et de sphalérite. L'or n'a pas été observé malgré les teneurs significatives mesurées en géochimie

L'arsénopyrite forme des cristaux losangiques, presque toujours automorphes enchâssés dans le quartz, et cristallise de façon précoce, après le dépôt de (rare) löllingite qui apparaît résiduelle dans l'arsénopyrite. L'abondante pyrrhotite, amiboïde, intergranulaire, est légèrement plus tardive. Une seconde génération d'arsénopyrite (arsénopyrite II) et de pyrrhotite occupe des filonnets sécants syn-dépôt. L'examen microscopique ne montre pas de hiatus ni d'épisode de fracturation entre ces deux générations. La chalcopyrite, rare, est associée à la pyrrhotite. Le bismuth natif et la bismuthinite, globalement rares mais localement abondants, apparaissent en fines gouttelettes dans la pyrrhotite et dans les fissures de l'arsénopyrite. Certains cristaux d'arsénopyrite (issus de transformation de löllingite) sont constellés de fines plages de bismuth natif. . Au MEB on a observé des sulfures de nickel : gersdorffite (FeNiAsS) et nickéline dans le grenat.



Sondages S II 136 m (NK 113 ph. 80)
filonnet tardif de pyrrhotite recoupant
une dissémination à pyrrhotite - arsénopyrite



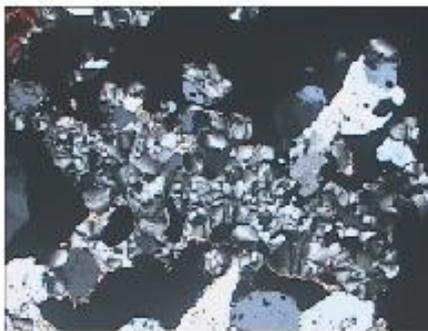
Sondages S II (NK 113 ph. 78) 136 m
Arsénopyrite automorphe (1,5 mm)
avec pyrrhotite (brun) dans quartz (noir)



Sondages S II 133 m (NK 115 ph. 83)
arsénopyrite (blanc) recoupée par un filonnet
tardif de pyrite secondaire et marcasite



Sondages S II 138 m (NK 116 ph. 85) Arsénopyrite
automorphe (600 µm, blanc) corrodée par pyrrhotite



Sondages filons Nord (NK 125 ph. 87) arsénopyrite
(blanc) et pyrrhotite disséminées
(plages de 0,2 à 0,4 mm)

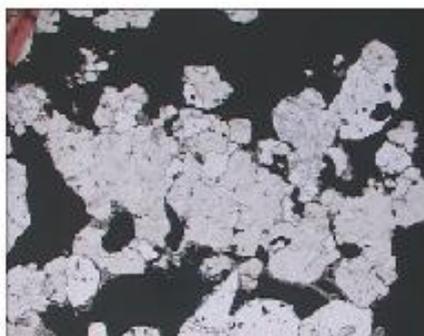


Figure IV-2 : Sulfures dans les disséminations

La pyrite tardive est fréquente. Elle forme habituellement des filonnets discontinus à épontes de marcasite recoupant nettement la stratification et tous les sulfures précoces. Il est probable que la pyritisation débute par une sulfuration de la pyrrhotite avant de cristalliser directement. Un peu de chalcoppyrite (parfois à étoiles de sphalérite) et de sphalérite indépendante l'accompagnent, dans une gangue silico-carbonatée.

L'altération hydrothermale, essentiellement à quartz et chlorite, montre la néoformation importante de rutile et de magnétite.

IV.1.2.2 - Disséminations au nord du granite du mispickel (sondage FNJ)

Sur les sondages foncés sur les filons nord (notés FNJ), la minéralisation est identique, constituée de sulfures disséminés dans certains niveaux lithologiques, recoupés par des filonnets sub-synchrones.

La paragenèse est proche mais pas identique (Fig. IV-3). Elle montre un développement très important de pyrite (secondaire et primaire), aux dépens d'une pyrrhotite associée à de l'arsénopyrite, une association qui rappelle beaucoup celle des sondages SII. La pyrite secondaire s'accompagne du développement notable de marcasite en « mille-feuilles » et de la néoformation de magnétite dénotant la transformation hypogène de la pyrrhotite. Le bismuth est toujours présent mais plus rare, tandis que la chalcoppyrite synchrone de la pyrrhotite est plus commune. La löllingite n'a pas été observée.

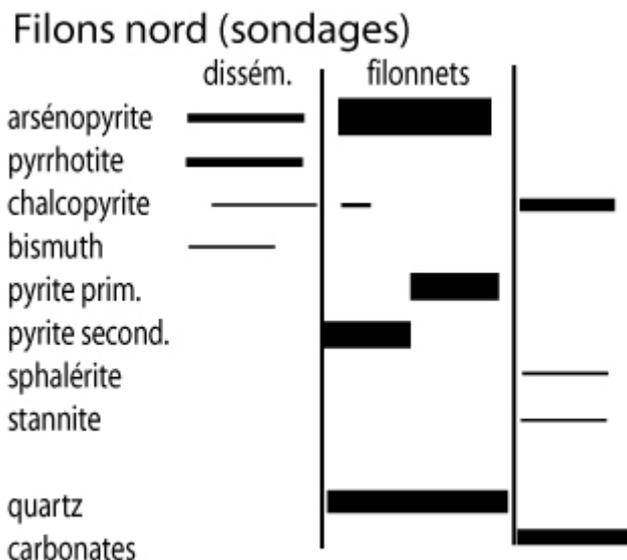


Figure IV-3 : Succession paragenétique des disséminations recoupés dans les filons nord

Cette minéralisation à Fe-As est recoupée par de minces filonnets quartzo-carbonatés à sphalérite-galène (sondage FNJ 5, 295,4 m), ou des filonnets à quartz, chalcopyrite à inclusions de stannite et de sphalérite, et pyrite secondaire (sondage FNJ 4-bis, 45,78 m). Cette paragenèse est à son tour recoupée par une venue à marcasite.

Le rutile hydrothermal est toujours fréquent en petits cristaux automorphes.

IV.1.3 - Géochimie des zones minéralisées

IV.1.3.1 - Les sulfures

Les analyses à la microsonde montrent des pyrrhotites de compositions assez constantes (57 à 59 % Fe), ce qui correspond à une formule stoechiométrique de $Fe_{0,85}$ pour $S = 1$, ou $Fe_{6,76}S_8$. Cependant la pyrrhotite du « skarn » près du granite du kaolin est légèrement nickélique (jusqu'à 0,30 %), la seule du district à posséder cette particularité, et légèrement déficitaire en soufre (39,99 % S) ce qui donne une formule de $Fe_{7,02}S_8$ pour 8 atomes de soufre (Fig. IV-4).

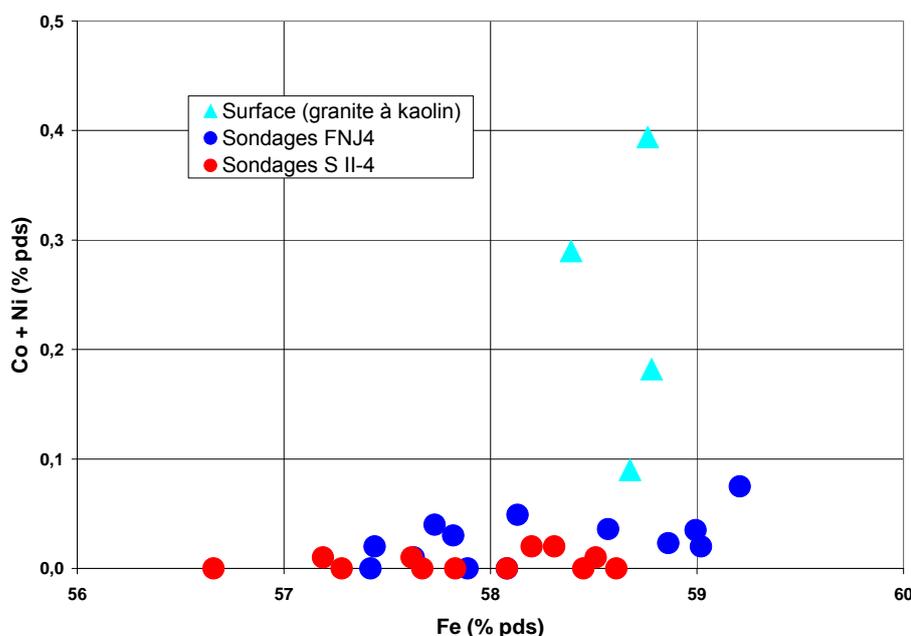


Figure IV-4 : Compositions des pyrrhotites des minéralisations disséminées (analyses SX 50 CAMECA, laboratoire microsonde BRGM/ISTO, Orléans)

La composition des arsénopyrites des deux sites varie dans d'assez larges mesures de 31,5 % at. As à 34,6 % at. As. Dans les sondages SII 4, l'arsénopyrite I (disséminée) possède de fortes teneurs en arsenic (33,09 à 34,59 % at. As avec une moyenne à 33,99 % at.) et des traces notables assez systématiques en bismuth et mercure (jusqu'à 0,44 % at.), tandis que

l'arsénoxyrite II remobilisée (« filonienne ») possède des teneurs en As plus faibles (31,58 à 32,45 % at. As avec une moyenne à 32,24 % at.), et plus de traces en bismuth ni en mercure (Fig. IV-5).

On retrouve une même différence dans les sondages FNJ 4 : les arsénoxyrites de la génération précoce affichent une teneur de 32,42 % at. As et des teneurs irrégulières mais parfois élevées en cobalt (jusqu'à 3,5 % at. Co, avec corrélativement une baisse du fer). Les grands cristaux tardifs sont plus riches en arsenic (33,4 % at. As) mais dépourvus de cobalt.

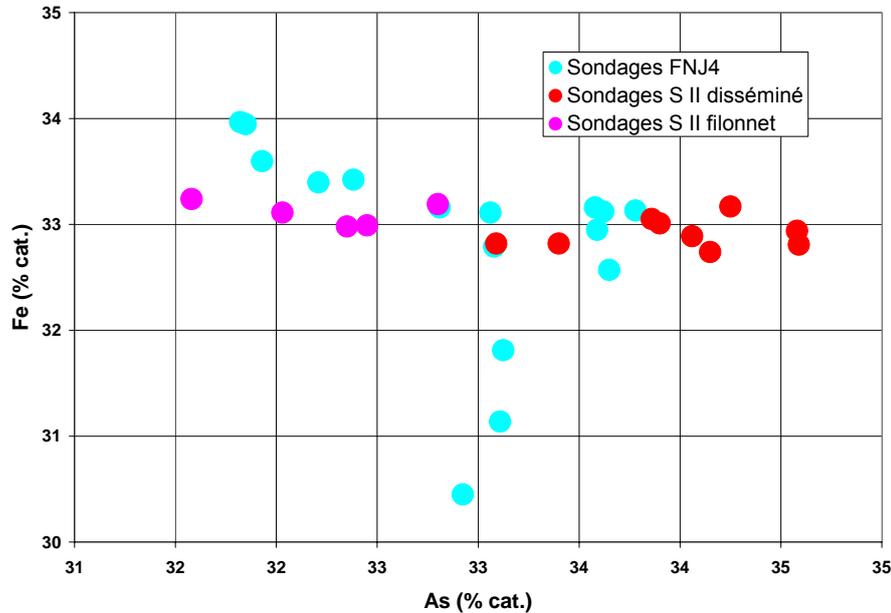


Figure IV-5 : Compositions des arsénoxyrites des disséminations (analyses SX 50 CAMECA, laboratoire microsonde BRGM/ISTO, Orléans)

La löllingite proche du granite du kaolin s'écarte notablement de la composition stoechiométrique, montrant des teneurs en soufre non négligeables (0,5 % en moyenne), des traces de Sb, et surtout des teneurs constantes et élevées en cobalt (4,0 % en moyenne) et nickel (9,6 % en moyenne) (tableau IV-1).

Elément	Echantillon NK 105				Moyenne
S	0.54	0.59	0.48	0.59	0.55
Fe	14.93	14.73	14.94	14.61	14.80
As	70.06	69.95	70.31	70.17	70.12
Sb	0.15	0.17	0.16	0.17	0.16
Co	4.27	3.98	3.92	4.03	4.05
Ni	8.81	9.83	9.69	9.96	9.57
Total	98.76	99.23	99.48	99.53	99.25
Co+Ni	13.07	13.80	13.61	13.99	13.62

Tableau IV-1 : Composition de la löllingite (sud-est du granite du kaolin)

Les disséminations du granite du kaolin montrent un fort caractère nickélicifère et cobaltifère qui ne s'exprime pas sous forme minéralogique mais se marque bien dans la géochimie des löllingites et des pyrrhotites.

L'absence d'or natif observé, malgré les teneurs en or, nous a amené à réaliser des analyses ICP/MS par tir laser sur la pyrrhotite et l'arsénopyrite. Une nouvelle fois, elles se sont avérées négatives (moins de 1 ppm d'or dans ces minéraux). On ne peut invoquer la présence d'or réfractaire inclus dans le réseau de ces sulfures pour expliquer les teneurs mesurées.

IV.1.3.2 - Les phyllosilicates

En ce qui concerne ces sondages, on a surtout étudié les biotites et phengites, seuls minéraux accompagnateurs des sulfures dans ces sondages qui pouvaient apporter des éléments intéressants.

Dans les disséminations du sondage nord (FNJ 4) les compositions des phyllosilicates sont représentées dans le (annexe 4, tableaux 4.1, 4.2 et 4.3). Les résultats montrent que les biotites possèdent des rapports atomiques Mg/Mg+Fe compris entre 1,85 et 1,92, une teneur en fluor importante (1,51 à 2,02 % F), et un peu de Mn (0,12 à 0,22 % MnO), les rapports atomiques de Fe/Fe+Mg variant de 0,33 à 0,37. Les phengites possèdent des rapports moléculaires Fe/Fe+Mg de 0,35 à 0,42, sans Mn ni F.

Par contre dans les sondages sud, près du granite du kaolin, les chlorites sont aussi fluorées (0,12 à 0,29 % F) et très peu manganifères, avec un rapport atomique de Fe/Fe+Mg de 0,38 en moyenne.

Localement les chlorites sont des chamosites sensiblement plus fluorées que les chlorites « normales » (0,44 % F), plus manganifères (jusqu'à 0,31 % MnO), plus magnésienne et bien sûr plus ferrifère (rapport Fe/Fe+Mg moyen de 0,46).

Les biotites sont très fluorées par rapport aux autres phyllites (jusqu'à 2,20 % F), mais peu manganifères et peu magnésiennes ($Fe/Fe+Mg$ moyen de 0,38).

IV.2 - Les skarns

IV.2.1 Localisation

Les skarns (Einaudi et al., 1981) consistent en silicates grossièrement cristallisés de Ca-Fe-Mg-Mn formés par remplacement de roches carbonatées accompagnant un métamorphisme et une métasomatose de contact ou régional. Les processus essentiels qui aboutissent aux skarns comprennent des recristallisations métamorphiques de roches carbonatées impures, de réactions métasomatiques entre des lithologies dissemblables, et une métasomatose d'infiltration impliquant des fluides hydrothermaux d'origine magmatique. La majorité des skarns de taille mondiale est considérée comme en liaison avec des systèmes magmatiques hydrothermaux ; nous nous intéresserons à ce type de skarn dans cette étude.

Dans le district de Tighza, les skarns se développent dans des formations schisteuses plus ou moins gréseuses à horizons carbonatés ou dans des cornéennes rubanées du Viséen supérieur. La roche calcaire de départ qui abrite ces skarns est composée d'une alternance de fins lits gréseux, schisteux et carbonatés ; sa transformation métamorphique aboutit à une roche rubanée dite « barrégienne » (Sonnet, 1981) qui comporte des niveaux de wollastonites, de grenatites (grossulaire) et de cornéenne à pyroxène, quartz et plagioclase. Ces transformations se produisent essentiellement par échange local de Si et Ca entre les carbonates et les pélites.

Les skarns de Tighza sont hétérogènes, complexes, et sans aucune zonation visible. On les retrouve toujours dans les zones bréchifiées et associées à des sulfures. Ils ont été observés dans plusieurs zones du secteur du granite du mispickel et au sud du granite du kaolin, à l'affleurement et en sondages (Fig IV-6). Des skarnoïdes à tungstène ont également été observés au fond de la mine du Signal (Cheilletz, 1984).

IV.2.2 - Les « skarns » du granite du mispickel

Ces « skarns » ont révélé des teneurs en or sporadiques qui ont justifié leur étude. On connaît cinq occurrences de skarns au voisinage du granite du mispickel (Fig IV-6) :

- La plus importante affleure à la pointe nord-est du granite du mispickel et a été reconnue par deux galeries sur les côtés nord TB2 et est (TB1, comblée dès l'entrée). Elle est associée et partiellement masquée par un important chapeau de fer, qui correspond à une ferruginisation postérieure liée à l'accident majeur N 70° formant le contact entre skarn et granite. Ce chapeau de fer affleure le long de la crête du granite du mispickel, qu'il borde au NW sur 300 m suivant une direction NE-SW avec une puissance de 20 m en moyenne. Il est développé de manière concordante dans les calcaires à Encrines du sommet de la série viséenne de Bou-Ikellouchen.

Le chapeau de fer est constitué principalement de limonite et d'hématite avec une gangue quartzeuse. Les éboulis de minerai sont nombreux à l'entrée notamment de la galerie nord, plus rares à l'entrée de la galerie est, mais la structure en elle-même est difficile à voir et l'allure en « amas » des sulfures n'est pas établie. Il pourrait s'agir d'une structure sub-filonienne du type du filon à pyrrhotite - sphalérite.

- Un second skarn également associé à un chapeau de fer est reconnu au col qui marque la fin de l'affleurement du granite du mispickel (skarn du col),
- Un troisième « skarn » (selon la terminologie utilisée par les géologues de terrain) est connu 400 m au sud-ouest du skarn principal. Il a été reconnu par des tranchées qui ont mis en évidence des structures filoniennes de puissance décimétrique à contrôle structural assez flou, évoquant fréquemment des disséminations, orientées N120°E et N30°E, riches en arsénopyrite.

- Le quatrième skarn affleure de chaque côté de l'oued au sud-ouest du granite du mispickel. Il se présente sous la forme d'amas à arsénopyrite soulignant le litage de la roche, et de veinules sécantes riches en chalcoppyrite, développées au sein de calcaires décalcifiés et silicifiés. Il côtoie un skarnoïde assez conséquent, développé légèrement plus au nord.
- Un cinquième skarn affleure à l'est de l'oued barytine, en face du skarn principal.

Seuls le skarn principal, le skarn du col et le skarn à l'est de l'oued barytine ont été étudiés en détail.

IV.2.2.1 - Géologie et minéralogie du skarn principal

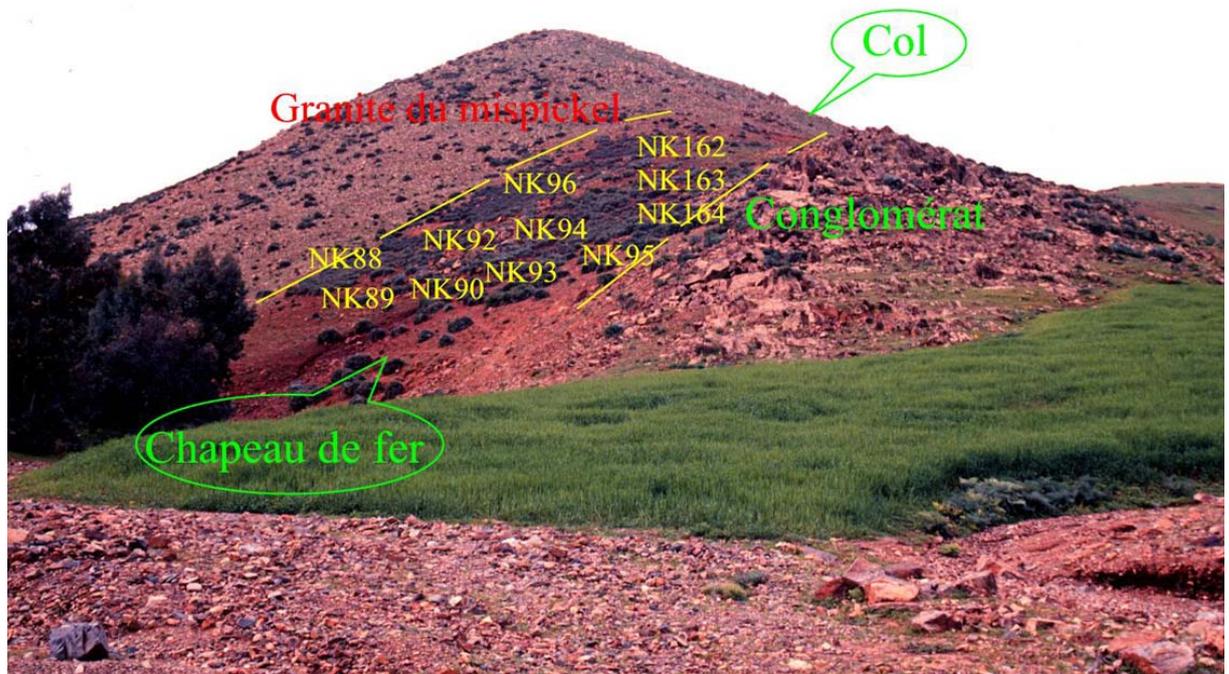


Figure IV-7 : Localisation des échantillons du skarn principal du granite du mispickel (secteur du chapeau de fer, galerie nord TB2)

Une coupe SN dans le chapeau de fer près des travers-bancs TB1 et TB2 nous permet de décrire la structure de ce skarn situé à l'ouest de l'oued barytine (Fig IV-7). Les skarns (pyroxénites, grenatites, et cipolins à vésuvianite et grenat) et le chapeau de fer sont délimités par deux contacts faillés :

- au sud, le contact par faille avec le granite se marque par une brèche,
- au nord, une autre faille sépare les skarns du conglomérat qui marque la base d'une série de flysch.

Les limites entre les différentes formations sont difficiles à voir car souvent masquées par la zone ferrugineuse ; certains de nos échantillons ont été pris sur l’affleurement, d’autres dans les éboulis.

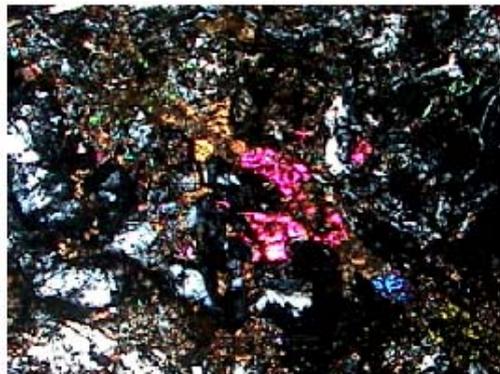
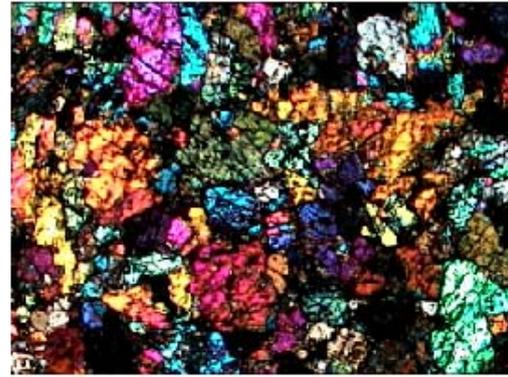
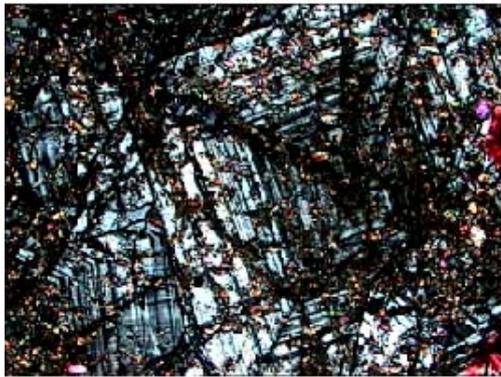


Figure IV-8 : Les grenatites massives (gros andradites zonées, et hédénbergite - anisotrope- remplissant les espaces interstitiels ou en filonnets ; échantillons NK 90)

Du granite vers les conglomérats on observe :

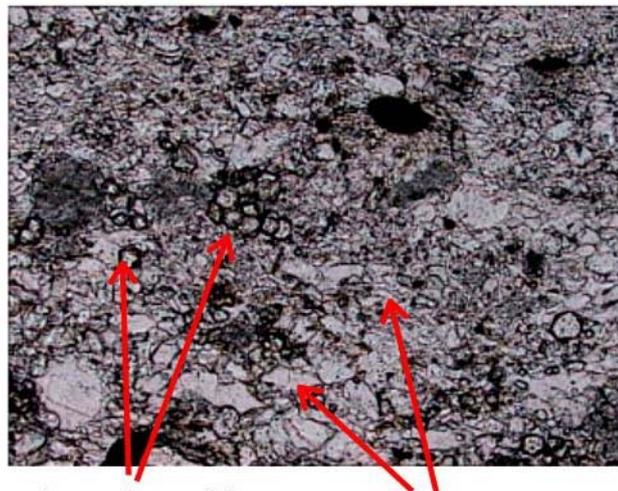
- Au contact orienté N60°, pendage 60°N, une brèche hydrothermale minéralisée à sulfures (pyrrhotite dominante) reconnue par les deux travers-bancs mentionnés ci-dessus. Le 1er TB a été creusé au contact même du granite du mispickel, qui est davantage une zone d'écrasement très ferruginisée qu'une zone de cisaillement. L'épidote y est abondante. Dans le 2ème TB (galerie orienté N156°) qui coupe le contact du granite, on observe des boudins d'arsénopyrite pris dans une faille normale de direction N27° 75°W ; cette faille tardive évolue en décrochement sénestre. La bande ou « lentille » d'arsénopyrite est de 2 m de puissance. On n'a pas observé de pyrrhotite. La structure hydrothermale ferruginisée qui passe par TB2 est orientée N30° avec une largeur de 25 m. Les sulfures constituent de nombreux « galets » ferruginisés.
- Après le contact, on passe à une grenatite massive, de couleur vert sombre, composée de petits et gros grenats anisotropes zonés (NK90) de composition andraditique (Fig IV-8). Ces grenats sont fracturés et traversés par un grand nombre de veinules de clinopyroxène (ferrosalite-hédenbergite) qui s'anastomosent pour former des pyroxénites monominérales. Un réseau de fractures tardives à hématite + chlorite recoupe aussi le grenat.
- Un autre type de grenatite (NK89) correspond manifestement à un stade plus tardif car les grenats (également anisotropes et zonés) englobent dans leurs centres de très nombreux résidus d'hédenbergite largement altérés en produits oxydés. Autour de ces centres pleins d'inclusions, le grenat forme des surcroissances automorphes parfaitement limpides. Ce grenat diffère de l'andradite ci-dessus par sa teneur plus élevée en grossulaire et surtout en hydrogrossulaire en partie fluoré. Autour de ces grenats et dans les espaces interstitiels, on observe des lattes et gerbes de cristaux allongés de vésuvianite, dont la composition est très pauvre en Mg (MgO < 1,25 % pds) et riche en F (jusqu'à 25 % pds) (Fig IV-9). Au MEB, on a observé dans la vésuvianite du zircon, de la manganosite (MnO), de la rhodochrosite (MnCO₃) et du bismuth natif.
- Des pyroxénites rubanées forment des poches lenticulaires suivant le litage de la cornéenne. Le développement du pyroxène se fait suivant les lits dont la composition chimique est favorable à l'apparition de ce minéral. Sa composition (hédenbergite-ferrosalite) est la même que celle du pyroxène développé aux dépens des grenatites. Il est accompagné de quantités variables de petits grenats (NK 163), de plagioclase (% d'An non déterminé), de chlorite ferrifère (chamosite) et de calcite. Localement, les pyroxènes sont envahis d'arsénopyrite et de löllingite.
- Des roches à amphibole (avec actinote riche en F) (NK45), quartz, mica et arsénopyrite....
- A 30 m du contact du granite, on observe un témoin des formations encaissantes, transformées en cipolins à vésuvianite en gros cristaux (Fig. IV-10, NK 93). La

vésuvianite est globuleuse parfois zonée et parcourue de fractures à calcite, et auréolée de petits cristaux de wollastonite maclée. Elle souligne le litage, les lits à vésuvianite alternant avec les lits à quartz + feldspath + pyroxène (diopside 0,91) + calcite + grenat (andradite 0,89-0,94, sans Mn). Cette vésuvianite est peu fluorée (0,3 % F) et plus magnésienne que l'autre (3,19 % MgO). Le diopside forme une mosaïque de petits cristaux entre les cristaux de vésuvianite. Les grenats isotropes sont petits, automorphes, isolés ou en amas avec de l'apatite. La vésuvianite se forme pro parte aux dépens du diopside et de la wollastonite qu'elle englobe et remplace. Un peu de pyrrhotite s'observe dans du grenat.

- Les blocs de minerai ferruginisé extraits du TB2 sont constitués de sulfures massifs qui seront examinés un peu plus loin.



Figure IV-9 : Skarn rubané (garnatite à vésuvianite NK 89)



Andradite Diopside

Figure IV-10 : Cipolin à vésuvianite globuleuse zonée traversée par des fractures à calcite

IV.2.2.2 - Le skarn du col du granite du mispickel

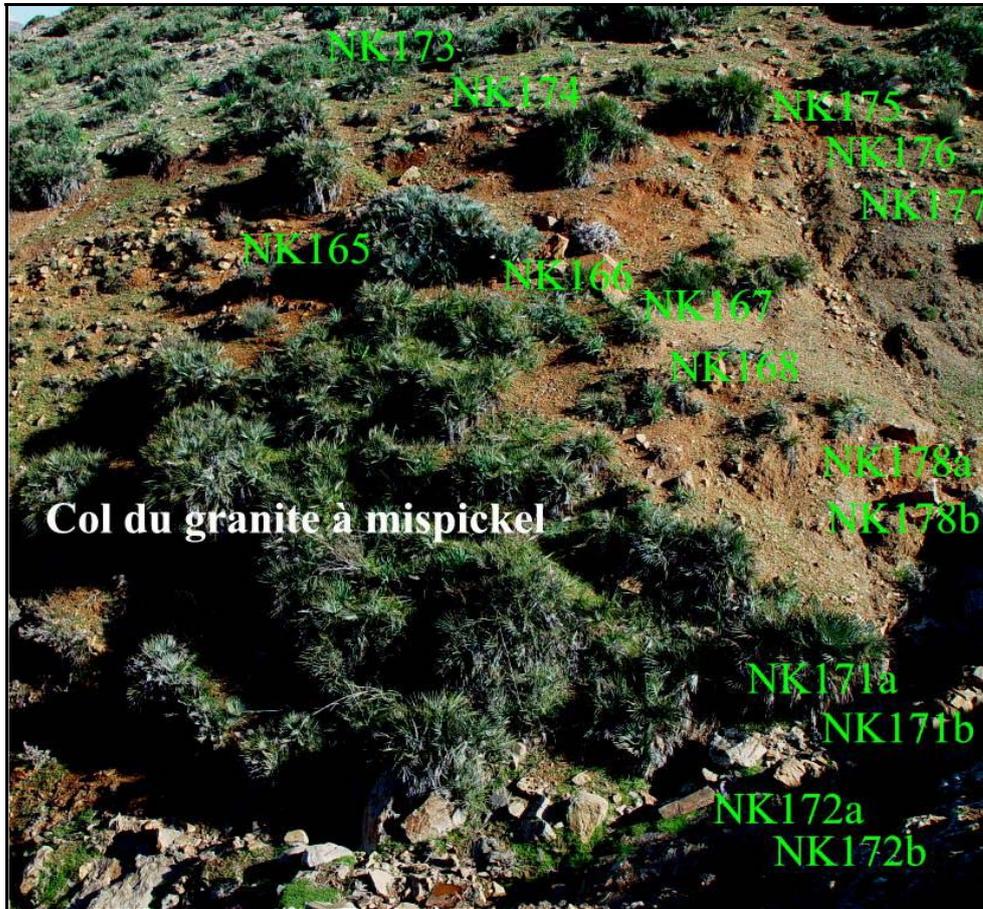


Figure IV-11 : Localisation des échantillons des skarns du granite du mispickel au col du granite

Ce skarn est dans une situation similaire à celle du skarn principal. Il est également localisé dans le chapeau de fer affleurant au col à l'extrémité W de l'affleurement du granite du mispickel (Fig. IV-11). Il occupe un couloir de faille orienté N40 à 70° E.

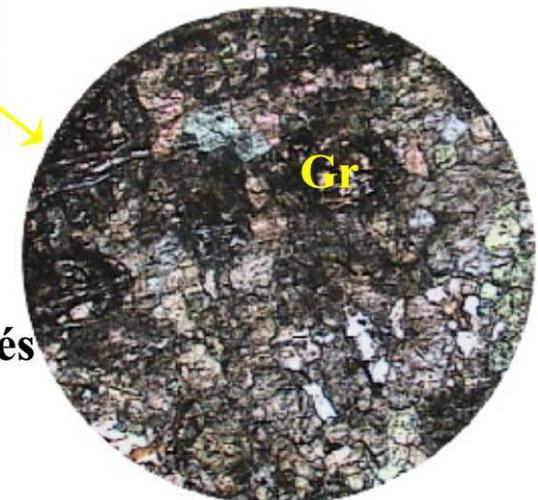
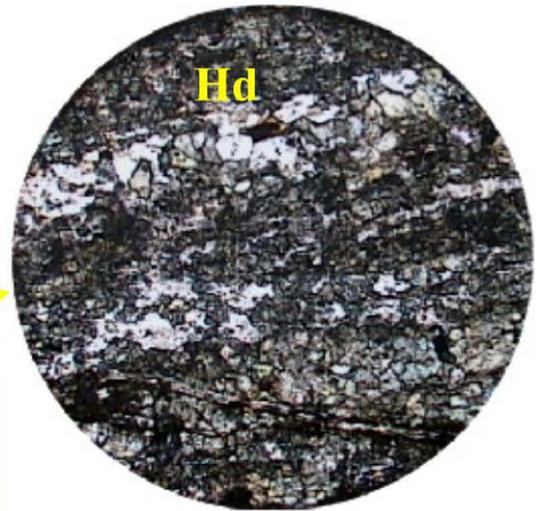
Les formations encaissantes sont des cornéennes noires (NK 168, 173, 174) à gris clair (NK 175), décolorées de part et d'autre sur quelques centimètres le long de filons à pyroxène et épidote. Les bancs skarnifiés sont des calcschistes transformés en pyroxénites à grenat. On ne retrouve pas les grenatites massives du skarn principal, mais on observe dans les pyroxénites (hédénbergite, NK 167) des fantômes de grenats, remplacés par une association pyroxène + feldspath potassique + chlorite (Fig. IV-12). L'hédénbergite remplace massivement la roche préexistante dont les témoins reconnaissables sont de l'épidote (produit

d'altération de plagioclase), du quartz et de la titanite. Le pyroxène lui-même est rétrotransformé en actinote, accompagnée de chlorite.

Des veines tardives à quartz + épidote, ainsi qu'une hématitisation importante recourent l'hedenbergite et la déstabilisent.

Ce skarn est associé à une zone minéralisée de direction N120°-130° à pyrrhotite et arsénopyrite, avec löllingite résiduelle et bismuth natif dans l'arsénopyrite. La scheelite, avec phengite fluorée, est également présente dans les zones quartzeuses.

Pyroxénite



**Fantômes de grenats remplacés
par feldspath potassique,
vésuvianite et hédenbergite**

Figure IV-12 : Pyroxénite du skarn du granite du kaolin

IV.2.2.3 - Le skarn à l'est de l'oued barytine

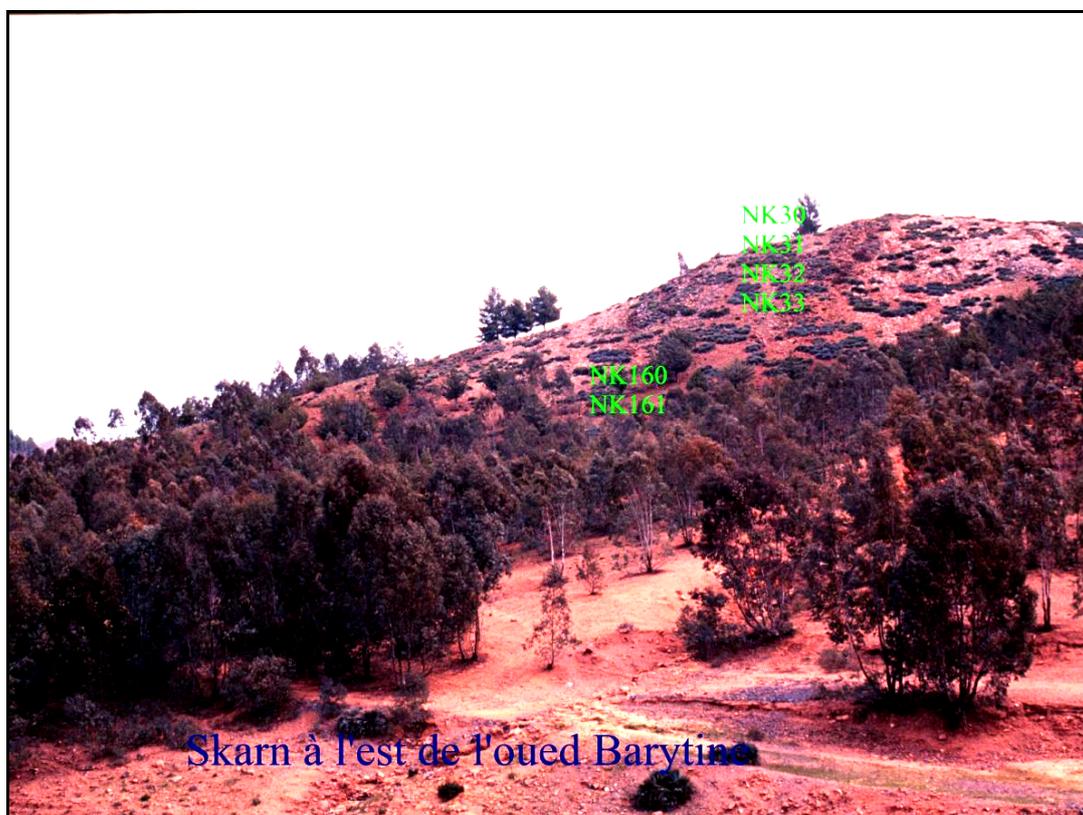


Figure IV-13 : Localisation des échantillons du skarn à l'est de l'oued Barytine

Une coupe réalisée à l'est de l'Oued Barytine, qui empreinte la faille décrochante senestre de direction NS et décale le granite du mispickel de quelque mètres, a permis de préciser la position lithostratigraphique de ce skarn (Fig IV-13)..

La coupe orientée E-W débute par des filons parallèles à Pb-Zn (grattage ancien situé sur la route qui mène vers le puits du Signal). On rencontre d'abord des schistes gréseux orientés N40°-30°W, passant à des conglomérats à éléments arrondis et de différentes tailles de quartzites et de schistes dans un ciment argileux. Ensuite, on observe les flyschs du Viséen (alternance de bancs de grès de 20 cm et de schistes) surmontés par des argilites noires toujours accompagnées d'un niveau très oxydé assimilé à un chapeau de fer (terme utilisé par commodité de terrain). Ce niveau est à la base des calcaires, au contact des schistes. C'est dans ces calcaires qu'on retrouve le skarn composé de niveaux à pyroxène et grenat et de niveaux clairs avec des traversées sombres nommés « barrégiennes » par Sonnet (1981). Au-dessus on retrouve le calcaire à polypiers du sommet du Viséen.

Sur le terrain, ce skarn se marque par une alternance de bancs ocre-rouge et blancs, la couleur rouge étant due à la présence de goethite. Ces niveaux rougeâtres d'une puissance de 1 m, orientés N50°, présentent des encroûtements en bord de banc orientés N40° fortement pentés (70°NW) à verticaux. Ces bancs sont parfois traversés de veinules à biotite, séricite et minéraux opaques.

IV.2.3 - Skarn du granite du kaolin



Figure IV-14: Localisation des échantillons des skarns du granite du kaolin au sud-ouest du granite

Une coupe faite dans le secteur de Sidi Ahmed au Sud du granite du kaolin (dans le talweg orienté SE-NW, cf Fig. IV-6 et Fig IV-14) permet d'observer un autre skarn à l'affleurement. A cet endroit la série est inversée avec, à la base, des barrégiennes et des grès du Viséen sur lesquels reposent des schistes argileux du Silurien, puis des barres de quartzite de l'Ordovicien. Le contact entre le Viséen et l'Ordovicien orienté N70°E est faillé, marqué par une zone de brèche de faille puissante de 20 m permettant une importante circulation de fluides, à l'origine de petites concentrations de sulfures (arsénopyrite et pyrrhotite en petites plages disséminées). Ce niveau bréchifié (à boxworks de sulfures), très altéré (abondante scorodite), se trouve de part et d'autre du synclinal de l'Aouam, à la base des calcaires.

Ce skarn n'intéresse pas un grand volume de roche. Il se développe aux dépens des barrégiennes situées stratigraphiquement sous le calcaire à polypiers et dont l'aspect est très variable depuis une roche constituée presque exclusivement de silicates calciques jusqu'à un

« calcaire à minéraux ». Nous pensons qu'il s'agit d'une alternance rythmique de niveaux calcaireux (calcaire ou shale calcaireux) et de niveaux détritiques (grés calcaireux) issus vraisemblablement de la série de flysch sous-jacente.

A l'affleurement le skarn se distingue de la cornéenne par sa couleur vert sombre. La skarnification se fait par des veinules recoupant la stratification et en nuages suivant grossièrement la stratification. Cette répartition prouve que les circulations des fluides se font préférentiellement le long de certains joints de stratification ou par des diaclases. Les minéraux caractéristiques de ce skarn sont le grenat, le pyroxène (diopside, salite), l'épidote et la wésvianite (Fig. IV-15). La stratification est parfois marquée par des petits lits quartzeux à wollastonite.

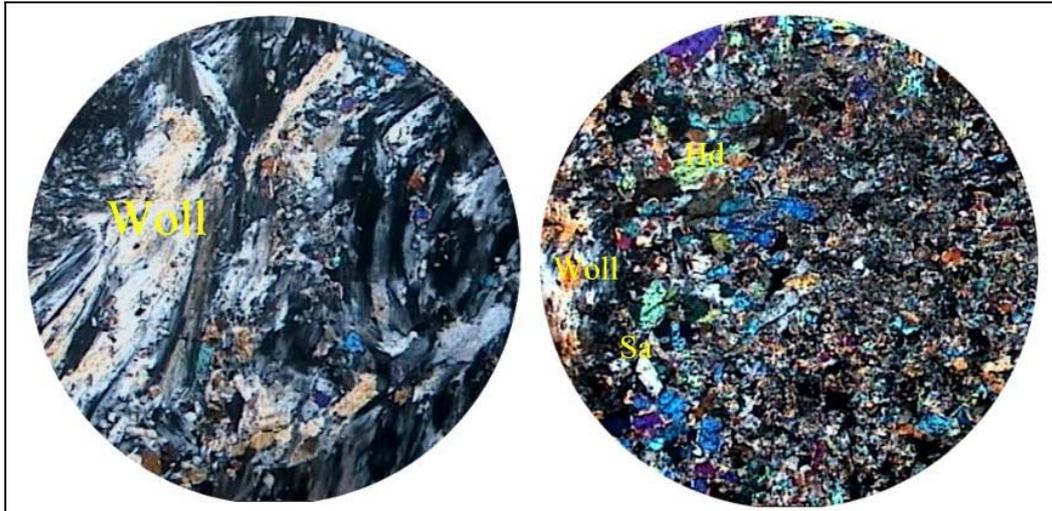


Figure IV-15 : *Pyroxénite à wollastonite, salite, hédenbergite (échantillon NK 185)*

Le contact faillé avec le granite du kaolin est très altéré et marqué par une pyroxénite (NK 187) à salite, chlorite et arsénopyrite disséminée. Ce contact très tectonisé est parcouru par des failles N100° à quartz, oxydes de fer et kaolin.

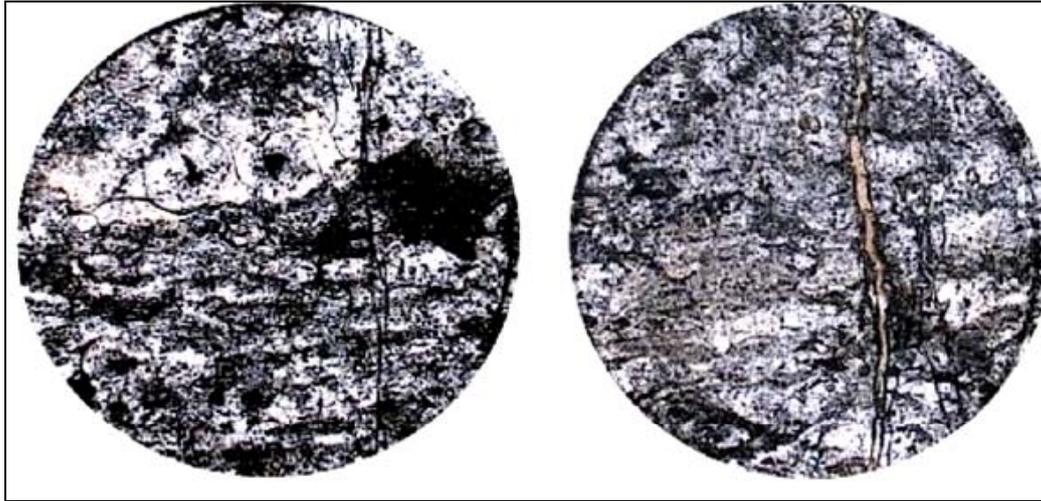


Figure IV-16 : Grenatite rubanée (échantillon NK 50)

A quelques mètres du contact avec le granite du kaolin apparaissent des grenatites rubanées (Fig. IV-16, NK 50). Le grenat grossulaire (Gr 0,8) est complètement rétro-morphosé, avec un cœur de quartz + oxyde de fer entouré de vésuvianite (1,7 % F) et de plagioclase calcique. L'association minérale comporte également une chlorite légèrement fluorée (0,37 % F) et manganifère (0,49 % MnO) et de la calcite. Ces roches sont recoupées par des veines tardives à hédénbergite.



Wollastonite, vésuvianite et diopside
remplissant soit des filonnets
soit des espaces en amande.

Figure IV-17 : Les skarns rubanés au sud du granite du kaolin (échantillons NK 179, NK 180)

Les skarns rubanés verdâtres du sud du granite du kaolin sont moins développés que ceux du granite du mispickel. Ces roches montrent des microplis d'axe N10° plongeant 50°W, découpés par les diaclases N100°, à pendage 60°N, le long desquelles on observe la décoloration verdâtre qui traduit l'avancée de fronts de transformation par le fluide. Dans ces barrégiennes on a des méta-argilites (NK 179) avec des trous en forme d'amande ou de lentilles, laissés par d'anciens fossiles et envahis de wollastonite en lattes ou en gerbes et

d'épidote (Fig. IV-17). Hors de ces espaces on observe du plagioclase, du grenat (grossulaire) en chapelet ou en amas, et dans un échantillon des amas de pargasite (riche en Cl) en petites rosettes.

Les veinules sécantes de direction N100°, sub-verticales, sont occupées par du pyroxène (ferrosalite à hédénbergite, Hd 0,50 à 0,95) pauvre en MnO (< 1,2 %). La pargasite, au voisinage immédiat de ces veines, est rétomorphosée en épidote + chlorite.

Le grenat et le pyroxène montrent un remplacement partiel par de la vésuvianite en gerbes, très fluorée (2,2 % F) et pauvre en Mg.

IV.2.4 - Skarnoïde à tungstène

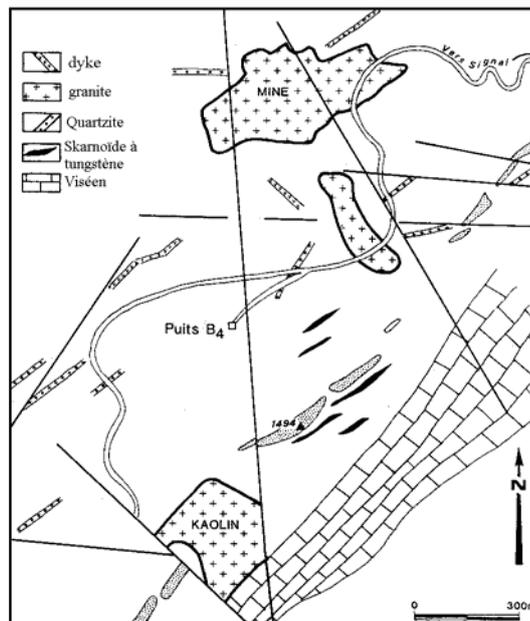


Figure IV-18 : Localisation des skarnoïdes à tungstène (in Cheillett, 1984)

Ces skarnoïdes se présentent, soit en veines ou veinules, soit en « stratiformes ». Les skarns stratiformes à scheelite et biotite, non affleurants se situent en mine à distance de deux des principaux stocks intrusifs, les granites de la mine et du kaolin, encadrés par deux failles NS et NNW-SSE (Fig IV-18). Ils sont coupés par les filons de microtonalite. Trois bancs minéralisés ont été découverts et étudiés par Cheillett (1984) : les skarns stratiformes sont à

quartz, actinote, biotite magnésienne, plagioclase, ilménite, apatite et scheelite. Les veinules de skarns (1 à 10 mm de puissance) sont souvent à biotite et/ou amphibole, pyroxène, avec quartz, plagioclase, ilménite, scheelite. Certaines veines dénommées « phlogopite-scheelite » ont été observées au fond de la mine (10 à 20 cm de puissance). Leur paragenèse est à phlogopite, scheelite, pyrrhotite, fluorite et spinelle.

