



HAL
open science

Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : Structure, pétrologie et 'géochimie des gisements d'or de TirekAmesmesssa (Hoggar occidental, Algérie).

Abdelkader Semiani

► **To cite this version:**

Abdelkader Semiani. Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne: Structure, pétrologie et 'géochimie des gisements d'or de TirekAmesmesssa (Hoggar occidental, Algérie).. Géochimie. Université Rennes 1, 1995. Français. NNT : . tel-00675813

HAL Id: tel-00675813

<https://theses.hal.science/tel-00675813>

Submitted on 2 Mar 2012

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.

A. SEMIANI

ISSN 1240-1498

ISBN 2-905532-67-X

**métallogénie de la zone
de cisaillement aurifère
est-ouzzalienne :**

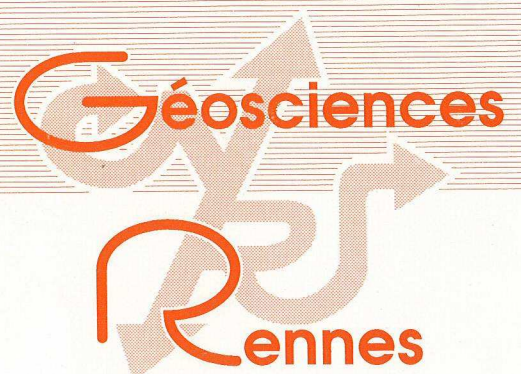
**STRUCTURE,
PETROLOGIE ET GEOCHIMIE
DES GISEMENTS D'OR
DE TIREK-AMESMESSA**

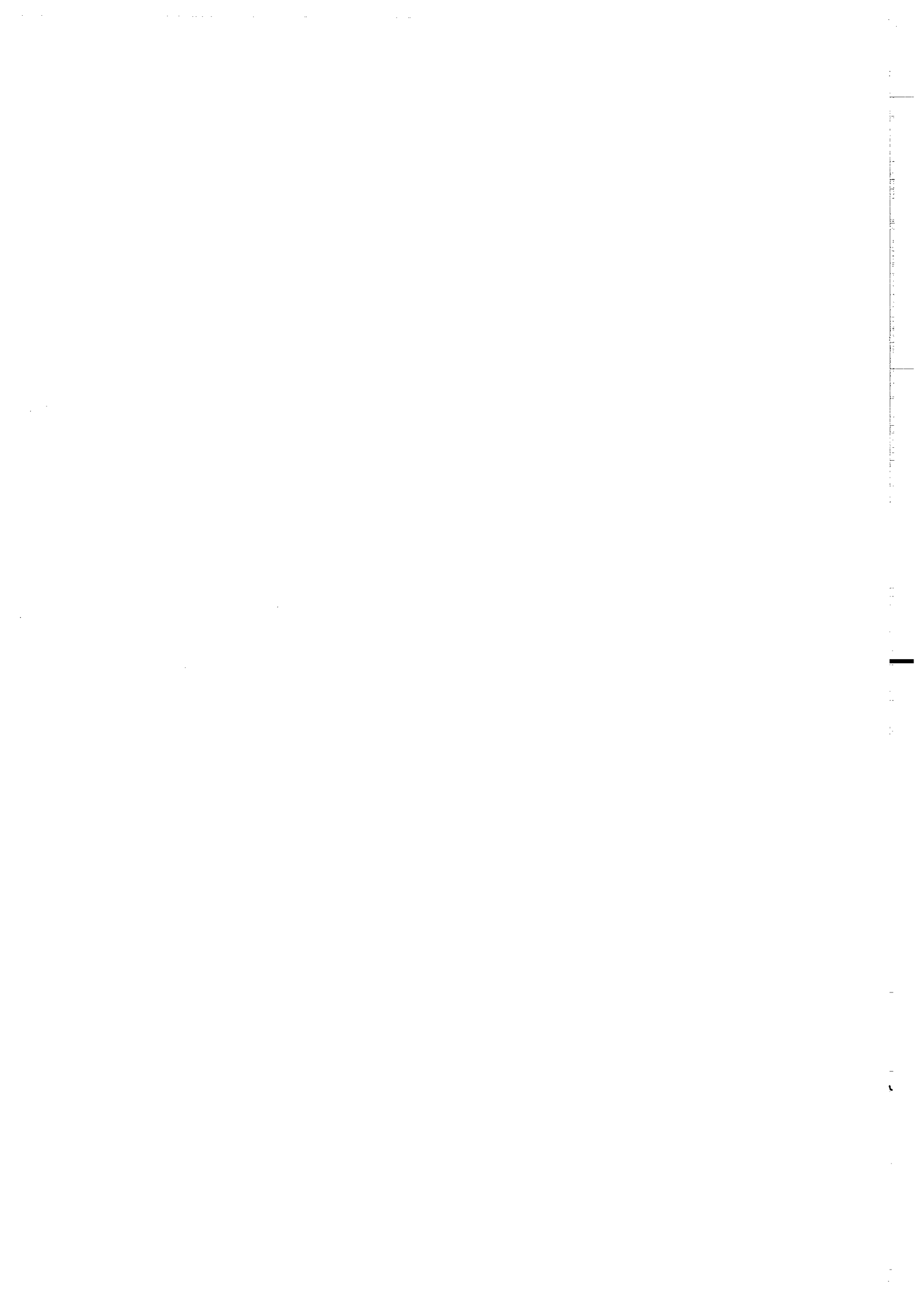
(HOGGAR OCCIDENTAL, ALGERIE)

MEMOIRES

1996

n° 68







MEMOIRES DE GEOSCIENCES - RENNES

n° 68

Abdelkader SEMIANI

**METALLOGENIE DE LA ZONE DE CISAILLEMENT AURIFERE
EST-OUZZALIENNE : STRUCTURE, PETROLOGIE ET GEOCHIMIE
DES GISEMENTS D'OR DE TIREK-AMESMESSA
(HOGGAR OCCIDENTAL, ALGERIE)**

**Thèse de Doctorat de l'Université de Rennes I
soutenue le 20 Février 1995**

**Géosciences - Rennes
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I
Campus de Beaulieu
F - 35042 - RENNES Cédex
(France)**

1995



ISSN : 1240-1498

ISBN : 2-905532-67-X

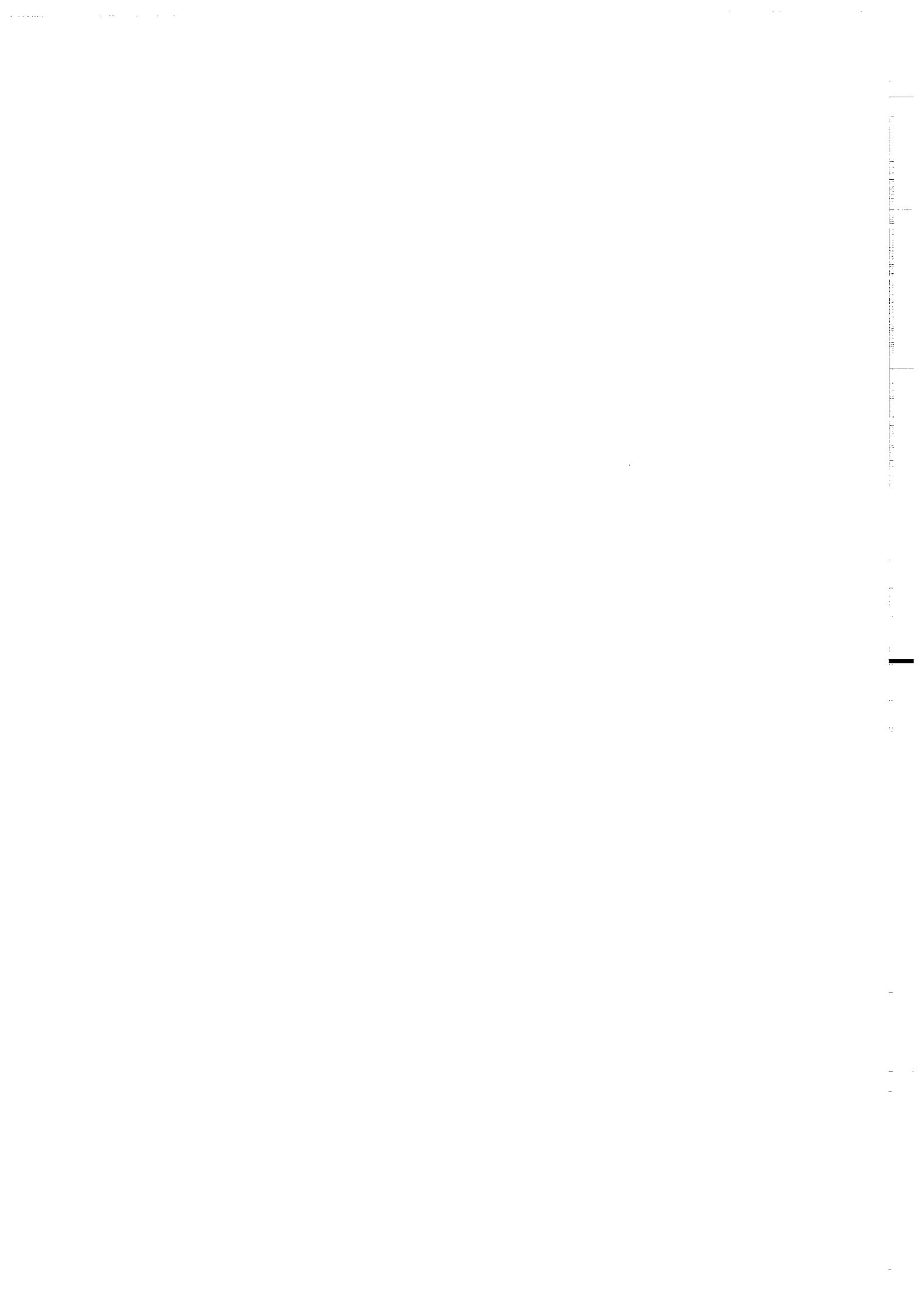
1995

**GEOSCIENCES-RENNES
UPR-CNRS n°4661
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
F-35042-RENNES Cédex (France)**

Abdelkader SEMIANI

**Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne :
Structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-
Amesmessas (Hoggar occidental, Algérie).**

Mémoires de Géosciences Rennes, n° 68, 262 p.



SOMMAIRE

PARTIE I : INTRODUCTION GENERALE

I. INTRODUCTION

II. GENERALITES SUR LES GISEMENTS ET INDICES D'OR DANS LE DISTRICT DE TIREK- AMESMESSA

PARTIE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL

I. LE HOGGAR ORIENTAL

1. Le socle de l'ouest (môle Issalane)
2. Le socle de l'Est
3. La série de Tiririne

II. LE HOGGAR CENTRAL

1. La série de l'Arechchoum
2. La série de l'Aleksod
3. Formations volcano-détritiques du Protéroïque supérieur
4. Evolution structurale et métamorphique

III. LE HOGGAR OCCIDENTAL

1. Le rameau occidental
2. Le rameau oriental
3. Caractérisation des différentes séries pharusiennes
4. Evolution structurale et métamorphique
5. Roches plutoniques dans le Hoggar occidental
 - 5.1. Les granitoïdes pré et syn-cinématiques
 - 5.2. Les granites tardi et post-tectoniques
 - 5.3. Les roches ultrabasiques

6. Les formations d'âge Eocambrien/Cambrien

7. Le mole in-ouzzal

- 7-1- Les orthogneiss et les granites charnockitiques
- 7.2. Les formations supracrustales
- 7.3. Les carbonatites et les syénites
- 7.4. Le magmatisme du cycle pan-africain
- 7.5. Les données géochronologiques
- 7.6. Evolution structurale et métamorphique
- 7.7. Conclusion sur l'étude du môle In-Ouzzal

PARTIE III : CADRE TECTONIQUE DU DISTRICT AURIFERE DE TIREK-AMESMESSA

I. INTRODUCTION

II. RELATION CISAILLEMENT - MINERALISATION AURIFERE

2. A l'échelle du Hoggar

1. A l'échelle de l'Afrique de l'ouest

- 2.1. La province du Hoggar oriental
- 2.2. La province de Silet -Timgaouine -Tin-Felki
- 2.3. La province ouzzalienne

III- CARACTERISATION DES ZONES DE CISAILLEMENTS CONTENANT LES FILONS DE QUARTZ AURIFERES

1. Le cisaillement Est-Ouzzalien

1.1. Localisation

- 1.1.1. *Domaine des protomylonites*
- 1.1.2. *Domaine des mylonites*
- 1.1.3. *Domaine des ultramylonites*

1.2. Nature du cisaillement

- 1.1.2. *La foliation*
- 1.1.3. *Le boudinage*
- 1.1.4. *La linéation d'allongement L1*
- 1.1.5. *Les plis*
- 1.1.6. *Conclusion*

1.2. Age du cisaillement Est-ouzzalien

- 1.2.1. *Travaux antérieurs*
- 1.2.2. *Nouvelles données géochronologiques*

1.3. Conditions P/T du fonctionnement du cisaillement Est-Ouzzalien

2. Les cisaillements intra-ouzzaliens sur l'exemple du cisaillement In-Allarène

- 2.1. Vue d'ensemble des cisaillement intra-ouzzaliens:
- 2.2. Le cisaillement In-Allarène:
 - 2.2.1. *Nature du cisaillement*

- 2.2.2. *Matériel présent dans le cisaillement*
- 2.2.3. *Age relatif du cisaillement*
- 3. **Les cisaillement orientés N40**

PARTIE IV : LES GISEMENTS D'OR : STRUCTURE ET EVOLUTION

I. CLASSIFICATION ET PARTICULARITES DES MINERALISATIONS AURIFERES

- 1. **Les filons de quartz non minéralisés**
- 2. **Les filons de quartz aurifères:**
 - 2.1. Type I:
 - 2-2- Type II
 - 2.3. Type III

II. CADRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE

1. Matériel ouzzalien

- 1.1. Les orthogneiss charnockitiques
- 1.2. Les granites charnockitiques pegmatitiques
- 1.3. les roches paradérivées et syénites associées
- 1.4. Les roches ultrabasiques
- 1.5. Les dykes de dolérites et de gabbros-dolérites
- 1.6. Description pétrographiques des roches

1.6.1. Les roches paradérivées et roches magmatiques

associées

- 1.6.1.1. *Les marbres:*
- 1.6.1.2. *Les métapélites*
- 1.6.1.3. *Les syénites quartziques*
- 1.6.1.4. *Les diopsidites*
- 1.6.1.5. *Les pyrigarnites*

1.6.2. *Les orthogneiss*

1.6.2.1. Les gneiss charnockitiques acides

1.6.2.2. Les gneiss charnockitiques basiques

intermédiaires

1.7. Rétromorphose post éburnéenne

2. Les formations du Protérozoïque moyen (compartiment Est)

2.1. L'ensemble occidental

2.2. L'ensemble oriental

2.3. Roches plutoniques associées au cisaillement décrochant Est-

ouzzalien

2-3-1 Caractérisation structurale et pétrographique des intrusions de roches basiques

III. CARACTERISATION DE LA MINERALISATION AURIFERE

- 1. Introduction et échantillonnage**
- 2. Minéralisation du type Amesmessa (type I)**
 - 2.1. Contrôles lithologiques
 - 2.2. Les bérinites
 - 2.2.1. *Géométrie des zones bérinitisées*
 - 2.2.2. *Pétrographie*
 - 2-2-3 *Evolution tectono-hydrothermale*
 - 2.2.4. *Minéralogie des bérinites*
 - 2.2.4.1. *Les carbonates*
 - 2.2.4.2 *Les phengites*
 - 2-2-5- *Estimation des conditions de formation des phengites*
 - 2-2-6- *Conclusion*
 - 2-4 Les Filons de quartz
 - 2.4.1. *Aspect macroscopiques*
 - 2.4.2. *Evolution structurale des quartz filoniens*
 - 2.4.2.1. *Les stades précoces*
 - 2.4.2.2. *Les stades tardifs*
 - 2.4.2.3. *Synthèse : une évolution en trois cycles*
 - 2.4.3. *Minéralogie des filons*
 - 2.4.3.1. *Carbonates*
 - 2.4.3.2. *Séricites*
 - 2.4.3.3. *Sulfures*
 - 2.4.3.4. *Or*
 - 2.4.4. *Estimations thermo-barométriques*
 - 2.4.4.1. *Phengites*
 - 2.4.4.2. *Illite*
- 3. Minéralisation du type Tirek (type II).**
 - 3.1. Conditions de gisement
 - 3.1.1. *Les cataclasites*
 - 3.1.2. *Les filons et la minéralisation*
 - 3.2. Evolution structurale des quartz filoniens
 - 3.3. La minéralisation auro-sulfurée
 - 3.3.1. *La pyrite*
 - 3.3.2. *L'or*
 - 3.4. Minéralogie des filons de Tirek
- 4. Synthèse des gisements de la zone de cisaillement Est-ouzzalienne**
- 5. Les minéralisations du type In-Allarène (type III) sur l'exemple du gisement de Kiouène**
 - 5.1. Conditions de gisement
 - 5.1.1. *Les cataclasites*
 - 5.1.2. *Les filons de quartz et leur minéralisation*
 - 5.2. Evolution tectono-hydrothermale
 - 5.3. Minéralogie
 - 5.4. Conclusion

IV. CONCLUSION : CARACTERES GENERAUX DES GISEMENTS D'OR OUZZALIENS

- 1. Unité des minéralisations aurifères de l'In Ouzzal**
- 2. Variations inter-gisements**

PARTIE V - LES INCLUSIONS FLUIDES

I-METHODE D'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

1- Introduction

- 1-1- Etude microthermométrie
- 1-2- Chronologie
- 1-3- Forme et structure des inclusions
- 1-4- Les phénomènes post-piégeages

2- Etude microthermométrie

- 2.1 Appareillage
- 2.2- Étalonnage de l'appareillage

3- Nomenclature

4- Microsonde Laser à effet Raman

II- ETUDES DES INCLUSIONS FLUIDES DES DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS

1 Intérêt et objectif

2- Choix des échantillons étudiés

3- Minéralisation de la zone de cisaillement Est-Ouzzalienne

3-1- Principales générations de fluides

- 3.1.1. *Les fluides du cycle II*
- 3.1.3. *Les fluides du cycle III*
- 3.1.4. *Conclusion*

3.2. Caractérisation des principales générations de fluides

- 3.2.1. *Les fluides aquo-carboniques précoces (CWII)*
 - 3.2.1.1. *Microthermométrie*
 - 3.2.1.2. *Composition*
- 3.2.3. *Les fluides aquo-carboniques tardifs (CWIII)*
 - 3.2.3.1. *Microthermométrie*
 - 3.2.3.2. *Composition*
- 3.2.4. *Les fluides minéralisateurs (WIII)*
 - 3.2.4.1 *Microthermométrie*
 - 3.2.4.2. *Composition*

3.3. Thermobarométrie : le chemin P-T-t

- 3.3.1. *Les fluides CWII*
- 3.3.2. *Les fluides WII*
- 3.3.3. *Les fluides CWIII*
- 3.3.4. *Les fluides WIII*
 - 3.3.4.1 *Raisonnement indirect*

3.3.4.2. *Les données de la géologie*

3.3.4.3. *Conclusion: profondeur et température de la minéralisation aurifère*

3.3.5. *Synthèse: le chemin P-T-t de la ZCEO*

3.4 Conclusion: évolution P-T-X-t des fluides de la ZCEO

3.4.1. *Un bilan: identification des "pôles purs" des fluides hydrothermaux*

3.4.2. *Synthèse de l'évolution hydrothermale de la ZCEO*

3.4.2.1. *Les fluides du cycle II*

3.2.4.2. *Les fluides du cycle III*

3.4.3. *Conclusion: originalité de la ZCEO en tant que gisement d'or*

4- Etude des inclusions fluides associées aux minéralisations aurifères intra-ouzzalienne sur l'exemple du gisement de Kiouène

4.1. *Nature des fluides*

4.2. *Caractéristiques microthermométriques*

4.3. *Composition des inclusions aquo-carboniques*

4.4. *Conclusion*

PARTIE V - GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

I- INTRODUCTION

II- GEOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES:

1- Les fluides précoces liés à la mylonitisation

1-1 Compositions isotopiques de l'oxygène et hydrogène:

1-2- Signification des compositions isotopiques:

2 Les fluides associés à la mise en place des filons de quartz

3- Les fluides liés aux processus de carbonatation:

3-1- Introduction - stratégie:

3-2- Résultats analytiques:

3-2-1- *Compositions $\delta^{18}O$ des carbonates*

3-2-2 *Le $\delta^{13}C$ des fluides liés à la carbonatation*

II - LES ISOTOPES DU PLOMB ASSOCIE AUX DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS

1 Intérêt de la géochimie isotopique du Pb commun

2- Application de la géochimie isotopique du Pb au district aurifère de Tirek-Amesmesssa :

2-1 Introduction

2-2- Choix des échantillons

3- Résultats obtenus

4- Conclusion

PARTIE VII : ELEMENTS D'UN MODELE GENETIQUE

1. La ZCEO et ses gisements

1.1. Cycle I: la fin du cisaillement ductile le long de la ZCEO

1.1.1. Nature des fluides impliqués dans le fonctionnement tardif de la ZCEO

1.1.2. Modèle géologique

1.1.3. Implications métallogéniques

1.2. Cycle II

1.3. Cycle III: la minéralisation auro-sulfurée

1.3.1. Nature des fluides

1.3.1.1. Fluides aqueux

1.3.1.2. Fluide aquo-carbonique

1.3.2. Le problème des sources de chaleur

1.3.3. Le problème de la source de l'or

1.3.3.1. Arguments pour une origine dans l'In Ouzzal

1.3.3.2. Faisabilité d'une source dans l'In Ouzzal

1.3.3.4. Conclusion

1.3.4. Le modèle géologique

2. Les gisements intra-ouzzaliens (type Kiouène)



PARTIE I
INTRODUCTION GENERALE



I. INTRODUCTION

Cette thèse est une contribution à la connaissance des conditions de mise en place des minéralisations aurifères du district de Tirek-Amesmessa, situé dans le Sud du Hoggar algérien (province ouzzalienne), selon une double approche: - l'étude de terrain permettra de situer les structures minéralisées dans leur contexte géologique, spatial et temporel; - l'étude microstructurale, des inclusions fluides et des isotopes permettra d'apporter des arguments sur la nature et l'origine des fluides impliqués dans les phénomènes hydrothermaux responsables de l'apparition des gisements d'or dans la province ouzzalienne. Une compréhension génétique des mécanismes minéralisateurs et la reconstruction de leur contexte tectonique passe obligatoirement par l'établissement d'une chronologie relative et absolue la plus précise possible de la succession d'événements qui ont pu conduire à l'apparition des minéralisations ainsi que les chemins pression-température-temps correspondants.

Ainsi, la première approche (contenue dans les parties I, II, III et IV du mémoire) peut être considérée comme une macroanalyse des principaux facteurs structuraux et lithologiques qui contrôlent la distribution des zones de minéralisations, ceci après avoir mis en relief les grands traits de la géologie du Hoggar. A l'issue de cette approche, la problématique de l'origine du gisement va se trouver précisée et mettra en évidence les questions essentielles auxquelles nous tenterons d'apporter des réponses, les réponses à ces questions étant susceptibles d'apporter des éléments de choix dans la stratégie à adopter pour la recherche minière locale. Ces questions peuvent être résumées ainsi: - pourquoi l'or se situe-t-il à l'intérieur ou à proximité des terrains archéens dans la province aurifère du Hoggar occidental?; - pourquoi la minéralisation est-elle contrôlée par des zones de cisaillement d'ordre régional (amplitude lithosphérique) ?; - existe-il un lien génétique entre l'or et l'intrusion de roches basiques spatialement associées ?; - existe-t-il une liaison spatiale et génétique avec d'autres types de roches, en particulier avec certaines lithologies archéennes (formations supracrustales) ?; - et enfin, quelle est la source des fluides qui ont drainé l'or et les métaux de base associés, sachant qu'au départ, une partie au moins des roches hôtes de la minéralisation étaient potentiellement anhydres ?