Nous avons observé et échantillonné ces skarns stratiformes au fond de la mine du Signal (niveau -757 m) (Fig IV-19, échantillon NK 104). Les skarns stratiformes se composent de lits clairs à grain fin à quartz + feldspath potassique + calcite + titanite et de lits sombres, grossiers à scheelite associés à la vésuvianite + biotite rougeâtre en partie chloritisée, mica blanc en éventail, quartz, plagioclase et amphibole. A proximité de plages de calcite, de grands cristaux d'épidote englobent biotite fraîche, calcite et quartz. On observe également de la sphalérite, de petites plages d'arsénopyrite, pyrrhotite et pyrite, des cristaux millimétriques de wolframite, du rutile assez fréquent en grains automorphes, de l'ilménite en

Les skarnoïdes à tungstène

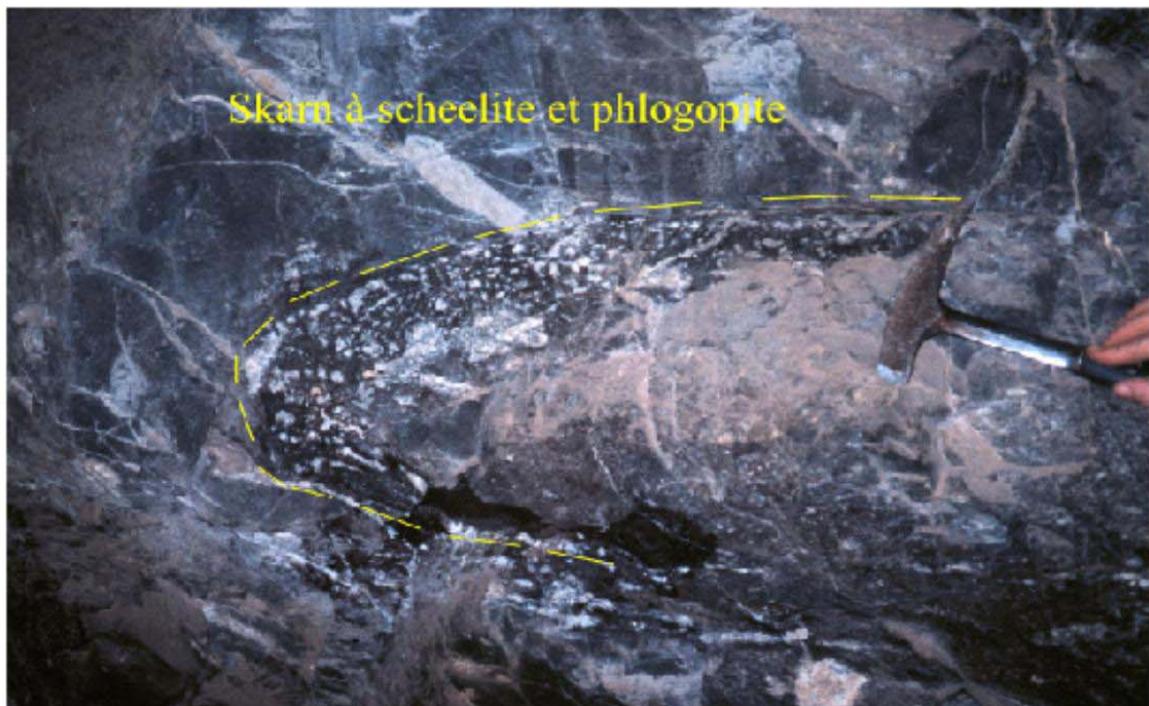
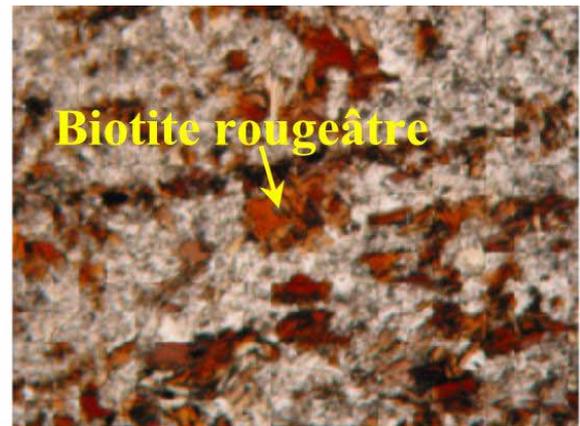


Figure IV-19 : Les skarnoïdes à tungstène (mine, niveau – 757)

rare grains associés au rutile, et de la pyrrhotite à exsolutions de chalcopyrite disséminée dans la gangue.

Nous avons aussi observé dans le même secteur des skarns à phlogopite formant des plis couchés avec un axe N160° plongeant de 30°E. Ces phlogopites sont très fluorées (1,80 à 3,43 % F) et magnésiennes (rapport atomique Fe/Fe+Mg autour de 0,30).

La scheelite est en grains automorphes, de taille variable (de quelques µm à 2 mm) et se présente en inclusions dans le pyroxène ou dans les espaces intergranulaires, conséquence de la porosité de la roche qui facilite la circulation des fluides minéralisateurs. Sous la lampe à U.V. à ondes courtes, la scheelite fluoresce dans le bleu pâle indiquant une faible teneur en molybdène. L'analyse de ce minéral à la microsonde électronique (cf chapitre V) a montré qu'elle est pratiquement pure, et qu'elle ne contient que très peu d'éléments en traces.

IV.2.5 - Minéralogie - géochimie des silicates des skarns

La formation du pyroxène ou du grenat dans les skarns est contrôlée par plusieurs paramètres : la nature du substrat remplacé, la fugacité d'oxygène et l'activité de la silice.

❖ Les grenats

La proportion du grenat est très variable ; elle est liée à la teneur en alumine de la roche.

Dans les skarns du granite du mispickel, une particularité est le développement de l'hédenbergite avec de l'andradite, par contre dans les skarns du granite du kaolin on observe plutôt du grossulaire avec de la salite ou ferrosalite (Fig. IV-20, IV-21 et IV-22)

Les grenats du granite du mispickel sont en gros cristaux zonés (> 1 cm) et montrent au microscope une alternance de bandes de pyroxène et de vésuvianite géodique qui reprennent la zonation initiale du grenat, principalement due à la variation du rapport Fe/Al. Le pyroxène se développe préférentiellement dans les zones riches en fer alors que les zones alumineuses sont remplacées par de la vésuvianite. On a aussi des grenats en petites grains ou en chapelets et sont de composition Gr₃₇-An₅₉.

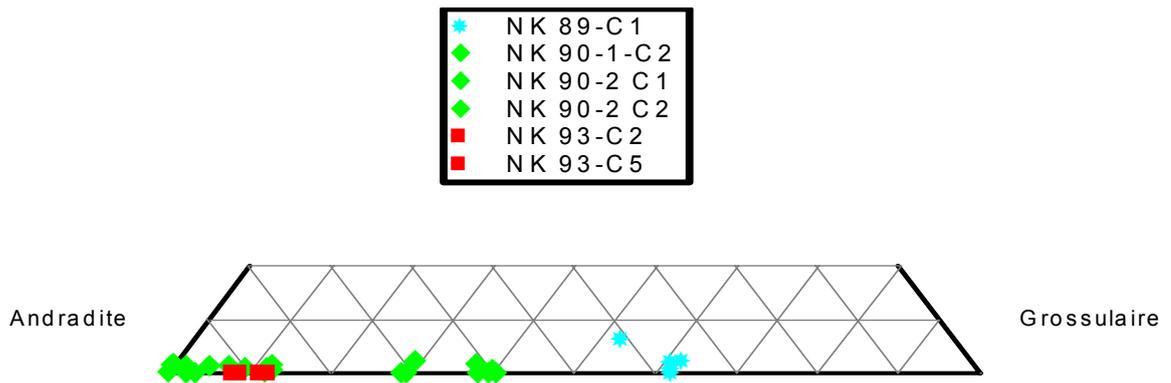


Figure IV-20 : Grenats des skarns du granite du mispickel : grenatite massive, NK 90 ; grenatite rubanée, NK 89 ; cipolin à vésuvianite, NK 93

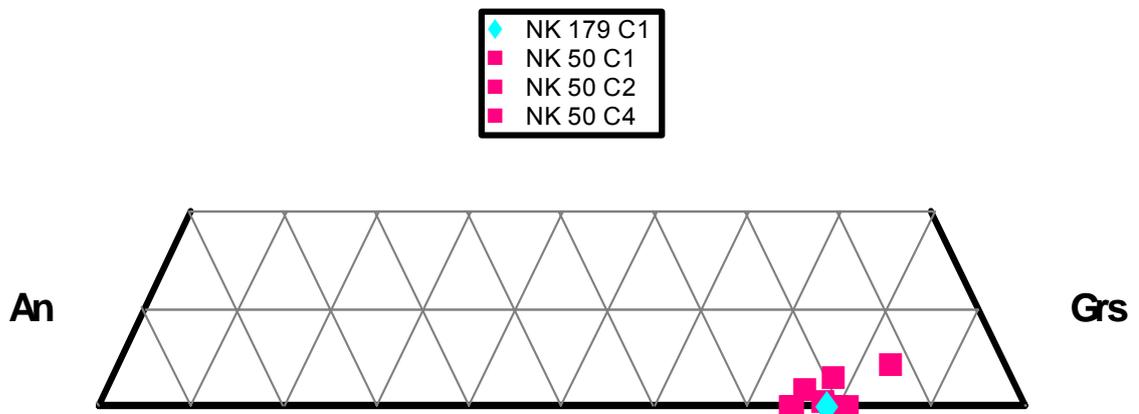


Figure IV-21 : Grenats des skarns du granite du kaolin : grenatite rubanée, NK 50 ; pyroxénite, NK 179

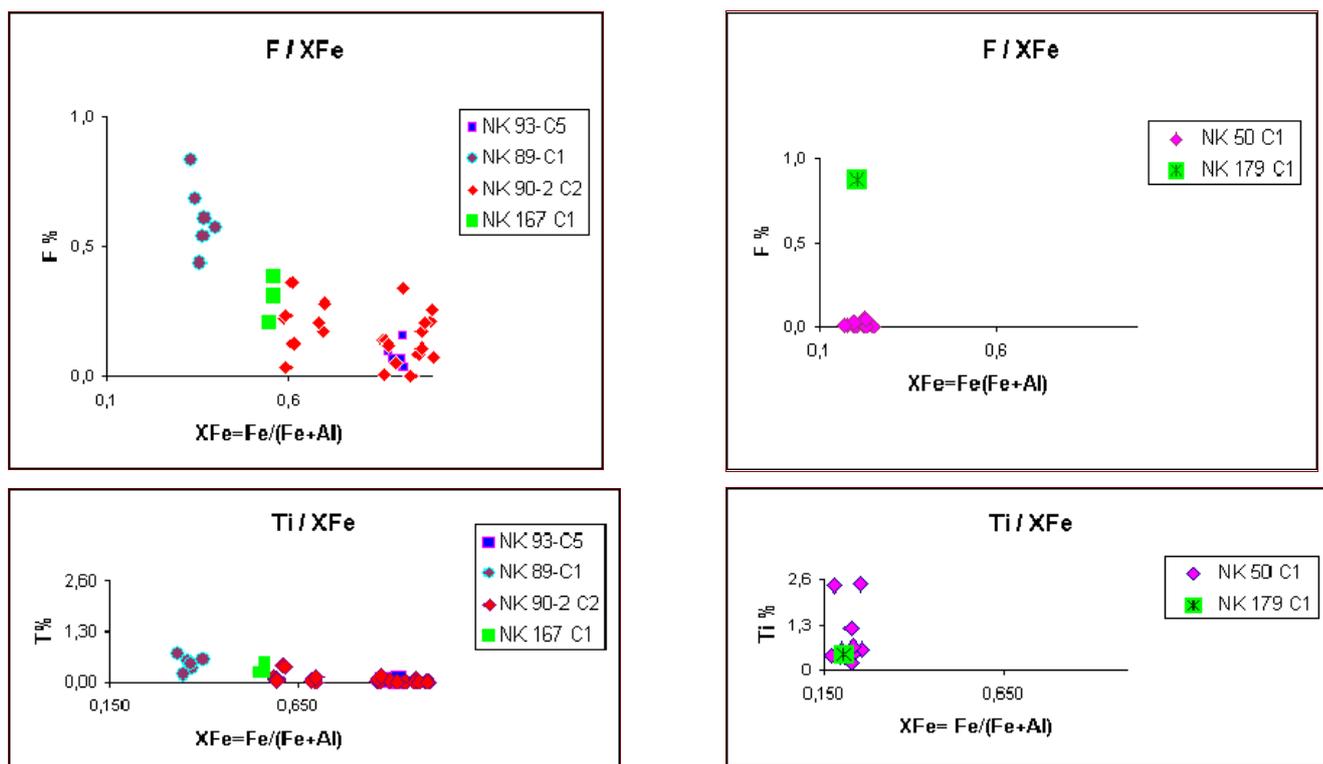


Figure IV -22 : Composition des grenats des skarns

Grenats des skarns du granite du mispickel

Cipolin à vésuvianite : NK 93

Grenatite: NK 89

Grenatite massive: NK 90

Pyroxénite: NK 167

Grenats des skarns du granite du kaolin

Grenatite: NK 50

Pyroxénite: NK 179

Les grenats du skarn du granite du kaolin résistent à l’envahissement du pyroxène et sont conservés sous forme de grandes plages reliques dans une matrice à pyroxène. Leur composition est typique de celle d’un grenat métamorphique de type grossulaire (Gr80-An20).

Pour calculer la formule structurale de ce grenat, on a procédé de la manière suivante sans tenir compte de la silice (cette dernière n’est pas fiable) :

si A, B et C sont les sites du grenat

$A = (\text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}), \quad B = (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Fe}^{2+} \dots), \quad C = (\text{Si}, \text{H}^+, \text{F})$

Pour le calcul des cations nous avons fait la somme de tous les cations ($A+B = 5$) (sauf Si) :

Pour le partage $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ on s’est basé sur :

$\text{Fe}^{2+} = 3 - \text{Mn} - \text{Ca}$ (3 cations dans le site A)

$\text{Fe}^{2+} = \text{Ti}$ (balance des charges) dans le site B

H est alors estimé à partir de $\text{Si} + \text{F}/4 + \text{H}/4 = 3$

	Cœur					Bord	
	NK 89-C1	NK 89-C1	NK 89-C1	NK 89-C1	NK 89-C1	NK 89-C1	NK 89-C1
SiO2	32,31	36,44	36,20	37,02	37,90	36,89	35,03
TiO2	0,72	0,53	0,34	0,20	0,57	0,45	0,33
Al2O3	15,11	15,32	14,75	15,89	14,50	15,05	17,09
FeO	10,52	12,12	12,15	11,79	13,65	12,25	9,15
MnO	1,25	1,28	1,05	1,21	1,11	1,23	0,99
MgO	0,03	0,09	0,07	0,00	0,03	0,01	0,02
SnO2	0,12	0,00	0,11	0,00	0,00	0,00	0,14
ZnO	0,00	0,06	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00
CaO	32,42	32,59	33,13	32,97	32,53	33,61	33,40
Ce2O3	0,00	0,09	0,00	0,08	0,00	0,00	0,01
Na2O	0,01	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
K2O	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00
P2O5	0,08	0,19	0,24	0,32	0,15	0,24	0,25
F	0,84	0,44	0,61	0,69	0,57	0,54	0,78
F=O	-0,35	-0,18	-0,26	-0,29	-0,24	-0,23	-0,33
H2O calc	2,89	1,21	1,14	0,87	0,28	1,12	1,91
Total	95,96	100,18	99,57	100,82	101,04	101,20	98,79
Facteur	0,210	0,216	0,214	0,217	0,216	0,218	0,216
Si	2,565	2,817	2,815	2,846	2,930	2,824	2,707
Ti	0,043	0,031	0,020	0,011	0,033	0,026	0,019
Al	1,411	1,394	1,349	1,438	1,318	1,355	1,553
Fe	0,696	0,781	0,787	0,756	0,879	0,781	0,589
Mn	0,084	0,083	0,069	0,078	0,072	0,079	0,065
Mg	0,004	0,010	0,008	0,000	0,004	0,001	0,002
Sn	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004
Ca	2,757	2,699	2,760	2,716	2,694	2,757	2,765
Na	0,001	0,001	0,004	0,001	0,000	0,000	0,003
K	0,002	0,000	0,002	0,003	0,000	0,001	0,000
H+	1,532	0,624	0,592	0,448	0,142	0,573	0,982
F	0,209	0,107	0,149	0,166	0,140	0,131	0,191
charges+	23,992	24,128	24,032	24,053	24,123	24,058	23,995
Fe2+	0,201	0,235	0,181	0,219	0,263	0,189	0,186
Fe3+	0,495	0,546	0,607	0,537	0,616	0,592	0,403
Andradite	0,248	0,273	0,303	0,268	0,308	0,296	0,201
Sn_andradite	0,004	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,004
Almandin	0,051	0,068	0,053	0,069	0,077	0,054	0,054
Spessartine	0,028	0,028	0,023	0,026	0,024	0,026	0,022
grossulaire	0,499	0,549	0,550	0,586	0,546	0,549	0,619
Hydrogross	0,128	0,052	0,049	0,037	0,012	0,048	0,082
F-gross	0,017	0,009	0,012	0,014	0,012	0,011	0,016
Ca3TiFeSi3O12	0,043	0,031	0,020	0,011	0,033	0,026	0,019
	1,017	1,010	1,014	1,013	1,012	1,010	1,017

Ca+Mn+Fe ²⁺ -(Ti+Sn)	2,995	2,987	2,986	3,002	2,996	3,000	2,992
Al+Fe ³⁺ +2*(Ti+Sn)	1,9995063	2,0013466	2,0021259	1,9975522	2	1,9989250	2,0026915
Si+H/4+F/4	3	3	3	3	3	3	3

Tableau IV-2 : Données géochimiques de l'hydrogrossulaire

Grenat NK89

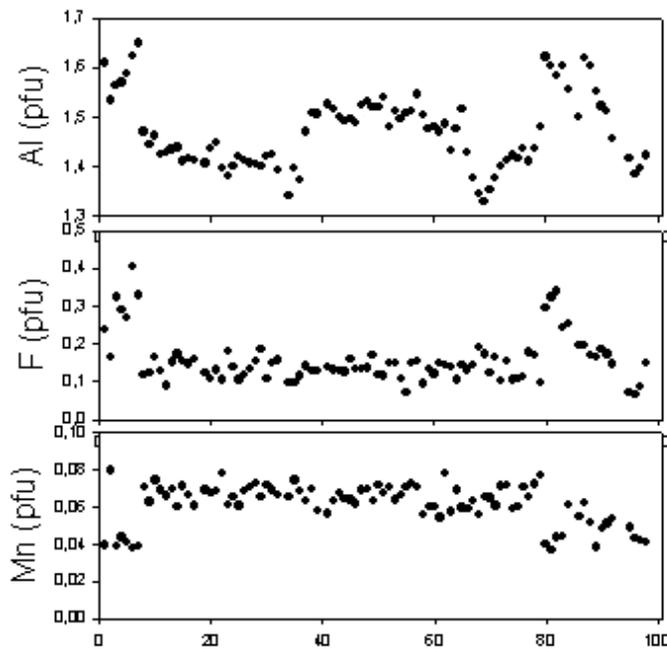
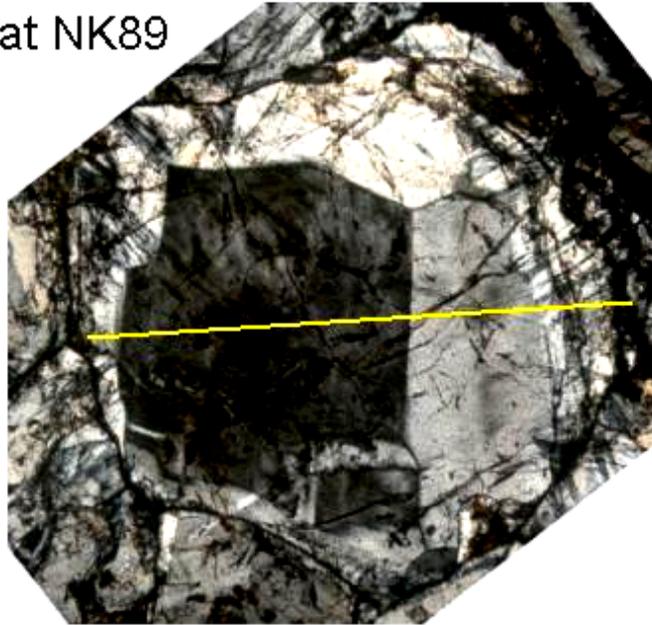


Figure IV-23 : Traversée d'un cristal de grenat "hydrogrossulaire" des skarns du granite du mispickel

Les résultats ainsi calculés sont corrects, sauf pour la proportion d'hydrogrossulaire qui ne peut pas être correctement estimée mais reste faible (Tab. IV-2).

Ce grenat hydrogrossulaire est remarquable par son idiomorphisme et sa zonation de croissance souvent complexe (Fig. IV-23 et IV-24), généralement incomplètement préservée chimiquement mais qui se manifeste par la présence de deux ou trois zones idiomorphes constellées de très petites inclusions et d'un centre envahi de résidus plus ou moins altérés d'hédenbergite/ferrosalite. Le grenat est intimement associé à la vésuvianite fluorée, puisqu'à certains endroits il l'englobe en partie tandis qu'à d'autres endroits la vésuvianite (également très zonée) est géodique.

Un profil de composition a été établi lors d'une traversée à la sonde sur le grenat NK 89 (Fig. IV-23). Le grenat présente au moins deux stades de croissance, bien distincts sur la photo avec le cristal central brunâtre (lui-même zoné) tandis que la périphérie est incolore. Cette périphérie est particulièrement riche en F (et pauvre en Mn) dans sa partie interne, et le fluor décroît rapidement vers l'extérieur. Il y a donc une série de venues de fluides riches en fluor, élément rapidement fixé par le grenat et la vésuvianite. Cet hydrogrossulaire comporte en outre des traces d'étain.

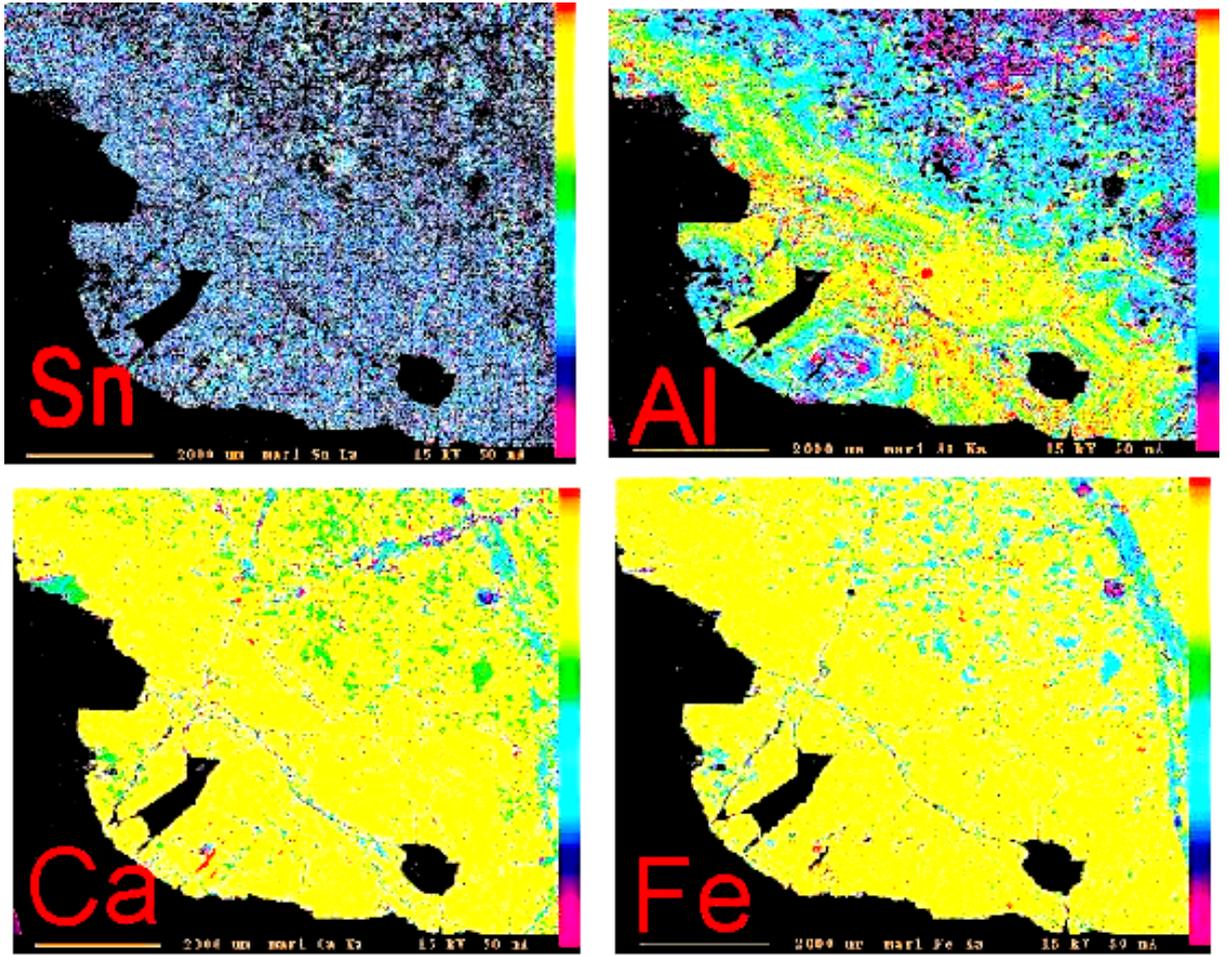


Figure IV-24 : Cartographie X d'un grenat provenant des skarns à grenat du granite du mispickel

❖ **Vésuvianite :**

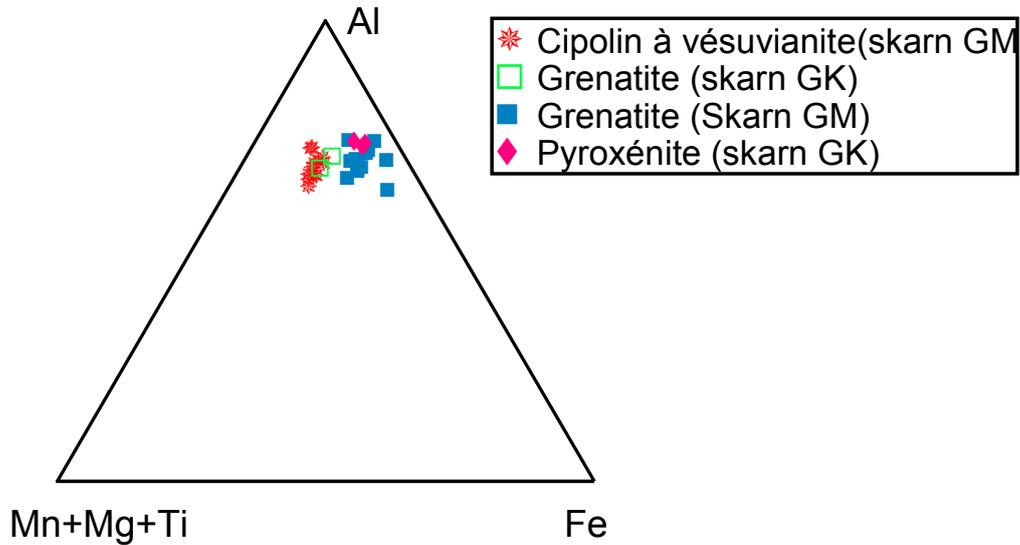


Figure IV-25 : Compositions des vésuvianites du district de Tighza (% atomique) (GM : granite du mispickel, GK : granite du kaolin)

Les compositions des vésuvianites varient dans les différents skarns étudiés (Fig. IV-25 et IV-26). Les skarns du granite du mispickel possèdent deux types de vésuvianites :

- celles très fluorées (1,24-3,90 % F) ferrifères (2,27-4,51% FeO) et alumineuses (8,74-10,08 % Al_2O_3) mais appauvries en Mg (0,01-0,9 % MgO) (exemple : NK 89) et
- celles pauvres en fluor (0,03-0,75 % F), en fer (1,46-2,07 % FeO) et légèrement moins riches en aluminium (8,53-9,59 % Al_2O_3) mais plus magnésiennes (1,87-2,58 % Mg) (exemple NK 93).

Les vésuvianites moins riches en fluor semblent être plus précoces que les vésuvianites fluorées. On note la présence de grandes plages de vésuvianite (1 mm) en agrégats résiduels, fortement fracturés et remplacés par de l'épidote (zoïsite). A ces agrégats de vésuvianite sont associés en abondance des cristaux de titanite automorphes de couleur brune. La vésuvianite des skarns du granite du kaolin est xénomorphe, visiblement développée à la périphérie du grenat. Elle forme très rarement des lits continus comme dans le secteur du granite du mispickel et accompagne toujours grenat et pyroxène ce qui tendrait à prouver qu'elle dérive d'une réaction entre ces deux minéraux (mais les réactions texturales ne l'ont jamais montré clairement). Le développement de la vésuvianite est toujours tardif. Elle est peu fluorée (0,72-1,4 % F) mais riche en fer (4,5 % FeO) et aluminium (13,12-14,25 % Al_2O_3) et en Mg (2,58 % MgO).

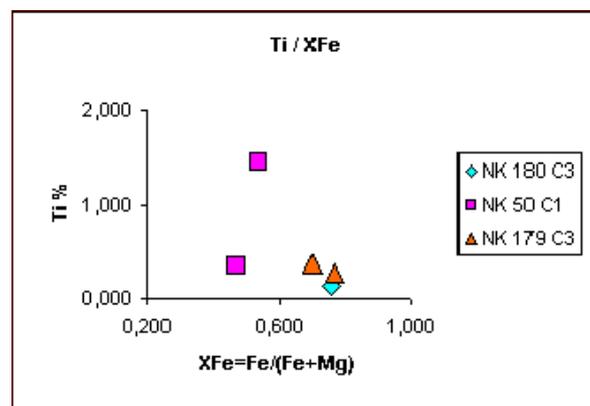
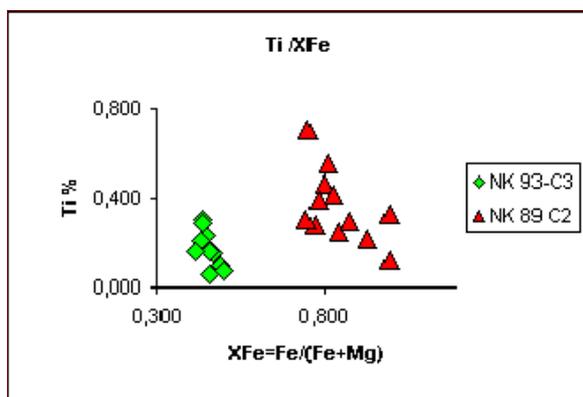
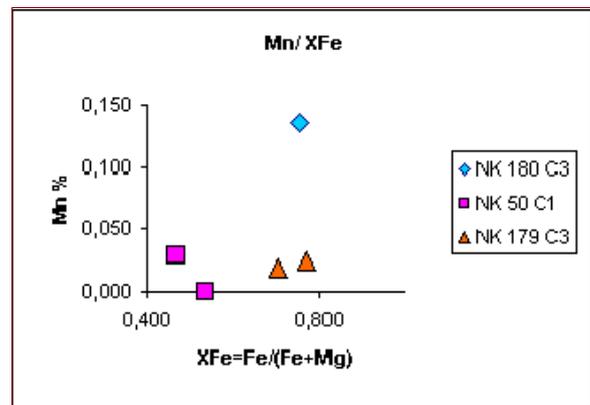
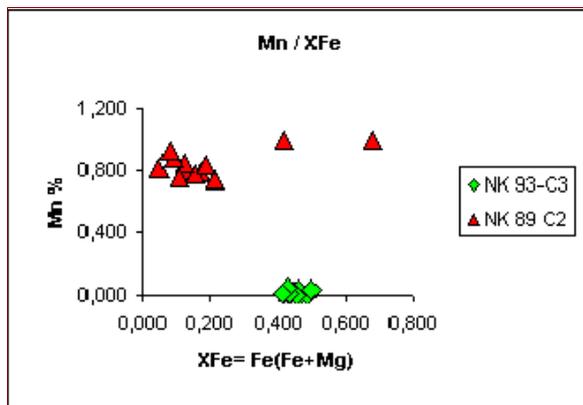
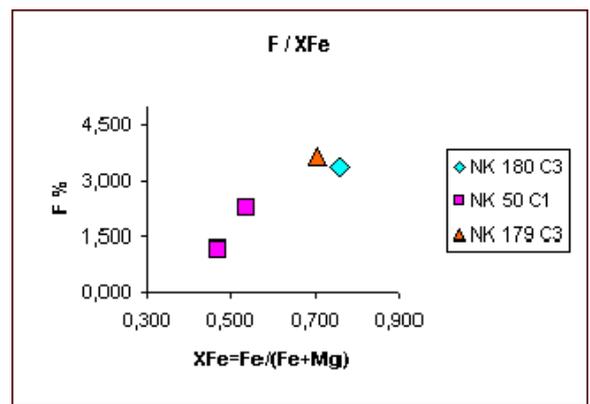
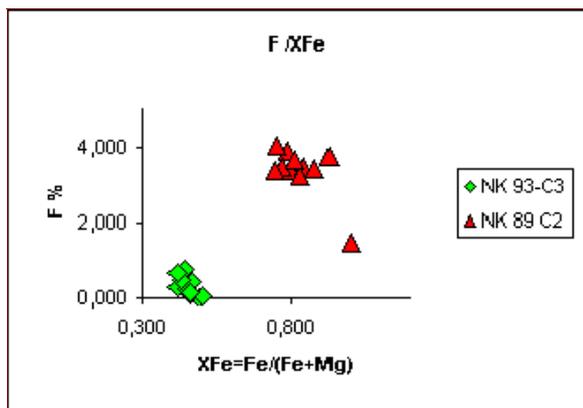


Figure IV-26 : Composition des vésuvianites

*Vésuvianites des skarns du granite du
mispickel*

*Cipolin à vésuvianite : NK 93
Grenatite : NK 89*

*Vésuvianites des skarns du granite du
kaolin*

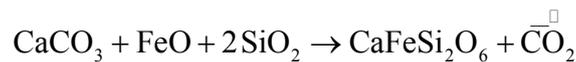
*Grenatite : NK 50
Pyroxénite : NK 179*

❖ Le pyroxène

Les skarns et skarnoïdes de Tighza semblent résulter d'un même phénomène, la variabilité minéralogique étant attribuable à la composition initiale de l'encaissant. Le pyroxène peut constituer des zones monominérales. On distingue plusieurs pyroxènes : le diopside, considéré comme un minéral métamorphique au même titre que le grossulaire, la ferrosalite et l'hédenbergite.

Les pyroxènes des skarns du granite du mispickel ont une composition définie (hédenbergite) tandis que les skarns du granite du kaolin ont une composition très variée allant du diopside à l'hédenbergite (Fig. IV-27 et IV-28). Dans ce processus, le fluide dépose du fer en percolant dans les cornéennes calciques et se charge de magnésium. Il tend à s'équilibrer avec son encaissant ce qui explique la gamme des compositions des pyroxènes.

Certains skarns du granite du mispickel sont constitués en quasi-totalité par de l'hédenbergite pratiquement pure. Les teneurs en Al_2O_3 (inférieures à 0,5 %) et en MgO (~ 0,30 %) sont très faibles. Par contre la teneur en MnO est relativement importante (> 2,50 %). La réaction de formation de l'hédenbergite peut s'écrire :



Les grands clinopyroxènes idiomorphes présentent parfois des golfes de corrosion remplis par la calcite. Les hédenbergites sont plus manganifères que les diopsides.

L'hédenbergite est associée à la scheelite, les relations de textures suggérant un synchronisme des deux minéraux.

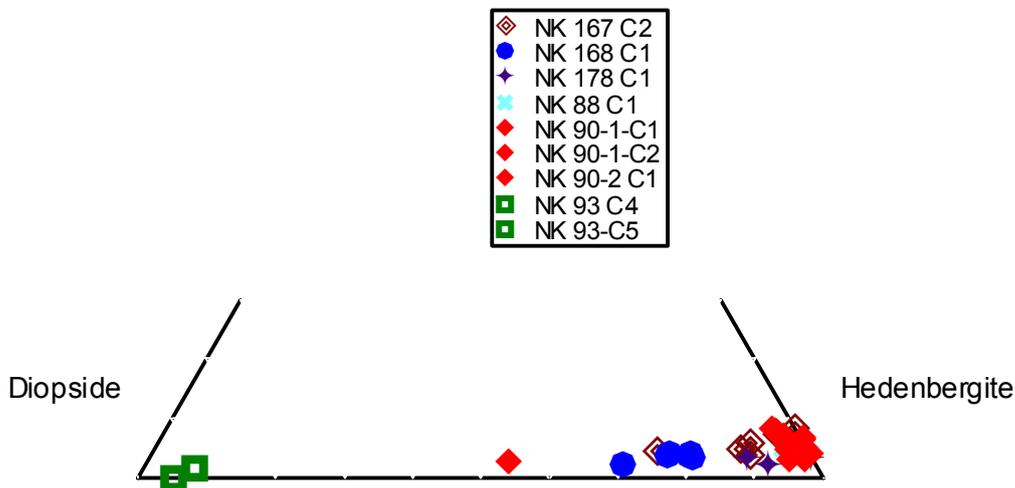


Figure IV-27 : Composition des pyroxènes des skarns du granite du mispickel : grenatite massif, NK 90 ; Grenatite rubanée, NK 88 ; cipolin à vésuvianite, NK 93, pyroxénites, NK 167, NK168, NK178.

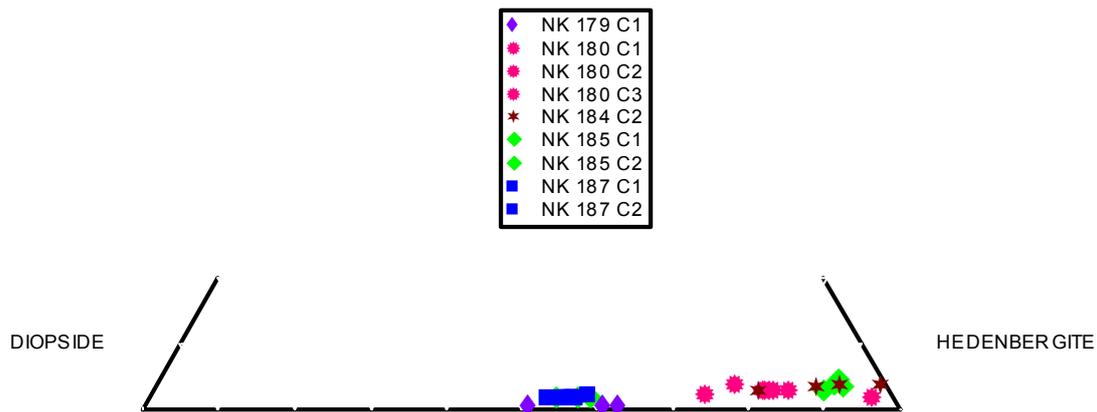


Figure IV-28 : *Composition des pyroxènes des skarns du granite du kaolin : skarns rubanés, NK179, NK180 ; pyroxénites, NK 184 , NK185 ,NK 187*

❖ **Wollastonite**

La transformation de carbonates en wollastonite aux abords du granite du kaolin relève des transformations métasomatiques réalisée de manière très précoce, conjointement à l'apparition d'autres phases (diopside, vésuvianite, grenat).

De plus, on observe parfois un agrégat de grains de quartz jointifs dans la calcite qui représente presque certainement une rétrogenèse de wollastonite en calcite + quartz bien que les limites et forme du cristal de départ ne soit pas observables.

❖ **Le feldspath potassique et l'anorthite**

Ils sont présents dans les espaces interstitiels dans les skarns du granite du kaolin rétrogenant le grenat grossulaire.

❖ **L'épidote**

Elle est très abondante dans les skarns du granite du kaolin, où elle se développe aux dépens du grossulaire.

❖ **Le quartz et la calcite**

Ils sont présents de manière systématique dans les skarns. Les relations texturales sont ambiguës mais laissent supposer qu'ils sont contemporains ou légèrement tardifs par rapport à l'hedenbergite.

❖ **Les phyllosilicates et la pargasite**

Les phyllosilicates apparaissent de manière exceptionnelle car la teneur en fer des lits calciques est très basse ; c'est la teneur en fer des niveaux sédimentaires qui est déterminante pour l'apparition de ces minéraux. La pargasite semble se développer par

rétromorphose de l'hédenbergite. Les biotites des skarns du granite du mispickel, et plus précisément du contact faillé de ce granite (NK96) sont très fluorées (2,11 et 6,06 % F) et très manganifère avec des teneurs de 0,19 à 0,28 % MnO. Les rapports atomiques Fe/Fe+Mg de 0,26 à 0,31.

Les chlorites sont aussi fluorées (0,33 % F) et peu manganifères (0,23% MnO) et montrent un rapport Mg/Mg+Fe de l'ordre de 4,044 et un rapport de Fe/Fe+Mg de 0,593.

Les chlorites de la zone du col du granite du mispickel (NK 167) sont légèrement fluorées (0,09 à 0,29% F) et manganifères (0,49 à 0,75% MnO, parfois 0,95%) avec des rapports atomiques Mg/Mg+Fe de l'ordre de 5,36 et Fe/Fe+Mg de 0,98. Les chlorites du skarn du granite du kaolin (NK 50) sont aussi fluorées (0,26 à 0,32 % F) et montrent une teneur élevée en MnO (0,38 à 0,49 %) avec des rapports Mg/Mg+Fe élevés (4,45 à 4,65) et des rapports Fe/Fe+Mg compris entre 1,21 et 1,34.

Les phengites (illites probables) de la zone des sulfures situés au col du granite du mispickel (NK172) n'ont pas de MnO mais sont par contre fluorées (0,78 % F), avec traces de tungstène. Les rapports atomiques Mg/Mg+Fe sont de l'ordre de 1,2 et Fe/Fe+Mg de l'ordre de 0,27.

Dans la zone greisénisée qui fait suite au filon W1 nord dans le granite de la mine, les micas blancs sont associés au quartz Q1b et emplissent des fractures du quartz Q1a ou occupent des faciès bréchiques à matrice de quartz. D'autres micas hydrothermaux ont également été observés : les micas blancs et la biotite inclus dans la paragenèse aurifère associés au quartz Q2 et qui ont été datés ; les micas de la structure à pyrrhotite - sphalérite au sud ouest et au contact du granite du mispickel ; les micas blancs et phlogopites des skarnoïdes à tungstène situés au niveau 757 au fond de la mine du Signal et les micas des faciès disséminés touchés par le sondage SII-4 situés au sud du granite du kaolin. Ces différents micas ont été analysés à la microsonde électronique. Les analyses sont présentées en annexe 4.

Dans le diagramme binaire $Al^{IV} + Al^{VI}$ vs Fe+Mg+Ti+(Si-3) (Guiditti, 1984) (Fig. IV-29) on constate que tous les micas blancs sont intermédiaires entre des compositions de muscovite et de phengite. On peut nettement séparer l'ensemble des différents types en deux populations : une population représentée par les phengites associées à la paragenèse des disséminations et celle de la structure à pyrrhotite - arsénopyrite qui marque le contact nord-ouest du granite du mispickel. En parallèle on retrouve les phlogopites des skarnoïdes à tungstène. La seconde population comprend tous les autres types correspondant à des muscovites s.l.

Le diagramme F vs Si+Mg montre que ces micas hydrothermaux sont très fluorés, particulièrement les phengites de la structure pyrrhotite – arsénopyrite.

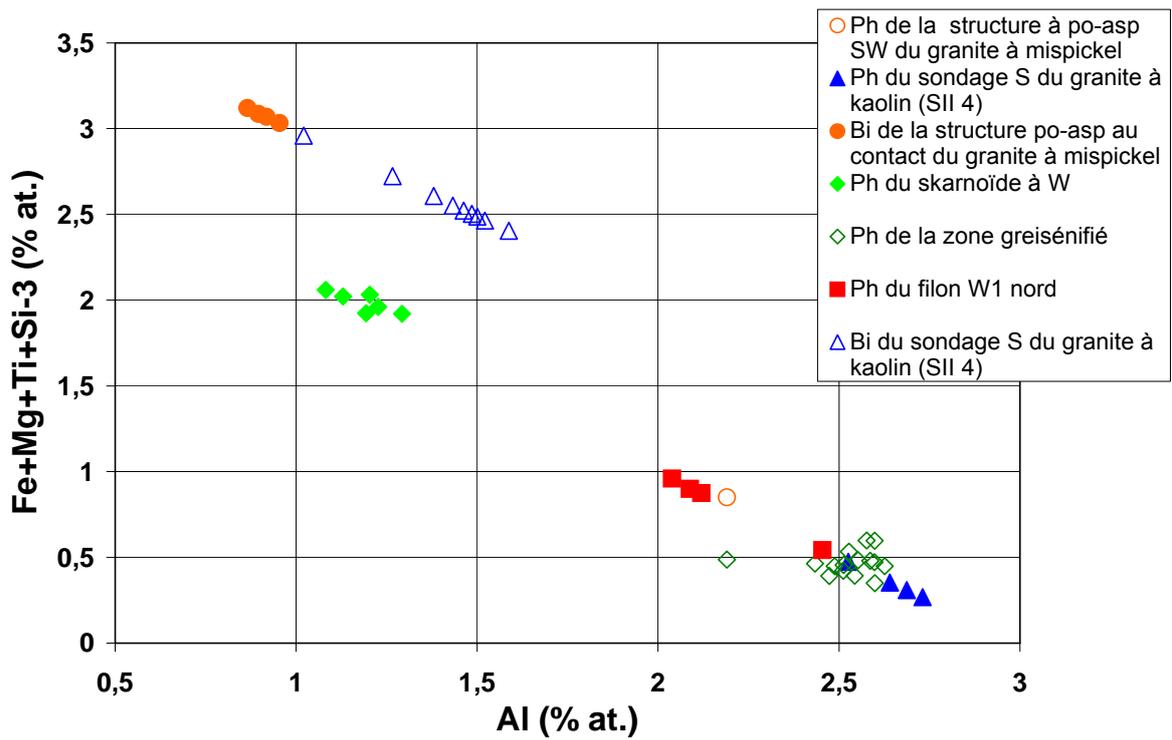
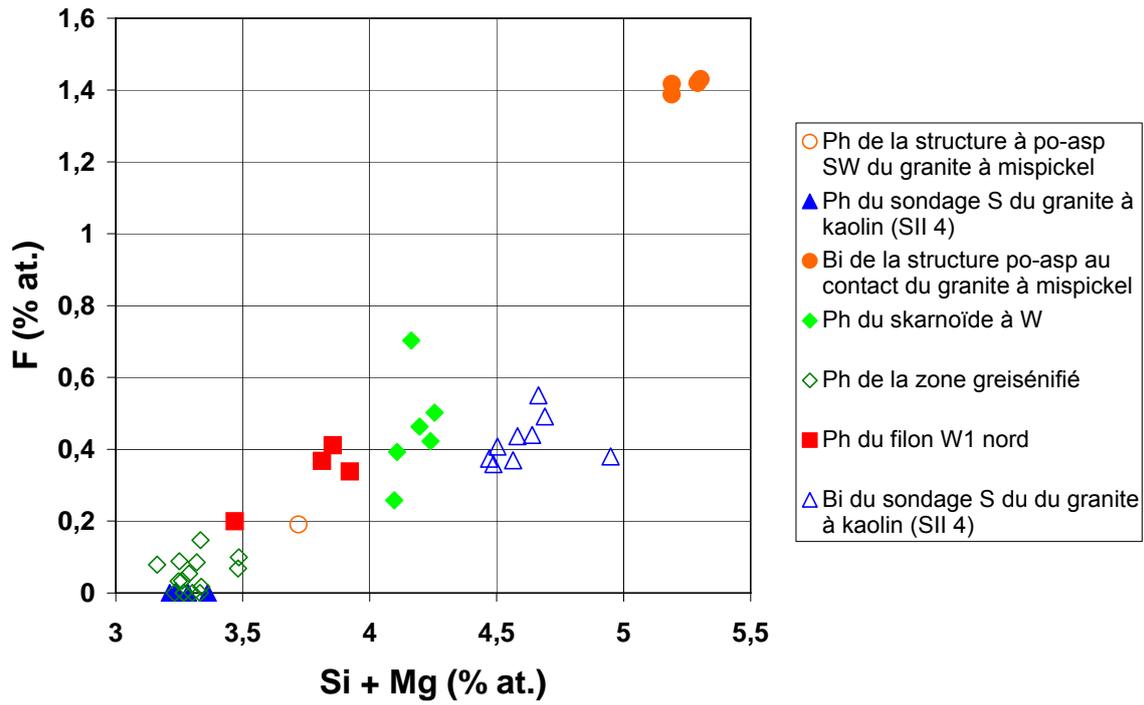
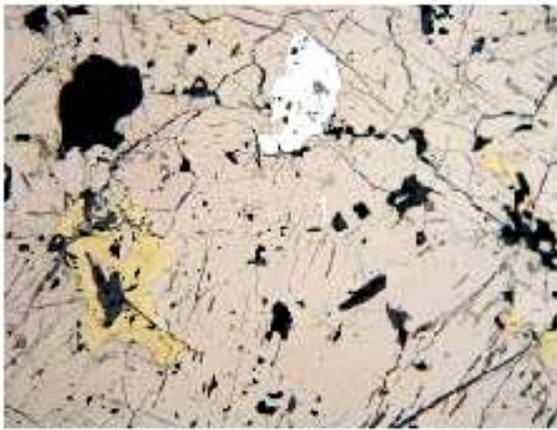
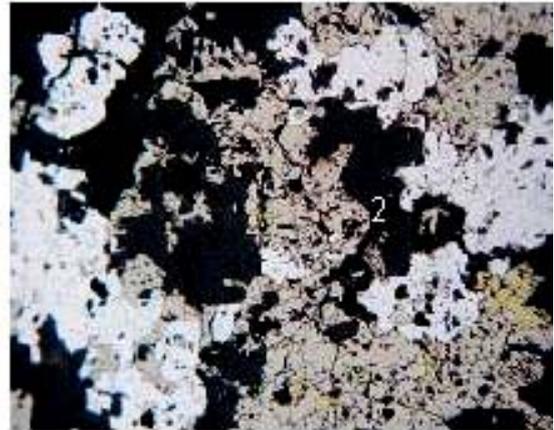


Figure IV-29 : Composition des micas des skarns

IV.2.6 - Les sulfures du « skarn » du granite du mispickel



Skarn granite à mispickel (NK 45)
arsénopyrite résiduelle (blanc, 400 μm)
dans pyrrhotite avec chalcopyrite (jaune)



Skarn granite à mispickel (NK 96)
pyrrhotite et arsénopyrite



Skarn granite à mispickel (NK 45)
cubanite en exsolutions lamellaires
(grande plage : 800 μm) avec
chalcopyrite (jaune) et pyrrhotite

Figure IV-30 : Sulfures des skarns du granite du mispickel

Les sulfures sont abondants dans les haldes, ce qui suggère de puissants corps minéralisés. La paragenèse est dominée par 3 minéraux qui sont, par ordre d'abondance : la pyrrhotite, la löllingite et l'arsénopyrite (Fig.4-30).

Les sulfures ne montrent pas de trace de recristallisation ni de déformation mécanique.

Le premier minéral à cristalliser est la löllingite, en cristaux millimétriques souvent automorphes. Elle est toujours partiellement à totalement transformée en arsénopyrite, constituant des amas polycristallins centimétriques. Le bismuth natif est précoce, synchrone de la löllingite qu'il constelle de fines plages. Il est particulièrement abondant au contact löllingite - arsénopyrite mais ce dernier minéral en est dépourvu. On n'observe pas de bismuthinite, ce qui traduit un milieu insaturé en soufre.

Le dépôt de la pyrrhotite, massive et très abondante est postérieur à l'arsénopyrite qu'elle envahit nettement. C'est le principal minéral de cette minéralisation, qui est la cause du développement important d'un chapeau de fer. Il s'agit d'une pyrrhotite monophasée (monoclinique ?) associée à de fréquentes places sub-centimétriques de chalcopyrite, parfois en intercroissance avec de belles lamelles de cubanite. La smythite est probable, en fissures dans la pyrrhotite. De rares plages de sphalérite sont présentes dans la pyrrhotite ou la chalcopyrite. La pyrrhotite massive est en cours d'altération (bird's eyes) le long des fissures et des clivages en marcasite - pyrite. La goethite occupe des veinules d'oxydation recoupant pyrrhotite et chalcopyrite

Le rutile a été observé dans les sulfures, en gros (1 mm) cristaux maclés. Malgré les teneurs en or mesurées dans ce skarn, aucune plage d'or n'a été observée.

IV.2.7 - Les sulfures du « skarn » du granite du kaolin :

Les manifestations hydrothermales sont bien visibles dans l'oued descendant du granite du kaolin. Elles se traduisent essentiellement par une importante silicification (« hydrothermalite ») de teinte grise, atteignant 10 m de puissance, sur laquelle se sont développés un chapeau de fer modeste et des enduits de scorodite. Les teneurs en roche atteignent jusqu'à 5 g/t d'or. Associée à cette silicification, on observe des zones de skarns à hedenbergite et sulfures disséminés.

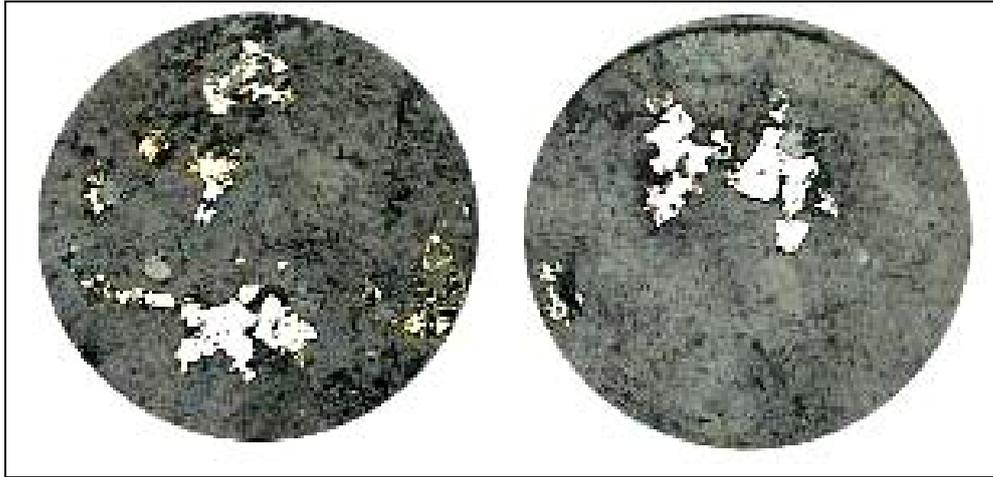


Figure IV-31 : Arsénopyrite associée à la titanite et pyroxène (échantillon NK 51)

Les sulfures préservés sont rares, disséminés, et toujours de petite taille (Fig.4-31 et 33). Il s'agit surtout de pyrite, en ciment entre les grains de quartz ou en filonnets discontinus, de rares cristaux automorphes de löllingite, d'arsénopyrite, et de fines plages de pyrrhotite, chalcopyrite et marcasite. On observe également quelques fantômes de chalcopyrite altérée en covellite.

Les analyses à la microsonde de la pyrrhotite dans ces deux skarns montrent qu'elle possède les teneurs en soufre les plus basses du district : 38,87 % S en moyenne, soit une composition moyenne de $Fe_{0,88}S$ (ou $Fe_{7,02}S_8$). Aucune teneur significative en Co ou Ni n'a été mesurée.

L'arsénopyrite de ces deux skarns montre des compositions fluctuantes mais parmi les plus élevées du district : 33,4 % at. As à 35,5% at As (soit 34,3 % de moyenne). Comme les autres arsénopyrites du district, l'antimoine est absent.

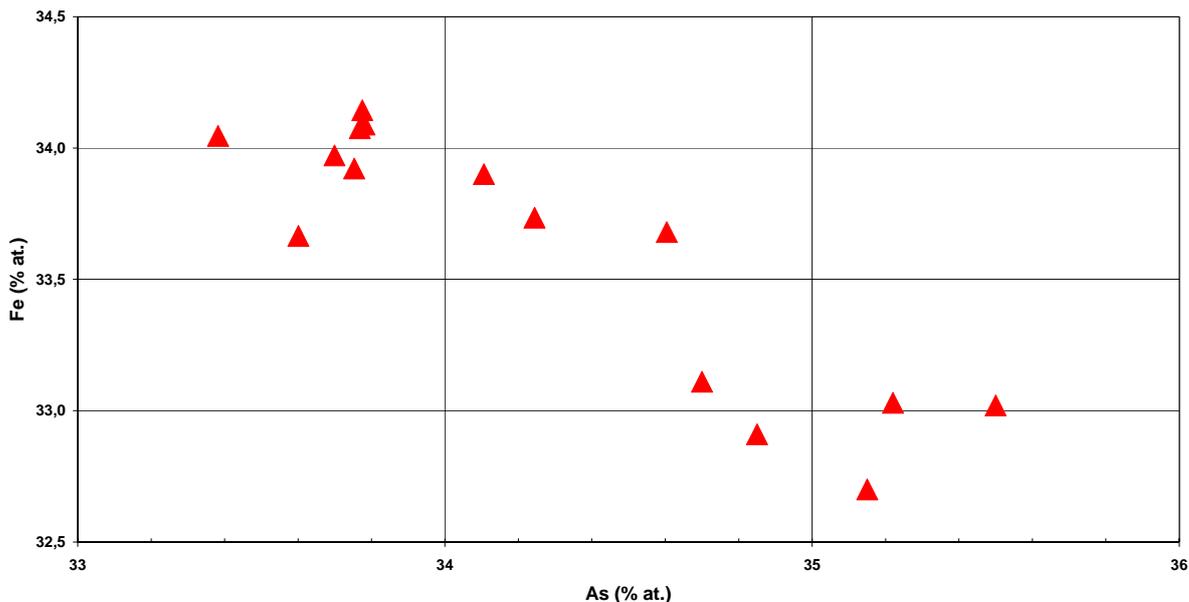


Figure IV-32 : Rapport Fe-As des arsénopyrites des deux skarns

La löllingite est très pure, avec seulement des teneurs en soufre notables (près de 2 % en moyenne) comme la plupart des löllingites du district, mais l'absence totale de cobalt et de nickel (Fig IV-32).

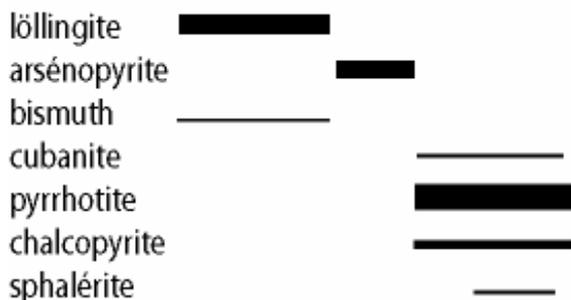


Figure IV-33 : Succession paragenétique des sulfures des skarns

IV.2.8 - Conclusion générale sur le mode de développement des skarns

Nous pouvons distinguer dans les skarns du district de Tighza plusieurs stades de développement :

- **Stade 1** : stade métamorphique avec cristallisation de minéraux calciques anhydres à Ca-Al-Mg (non fluorée), notamment grenat andradite, donnant des

grenatites sur bancs calcaires et dans les roches rubanées (NK 93). L'association complète est à andradite + vésuvianite + wollastonite + diopside

- **Stade 2** : la deuxième phase est à hédénbergite dominantes, en filonnets dans les grenatites dans toutes les roches à « filonnets verts », et en envahissement important des roches rubanées. Il y a un apport de fer + silice dans des conditions réductrices.
- **Stade 3** : stade hydroxylé et fluoré ; dans les skarns calciques on note l'apparition de grenat fluoré (hydrogrossulaire) sur l'hédénbergite qui succède à de la vésuvianite très fluorée, également observée dans le skarn du granite du kaolin. Les fluides fluorés sont contemporains des fluides à sulfures des filons aurifères (W1.....), ce qui explique que dans les filons à sulfure, le fluor se fixe dans les micas.
- **Stade 4** : stade de rétro-morphose avec hématite et actinote (fluorée)

❖ **Comparaison avec El Hammam**

Dans le district de Tighza, ces zones à « skarn » correspondent à des apports le long des veines à sulfures ou fractures par des fluides circulant le long d'un contact probablement très poreux. Ces skarns ont donc été transformés par les fluides circulant dans la faille et non pas par les fluides issus du granite.

L'abondance de minéraux fluorés est à noter. A El Hammam, c'est la fluorine qui abonde. A Tighza, ce sont des fluorophlogopites (Aïssa, 1997), la muscovite fluorée, la vésuvianite et l'actinote, observée près du contact du granite du mispickel.

Contrairement à El Hammam, les skarns du district de Tighza sont strictement tungstifères, la paragenèse stannifère étant quasiment absente, alors qu'elle est très présente à El Hammam (Aïssa, 1997). Dans ce dernier district, on note également des skarns à bore (tourmaline), ainsi que des skarns à tungstène qui sont des pyroxénites quasiment monominérales, formées de ferrosalites à composition pratiquement constante (diop25-45, hed55-70, joh0-3).

IV.3 - Les stockwerks aurifères

Les stockwerks existent aussi bien dans le granite de la mine que dans celui du mispickel. Ils sont globalement dénommés par Cheilletz (1984) les stockwerk à scheelite.



Figure IV-34 : Le stockwerk du granite de la mine

Les mesures de directions du stockwerk ont été faites à l'est du granite de la mine (Fig IV-34). On peut classer les fractures en trois grandes familles, les premières sont les NS, suivies par les N110 - N120 pour terminer par les N70 - N80°. Par endroit on observe des couloirs très denses avec des fractures très peu espacées (3 à 6 cm entre les fines fissures et 30 à 40 cm entre les grosses fractures).

- Les familles : N 118°, N 124°, N 155° : sont des fissures précoces recoupées par le stockwerk à scheelite.
- Les familles N60° pendage 75°NNW sont des fractures sèches assimilées à des joints de refroidissement, ces joints ont pu être réactivés par le stockwerk à quartz et les microveines à quartz et sulfures.
- Les plans de direction N80° pendage 85N avec un remplissage quartzeux de 3 cm semblent décalés par des direction N 174° sub-verticale avec quartz géodique et sulfures (arsénopyrite). Ces grosses fractures découpent le granite de la mine en losange de 25 cm et 50 cm de côté.
- Les directions N 172° ont une épaisseur moyenne de 5 mm à 10 mm.
- Ceux orientées N70 font 1 cm et plus de largeur et décalent les N120

Le stockwerk quartzeux du granite du mispickel et celui du granite de la mine ont une paragenèse similaire. Tous deux montrent une paragenèse de haute température dominée par la wolframite, souvent en cours de transformation en scheelite (surtout celui du granite du mispickel).

L'association löllingite-arsénopyrite est fréquente en belles plages et porte de nombreuses inclusions de bismuth natif (parfois plus de 300 µm), sans bismuthinite, souvent au contact d'inclusions de pyrrhotite. L'or est fréquemment accolé à ces plages de bismuth natif. Il s'agit d'électrum, en plages ne dépassant pas 20 µm. La chalcopyrite est plus rare.

IV.4 - La structure de Tighza

La grande structure de Tighza qui limite au nord le domaine minier est une structure complexe qui a joué un rôle majeur dans l'histoire géologique et métallogénique régional

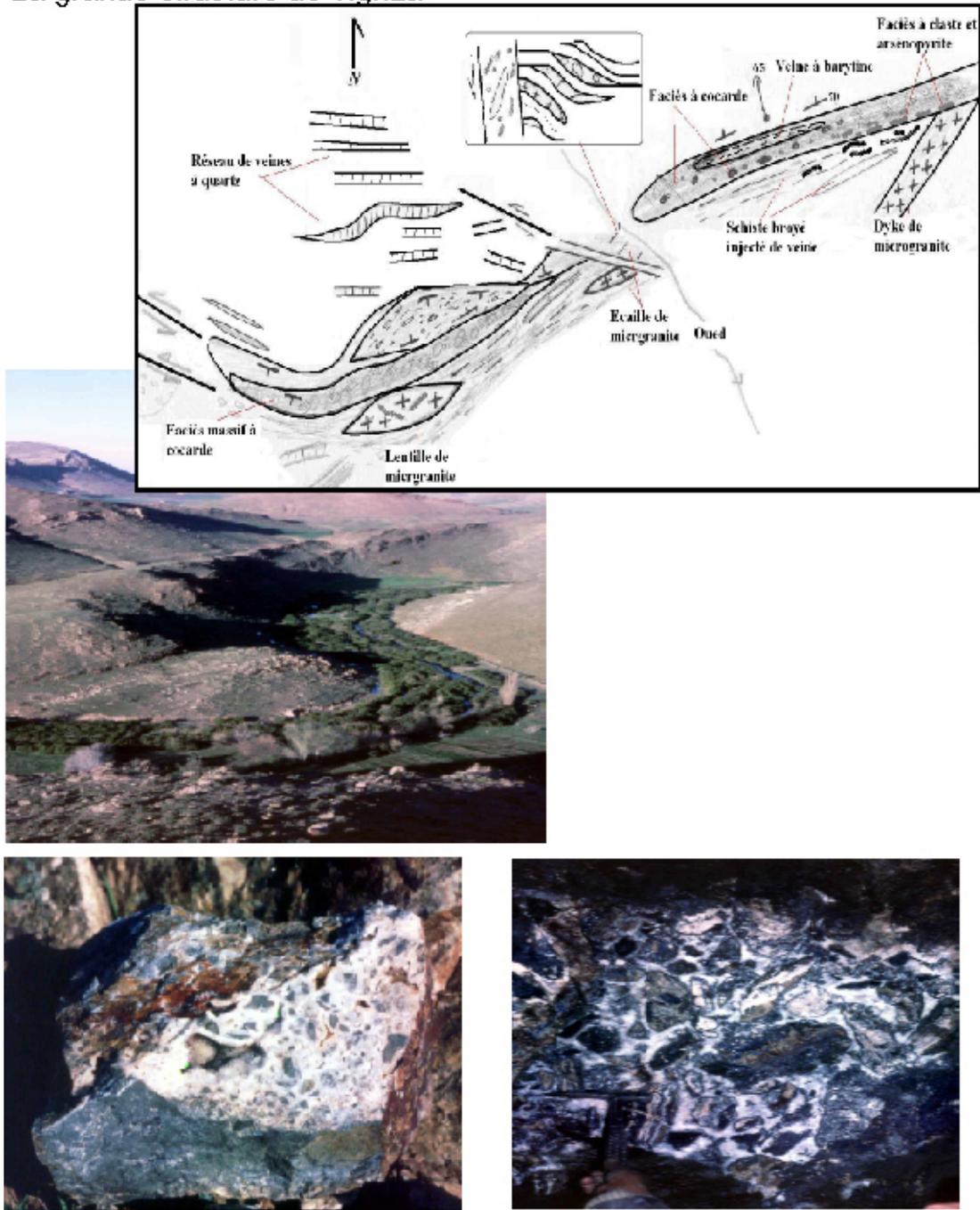
La grande faille de Tighza de direction N80°E avec une puissance de 12 m est aussi une structure aurifère. Elle est plus qu'une faille : c'est une brèche tectonique hypersilicifiée (BTH) composée de faciès à clastes + arsénopyrite qui alterne avec des faciès très silicifiés à cocardes et des brèches à quartz en peigne (Fig. IV-35). L'ensemble est fracturé par des veines à barytine géodique, de direction N55°E sub-verticales ainsi que par un réseau de fentes de tension à quartz de direction N50°. Dans cette brèche à cocarde on relève la présence de la stibine en aiguilles dans les clastes. L'antimoine est antérieur à la barytine géodique.

Des mouvements tardifs post-BTH de direction N60/70E recourent la brèche. Sur leur miroir de faille on observe des rosettes de barytine à jeu sénestre, indiquant des rejeux multiples.

Des structures à arsénopyrite de direction N90°E, sub-verticales, viennent buter cartographiquement sur la grande faille de Tighza. Des blocs de ces structures sont repris dans la BTH ce qui démontre leur antériorité. On y trouve aussi des lambeaux ou écailles de dykes de microgranites dans les zones broyées de cette grande structure de Tighza.

Cette zone de Tighza offre probablement un résumé de l'histoire tectonique de tout le district, puisque on y a détecté toutes les minéralisations reconnues dans le district (aurifère, antimonifère et plombo-argentifère), il resterait à examiner de façon très fine cette zone hypertectonisée.

La grande structure de Tighza



Brèche de Tighza (BTS)
(Quartz- Stibine)

B T S: effondrement

Figure IV-35 : Grande structure de Tighza : allure générale et détails des brèches

IV.5 - Les filons à molybdénite

Plusieurs filons à molybdénite sont connus en mine, notamment au 9^{ème} niveau (757 m). Le principal recoupe les formations du Viséen près des apophyses du granite de la mine. Il est orienté N115°E à pendage nord de 75°, et atteint une puissance moyenne d'environ 0,20 m.

Le remplissage est à quartz hyalin dominant et sidérite (peu abondante). La paragenèse est riche en lamelles millimétriques de molybdénite parfois moulant la sidérite, en amas centimétriques de scheelite à wolframite résiduelle, et en lamelles sub-centimétriques de wolframite. La löllingite, la sphalérite (rare) et la chalcopyrite forment de petites plages indépendantes, et on note quelques associations pyrite-marcasite en mille-feuilles remplis par de la galène.

La wolframite est, comme dans les filons W, une ferbélite mais plus ferrifère et sans magnésium (0,57 % MgO maximum). La scheelite est peu différente de celle des autres structures minéralisées ; elle s'en distingue seulement par l'absence quasi-totale de plomb et quelques valeurs plus élevées en Nb et Ta.

Chapitre V - Les parentés minéralogiques



V.1 - Les paragenèses

Les minéralisations aurifères du secteur de Tighza sont polymorphes : filons de haute température (type W1, W1 nord, W4, W5, WO3, ...), disséminations à pyrrhotite-arsénopyrite, skarns, stockwerks à tungstène et or, filon à molybdénite et scheelite, filon polymétallique à pyrrhotite-arsénopyrite...

La plupart de ces minéralisations sont aurifères, mais ne revêtent pas une importance identique : les filons de type « W » constituent la seule cible minière potentiellement économique à l'heure actuelle. Les anomalies géochimiques découvertes sont également de différents ordres et n'ont pas toutes justifié des sondages.

Ainsi que nous l'avons vu précédemment, plusieurs structures minéralisées présentent de fortes similitudes minéralogiques et chimiques, un « tronc commun », qui traduit une parenté très probable entre elles, et le fait qu'elles sont les expressions du (ou des) même(s) événement(s) hydrothermal(aux).

Les minéralisations du district sont pour la plupart composées de deux paragenèses successives identiques ou très proches malgré quelques variantes (présence plus moins affirmée de tungstène notamment) :

- **La paragenèse précoce à löllingite - bismuth natif - arsénopyrite avec parfois wolframite-scheelite.**

Celle-ci se rencontre dans les filons W1 et associés, où elle constitue le principal remplissage minéralisé, et aux épontes du filon pyrrhotite-sphalérite, où elle représente les stades initiaux de dépôt. Cette paragenèse est également présente en reliques dans la paragenèse à pyrrhotite-chalcopryrite-(sphalérite) du filon à pyrrhotite-sphalérite, dans le skarn du granite du mispickel et en clastes quartzeux au sein d'un ciment de pyrrhotite-chalcopryrite dans les sondages des filons W.

- **La paragenèse plus tardive à pyrrhotite - sphalérite (chalcopryrite)** est bien représentée : « skarn » du granite du mispickel, filon à pyrrhotite-sphalérite, sondages des filons W... Elle admet des reliques systématiques de la paragenèse précoce à löllingite-bismuth-arsénopyrite, exprimées sous forme de sulfures résiduels ou de clastes quartzeux à sulfures et or (sondages W1, filon pyrrhotite - sphalérite...).

Les minéraux des différentes structures montrent de fortes similitudes chimiques suggérant leur appartenance à un même phénomène minéralisateur malgré une distribution dans des sites différents.

La löllingite, par exemple, possède la même composition dans toutes les structures minéralisées, à l'exception du skarn situé au sud-est du granite du kaolin,

où elle présente un caractère cobaltifère (4 % Co) et nickélifère (9 % Ni) très affirmé, unique dans le district (Fig. V-1).

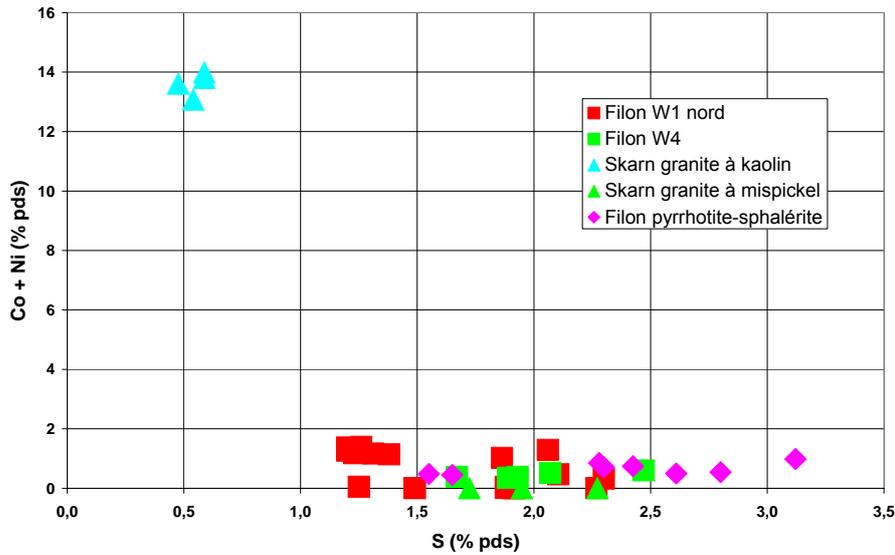


Figure V-1 : Compositions des löllingites du district de Tighza (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)

De même, dans toutes ces structures minéralisées, les compositions des arsénopyrites varient très peu (Fig. V-2). Si l'on compare à des gisements comme Salsigne (Aude, France), très riche en arsénopyrite (Marcoux et Lescuyer, 1994), les variations à l'échelle du district de Tighza sont moindres que celles de ce gisement qui ne comporte qu'une seule génération de ce minéral. Ce résultat conforte l'hypothèse qu'il s'agit d'une seule génération d'arsénopyrite distribuée dans les structures de Tighza.

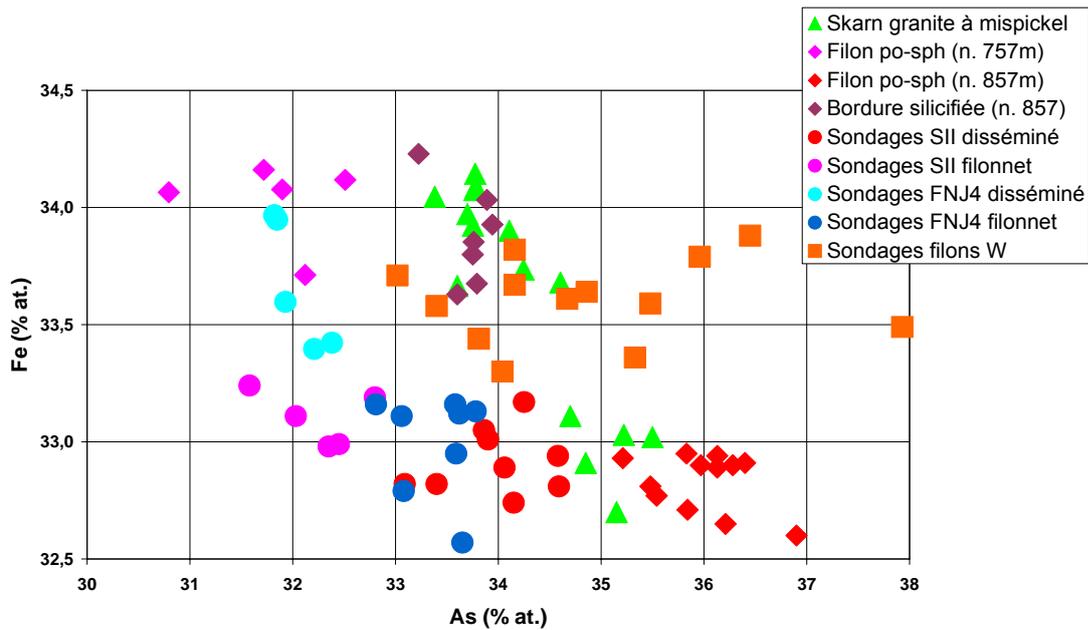


Figure V-2 : Compositions des arsénopyrites du district de Tighza (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)

Seul le cobalt permet de faire quelques distinctions : encore ne concernent-elles que quelques échantillons d'arsénopyrite des disséminations des filons nord (Fig. V-3).

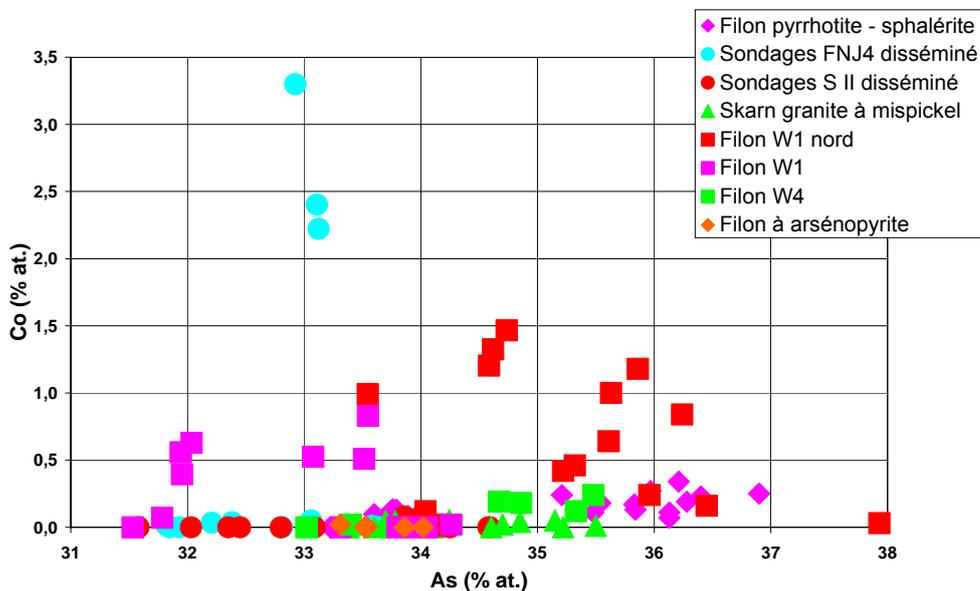


Figure V-3 : Teneurs en cobalt des arsénopyrites du district de Tighza (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)

Les pyrrhotites des différentes structures minéralisées offrent des compositions très semblables, avec des teneurs en soufre s'étalant très faiblement 38,5 et 40,0 % pds S (soit entre 53,23 % at. et 54,28 % at., valeurs moyennes) (Fig. V-4 et Tabl V-1). Les formules structurales sont toutes très proches de Fe_7S_8 . Seule la pyrrhotite du skarn du granite du kaolin se singularise par son caractère nickélicifère (0,2 à 0,3 % Ni, Co en traces, Fig. V-4).

Type de minéralisation	Localisation	Composition		Atomes Fe	
		S cat.	Fe+Co+Ni cat.	S = 1	S = 8
Skarn	Sud-est granite du kaolin (4 an.)	54.16	45.77	0.85	6.76
	Granite du mispickel (9 an.)	53.23	46.71	0.88	7.02
Filon à pyrrhotite-sphalérite	Mine niveau 707 m (15 an.)	54.13	45.81	0.85	6.77
	Mine niveau 857 m (silicifié) (6 an.)	54.28	45.65	0.84	6.73
	Mine niveau 857 m (8 an.)	54.13	45.81	0.85	6.77
Filon aurifère	Sondages filons W	53.36	46.56	0.87	6.98
Minéralisation disséminée	Sondages FNJ-4 (13 an.)	54.15	45.78	0.85	6.76
	Sondages Sd II-4 (12 an.)	54.28	45.62	0.84	6.72

Tableau V-1 : Composition de la pyrrhotite dans le district de Tighza

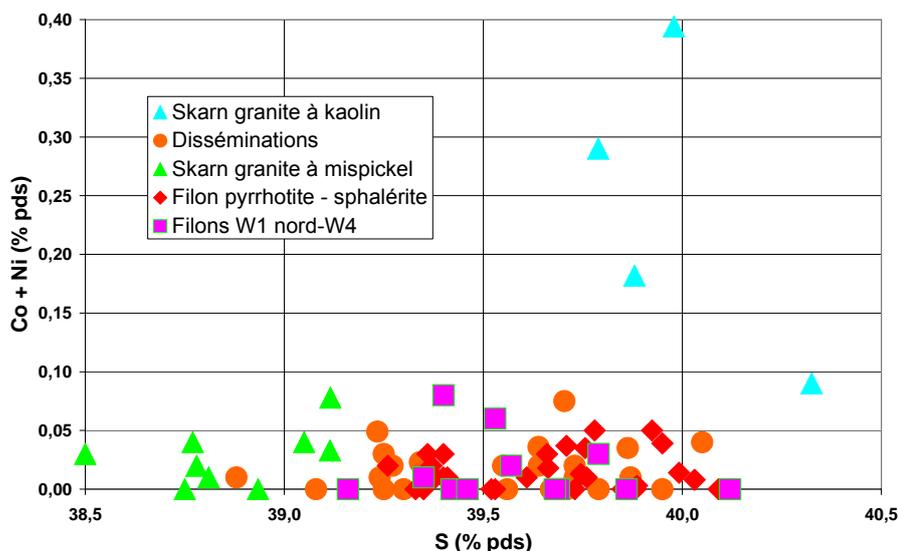


Figure V-4 : Compositions des pyrrhotites du district de Tighza (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)

La sphalérite est moins commune, exception faite du filon pyrrhotite-sphalérite (notée po-sph sur le diagramme de la Fig. V-5). Sa composition est cependant constante dans les structures minéralisées où elle a pu être analysée, avec des teneurs en fer toujours assez élevées (9 à 22 % mol FeS) et des teneurs en cadmium variables mais parfois notables (jusqu'à 0,75 % pds).

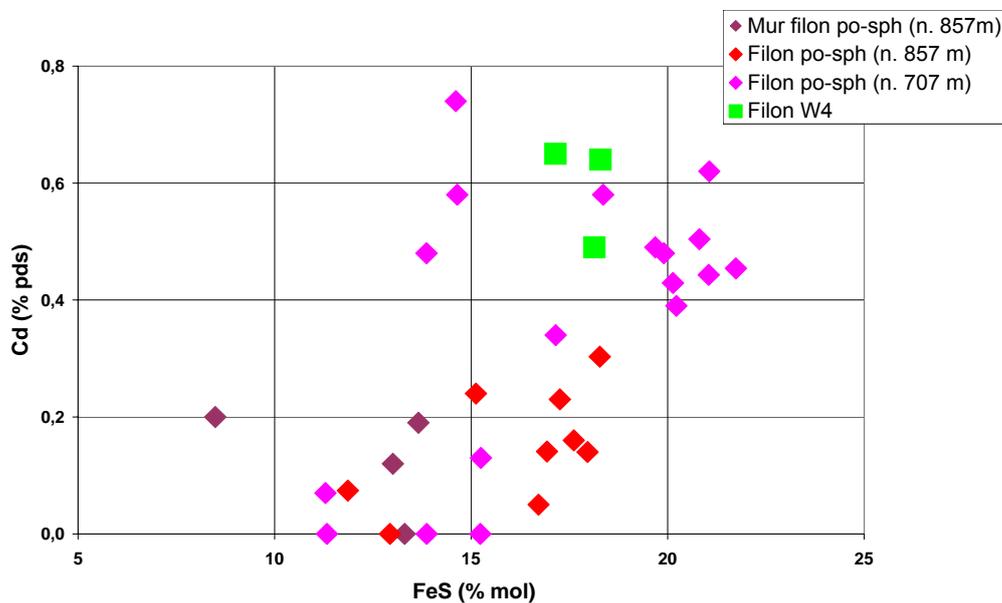


Figure V-5 : Teneurs en fer et cadmium des sphalérites du district de Tighza (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)

V.2 - Place de l'or

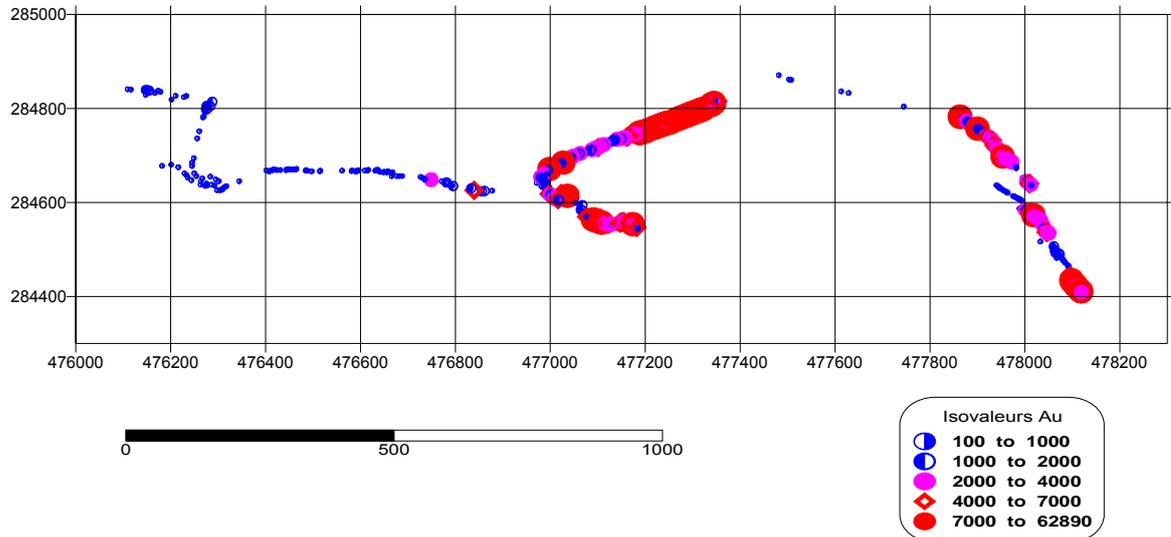


Figure V-8 : Distribution de l'or dans les filons de type W

L'or de Tighza est un or natif (80 % Au et 20 % Ag en moyenne), non réfractaire, essentiellement en grains isolés dans le quartz.

L'or est bien exprimé à l'état natif dans plusieurs structures du district minier (filons « W », stockwerk quartzeux du granite du mispickel) (Fig.V-6). Il est strictement associé à la paragenèse sulfurée précoce : il cristallise de façon sub-synchrone à la löllingite et au bismuth et a terminé son dépôt à la cristallisation de l'arsénopyrite. L'or natif n'a été observé dans aucune autre paragenèse, et jamais avec la phase oxydante précoce à wolframite et scheelite.

Cependant des teneurs en or anormales ont été mesurées sur les minéralisations disséminées et sur le skarn du granite du mispickel, alors qu'aucune mouche d'or natif n'a été observée dans ces structures. Des analyses à l'ICP/MS par ablation laser ont été réalisées dans les laboratoires du BRGM afin de vérifier que les sulfures ne contenaient pas d'or ionique, intégré au réseau. Cette méthode ponctuelle (le diamètre du cratère de tir est de 50 µm) permet de mesurer des teneurs jusqu'à 1 ppm dans ce type de matrice sulfurée.

Selon Cabri (1992), l'arsénopyrite est de loin le sulfure le plus couramment aurifère. L'or y est présent à l'état de Au^{3+} , en remplacement du fer (Johan et al., 1989). Dans une étude récente Ashley et al. (2000) ont montré que dans la mine d'or d'Hillgrove (Australie), 50 à 55 % de l'or était invisible et se répartissait entre l'arsénopyrite et la pyrite. Des analyses

PIXE ont montré que l'arsénopyrite était le principal porteur (255 à 1500 ppm Au), loin devant la pyrite (24-223 ppm Au). Aucune teneur supérieure à 1 ppm n'a été mesurée, ce qui montre que l'or n'est pas présent à l'état ionique dans le réseau de ces sulfures. Notons d'ailleurs que l'intégration d'atomes d'or dans le réseau de l'arsénopyrite distord celui-ci, qui passe à une symétrie monoclinique et les cristaux prennent une allure aciculaire caractéristique (Wu et Delbove, 1989), ce qui n'est pas le cas des arsénopyrites de Tighza, d'habitus trapu.

Il est très probable que les teneurs erratiques en or mesurées sur certains échantillons du filon à pyrrhotite-sphalérite ou du skarn du granite du mispickel soient dues à la présence de fragments de la paragenèse aurifère précoce. Ces structures minéralisées ne possèdent donc pas un caractère intrinsèquement aurifère.

Les disséminations semble représenter la transition entre les deux paragenèses à löllingite-bimsuth-or et à pyrrhotite-sphalérite-chalcopyrite : les cristaux d'arsénopyrite étant corrodés et cimentés par la pyrrhotite. Ces deux minéraux ne montrent aucune différence de composition avec ceux des autres structures, il s'agit donc de la même génération. Une partie de l'or semble donc se déposer sous une forme encore indéterminée (micropépites ?) à ce stade transitionnel, alors que les autres structures strictement à arsénopyrite (filon W1 par exemple), semblent stériles.

V.3 - Conditions de dépôt des minéralisations

Les compositions de plusieurs minéraux sulfurés sont susceptibles de nous renseigner sur leurs conditions de dépôt : pyrrhotite, arsénopyrite, et sphalérite.

V.3.1 - La pyrrhotite

Des calculs thermodynamiques ont été réalisés à partir des données de Toulmin et Barton (1964), Scott et Barnes (1971) et Barker et Parks (1986) (Tabl V-2).

Les fugacités en soufre ont été calculées pour différentes températures à partir des activités FeS dans la pyrrhotite (toutes comprises entre 0,91 et 0,935). Les valeurs calculées sont trop faibles en regard du champ de stabilité de la pyrrhotite. Ce résultat indique que les pyrrhotites se sont déposées dans des conditions de déséquilibre vis-à-vis du fluide hydrothermal.

Formule de calcul (Barker et Parks, 1986) :

$$\log a_{S_2} = (70,03 - 85,83 X_{FeS})(1000/T - 1) + 39,30\sqrt{1 - 0,998X_{FeS}} - 11,91$$

	Temp.	Skarns		Disséminations		Filons	
		Granite du kaolin	Granite du mispickel	Sondage FNJ 4	Sondage SII 4	po-sp (mine)	« W »
XFeS		0.916	0.935	0.916	0.913	0.916	0.932
log aS ₂	300°C	-6.818	-9.337	-6.846	-6.460	-6.784	-8.937
	350°C	-5.613	-7.908	-5.639	-5.288	-5.583	-7.542
	400°C	-4.587	-6.692	-4.612	-4.290	-4.559	-6.355
	450°C	-3.703	-5.644	-3.726	-3.431	-3.678	-5.332
	500°C	-2.934	-4.731	-2.955	-2.682	-2.910	-4.441
	550°C	-2.258	-3.929	-2.278	-2.025	-2.236	-3.659
	600°C	-1.659	-3.219	-1.678	-1.443	-1.639	-2.966

Tableau V-2 : Estimation de la fugacité en soufre du milieu à différentes températures en fonction de la composition XFeS des pyrrhotites (Filon po-sp : filon à pyrrhotite – sphalérite)

V.3.2 - L'arsénopyrite

Les compositions des arsénopyrites, notamment ses teneurs en arsenic ont fait l'objet de travaux thermométriques reconnus (Kretschmar et Scott, 1976 ; Scott, 1983 ; Sharp et al., 1985) qui permettent de considérer ce minéral comme un géothermomètre intéressant, fiable lorsque le dépôt s'est réalisé dans les conditions idéales (équilibre avec le fluide hydrothermal notamment).

Les arsénopyrites de Tighza montrent de larges variations, de 31,5 % at. As jusqu'à 38 % at. As, avec un net regroupement vers 34 % at. As. Cet étalement est manifeste y compris à l'échelle de la structure minéralisée et indique des variations des conditions physico-chimiques lors du dépôt, comme dans la grande majorité des dépôts hydrothermaux.

On note cependant quelques tendances : les arsénopyrites du filon W1 se cantonnent à des valeurs basses (< 33,8 % at. As) alors que celles du filon W1 nord, n'affichent que des valeurs plus élevées (> 33,8 % at. As). Ce champ des valeurs élevées (plus de 34 % at. As) est occupé par le filon W1 nord, le skarn et le filon à pyrrhotite-sphalérite, mais pas par les minéralisations disséminées.

Ces tendances traduisent au moins en partie un gradient de température qu'il n'est pas possible de préciser avec ce géothermomètre.

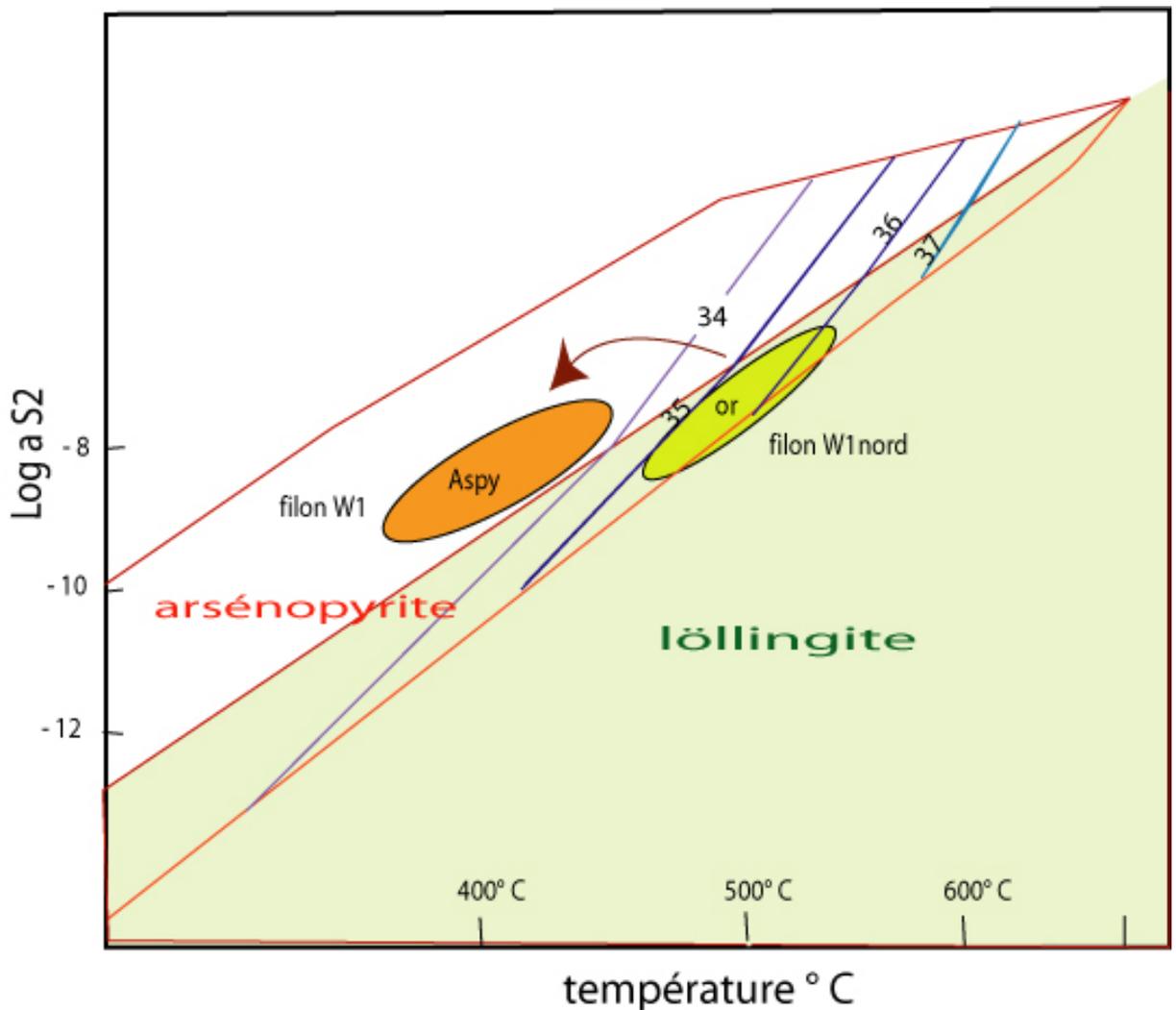


Figure V-7 : Conditions de température et d'aS2 lors du dépôt de l'or et de l'arsénopyrite dans le filon W1 nord estimées d'après le géothermomètre arsénopyrite

L'utilisation du diagramme température-log aS2 (Fig. V-7) fournit quelques renseignements mais l'absence de pyrite ou de löllingite cogénétique de l'arsénopyrite ne permet pas de limiter significativement le champ possible des conditions de dépôt qui reste relativement étendu.

Les paragenèses permettent de fixer les conditions de dépôt de manière plus précise. La löllingite achève sa cristallisation dans le champ de stabilité du bismuth natif, comme l'indiquent les nombreuses inclusions de ce minéral, et n'entre pas dans celui de la bismuthinite (minéral très rare).

Ce moment coïncide avec le début de cristallisation de l'arsénopyrite mais sans löllingite associée, ce qui suggère que ce stade cristallise aux abords de la courbe tampon bismuth – bismuthinite. L'or, synchrone du bismuth natif, se dépose donc dans ces mêmes conditions de haute température, aux alentours de 520° - 480°C pour une a_{S_2} voisine de 10^{-8} . L'arsénopyrite cristallise à plus basse température aux alentours de 400°C. Toutes ces conditions restent des conditions de haute température, du domaine pneumatolytique.

Ces données géothermométriques sont à confronter aux données inclusions fluides obtenues sur quelques échantillons-clés (cf Chapitre VI).

V.4 - La scheelite des différentes structures

Le secteur possède plusieurs structures dans lesquelles la scheelite est bien exprimée : filons WO₃, W4, W5, stockwerks des granites, skarnoïde de la mine...

Des analyses à la microsonde ont porté sur ces différentes scheelites pour quantifier d'éventuelles différences chimiques pouvant établir des parentés : les substitutions W-Mo, Ca-Pb notamment, ainsi que les teneurs en terres rares (Fig. V-8 et V-9).

Le Pb et le Mo sont assez fréquents mais restent à des teneurs faibles (respectivement 0,37 et 0,32 % pds maximum). Les analyses montrent également la présence assez systématique de terres rares (Ce et La en substitution de Ca), en teneurs toujours faibles (maximum 0,40 % La₂O₃ + Ce₂O₃), ainsi que de Nb et Ta (jusqu'à 1,3 % pds Nb₂O₅ + Ta₂O₅).