La deuxième approche (les parties IV, V, VI) concerne la caractérisation et la comparaison des différents types de minéralisations aurifères. Il y sera surtout question de reconstituer l'évolution tectono-hydrothermale et la caractérisation des différents fluides impliqués dans les processus hydrothermaux. On essaiera d'établir des correspondances entre la circulation des différentes phases fluides, les stades d'altération hydrothermale et de déformation, l'apparition des paragenèses métallifères spécifiques, les signatures isotopiques. Cette approche utilise des données microstructurales et isotopiques (stables et radiogéniques), confrontées à une étude sur les inclusions fluides menées au C.R.E.G.U (Centre de Recherche sur la Géologie de l'Uranium) de Nancy.

L'identification des différentes phases fluides impliquées dans le processus hydrothermal et le chemin P/T composition chimique des fluides a été l'objectif majeur de l'étude des inclusions fluides. Une attention particulière a été portée aux minéralisations associées au cisaillement Est-ouzzalien puisqu'elles constituent le potentiel aurifère le plus important, dont la dimension régionale est à souligner.

La confrontation des différentes données acquises devrait enfin nous permettre de proposer un modèle génétique pour l'ensemble des minéralisations attribuées au district aurifère de Tirek-Amesmesssa (partie VII).

Comme intérêt pratique, cette étude doit permettre de mieux cerner les cibles de prospection futures dans le Hoggar en partant d'une vision métallogénique plus rationnelle. En particulier, la compréhension du gisement de Tirek-Amessmesssa peut permettre de déterminer si celui-ci est le fruit d'un concours de circonstances particulier, autrement dit attribuable à l'existence d'une singularité géologique (telle que l'intrusion de corps basiques syncinématiques). A l'opposé, le gisement peut être le résultat de la coexistence d'un ensemble de conditions assez communément réalisée au Hoggar occidental. Il est clair que l'un ou l'autre cas de figure implique des stratégies de recherches différentes pour identifier les structures potentiellement les plus fertiles à recèler des gîtes aurifères. Il reste en effet beaucoup à faire sur ce plan dans le Hoggar, plus particulièrement dans des terrains éburnéens, biens connus pour être potentiellement de bonnes cibles pour la prospection de l'or dans les pays voisins (Mali, Burkina-Fasso, Côte d'Ivoire, Ghana...; voir par exemple la synthèse de Milési, 1989).

II. GENERALITES SUR LES GISEMENTS ET INDICES D'OR DANS LE DISTRICT DE TIREK- AMESMESSA:

Les gisements et indices d'or localisés dans les limites du môle In-Ouzzal sont situés à l'extrême sud de l'Algérie, à quelques 2600 km au sud d'Alger. Les premiers filons de quartz aurifère furent découverts par hasard par des prospecteurs roumains en 1969/1970, lors d'une campagne de prospection menée sur les métaux rares. Depuis cette date, plusieurs projets de recherche et de prospection ont été entrepris.

Ce n'est qu'en 1980 que l'importance des différents indices et gisements s'est affirmée, après la reconnaissance de l'existence de la minéralisation aurifère dans l'encaissant altéré des filons de quartz. Le bilan actuellement établi donne une estimation de l'ordre de 100 t d'or avec une teneur moyenne de l'ordre de 10-15 g/t, ceci pour les deux principaux secteurs de Tirek et d'Amesmesssa. Cependant, il a été recensé, dans la zone de jonction entre ces deux localités, de nombreux filons de quartz aurifère affleurant de façon discontinue sur plus de 50 km (les dimensions horizontales de ces filons vont de quelques dizaines de mètres à plus de 800 m de long, pour des épaisseurs moyennes de l'ordre de 0,40 m et des teneurs moyennes de l'ordre de 8 à 15g/t). Ceci suggère que les réserves potentielles de l'ensemble du district doivent nettement être révisées à la hausse du fait, d'une part de l'appartenance de nombreuses zones aurifères (non encore évaluées) au même type de structures que celles qui abritent les deux principaux gisements reconnus dans le domaine de l'accident est-ouzzalien (Tirek et Amesmesssa) et d'autre part, de l'existence d'autres types de filons de quartz aurifère non explorés en domaine intra-ouzzalien.

Par conséquent, l'ensemble des données disponibles argumente en faveur de l'existence d'un important potentiel aurifère dans les limites de la province ouzzalienne, d'autant plus que l'enracinement des zones minéralisées avérées, reconnu par sondages, dépasse 500 m de profondeur.

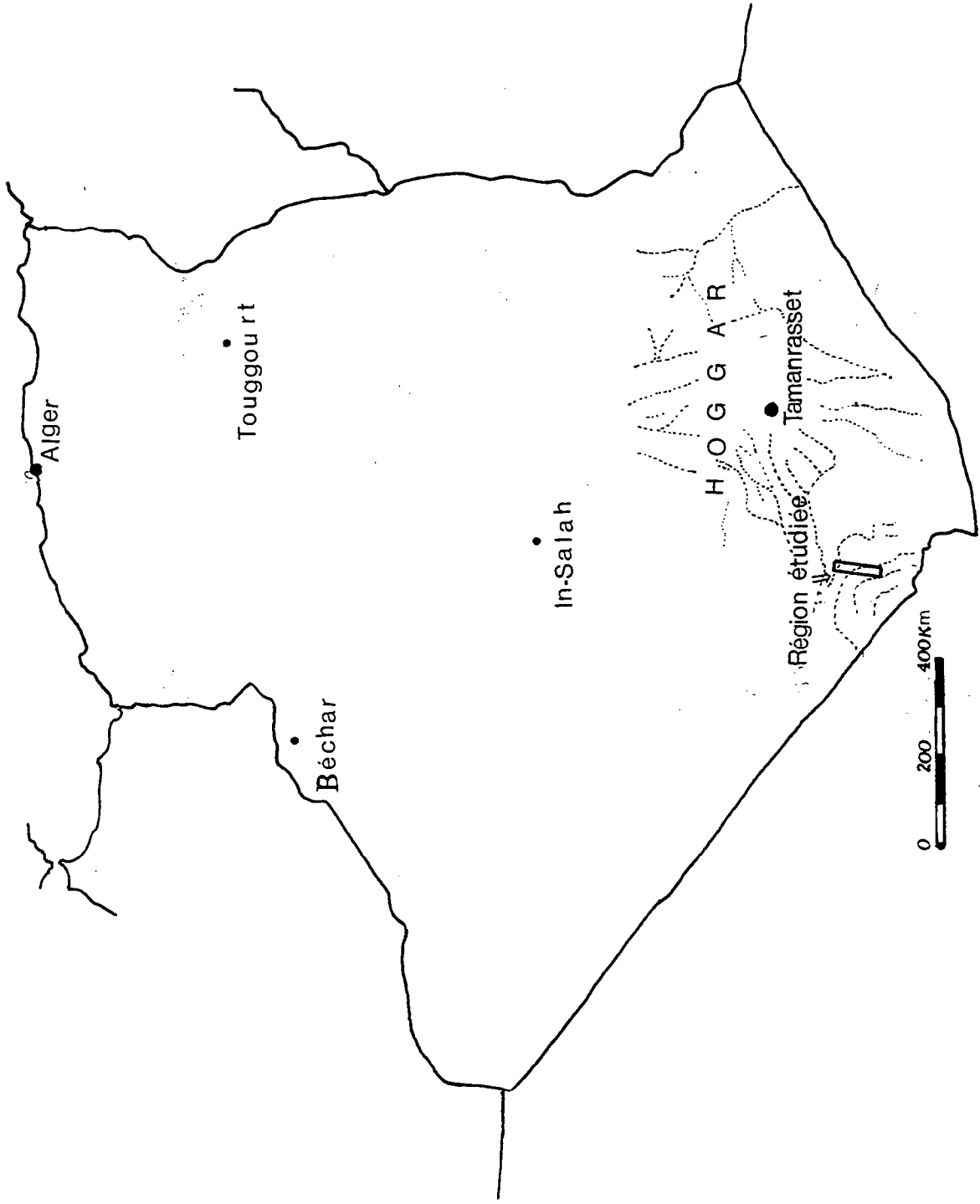
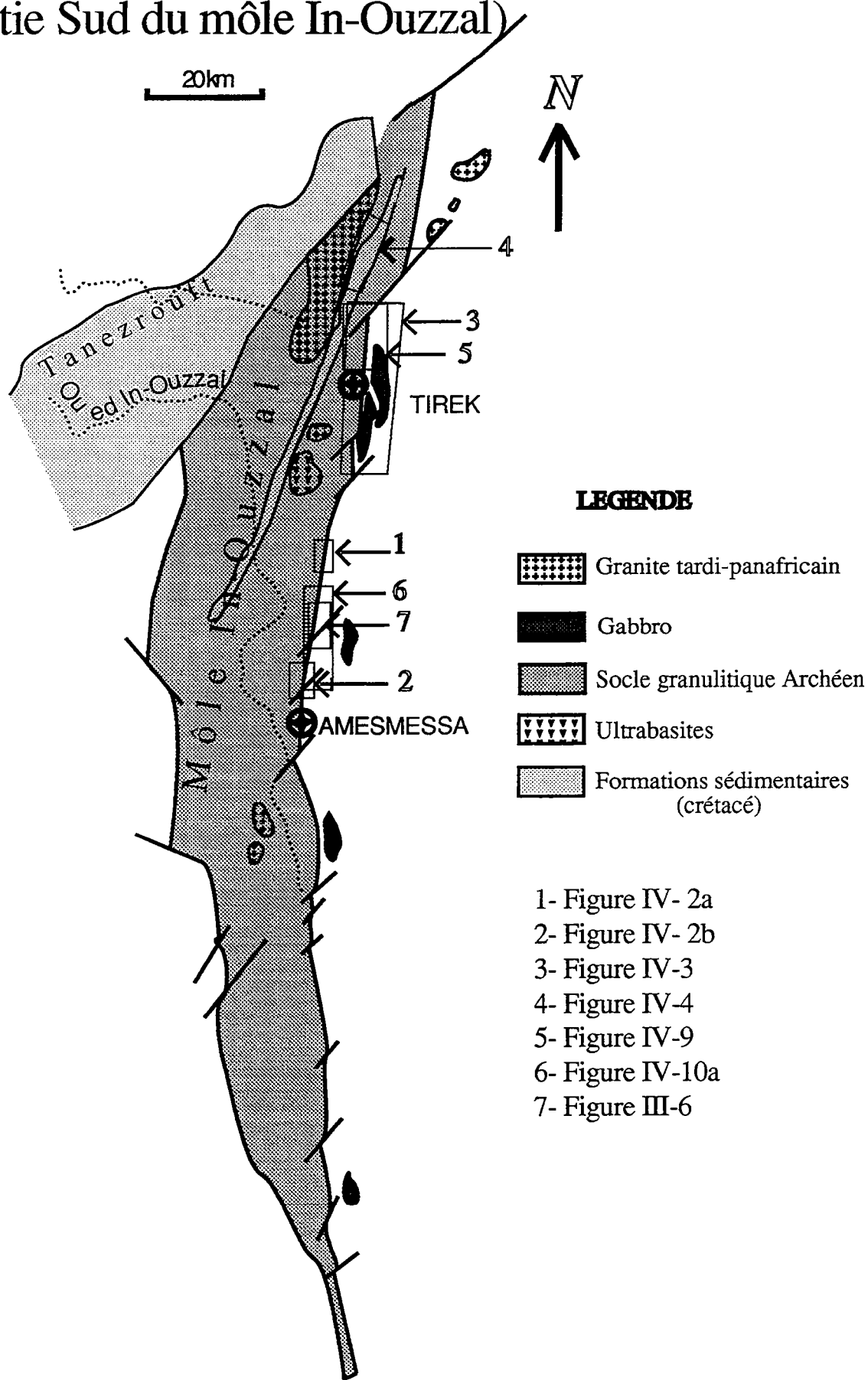


Figure.1: CARTE DE SITUATION

Carte de localisation des zones étudiées (Partie Sud du môle In-Ouzzal)





PARTIE II
CONTEXTE GEOLOGIQUE



Le bouclier Touareg fait partie de la chaîne panafricaine trans-saharienne (Cahen et al, 1984). Il est composé de trois domaines allongés N-S qui présentent des caractéristiques lithologiques et structurales différentes ((fig II-1). Une telle disposition résulte d'un serrage E-W extrême vers 600 Ma du bouclier Touareg entre deux plaques rigides: le craton ouest africain et le craton est-africain (Bertrand et Caby, 1978).