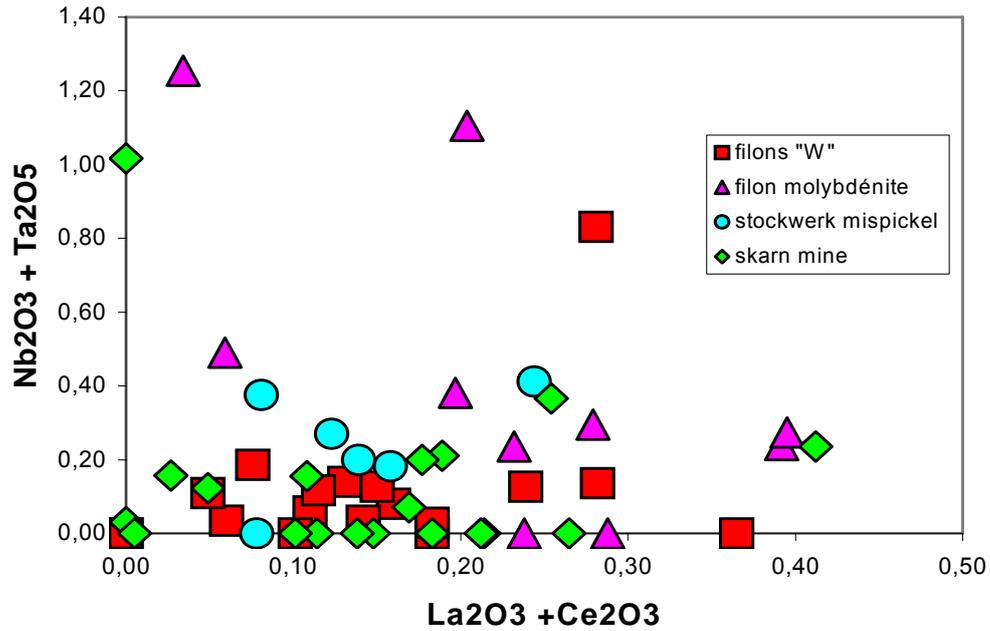


Figure V-8 : *Corrélations terres rares – et Nd+Ta des scheelites de Tighza (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)*

Cependant ces variations chimiques restent faibles et insuffisantes pour discerner plusieurs populations de scheelite. Rien ne distingue notamment d'un point de vue chimique la scheelite des filons W, le skarn du granite du mispickel et les skarnoïdes du Viséen de la mine. Seul le filon à molybdénite présente quelques particularités (pas de teneur en plomb, plus fortes teneurs en Nb et Ta) qui restent cependant des tendances.

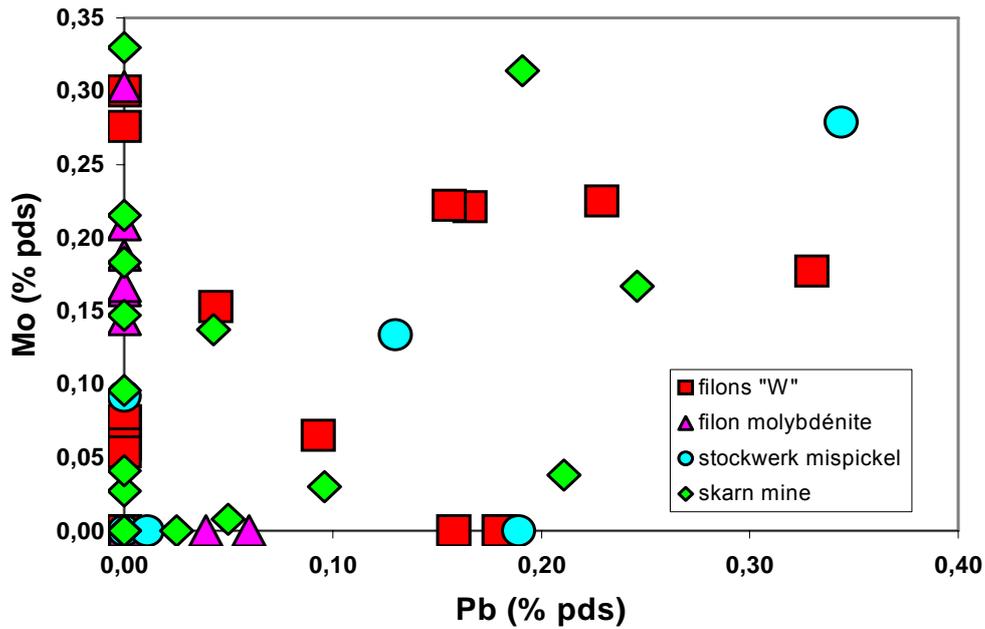


Figure V-9 : *Corrélations Mo/Pb dans la scheelite (analyses microsonde CAMECA SX 50, laboratoire BRGM/ISTO, Orléans)*

Cette similitude chimique suggère une origine commune, et la mise en place dans des réceptacles différents d'un même fluide minéralisateur à tungstène.

Ces mêmes scheelites ont fait l'objet d'analyses isotopiques afin d'approcher leur origine et d'aider à proposer un mécanisme de formation pour ces filons minéralisés (cf. chapitre VII).

Chapitre VI - Les inclusions fluides



VI.1 - Introduction

Au cours des dernières décennies, la prospection des gisements métallifères endogènes s'est notamment enrichie par l'utilisation de méthodes indirectes basées sur les différents caractères génétiques de la minéralisation : typologie magmatique, géochimie des éléments traces, inclusions fluides, données isotopiques. C'est dans ce cadre que les minéralisations associées aux granites du Maroc central hercynien ont fait l'objet d'investigations minéralogiques et géochimiques approfondies. Parmi les différents travaux portés sur les inclusions fluides on peut citer : Jébrak et al. (1984) sur les fluorines filoniennes du Maroc central, Giuliani (1982, 1984) sur les filons à Sn-W des Zaërs, Cheilletz (1984) sur les minéralisations de tungstène du Jbel Aouam, Boutaleb et al. (1986, 1988) sur les gisements d'étain et tungstène d'Oulmès et enfin Aïssa et al. (1997) sur les skarns à Sn, W, B d'El Hammam.

Pour le district de Tighza, les études sur les caractéristiques géochimiques et thermobarométriques des fluides associés au premier stade de la minéralisation de tungstène (scheelite, wolframite, biotite, apatite, feldspaths alcalin, quartz, calcite, muscovite et molybdénite) (Cheilletz, 1984), ont montré que les dépôts de tungstène se font à des températures de l'ordre de 400 à 450°C et 1 kbar. Il semble qu'il existe deux phases distinctes : une phase aquo-carbonée (10% CO₂ qui semble représenter un constituant important de ce type de fluide associé au tungstène) et une phase saline (fluide très salé) dont l'origine pouvait être rapportée à l'activité tardimagmatique, soit par extraction de fluide peu salé conduisant à des saumures par ébullitions répétées, soit par apparition de fluide très salé coexistant avec le magma en voie de cristallisation et susceptible d'en extraire et d'en concentrer les éléments métalliques.

Le deuxième stade de minéralisation qui est constitué par l'association scheelite-quartz-muscovite et l'apparition de l'or et des sulfures comme la löllingite, l'arsénopyrite, la pyrrhotite, et la chalcopyrite n'a pas été abordé par nos prédécesseurs, de même pour la minéralisation plombo-argentifère. Cette présente étude vient compléter ces travaux effectués sur les occurrences stannio-wolframifères de la chaîne hercynienne du Maroc central et aussi mettre en relief la parenté de la minéralisation aurifère avec celle du tungstène ainsi que son rapport avec le plutonisme hercynien (soit préciser les conditions de transport et de dépôt de l'or lors des processus hydrothermaux).

VI.2 - Techniques d'étude des inclusions fluides

Les inclusions fluides sont des microcavités intracristallines renfermant une ou plusieurs phases fluides (gaz ou liquide) avec parfois un ou plusieurs solides. Les inclusions fluides primaires correspondent à des défauts de croissance lors de la croissance du minéral hôte ; leurs études nous renseignent sur les conditions physico-chimiques lors de la formation de la

roche. Par contre l'étude des inclusions fluides secondaires qui ont pour origine une microfracturation provoquée par des contraintes tectoniques ou thermiques nous apporte des informations sur les phases de déformation.

VI.2.1 - Microthermométrie

Un fluide initialement piégé à l'état homogène est représenté par une famille d'inclusions biphasées à taux de remplissage constant, à liquide ou à vapeur dominant. Par contre, si le fluide initial est hétérogène, alors il est représenté par une famille d'inclusions fluides à remplissage gaz et/ou liquide variable. De même, un fluide peut se saturer en phase solide après piégeage, par exemple en nucléant un cube de sel appelé minéral fils.

Notre technique ici utilisée sur la platine Chaix-Méca pour l'étude des inclusions fluides est la microthermométrie. Elle consiste, au cours d'un cycle de chauffage et/ou de refroidissement, à observer les changements de phases d'une inclusion choisie afin de connaître la composition et la densité du fluide occlus. Aux basses températures, on mesure la température de fusion du CO₂ (Tf CO₂) et de la glace (Tf glace) ; aux hautes températures on mesure la température de fusion de l'hydrate de gaz (Tf clathrate) et la température d'homogénéisation du CO₂ (Th CO₂). Le résultat se traduit par la définition d'une courbe d'interdépendance entre la température et la pression (appelée isochore), le long de laquelle l'inclusion a été piégée. On peut ensuite :

- Reporter des résultats sur une projection V-X du système CO₂-CH₄
- Calculs des fractions molaires des constituants de l'inclusion et de la densité globale
- Estimation des conditions thermobarométriques de piégeage des fluides par référence au système CO₂-H₂O-NaCl

VI.2.1.1 – Nomenclature

Te	Température de l'eutectique (°C)
Tf.HH	Température de fusion de l'Hydrohalite (°C)
Tm.Hyd	Température de fusion d'un hydrate de gaz probable (°C)
Ts.NaCl	Température de dissolution du cube de sel (°C)
Th	Température d'homogénéisation (°C)

Type S	Inclusion fluide saturée en NaCl
Type LNaCa	Inclusion dont le comportement à froid est compatible avec une solution à Na et Ca
Type L (o)	Inclusion fluide à eutectique bas et à comportement s'écartant de l'eau
?	Inclusion fluide dont la Te n'a pas été observé.

VI.1.1.2 - L'étalonnage

Pour connaître les températures auxquelles se produisent les changements de phase dans les inclusions fluides sous le microscope, un échantillon de 2 x 2 mm² est préalablement découpé et décollé de sa lame, et placé sur la platine. Nous devons appliquer une correction à la température mesurée par le capteur situé dans le socle en laiton pour obtenir la température de l'échantillon. Pour ce faire, nous étalonnons les températures de changements de phases à l'aide de standards dont on connaît les températures de transition. La courbe de calibration à basses et à hautes températures représente les différences entre les températures de transition vraies et les températures mesurées (cf annexe 6).

❖ Standards utilisés pour la calibration aux basses températures :

- 3 Un fragment de quartz de Campeirio renfermant des inclusions fluides naturelles triphasées à eau, CO₂ (liquide et vapeur). La température de fusion du CO₂ solide (glace carbonique) est de -56,6°C.
- 4 Des inclusions fluides synthétiques à eau de mer (salinité 3,2 % pds éq NaCl) ayant une température de fusion de -1,9°C.
- 5 Des inclusions fluides synthétiques à eau pure ayant une température de fusion de 0°C.

❖ Standards utilisés pour la calibration aux hautes températures :

2. Un orthophosphate de plomb Pb₃(PO₄)₂ ayant une température de transition de phase solide/solide à 180°C. Ceci est matérialisé par la disparition de macles.
- 6 Une inclusion fluide biphasée d'eau critique dans du quartz synthétique. Sa température d'homogénéisation est de 374°C.

VI.2.1.3 - Le cycling

Cette méthode a été utilisée pour certaines mesures où les changements de phases sont peu visibles. Il s'agit de remplacer un chauffage continu par de petits cycles de chauffage/refroidissement progressif à l'approche de température de transition. Un chauffage suivi d'un refroidissement met en évidence la recroissance de la phase en train de fondre. Ainsi, à chaque cycle, la température de chauffage précédente est dépassée de quelques dixièmes de degrés jusqu'à pouvoir définir la température de transition.

Cette technique est très utile pour identifier clairement la température de fusion de l'hydrate de gaz ou la température d'homogénéisation du CO₂. Dans le cas de l'hydrate de gaz par exemple, lors de chaque cycle, le refroidissement provoque une recroissance de l'hydrate qui se manifeste par une déformation de la bulle de gaz. Lorsque la température de fusion est dépassée, le refroidissement n'a alors plus aucun effet sur la bulle.

VI.2.2 - La spectroscopie Raman:

La spectroscopie Raman ou la microsonde à effet Raman (Rosasco et Roedder, 1979) permet d'identifier les différentes espèces analysées par la position de leurs raies Raman, et de relier la concentration relative de chaque espèce à l'amplitude de raie de Raman. On obtient ainsi des renseignements sur la nature des solides tels que les hydrates de sels piégés (NaCl 2H₂O, CaCl₂ 6H₂O...), les sulfures, les clathrates qui se forment lors du refroidissement des inclusions fluides et on peut aussi déterminer les proportions relatives des différents gaz présents dans un mélange gazeux.

VI.3 - Etudes des phases fluides dans le district de Tighza

Au cours de ce travail, nous avons effectué des mesures sur différents sites (Fig. VI-1); sur les filons aurifères W1 Nord à l'Ouest du granite de la Mine (quartz hyalin de l'échantillon NK 78 ; quartz saccharoïde avec l'échantillon NK 71), et à l'est sur le filon W4 (échantillon NK 203) ; sur le stockwerk du granite de la mine (échantillon NK 87). Des liquides aquo-carboniques saturés en chalcopryrite, piégés en inclusions secondaires dans le quartz hyalin du filon W1 nord ont été l'objet d'analyses. L'utilisation combinée de la microthermométrie et de la spectroscopie Raman a permis de définir la composition des fluides de cette familles d'inclusions, associés aux minéralisation Au et W du district de Tighza.

D'autres observations ont été effectuées sur les filons à molybdénite reconnus en mine (puit du Signal niveau 757, échantillon NK 220) et aussi sur les célèbres filons plombo-argentifères du district de Tighza (échantillon NK 141).

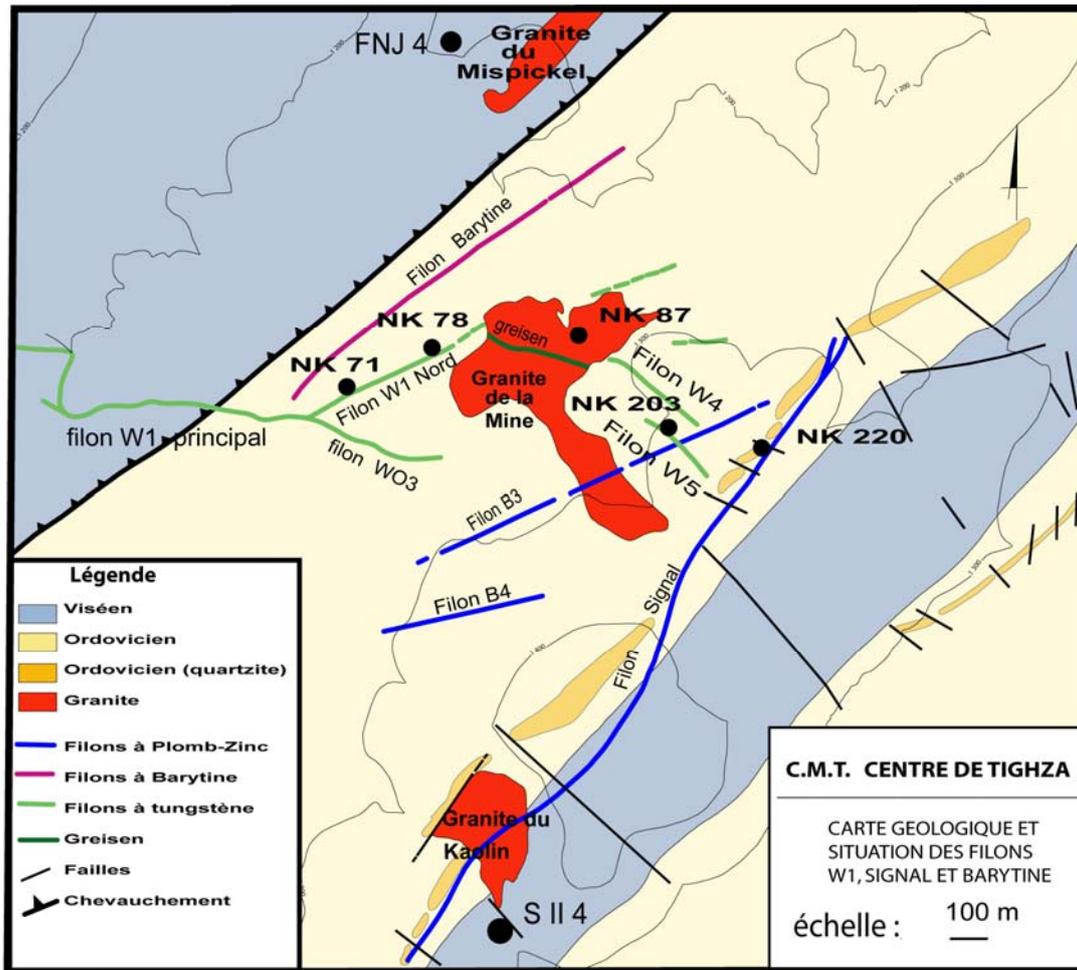


Figure VI-1 : Localisation des échantillons étudiés

VI.3.1 - Etude d'inclusions fluides dans le quartz hyalin (NK 78) du filon aurifère W1 Nord

VI.3.1.1 - Description de l'échantillon NK 78

En microscope optique cet échantillon est constitué de macrocristaux de quartz « hyalin » recoupés par de multiples fractures de tailles variant de 100 μm à plusieurs cm. La plupart sont soulignées d'inclusions aquo-carboniques de remplissages variables et saturées en solides biréfringents. On observe aussi la présence d'inclusions multiphasées à un ou plusieurs cubes de sels associés à d'autres solides.

On a pu mettre en évidence des plans de cisaillement conjugués transposant les fractures d'inclusions préexistantes ou des plans d'inclusions cisailées ou étirées. Ces plans rapprochés confèrent un aspect en treillis à des plages de quartz millimétriques.

Toutes les familles d'inclusions présentent des formes de rééquilibrage multiples : inclusion explosées ou entourées de halos d'explosion, inclusions en arceaux, en cours d'annularisation ou annulaires, inclusions en voie d'absorption etc.

L'étude microscopique d'une section de l'échantillon NK 78 en lame mince a montré le caractère très fracturé de ce quartz, affecté d'une multitude de cracks d'inclusions fluides. La présence de certains petits cracks « secs » (sans inclusions), longs de quelques centaines de microns, serait notamment caractéristique d'un choc thermique (angle de 120° environ entre deux cracks). Certains de ces cracks peuvent être cicatrisés par des inclusions, de taille variable (1 à 10 µm), au sein d'un même crack ou d'un crack à un autre. (Harry, 2004)

Cette lame témoigne du passage du quartz à texture hyaline vers le microcristallin seulement en limites des mégacristaux (Fig. VI-2).

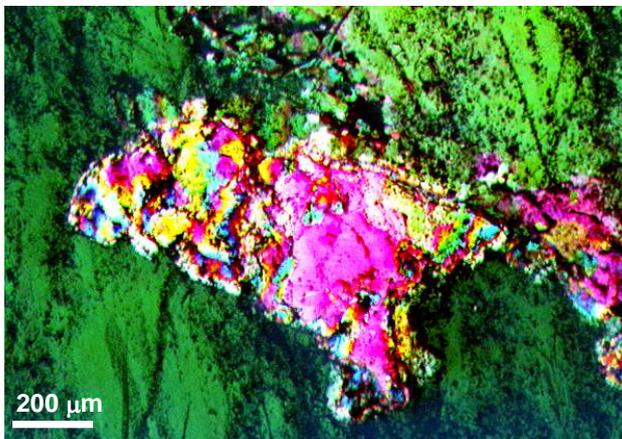


Figure VI-2 : Photo montrant les néograins cristallisés dans le quartz hyalin

Dans ces zones apparaissent des plages de quartz recristallisé en petit grains (environ 20 µm, Fig. VI-2). Les processus de diffusion à l'origine de la cristallisation sont probablement favorisés dans ces zones de frontières de grains. On peut supposer que la microfracturation observée participe à la recristallisation en quartz saccharoïde de l'échantillon NK 71, prélevé à proximité de l'échantillon NK 78 dans le filon W1 nord.

Ces grandes fractures d'inclusions, que l'on peut parfois suivre sur toute la lame, ont une direction principale NS par rapport au grand axe de la lame. Ces fractures NS sont très marquées par l'abondance d'inclusions de forme complexes ou éclatées (Fig. VI-3)

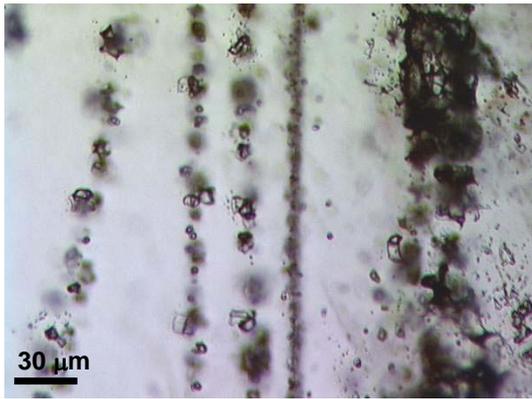


Figure VI-3 : Photo montrant des inclusions éclatées

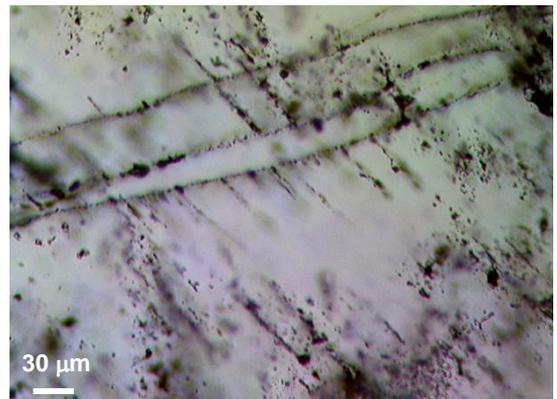
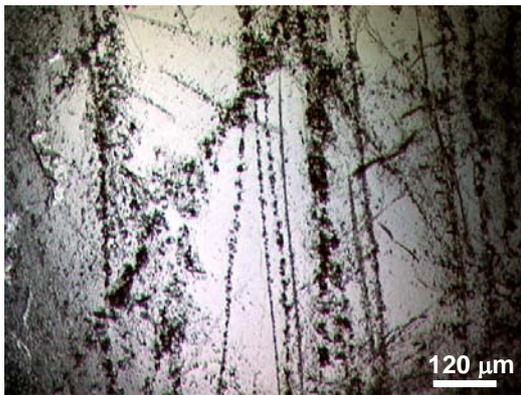


Figure VI-4 : Grandes fractures ou plans de cisaillement avec inclusions déformées

Des réseaux de plans de cisailés, plus ou moins denses, recoupent les fractures cicatrisées par les inclusions aquo-carboniques. Celles-ci sont localement transposées et étirées dans le sens du cisaillement (Fig. VI-4). Aussi des plans d'inclusions biphasées, très allongées, soulignent de façon plus ou moins continue les plans cisailés. Dans la plage de quartz en treillis fortement cisailée, les inclusions qui soulignent les plans de cisaillement sont essentiellement des familles d'inclusions à cube de sel et carbonate (type S1-S2) (Fig. VI-5 et VI-6).

Les inclusions reconnues dans cette lame sont des inclusions biphasées, de type L et V, et des inclusions multiphasées. La présence d'un ou plusieurs solides (opaque ou à carbonate) dans ces différents types d'inclusions a été fréquemment observée. Les inclusions saturées en sel piègent souvent un carbonate, comme minéral-fils (volume constant 5 à 10 %).

Les inclusions aquo-carboniques ou salées présentent des figures variées de rééquilibrage : de grandes lacunes noires témoignent d'inclusions explosées, inclusions en voie de résorption, éclatées et entourées d'un halo d'explosion. On remarque aussi des inclusions étirées, allongées et même cisailées. Certaines ont des formes en arceaux ou annulaires.

Toutes les inclusions d'un même plan peuvent être déformées. Ces sont inclusions étirées, pincées et parfois cicatrisées en plusieurs morceaux (Fig. VI-5). Les inclusions cisillées révèlent des formes variées exprimant différents stades de la déformation cisailante.

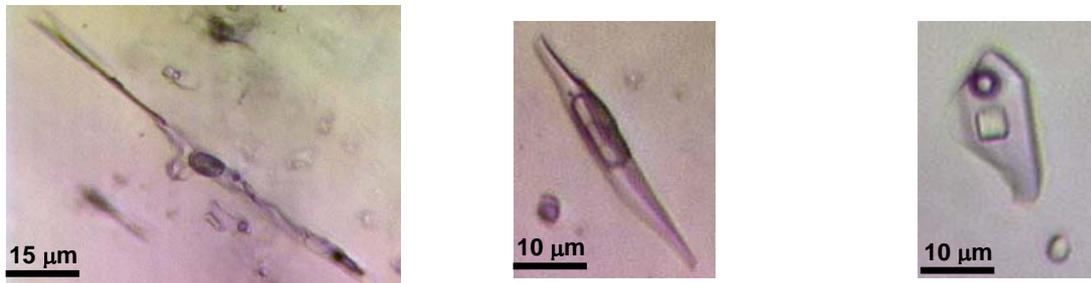


Figure VI-5 : Inclusions (biphasées, à cube de sel et carbonate) localement transposées et étirées

NK78 W1 NORD, QUARTZ HYALIN

- Phase liquide dominante: type T_L
- Phase vapeur dominante: type T_G

× **Inclusions triphasées:** (liquide aqueux L_w + liquide carbonique L_c + CO₂ vapeur V)

× **Inclusions à solide(s):**

- cube de halite: type S₁
- carbonate: type S₂
- opaque: type S₃

Typologie des inclusions fluides dans le filon W1

× **Inclusions biphasées:** (liquide + vapeur)

- Phase liquide aqueuse dominante: type L_w
- Phase vapeur dominante: type V_w

Figure VI-6 : Typologie des inclusions fluides dans le filon W1

VI.3.1.2 - La microthermométrie

On a procédé à l'analyse thermométrique de 13 inclusions carboniques à eau dominante, et contenant du CO₂ détectable. La plupart de ces inclusions contenait un petit solide opaque, parfois de forme triangulaire. Ces inclusions avaient des formes très variées : petites et en forme de cristal négatif (IF7, IF8, IF10) ; en arceau (IF9), en voie d'annularisation (IF9), ou

aplaties avec des bords dentelés (IF1, IF5, IF6, IF15). En plus, une grande lacune noire était à proximité, dans laquelle du CO₂ cristallisait à froid.

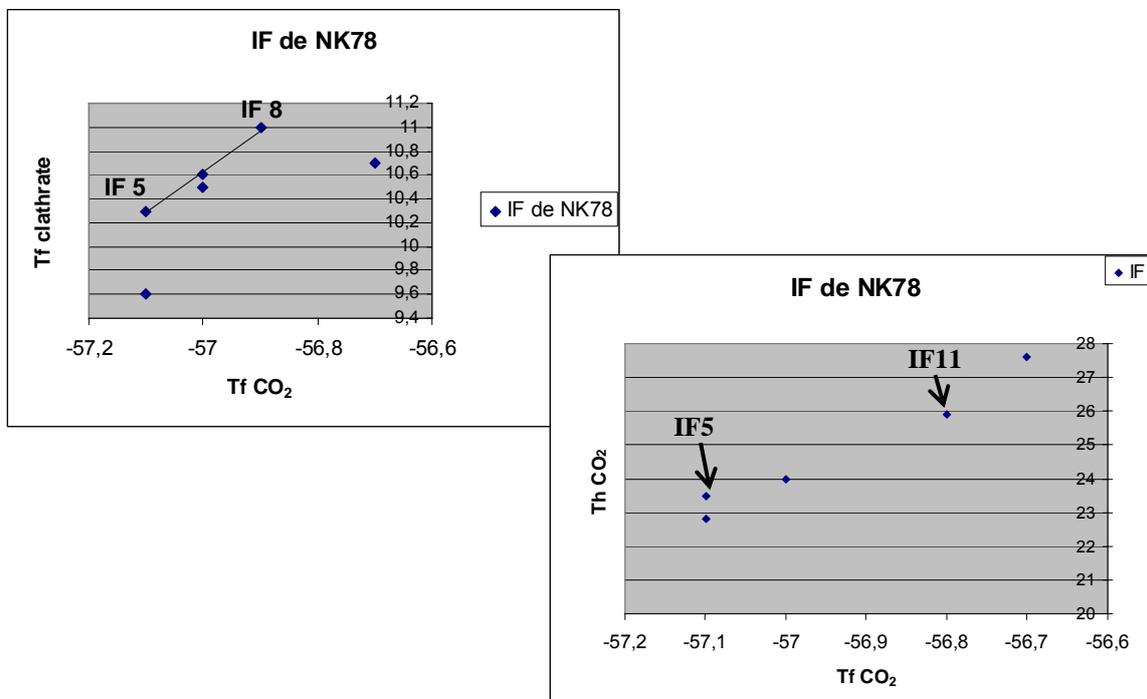


Figure VI-7 : Variations corrélatives des Th CO₂ et des Tfc avec Tf CO₂ : baisse du contenu en CH₄ dans la phase volatile et augmentation de la densité

Les inclusions IF5 et IF11 ont été choisies pour rendre compte des variations des paramètres Th_{CO₂}, Tfc et Tf_{CO₂} observées (Fig. VI-7). Les paramètres Th_{CO₂} - Tf_{CO₂} de ces deux inclusions, plus ceux de l'inclusion IF3, ont été reportés sur une projection V-X du système CO₂-CH₄ (Thiery et al., 1994). Ainsi, le contenu en CH₄ et le volume molaire du contenu volatile des inclusions IF3, IF5, IF11 ont été estimés entre 0,5 et 3,2 % mol CH₄ et entre 143 et 169 cm³/mol.

La teneur en NaCl de la phase aqueuse des inclusions étudiées a été estimée à environ 3,7 % pds éq. NaCl à partir de fusion de glace mesurée autour de -3,7°C, selon la méthode simplifiée suivante : l'abaissement du point de fusion de la glace dû à la présence de CO₂ dissout a été estimé à -1,48°C (point de fusion de la glace dans le système H₂O-CO₂), et la contribution du sel à cet abaissement a été estimé à -2,22°C.

Les fractions molaires et la densité globale des deux inclusions IN5 et IN11 respectives, calculées selon la méthode exposée par Ramboz et al. (1985), sont reportées en annexe 6. Ces

inclusions ont des compositions très proches, avec 1 mol % NaCl, 17 à 19 mol % CO₂, 80 à 82 mol % H₂O, du CH₄ en trace et une densité globale de $0,53 \pm 0,1$. La pression de piégeage de telles inclusions entre 400° et 600°C est estimée entre 640 et 1490 bar, par référence au système CO₂-H₂O-NaCl (équation d'état de Bowers et Helgeson, 1986).

Remarque : une inclusion plate, avec un remplissage de gaz d'environ 10 %, a particulièrement attirée notre attention par ses mesures très singulières. Cette inclusion contient deux petits solides, dont un opaque, et sa forme déchiquetée suggère qu'elle résulte du morcellement d'une inclusion pré-existante. Lors du refroidissement, la température eutectique a été estimée vers -50°C, suggérant que cette inclusion contient un mélange binaire de NaCl et CaCl₂. La température de fusion de l'hydrohalite s'est produite vers -20°C. La température de fusion de la glace a été observée entre -8,2°C et 9,7°C. Par ailleurs, la présence de CO₂ a été relevée lors du refroidissement grâce à une immiscibilité liquide-vapeur dans la phase volatile ; celle-ci s'est homogénéisée en phase carbonique liquide à -5,8°C. Cette inclusion, au milieu des inclusions aquo-carboniques, contraste avec elles par ces résultats thermométriques différents. Elle traduit la circulation d'un autre fluide aquo-carbonique, calcique et plus riche en eau et en NaCl, piégé dans des inclusions aussi rééquilibrées.

VI.3.1.3 - La spectroscopie de Raman :

Les analyses en spectroscopie Raman ont confirmé la présence de gaz carbonique (CO₂) et de méthane (CH₄) soupçonnée par les mesures microthermométriques. La nature du solide a aussi pu être identifiée, il s'agit de chalcopyrite (voir spectres en annexe 6).

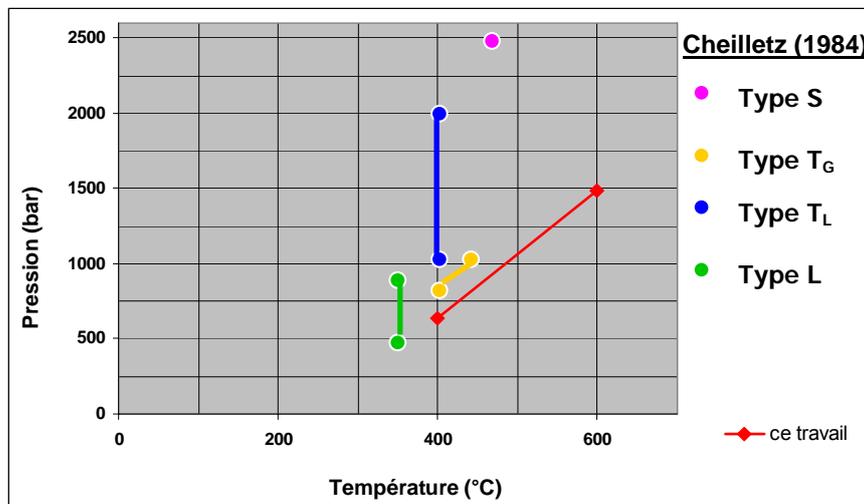
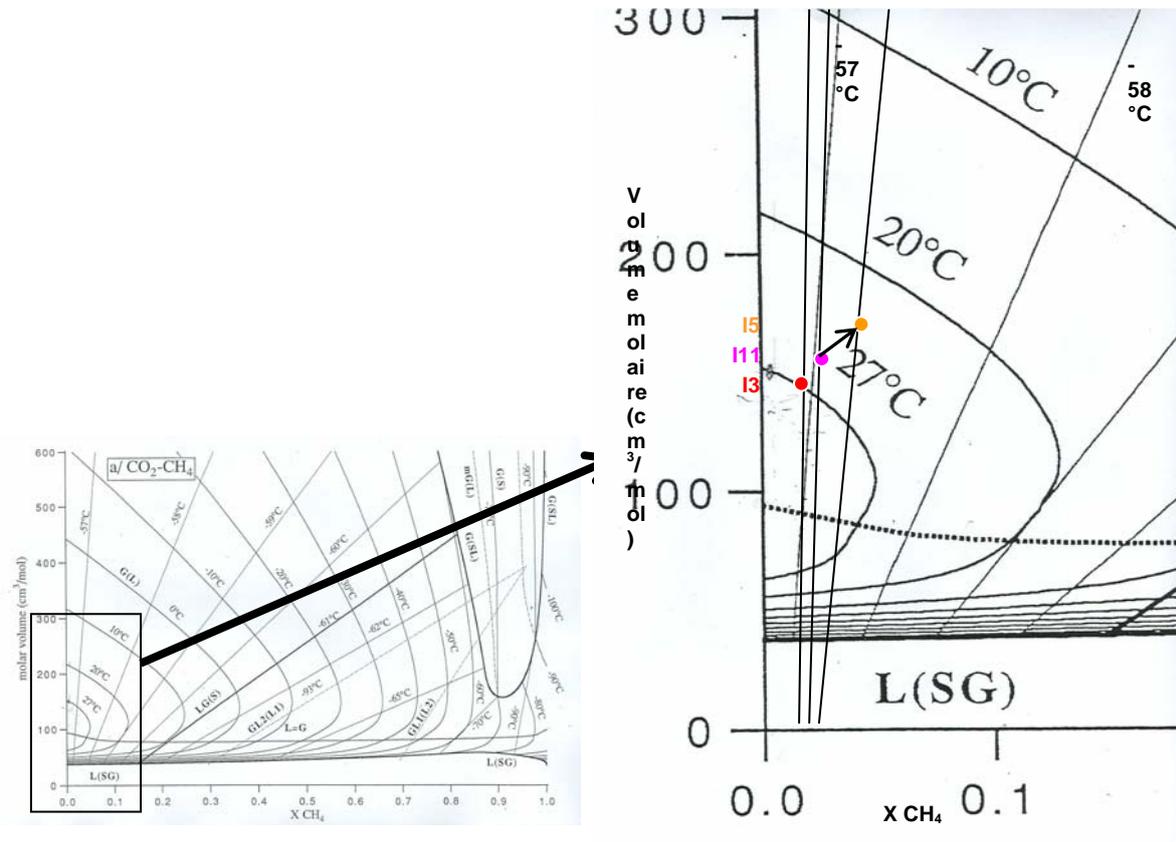


Figure VI-8 : Projection des paramètres T_f CO₂ et T_h CO₂ des inclusions I3, I5 et I11 sur un diagramme V-X du système CO₂-CH₄ (Thiéry et al., 1994).

VI.3.2 - Etude de cinq populations d'inclusions fluides du quartz saccharoïde (NK 71) du filon aurifère W1 Nord

Les inclusions fluides ont été mesurées dans 4 néograins de quartz recristallisé de l'échantillon NK 71 provenant du filon aurifère W1 Nord (NK 71-AH1 à NK 71-AH4 ; Fig.VI-1). Cinq types d'inclusions biphasées ou multiphasées ont été distinguées d'après leurs morphologies, leurs remplissages (composition) et leurs caractéristiques microthermométriques :

- Inclusions de type L1

Elles sont biphasées à liquide dominant, généralement de petite taille ($< 5\mu\text{m}$) et elles ont un degré de remplissage compris entre 60 à 90 % (% volume de liquide dans l'inclusion). La plupart ne contient pas de solide visible. On désignera par type Lc les inclusions de type L1 contenant des gaz mis en évidence par la nucléation d'un clathrate dont la fusion est mesurée au dessus de 0°C .

- Inclusions de type L_{sulf}

Ce sont des groupements d'inclusions de type L présentant pour la plupart un petit solide noir identifié comme un sulfure par son spectre Raman. Ce solide occupe 5 % du volume de la cavité ou moins.

- Inclusions de type L_{cb}

Ce sont des groupements d'inclusions de type L se distinguant par leurs formes plates, des tailles variables (de 30 à $2\mu\text{m}$) et la présence de nombreuses phases solides. Les inclusions les plus grandes présentent un solide biréfringent de forme losangique, remplissant 30 à 60 % de la cavité, qui est un carbonate confirmé ponctuellement par son spectre Raman.

- Inclusions de type S

Il s'agit de groupements d'inclusions à liquide dominant, piégeant au moins 2 phases solides, et interprétées comme saturées en NaCl d'après les mesures microthermométriques (présence de solides à solubilité prograde). Deux sous-types ont été distingués :

- Les inclusions de type S1 sont caractérisées par une phase liquide occupant 70% de la cavité ou plus.
- Les inclusions de type S2 sont des groupements d'inclusions remplies à plus de 40% par des phases solides. Le sous-type S2_{cb} désigne des inclusions de

type S2 piégeant un carbonate, identifié optiquement et/ou par son spectre Raman.

Remarques : les photos des inclusions sont principalement des associations de captures d'écrans faites à partir des enregistrements vidéo lors des mesures par microthermométrie. Ces inclusions étant réparties dans l'épaisseur de l'échantillon, leur présentation nécessitait de nombreuses photos. Pour éviter de faire un « album photo » et montrer la localisation des inclusions les unes par rapport aux autres, une photo générale de la population étudiée montrant un maximum d'inclusions a été choisie à laquelle on a ajouté des photos des inclusions peu ou pas visibles sur la vue d'ensemble. Ces dernières sont souvent des zooms pour permettre d'apprécier au maximum la forme et le remplissage de l'inclusion. Tous les résultats obtenus par microthermométrie sont regroupés en annexe 6.

VI.3.2.1 - NK 71-AH1

Ce néo-grain contient des inclusions de type L_{sulf} distribuées dans toute sa surface et sa profondeur (inclusions primaires ; Fig. VI-9). La petite taille de ces inclusions a rendu l'observation des changements de phases difficile.

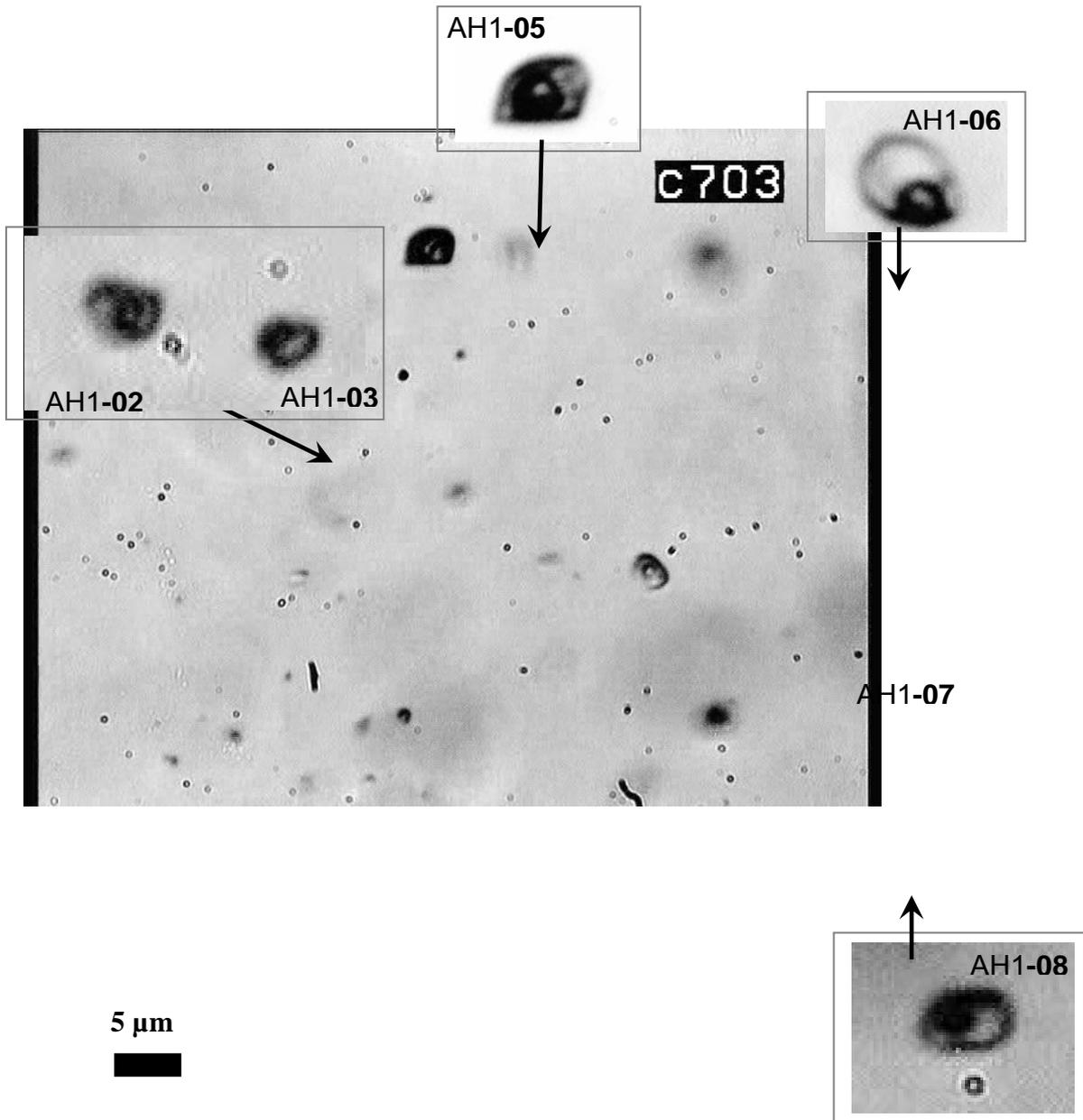


Figure VI-9 : Inclusions de l'échantillon NK 71-AH1

La solidification de la glace a été observée vers -40°C dans une inclusion. Deux inclusions ont donné des valeurs de T_{mI} à $-3,7^{\circ}$ et $-3,9^{\circ}\text{C}$, indiquant une salinité voisine de 6 % pds éq. NaCl.

L'observation d'un phénomène de fusion à $+9,3^{\circ}\text{C}$ suggère la présence de clathrate dans les inclusions de l'échantillon AH1 (inclusions de type $L_{c_{\text{sulf}}}$). Ces inclusions se sont homogénéisées entre 235 et 293°C . La distribution des Th de type L_{sulf} , dissymétrique, apparaît de type log normale. Aucune inclusion de l'échantillon AH1 n'a décrépité en dessous de $\approx 300^{\circ}\text{C}$ (Fig. VI-10).

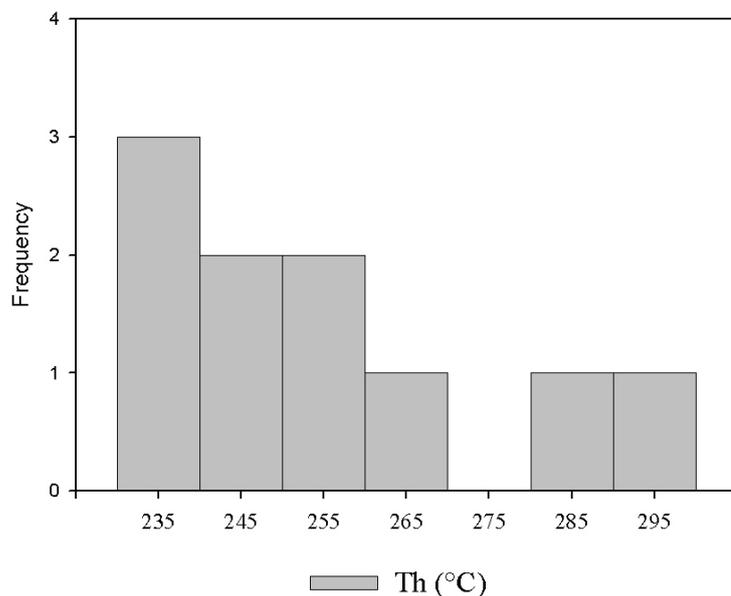


Figure VI-10 : Histogramme des températures d'homogénéisation en phase liquide des inclusions primaires de type L_{sulf} dans le quartz recristallisé de l'échantillon NK 71-AH1.

VI.3.2.2 - NK 71-AH2

Cet échantillon contient des inclusions multiphasées présentant une forme plus ou moins polyédrique distribuées au cœur d'un grain. Ces inclusions ont été rattachées au type $L2_{cb}$ car les solides qu'elles contiennent sont pour la plupart non fusibles. La phase gazeuse remplit environ 5 à 10 % du volume de l'inclusion (Fig. VI-11). Le solide polyédrique biréfringent, probablement de type carbonate, remplit 15 à 40 % des inclusions. Des solides ronds, de plus petite taille et plus réfringents n'ont pas été identifiés. Enfin de petits solides noirs exceptionnels sont probablement des sulfures. Il est difficile d'apprécier si le contenu en solides piégés dans ce type d'inclusion est homogène ou hétérogène, en raison des formes souvent complexes des cavités parfois petites, et de leur degré de remplissage important, qui limitent l'observation.

Dans l'inclusion 1, en raison de sa taille, on a pu observer un processus de solidification complexe étalé entre $\approx -36^{\circ}\text{C}$ et -60°C et marqué par la déformation et/ou le déplacement de la bulle. L'inclusion est solidifiée de façon stable en dessous de -60°C . Le premier mouvement observé vers -35°C témoigne probablement de la formation d'hydrate (de gaz ?), tandis que les transformations ultérieures à température décroissantes traduisent sans doute la solidification/cristallisation complexe des hydrates de sels et de la glace. Les inclusions

subissent ensuite des transformations entre -42° et -56°C ou -66°C . Du fait de la faible proportion de liquide dans les cavités, les T_e n'ont pu être estimées dans ces inclusions, de même que les T_m n'ont pu être mesurées. Dans une seule inclusion, on a pu observer un mouvement de bulle qui s'est terminé vers $-8,3^{\circ}\text{C}$ (fusion de la glace ?). Aucune fusion de clathrate n'a été observée.

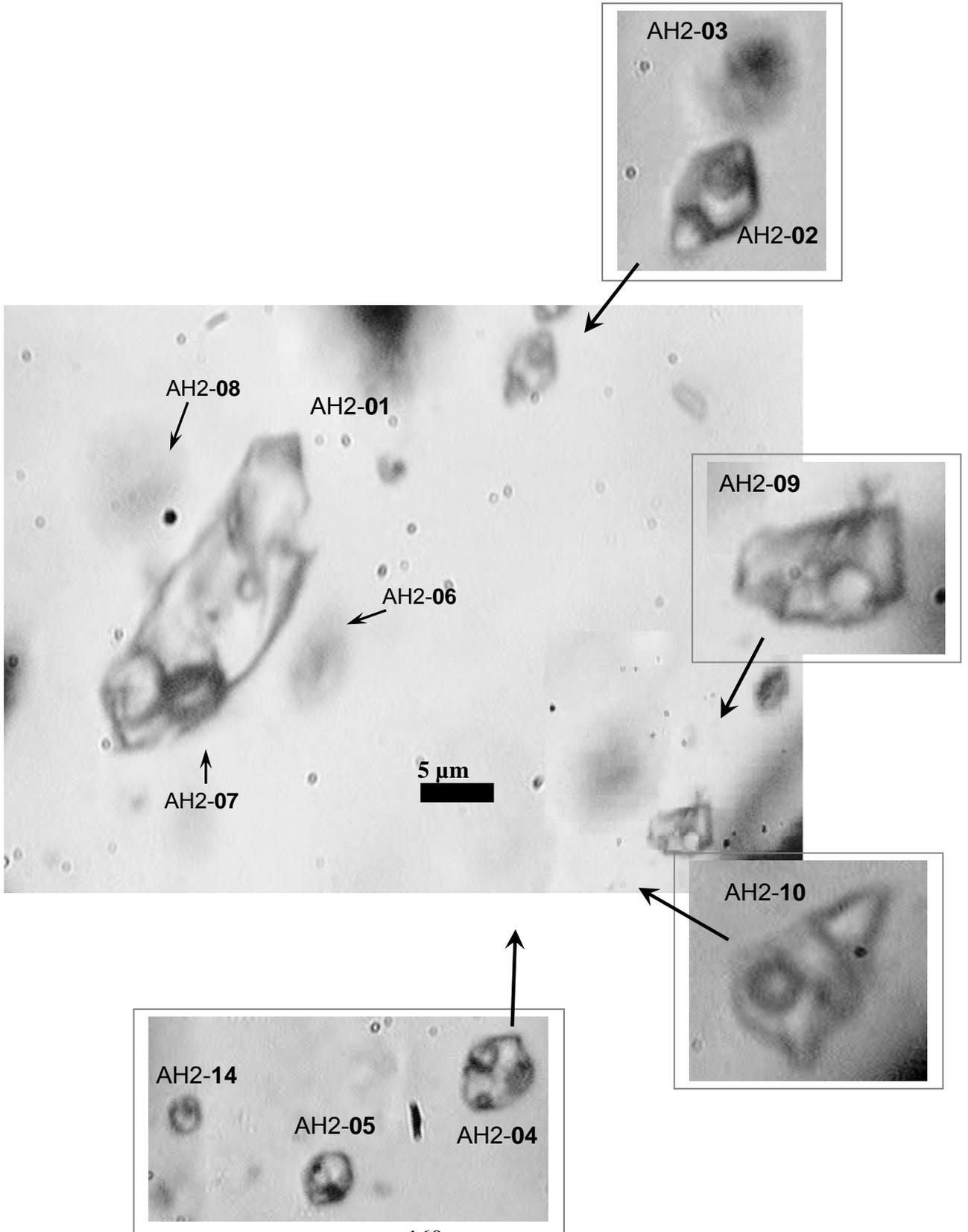


Figure VI-11 : inclusions de type L2cb dans l'échantillon NK71-AH2NK71-AH2

Lors du chauffage jusqu'à 320°C, certains des solides restent de taille inchangée et ne sont a fortiori pas dissous. D'autres solides diminuent en taille mais n'ont pu être dissous en dessous de 310°C. Dans une inclusion seulement (IF1), on a mesuré la fusion d'un solide de forme ronde à 267°C, qui pourrait être du NaCl. Dans une autre inclusion (IF9), un petit solide rond et réfringent a diminué en taille lors du chauffage mais sa dissolution s'est accélérée au-dessus de 260°C et s'est achevée à 277°C. Par son comportement, ce solide est peut-être un sulfate ou de la calcite en présence d'un fluide salé. Des analyses par microspectrométrie Raman sont nécessaires pour identifier précisément les différents solides piégés dans les inclusions de l'échantillon AH2. En l'absence de données complémentaires, ces inclusions sont plutôt rattachées au type L2_{cc} pour les raisons suivantes : une fusion de glace mesurée, solubilité non continûment prograde des solides fusibles, similitude de comportement à froid avec les inclusions de l'échantillon AH4-zone 2 (cf. infra). On ne peut exclure cependant l'hypothèse que le grain AH2 ne contienne un mélange d'inclusions multiphasées, hétérogènes en salinité et diversement chargées en sulfates, carbonates (mélange d'inclusions de type L2 et de type S2). Nombre de ces inclusions piègent des carbonates résultant d'un piégeage hétérogène. La disparition de la bulle de gaz dans les inclusions de type L2_{cb} se produit principalement en dessous de 300°C. Les Tb mesurées sont dispersées entre 163 et 263°C (Fig. VI-12). Une seule inclusion a décrépité en dessous de 250°C (IF5).

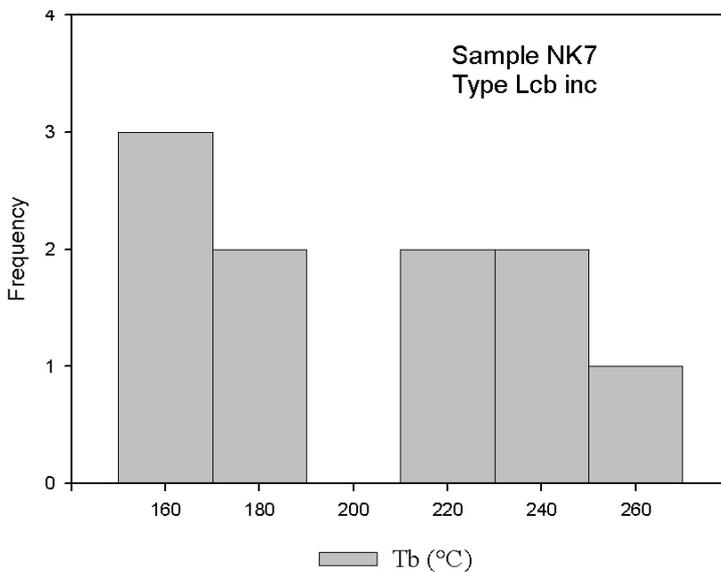


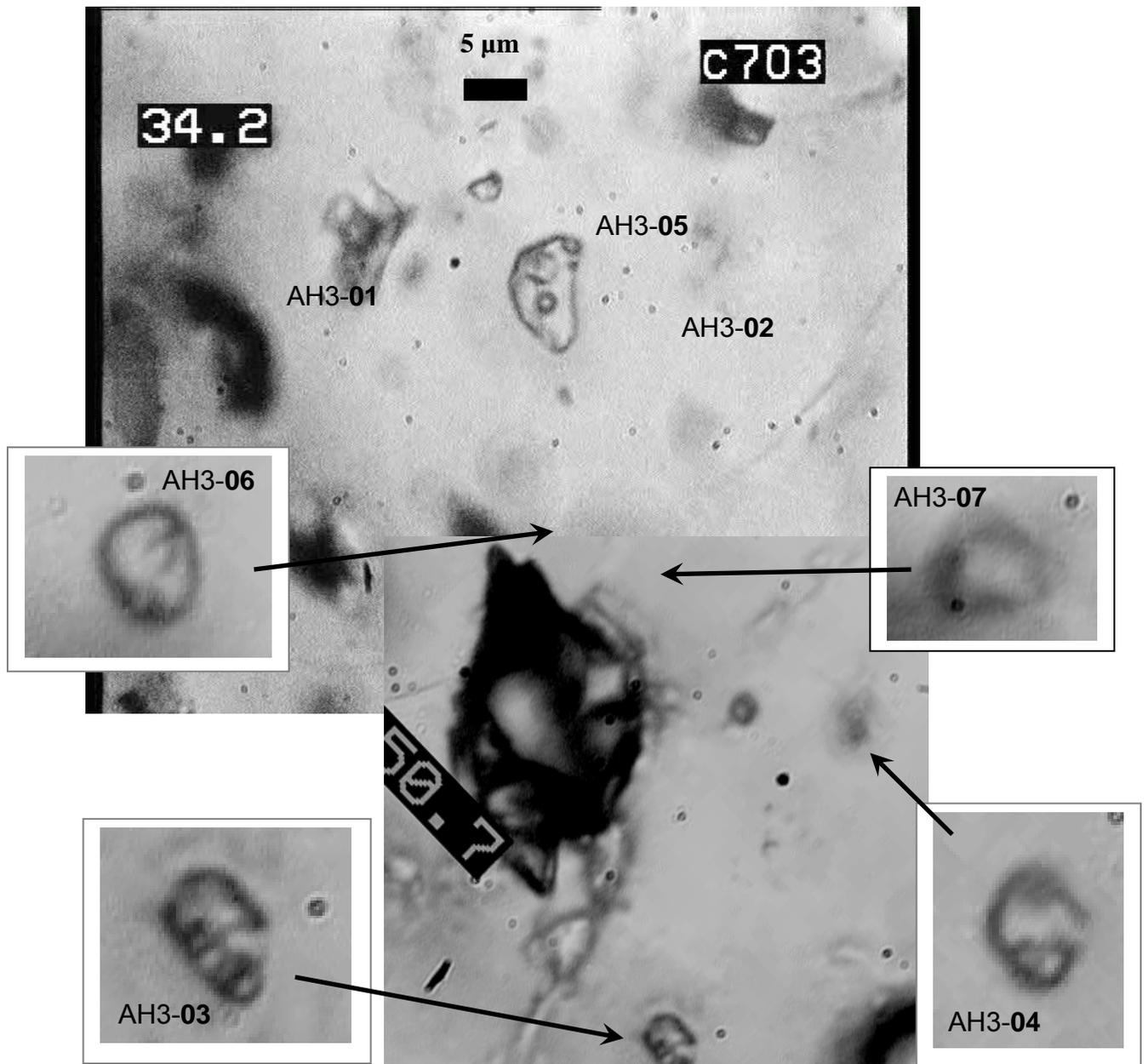
Figure VI-12 : Histogramme des températures de disparition de la bulle de gaz dans les inclusions de type L_{cb} dans le quartz recristallisé de l'échantillon NK71-AH2.

VI.3.2.3 - Echantillon NK 71-AH3

Il piège des inclusions de type S1 contenant, outre un cube de sel, un petit solide rond réfringent dont la taille est quasiment identique à celle de la phase gazeuse (≈ 5 à 10 % du volume de la cavité, Fig. VI-13). Quelques inclusions contiennent en plus un solide biréfringent de type carbonate parfois de grande taille (Fig. VI-14).



Figure VI-13 : Inclusions de type S1 dans le quartz recristallisé du filon W1 (éch. NK71-AH3)



5 μm



Figure VI-14 : Groupement d'inclusions de type S1 étudiées dans le quartz recristallisé du filon W1 (éch. NK71-AH3 ; extraits de bande vidéo)

Seule la solidification de la glace a pu être observée lors du refroidissement vers -50°C . A chaud, les températures de disparition de la bulle de gaz sont dispersées entre 153 et 284°C (Fig. VI-15).

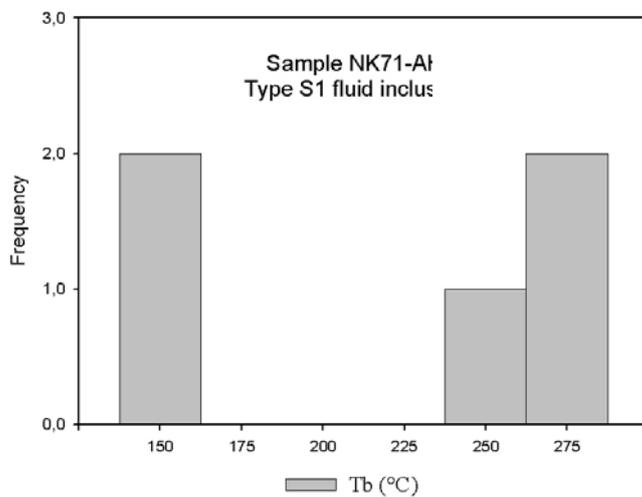


Figure VI-15 : Histogramme des températures de disparition de la bulle de gaz dans les inclusions de type S1 dans le quartz recristallisé de l'échantillon NK 71-AH3

Quatre températures de dissolution du cube de sel ont été mesurées à $220,6^{\circ}\text{C}$, 231°C , $253,8^{\circ}\text{C}$ et 263°C , avant ou après la disparition de la bulle de gaz (Fig. VI-16). A partir de 217°C , on a observé la décrépitation partielle ou totale d'environ la moitié des inclusions observées et l'échantillon n'a pas été chauffé au-delà de 300°C .

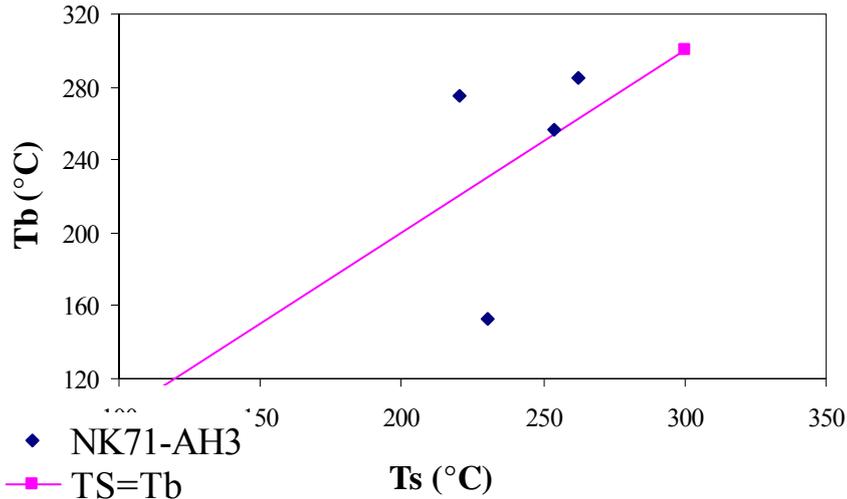


Figure VI-16 : Diagramme des températures de disparition du cube de sel (T_s) en fonction des températures de disparition de la bulle de gaz (T_b) dans les inclusions de type S1 dans le quartz recristallisé de l'échantillon NK 71-AH3

Les valeurs de T_s , interprétées dans le système $H_2O-NaCl$, indiquent une teneur en sel de $35 \pm 1,5$ % pds éq. NaCl. (Bodnar et Vityk, 1994). Les isochores des inclusions de type S1 tracés d'après les équations de Zhang et Frantz (1989) présentent des pentes contrastées, liées à la compressibilité très différentes des fluides de type S1 selon que $T_s > T_b$ (faible compressibilité) ou $T_s < T_b$ (plus forte compressibilité ; Fig. VI-17).

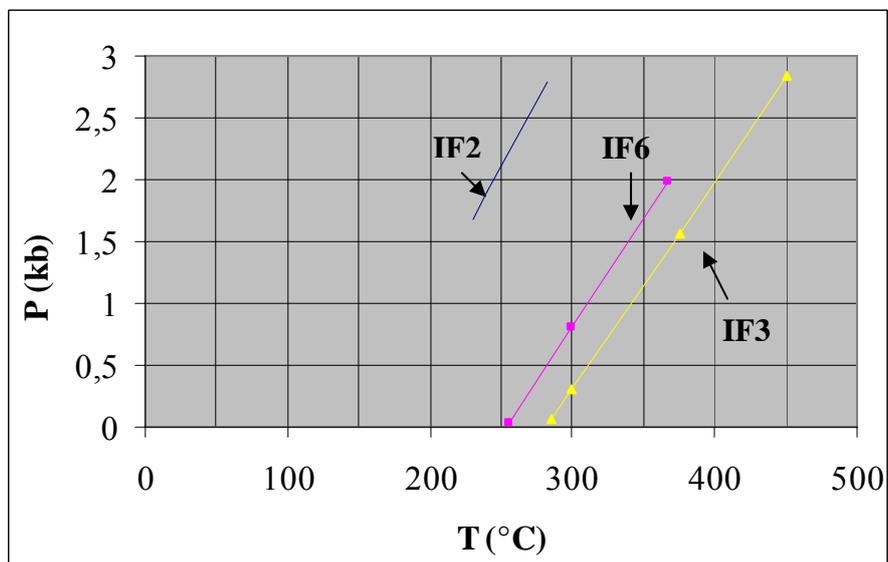


Figure VI-17 : Isochores représentatifs de quelques inclusions de type S1 (IF2 : $d = 1,34$; IF3 : $d = 1,01$; $d =$ densité)

VI.3.2.4 - Echantillon NK 71-AH4

Il s'agit d'un néograin de quartz recoupé par deux microcracks, soulignés par des groupements d'inclusions contrastés, l'un de type L1 (zone 1) et l'autre principalement de type L2_{cb} (zone 2 ; Fig. VI-18).

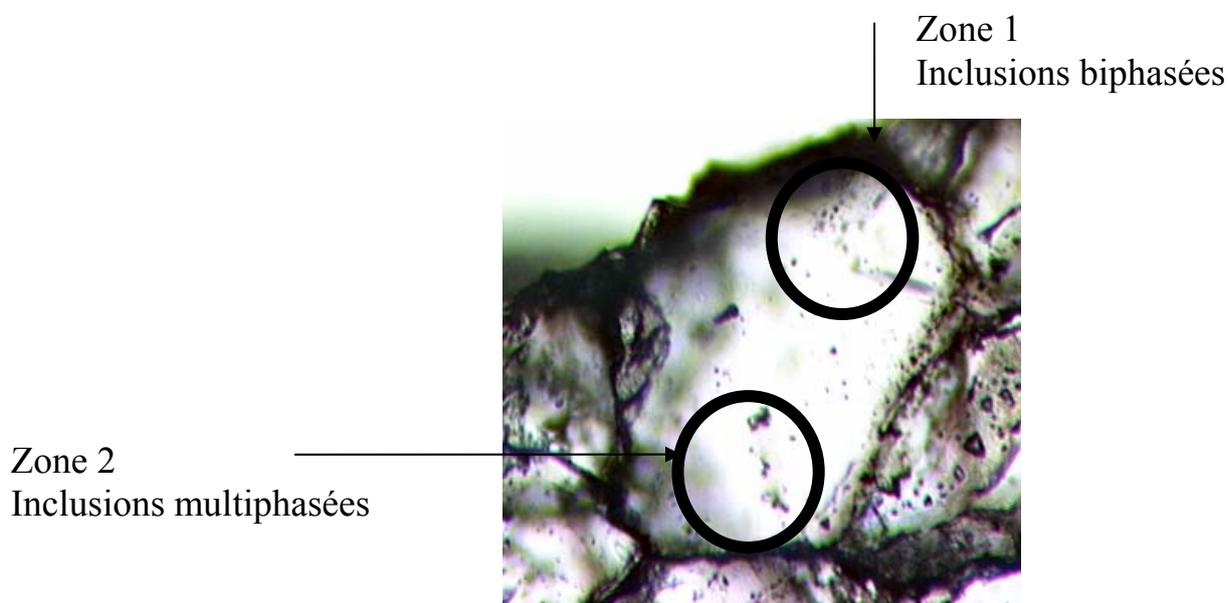


Figure VI-18 : Microphotographie de l'échantillon NK 71-AH4 (longueur du grain : 250 μm)

NK71-AH4-Zone 1

A une des extrémités du crack sont regroupées des inclusions secondaires biphasées à liquide dominant (type L1), caractérisées par des formes allongées, voire même étirées (necking down ?; Fig. VI-19). Cette traînée d'inclusions semble antérieure à la formation du joint de grain. Les cavités sont généralement de petite taille ($< 5 \mu\text{m}$), avec un degré de remplissage compris entre 70 à 90 % en volume, et sans solide visible.

A froid, ces inclusions présentent des températures de solidification entre -36° et -39°C . L'eutectique a été évalué dans une inclusion à -23°C , et la fusion de la glace a été mesurée entre $-5,3^\circ$ et $-3,3^\circ\text{C}$ (Fig. VI-20). Dans une inclusion (IF3), on a estimé un point de fusion du clathrate autour de $+4,7^\circ\text{C}$ grâce à la relaxation brutale de la bulle.

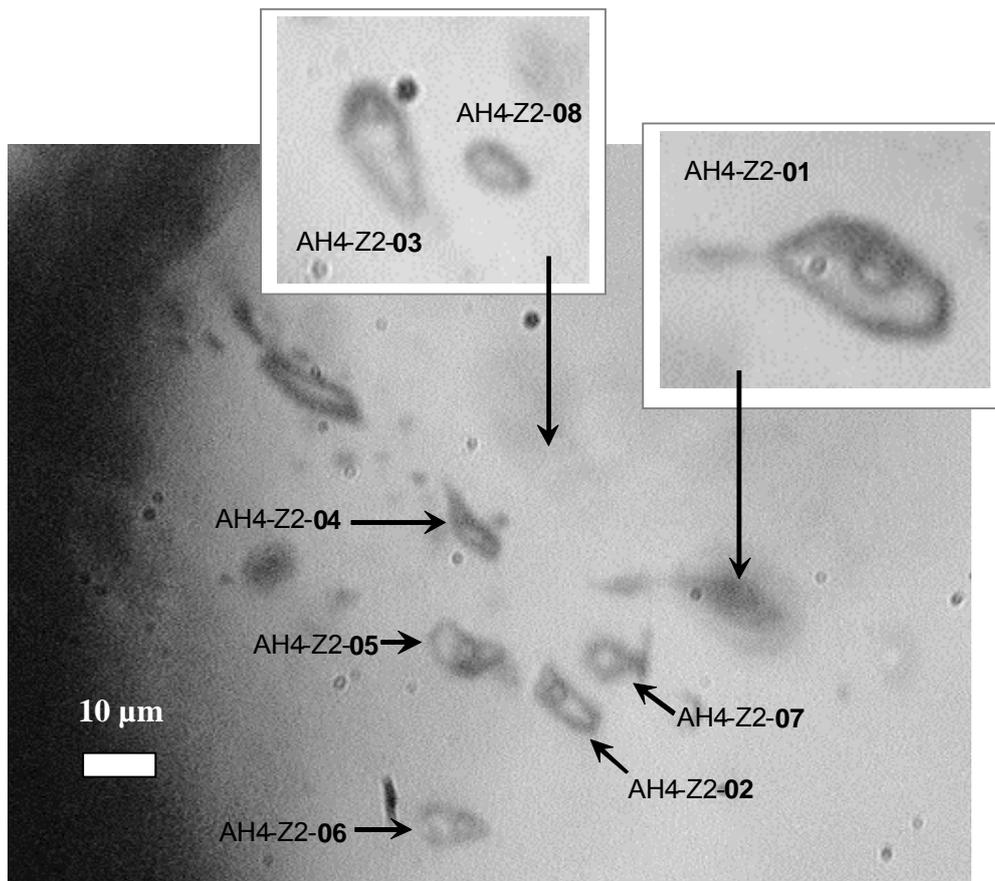


Figure VI-19 : Inclusions de type L1 dans l'échantillon NK 71-AH4-Zone1

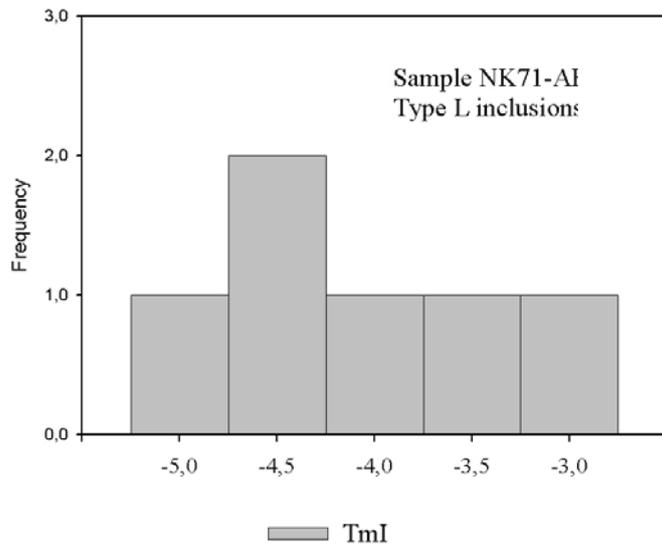


Figure VI-20: Histogramme des températures de fusion de la glace des inclusions de type L de l'échantillon NK71-AH4-Z1

Seules trois températures d'homogénéisation en phase liquide ont pu être mesurées (220°C, 250°C, 253,3°C ; Fig. VI-21), la plupart des inclusions n'étant pas homogénéisé (ni décrépité) en dessous de 290°C.

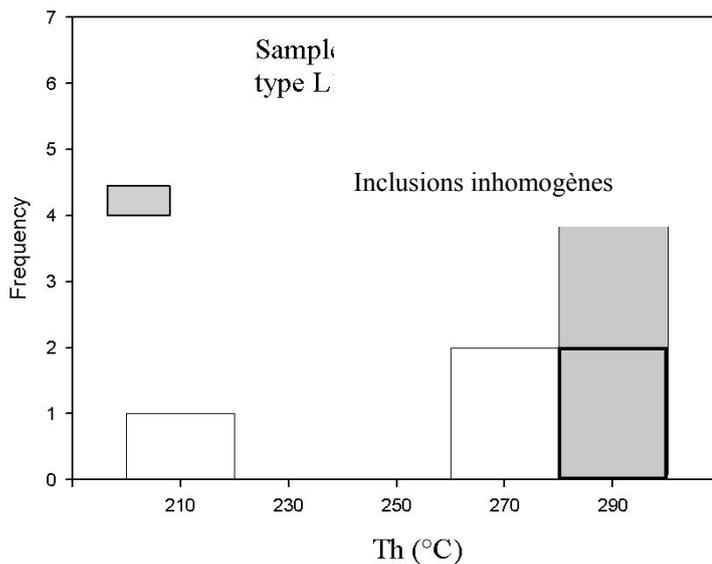


Figure VI-21 : Histogramme des températures d'homogénéisation (Th) des inclusions de type L de l'échantillon NK71-AH4 (inclusions de la zone 1 : traits minces, et de la zone 2 : traits épais)

NK71 - AH4-Zone 2

- Inclusions de type L_{cb}

Le second micro-crack traversant le grain AH4 est soulignée d'inclusions de taille variable (de 30 à 2 μm), aux formes plates pour les plus grosses, et contenant de nombreuses phases solides. Les inclusions de plus grande taille présentent un solide biréfringent de forme losangique, remplissant 30 à 60 % de la cavité, probablement un carbonate (Fig. VI-22 et VI-23). Ce groupement d'inclusions a été rattaché au type L_{cb} sous-saturé en NaCl, car aucun solide n'a fondu en dessous de 280°C. Par ailleurs, la fusion de la glace a été estimée vers -5°C dans une inclusion grâce à un mouvement de la bulle à cette température.

Lors du refroidissement, les inclusions du néograin AH4-Z2 ont montré un comportement assez semblable à celui observé dans les inclusions de type L_{cb} du néograin AH2 : solidification d'un clathrate probable à -30°C et mouvements de la bulle entre -33° et -45°C, qui pourraient correspondre à des solidifications et/ou cristallisations d'hydrates de sels et de glace. Dans l'inclusion IF2 de type L_{cb} de l'échantillon AH4-Z2, on a également pu remarquer plusieurs mouvements de la bulle à plus basse température, entre -42° et -58°C (Fig. VI-22). La relaxation de la bulle à +2,7°C observée ultérieurement dans cette inclusion a été interprétée comme indiquant la fusion d'un clathrate.

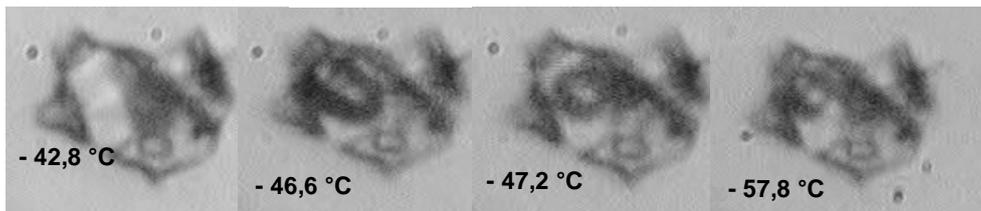


Figure VI-22 : *Mouvements de la bulle lors du refroidissement de l'inclusion AH4-Z2-IF2*

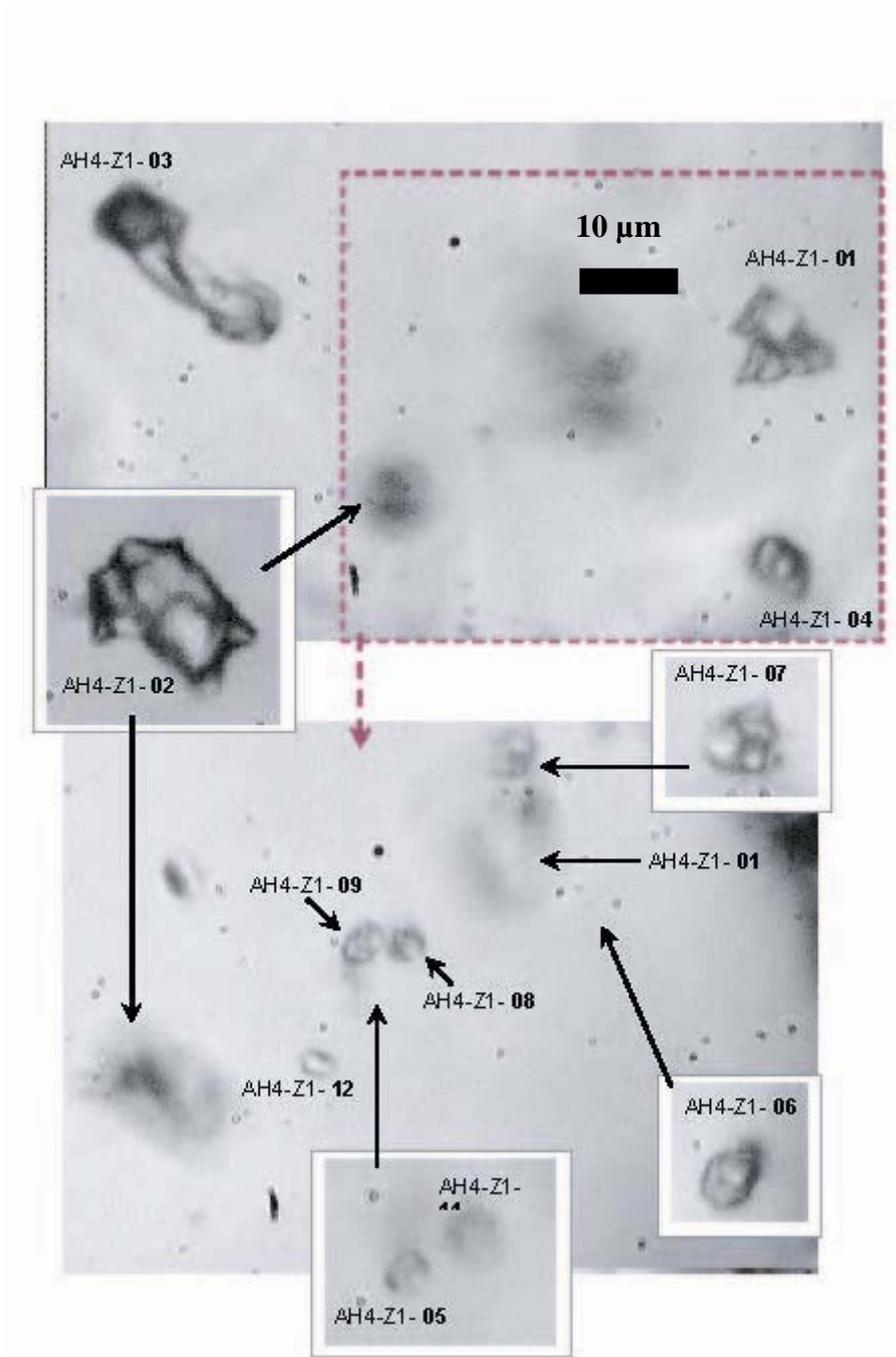


Figure VI-23 : Groupement d'inclusions de type L_{cb} dans l'échantillon NK 71-AH4-Zone 2

A haute température, aucune fusion de solide n'a été observée en-dessous de 290°C. Plusieurs mesures de disparition de la bulle de gaz n'ont pu être faites car la bulle se dissimulait souvent sous les nombreux solides des cavités. Les T_b mesurées se sont échelonnées entre 149 à 272°C (Fig. VI-24). Enfin, à la différence du comportement des inclusions de type L_{cb} de l'échantillon AH3,

aucune inclusion de type L_{cb} de l'échantillon AH4-Zone 2 n'a explosé ou décrépité en dessous de 300°C.

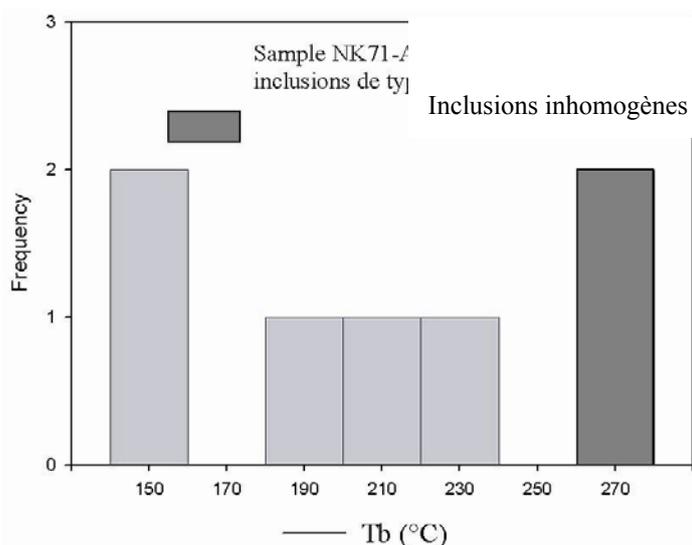


Figure VI-24 : Histogramme des températures de disparition de la bulle de gaz (T_b) dans les inclusions de type L_{cb} de l'échantillon NK71-AH4-Zone 2)

- Inclusions de type L1

Dans la zone 2, on remarque optiquement quelques inclusions biphasées à degré de remplissage plus fort (≈ 40 % vol.) mélangées avec les inclusions de type L_{cb} (suggérant la possibilité d'inclusions s'homogénéisant en phase vapeur). Les mesures thermométriques ont confirmé la présence de deux inclusions de type L1 dans la zone 2 (cf. zone 1 du même grain). Une inclusion biphasée (degré de remplissage ≈ 30 à 40 % vol. ; IF4) a présenté deux points de solidification à moins 30°C puis entre -33 et -45°C. La température eutectique dans cette inclusion a été estimée vers -23°C. La fusion de la glace s'est produite vers moins 9,1°C puis la relaxation de la bulle a été interprétée comme révélant la fusion d'un clathrate vers +9,8°C. L'autre inclusion de la zone 2 rattachée au type L1 est une cavité allongée et de plus grande taille (20 μm), piégée vers le milieu du crack en position intermédiaire entre zones 1 et 2 (IF3, Fig. VI-23). A l'inverse des inclusions de type L1 de la zone 1 (Fig. VI-19), cette inclusion présente un petit solide rond et réfringent remplissant moins de 5 % de la cavité mais comme la majorité des inclusions de type L1 de la zone 1, cette inclusion s'est solidifiée vers -40°C. Enfin, la bulle des 2 inclusions IF3 et IF4 a commencé à diminuer en taille de façon visible vers 250°C mais, comme de nombreuses inclusions de type L1 de la zone 1, aucune des deux inclusions n'a pu être homogénéisée en dessous de ≈ 290 °C (Fig. VI-21). Lors du chauffage jusqu'à 300°C, nous n'avons pas pu confirmer la présence d'inclusions s'homogénéisant en phase vapeur dans l'échantillon AH4-Zone 2.

Les résultats détaillés des mesures sont reportés en annexe 6.

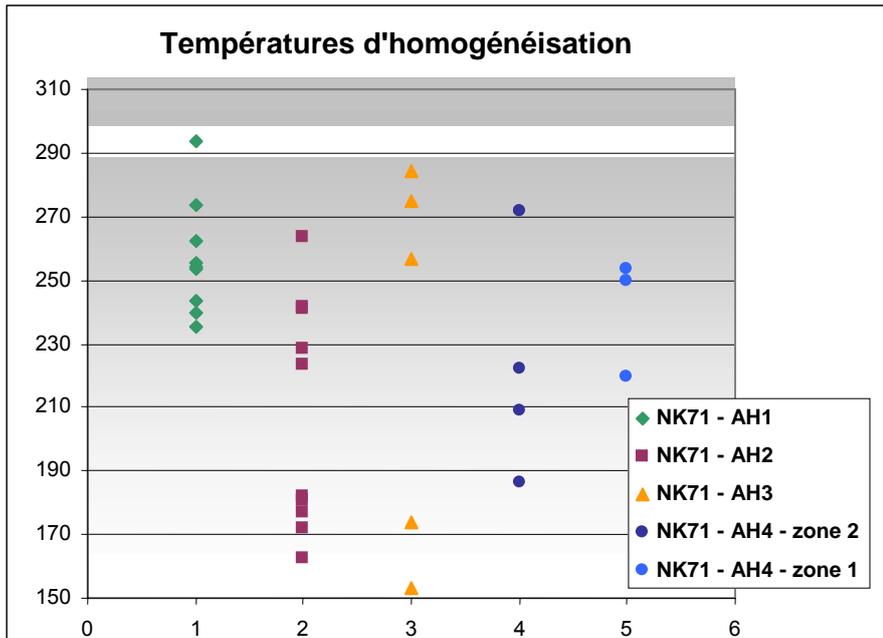


Figure VI-25 : Températures d'homogénéisation de l'échantillon NK 71 (récapitulatif)

VI.3.2.5 - Conclusions

Les compositions et conditions thermobarométriques de piégeage des fluides de nos inclusions secondaires aquo-carboniques sont compatibles avec les résultats obtenus par Cheilletz (1984) sur les inclusions de basse température.

Les fluides aquo-carboniques étaient calciques, chargés en H₂S et en cuivre, éléments aujourd'hui précipités sous forme de calcite et de chalcopryrite.

Cette étude révèle la diversité des types de fluides piégés dans le quartz recristallisé du filon W1. Plusieurs hypothèses peuvent être émises concernant leur interprétation.

Hypothèse de l'échantillonnage de fluides au-dessus d'un front d'ébullition situé en profondeur. Cette hypothèse pourrait expliquer plusieurs faits :

- Les inclusions de type L_{sulf} pourraient représenter des vapeurs condensées, si l'on considère que Cu se partage en faveur de la vapeur en cas de séparation de phase.
- L'abondance de cristaux de carbonates résultant d'un piégeage hétérogène peut résulter d'un processus de séparation de phase.
- La salinité variable des inclusions à liquide dominant à carbonates (types L_{cb} et S_{cb}) peut résulter d'un processus de vaporisation.

- Enfin, la pauvreté en minéraux (sulfures, silicate..) dans le quartz recristallisé peut s'expliquer par une saturation de la phase fluide et un dépôt plus en profondeur, au voisinage du front d'ébullition.

Une autre conclusion de cette étude est de révéler à Tighza des fluides très différents de ceux rencontrés dans le district d'El Hammam (plusieurs générations de saumures, absence de carbonates dans les fluides). Cette différence traduit sans doute le magmatisme différent à la source des fluides des deux districts, magma granitique différencié à El Hammam et magmatisme calco-alcalin à Tighza.

De plus, la saturation en carbonates des fluides de Tighza est incompatible avec le transport de fluor, et donc en accord avec l'absence de fluorine dans les zones échantillonnées (le fluor ne peut se transporter dans des fluides calciques, car la précipitation de fluorine tamponne alors le fluor en solution à des valeurs très basses).

Les fluides de type L_{cb} ou S analysés traduisent un régime de température moyenne (300-350°C) et de pression variable mais forte (> 1,5 kbar ; fluides de compressibilités contrastées, présence de gaz dissous). De telles conditions contrastent avec le régime thermique du district d'El Hammam, où circulent des saumures magmatiques de haute température ($\approx 500^\circ\text{C}$) à des profondeurs de l'ordre de 3 km ($P_{\text{lithostatique}}$ de l'ordre du kbar ; pas de gaz détectable dans les inclusions fluides).

VI.3.3 - Inclusions fluides du filon W5 (NK 203)

Le filon W5 apparaît assez clairement comme le prolongement oriental du filon W1 nord. Il est orienté N125°E et a été reconnu sur une centaine de mètres d'extension. Le remplissage montre aussi les deux types de paragenèses :

- une paragenèse à wolframite-scheelite associée à un quartz hyalin à biotite-phlogopite suivie par :
- une paragenèse à löllingite (souvent résiduelle dans l'arsénopyrite)-bismuth et or avec un quartz plus laiteux, de texture saccharoïde.

On retrouve les mêmes inclusions que celles observées sur le filon W1 Nord et sur le stockwerk de la mine (Fig. VI-26). Sur ce filon, seules des observations microscopiques ont été réalisées, les mesures n'ont pas été effectuées.

Les différents types d'inclusions du filon aurifère W3

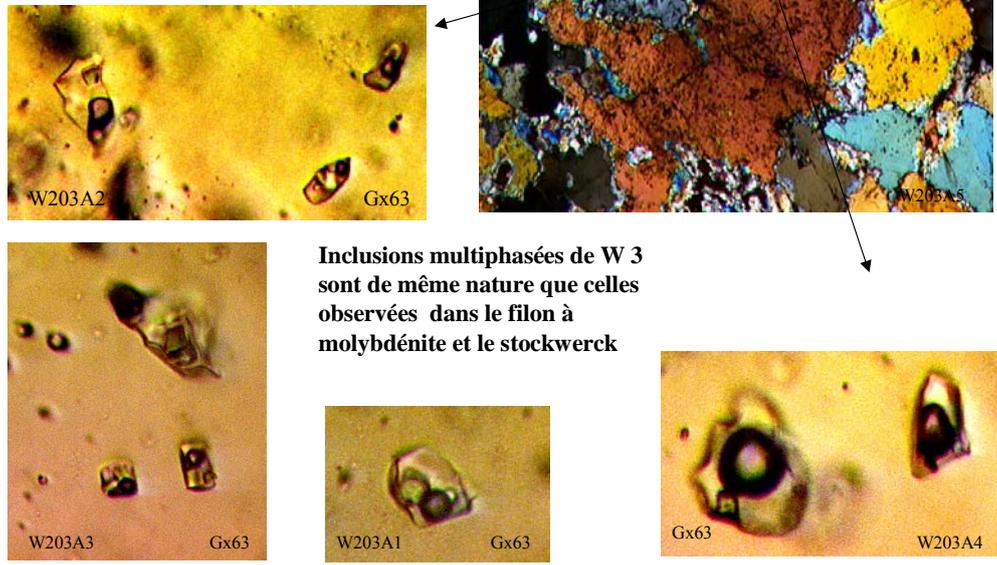


Figure VI-26 : Les différents types d'inclusions fluides du filon W5

VI.3.4 – Inclusions fluides du stockwerk du granite de la mine (échantillon NK 87)

En microscope optique, on observe que l'échantillon NK 87 est constitué de phénocristaux de quartz recoupés par de multiples fractures bréchiques à hématite et mica. Cet événement semble tardif.

La chronologie des différents événements observés dans le stockwerk de la mine s'établit comme suit :

- 1 Microfracturation
- 2 Cristallisation de néograins
- 3 Dissolution créant des géodes ou des vides au bord du quartz dans lesquels cristallise de la muscovite
- 4 Fracture bréchique hématisée

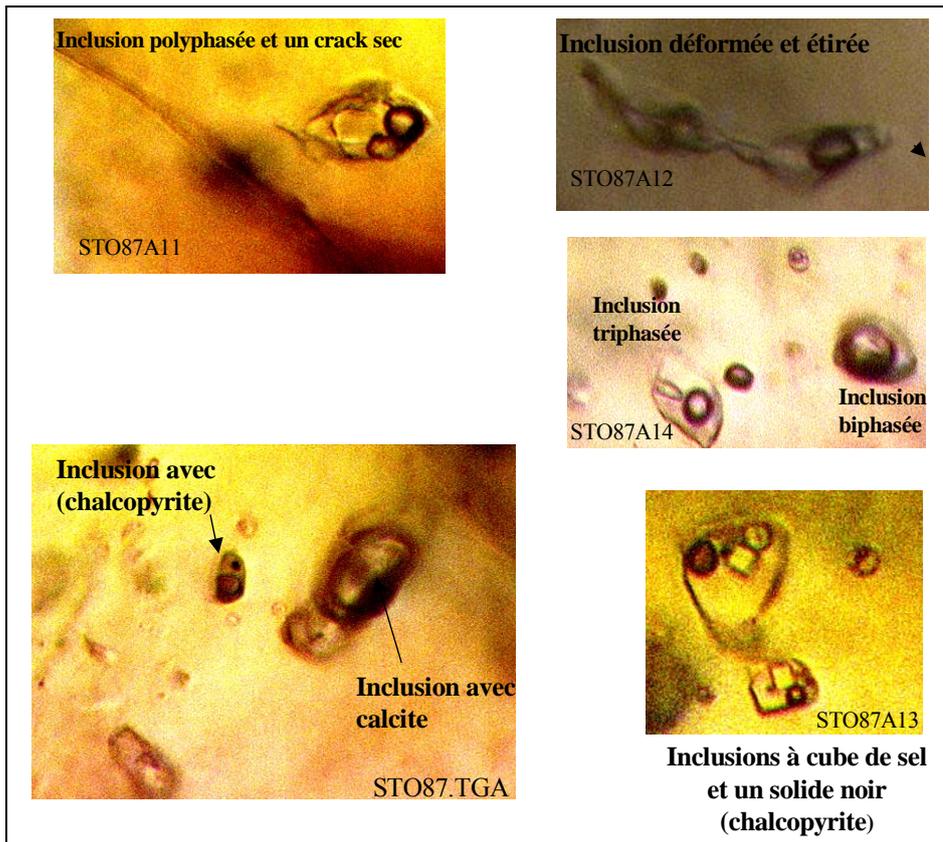


Figure VI-27 : Inclusions fluides, stockwerk du granite de la mine (NK 87)

On observe deux réseaux de cracks, un majeur et un mineur. L'hématite est soit à l'intersection des deux réseaux, soit elle diffuse dans les deux réseaux. Des fluides ont circulé dans ces microcracks et y ont déposé des sulfures.

La taille des inclusions est comprise entre 20 et 50 μm (Fig. VI-27). Les différentes générations observées ne se distinguent pas par leur forme mais plutôt par leur contenu. Les inclusions riches en gaz sont dans les cracks. Il existe aussi un nombre important d'inclusions éclatées confirmant ainsi la variation de pression.

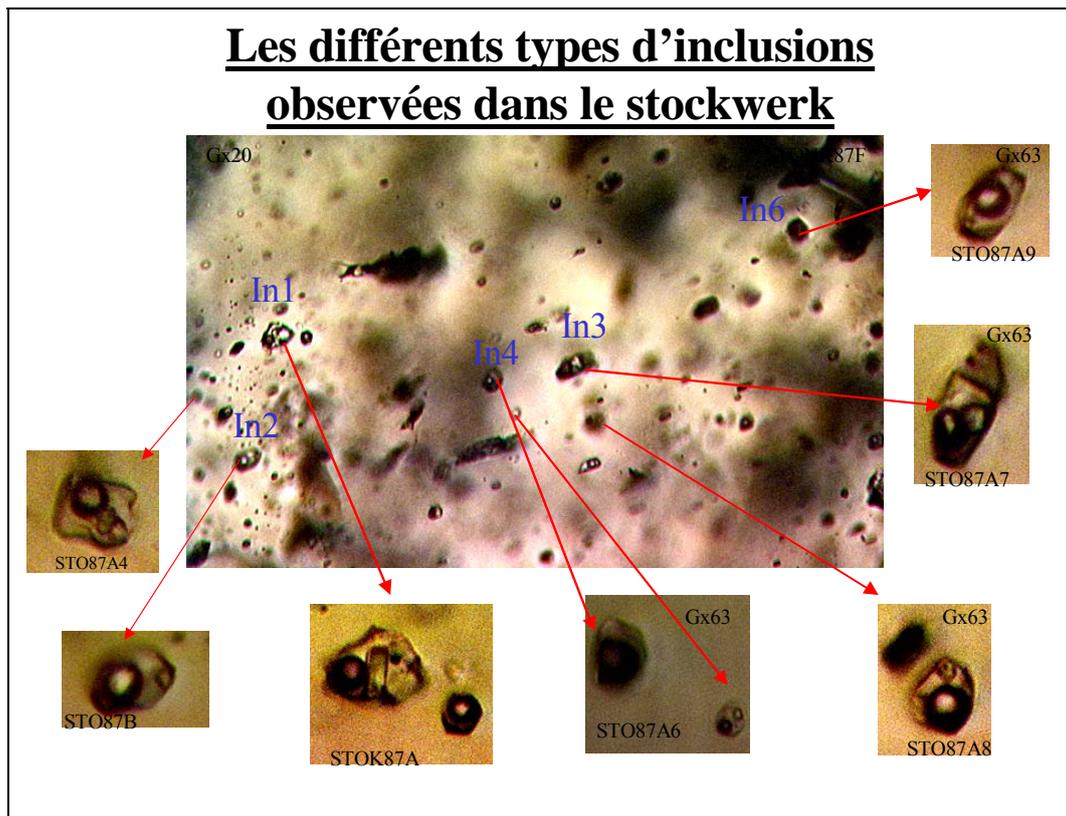


Figure VI-28 : Les différents types d'inclusions fluides observées dans le stockwerk du granite de la mine (NK 87)

On retrouve exactement les mêmes types de forme et de remplissage que celles observées dans les filons aurifères W (Fig. VI-28). Dans les inclusions multiphasées (deux phases fluides + plusieurs phases solides) la phase gazeuse (bulle) représente 10 à 20 % du volume d'inclusion (ex : In. 1).