Ces trois domaines sont, d'Est en Ouest: le Hoggar oriental, le Hoggar central et le Hoggar occidental. Ils sont respectivement séparés par les accidents transcurrents majeurs d'orientation subméridienne: 8°30' et 4°50'.

I. LE HOGGAR ORIENTAL

Le Hoggar oriental est caractérisé par l'existence de deux socles séparés par un rameau linéaire très étroit, la chaîne Tiririnienne dont l'évolution sédimentaire et orogénique serait entièrement ensialique (Bertrand et al., 1978). Dans cette région, où peu de travaux ont été effectués, on peut distinguer:

1. Le socle de l'ouest (môle Issalane)

C'est un bloc homogène d'élongation N-S s'étendant sur plus de 60km, qui borde la limite occidentale de l'accident 8°30'. Il est formé de métasédiments (métapelites, marbres), de metabasites, de gneiss souvent alcalins et de migmatites. Un âge ponctuel à 3300 Ma (Latouche et Vidal, 1974) indique l'existence de protolithes archéens dans ce socle. Le métamorphisme original de haut grade est effacé au profit d'une rétomorphose en faciès schistes verts. On note seulement quelques reliques des minéraux de haut grade de métamorphisme: amphiboles brunes, clinopyroxènes, grenats et rutile. Le contact de ce socle avec la série de Tiririne est toujours anormal: chevauchement vers l'Est évoluant en décrochement dextre.

2. Le socle de l'Est

Il est encore mal étudié (formation de Tafassasset-Djanet). Il diffère du môle Issalane par sa lithologie (abondance des termes volcano-détritiques), par

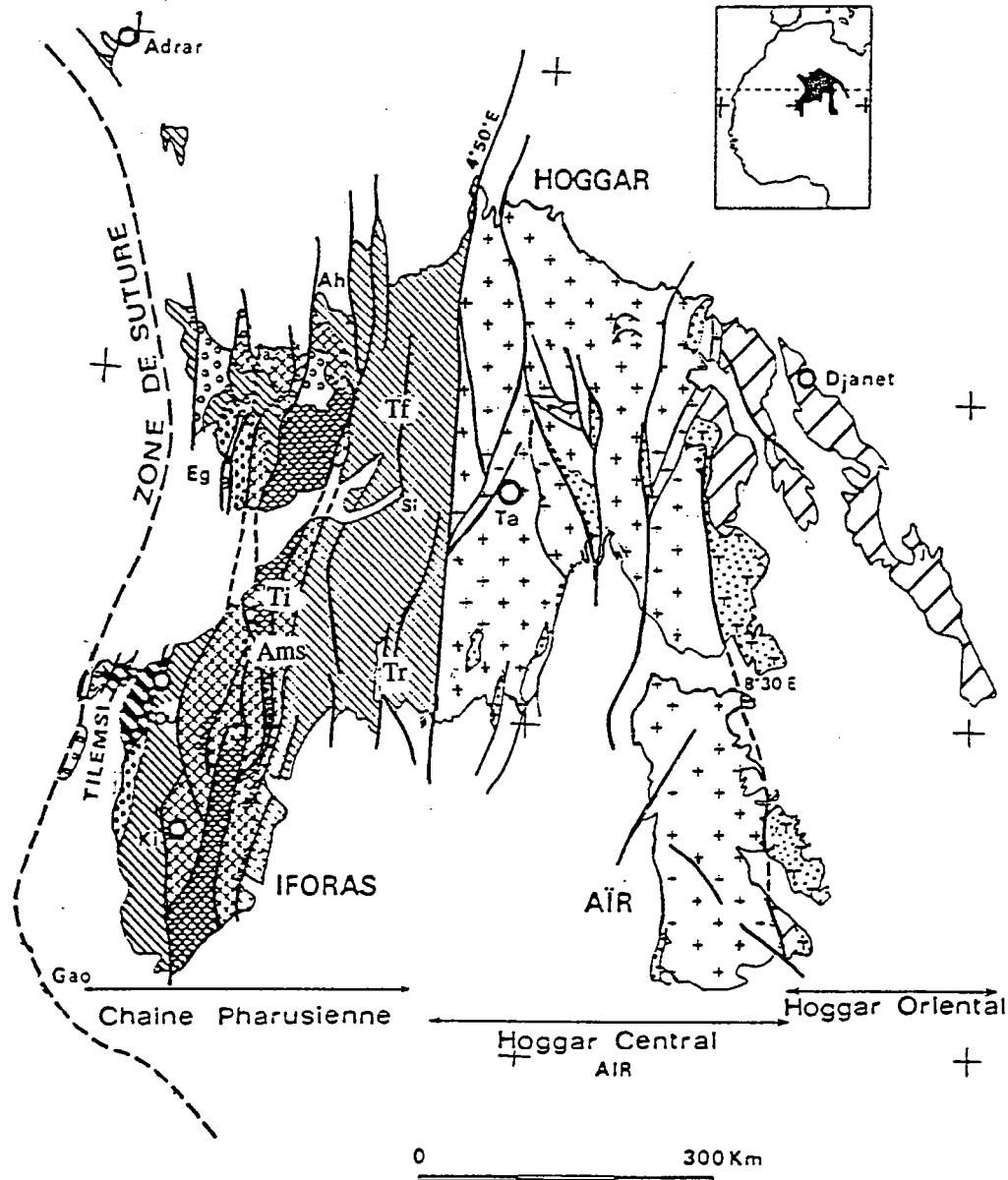











Figure II-1 : Carte géologique simplifiée du Hoggar (d'après Caby et al., 1981)

LEGENDE

-  -Domaine Archéen granulitique (métamorphisé à l'eburnéen)
-  -Domaine Eburnéen réactivé au Panafricain
-  -Gneiss pré-Panafricain réactivés
-  -Roches indifférenciées du Hoggar oriental (métamorphisme à 725 Ma environ)
-  -Sédiments de plate-forme du Protérozoïque supérieur
-  -Greywackes et roches magmatiques de la chaîne panafricaine
-  -Formations volcano-détritiques du Hoggar central et oriental
-  -Molasse (série pourprée) proparte cambrienne
-  -Couverture Paléozoïque et Mézozoïque

Ta: Tamarrasset; Si: silet; Ah: Ahnet; Eg: Egalatis; Ams: Amesmessa; Ti: Tirek; Tr: Tin-Rhéroh; Tf: Tin-Felki; Ki: Kidal

l'énorme développement de granodiorites tardi-tectoniques, datées en U-Pb autour de 725 Ma et par son degré de métamorphisme nettement plus faible (faciès schistes verts). Ce socle supporte en discordance la série de Tiririne, tabulaire et progressivement déformée vers le Nord au cours de l'événement Pan- africain.

3. La série de Tiririne

Cette série longe la bordure occidentale de la zone de cisaillement 8°30'. Elle est constituée de dépôts détritiques épais de plus de 6000 m. La sédimentation combine des caractères molassiques (arkoses et conglomérats dérivant du socle oriental) et des caractères plus nettement orogéniques (faciès flyschoides). La nature pétrographique de ces sédiments montre qu'ils dérivent entièrement du domaine de Tafassasset-Djanet décrit précédemment. Des laves rhyolitiques formant de nombreux sills constituent l'essentiel des formations volcaniques associées à ces sédiments.

Cette série présente des similitudes avec la série verte du Protérozoïque supérieur de l'Ouest du Hoggar, notamment en ce qui concerne les conglomérats polygéniques et les grès. Cependant, l'abondance des conglomérats glaciogéniques et des calcaires riches en matière organique dans l'unité intermédiaire de la série de Tiririne la rapproche aussi de la "série pourprée" d'âge Eocambrien à Cambrien (Caby et Moussu, 1968) (voir paragraphe 4). L'ensemble supérieur de la série de Tiririne renferme des sédiments clastiques à nombreux niveaux de conglomérats polygéniques qui sont caractéristiques d'un environnement fluviatile.

L'âge de la série de Tiririne est compris dans la fourchette suivante: La sédimentation est antérieure à la mise en place des nombreuses roches plutoniques intrusives (gabbros, diorites, grano-diorites) qui la recourent. Parmi celles-ci, des âges allant de 604 à 585 Ma ont été obtenus. La sédimentation est en partie synchrone de la mise en place des sills plutoniques pré-tectoniques et pré-métamorphiques, interstratifiés dans la formation et datés à 660 Ma par la méthode U-Pb sur zircon.

Les âges obtenus sur les granites syn-tectoniques pan-africains dans l'ouest et le centre du Hoggar entre 620 et 670 Ma (Allègre et Caby, 1972; Bertrand et Lasserre, 1976; Picciotto et al., 1985), semblent indiquer un diachronisme progressif de l'événement orogénique panafricain puisque dans le

Hoggar oriental les granites syntectoniques donnent seulement des âges de l'ordre de 604 Ma (Bertrand et al., 1978).

II. LE HOGGAR CENTRAL

Il représente la partie médiane du bouclier, et est limité à l'est et à l'ouest par deux gigantesques accidents décrochants, dénommés respectivement 8°30' et 4°50'. Par opposition au domaine précédent, le Hoggar central comporte très peu de matériel sédimentaire ou volcanique d'âge Protérozoïque supérieur qui ne forme que des sillons étroits, allongés N-S (Bertrand et al. 1984).

Des formations d'âge Protérozoïque inférieur et proparte Archéen prédominent dans ce domaine. Ce sont des migmatites et des gneiss rubanés de composition granodioritique à tonalitique, associés à des orthogneiss oeillés (datés à environ 2000 Ma; Bertrand, 1974; Barbey, 1989) et à des formations métasédimentaires contenant des gneiss variés, des marbres, des quartzites et des micaschistes, localement connus dans le faciès granulitique d'âge Eburnéen (Gour Oumelalen: Vidal et Latouche, 1974).

Dans l'ensemble de ces gneiss "suggariens" (Kilian, 1932; Lelubre, 1952), actuellement interprétés comme représentant du matériel d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur ayant subi une déformation et un métamorphisme d'âge Eburnéen (vers 2 Ga), on regroupe deux séries types. Ce sont la série de l'Arechchoum et la série de l'Aleksod.

1. La série de l'Arechchoum

Elle est composée d'orthogneiss tonalitiques ou granitiques, formant des gneiss rubanés et homogènes, avec parfois des gneiss oeillés et de rares métasédiments. Les roches dominantes sont des gneiss gris à grain fin, constitués de quartz, d'oligoclase, de biotite et de proportions faibles et variables de microcline et de hornblende. Des âges appartenant au cycle Libérien (= Ouzzalien) ont été décelés dans cette série (Bertrand, 1974); ils s'étalent entre 3300 et 2450 ± 100 Ma (gneiss rubanés).

2. La série de l'Aleksod

Elle surmonte en discordance la précédente et représente une série métasédimentaire de plate-forme composée de quartzites, marbres, métapélites et roches volcano-détritiques, le tout associé à un grand volume de roches basiques et de migmatites granodioritiques. Cette série est déformée et métamorphisée dans les conditions du faciès amphibolite initialement daté aux environs de 930-1050 Ma (Bertrand, 1974; Bertrand et Lasserre, 1976), âge qui a depuis été remis en question. En effet les protolithes granodioritiques d'où dérivent ces migmatites auraient un âge de 2100 Ma (Barbey, 1989) et le métamorphisme serait plus récent: des âges de 600 jusqu'à 570 Ma obtenus sur biotites par la méthode Rb-Sr et à 550 Ma par traces de fission sur sphène et zircon (Carpena, 1982) dans les régions d'Arefsa, de l'E'geré et de l'Aleksod sont beaucoup plus significatifs (Caby, 1987).

3. Formations volcano-détritiques du Protéroïque supérieur

Elles sont déformées et métamorphisées dans les conditions de faciès schistes verts en présentant les mêmes caractéristiques que leurs analogues affleurant dans le domaine du Hoggar occidental (série verte du Hoggar Occidental, voir chapitre III). Elles sont généralement en contact tectonique avec les terrains précédents

4. Evolution structurale et métamorphique

La structure géométrique et métamorphique du Hoggar central reflète la double influence de l'histoire éburnéenne et de l'histoire pan-africaine. Les différents travaux effectués (Latouche, 1978; Vitel, 1979; Ouzegane, 1981; Bouamar, 1991) ont en effet distingué un métamorphisme de pression intermédiaire qui correspond à l'événement éburnéen et un métamorphisme de basse pression consécutif surtout aux effets thermiques associés à la mise en place des granites au cours du Pan-africain et au fonctionnement des décrochements tardifs.