La halite de forme cubique et isotrope est souvent présente et occupe 10 à 20 % du volume total (ex : In. 1, In. 2, In. 5 du NK 87). Le solide réfringent (un carbonate, probablement de la calcite) existe dans un certain nombre d'inclusions de forme soit cubique soit ronde. Il occupe parfois un grand volume dans l'inclusion par rapport à l'halite (ex : In. 17 du NK 87). L'abondant solide noir est un sulfure (chalcopirite), il est souvent en grains (In. 1 du NK 87), par contre les solides en baguette (In.10 et 9 du NK 87) représentent des micas.

La distribution des inclusions fluides n'est pas homogène dans les différents échantillons étudiés. Les deux à gaz (In.1 et 10) ont très peu de CO₂ liquide, peu de sels et hydrate qui fond vers 9,7. Par ailleurs, des inclusions fluides (In. 19 plus une autre très plate) ont des formes complexes comme celles observées dans le filon W1 nord (NK 78), la bulle qui s'homogénéise bas (0,1°C : CO₂ ou constituant organique), qui gèle vers -50°C, avec des

comportements qui varient d'une séquence de refroidissement à une autre : bulle qui disparaît, solide qui fond vers - 17°C.

VI.3.5 - Inclusions fluides du filon à molybdénite (NK 220)

Le filon à molybdénite (échantillons NK 220) à quartz hyalin dominant et sidérite (peu abondante), orienté N115°E à pendage nord de 75°, atteint une puissance moyenne d'environ 0,20 m. Connu en mine, notamment au 9^{ème} niveau (757 m), recoupant les formations du Viséen près des apophyses du granite de la mine ; avec une paragenèse riche en lamelles millimétriques de molybdénite parfois moulant la sidérite, en amas centimétriques de scheelite à wolframite résiduelle, et en lamelles sub-centimétriques de wolframite.

Au microscope, on observe une recristallisation aux joints des grains de quartz ; des inclusions polyphasées non loin de la limite des grains avec des solides réfringents. Les cracks, à la limite des grains, sont soulignés par des bulles qui sont parfois étirées. Les inclusions multiphasées sont de formes diverses (même les petites portent des solides).

L'examen microscopique montre plusieurs types d'inclusions (Fig. VI-29). On peut dire que l'on a :

- des inclusions très denses
- des inclusions explosées (ayant subi une ébullition)
- du quartz ayant subi des cracks secs et non secs avec des microinclusions
- des inclusions multiphasées avec plusieurs solides (calcite notamment)

Le quartz se met en place pendant le métamorphisme hydrothermal. Il présente des trous dans lesquels on observe de la muscovite qui accompagne la recristallisation de néograins de quartz. Dans du quartz bien pur on a des inclusions aqueuses biphasés plus récentes.

La muscovite accompagne les inclusions multiphasées.

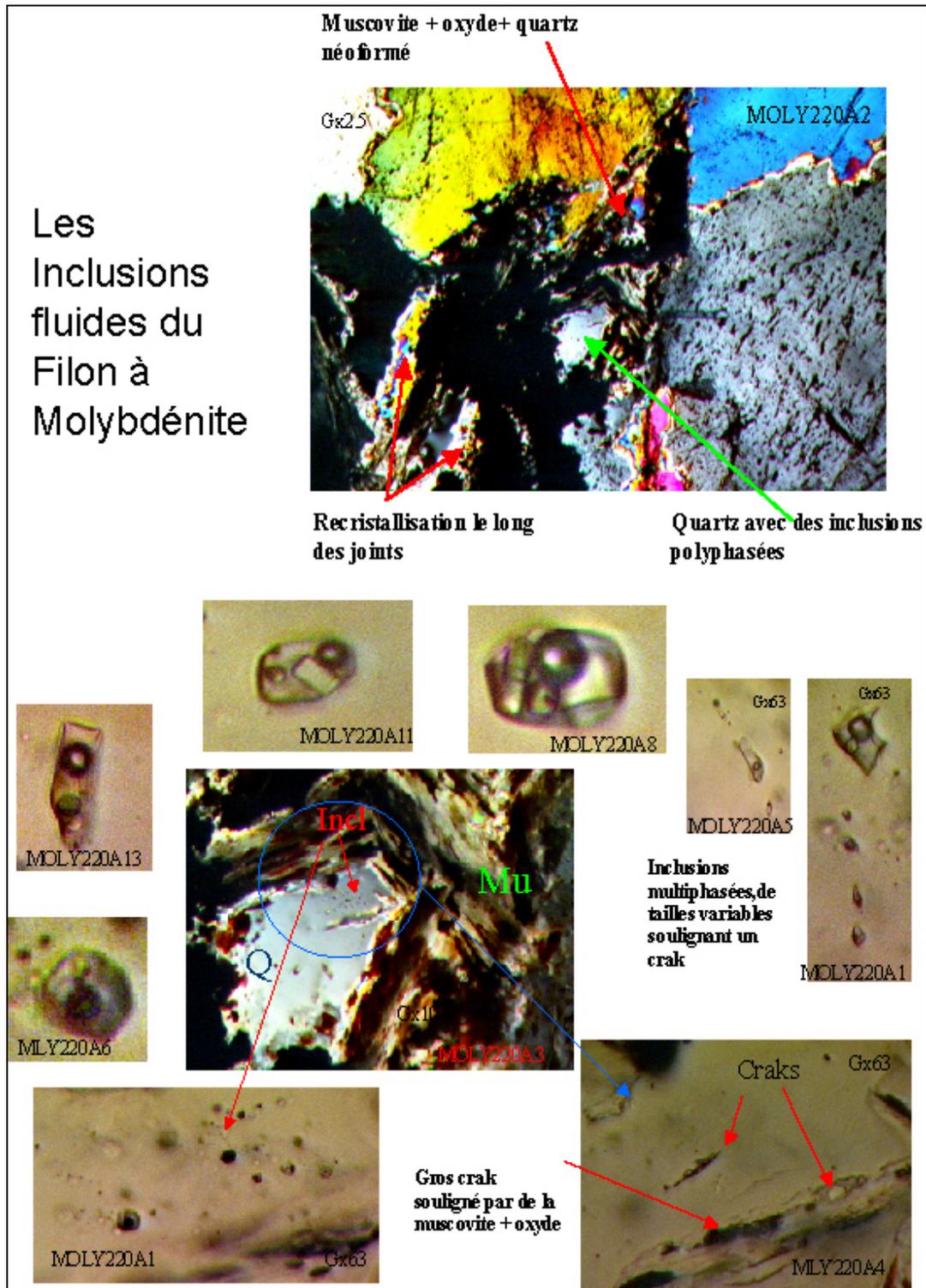


Figure VI-29 : Les inclusions fluides du filon à molybdénite

VI.3.6 - Conclusions sur les fluides des quartz filoniens à or, tungstène et molybdène

L'ensemble des quartz filoniens échantillonnés dans le district minier (filons aurifères W1 nord et W4, stockwerk du granite de la mine, filon à molybdénite) témoignent de remplissage en contexte extensif. Tous enregistrent un premier stade cataclastique avec multiple circulation en fracture de fluides aquo-carboniques, avec des teneurs en eau et des densités du contenu carbonique. La présence de chalcopryrite en minéral fils dans certaines inclusions aquo-carboniques du filon W1 nord prouve que certains de ces fluides sont cuprifères.

Dans l'ensemble du district, les inclusions aquo-carboniques précoces subissent des déformations, des rééquilibrages et des explosions spectaculaires, traduisant une baisse de pression (une remontée généralisée du bloc). Ce processus s'accompagne aussi d'une reprise de l'activité thermique, hydrothermale, cataclastique. De nouveaux microcracks secs affectent les quartz Q1a (hyalin) semblable aux microstructures observées dans les quartz d'origine volcanique. Certains microcracks s'ouvrent progressivement par l'assistance de fluides.

Une nouvelle famille d'inclusions multiphasées sursaturées en sels apparaissent en fractures dans le quartz Q1, celui-ci recristallise dans les joints des mégacristaux donnant lieu à un nouveau type de quartz saccharoïde Q2. Des inclusions multiphasées primaires, de type porphyre cuprifère à anhydrite-chalcopryrite sont au cœur du quartz recristallisé.

VI.3.7 - Inclusions fluides de la minéralisation plombo-argentifère

L'étude a été réalisée sur des échantillons prélevés sur les filons de Sidi Ahmed qui présentent deux paragenèses distinctes:

Une première paragenèse (P1) à sidérite comme minéral de gangue principal avec du quartz, un peu de calcite mais synchrones de la sidérite, de la galène, de la sphalérite et de la chalcopryrite.

Une deuxième paragenèse (P2) à calcite, calcédoine, quartz géodique contenant des microcristaux de calcite, de la pyrite-marcasite et de la chalcopryrite.

Certains de ces échantillons sont stériles (NK 142 b1) alors que d'autres sont minéralisés (NK 141 b, NK 142 b2, NK 143). L'observation des échantillons nous permet de dire que le minerai s'est mis en place lors d'ouvertures dues à des régimes de fluides pulsés.

VI.3.7.1 - Description des inclusions fluides étudiées

Quinze inclusions fluides (IF) ont été observées et étudiées (Fig. VI-30 et VI-31). Une seule est saturée en sel à 25°C (type S). Nous avons commencé les mesures par les basses températures car les inclusions peuvent décrépiter aux hautes températures.

❖ Echantillon NK 141 ; IF 1 dans la calcite II :

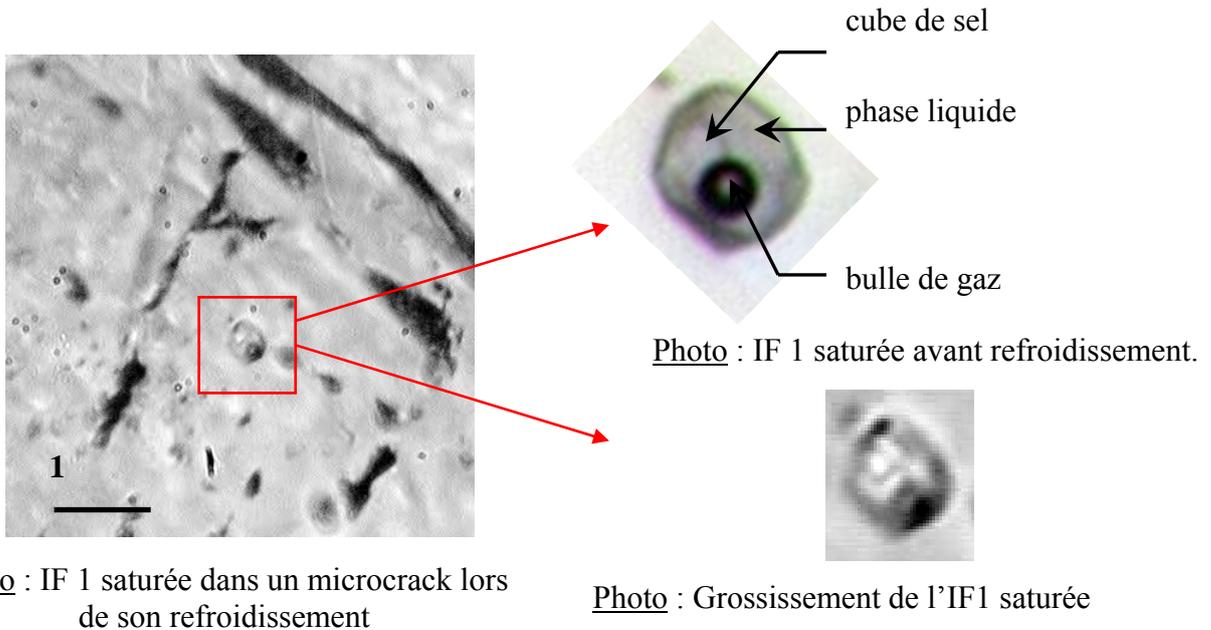


Figure VI-30 : Inclusions fluides du filon à Pb-Zn-Ag

La plupart des inclusions sont biphasées et à liquide dominant (Type L). Beaucoup d'entre elles présentent un ou plusieurs solides biréfringents, probablement de type carbonates. On a pu mesurer une température de fusion d'hydrate $> 0^{\circ}\text{C}$ dans quelques inclusions. D'après les T_e estimées, deux types d'inclusions de type L ont été distinguées : inclusions de type L à Ca et à Na ($T_e \approx - 50^{\circ}\text{C}$). D'autres inclusions fluides apparemment de Type L, en fractures mais de formes variables (tubulaire à isométrique ou plate : cf. infra), ont montré des $T_e \approx - 70^{\circ}\text{C}$ avec nucléation de 2 hydrates, l'un clair et l'autre sombre. Ces inclusions se sont révélées contenir un fluide plus complexe que de l'eau (IF5 et 6, éch. NK 142 b). Par exemple, un solide sombre nucléé dans l'IF6 refroidie, n'est pas réapparu lors des cycles de refroidissements ultérieurs (Annexe 6). Peut-être ces inclusions contiennent-elles des liquides organiques, justifiant les températures de T_e abaissées ? Ces inclusions ont été nommées de type L_{froid} .

❖ **Echantillon NK 142 a1; IF 2 et IF 3 dans la calcite II**

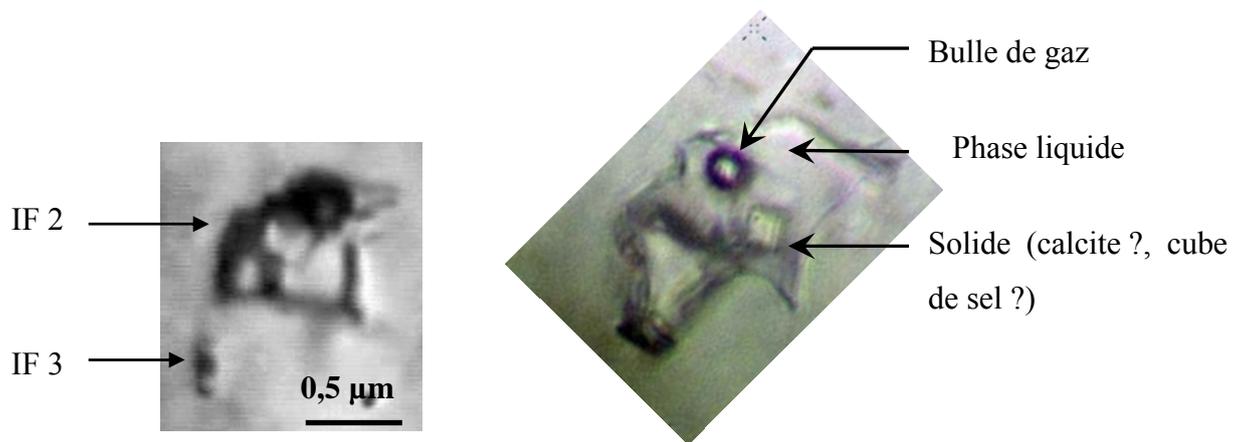


Photo : IF2, 3 lors du refroidissement.

Photo : IF 2 avant refroidissement.

❖ **Echantillon NK 142 a2 ; IF 4 de type L ou S dans le quartz II:**

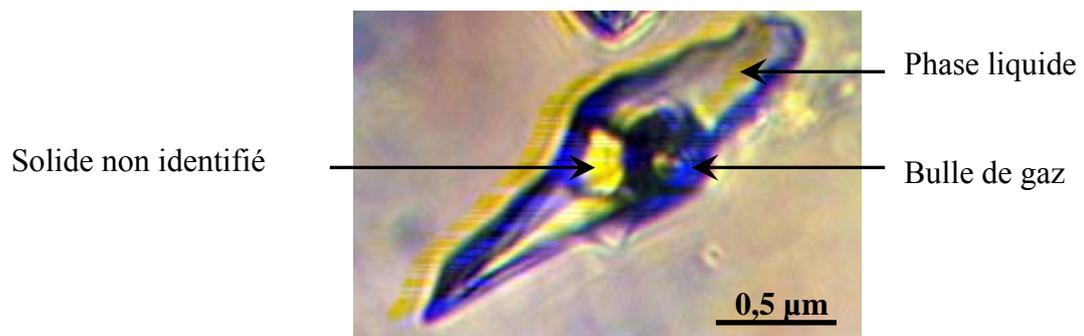


Photo : IF 4 avant son refroidissement.

❖ **Echantillon NK 142 b ; IF 5 et IF 6 de type L_{froid} dans le quartz II**

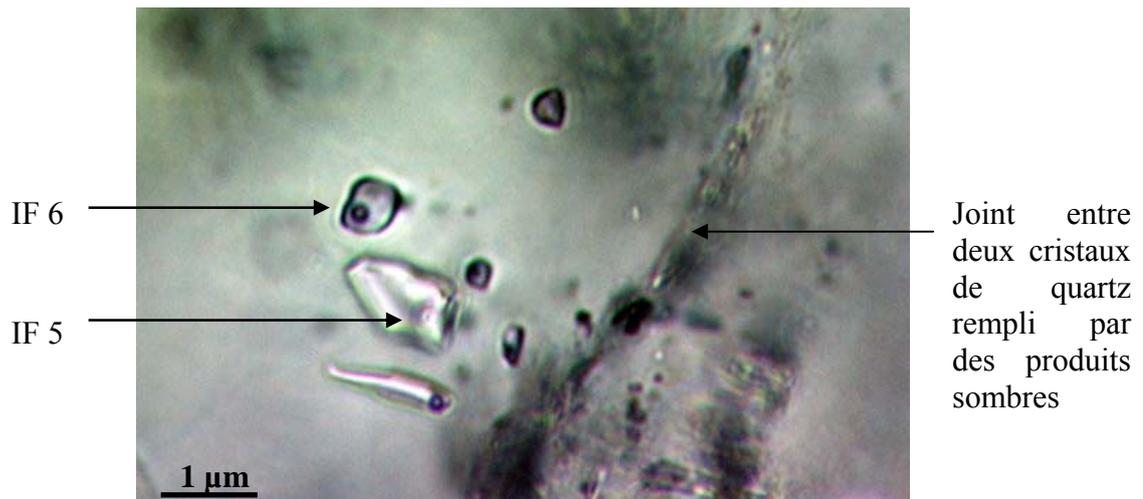


Photo : IF 5 et IF 6 de type L_{froid} avant refroidissement.

❖ **Echantillon NK 142 C2 ; IF 13, IF 14 et IF 15 dans le quartz II (type L)**

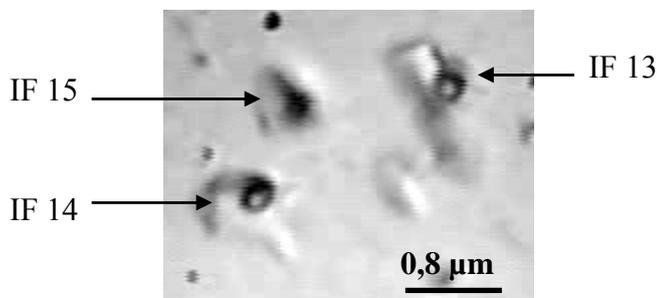


Photo : IF 13, IF 14 et IF 15 lors du refroidissement.

Figure VI-31 : Différents types d'inclusions fluides

VI.3.7.2 - Résultats et interprétations

Afin d'interpréter Ts.NaCl en terme de la salinité de l' IF1 de 31,5 % NaCl, nous avons utilisé l'équation de Bodnar et Vityk, (1994). Sa densité, déduite de la mesure de Ts.NaCl et de Th, a été calculée à 1,07 d'après l'équation de Zhang et Frantz (1987).

❖ **Inclusions de type L**

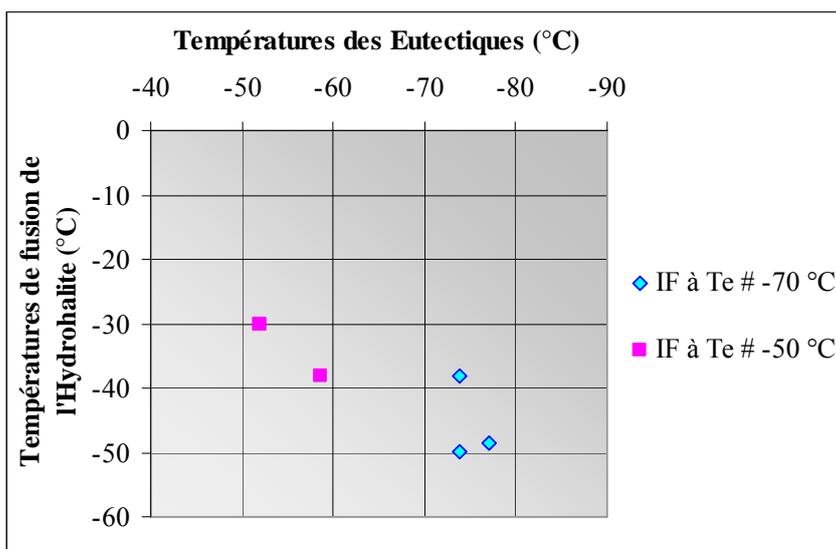


Figure VI-32 : Températures d'eutectique (T_e) en fonction des températures de fusion de l'hydrate ($T_f.HH$) des inclusions fluides de type L des filons Sidi Ahmed

La figure VI-32 permet de distinguer plus avant les deux familles d'inclusions de type L. Une famille ayant des T_e avoisinant les -55°C a un comportement compatible avec celui des solutions aqueuses riches en Na et Ca. Le solide qui disparaît dans ces inclusions autour de moins 35°C est probablement de l'hydrohalite (Vanko et al, 1988).

La famille d'inclusions biphasées de type L avec des T_e proches de -75°C (type L_{froid}) présente aussi des températures de fusion d'hydrate vers -45°C . Le comportement non réversible de ces inclusions à froid suggère une composition complexe, de type organique. Il est difficile de se prononcer sur la nature des hydrates nucléés à froid dans ces inclusions, en l'absence de données complémentaires, Raman ou IR.

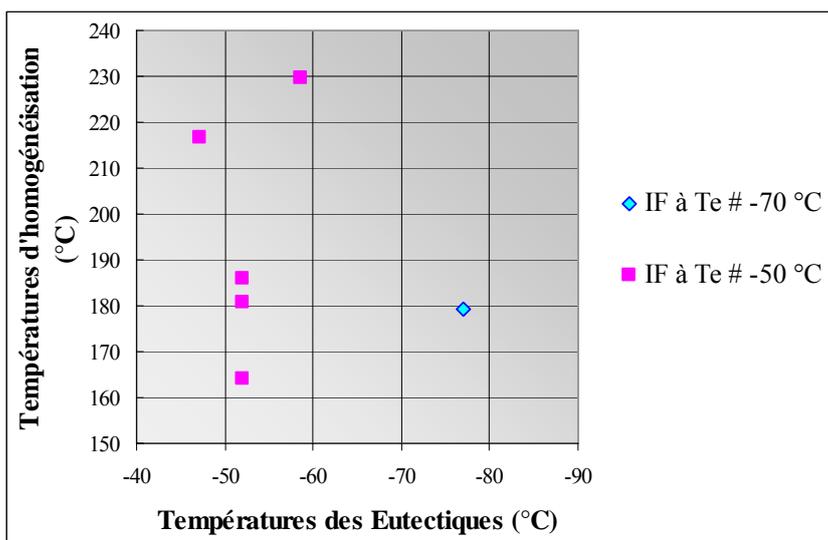


Figure VI-33 : Températures d'eutectique (Te) en fonction des températures d'homogénéisation (Th) concernant les inclusions fluides des filons Sidi Ahmed

Les deux familles d'inclusions fluides de type L (Te# - 70°C et Te# - 50°C) se distinguent enfin par leur Th (Fig. VI-33). La famille d'inclusions de type L_{NaCa} présente des Th élevées (jusqu'à 230°C), avec des variations importantes (de l'ordre de 65°C). Cela pourrait traduire un refroidissement notable lors du dépôt, de caractère pulsatif.

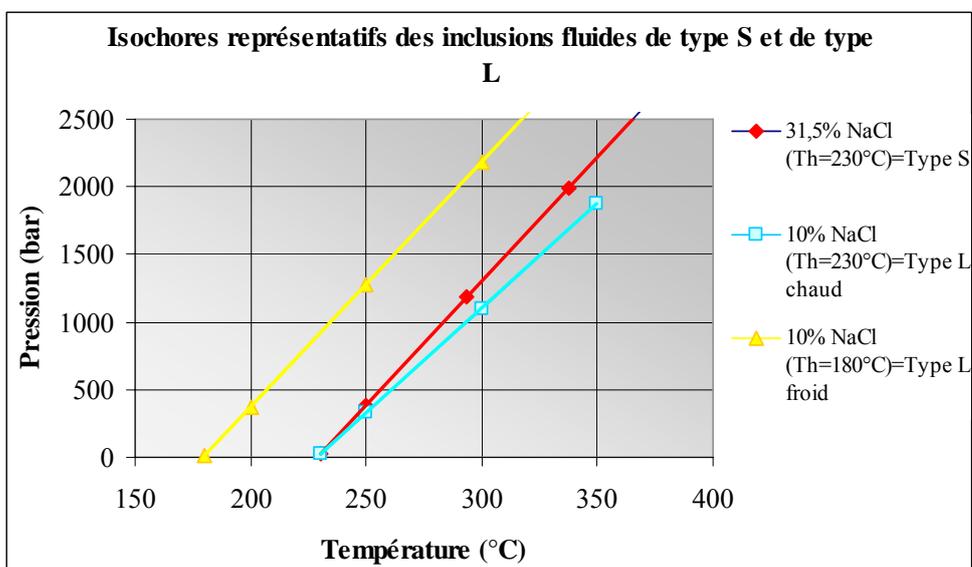


Figure VI-34 : Isochores représentatifs des inclusions fluides de type S et de type L analysées dans les filons de Sidi Ahmed et calculés à l'aide du programme de Bakker (2003)

La salinité des inclusions de type L_{NaCa} ne peut être précisée en l'absence de mesures de fusion de glace. Sur la figure, les isochores représentatifs de ces inclusions ont été tracés pour une salinité arbitraire de 10 % pds éq. NaCl.

❖ Inclusion de type S

L'isochore représentatif de l'inclusion du type S dans l'échantillon NK 141 est très proche de l'isochore représentatif des inclusions de type L à Th les plus élevées (Fig. VI-34). Donc ces deux types d'inclusions dans les filons Pb-Zn ont eu des conditions de piégeage proches.

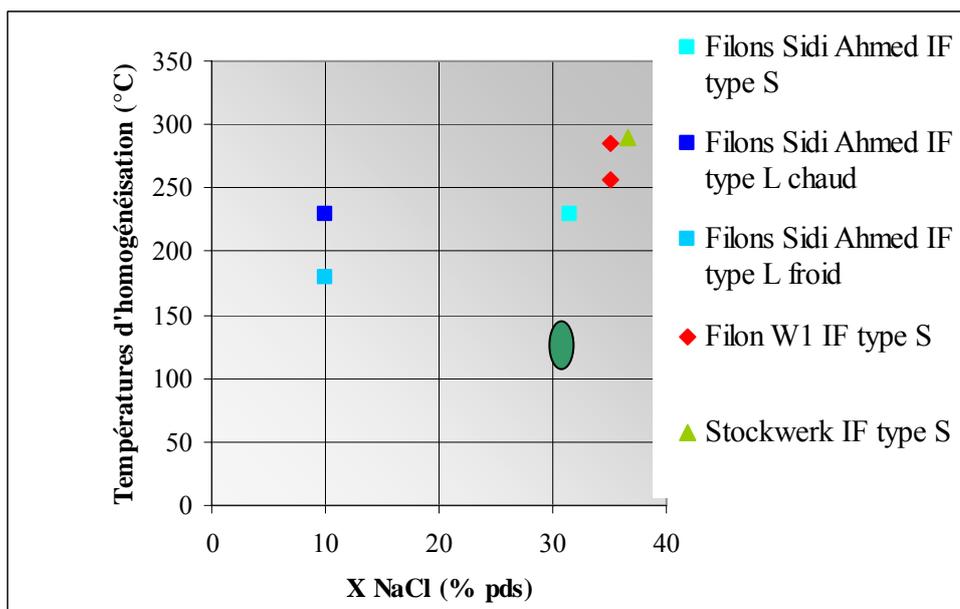


Figure VI-35 : Diagramme salinité – Th pour les inclusions de type S à $Th > Ts$ mesurées dans le secteur de Tighza : filons Sidi Ahmed, filon W1 (Harry, 2004) et stockwerk (cf résultats en annexe 6)

Sur la figure VI-35 regroupant les inclusions de type S analysées dans le district de Tighza, on voit que le fluide saturé en NaCl des filons Sidi Ahmed a des salinités plus basses que celle mesurée dans le filon W1 ou le stockwerk. Les Th mesurées dans les filons Sidi Ahmed sont plus basses que les Th mesurées dans le filon W1 et le stockwerk. Ce caractère est cohérent avec l'ouverture plus tardive des filons de Pb-Zn, permettant la circulation de fluides plus froids (Th plus bas), avec des capacités de transport de NaCl plus faibles.

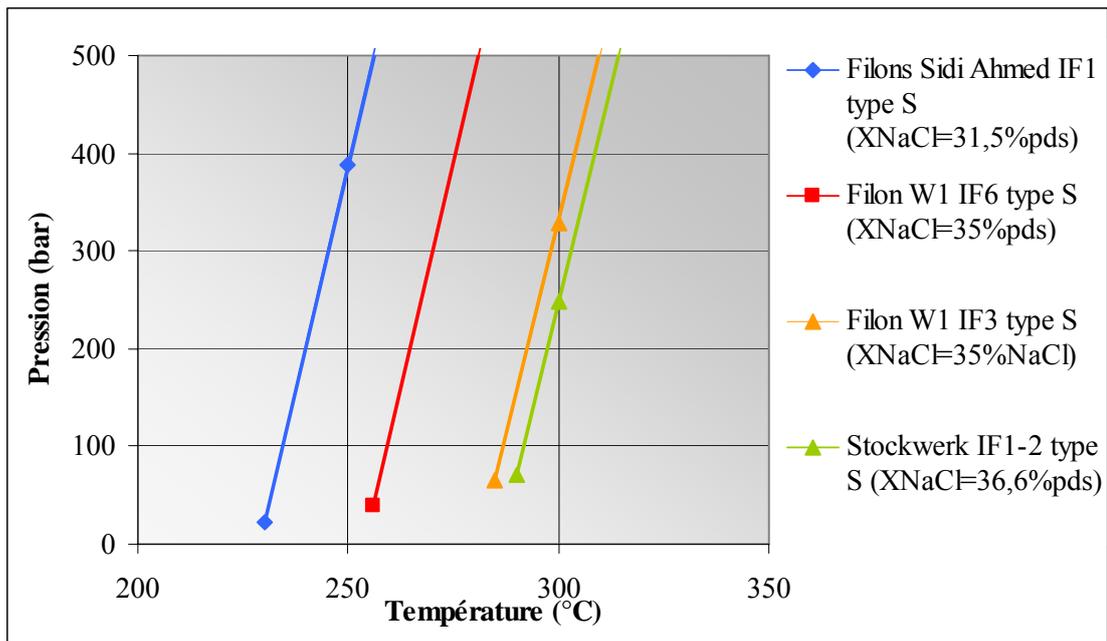
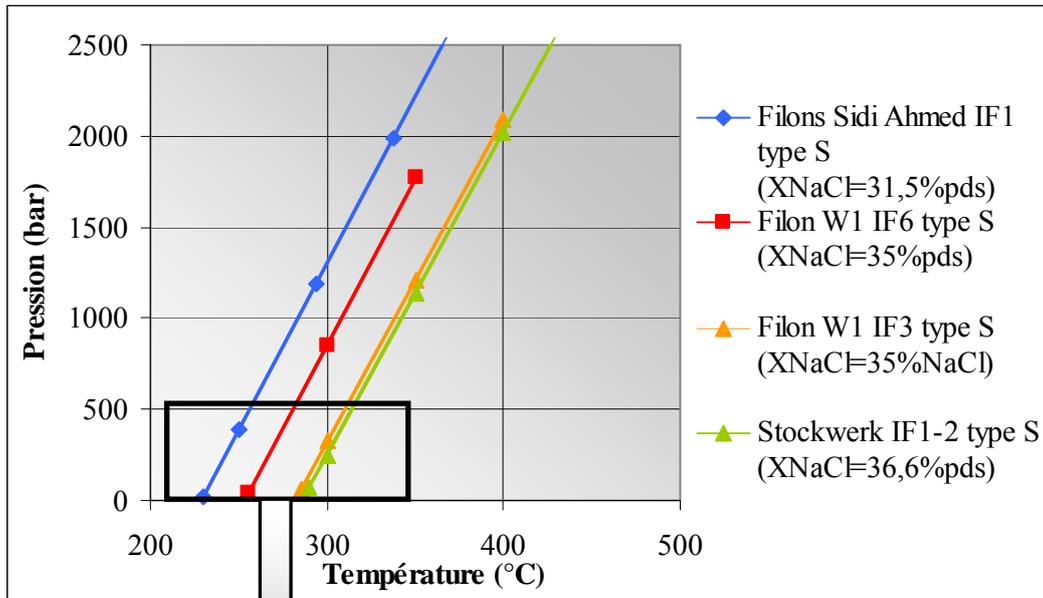


Figure VI-36 : Isochore des filons Pb-Zn de Sidi Ahmed comparé avec celles des inclusions fluides de même type piégées du filon W1 (Harry, 2004) et du stockwerk (cette étude) à Tighza représentatifs des inclusions de type S ($T_h > T_s$)

	X NaCl (% pds)	Ts.NaCl (°C)	Th (°C) (Th > Ts)
Filons Sidi Hamed	31,5	192,8	229,7
Filon W1	36,35	262,6	284,8
	33,65	220,5	275,2
	35,76	254,0	257,0
Stockwerk	36,50	276,7	274,2
	36,80	282,2	274,5
El Hammam	28 ~ 29,3	# 100	110 ~ 140

Tableau VI-1 : Comparaison des mesures sur les inclusions fluides à cube de sel pour des $Th > Ts.NaCl$ des filons de Sidi Ahmed, du filon W1 (Harry, 2004) et du stockwerk (cette étude) du district de Tighza ; comparaison avec le même type d'inclusions fluides d'El Hammam (Jébrak et al., 1984)

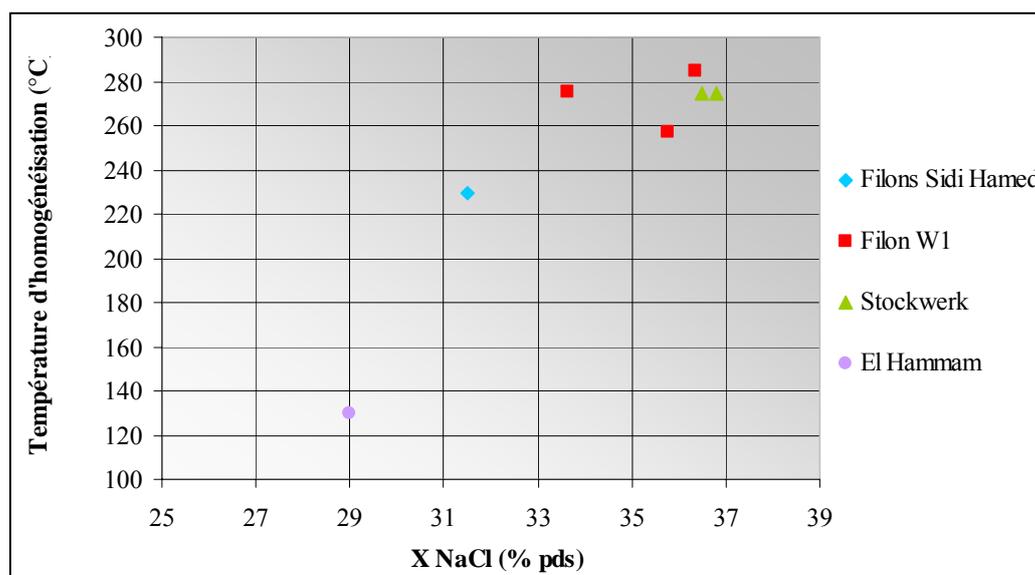


Figure VI-37 : Comparaison des mesures sur les inclusions fluides à cube de sel pour des $Th > Ts.NaCl$ des filons de Sidi Ahmed (Sorel, 2005), du filon W1 et du stockwerk du district de Tighza ; comparaison avec le même type d'inclusions fluides d'El Hammam (Jébrak et a.l, 1984)

VI.3.8 - Conclusion sur les fluides du district de Tighza

Les fluides de type S et $T_h > T_s$ du district de Tighza ont une compressibilité proche, qu'ils soient piégés dans les filons à W ou dans les filons à Pb-Zn, car leurs isochores sont parallèles (Fig. VI-36). Cependant, les températures minimales de piégeage des fluides sont de 230°C dans les filons de Sidi Ahmed et de 280°C dans les filons péri-granitiques (Fig. VI-37 et Tabl. VI-1). Par ailleurs, les textures géodiques et litées des filons de Pb-Zn indiquent une formation plus superficielle, proche de 3-4 km de la surface au plus (pressions hydrostatiques ≤ 300 bars). L'hypothèse d'ébullition suggérée par la distribution des inclusions dans le quartz géodique suggère même des pressions de quelques dizaines de bars au plus lors du dépôt de ce quartz. Ces conditions barométriques contrastent avec les pressions de piégeage des fluides carboniques dans le filon W1, de l'ordre de 1500 à 2000 bar (Cheilletz, 1984 ; Harry, 2004).

Chapitre VII – Géochimie isotopique : datations et traçage des sources

VII.1 - Datations Ar/Ar

VII.1.1 - Objectif de cette étude

Les datations anciennes réalisées sur les minéralisations sont très resserrées mais restreintes aux minéralisations à tungstène. Les biotites du filon tungstifère W1 ont ainsi donné des âges de $288,4 \pm 3,1$ Ma et $285 \pm 3,8$ Ma, et les biotites des lentilles stratoïdes à tungstène : $285,3 \pm 3$ Ma et $284,1 \pm 4,2$ Ma (Cheilletz et Zimmerman 1982 ; Cheilletz 1984).

Nous avons réalisé en collaboration avec Gilles Ruffet au Laboratoire de Géochronologie $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des Géosciences Rennes I une nouvelle série de datations par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ceci dans un but triple :

- 1 confirmer par une technologie plus performante les âges connus sur le district,
- 2 dater les structures aurifères et
- 3 tenter d'approcher la durée séparant la cristallisation du magma de celle des minéralisations associées. Ce laps de temps « à efficacité métallogénique » est très court (moins de 1 Ma) dans le cas des porphyres et épithermaux associés (par exemple Arribas et al., 1995, sur Lepanto).

Ces données, conjuguées à des données chronologiques et isotopiques sur les filons Pb-Ag, permettront d'étayer (ou d'infirmer) l'hypothèse de district métallogénique stationnaire (Marcoux et Jébrak, 1999) proposé par des auteurs pour ce district (Castorina et Masi, 2000).

VII.1.2 - Echantillons analysés

Les échantillons analysés concernent les granites (mine et mispickel), le skarnoïde à scheelite de la mine W5 et WO3, les filons aurifères W1 nord, W5 et WO3, le filon à

molybdénite ainsi que le greisen prolongeant le filon W1 nord dans le granite. Les localisations et les caractéristiques de chaque échantillon sont détaillées dans le tableau VII-1

Localisation	Echantillon	Nature	Minéraux	Commentaires
Filons péigranitiques W-Au	NK 202	Filon W5	Phlogopite-biotite	Lame mince, échantillon, fraction (350 µm-1 mm) et fraction après bromoforme
	NK 208	Filon WO3	Muscovite	Lame mince, échantillon brut et fraction 350-500 µm
	NK 210	Greisen intra-granitique	Muscovite	2 lames minces fraction > 350 µm
	NK 220	Filonnet Mo-W	Muscovite	Echantillon brut
	NK 312	Filon W1 nord (TB de surface)	Muscovite	Lame mince, échantillon
	NK 313	Filon W1 nord (TB de surface)	Phlogopite - biotite	Lame mince, échantillon, chloritisation légère
Skarns et skarnoïdes	NK 222	Skarn à scheelite	Phlogopite-biotite et fines muscovites	Lame mince, échantillon, fraction > 350 µm après bromoforme
Granites	NK 211	Granite de la mine	Biotite	Lame mince, échantillon brut et fraction 250-500 µm
	NK 216 b	Granite du mispickel	Biotite	Lame mince, échantillon brut et fraction 250-500 µm

Tableau VII-1 : Localisation et nature des échantillons analysés

VII.1.3 - Principe de la méthode de datation

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

VII.1.3.1 - Le principe

La méthode de datation géochronologique $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ est une amélioration de la méthode potassium-argon. Le potassium possède trois isotopes ^{39}K , ^{40}K et ^{41}K , d'abondances relatives respectives 93,2581, 0,01167 et 6,73 % (Steiger & Jäger, 1977). Seul l'isotope ^{40}K est radioactif (demi-vie de $1,25 \cdot 10^9$ ans) et se désintègre à 88,8 % en $^{40}\text{Ca}^*$ stable et à 11,2 % en $^{40}\text{Ar}^*$ suivant plusieurs mécanismes (détails dans Dalrymple & Lanphere, 1969).

En utilisant les lois de désintégration radioactive on peut déterminer un « âge » pour une phase minérale contenant du potassium à l'aide de l'équation : $t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{40}\text{K}} \frac{\lambda}{\lambda_e} + 1 \right]$, avec

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta \quad (\text{Steiger \& Jäger, 1977})$$

$$\lambda_e = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} : \text{la constante de désintégration } {}^{40}\text{K} \rightarrow {}^{40}\text{Ar}$$

$$\lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ an}^{-1} : \text{la constante de désintégration } {}^{40}\text{K} \rightarrow {}^{40}\text{Ca}$$

Le principe de la méthode ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$ consiste à irradier la phase minérale à potassium que l'on veut dater dans un flux de neutrons rapides afin de transformer une partie du ${}^{39}\text{K}$ en ${}^{39}\text{Ar}$, sachant que le rapport ${}^{40}\text{K}/{}^{39}\text{K}$ est constant et connu. Le ${}^{39}\text{Ar}_K$ ainsi obtenu est proportionnel à la teneur en ${}^{39}\text{K}$ de l'échantillon et donc le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ calculé lors de l'analyse de l'échantillon est proportionnel au rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{40}\text{K}$ de ce dernier. Cependant, il est nécessaire de connaître le rendement de la transformation ${}^{39}\text{K} \rightarrow {}^{39}\text{Ar}_K$ lors de l'irradiation. Ce rendement noté J, s'écrit (Crasty & Mitchell, 1966) :

$$J = \frac{{}^{39}\text{K}}{{}^{40}\text{K}} \left(\frac{\lambda_e + \lambda_\beta}{\lambda_e} \right) \Delta \int \Phi(E) \sigma(E) dE$$

${}^{39}\text{K}$ et ${}^{40}\text{K}$ étant les teneurs initiales dans l'échantillon. Δ est le temps d'irradiation. L'intégrale représente l'efficacité de l'irradiation, fonction de $\Phi(E)$, le flux de neutrons d'énergie E et de $\sigma(E)$, la section efficace de capture des neutrons d'énergie E.

Le paramètre J est déterminé, pour chaque lot d'échantillons, à partir de standards d'âge connu irradiés avec les échantillons à analyser.

Sachant que lors de l'irradiation se produisent des interférences isotopiques à partir de certain isotopes du potassium, de calcium et du chlore, le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$ utilisé pour le calcul d'âge est déterminé par la formule suivante :

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}^*}{{}^{39}\text{Ar}_K} = \frac{({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{mesuré}} - 295,5({}^{36}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{mesuré}} + 295,5({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} ({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{mesuré}}}{1 - ({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} ({}^{37}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_{\text{mesuré}}} \left[\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{39}\text{Ar}} \right]_K$$

Cette formulation simplifiée ne prend pas en compte la discrimination de masse du spectromètre de masse et les corrections associées aux interférences isotopiques associées au chlore. Le rapport $({}^{36}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$, $({}^{39}\text{Ar}/{}^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}}$ et $({}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar})_K$ ne dépendent que du réacteur et sont connus. Tous les autres termes de l'équation étant mesurés au spectromètre de masse on peut déterminer le rapport ${}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K$.

$$\text{Le facteur J d'irradiation est déterminé par : } J = \frac{e^{\lambda t_s} - 1}{({}^{40}\text{Ar}^*/{}^{39}\text{Ar}_K)_s}$$

Avec t_s l'âge connu du standard et $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K$ le rapport calculé après analyse de ce dernier.

$$\text{L'âge de la phase minérale analysée est donné par : } t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\left(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_K \right) J + 1 \right]$$

VII.1.3.2 - Température de fermeture

Cette méthode est basée sur la désintégration du potassium (élément père) en un élément fils l'argon. L'argon produit peut diffuser dans les structures et peut s'en échapper. L'importance de la diffusion de l'argon produit est fonction de nombreux paramètres, tels que la température, la composition chimique des phases minérales et la forme et la taille des

cristaux. Le coefficient de diffusion est donné par : $\frac{D}{a^2} = \frac{D_0}{a^2} e^{-\frac{E}{RT}}$, avec :

D_0 le coefficient de diffusion de la phase pour une température infinie,

« a » la dimension caractéristique de la phase minérale analysée,

E l'énergie d'activation du minéral fonction de sa composition chimique,

R la constante des gaz parfaits

T la température

Donc la diffusion est proportionnelle à la température, la diffusion étant d'autant plus importante que la température est élevée. D'où la notion du concept de température isotopique proposé par Jäger et al. (1967) et amélioré par Dodson (1973). Ce concept propose que lors du refroidissement d'une roche il existe un temps t_1 , de température T_1 , à partir duquel le volume d'argon produit est supérieur au volume diffusé et un temps t_2 de température T_2 , auquel la diffusion devient négligeable (système clos).

Dans le cas d'un granite, sa cristallisation et donc celle des micas se produit au temps t_0 de température T_0 , puis lors du refroidissement, les températures T_1 et T_2 sont successivement atteintes et dépassées aux temps t_1 et t_2 . Ainsi il existe une « fenêtre de fermeture » pendant laquelle la rétention de l'argon est partielle et donc l'enregistrement de l'âge également. Il apparaît ici évident que si un granite se met en place dans un encaissant froid, le refroidissement sera rapide et l'âge obtenu sera très proche de t_0 et inversement, si l'encaissant est chaud le refroidissement pourrait être lent et donc l'âge obtenu pourrait être substantiellement plus jeune que t_0 . Néanmoins en cas de refroidissement plus lent (< 1-2°C/Ma), lors d'un « slow cooling », les spectres d'âge présentent une forme caractéristique permettant de détecter ce phénomène. Dans le cas des muscovites et des biotites, la température de fermeture dépend de nombreux paramètres précisés précédemment et pourrait varier sur une gamme 600 à 200°C (Hames & Bowring, 1994 ; McDougall & Harrison, 1999). Cependant on admet communément, pour les muscovites, une température de fermeture isotopique de $450 \pm 50^\circ\text{C}$ (Villa, 1998) et pour les biotites une température de fermeture isotopique de $350 \pm 50^\circ\text{C}$ (Spear, 1993).

VII.1.3.3 - Le spectre d'âges

Pour les datations réalisées sur monograins par chauffage au laser, le chauffage par paliers successifs permet d'analyser le gaz libéré et de calculer un âge à chaque incrément de température, appelé âge apparent. Les résultats sont présentés dans un diagramme appelé spectre d'âges (Turner, 1968) ayant pour abscisse le pourcentage de ^{39}Ar dégazé par étape et en ordonnée l'âge. Ceci permet donc de visualiser l'évolution des âges apparents en fonction de l'augmentation de température et d'imager la distribution de l'argon au sein du minéral analysé. Si tout les âges apparents sont identiques, on peut calculer « un âge plateau », celui-ci traduit une distribution homogène de l'argon radiogénique et de l'argon induit au sein des structures cristalline. Cet âge correspond le plus souvent à l'âge de fermeture isotopique lors du refroidissement initial du minéral, ou à l'âge d'une perturbation (événement thermique, fluides, déformation, etc.) ayant totalement remis à zéro le chronomètre isotopique du minéral par perte totale de l'isotope radiogénique. Cependant des cas où l'âge plateau n'a pas de signification géologique sont reportés (excès d'argon lié à la présence d'argon « hérité » dans la structure (e.g. Ruffet et al., 1997).

Dans la pratique, les spectres d'âges montrent parfois des formes complexes traduisant des perturbations du système isotopique K-Ar. Néanmoins, suivant les causes de ces perturbations et l'interprétation qui en est faite l'âge du minéral analysé peut être déterminé, calculé ou estimé. On distingue notamment les perturbations suivantes produisant différentes formes de spectre (Fig.VII-1) :

- Perte d'argon radiogénique par diffusion volumique lors d'une perturbation thermique (Turner, 1968). Une modélisation numérique, en rapport avec le type de minéral analysé, permet de déterminer premièrement l'âge de la crise thermique, estimé par excès par les âges apparents des premiers paliers de température et deuxièmement l'âge de première fermeture isotopique du minéral estimé par défaut par les âges apparents des paliers de haute température.
- Mélange de deux phases minérales ; les spectres peuvent adopter une forme « en bosse » ou une forme en « selle » (Cheilletz et al., 1999).
- Excès d'argon par incorporation d'argon « étranger » dans le grain produisant des spectres « en selle » (Lanphere & Dalrymple, 1976).
- Phénomène « de recul », lié à des déplacements de ^{39}Ar dans le réseau cristallin avec perte partielle sur le bord du grain (jusqu'à $0,2\ \mu\text{m}$ (McDougall & Harrison, 1999). Ce phénomène est très important pour les grains petits et très fins à faible rapport volume/surface mais également pour les biotites chloritisées (Ruffet et al., 1991). Le phénomène de recul peut provoquer une perte de ^{39}Ar (système fermé). Pour les biotites les spectres d'âge présentent des âges anormalement bas aux étapes de basse température et des âges anormalement élevés dans les étapes intermédiaires.
-

VII.1.4 - Résultats obtenus

Les échantillons analysés (Tabl. VII-1) sur le district de Tighza n'ont pas tous donné des résultats exploitables. Les échantillons du filon aurifère W5 (NK 202) et du granite du mispickel (NK 216 b) n'ont pas permis l'obtention de spectres. Les échantillons du filon aurifère WO3 (NK 208), le greisen traversant le granite dans le prolongement du filon W1 nord (NK 210) et la muscovite du filon W1 nord (NK 312) n'ont pas fourni de spectres exploitables indiquant des perturbations sérieuses du minéral (Fig. VII-1).