Les effets de la réactivation pan-africaine se manifestent par:

- un stade précoce de tectonique tangentielle profonde à vergence NNE correspondant à la remobilisation des vieux gneiss datés à 2075 ± 30 Ma. (Bertrand et al, 1986). Cette tectonique est accompagnée par la mise en place de complexes granitiques calco-alcalins qui couvrent actuellement une surface considérable. Des âges U/Pb sur zircon, sphène, ou monazite de ces granitoïdes sont échelonnés entre 629 et 578 Ma (Bertrand et al., 1986 a et b; Lapique et al.,

1986):

- une période dominée par le jeu de cisaillements qui appartiennent à deux familles:

a- les cisaillement orientés NE-SW, matérialisés par des mylonites formées dans des conditions de faciès amphibolite. Lapique et al. (1986) les interprètent comme des rampes latérales de grands chevauchements;

b- les zones mylonitiques rétomorphiques décrochantes dextres (NNE-SSW) ou sénestres (NNW-SSE) définissant un réseau conjugué compatible avec un raccourcissement E-W.

Des plutons granitiques d'affinité subalcaline se mettent en place sous le contrôle tectonique de ces deux types d'accidents. Les granites les plus tardifs, de géométrie subcirculaire à elliptique et de chimisme fortement peralumineux (minéralisés en W, Sn, Li), semblent se mettre en place à la faveur de tectonique cassante locale en contexte extensif (Cheilletz et al., 1988).

III. LE HOGGAR OCCIDENTAL

C'est dans ce domaine que les minéralisations aurifères, objet de notre étude, sont localisées. De ce fait, nous développons un peu plus les descriptions résumées de ce domaine.

Le Hoggar occidental (où "chaîne pharusienne") est un vaste domaine où affleurent essentiellement des formations volcano-sédimentaires et volcaniques d'âge Protérozoïque moyen et supérieur (fig. II-2). Il est limité à l'ouest par le craton ouest-africain à noyaux d'âge Archéen. A l'est, il est séparé du Hoggar central par l'accident subméridien 4°50. Ce vaste domaine est subdivisé en deux rameaux (Caby, 1970; Bertrand, 1972; Black, 1978) séparés par l'unité granulitique d'In-Ouzzal, laquelle est constituée de matériaux d'âge Archéen, structurés et métamorphisés à l'Eburnéen (Ferrara et Gravelle 1966; Allègre et Caby, 1972; Lancelot et al., 1976; Ben-Othman et al., 1984 ; Peucat et al. 1991; Haddoum et al., 1994).

1. Le rameau occidental

Le rameau occidental, à structure complexe, comprend:

- des fragments du socle du Protérozoïque inférieur injectés par des granites syntectoniques éburnéens (2090 Ma.) (Allègre et Caby 1972).

- La série à stromatolites, métamorphisée dans le faciès amphibolite, et constituée par des marbres, des amphibolites des quartzites et des metabasites. Elle est discordante sur le socle précédent et est recoupée à sa base par des rhyolites datées par la méthode Rb-Sr à 1100 Ma (Allègre et Caby, 1972).

- la série verte, discordante sur la série à stromatolites, comprenant des métasédiments et des volcanites métamorphisés dans le faciès schistes verts.

- La série molassique éocambrienne/cambrienne discordante sur l'ensemble des séries précédentes. Elle contient plusieurs niveaux de matériel volcanique essentiellement rhyolitique daté à 520 Ma (voir paragraphe 5)

2. Le rameau oriental

Dans le rameau oriental, deux ensembles antérieurs à la tectogenèse panafricaine ont été reconnus (Gravelle, 1969). La discordance séparant ces deux ensembles a été reconnue à Timesselarsine (région de Silet). Dans cette localité, le critère de reconnaissance est basé sur les relations mutuelles de ces deux ensembles avec les batholites intrusifs de Tin-Tékadiouit (868 ± 8 Ma) et de Taklet (839 ± 4 Ma). Le premier batholite est intrusif dans la série du Pharusien I et sert de socle au Pharusien II. Le second batholite intrude ce même Pharusien II. Cependant le conglomérat de base du Pharusien II n'est observé que sur quelques mètres; il repose en discordance sur le granite Tin-Tékadiouit et n'a pas d'extension régionale. Cette observation demande donc à être confirmée dans d'autres régions car de tels conglomérats peuvent être identifiés à de nombreux niveaux du dit Pharusien II. Au contact avec le granite Immezzarène d'âge 650 Ma (Gravelle, 1969), cette série du Pharusien II développe un métamorphisme de contact marqué par des cornéennes à cordiérite-grenat. Cette série s'est donc déposée entre 870 et 650 Ma.

Par ailleurs, les terrains cartographiés comme appartenant au cycle Pharusien II, situés dans la région sud de Silet, sont aussi largement envahis par le prolongement naturel du batholithe Tin-Tékadiouit (Rapport ORGM inédit, 1988) ce qui les situerait à un âge supérieur à 868 Ma (Pharusien I ?). Il y a donc nécessité d'une remise à jour de la carte au 1/1000000 du Hoggar puisque ces terrains sont cartographiés en tant que Pharusien II (Pr4).

3. Caractérisation des différentes séries dharusiennes

a- *Le Pharusien I* est constitué de méta-sédiments (anciens conglomérats polygéniques, grès, jaspes, calcaires à stromatolites) au sein desquels sont interstratifiées des roches volcaniques qui sont essentiellement des metabasites (coulées massives ou en coussins), des métaandésites et des pyroclastites à affinité alcaline et calco-alcaline (Chikhaoui, 1981). Ces formations sont métamorphosées dans le faciès schistes verts. Localement, un métamorphisme de contact atteignant le faciès amphibolite se développe autour des roches plutoniques qui les intrudent (granitoïdes calco-alcalins du type Tin-Tékadiouit et Taklet, mentionnés au § précédent).

b- *Le Pharusien II* est composé par une série flychoïde essentiellement grésopélique surmontée dans certaines régions par des laves andésitiques et rhyolitiques à affinité calco-alcaline. On note dans les 200m inférieurs de la série quelques rares niveaux de calcaires bleus et de jaspes rouges, repérables sur de grandes étendues. Ces formations sont aussi métamorphosées dans le faciès schistes verts.

4. Evolution structurale et métamorphique

L'évolution structurale (**fig II-3**) de ces deux cycles demeure encore peu connue. Le pharusien I est affecté par une tectonique tangentielle dont la signification cinématique est mal connue. Puis, le tout est repris par des plis droits d'axes horizontaux N-S à N20°, accompagnés d'une schistosité verticale en contexte de métamorphisme de faciès schistes verts. Cette dernière phase affecte aussi le Pharusien II, lequel n'est pas affecté par l'épisode précoce de tectonique tangentielle. Les granites syn et post cinématiques d'affinité subalcaline qui intrudent "les deux Pharusiens" sont datés à 560 ± 40 Ma (Boissonnas et al., 1973).

5. Roches plutoniques dans le Hoggar occidental

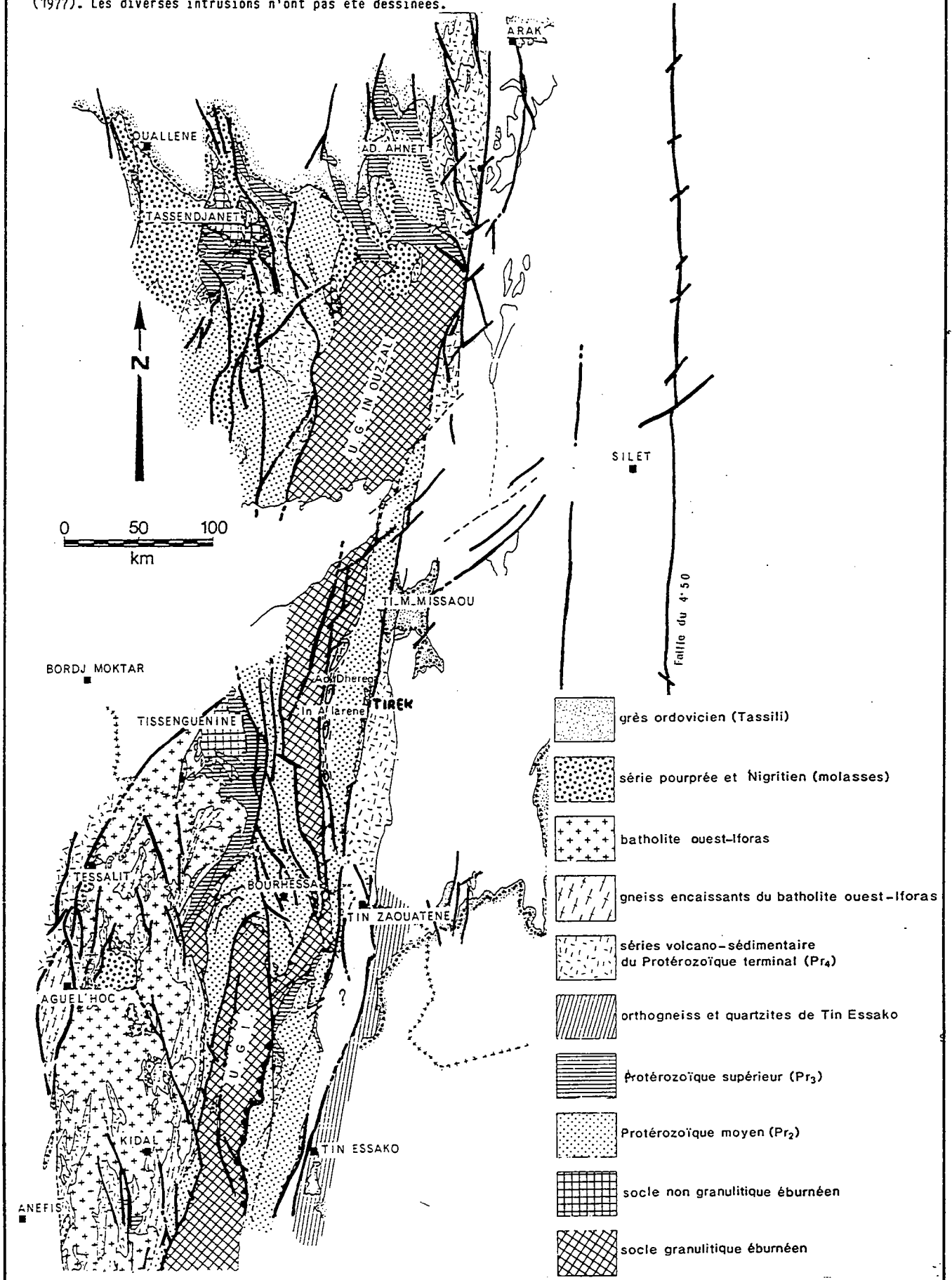
Les roches plutoniques sont représentées essentiellement par des granitoïdes, qui constituent plus de 50% des formations affleurantes (**fig. II-2**). Leur mise en place s'est effectuée tout au long de l'événement tectono-métamorphique panafricain. Les plus anciens ont été datés vers 870-840 Ma et les plus jeunes à 560 Ma.

5.1. Les granitoïdes pré et syn-cinématiques

Ils sont représentés par d'immenses batholites subméridiens dont les deux principaux sont les batholites de Tin-Tékadiouit-Taklet et le batholite de

Figure 11-2

Carte synthétique de la partie occidentale de la chaîne pan-africaine d'Afrique Occidentale, d'après Caby (1970) et carte géologique du Hoggar au 1/1000.000^e (1977). Les diverses intrusions n'ont pas été dessinées.



Immezzarène. Le premier est situé à l'ouest immédiat de la zone de cisaillement $4^{\circ}50'$ et peut être défini comme antétectonique. Il est large d'une cinquantaine de km, et s'étend du nord au sud sur plus de 500km. Il est peu différencié et présente une composition moyenne granodioritique. On note souvent des passages diffus entre les termes les plus basiques vers les termes les plus granitiques. Son caractère calco-alcalin suggère une mise en place en contexte de subduction (Chikhaoui, 1981; Dupont, 1987). Le batholithe Immezzarène (200 x 500km) est séparé du précédent par un sillon d'orientation

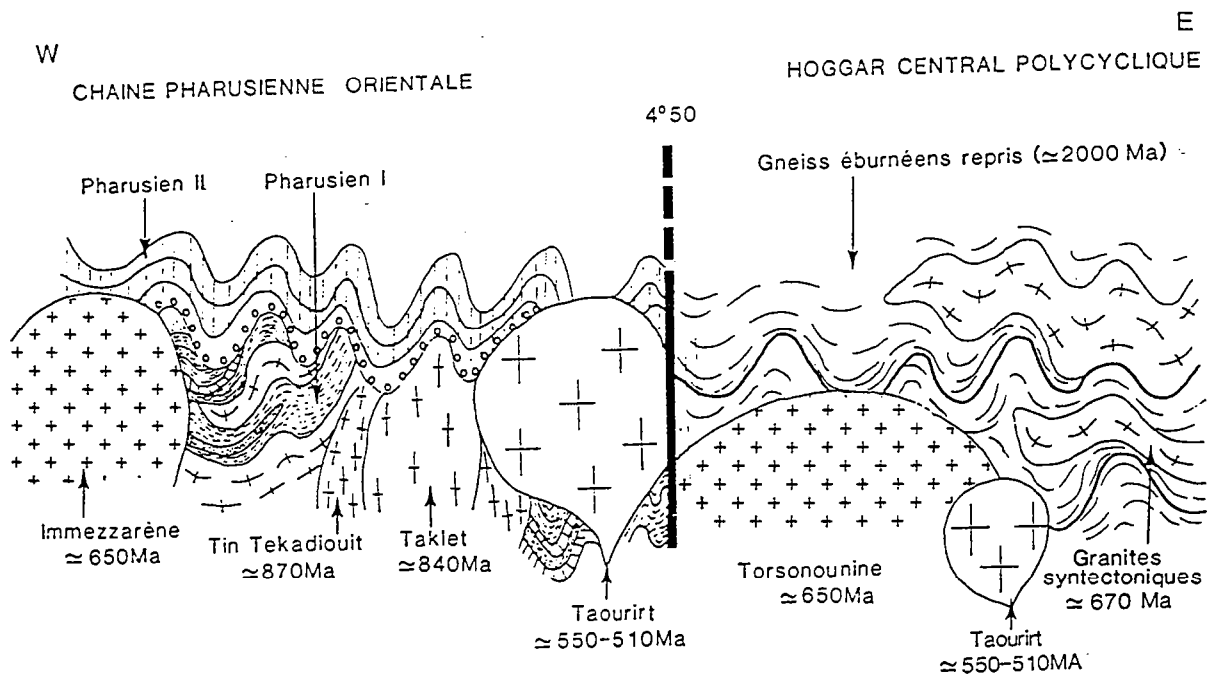


Figure II-3: Schématisation de la chaîne pharusienne orientale et du Hoggar central (Boullier, 1982)

subméridienne, large de 200m en moyenne et constitué de sédiments grésopélitiques. Le chimisme de cet ensemble plutonique est aussi calco-alcalin. L'âge de mise en place est de 650 Ma (Boissonas, 1973; Picciotto et al., 1965).

5.2. Les granites tardi et post-tectoniques

Ils sont représentés par des granites dits "Taourirts" (Boissonas, 1973). Chimiquement, ils sont de tendance calcoalcaline à subalcaline, avec même quelques plutons peralumineux (minéralisés en W, Sn). Ces granites "Taourirt" sont donc assez polymorphes, comme dans le Hoggar central. Ils sont clairement postérieurs à la phase orogénique panafricaine majeure, mais sont en

revanche affectés par des phases de déformations tardives à caractère ductile-fragile et fragile. En carte, ces granites ont la particularité de présenter des géométries subcirculaires ou elliptiques. De nombreux massifs présentent une zonalité concentrique. Les âges obtenus pour ces granites sont compris entre 590 et 560 Ma (Boissonnas, 1973). Par analogie avec les granitoïdes équivalents du Hoggar central où un âge de 515 Ma (Vialette et Vitel, 1979) a été obtenu, il est possible que des âges beaucoup plus récents soient révélés par de futures études géochronologiques approfondies.

5.3. Les roches ultrabasiques

De nombreux affleurements de roches ultrabasiques sont situés dans le Hoggar occidental. Dans les terrains à haut degré métamorphique, ces roches forment généralement des lentilles concordantes avec la foliation gneissique, et sont associées à des amphibolites ou à des granulites. Quand elles sont situées dans des terrains plus jeunes (Pharusien I et II), leur mise en place est contrôlée par des failles verticales qui les séparent généralement des formations volcano-sédimentaires. Dans les régions de Silet, Tingaouine et Tinréroh et de Laouni, elles forment des lentilles discontinues, cependant alignées sur plusieurs dizaines de kilomètres le long des zones de cisaillement. Une limite supérieure de l'âge de certains complexes peut être approchée par le fait qu'ils recoupent le granite de type Tin-Tékadiouit (868 ± 8 Ma, Gravelle, 1969). Par endroits on peut voir se développer au contact avec l'encaissant une zone de listwénites (roches métasomatiques à albite-chlorite, potentiellement à haut teneur en or, en magnétite et chromite).

Le caractère principal de ces roches ultrabasiques est la serpentinisation quasi-générale et la schistosité partielle qui les affectent quand elles sont situées dans des zones de failles. La littérature soviétique attribue le développement des processus métasomatiques et de serpentinisation, à la mise en place des magmas d'origine mantellique dans une croûte continentale fortement hydratée (Caby, 1987).

Lorsque la serpentinisation n'est pas trop intense, on reconnaît des dunites, des wehrlites, des pyroxénites et des amphibolites. Les caractéristiques des différents types d'intrusions ont été reconnues d'affinité géochimique tholeiitique, mais leur relations avec l'encaissant montrent clairement leur caractère non ophiolitique. De nombreux niveaux de conglomérats intraformationnels du Pharusien II remanient ces roches, notamment dans la région de Silet et de Tin-Felki.

6. Les formations d'âge Eocambrien/Cambrien

La période éocambrienne/cambrienne correspond à l'étape ultime de l'orogénèse pan-africaine, caractérisant le démantèlement de la chaîne. Les formations datant de cette période sont donc essentiellement molassiques.

Le NW du Hoggar est la région où ces formations sont encore bien conservées dans des bassins résiduels (fig. II-4), transgressifs sur le socle érodé. Cependant, de nombreux affleurements plus restreints sont localisés partout dans le Hoggar en jalonnant sous forme de petits pointements discontinus (de l'ordre de quelques centaines de m²) les zones majeures de cisaillements transcurrents tardifs. Les bassins de Ouallen, d'Egalatis et de In Semmen (NW du Hoggar) et leur prolongement septentrional respectif vers Bled El-Mess sont les mieux étudiés sur le plan de leur évolution paléogéographique et structurale (Caby et Moussu, 1967).

D'après la synthèse effectuée par ces auteurs, ces formations connues sous le nom de "Série Pourprée" sont composées de sédiments essentiellement d'origine détritique. La série débute en général par des conglomérats polygéniques qui remanient les roches du socle immédiatement adjacent. Ceux-ci sont surmontés par des grès arkosiques et des pélites de teinte lie de vin, assez monotones, riches en illites et localement en glauconite. Au sein de la série peuvent s'intercaler des niveaux de sédiments glaciaires ainsi que des épanchements volcaniques.

Parmi les roches magmatiques on individualise deux ensembles:

- des ignimbrites et des rhyolites se manifestant surtout vers la base de la série pourprée
- des basaltes et syénites apparaissant surtout vers le sommet de la formation.

Dans certains bassins bien conservés (Ouallen et In Semmen) on estime à plus de 6000 m l'épaisseur de la série pourprée. On la subdivise en deux séquences molassiques distinctes (Caby et Moussu, 1972), soit :

a- *Une séquence inférieure*: elle est essentiellement volcano-clastique et contient peu de matériel hérité des terrains à haut degré de métamorphisme, ce qui signifie (R. Caby, 1987) que les niveaux structuraux profonds n'étaient pas encore exposés lors de la sédimentation dans cette région.

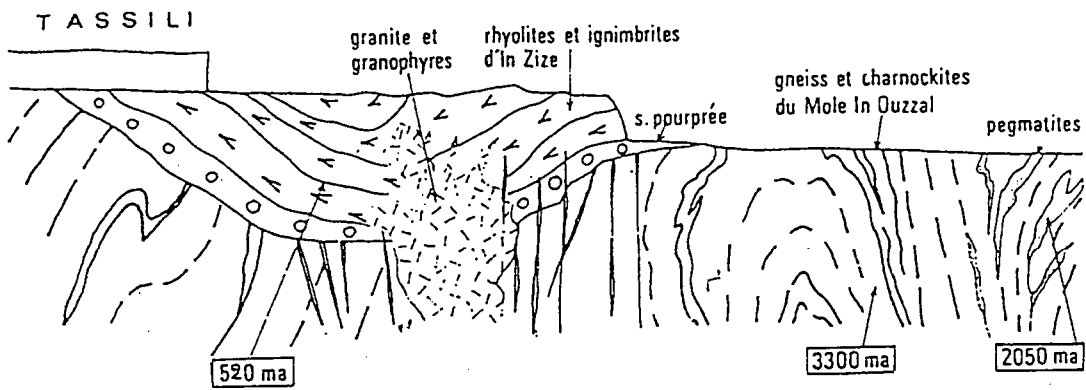
b-Une séquence supérieure: Elle est largement transgressive sur la séquence inférieure. Elle est composée d'une alternance d'arkoses grossières et des niveaux conglomératiques. L'ensemble est surmonté par des argilites et des tillites.

L'uniformité de certains dépôts dans les différents bassins suggère qu'à cette époque le Hoggar était entièrement submergé. La transition entre un régime de raccourcissement, marquant l'événement tectono-métamorphique panafricain, et un régime de distension fini-panafricain date probablement de cette époque. On peut vraisemblablement rattacher à cet épisode distensif en relation géographique avec le dépôt de la série pourprée la mise en place d'intrusions basiques et ultrabasiques qui jalonnent actuellement les grands accidents décrochants d'ampleur lithosphérique (Haddoum, 1993).

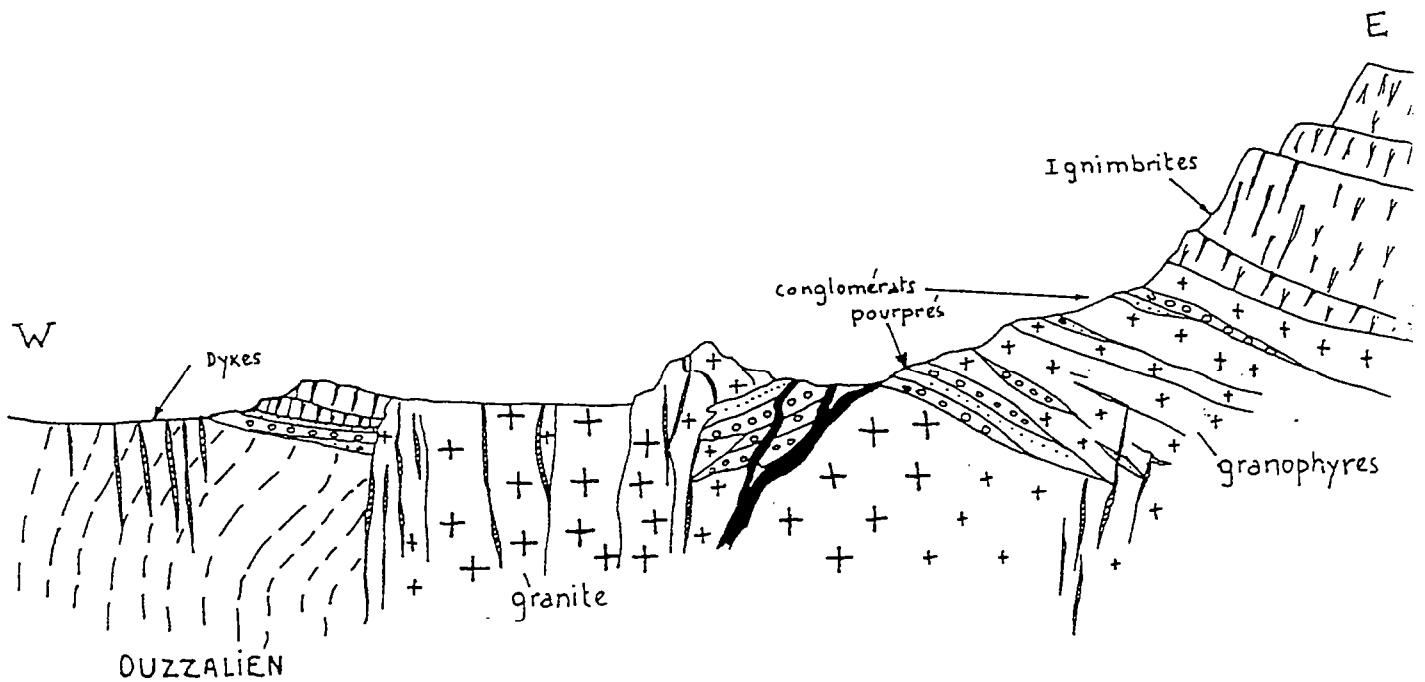
Les épanchements rhyolitiques de la base de la série pourprée ont été datés entre 538 ± 29 et 520 ± 10 (Rb-Sr sur roche totale, recalculés avec $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11}$) (Caby et Moussu, 1967; Allègre et Caby, 1972), dans la région d'In-Zize (NW du Hoggar). Un autre âge à 520 ± 10 Ma a été obtenu sur les sédiments qui sont métamorphisés dans les conditions de l'anchizone (Clauer et al, 1982).