Les données analytiques sont reportées dans le tableau VII-2, et les âges exploitables dans le tableau VII-3.

Step	$^{40}\text{Ar}_{\text{Atm.}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	
NK 208 Muscovite/Séricite				J=0,01490807		
1	25,2	8,3	0,015	3,34	87,8	± 3,1
2	5,4	11,4	0,011	12,47	307,6	± 2,7
3	1,0	24,1	0,005	13,31	326,6	± 1,5
4	0,5	16,7	0,003	12,38	305,7	± 2,1
5	1,2	31,9	0,011	11,83	293,1	± 1,4
6	1,7	4,3	0	11,87	294,1	± 6,9
7	33,3	3,3	0	11,45	284,5	± 9,6
NK 208 Muscovite/Séricite				J=0,01490807		
1	26,3	5,4	0,045	3,94	102,9	± 1,9
2	10,3	8,6	0,052	8,93	225,6	± 1,4
3	3,1	8,7	0,03	11,80	292,5	± 1,0
4	1,4	18,2	0,067	13,81	337,8	± 1,5
5	1,3	9,3	0,123	12,86	316,5	± 1,3
6	1,5	15,1	0,072	12,21	301,7	± 1,1
7	2,2	9,9	0,131	11,90	294,7	± 1,2
8	2,7	13,4	0,103	12,04	298,0	± 0,9
9	3,0	9,2	0,133	12,06	298,5	± 0,9
10	5,2	2,1	0,619	11,75	291,2	± 3,0
NK210 Muscovite/Séricite				J=0,01489986		
1	3,7	8,6	0,005	12,50	308,1	± 1,4
2	0,3	10,0	0,004	12,22	301,9	± 1,1
3	0,4	32,1	0,003	11,93	295,3	± 0,6
4	0,2	17,6	0,003	11,78	291,9	± 1,0
5	0,4	14,2	0,003	11,63	288,4	± 1,1
6	0,0	11,2	0,006	11,49	285,1	± 1,2
7	2,7	5,0	0,006	10,78	268,8	± 2,3

Step	$^{40}\text{Ar}_{\text{Atm.}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)	
8	13,3	1,3	0,039	7,69	195,8	± 7,2
	NK210 Muscovite/Séricite			J=0,01489986		
1	5,9	9,0	0,163	12,24	302,3	± 2,5
2	0,6	12,7	0,055	12,12	299,6	± 1,9
3	1,0	16,5	0,041	11,87	293,9	± 1,2
4	0,1	28,2	0,006	11,78	291,7	± 1,2
5	0,1	21,5	0,047	11,63	288,3	± 1,1
6	3,3	7,2	1,096	11,08	275,8	± 2,1
7	10,4	2,8	2,522	10,16	254,5	± 7,5
8	20,9	2,1	3,716	9,03	227,9	± 6,2
	NK 211 Biotite			J=0,01490533		
1	86,1	0,2	0,262	6,86	175,6	± 60,9
2	65,4	0,2	0,151	6,06	156,0	± 59,0
3	22,3	0,8	0,069	11,05	275,2	± 10,0
4	9,0	7,0	0,015	11,51	285,8	± 1,4
5	2,2	6,6	0,008	11,53	286,3	± 1,4
6	1,1	12,7	0,009	11,52	286,0	± 1,3
7	0,8	12,9	0,009	11,56	286,9	± 1,1
8	1,0	25,7	0,013	11,54	286,4	± 0,7
9	1,5	19,4	0,19	11,47	284,8	± 0,7
10	1,5	14,6	0,099	11,52	286,0	± 1,1
	NK 220 Muscovite			J=0,01489165		
1	25,2	0,1	0,111	13,93	340,2	± 38,4
2	3,3	0,5	0,026	12,09	298,9	± 13,4
3	9,8	1,1	0,022	11,55	286,4	± 6,3
4	1,6	3,9	0,004	11,47	284,6	± 1,5
5	0,0	1,9	0,005	11,54	286,2	± 3,0
6	0,1	17,7	0,001	11,53	285,9	± 0,7
7	0,0	11,1	0,001	11,53	285,8	± 0,9
8	0,3	21,7	0,002	11,52	285,7	± 0,6
9	0,3	27,2	0,001	11,49	285,0	± 0,9
10	0,1	14,9	0,001	11,54	286,2	± 1,3
	NK 222 agrégat mica blanc			J=0,01489712		
1	31,4	0,2	0,333	13,22	324,5	± 51,9
2	1,5	0,9	2,007	12,37	305,1	± 9,7
3	3,3	1,6	1,323	12,08	298,6	± 6,2
4	0,8	11,6	0,255	11,51	285,6	± 1,1
5	0,4	54,3	0,041	11,49	285,1	± 0,7

Step	$^{40}\text{Ar}_{\text{Atm.}}$ (%)	$^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (%)	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Age (Ma)
6	0,5	31,5	0,084	11,50	285,5 ± 0,7
NK 222 agrégat de biotite				J=0,01489712	
1	95,2	0,4	7,835	126,77	1914,1 ± 572,1
2	79,6	6,2	1,227	13,56	332,0 ± 47,1
3	89,6	5,2	52,06	23,72	546,0 ± 79,2
4	71,0	22,4	13,72	9,55	240,0 ± 16,3
5	20,2	16,0	9,038	9,31	234,3 ± 15,9
6	60,1	49,7	13,96	9,81	246,2 ± 8,0
NK 312 Muscovite/Séricite				J=0,00875229	
1	1,9	6,3	0	21,96	317,1 ± 1,7
2	0,7	5,8	0	22,05	318,4 ± 1,5
3	1,0	12,4	0	21,26	307,9 ± 0,9
4	0,5	61,0	0,004	20,12	292,6 ± 0,6
5	0,2	14,5	0,004	19,97	290,7 ± 0,7
NK 313 Phlogopite				J=0,00877169	
1	34,3	1,1	0	5,38	83,2 ± 5,0
2	35,7	1,1	0	16,54	244,3 ± 4,2
3	15,1	2,0	0	18,75	274,7 ± 2,9
4	8,3	4,4	0	19,66	287,0 ± 1,7
5	1,1	6,2	0	19,96	291,0 ± 1,0
6	1,1	7,6	0,015	19,89	290,1 ± 0,8
7	0,7	14,5	0	20,05	292,3 ± 0,8
8	0,7	7,6	0	19,96	291,1 ± 1,2
9	0,4	14,5	0	20,11	293,1 ± 0,7
10	0,6	14,1	0,003	20,09	292,9 ± 1,2
11	0,4	16,8	0,007	19,96	291,1 ± 0,7
12	0,4	6,8	0	20,01	291,7 ± 1,5
13	0,3	3,2	0,02	19,93	290,6 ± 1,7

Tableau VII-2 : Données analytiques $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. $^{40}\text{Ar atm}$: ^{40}Ar atmosphérique. $^{40}\text{Ar}^*$: ^{40}Ar radiogénique. Ca : produit par interférences Ca-neutron. K : produit par interférences K-neutron. Age (Ma) : l'âge est calculé avec les constantes de désintégration recommandées par Steiger et Jäger (1977). Les erreurs sont à 1σ et n'incluent pas l'erreur sur le paramètre J. Les facteurs de correction pour les isotopes produits par irradiation des neutrons dans le réacteur McMaster sont :

$$\left(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}\right)_{\text{Ca}} = 7,06 \cdot 10^{-4}, \left(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}\right)_{\text{Ca}} = 2,79 \cdot 10^{-4} \text{ et } \left(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}\right)_{\text{K}} = 2,95 \cdot 10^{-2}.$$

Echantillon	Minéral analysé	% AP	Age conventionnel
Filon à molybdénite (NK 220)	Muscovite	98,3	285,6 ± 0,5 Ma
Skarnoïde tungstène (niveau 707) (NK 222)	Muscovite	97,3	285,3 ± 0,5 Ma
Granite de la mine (surface) (NK 211)	Biotite	98,9	286,0 ± 0,4 Ma
Filon W1 nord (travers-banc) (NK 313)	Biotite	91,4	291,8 ± 0,3 Ma

Tableau VII-3 : Ages $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenus sur les micas

Ces nouvelles datations renforcent et précisent l'existence d'un épisode magmatique à 286 Ma et la formation presque synchrone des skarnoïdes à tungstène de la mine. Le filon à molybdénite-scheelite observé en mine est également synchrone de ces deux événements.

Par contre l'échantillon du filon W1 nord (pris dans le travers-banc de reconnaissance en surface) donnent un âge plus ancien de 291,8 Ma. Les spectres de cet échantillon est excellent. Cet âge, plus ancien que celui des granites de la mine et du mispickel, renforce l'hypothèse d'une mise en place précoce de la structure W1-W1 nord sur laquelle nous reviendrons. C'est âge est le seul exploitable que nous avons pu obtenir sur les filons aurifères (4 échantillons tentés). Remarquons cependant que la muscovite de ce même filon (NK 312) prélevée à quelques mètres de NK 313 fournit un spectre avec un recul probable et donc non retenu, mais possédant un âge plateau identique (293 Ma) (Fig. VII-1).

L'ensemble des datations actuellement disponibles sur le district confirme :

1) la nature polyphasée des événements magmatiques et hydrothermaux du district. Les roches magmatiques appartiennent à au moins deux épisodes : les stocks les plus importants vers 286 Ma, les filons de microgranites et de microtonalites vers 265 +/- 7Ma ; mais les filons de rhyolite décalés par le filon W1 daté à 292 Ma peuvent être plus anciens.

2) les minéralisations à tungstène et à molybdénite sont synchrones de l'épisode à 286 Ma, ainsi que les skarns à tungstène, confirmant les résultats de Cheilletz (1984).

3) la grande structure aurifère W1 – W1 nord semble s'être individualisée précocement vers 292 Ma, même si cet âge, unique, reste fragile. Ce résultat confirme les observations de terrain, le granite de la mine coupant à l'emporte-pièce le filon W1 nord, et pose les problèmes de la liaison de cet événement hydrothermal avec un magma et de l'âge du remplissage aurifère de cette structure, fortement cataclasée et imprégnée de sulfures et d'or.

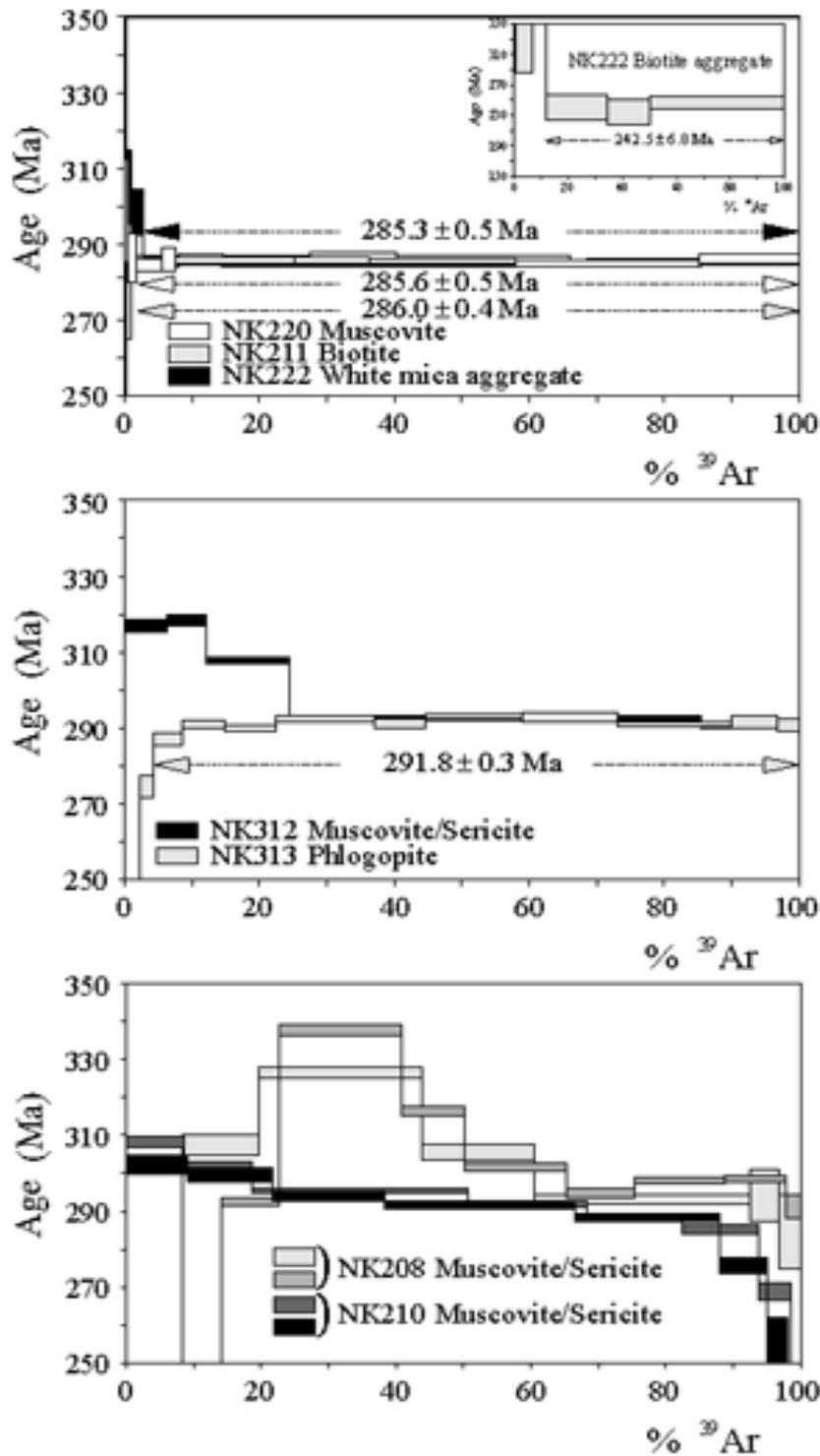


Figure VII-1 : Spectres d'âges obtenus. On remarque l'inexploitabilité des spectres de NK 208 et NK 210

VII.2 - Géochimie isotopique du plomb

VII.2.1 - Objectifs de cette étude

La géochimie isotopique du plomb est un outil performant pour établir les parentés entre minéralisations, et pour identifier les sources des métaux (e.g. Doe et Stacey, 1974 ; Marcoux et Bril, 1986 ; Marcoux, 1987; Marcoux et al., 1988, 2002 , Marcoux et Milési, 1994). Deux problèmes majeurs à Tighza sur lesquels se greffent également des possibilités d'héritage ou de superposition. Elle permet également une approche correcte des problèmes d'héritage à l'échelle de la structure filonienne (Marcoux et al, 1987), ou du segment crustal. A la différence des isotopes stables, le plomb est en effet insensible au fractionnement induit par les processus géologiques tel que métamorphisme, dissolution-dépôt, ou altération. C'est donc un traceur fiable des problèmes d'héritage, sa dissolution et sa réutilisation dans une nouvelle minéralisation ne changeant pas sa composition isotopique.

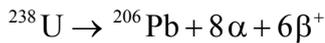
VII.2.2 - Rappels sur les isotopes du plomb

L'uranium naturel existe sous forme de trois isotopes radioactifs : ^{238}U , ^{235}U et ^{234}U . Abstraction faite du ^{230}Th , de très courte période, le thorium existe dans la nature seulement sous forme de ^{232}Th (tableau VII-4).

Isotope	Abondance actuelle (%)	Période de désintégration (ans)	Constante de désintégration (ans^{-1})
^{238}U	99,2743	$4,4680 \times 10^9$	$\lambda = 1,55125 \times 10^{-10}$
^{235}U	0,7200	$0,7038 \times 10^9$	$\lambda = 9,8485 \times 10^{-10}$
^{234}U	0,0057	$2,47 \times 10^5$	$\lambda = 2,806 \times 10^{-6}$
^{232}Th	-100	$14,008 \times 10^9$	$\lambda = 4,975 \times 10^{-11}$

Tableau VII-4 : Caractéristiques principales des isotopes de l'uranium et du thorium

Les isotopes ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th sont chacun à l'origine d'une désintégration (ou famille radioactive) qui aboutit à un isotope du Pb. Les lois d'équilibre physique existant entre nucléide parent et ses descendants autorisent une écriture directe entre les nucléides initiaux et finaux :



On appelle « plomb commun » le plomb de tout système naturel, roche ou minéral, ayant des rapports U/Pb et Th/Pb nuls à très faibles. La plupart du plomb radiogénique formé in situ depuis la fermeture du système est donc négligeable. Ce cas se rencontre dans certains minéraux (galène et autres minéraux plombifères, feldspaths, pyrite, chalcoppyrite) et dans certaines roches, surtout récentes, particulièrement appauvries en U et Th. Le plomb commun se distribue sous forme de quatre isotopes dont l'abondance varie selon le système considéré :

- ^{204}Pb (1,4 %) : entièrement primitif ou primordial.
- ^{206}Pb (25 %) : en partie primordial et en partie radiogénique ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$).
- ^{207}Pb (21,6 %) : en partie primordial et en partie radiogénique ($^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$). Cet isotope et le ^{206}Pb constituent le groupe du plomb uranogénique.
- ^{208}Pb (52 %) : en partie primordial et en partie radiogénique ($^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$), du plomb thorogénique.

Puisque la composition du ^{204}Pb est constante (elle ne varie pas en fonction des concentrations en U et Th, par exemple, et elle ne change pas avec le temps) et que celles de ^{206}Pb , ^{207}Pb et ^{208}Pb changent au cours du temps, on raisonne toujours en rapports isotopiques entre un des isotopes radiogéniques et le non radiogénique ^{204}Pb : $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

VII.2.3 - Echantillons analysés

Une campagne de géochimie isotopique du plomb a été menée sur le district afin d'affiner les parentés entre minéralisations et d'approcher la recherche des sources.

Les analyses ont été réalisées au laboratoire de géochimie isotopique de l'université de Rennes I (CAREN) par Jean-Jacques Peucat.

Dans ce but, un échantillonnage représentatif de vingt-trois échantillons a été prélevé sur les différentes structures (filon W1 et W 1 nord, skarn et disséminations), ainsi que sur les granites du secteur (Tabl. VII-5). Les échantillons minéralisés sont des galènes (6), ou des minerais polymétalliques riches en plomb (plus de 1000 ppm de Pb) (13), ainsi que 2 feldspaths des granites de la mine et du mispickel. Ces échantillons ne nécessitent pas de corrections pour l'enrichissement radiogénique.

Ces données ont été complétées des analyses publiées, notamment celle de Watanabé (2001) réalisées sur le filon Pb-Ag du Signal, et de Marcoux (rapport inédit, 1993).

Pb/Pb 23 éch : 6 galènes, 15 sulfures, 2 FK

Filons périgranitiques W-Au (6 échs)

NK 86	filon W1	sulfures (arsénopyrite dominante) disséminés dans quartz (pas de galène)
NK 74	filon W1 Nord	sulfures (löllingite dominante) disséminés dans quartz (pas de galène)
NK 130	filon W1 Nord	sulfures (löllingite dominante) disséminés dans quartz (pas de galène)
NK 82 b	filon W1 Nord	sulfures (löllingite dominante) disséminés dans quartz (pas de galène)
NK 200	filon W5	sulfures (löllingite dominante) disséminés dans quartz (pas de galène)
NK 201	filon W5	sulfures (löllingite dominante) disséminés dans quartz (pas de galène)

Filons polymétalliques (2 échs)

NK 109-1	structures à pyrrhotite sphalérite	- galène
NK 109-2	structures à pyrrhotite sphalérite	- galène

Filons Pb - Ag (4 échs)

NK 101	filon 18	galène
NK 141	filon Sidi Ahmed	galène
NK 144	filon Sidi Ahmed	galène
NK 98	filon à barytine	galène

Skarn et skarnoïdes (4 échs)

NK 45	skarn granite du mispickel	sulfures massifs (pyrrhotite - arsénopyrite dominantes)
NK 96	skarn granite du mispickel	sulfures massifs (pyrrhotite - arsénopyrite dominantes)
NK 104	Skarnoïde à tungstène (mine)	scheelite et sulfures disséminés, biotite -phlogopite
NK 222	Skarnoïde à tungstène (mine)	scheelite et sulfures disséminés, biotite -phlogopite

Disséminations (5 échs)

NK 113	granite du kaolin (sondages)	sulfures massifs (pyrrhotite - arsénopyrite dominantes)
NK 115	granite du kaolin (sondages)	sulfures massifs (pyrrhotite - arsénopyrite dominantes)
NK 116	granite du kaolin (sondages)	sulfures massifs (pyrrhotite - arsénopyrite dominantes)
NK 121	filon nord	filonnets de sulfures disséminés

NK 124 filon nord (pyrrhotite - arsénopyrite dominantes)
 sulfures massifs (pyrite dominante)

Granites (2 échs)

NK 211 granite de la mine Feldspaths potassiques

NK 216 b granite du mispickel Feldspaths potassiques

Tableau VII-5 : Localisations et nature des échantillons analysés

VII.2.4 - Résultats

Les résultats sont exposés dans le tableau VII-6 et reportés sur les figures VII-2 et VII-3.

Type	Echantillon	Roche	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2 σ	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	2 σ
Filon péigranitique W-Au	NK 86	Filon W1	18,298	0,002	15,668	0,002	38,497	0,005
	NK 86 dupli		18,306	0,003	15,677	0,003	38,523	0,007
	NK 74	Filon W1 nord	18,351	0,002	15,669	0,001	38,383	0,004
	NK 130		18,343	0,002	15,660	0,003	38,425	0,007
	NK130 dupli		18,332	0,001	15,643	0,001	38,368	0,003
	NK 82b		18,335	0,004	15,629	0,004	38,329	0,009
	NK 82b dupli		18,347	0,002	15,637	0,001	38,357	0,003
	NK 200		Filon W5	18,286	0,003	15,680	0,003	38,534
	NK 200 dupli	18,277		0,002	15,671	0,002	38,505	0,007
	NK 201	18,417		0,005	15,653	0,004	38,428	0,010
	NK 201 dupli	18,419		0,002	15,626	0,002	38,359	0,005
	JA 16 (34 ppm Pb)	Filon W1		18,371		15,640		38,329
	Filons pyrrhotite- sphalérite	NK 109-1	Mine niveau 707	18,261	0,004	15,646	0,003	38,427
NK 109-2		18,273		0,006	15,661	0,005	38,476	0,013
Filons Pb-Ag-Zn	NK 101	Sidi Ahmed	18,291	0,011	15,689	0,010	38,559	0,024
	NK 101 dupli		18,286	0,002	15,686	0,002	38,561	0,007
	NK 141		18,264	0,005	15,676	0,004	38,519	0,010

Type	Echantillon	Roche	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
	NK 144		18,294	0,003	15,710	0,003	38,623	0,008
	NK 144 dupli		18,296	0,003	15,712	0,002	38,632	0,005
	NK 98	Filon barytine	18,274	0,004	15,673	0,004	38,518	0,008
	NK 98 dupli		18,300	0,004	15,710	0,004	38,637	0,012
	TG 01-02	Filon du Signal	18,261		15,682		38,508	
	TG 01-06		18,259		15,675		38,485	
	TG 01-09		18,248		15,661		38,439	
	TG 02-05		18,283		15,696		38,556	
	TG 06-01	Sidi Ahmed	18,232		15,652		38,412	
	TG 07-01	Iguer Oujna	18,257		15,651		38,404	

Type	Echantillon	Roche	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
Skarns	NK 45	Granite du mispickel	18,860	0,007	15,643	0,006	38,453	0,013
	NK 96		18,660	0,004	15,639	0,003	38,468	0,008
	NK 96 dupli		18,676	0,002	15,647	0,002	38,492	0,006
	JA 9 (149 ppm Pb)		18,266		15,658		38,423	
Skarnoïdes	NK 104	Scheelite (mine, n. 757)	18,694	0,002	15,671	0,002	38,921	0,004
	NK 104 dupli		18,678	0,002	15,679	0,002	38,926	0,004
	NK 222		18,875	0,003	15,686	0,003	38,613	0,006
Dissémination	NK 113	Sondage S-II-4 136 m	18,299	0,002	15,643	0,002	38,490	0,004
	NK 115	Sondage S-II-4 133 m	18,323	0,001	15,636	0,001	38,568	0,003
	NK 115 dupli		18,321	0,004	15,637	0,003	38,570	0,008
	NK 115 dupli2		18,343	0,001	15,637	0,001	38,479	0,004
	NK 116	Sondage S-II-4 138 m	18,297	0,002	15,642	0,002	38,504	0,004
	NK 121	Sondage FNJ-4bis 95 m	18,319	0,002	15,667	0,002	38,582	0,007

	NK 124	Sondage FNJ-4 298 m	18,343	0,002	15,656	0,002	38,608	0,005
	JA 1 (> 6000 ppm Pb)	Faille de Tighza	18,288		15,659		38,440	
Granite mine	NK 211	Feldspaths	18,300	0,002	15,704	0,002	38,621	0,005
Granite du mispickel	NK 216b	Feldspaths	18,280	0,001	15,696	0,001	38,583	0,003

Tableau VII-6 : Compositions isotopiques du plomb du secteur de Tighza, corrigées du fractionnement. Analyses : J. J. Peucat, CAREN Rennes, sauf JA 1, JA 9 et JA 16 (E. Marcoux, rapport BRGM inédit, 1993) et échantillons TG (Watanabé, 2001)

A l'échelle du district, les compositions isotopiques sont très contrastées et s'étendent de 18,25 à 18,90 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), ce qui suggère la participation de plusieurs sources et l'existence de plusieurs familles.

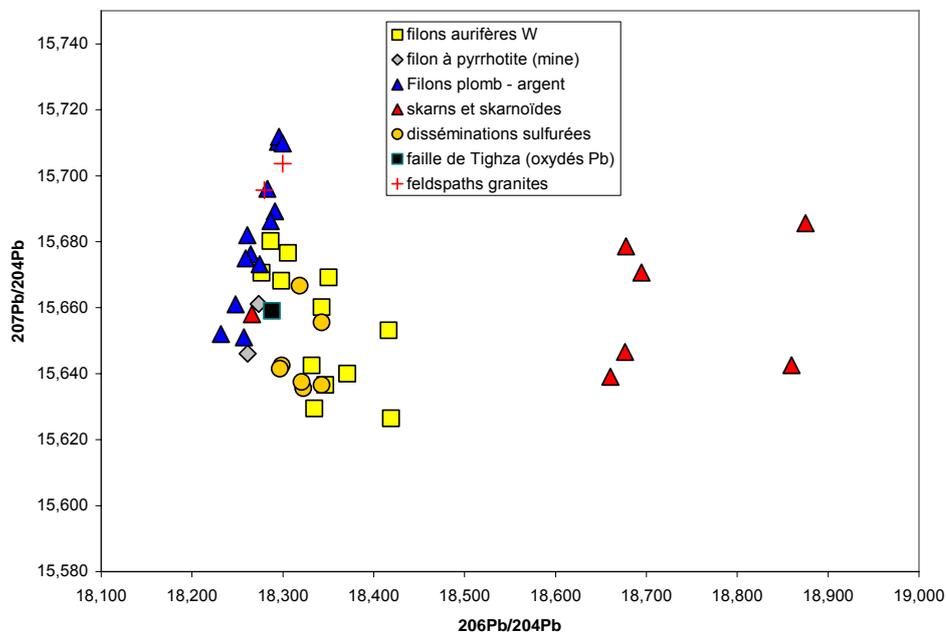


Figure VII-2 : Compositions isotopiques du plomb dans le district de Tighza

Parmi les types de minéralisations, seuls les filons à Pb-Ag-Zn dessinent un champ isotopique spécifique (Fig. VII-2 et VII-3). Les analyses réalisées par Watanabé (2001) sur le filon du Signal et celles réalisées pour cette étude sur les autres filons plombo-argentifères sont en effet identiques à 3σ près. Les analyses s'alignent sur une probable droite de fractionnement ce qui signifie que les compositions sont probablement très proches pour tous ces échantillons. Sidi Ahmed est le moins radiogénique. On peut admettre que la composition isotopique de ces minéralisations est constante et très proche de 18,25 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et 15,68

($^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) ce qui trace une origine dans la croûte supérieure. Ces compositions sont les moins radiogéniques mesurées sur le district, alors que ces minéralisations plombo-argentifères sont parmi les plus récentes.

Les filons aurifères de type W possèdent une gamme de composition plus étendue allant de 18,28 à 18,42 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) mais leur champ n'est pas commun avec celui des filons plombo-argentifères (Fig. VII-3). Au sein de ce champ, aucune organisation en fonction du filon, de sa position par rapport au granite, de sa paragenèse ou de sa richesse en or ne semble se dégager. La composition isotopique du filon à pyrrhotite-sphalérite est à l'extrémité la moins radiogénique du champ, ce qui est très cohérent avec une parenté de ces deux types de structure.

Les disséminations aurifères dessinent un champ plus restreint mais inclus dans celui des filons de type W, soulignant donc à nouveau une parenté de ces deux types de minéralisations (Fig. VII-3).

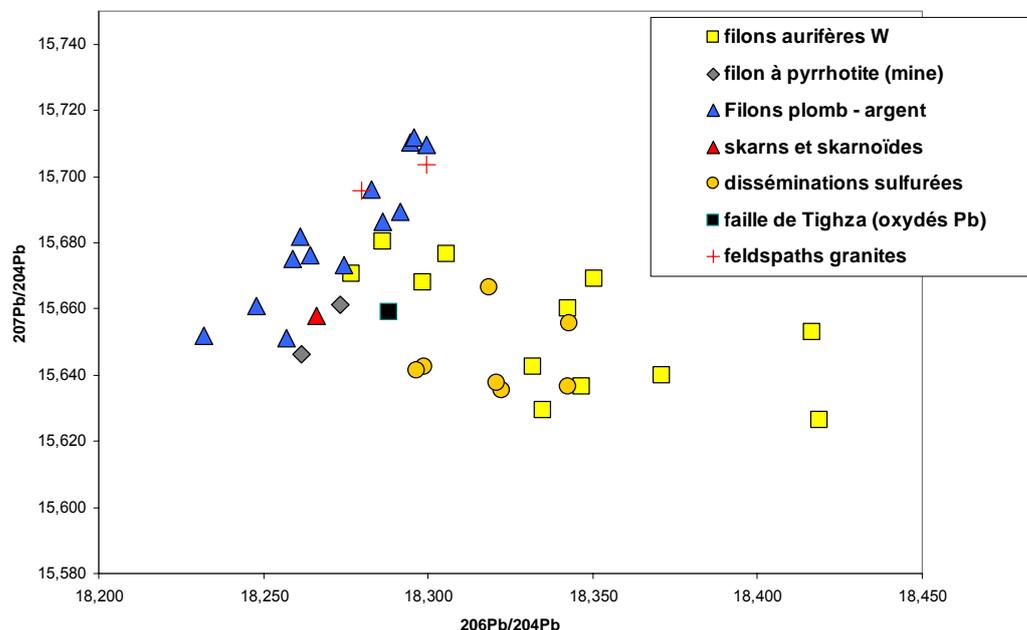


Figure VII-3 : Zoom sur les compositions isotopiques des minéralisations à plomb peu radiogénique du district de Tighza

Les skarns du granite de la mine présentent des compositions très contrastées, avec une valeur à 18,27 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) et des valeurs très radiogéniques allant jusqu'à 18,90 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$), fréquentes dans les contextes de schistes noirs et les contextes carbonatés. Les trois mesures du granite du mispickel ont été réalisées sur des sulfures massifs à pyrrhotite-sphalérite.

Les feldspaths ont des compositions proches de 18,30, ce qui est cohérent avec celles habituellement mesurées dans les granites hercyniens (Marcoux, 1987).

VII.2.5 - Interprétation

La gamme de compositions, caractérisée par des rapports $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevés, indique des minéralisations issues de la croûte continentale supérieure dans les modèles de Stacey-Kramers (1975) et de Doe et Zartman (1979).

Les minéralisations plombo-argentifères sont à part, caractérisées par leur homogénéité et leur caractère peu radiogénique. La source n'est pas identifiable avec les données actuellement disponibles. A 250 Ma et 200 Ma, fourchette qui encadre l'âge probable de ces minéralisations, les granites ont des compositions de 18.355 et 18.433 respectivement (rapports $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Il est clair que si les granites ont contribué à la source du plomb et de l'argent, ils ne l'ont fait que de manière annexe, leur composition calculée étant trop radiogénique.

Les compositions des minéralisations périgranitiques sont plus difficiles à interpréter. Les résultats isotopiques confortent pleinement la parenté des filons W avec les disséminations aurifères et le filon à pyrrhotite-sphalérite. Le trend d'ensemble dessiné par ces trois types de minéralisations pourrait représenter un mélange, avec un terme peu radiogénique constitué des granites locaux dont la composition isotopique est compatible. Dans l'hypothèse (à notre avis erronée) d'un synchronisme de l'ensemble des minéralisations du secteur, le terme peu radiogénique ne peut être les filons plombifères, tellement plus riches en plomb qu'ils auraient étouffé la signature du plomb des fluides et interdit l'apparition du trend de mélange.

Le terme radiogénique serait quant à lui un plomb radiogénique, possiblement issu des environnements sédimentaires, et maintenant présent dans les skarns et skarnoïdes. Le contexte contient en effet des schistes noirs et des calcaires, habituellement caractérisés par du plomb très radiogénique. L'échantillon à composition peu radiogénique (JA9) a pu contenir des clastes à löllingite, porteur d'un plomb peu radiogénique du type des filons W.

Notons enfin que la pyromorphite prélevée sur l'accident de Tighza (JA 1) possède une composition peu radiogénique, identique à celle des filons W ce qui suggère fortement une infiltration des fluides granitiques dans cet accident et la nature potentiellement aurifère de cette structure.

VII.3 - Analyses isotopiques des scheelites

Des analyses isotopiques Sr et Sm/Nd ont été réalisées sur sept échantillons de scheelite et sept échantillons de roches totales au laboratoire de géochimie isotopique (GEOTOP) de l'UQAM par Ross Stevenson (tableau VII-7), afin de tenter d'approcher les sources, comme cela a été fait dans d'autres districts (Voicu et al, 2000, Kempe et al, 2001).

Les échantillons de scheelite ont été pris sur tous les types de structures à tungstène du district afin de déceler d'éventuelles différences. Rappelons que d'un point de vue chimique, les analyses à la microsonde des scheelites n'ont pas permis de définir plusieurs populations (cf. chapitre V).

Tous les échantillons de scheelite ont fourni de bons résultats. Ce n'est pas le cas de plusieurs échantillons de roches qui n'ont pas permis d'obtenir de résultats exploitables : 4 pour le strontium, ces roches ayant fonctionné en système clos, et 2 pour le Nd (tableaux VII-8 et VII – 9).

VII 3 1 - Methode analytique

Les échantillons de scheelites ont été obtenus par tris de grains sous binoculaire et contrôlés à la lampe ultraviolet. Après nettoyage à l'acide chlorhydrique et aux ultrasons, on a ajouté de l'acide fluorhydrique pendant 24h puis les échantillons ont été séchés sur plaque chauffante à 100°C. L'eau régale a été ensuite ajoutée pendant 48h, et les échantillons à nouveau séchés à 100°C. De l'acide chlorhydrique a été ajouté pour la seconde fois pendant 10 minutes. Les terres rares et le Sr ont été extraits sur des colonnes de résines échangeuses d'ions et Nd et Sm séparés sur des colonnes de di(2-ethylhexyl). Les teneurs en Rb n'ont pas été mesurées mais compte tenu des rapports Rb/Sr extrêmement faibles mesurés sur les scheelites aucune correction pour la désintégration de Rb ne semble nécessaire.

Après nettoyage les échantillons de roches totales (200mg) ont été dissous pendant une semaine dans un mélange HCl + HF en bombe pressurisée. Les compositions isotopiques ont été mesurées sur un spectromètre de masse multicollection avec la technique du double filament Ta-Re (pour Nd et Sm) et du simple filament Re pour Sr. Les compositions isotopiques Sm-Nd ont été normalisées à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ et ceux du Sr à $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Les valeurs des standards de La Jolla et du NBS 987 SrCO_3 sont respectivement de 0,511848 ($2\sigma = 0,000018$) et 0,710266 ($2\sigma = 0,000035$). L'incertitude sur la valeur de Nd est estimée meilleure que 0,5 epsilon. Les erreurs sur les rapports Sm/Nd sont de 0,5%. Les valeurs actuelles de CHUR utilisées pour les calculs de Nd initial sont de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512636$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$

VII.3.2 - Résultats

Les compositions isotopiques du strontium sont relativement groupées. Les scheelites étant très pauvres en rubidium et riches en strontium, on considère que les rapports mesurés sont les rapports initiaux des scheelites (tableau VII-9). Les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ s'étendent de 0,7089 (NK 220, le filon à molybdénite – scheelite de la mine) à 0,7136 (NK 202, le filon aurifère W5). La gradation des rapports isotopiques ne se corrèle cependant pas avec la position des scheelites par rapport au granite ou en fonction de la nature de la structure porteuse.

NK 202	filon W5 quartz avec phlogopite, wolframite et scheelite
NK 203	filon W4 quartz avec wolframite et scheelite
NK 208	filon WO3 quartz avec wolframite et scheelite
NK 218	stockwerk à scheelite
NK 220	filonnets à molybdénite- scheelite
NK 221	skarn à scheelite (recoupe 214) = NK 104
NK 222	skarn à scheelite et phlogopite (recoupe 214)
roches totales	
NK 204	filon de rhyolite recoupé par W1
NK 206	volante de microtrondjémite (tardive, recoupe les filons à or)
NK 210	couloir greisé
NK 211	granite de la mine (piste près du stockwerk)
NK 216a	granite du mispickel (orienté)
NK 216b	granite du mispickel
NK 219	microgranite (accident de Tighza)

Tableau VII-7 : Localisation des échantillons analysés de scheelites et de roches

Type	Echantillon	Roche		Sr ppm	Rb ppm	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	2 σ	300 Ma	
	NK216a	Granite mispickel	du	297	759	7.400	0.72392	0.00002	0.692335	Système ouvert
	NK211	Granite mine		266	124	1.356	0.71576	0.00001	0.709970	
	NK210	Greisen		57	113	5.737	0.76946	0.00002	0.744972	Système ouvert
Roches totales	NK206	Microtrondjémite		301	245	2.361	0.71809	0.00002	0.708015	
	NK204	Rhyolite		67	2120	92.077	0.76600	0.00002	0.372912	Système ouvert
	NK 216b	Granite mispickel	du	297	382	3.715	0.72006	0.00002	0.704197	
	NK 219	Microgranite		49	426	25.089	0.76930	0.00002	0.662193	Système ouvert

Tableau VII-8 – Résultats isotopiques du strontium obtenus sur les roches

Deux filons aurifères semblables et très proches, W4 et W5, montrent ainsi des rapports isotopiques assez différents (0,710 et 0,713 respectivement). Les granites locaux possèdent des compositions recalculées à 300 Ma moins radiogéniques (0,7042 à 0,7099), pour les granites du mispickel et de la mine respectivement (tableau VII- 8) qui recouvrent très peu le champ des scheelites. Ces résultats sont très proches de ceux obtenus sur ces mêmes granites par Castorina et Masi (2000) : 0,707 à 0,709.

Notons qu'il n'a pas été possible de calculer des isochrones, ni pour les roches ni pour les scheelites.

Les résultats obtenus avec les terres rares montrent un Nd initial eNd compris entre -3,6 et -6,6 pour les roches magmatiques, et entre -2,4 et -8,2 pour les scheelites (tableau VII-9). Les scheelites sont nettement plus riches en Nd que les roches totales : plus de 215 ppm contre moins de 31 ppm.

Type	Ech.	Roche	Nd	Sm	$^{147}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur	eNd (0)	eNd(t)	Tdm	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur
Roches totales	NK216a	Granite du mispickel	28.29	5.04	0.10777	0.512333	0.000012	-6.0	-2.5	1.2		
	NK211	Granite mine	21.87	4.01	0.11089	0.512451	0.000016	-3.6	-0.4	1.0		
	NK210	Greisen	25.02	3.98	0.09629	0.512402	0.000008	-4.6	-0.8	1.0		
	NK206	Microtrond hjémite	25.54	4.52	0.10690	0.512416	0.000010	-4.3	-0.9	1.0		
	NK204	Rhyolite	31.04	6.25	0.12167	0.512302	0.000011	-6.6	-3.7	1.4		
	NK202	Filon W 5	311.04	102.65	0.19950	0.512277	0.000007	-7.0	-7.2	9.2	0.71364	0.00002
	NK203	Filon W 4	380.02	129.26	0.20562	0.512220	0.000008	-8.2	-8.5	16.8	0.710384	0.00001
Scheelites	NK208	Filon WO ₃	215.27	77.73	0.21828	0.512289	0.000010	-6.8	-7.6	-	0.712185	0.00002
	NK218	Stockwerk	333.99	118.50	0.21448	0.512329	0.000010	-6.0	-6.7	-	0.711182	0.00002
	NK220	Filon mine n. 757	635.96	195.88	0.18620	0.512513	0.000009	-2.4	-2.0	3.5	0.708966	0.00002
	NK221	Skarnoïde mine n. 757	576.72	197.58	0.20710	0.512297	0.000009	-6.7	-7.1	18.8	0.711216	0.00002
	NK222	Skarnoïde mine n. 757	654.17	213.34	0.19714	0.512246	0.000007	-7.6	-7.7	8.2	0.711942	0.00002

Tableau VII-9 - Résultats Sm/Nd et Sr obtenus pour les scheelites, résultats Sm/Nd des granites

VII.3.3 - Interprétations

Ces résultats peuvent être utilisés pour tracer les sources des fluides à scheelite, que l'on pourra étendre aux autres métaux.

Les compositions Sr et Nd des scheelites dénotent des fluides d'origine crustale. Pour préciser cette interprétation, nous disposons, outre les analyses réalisées dans cette étude, des résultats de géochimie isotopique Sr réalisées sur les granites et les roches encaissantes de Tighza (Castorina et Masi, 2000) ainsi que de mesures obtenus par Schaltegger et al (1994) sur les shales cambriens par et que nous considérerons comme proches des formations ordoviciennes largement représentées à Tighza.

On observe sur la figure VII-4 que les compositions isotopiques des granites et des scheelites sont nettement différentes à une exception près, et également différentes des roches cambriennes. Il en est de même pour les teneurs en Nd.

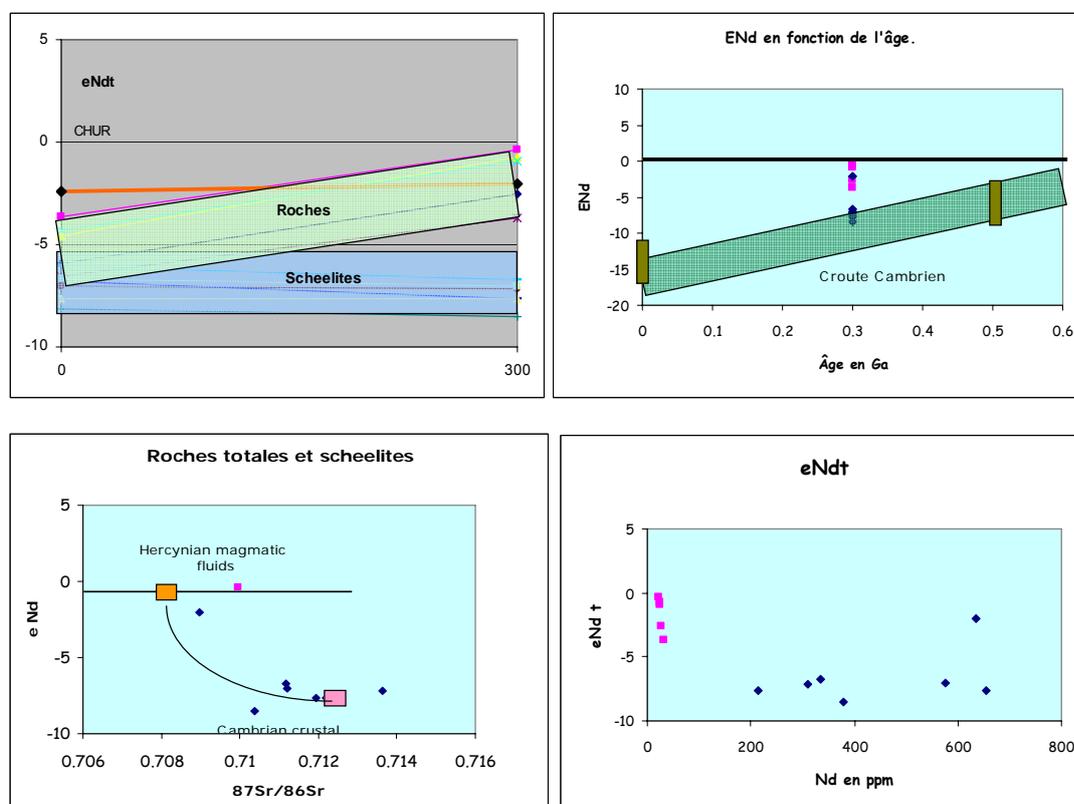


Figure VII-4 – Comparaison des compositions isotopiques des scheelites (losanges bleus) et des granites (carrés rouges) de Tighza avec les grands types de roches (roches cambriennes d'après Schaltegger et al, 1994)

Le diagramme teneurs en Sr versus Sri (Fig. VII-5) montre que les scheelites possèdent des compositions isotopiques du Sr identiques à celles des sidérites des filons Pb-Ag (Castorina et Masi, 2000) et qui s'étalent entre celles des granites et celles des encaissants cambriens.

Il est possible de proposer une hypothèse de mélange pour expliquer l'origine du Sr et du Nd des scheelites, hypothèse qu'il est possible d'étendre aux autres éléments des structures minéralisées (FigVII-6).

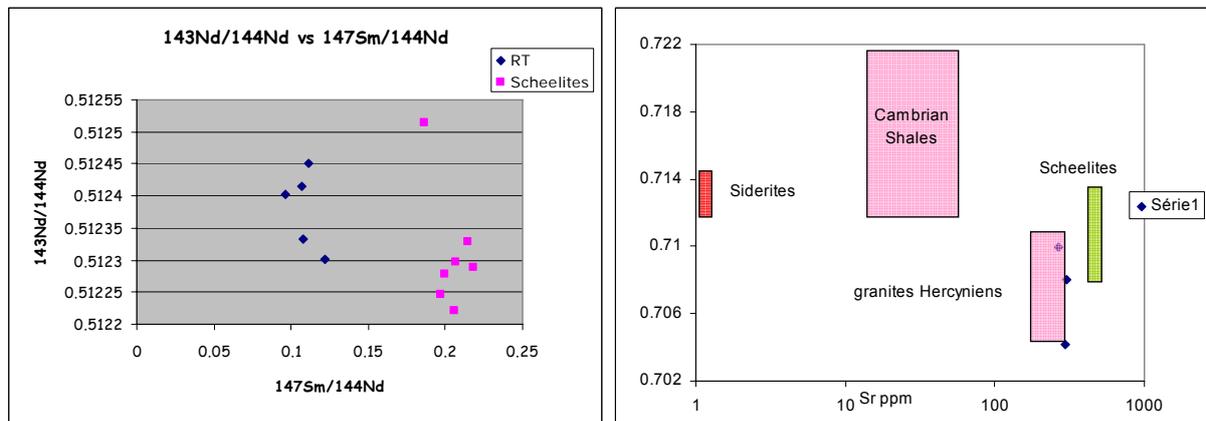


Figure VII-5 – Diagramme $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des scheelites et granites de Tighza. Diagramme teneurs Sr versus Sri pour ce district

Dans ce modèle, les fluides minéralisés emprunteraient des éléments au magma et à l'encaissant sédimentaire. La part magmatique semble dominante dans le filon à molybdénite – scheelite et plus accessoire pour les autres structures qui absorbent plutôt des éléments de l'encaissant sédimentaire. Cette hypothèse corrobore les résultats de la géochimie du plomb qui ne voit dans les granites qu'une source au mieux partielle du plomb.

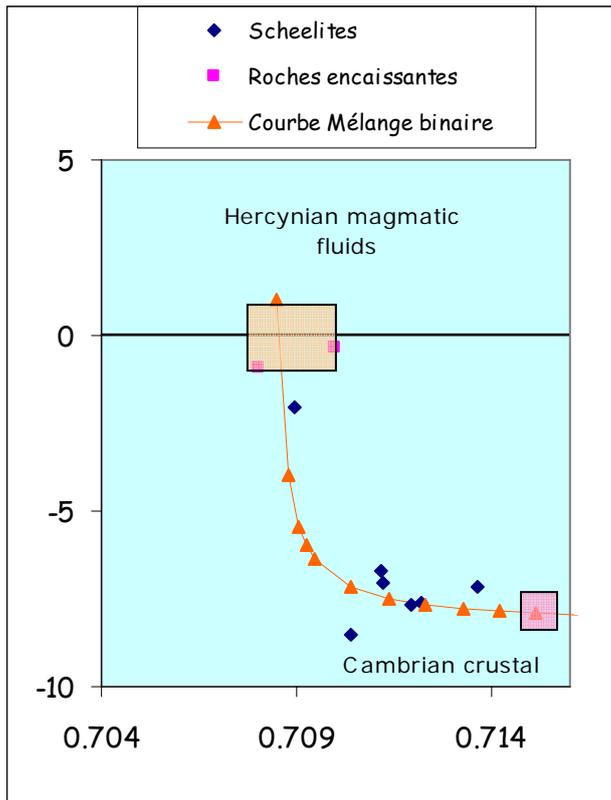


Figure VII-6 – Modèle de mélange proposé pour l'origine du Sr et du Nd des scheelites

Chapitre VIII - Conclusions générales

Les résultats obtenus au cours de ce travail autorisent à préciser la genèse du district minéralisé polymétallique de Tighza (ou Jebel Aouam) et les relations entre les grands filons plombo-argentifères et les minéralisations aurifères.