On peut admettre que la période de sédimentation molassique discordante sur le socle pourrait avoir débuté bien avant 538 ± 29 Ma. L'âge du sommet de la série pourprée est inconnu mais au moins aussi jeune que 520 Ma. L'ensemble de ces données justifie l'appartenance probable du dépôt de la série pourprée à la transition Eocambrien - Cambrien

Sur le plan de l'évolution structurale, Caby et Moussu (1967) admettent des mouvements de surrection et d'affaissement impliquant le rejeu d'accidents antérieurs, au cours de la sédimentation.



A- D'après Allègre et Caby, 1972



B- D'après Caby, 1970

Figure II-4: Deux Coupes schématiques montrant des témoins de la série pourprée reposant directement sur le socle granulitique du môle In-Ouzzal (NW)

7. LE MOLE IN-OUZZAL

Le môle In-Ouzzal, constitué de matériaux essentiellement d'âge Archéen et Protérozoïque inférieur est un compartiment en forme de triangle, de 450 km de long, large dans sa partie septentrionale d'environ 80km. Il est pris entre les formations des deux rameaux pharusiens du Hoggar occidental et s'effiloche vers le sud, relayé par l'Adrar des Iforas, son équivalent plus méridional (Fig II-2). Il est limité à l'Est et à l'Ouest par des zones de cisaillement dont les derniers jeux, respectivement dextre et sénestre ont été acquis vers la fin de l'événement tectono-métamorphique panafricain. Ces jeux sont compatibles avec la remontée du môle In-Ouzzal vers le Nord au cours de cette période (Caby, 1970; Attoum, 1983; Haddoum, 1993).

Du point de vue lithologique, le môle In-Ouzzal offre une grande variété de roches, pouvant être regroupées en deux ensembles bien distincts. Ce sont:

7-1- Les orthogneiss et les granites charnockitiques

Ils sont très diversifiés sur le plan de leur composition pétrographique et de leur position structurale. Ils constituent l'essentiel des formations affleurantes. La chronologie absolue (Peucat et al., 1991; Haddoum et al., 1994) de ces roches, combinée à des données structurales et métamorphiques concernant l'événement tectono-métamorphique éburnéen (Ouzegane, 1987; Bertrand et al., 1992) à conduit Haddoum et al., (1994) à distinguer trois différentes familles:

a- *Les orthogneiss granulitiques γ_0* : ce sont des roches granitiques et tonalitiques à foliation pénétrative et bien marquée, affectés localement par une migmatisation. Ils forment des structures en dômes gneissiques d'allure sigmoïdale. Sur le plan géochimique, Lasselle (1990) considère que ces roches ne correspondent pas à de vrais T.T.G. caractéristiques des terrains Archéens; en revanche, Haddoum et al (1994) considèrent qu'ils auraient pu initialement appartenir à la famille des TTG mais qu'un apport de potassium au cours du métamorphisme aurait modifié les compositions originelles

b- *Les orthogneiss granulitiques γ_1* : ils présentent une composition voisine de celles des orthogneiss γ_0 et sont le plus souvent rencontrés en position interne dans de vastes structures sigmoïdes, moulées par la foliation des

orthogneiss γ_0 . De ce fait la distinction entre les deux n'est pas toujours évidente sans les données géochronologiques.

Les orthogneiss γ_0 et γ_1 ont été déformés ensemble dans les conditions de faciès granulite en contexte cisailant. La foliation est en continuité géométrique entre les deux ensembles mais beaucoup moins marquée dans γ_1 allant jusqu'à laisser des faciès γ_1 sub-isotropes. Ceci, pourrait être en relation avec le fait que les intrusions d'orthogneiss γ_1 constituaient des entités plus difficilement déformables que l'ensemble γ_0 au cours de l'événement éburnéen.

c- *Les granites charnockitiques* γ_2 : ils sont tardi à post cinématique éburnéenne, contiennent un quartz bleu, caractéristique de cristallisation en faciès granulite et affleurent pratiquement sur tout le môle In-Ouzzal. Ils peuvent être différenciés des précédents par leur faciès fréquemment pegmatoïdique et leur caractère plus ou moins sécant sur la foliation gneissique. Dans la région de Tirek, de tels granites affleurent le plus souvent au coeur de structures sigmoïdes. Ils renferment parfois des enclaves de roches encaissantes, bien identifiables lorsqu'ils se mettent en place au sein des formations supracrustales.

7.2. Les formations supracrustales

Ces séries étant le plus souvent l'hôte des minéralisations aurifères, elles seront décrites en détail au chapitre IV-2 dans le cadre de leurs relations réciproques.

En résumant les travaux de Ouzegane (1987) ce sont essentiellement des roches paradérivées comprenant: des métapélites granulitiques, des quartzites, des granulites alumino-magnésiennes et des marbres à olivine-spinelle. Quelques niveaux de métaBIFs (quartzites à magnétites) complètent la série sédimentaire. Au sein de ces formations paradérivées, on peut trouver "interstratifiées" des pyrigarnites, des cumulats basiques et ultrabasiques riches en spinelle. Ces formations affleurent le plus souvent dans de petits synformes coincés entre les lentilles sigmoïdes de granito-gneiss.

7.3. Les carbonatites et les syénites

Des intrusions de carbonatites et de syénites quartziques se sont mises en place vers la fin de l'événement tectono-métamorphique éburnéen (Bernard Griffiths et al., 1988). Les carbonatites ne semblent présentes que dans la partie Nord du môle In-ouzzal. En ce qui concerne les syénites on distingue:

- Les syénites qui sont issues des phénomènes de fénitisation; dans ce cas, elles sont spatialement liées aux carbonatites. Ces roches résultent de la transformation métasomatique des roches encaissant les carbonatites, sous l'influence d'un apport de potassium et d'un départ de silice. La structure initiale des roches avant la fénitisation est généralement bien conservée.

- Les syénites magmatiques nettement intrusives qui sont spatialement associées aux formations supracrustales, plus précisément aux marbres à olivine qu'elles recoupent fréquemment. Ces roches affleurent surtout dans le sud du môle In-Ouzzal.

Dans cette partie sud du môle In-Ouzzal, les carbonatites n'ont pas été signalées. Il existe par contre des niveaux carbonatés à gros minéraux de phlogopite, olivine, spinelle vert et amphibole alumineuse, niveaux dont la nature apparaît ambiguë de prime abord. Kouadri (1983), Ferkous et Leblanc (1991) assimilent d'ailleurs certains marbres à olivine à de véritables carbonatites. Cependant la présence d'olivine et de spinelle les apparente à des marbres de faciès granulite peut-être remobilisés dans les grands couloirs de déformations tardi-éburnéens avec processus de décarbonatation allant jusqu'à la formation de diopsidites.

7.4. Le magmatisme du cycle pan-africain

Au cours du cycle pan-africain, des roches plutoniques et volcaniques se mettent en place dans le môle In-Ouzzal, notamment dans sa partie Nord. Ce sont des granites hypovolcaniques, en général calco-alcalins et potassiques voire à tendance alcaline. Ces intrusions sont parfois accompagnées de venues effusives (rhyo-ignimbrites d'In Hihaou/In Zize, de Nahalet). Ces granites sont tout à fait comparables à leurs équivalents mis en place à travers les séries du Hoggar occidental du domaine pan-africain (granites "Taourirt"). Leur âge de mise en place exact est mal connu mais pourrait se situer dans la période tardive du cycle pan-africain sur l'exemple du massif d'In-Zize (538 ± 29 Ma, Allègre et Caby, 1972) et par analogie avec les granites "Taourirt" du Hoggar central.

7.5. Les données géochronologiques

Les différentes données radiométriques concernant le môle In-Ouzzal sont reportées dans le tableau ci-dessous (**Tableau II-1**). Il en ressort 3 groupes d'âges, séparés dans le temps, et conformes avec l'identification des trois familles de granito-gneiss précédemment définis.

a- *Les âges plus anciens que 2600 Ma*: ils caractérisent l'histoire archéenne et fini-archéenne. Les âges compris entre 3000 et 3140 obtenus par méthodes U-Pb (Lancelot et al., 1976; Peucat et al. 1991) et Rb-Sr sur roches totales (Ferrara et Gravelle, 1966; Allègre et Caby, 1972) et sur monozircon par évaporation directe du Pb (Haddoum et al., 1994) sont interprétés comme des âges de cristallisation magmatique. De plus l'âge modèle Nd -TDM à 3100 de ces mêmes roches, traduit le fait que ces magmas ont une origine juvénile (Ben Othman, 1984; Peucat et al., 1991). Lancelot et al. (1976) proposent en revanche que l'âge à 3100 Ma soit la mémoire d'un épisode métamorphique granulitique précoce.

b- *Les âges qui s'étalent entre 2530 et 2390 Ma*: obtenus sur des granito-gneiss du type γ_1 ce sont ceux d'un événement magmatique qui implique le recyclage d'un matériel préexistant, probablement des ortho-gneiss de type γ_0 (Peucat et al., 1991). En effet les âges modèles Nd TDM des orthogneiss γ_0 et γ_1 , sont identiques et compris entre 3100 et 3200 Ma.

c- *Les âges qui s'étalent entre environ 2000 et 1650 Ma*: ils correspondent à l'événement tectono-métamorphique éburnéen. Le métamorphisme granulitique est daté à 2000 Ma. Les âges plus jeunes obtenus sur biotite, entre 1870-1790 par la méthode Rb/Sr et entre 1730-1650 par la méthode K/Ar sur biotite (Ferrara et Gravelle, 1966), traduiraient essentiellement des âges de fermeture et donc de refroidissement (remontée ?) du bâti métamorphique (Maluski et al., 1990).

Les âges de 630 - 500 Ma obtenus par traces de fission (Carpena et al., 1988) sont aussi des âges de fermeture à relier à l'événement, discret dans le môle In-Ouzzal, Pan-africain. La limite inférieure de cet âge pourrait être mise en relation avec un phénomène de remontée tectonique et d'érosion, plus ou moins contemporain du dépôt de la série pourprée et dont nous discuterons la signification en ce qui concerne les minéralisations au chapitre VI.

7.6. Evolution structurale et métamorphique

La structuration des formations ouzzaliennes est marquée par la présence de plis déversés vers le Nord-Est et le Nord. Ces plis sont parallèles à la linéation d'étirement caractérisant des déplacements dextres vers le Nord et le Nord-Est. Une succession de structures sigmoïdes à matériel granito-gneissique limités par de grandes zones de cisaillement témoigne surtout du caractère décrochant de la déformation.