Polymorphisme des minéralisations aurifères

Des teneurs aurifères anormales ont été mesurées principalement sur des filons, mais aussi sur des skarns et des disséminations, tous situés à peu de distance des stocks granitiques.

Les principales structures aurifères sont de puissants filons quartzeux en transpression sénestre (filons W1, W1 nord, WO3, W4 et W5), majoritairement orientés N70 °E à N 110 °E, à fort pendage nord, parfois anastomosés qui recoupent tous les terrains . Seuls ceux-ci constituent à l'heure actuelle une cible minière aurifère potentielle. La disposition des filons aurifères autour du granite de la mine est remarquable. Les éléments de terrain suggèrent que ces filons sont antérieurs au granite de la mine qui les interrompt et dans lequel ils se prolongent par un couloir hydrothermalisé, un argument confirmé par les datations Ar-Ar.

Le remplissage des filons, notamment W1 nord et W1, montre une franche zonalité périgranitique avec :

- une auréole interne/externe oxydante à tungstène (wolframite et scheelite), molybdénite

- une auréole externe proximale à bismuth, tellures, or et löllingite (jusqu'à 400 m dans filon W1 nord et W1)

- une auréole externe à arsénopyrite et métaux de base (jusqu'à 1500 m du granite) mais avec des teneurs en or bien plus faibles

Les teneurs en or diminuent au fur et à mesure qu'on s'éloigne du granite (21 g/t sur les 200 premiers mètres s'abaissant à 5 g/t sur 500 mètres) en même temps que la löllingite laisse la place à l'arsénopyrite. L'arsenic apparaît donc comme un mauvais traceur de l'or car il marque indistinctement la présence de löllingite et d'arsénopyrite

Le remplissage des filons montre la présence d'un quartz hyalin précoce, porteur d'une minéralisation oxydante à tungstène (ferbélite, scheelite), cataclaté en quartz saccharoïde Q1, un événement qui précède l'infiltration de fluides à sulfures et or avec un rare quartz Q2. L'ensemble de ces quartz minéralisés en or et tungstène témoigne d'un remplissage polyphasé en contexte extensif. La paragenèse du quartz Q2 est à löllingite –arsénopyrite, bismuth natif, tétradymite et or. Un troisième épisode sulfuré à pyrrhotite – sphalérite (chalcopyrite) (avec traces Sn) dominantes semble clore l'histoire de ces filons aurifères ; il peut former des filons indépendants comme celui de la mine au niveau 857. Diffusion limitée de l'or : fluides tardi magmatiques

Les « skarns » à pyrrhotite et arsénopyrite, se sont développés au contact du granite du mispickel et accessoirement aux environs du granite du kaolin. La paragenèse silicatée traduit 4 stades de développement : 1) andradite - vésuvianite - wollastonite et diopside ; 2) hédenbergite ; 3) hydrogrossulaire fluoré et 4) rétro-morphose à hématite et actinote (fluorée). Les sulfures présents (pyrrhotite – chalcopyrite – sphalérite) semblent relever d'une infiltration des fluides minéralisés de type W1, davantage que d'une évolution rétrograde du skarn. Les échantillons ayant donné des teneurs en or anormales sont attachés à des fragments de quartz à löllingite – or, hérités de la paragenèse aurifère plus précoce des filons W1. Le skarn en lui-même ne semble donc pas aurifère.

Des teneurs en or ont aussi été mesurées dans les disséminations à pyrrhotite-arsénopyrite observés dans les terrains viséens, découvertes dans des sondages recoupant des structures du nord (filons nord) et au sud du secteur près du granite du kaolin, sans que la place de l'or ait pu être précisée.

Les fluides minéralisés

Les fluides ont été étudiés dans les quartz précoces des filons aurifères W1 nord et W5, dans le filon à molybdénite – scheelite ainsi que dans le stockwerk à scheelite du granite de la mine. Tous les échantillons sont des quartz hyalin et saccharoïde de la paragenèse précoce à molybdénite – tungstène ; le quartz associé aux sulfures est rare, surtout un écrasement du quartz précoce.

Tous les fluides témoignent d'un contexte distensif et tous les quartz enregistrent un premier stade cataclastique avec multiples circulations dans les microfractures de fluides aquo-carboniques, de teneur en eau et de densité du contenu carbonique peu variables X_{H_2O} : 80 à 82 mole % ; X_{CO_2} : 17 à 19 mole % ; X_{NaCl} : 1 mole % environ ; X_{CH_4} : en trace

La pression de piégeage des fluides carboniques est de l'ordre de 1,5 à 2 kbars avec une température moyenne de 300 à 350°C. Les fluides aquo-carboniques étaient calciques, chargés en H₂S et en cuivre, éléments aujourd'hui précipités sous forme de calcite et de chalcopyrite.

Ces fluides sont à forte dominante ou en totalité d'origine magmatique.

Genèse des minéralisations aurifères

Les analyses des sulfures des différentes structures minéralisées n'ont pas permis d'y distinguer plusieurs populations, suggérant soit un phénomène générateur unique soit plusieurs phénomènes très semblables à l'échelle du district, mis en place dans des réceptacles différents donnant des morphologies très variables. Ces styles morphologiques différents s'intègrent parfaitement dans le modèle de « intrusion-related gold system » redéfini récemment par Lang et Baker (2001), qui résumant ainsi leurs caractéristiques majeures qui se retrouvent très bien dans le district de Tighza :

1) Intrusions subalcalines felsiques à intermédiaires, souvent des complexes polyphasés qui se mettent en place et se refroidissent rapidement

2) Fluides hydrothermaux carboniques

3) Composition métallique à Au, Bi, Te, W, As, Mo

4) Faible teneur en sulfures (moins de 5 % en général) avec une paragenèse assez réduite à arsénopyrite, löllingite et pyrite

5) Altération hydrothermale faible et peu étendue

Les études menées à Tighza permettent cependant de préciser un certain nombre de points de ce modèle :

Le contrôle structural des minéralisations.

D'importantes structures faillées sub Est-Ouest sillonnent le district : accident de Tighza et surtout le réseau de filons W1 et W1 nord et leurs satellites. Le remplissage montre une histoire complexe, polyphasée, et probablement ancienne. L'arrêt de la structure W1 nord au contact du granite de la mine suggère fortement son antériorité par rapport à ce granite, ce qui est confirmé par les datations (286 Ma pour le granite, 291 Ma pour le filon W1 nord). On se situe donc très probablement dans une situation identique à celle relevée à Clear Creek (Yukon, Stephens et al., 2000) où une structure majeure pré existe aux intrusions et est réactivée par celle-ci.

Le polyphasage des intrusions et des fluides

Le modèle de Lang et Baker relèvent que ces districts « intrusion-related gold system » sont des intrusions polyphasées qui se refroidissent rapidement, un élément assez proche de ce qu'on connaît dans les districts de type porphyres cuprifères. Ce fait est cohérent avec le district où plusieurs intrusions se mettent en place. Leur âge (à l'exception du granite de la mine) n'a pu être précisé mais se déduit des âges obtenus sur les minéralisations.

L'épisode Au-W à 291,8 +/- 0,3 Ma est en liaison avec une intrusion non déterminée en l'absence de datations précises sur tous les stocks locaux ; comme nous l'avons vu, il réutilise une structure ancienne réactivée et réouverte à l'occasion de la montée du granite de la mine.

L'épisode à W-Mo à 286 Ma est par contre en liaison directe avec le granite de la mine (286,0 +/- 0,4 Ma). Il est à l'origine de manifestations hydrothermales comme les skarnoïdes à tungstène (285,3 +/- 0,5 Ma) et les filons à scheelite – molybdénite (285,6 +/- 0,5 Ma). Les disséminations, ne peuvent être rattachées à l'un ou l'autre de ces événements.

On dispose donc d'au moins deux épisodes magmatico-minéralisateurs à 5 Ma d'intervalle possédant chacun son propre cortège minéralisé et sa propre efficacité métallogénique. L'épisode à 291 Ma est par ailleurs polyphasé car composé de plusieurs stades paragénetiques.

La zonalité de l'or autour du granite de la mine pose cependant un problème important car il souligne que le granite de la mine a joué un rôle essentiel dans la répartition de l'or. Deux hypothèses peuvent être envisagées : 1) une remobilisation et une redistribution essentiellement thermique de la paragenèse aurifère pré existante, 2) l'âge de 291 Ma ne date que la paragenèse à tungstène, l'or étant apporté par le granite de la mine. Nous préférons la première hypothèse parce que les micas analysés étaient associés aux sulfures du filon W1 nord, et que la texture des filons W1 ne montre pas de puissants bouleversements comme ceux qu'aurait occasionné une venue minéralisée très différentes,

Les sources des métaux restent peu documentées dans le modèle de Lang et Baker (2001). A Tighza, les analyses isotopiques apportent quelques informations. Les compositions isotopiques du plomb sont très contrastées et s'étendent de 18,25 à 18,90 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) ce qui suggère la participation de plusieurs sources, tandis que les compositions isotopiques des scheelites (Sr et Nd) montrent que les fluides sont crustaux. Les signatures sont, à une exception près, distinctes de celles des roches encaissantes et des granites hercyniens. L'ensemble des résultats isotopiques (Pb, Sr, Nd) suggère que la source est multiple. Un modèle simple de mélange entre deux sources, l'une granitique, l'autre constitué par l'encaissant ordovicien - carbonifère s'accorde assez bien avec les résultats, notamment ceux du Nd sur les scheelites.

Relation filons aurifères et filons plombo-argentifères

Sur le terrain, la postériorité des filons plombo-argentifères par rapport aux filons aurifères et aux disséminations ne fait aucun doute. Les premiers recoupent clairement les seconds, en surface et dans les sondages (la mine ne fournit pas de secteurs où les deux structures côtoient). Les rares données géochronologiques disponibles sur les filons Pb-Ag ne sont pas fiables.

Les compositions isotopiques du plomb sont très différentes pour les deux types de minéralisations et excluent toute parenté de source. Les Sri des sidérites des filons plombo-

argentifères sont parfois proches des Sri des scheelites mais cela ne constitue pas un élément de chronologie.

En microthermométrie, les températures minimales de piégeage des fluides sont de 230°C dans les filons Pb-Ag de Sidi Ahmed et de 280°C dans les filons péri-granitiques (cf Fig. VI-37 et Tabl. VI-1). Par ailleurs, les textures géodiques et litées des filons de Pb-Zn indiquent une formation plus superficielle, proche de 3-4 km de la surface au plus (pressions hydrostatiques ≤ 300 bars). L'hypothèse d'ébullition suggérée par la distribution des inclusions dans le quartz géodique suggère même des pressions de quelques dizaines de bars au plus lors du dépôt de ce quartz. Ces conditions barométriques contrastent avec les pressions de piégeage des fluides carboniques des filons aurifères W1, de l'ordre de 1,5 à 2 kbars.

Tighza est un district polyphasé. La mise en place de minéralisations pér batholitiques s'effectue sur au moins 5 Ma, par pulsions magmatiques et hydrothermales successives s'emboîtant, illustrant la notion de district métallogénique stationnaire.

La morphologie des minéralisations aurifères semble fonction de la perméabilité et de la réactivité de l'encaissant. Une faille ouverte qui rejoue en sénestre donne naissance aux filons de type W, tandis qu'un encaissant carbonaté plus réactif donne les disséminations aurifères. Le dépôt du tungstène et du molybdène dans les filons et les skarnoïdes se confond avec la mise en place et le refroidissement du granite de la mine à 286 Ma.

Cette mise en place polyphasée s'accompagne d'une remontée de l'ensemble du bâti. Cette conclusion ressort de l'observation de déformations, de ré-équilibrages et d'explosions spectaculaires des inclusions aquo-carboniques précoces de la phase à tungstène. Cette remontée s'accompagne de la formation d'un quartz saccharoïde porteur d'inclusions multiphasées sursaturées en sel (X_{NaCl} (% pds) = 33,65 à 36,35 ; T_{SNaCl} = 220,5 à 262,6 °C ; $T_{\text{h}} > T_{\text{s}}$ = 257 à 284°C).

Cet épisode minéralisé tardi-magmatique précède la mise en place de grandes cellules convectives hydrothermales régionales qui met en place les grands filons plumbo-argentifères.

Ces filons aurifères tardi-hercyniens du Maroc central présentent des analogies avec ceux du Limousin (France) : lien avec de grandes structures cisailantes, paragenèse identiques etc. Au Maroc, la liaison spatiale et génétique avec les intrusions granitiques est cependant plus affirmée. En outre, l'épisode aurifère marocain est plus tardif que dans la zone interne de l'orogène hercynien où il se produit vers 305 Ma (Bouchot et al., 1997, 2005).

BIBLIOGRAPHIE

- Agard J., Morin Ph., Termier H. (1955) – Esquisse d’une histoire géologique de la région de Mrirt (Maroc central) *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, T. 12, p. 15-28.*
- Agard J., Emberger, A., & Moussa S., (1980) – Les unités métallogéniques du Maroc. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 276, p. 37-59.*
- Agard J., Balcon J.M., Morin Ph. (1958) - Etude géologique et métallogénique de la région minéralisée du Jbel Aouam (Maroc central) : *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 132, 126p.*
- Aissa M. (1997) - Etude des interactions fluides-minéraux des skarns à Sn, W, B d’El Hammam (Maroc Central). Facteurs Physico-chimiques contrôlant le développement du stade stannifère. *Thèse d’état Fac. Sci. Univ. Moulay Ismail Meknès.*
- Allary A., Lavenu A., Ribeyrolles M. (1976) - Etude tectonique et microtectonique d’un segment de chaîne Hercynienne dans la partie sud-orientale du Maroc central. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 261, 169p.*
- Arribas A., Cunningham C. G. , Rytuba J. J., Rye R. O., Kelly W. C., Podwysocski, M. H., Mckee E. H., & Tosdal R. M. (1995) – Geology, geochronology, fluid inclusions, and geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology, 90, p. 795-822.*
- Ashley P.M. Creagh C.J. Ryan C.G. (2000) - Invisible gold in ore and mineral concentrate from the Hillgrove gold-antimony deposits, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita, 35, 4, p. 285 - 301*
- Baker E. M. & Andrew A. S. (1991) – Geologic, fluid-inclusion, and stable isotope studies of the gold-bearing breccia-pipe at Kidston, Queensland, Australia – *Economic Geology, 86, p. 810-830.*
- Baker T. and Lang J.R. (2001) - Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada. *Mineralium Deposita 36, p. 477-489*
- Bakke A.A., (1995) – The Fort Knox “porphyry” gold deposit: structurally controlled stockwork and shear quartz vein, sulfide-poor mineralization hosted by a late Cretaceous pluton, east-central Alaska. In: Schroeter TG (ed.) Porphyry deposits of the northwestern cordillera of North America. *Can. Inst Min Metall Spec. Vol 46, p. 795-802*
- Bakker R.J. 2003 Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology, 194, 1, p. 3 - 23*
- Barker W.W. and Parks T.C. (1986) – The thermodynamic properties of pyrrhotite and pyrite: a re-evaluation. *Geochimica and Cosmochimica Acta, 50, 10, p. 2185 - 2194*
- Bennasser M. (1996) - Lithostratigraphie, tectonique Hercynienne, paléochamps de contraintes tardi-hercyniennes et relation fracturation-minéralisation de la région de l’Aouam (Maroc central oriental). *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Mohamed V Fac. Sc. Rabat 300p.*
- Bodnar J.B. and Vityk M.O. (1994) – Interpretation of microthermometric data for H₂O – NaCl fluid inclusions. In *Benedetto De Vivo and Maria Luce Frezzotti ed. Short Course of the Working Group (IMA) “Inclusions in Minerals”, Pontignano-Siena, 1-4 september 1994, p. 117-130*
- Bouabdelli, M. (1982) – Stratigraphie et évolution structurale du paléozoïque d’Azrou (NE du Maroc central). *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 164p.*

- Bouabdelli M. (1989) - Tectonique et sédimentation dans un bassin orogénique : Le sillon viséen d'Azrou-Khénifra (Est du massif hercynien central du Maroc). *Thèse d'état, Fac. Sci. Univ. Strasbourg*, 262p.
- Bouabdelli, M., Faïk F., Habibi M. (1989) - Tectonique en blocs basculés et glissements contemporains dans le dévonien moyen et supérieur Jbel Bouchchot ; Maroc central. *C.R.Acad. Sci. Paris, t.308, Série II, p. 761-766*
- Bouchot, V., Milési, J. P., Lescuyer, J.L., Ledru, P. (1997) – Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma. *Chronique de la Recherche Minière, n° 528, p. 13-62*
- Bouchot V., Ledru P., Lerouge C., Lescuyer J. L. & Milési J.P. (2005) – Late Variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central – *Ore Geology Reviews, 27, p. 169- 197.*
- Boushaba A., (1996) – Le massif granitique du Ment (Maroc central hercynien) dans son contexte tectono-magmatique régional, et les manifestations hydrothermales associées. *Thèse ès Science I. N. P. L., 550p*
- Boutaleb M., Bennani M., Bouchez J.L., Diot H., Macaudaire J., Marignac C., Pecher A. & Weisbrod A ; (1986) – Le district stannio-wolframifère de Oulmès (Maroc central). *Colloque tungstène, Toulouse.*
- Boutaleb M. (1988) – Reconstitution de l'évolution tectono-métamorphique, magmatique et hydrothermale du district stannio-wolframifère de Oulmès (Maroc central). Implications métallogéniques . *Thèse doctorat, Nancy, 400p.*
- Bowers T.S. and Helgeson H.C. (1986) – FORTRAN programs for generating fluid inclusion isochors and fugacity coefficients for the system H₂O-CO₂-NaCl at high pressures and temperatures. *Computer and geosciences, 11, p. 203-213*
- Cabri L. (1992) – The distribution of trace precious metal in minerals and mineral products. *Mineralogical Magazine, 56, p. 289 - 308*
- Castorina F. et Masi U. (2000) - Sr-isotopic composition of siderite for assessing the origin of mineralizing fluids: the case study from the jbel Aouam deposit (central Morocco). *Ore Geology Reviews 17, p. 83-8.*
- Cerný P. Blevin P. L., Cuney M. & London D. (2005) – Granite-Related Ore Deposits, in Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.R., (ed.), *Economic Geologists, 100th anniversary volume, p. 337-370.*
- Cheilletz A. (1984) - Contribution à la géologie du district polymétallique (W-Mo-Cu-Pb-Zn-Ag) du Jbel Aouam, Maroc Central : *Thèse d'état, I.N.P.L., C.R.P.G., E.N.S.G. Nancy, 250p.*
- Cheilletz A. & Zimmermann J.L. (1982) - Datations par la méthode K-Ar du complexe intrusif et des minéralisations en tungstène du jbel Aouam (Maroc central). *C.R. Acad. Sc. Paris, t. 295 série II, p. 255-258*
- Cheilletz A. & Isnard P. (1985) : Contribution à la prospection des gisements hydrothermaux de tungstène sur l'exemple du district polymétallique W-Pb-Zn-Ag du jbel Aouam (Maroc central). *Mineralium deposita 20, p. 220-230.*
- Cheilletz A., Ruffet G., Marignac C., Kolli O., Gasquet D., Féraud G. & Bouillin J.P. (1999) - ⁴⁰Ar / ³⁹Ar dating of shear zones in the Variscan basement of greater Kabilia (Algeria). Evidence of an Eo-Alpine event at 128 Ma (Hauterivian-Barremian boundary): geodynamic consequences – *Tectonophysics, 306, p.97-116.*
- Choubert G., Diouri M. & Faure-Muret A. (1965) – Mesures géochronologiques récentes par la méthode de Ar/K du Maroc. *Notes Serv. Géol. Maroc, n° 183, p. 53-62.*
- Crasty, R.L. & Mitchell, J.G. (1966) – Single sample potassium-argon ages using the Omegatron – *Earth and planetary Science Letters, 1, p.121-122.*
- Darlymple B.G. & Lanphere M.A. (1969) – Potassium-argon dating: principal techniques and applications to geochronology – *Freeman, W.H. and Company, San Francisco, 258p*

- Desteucq Ch. (1974) - Le système filonien du Jbel Aouam (Maroc Central); essai d'interprétation structurale. *Thèse de 3^{ème} cycle Univ. Paul Sabatier Toulouse.*
- Dodson M.H. (1973) – Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems – *Contrib. Mineral Petrol*, 40, p.259-274.
- Doe B.R. and Stacey J.S. (1974) – The application of lead isotopes to the problem of ore genesis and ore prospect evaluation: a review. *Economic Geology*, 69, p. 757 - 776
- Doe B.R. and Zartman R.E. (1979) Plumbotectonics, the Phanerozoic, in: H.L. Barnes (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, John Wiley and Sons, New York, p. 22-70
- Einaudi M.T., Meinert L.D. and Newberry R.J. (1981) – Skarn deposits. *Economic Geology*, 1981, 75th anniversary volume, p. 317 - 391
- Faïk F. (1988) - Le paléozoïque de la région de Mrirt (Est du Maroc Central) ; évolution stratigraphique et structurale. *Thèse de 3^{ème} Cycle Fac. Sci. Univ. Paul Sabatier Toulouse 233p.*
- François J.M., Regnault S. & Cheilletz A.(1986) - Mise au point concernant les séries de l'ordovicien-silurien-dévonien inférieur du Jbel Aouam (Maroc central). *Soc. Géol. France*, 8, t. II, n^o2, p. 293-297.
- Giuliani G. (1982) – Contribution à la géologie du massif granitique des Zaër (Maroc central). Etude des minéralisations à W-Sn-Mo associées. *Thèse de 3^{ème} cycle, I. N. P. L., Nancy, 347 p.*
- Giuliani G. (1984) – Les concentrations filoniennes à tungstène-étain du massif granitique de Zaër (Maroc central) : Minéralisation et phases fluides associées, *Mineralium Deposita*, 19, p. 193-201.
- Giuliani G. et Sonnet J., (1982) – Contribution à l'étude géochronologique du massif granitique hercynien des Zaër (massif central marocain). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294D, p. 139-143
- Giuliani G. & Cheilletz A. (1985) : Petrographic, geochemical and fluid inclusions studies of tungsten skarns from Djebel Aouam W-Pb-Zn-Ag mining district (central Morocco). *Centre National de la recherche scientifique 44p et annexes.*
- Gloaguen E., (2006) – Apport d'une étude intégrée sur les relations entre granite et minéralisations filoniennes (Au et Sn-W) en contexte tardi-orogénique. *Thèse, Institut des Sciences de la Terre d'Orléans.*
- Goldfarb R. J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R. & Gosselin P. (2005) – Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, in Hedenquist, J. W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.R., (ed.), in *Economic Geology – 100th anniversary Volume 1905-2005 –Economic Geology*, p. 407-450.
- Goldfarb R. J., Groves D. I. & Gardoll S. (2001) – Orogenic gold and geologic time: a global synthesis – *Ore Geology Reviews*, 18, p. 1-75.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G. & Robert F. (1998) – Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types – *Ore Geology Reviews*, 13, p.7-27.
- Groves D. I., Goldfarb R. J., Robert F. & Hart C. J. R., (2003) – Gold Deposit in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future research, and Exploration Significance – *Economic Geology*, 98, p. 1-29.
- Groves D. I., Condie K. C., Goldfarb R. J., Hronsky J. M. A., & Vielreicher R. M. (2005) – Secular Changes in Global Tectonic Processes and Their Influences on the Temporal Distribution on Global-Bearing Mineral Deposits – *Economic Geology*, 100th anniversary volume, p. 203-224.
- Guidotti C. V., (1984) – Micas in metamorphic rocks, in Bailey, S. W., (ed), in *Reviews in Mineralogy. Mineralogical Society of America*, 13, p.357-467.
- Hames W.E. & Bowring S.A. (1994) –An empirical evaluation of the argon diffusion geometry in muscovite- *Earth and Planetary Science Letters*, 124, p. 161-167.
- Harris M., (1980) – Hydrothermal alteration at Salave gold prospect, northwest Spain- *Trans. Inst. Mining Metall., Appl. Earth Sc.*, B 89, p. B5-B15

- Harry A. (2004) Etude des fluides aquo-carboniques piégés en inclusions secondaires dans le quartz hyalin du filon W1 du district de Tighza (Maroc central). *Rapport de stage de maîtrise, Inédit. Université d'Orléans* 24 p
- Hoepffner M. (1987) – La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *Thèse d'état, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 276p.
- Hollister V.F. (1992) – On a proposed plutonic porphyry gold deposit model. *Nonrenewable Resous*, p. 293-302
- Ishihara S. (1977) – The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, p. 293 - 305
- Jäger E., Niggli E. & Wenk E. (1967) – Alterbestimmungen an Glimmer der Zentralalpen-Beitr. *Geol. Karte Schweiz, N.F.L.*, 134, p. 1-67
- Jébrak M. (1984) - Contribution à l'histoire naturelle des filons F-Ba du domaine varisque. Essai de caractérisation structurale et géochimique des filons en extension et en décrochement dans les massifs centraux Français et Marocain. *Thèse d'état, Fac. Sci. Univ. Orléans*, 470p.
- Jébrak M. (1992) – Les textures intrafiloniennes marqueurs des conditions hydrauliques et tectoniques. *Chron. Rech. Min.*, n°506, p. 25-35
- Johan Z. Marcoux E. et Bonnemaïson M. (1989) – Arsénopyrite aurifère : mode de substitution de Au dans la structure de FeAsS. *C.R.Acad. Sci. Paris II*, 308, p.185 - 191
- Kempe U., Belyatsky B.V., Krymsky R.S., Kremenetsky A.A., & Ivanov P.A. (2001) - Sm-Nd and Sr isotope systematics of scheelite from the giant Au(-W) deposit Muruntau (Uzbekistan): implications for the age and sources of Au mineralization. *Mineralium Deposita* 36, p.379-392
- Kretschmar U. and Scott S.D. (1976) – Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*, 14, p. 364 - 386
- Lagarde J. L. (1989) – Granites tardi-carbonifères et déformation crustale ; exemple de la Méséta marocaine. *Mém. Doc., C.A.E.S.S., Renne*, n° 26, 353p.
- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R. & Mortensen JK (2000) – An exploration model for intrusion-related gold systems. *Soc. Economic Geologists. News* 40(1), p. 7-15
- Lang J. R. & Baker T. (2001) – intrusion-related gold systems: the present level of understanding – *Mineralium Deposita*, 36, p. 477-489
- Lanphere M.A. & Dalrymple B.G. (1976) – Identification of excess ⁴⁰Ar by the ⁴⁰Ar / ³⁹Ar age spectrum technique – *Earth and Planetary Science Letters*, 32, p. 141-148.
- Louks R. R. & Mavrogenes J.A. (1999) – Gold solubility in supercritical hydrothermal brines measured in synthetic fluid inclusions – *Science*, 284, p. 2159-2163.
- McCoy D. T., Newberry R. J., Layer P. W., Dimarhei J. J., Bakke A. A., Masterman J. S. & Minehane D. L. (1997) – Plutonic related gold deposit of interior Alaska, in Goldfarb, R. J., and Miller, L. D., (ed.), in Ore deposits of Alaska – *Soc. Econ. Geol., Monogr* 9, p. 151-190
- McDougall I. & Harrison T. M. (1999) – Geochronology and thermochronology by the ⁴⁰Ar / ³⁹Ar Method. – *Oxford University Press, New York*, 282p.
- Marcoux E. (1987) - Isotopes du plomb et paragenèses métalliques, traceurs de l'histoire des gîtes minéraux. Illustration des concepts de source, d'héritage et de régionalisme dans les gîtes français. Applications en recherche minière. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Clermont-Ferrand II. Mém. BRGM*, n° 117, 289 p. + annexes
- Marcoux E. & Bril H. (1986) - Héritages et sources des métaux d'après la géochimie isotopique du plomb. L'exemple des minéralisations filoniennes (Sb, Pb, Ba, F) du Haut-Allier (Massif-central, France). *Mineralium Deposita*, n° 21, p. 35-43
- Marcoux E., Moëlo Y., Picot P., Baubert J.C. (1988) - Evolution minéralogique et isotopique (Pb) du filon sulfuré complexe des Borderies (Puy-de-Dôme, France). Implications métallogéniques. *Mineral. Deposita*, n° 23, p. 58-70

- Marcoux E. et Lescuyer J.-L. (1994) – Les minerais sulfo-arséniés aurifères de Salsigne (Aude, France) : évolution paragéométrique d'une minéralisation tardi-hercynienne syntectonique en contexte sédimentaire. *Canadian Mineralogist*, 32, p. 159 - 177
- Marcoux E. & Milési J.P. (1994) - Epithermal gold deposits in West Java, Indonesia: Geology, age and crustal sources. *J. Geochem. Explor.*, 50, p. 393-408
- Marcoux E. & Jébrak M. (1999) - Butte, Montana, Etats-Unis : un exemple de télescopage et de district métallogénique stationnaire. *Chronique de la Recherche Minière*, 535, p.45-58
- Marcoux E., Grancea L., Lupulescu M., & Milési J.P. (2002) - Lead isotope signatures of epithermal and porphyry-type ore deposits from Romanian Carpathians Mountains. *Mineralium Deposita* 37, p. 173-184
- Marignac C. & Cuney M. (1999) – Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt - *Mineralium Deposita*, 34, pp. 472-504
- Mustard R. (2001) – Granite-hosted gold mineralization at Timbarra, northern New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 36, p. 542-562.
- Newberry R. J., Burns L.E., Sollie D. N. & Clautice K. H. (1988) – A revised geologic model for the North Star gold belt, interior Alaska: progress report – *Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Public-Data File*, p. 88-93.
- N'tarmouchant A. (1991) - Le magmatisme hercynien de la région de Mrirt. *Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Sidi Mohamed Ben Abdellah Fac. Sci. Fes* 169p.
- Péligon H. (2000) – Réflexion sur la métallogénie. *Société de l'Industrie Minérale, Paris*, 482 pages
- Piqué A. et Michard A. (1981) – Les zones structurales du Maroc hercynien. *Sc. Géol. Bull. Strasbourg* 34, p. 89-100.
- Piqué, A. (1994) - Géologie du Maroc; Les domaines régionaux et leur évolution structurale. *Editions Pumag*
- Ramboz C., Schinapper D., & Dubessy J., (1985) – The P-V-T-X-fO₂ evolution of H₂O-CO₂-CH₄ bearing fluid in a wolframite vein: reconstruction from fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 49, p. 205-219.
- Ribeyrolles M. (1972) – Etude tectonique et microtectonique d'un segment de la chaîne hercynienne dans la partie Sud Orientale du Maroc Central. *Thèse 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Montpellier*, 63p
- Robert F. (1996) – Les filons de quartz-carbonates aurifères ; dans *Géologie des types de gîtes minéraux du Canada*. Ed. Ekstrand, Sinclair et Thorpe, p. 387 - 405
- Rosasco G.J. & Roedder E. (1979) – Application of a new microprobe spectrometer to non-destructive analysis of sulfate and other ions in individual phases in fluid inclusions in minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 43, p.1907-1915;
- Rosé F. (1987) – Les types granitiques du Maroc Hercynien. *Thèse Doctorat d'état, Univ. Paris VI*, 381p
- Ruffet G., Féraud G. & Amouric M., (1991) – Comparaison of ⁴⁰Ar / ³⁹Ar conventional and laser dating of biotites from the North Tregor Batholith – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, p.1675-1688.
- Ruffet G., Gruau G., Ballèvre, M., Féraud, G. & Philipot P. (1997) – Rb-Sr and ⁴⁰Ar / ³⁹Ar laser probe dating of high-pressure phengites from Sesia Zone (Western Alps): underscoring of excess argon and new age constraints on the high pressure metamorphism – *Chemical Geology*, 141, p.1-18.
- Russo Ph. et Tusseau R. (1916) – Itinéraire géologique à travers le Maroc central. *C. R. Ac. Paris. T. 162*, p. 75.
- Scott S.D. (1983) – Chemical behaviour of sphalerite and arsenopyrite in hydrothermal and metamorphic environments. *Mineralogical Magazine*, 47, p. 427 - 435
- Scott S.D. and Barnes H.L. (1971) – Sphalerite geothermometry and geobarometry. *Economic Geology*, 66, p. 653 - 669
- Sharp Z.D., Essene E.J. and Kelly W.C. (1985) – A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages. *Canadian Mineralogist*, 23, p. 517 - 534

- Sillitoe R.H., Thompson JFH (1998) – Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic setting and difficulties of distinction from orogenic gold deposits. *Resource Geol* 48, p. 237-250
- Sonnet Ph. (1981) - Les skarns à tungstène, étain et bore de la région d'El Hammam, Maroc Central, *Thèse doctorat d'état Fac.Sci.App. Univ. Catholique de Louvain* 315p.
- Sorel P.-Y. (2005) - Nature des fluides hydrothermaux des filons plombo-zincifères du district de Djebel Aouam (Maroc). *Mémoire de recherche en Master I, Université d'Orléans*, 36 p.
- Spear F.S. (1993) – Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths – *Mineralogical Society of America* 799 p.
- Stacey J.S. and Kramers J.D. (1975) - Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters* 26, p. 207-221.
- Steiger R.H., and Jäger E., (1977) - Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, p. 359-362.
- Stephens J.R., Oliver N.H.S., Baker T., Hart C.H. (2000) – Structural evolution and controls on gold mineralization at Clear Creek, Yukon *Yukon and Exploration Geology 1999*, p.151 – 164
- Termier H. (1936) – Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. *Notes et Mémoires du Service des Mines et de la Carte géologique du Maroc n°33*
- Thierry R., Vidal J. & Dubessy J. (1994) – Phase equilibria modelling applied to fluid inclusions: liquid-vapour equilibria and calculation of the molar volume in the CO₂ – CH₄ – N₂ system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, p. 1073-1082
- Thompson JFH, Sillitoe R.H., Baker T., Lang, J.R., Mortensen J.K., (1999) - Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces. *Mineralium Deposita* 34, p. 323-334
- Thompson J.F.H. and Newberry R.J. (2000) – Gold deposits related to reduced granitic intrusion. *Reviews in economic geology vol. 13, Gold in 2000*
- Toulmin P. and Barton P.B. (1964) – A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 28, p. 641 - 671
- Turner G., (1968) – The distribution of potassium and argon in chondrite, in Ahrens, L. H., (ed.), *in Origin and distribution of the elements – Pergamon Press*, p. 387-398.
- Vanko D.A. Bodnar R.J. and Sterner S.M. (1988) – Synthetic fluid inclusion : VII. Vapor-saturated halite solubility in part of the system NaCl-CaCl₂-H₂O, with application to fluid inclusions from oceanic hydrothermal systems. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 52, p. 2451 - 2456
- Villa I. (1988) – Isotopic closure – *Terra Nova*, 10, p. 42-47.
- Voicu G., Bardou M., Stevenson R. & Jébrak M., (2000) – Nd and Sr isotope study of hydrothermal scheelite and host rocks at Omai, Guiana Shield : implications for ore fluid source and flow path during the formation of orogenic gold deposits. *Mineralium Deposita*. 35, p. 302-314
- Wadjinny A. (1998) - Le plomb au Maroc : cas des districts de Touissit et de Jbel Aouam. *Chronique de la Recherche Minière* 531-532, p. 9-28
- Watanabe Y., (2001) - Timing of volcano-sedimentary massive sulfide and vein-type Pb-Zn mineralization in the western meseta of Morocco: ⁴⁰Ar- ³⁹Ar geochronology. *Exploration Technology and interpreting methods Part IV, JICA-B.R.P.M. project (1998- 2002)*
- Wu X. et Delbove F. (1989) – Hydrothermal synthesis of gold-bearing arsenopyrite. *Economic Geology*, 84, p. 2029 - 2032
- Zhang Y.G. and Frantz J.D. (1989) – Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64, p. 335 - 350

ANNEXES

Annexe 1 - Liste d'échantillons du district de Tighza

Réf	DESCRIPTION MACROSCOPIQUE
NK003	Chapeau de fer de la structure Iguer Oujna: Barytine & oxyde de fer
NK017	Niveau cornéifié (alternance de lits sombres et de lits claires) très minéralisé
NK020	Lentilles synsédimentaires dans les Argilites noires renfermant des sulfures
NK028	(Quartz & mispickel & chalcopirite); minéralisation liée à la faille E-W
NK037	Filon à Mispickel de direction N170 au contact du granite à Mispickel
NK042	Faciès noir disséminé (mispickel) très altéré se trouvant au toit du filon à Barytine
NK047	Zone bréchifiée + sulfures, secteur de granite à Kaolin
NK061	Argilites noirs qui intercale avec les sills ?
NK062	Faciès noir, Argilite?
NK065	Calcaire griotte
	Granites
NK052	Granite à Kaolin
NK053	Granite de la Mine avec minéralisation à Mispickel
NK064	Granite de Tighza
NK 211	granite de la mine (piste près stockwerk)
NK216a	granite à mispickel (orienté)
NK216b	granite à mispickel
NK 219	microgranite (accident de Tighza)
	Filon W1 et satellites
NK070	Quartz hyalin + saccharoïde
NK055	Filon W1
NK056	Filon W1
NK071	Quartz saccharoïde
NK072	Quartz hyalin + saccharoïde (Muscovite)
NK073	Quartz hyalin + saccharoïde
NK074	Quartz gris à sulfures
NK075	Quartz au contact du granite la Mine = éch.12 de Mina
NK076	Quartz hyalin + Wolframite + Arsénopyrite

NK077a	Quartz hyalin + Muscovite
NK077b	Quartz hyalin + Muscovite
NK078	Quartz hyalin pur
NK079	Passage hyalin - saccharoïde + scheelite
NK080	Passage hyalin - saccharoïde
NK081a	Quartz saccharoïde + arsénopyrite
NK081b	Quartz saccharoïde + arsénopyrite
NK082a	Quartz + arsénopyrite
NK082b	Quartz + arsénopyrite
NK083	Quartz hyalin + wolframite
NK084	arsénopyrite = éch. 18 de Mina
NK85ab	arsénopyrite massif
NK086	Quartz + Sulfures
NK239	Quartz Q1a à géode (échantillons orienté)
NK240	Quartz à arsénopyrite déformée (échantillon orienté)
NK241	Quartz géodique
NK242	Quartz géodique avec sulfure (échantillons orientés)
NK246	Quartz + Scheelite du filon WO3
NK200	filon quartz avec As massif (ramification filon W5)
NK201	filon W5 à lollingite
NK202	filon W5 qz avec phlogopite, wolframite et scheelite
NK203	filon W4 qz avec wolframite et scheelite
NK204	filon W1 à arsénopyrite
NK207a	échantillon orienté de W1
NK207b	volante minéralisé de W1
NK208	filon WO3 (muscovite)
NK209	W1 nord (thalweg près du granite)
	Stockwerk minéralisé W du granite de la mine
NK087	Stockwerk dans le granite
	Zone à greisen
NK231	Greisen (orienté)
NK232	Veine de quartz + sulfures dans la zone à greisen
NK233	Greisen
NK234	Zone très oxydée(présentant des oxydes rubannés)
NK235	zone très oxydée avec des flammèches noires
NK236	Zone à scorodite très indurée
NK238	Brèche à éléments de l'encaissant+ Quartz + goethite en ruban
NK244	Greisen (échantillons orientés)
NK243	Greisen pris dans une fracture orientée N130
NK245	Lentille de Quartz + arsénopyrite (orientée)
NK210	couloir greisé
	Filon à arsénopyrite (NW du signal)

NK097	Filon à arsénopyrite (structure NW du Signal)
	Filon barytine
NK098	Filon de barytine + galène
	Puits Signal 9ème niv. 757 Structure à qz-asy-py
NK099	Quartz + arsénopyrite + pyrite (9ème niveau; puit du Signal)
	Puits Signal 9ème niv. 757 Structure à Mo
NK100	Fissure à Molybdénite + scheelite?
	Puits Signal 9ème niv. 757 Structure plomb-argent
NK101	Filon de la structure 18
NK102	Filon de la structure 18
NK103	Filon principal du Signal
	Puits Signal 9ème niv. 758
NK104	Skarnoïde à Tungstène
NK272	Filon à molybdénite
NK273	Granite kaolin frais pris au fond de la mine
NK274	Veine à quartz + arsénopyrite
NK275	Roche aphanitique qui coupe le filon à molybdénite
NK220	filonnets à molybdénite- scheelite
NK218	stockwerk à scheelite
	Disséminations sulfurées - Sud-est granite kaolin
NK105	Skarn à boxwork de pyrite (SE du granite Kaolin)
NK106	Skarn Viséen sans sulfures; (SE du granite à Kaolin)
NK107	Niveau silicifié hydrothermalisé (hydrothermalite), SE du granite Kaolin
NK108	Niveau à Mispickel + Pyrite (SE du granite Kaolin)
	Puits Signal niv. 707 Structure Po-Zn
NK109a	Structure à pyrrhotite + sphalérite
NK109b	Structure à pyrrhotite + sphalérite
	Puits Signal niv. 857 Structure Po-Zn
NK110	Structure à pyrrhotite + sphalérite; (niveau 857)
NK111	Silicifiat, bordure de NK110
NK112	Mur de la grande structure à pyrrhotite + sphalérite
	Disséminations SE - Sondages Sud-est granite kaolin
NK113	éch. du sondage SII-4; côte 136,20 (dissémination à pyrrhotite + Aspy)

NK114	éch. du sondage SII-4; côte 122,30 (dissémination à pyrrhotite + Aspy)
NK115	éch. du sondage SII-4; côte 133,20
NK116	éch. du sondage SII-4; côte 138,60
NK117	éch. du sondage SII-4; côte 33,90
NK118	éch. du sondage FNJ5; côte 280,45
NK119	éch. du sondage FNJ5; côte 235,80
NK120	éch. du sondage FNJ5; côte 295,40
NK121	éch. du sondage FNJ4; côte 298,50
NK122	éch. du sondage FNJ4; côte 299,45
NK123	éch du sondage FNJ4-bis; côte 152,40
NK124	éch. du sondage FNJ4-bis; côte 95,70
NK125	éch. du sondage FNJ4-bis; côte 96,70
NK126	éch. du sondage FNJ4-bis; côte 100,70
NK127	éch. du sondage FNJ4-bis; côte 45,80
NK128	éch. du sondage FNJ4-bis; côte 345,20
	Filon W1 Nord et extensions Est
NK 130	quartz à As (#NK 74)
NK 131	quartz à muscovite
NK 132	dyke magmatique tardif - filon de trondhjémite (?)
NK 133	fentes de tension à quartz recoupant granite de la mine
NK 134	structure N130° à quartz et As
NK 135	lentille quartzreuse Tr 2 (E granite à mispickel)
NK 136	lentille quartzreuse E Tr 2 (E granite à mispickel)
	Filon à mispickel
NK 137	filon à sulfures d'As
	"Fillons" de Tighza
NK 138	structure filonienne oxydée
NK 139	structure filonienne oxydée
NK 140	minéraux oxydés vert-jaune (voir RX)
	Filon Pb-Ag Sidi Ahmed (niveau 6)
NK 141	minerai Pb-Zn front E
NK 142a	quartz stérile
NK 142b	sidérite 1 stérile
NK 143	minerai rubané sidérite 2 - galène
NK 144a	début de lentille Pb-Ag front W (Zn en augmentation)
NK 144b	début de lentille Pb-Ag front W (Zn en augmentation)
	Sondages FPJ2 (filons parallèles)
NK 145	382 m, sulfures disséminés
NK 146	392 m Aspy - Py disséminés

NK 147	392.5 m Aspy - Py disséminés
NK 148	393 m Aspy - Py disséminés
NK 149	403.6 m filonnet sidérite -(Pb-Zn)
NK 150	421 m
NK 151	439 m
NK 152	440 m
	La grande Faille de Tighza
NK063	Brèche E-W (structure de Tighza) minéralisation Mispickel & Quartz
NK247	Cocarde pris dans la grande brèche de Tighza
NK248	Cocarde pris dans la grande brèche de Tighza
NK249	Géode de Quartz + barytine pris dans la grande brèche de Tighza
NK250	Faciès à clastes fin en bordure des cocardes
NK251	Brèche à sulfure à l'ouest de l'oued de Tighza
NK252	Brèche du haut
NK253	brèche à calcite
NK254	faciès rubané à sulfure
	Les Skarns du district de Tighza
NK031	Niveau oxydé, toujours présent à la base du faciès calcaire.
NK032	Skarn (Pyroxène & Grenat)
NK033	Calcaire bleu au sommet du Viseen présentant des fossiles (polypiers?)
NK034	Skarn niveau rougeâtre
NK035	Skarn niveau gris bleu
NK 217	skarn à vésuvianite - grenat
NK 212	chapeau de fer (skarn sud du granite kaolin)
NK 213	"filon" de quartz à arsénopyrite (col du skarn du granite à mispickel)
NK 214	imprégnation siliceuse à Aspy = NK178
NK 215	imprégnation siliceuse à Aspy = NK 178
NK039	Skarn à Pyroxénite (baguette de Pyroxène)
NK043	Skarn à Pyroxène & Grenatite (NW) du granite à Mispickel
NK044	Skarn : Grenatite (Grenat & Pyroxène) au niveau du TB
NK045	Brèche au contact du granite à Mispickel avec le Skarn
NK046	Skarn : Grenat & Amphibole au contact du granite à Mispickel
NK 221	skarn à scheelite (recoupe 214) = NK 104
NK 222	skarn à scheelite et phlogopite (recoupe 214)
NK160 A	Skarn secteur Est de l'oued Barytine
NK160 B	Skarn; les alternances de "banc" rouges dans les calcaires; contact
NK161	Skarn secteur Est de l'oued Barytine, pris au sommet de la colline
NK162	Skarn pris dans le chapeau de fer à coté du granite à mispickel
NK163	Skarn pris dans le chapeau de fer à coté du granite à mispickel
NK164	Skarn pris dans le chapeau de fer à coté du granite à mispickel
NK165	Skarnoïde pris dans le 1er col au dessus du TB
NK166	Cornéenne noire fine

NK167	Cornéenne gris clair skarnifié
NK168	Cornéenne skarnifiée
NK171 A	éch. Zone à sulfure de direction N120 dans le granite à mispickel
NK171 B	éch. Zone à sulfure de direction N120 dans le granite à mispickel
NK172 A	éch. Zone à sulfure de direction N120 dans le granite à mispickel
NK172 B	éch. Zone à sulfure de direction N120 dans le granite à mispickel
NK173	Cornéenne
NK174	Cornéenne noire
NK175	Cornéenne avec alternance de blanc et noir
NK176	Cornéenne - Calcschiste
NK177	Cornéenne
NK178 A	Skarn pris dans le col dans la zone de faille
NK178 B	Skarn pris dans le col dans la zone de faille
NK088a-b	Skarn à épidote près du contact du granite à Mispickel
NK089	Skarn à Vésuvianite près du granite à Mispickel
NK090	Grenat (andradite?) ; avec des zonalités
NK091	Skarn du contact (goethite) avec le granite à Mispickel
NK092	Skarn à épidote au contact du granite à Mispickel
NK093	Cipolin avec stockwerk ; dans le chapeau de fer, près du granite à Mispickel
NK094	Skarn à Pyroxène, chapeau de fer
NK095	Hydrothermalite (brèche de faille);
NK096	Galet à arsénopyrite + chalcopyrite
NK179 +	Calcaires Barrégien au Sud du Granite Kaolin
NK180	éch. présentant des alternances de vert avec des niveaux plus cristallisés
NK181	Pyroxénite (coloration en vert et recristallisation)
NK182	éch. présentant un contact net entre une veine verte et un calcaire très dure
NK183	calcaire traversé par des diaclases qui montrent un encroûtement,
NK184	éch. Filon de direction N100 subvertical de couleur verte avec des oxydes
NK185	éch. Limite des bancs calcaires montrant front de transformation par le fluide "vert"
NK186	pyroxénite avec des oxydes de sulfure. + malachite
NK187	Pyroxénite de la zone tectonisée et kaolinisée
NK047	Zone bréchifiée dans les grauwakes ; secteur de granite à Kaolin
NK048	Faciès riche en oxydes et des minéraux d'altération; secteur de granite à Kaolin
NK049	Skarn bicolore ; secteur de granite à Kaolin
NK050	Skarn à Grenat plus proche du granite à Kaolin
NK105	Skarn à Boxwork de pyrite (SE du granite Kaolin)
NK106	Skarn Viséen sans sulfures; (SE du granite à Kaolin)
NK107	Niveau silicifié hydrothermalisé (hydrothermalite), SE du granite Kaolin
NK108	Niveau à Mispickel + Pyrite (SE du granite Kaolin)
NK049	Skarn bicolore ; secteur du granite à Kaolin
NK050	Skarn à Grenat plus proche du granite à Kaolin
	Les dykes
NK036	Dyke de direction N70 très altéré traversé par le granite à Mispickel
NK010	Dyke doléritique? Direction N100

NK015	Dyke de direction E-W
NK022	Dyke de direction N130 (mur : Rhyolite grisâtre)
NK023	Dyke de direction N130 (toit : Rhyolite blanchâtre)
NK027	Dyke de direction N140/150
NK040	Dyke au contact du filon à Barytine
NK 204	filon de rhyolite recoupé par W1
NK 206	volante de microtrondjémite