Méthode	Matériel	Age (Ma)	Référence
Sur roche totale			
Rb/Sr	granite (Tekhammalt)	2932 ± 50	Ferrara et Gravelle, 1966
Rb/Sr	Charnockite (In-Zize)	3180	Allègre et Caby, 1972
Sm/Nd	Charnockite (In-Hihaou) (âge modèle TDM)	3473 et 3123	Ben-Othman et al., 1984
Sm/Nd	charnockite (Grenat-Roche totale)	2100	Ben-Othman et al., 1984
Sur minéraux			
	monozircon (gneiss granulitique γ_0)	3002-3143	Haddoum et al. (1994)
Pb/Pb (évaporation)	monozircon (gneiss granitique γ_1)	2388-2536	Haddoum et al. (1994)
	monozircon (granite γ_2)	1992-2000	Haddoum et al. (1994)
U/Pb	Zircon (Granito-gneiss In-Hihaou)	3300 et 2900	Lancelot et al., 1976
Rb/Sr	Micas (pegmatites de la région In-Zize)	2007	Allègre et Caby, 1972
U-Th-Pb	Hydroxyapatite (carbonatite In-Rabir)	2090	Allègre et al., 1972
U/Pb	Zircon (charnockite In-Hihaou)	2170 ± 30	Lancelot et al., 1976
K/Ar	Biotites (Roches divers des régions de Tekhamalt et In-Rabir)	1769 et 1690	Ferrara et Gravelle, 1966
Rb/Sr	Biotites (Roches divers des régions de Tekhamalt et In-Rabir)	1870 - 1791	Ferrara et Gravelle, 1966
$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Biotite (granulite Al-Mg)	1775	Maluski et al., 1990
U/Pb	Zircon (carbonatites)	1994 ± 20	Bernard-Griffiths et al., 1988
Traces fission	apatite (carbonatites)	630-500	Carpena et al., 1988

*Tableau II-1: Données radiométriques dans le môle In-Ouzzal
(recalculées avec $\lambda^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11}$ pour les données anciennes)*

Des travaux récents (Ouzegane, 1987; Kiénast et Ouzegane, 1987; et Bertrand et al., 1992) ont permis la reconstitution de l'histoire métamorphique

des formations granulitiques du môle In-Ouzzal (**fig II-5**) . Ils décrivent un cheminement P/T d'apparence continu, prograde puis rétrograde en distinguant 3 stades successifs sur la base de l'étude des successions paragénétiques des granulites alumino-magnésiennes, roches dont la minéralogie est un bon marqueur des conditions de pression et température.

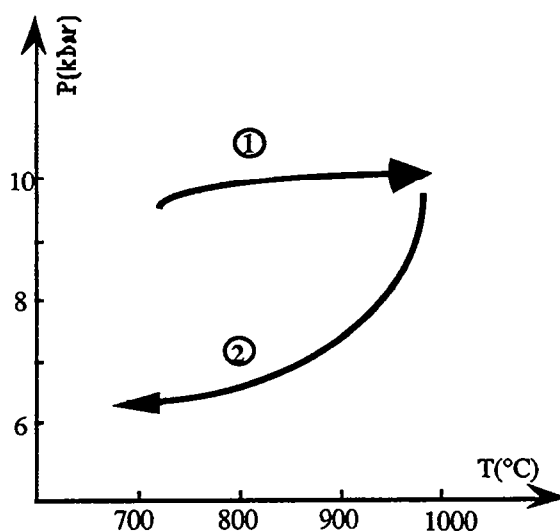


Fig II-5 : Cheminement P/T du métamorphisme granulitique dans le Nord du môle In-Ouzzal (Bertrand et al., 1992) 1- phase prograde 2- phase rétrograde

- Stade prograde 1:

Il est marqué par la disparition précoce des assemblages à Co-Opx ou Gt-Sp-Co qui se situent à des pressions l'ordre de 10 Kbar pour des températures avoisinant 800°C.

- Pic du métamorphisme:

Il correspond à l'apparition d'assemblages impliquant la coexistence de Qz-Saph ou Qz-Sp où domine la cordiérite en association avec Saph, Opx, Sp, ce qui indique une augmentation de la température jusqu'à 1000°C.

- Stade rétrograde 2:

Il implique l'apparition de l'association symplectitique à Saph - Cord-Opx qui est interprétée comme résultant d'une décompression accompagnée d'une chute de température, terminant l'histoire métamorphique granulitique vers 6-7 kbars pour 700-800°C.

7.7. Conclusion sur l'étude du môle In-Ouzzal

Le môle In-Ouzzal est considéré comme une croûte archéenne métamorphisée à l'Eburnéen (2000 Ma) en contexte cisailant dans le faciès granulitique. Du point de vue lithologique, le môle In-Ouzzal est considéré par Haddoum et al. (1993) comme représentant l'association archéenne type associant des ceintures de roches vertes et des roches ignées à caractère de TTG. Cependant, il faut souligner que les lithologies rencontrées dans le môle In Ouzzal s'apparentent mieux à un autre type d'association archéenne, à savoir celui des terrains de haut grade métamorphique (Windley, 1977). Les orthogneiss felsiques de l'In Ouzzal (gneiss charnockitiques) qui sont le lithotype dominant ne renferment que peu de roches que l'on pourrait rapprocher des séries TTG et se rapportent plutôt aux séries tholéitiques et surtout calco-alkalines (Lassel, 1990). Les métasédiments correspondent à une sédimentation de plate-forme continentale (marge passive ou bassins ensialiques) et contiennent l'association classique des matériaux supracrustaux des terrains archéens de haut grade: marbres, métapélites, quartzites et "métaBIFs" avec quelques métavolcanites basiques en très faibles proportions. Il faut néanmoins remarquer que des proportions faibles de matériaux très immatures existent aussi dans les matériaux supracrustaux ouzzaliens: ce sont les granulites alumino-magnésiennes qui constituent d'anciens sédiments issus de l'altération de roches ultramafiques (Mouri et al., 1994) et un mince niveau de lherzolites qui aurait pu initialement représenter une coulée ultramafique.

Les conditions du métamorphisme établies par Ouzegane (1987) et Bertrand et al. (1992) reflètent l'évolution d'une base de croûte continentale d'une épaisseur moyenne de 35 km, débutant par un épaissement crustal suivi en continuum par une remontée isotherme jusqu'à 20 km de profondeur, étape suivie par un refroidissement avec diminution de pression. L'évolution finale est marquée par la mise en place de carbonatites et de syénites (non affectées par le métamorphisme et la déformation granulitique).

Cette croûte profonde est demeurée exempte de remobilisation métamorphique notable depuis cet épisode. L'exhumation principale de l'ensemble de l'In-Ouzzal a vraisemblablement eu lieu au cours de la

structuration de la chaîne pan-africaine dont l'influence est manifestée par l'âge donné par le chronomètre "traces de fission" sur les apatites de carbonatites; ces âges varient entre 500 et 650 Ma, ce qui correspond à des températures de fermeture de 100 à 120°C (Carpena et al., 1988). Bien que très protégé par son comportement rigide de l'ensemble des déformations pan-africaines, le môle In Ouzzal a cependant été affecté à ses bordures par la tectonique décrochante ductile puis fragile d'âge tardi pan-africain.

PARTIE III
CADRE TECTONIQUE DU DISTRICT
AURIFERE DE TIREK-AMESMESSA



I. INTRODUCTION

Les zones de cisaillement décrochantes d'échelle régionale qui traversent le Hoggar sont matérialisées par des épaisseurs apparentes de plusieurs centaines de mètres, localement plusieurs kilomètres, de mylonites et d'ultramylonites. Le jeu le plus évident et le plus tardif de ces accidents s'effectue dans un contexte métamorphique de faciès schistes verts. Dans certains endroits, ces zones de cisaillement sont soulignées latéralement par des cataclasites à épidote et des filons de quartz très épais (jusqu'à 100m d'épaisseur). Elles sont facilement identifiables sur photo-satellite par leur structures rectilignes bien contrastées par rapport aux structures observables dans les différents domaines qu'elles encadrent. Prises dans dans leur contexte géodynamique, elles sont interprétées différemment:

Lelubre (1952) les considère comme d'anciennes failles ayant fonctionné au cours des différents stades de l'évolution pré-orogénique et orogénique au cours du Panafricain. Caby (1968) les considère comme des structures tardi-panafricaines. Boullier et Bertrand (1981) les interprètent comme d'anciens chevauchements plats verticalisés par la suite. Boullier (1982) leur attribue une signification de lignes de glissement consécutives à la collision entre le craton ouest africain et la zone mobile pan-africaine (modèle de poinçonnement, Molnar et Tapponnier, 1975). La schistosité pénétrative et la linéation constamment horizontale de ces zones de cisaillement suggèrent des rejets de magnitude considérable (allant jusqu'à l'ordre de quelques centaines de km), ce qui explique la difficulté de mener des corrélations entre les différents domaines séparés par ces zones décrochantes (Caby, 1987).

Une étude détaillée du Hoggar central montre la présence systématique de linéations subhorizontales associées à des plis à plans axiaux subverticaux (Vittel, 1979). Néanmoins, dans certaines régions du Hoggar, il existe aussi des mylonites portant des linéations subverticales, compatibles avec des mouvements de soulèvement interprétés en terme de compensation de petites structures chevauchantes. Des linéations verticales correspondent également aux failles qui se développent dans les parties marginales des grabens où se déposeront les molasses cambriennes/éocambriennes de la série pourprée (Caby, 1970, 1983).

D'une façon générale, il semble que ces zones de décrochement guident la mise en place de roches plutoniques (granitoïdes et gabbros selon les cas), notamment dans le Hoggar central et dans l'Adrar des Iforas (Boullier, 1984) et le long du cisaillement décrochant Est-ouzzalien où sont localisées les minéralisations aurifères, objet de notre étude.

Pour la suite de notre exposé, il est important de signaler que les périodes de fonctionnement de ces cisaillements sont vraisemblablement très longues et pour partie recouvrent les périodes de dépôt des séquences molassiques terminales. En particulier, dans l'Adrar des Iforas, la phase majeure du cisaillement décrochant se termine à 535 ± 6 Ma (Lancelot et al., 1983), ce qui se situe à l'intérieur de la fourchette d'âge où se dépose la base de la série pourprée, suite aux datations du magmatisme d'In-Zize (partie II, chapitre III, §6).

Le **tableau III-1** récapitule l'ensemble des données disponibles concernant la datation de ces cisaillements décrochants d'échelle lithosphérique.

Région	Méthode	Age (Ma)	Référence
Cisaillement 8°30'	U/Pb sur Zircons des granites syn et	604±13	Bertrand et al., 1978
	post cinématiques	585±14	
Cisaillements décrochants du Hoggar central	Rb/Sr- roche totale granite synchrone de la déformation mylonitique	546 ±6	Vialette et Vittel, 1981
Cisaillements décrochants de l'Adrar des Iforas (Mali)	40Ar/39Ar sur FK des granites syn-	535±5-	Lancelot et al.,1985
	cinématiques	539±5	
Cisaillement Adrar des Iforas (Mali)	U/Pb sur Zircons des granites syn et post cinématiques	566±8 535±5	Lancelot et al.,1983

Tableau III-1:Tableau synthétique des données géochronologiques datant le fonctionnement des cisaillements subméridiens majeurs dans le Hoggar

II. RELATION CISAILLEMENT - MINERALISATION AURIFERE

1. A l'échelle de l'Afrique de l'ouest

Les minéralisations aurifères que nous étudions sont en étroite relation spatiale avec les terrains métamorphisés durant l'événement tectono-métamorphique éburnéen. Il nous semble donc utile de donner d'abord les traits caractéristiques des principales provinces métallogéniques aurifères qui se situent dans les pays voisins et dont l'histoire géologique présente des points communs avec celle du Hoggar.

Si l'on met de côté les gisements de type placer et paléoplacer, les gisements d'or primaires à travers toute la région de l'Afrique de l'Ouest se rattachent à quatre grands types identifiables (Milési et al., 1989). Les deux premiers ne sont pas reconnus au Hoggar et sont indépendants de la tectonique cassante. Ce sont les gisements sulfurés du type exhalatif dans des formations sédimentaires turbiditiques hydrothermalisées, ou des gisements disséminés dans des roches plutoniques ou volcaniques globalement à affinité de tholeïtes océaniques (MORB).

Les deux derniers types sont localisés le long des couloirs de déformation majeurs d'âge tardi-éburnéen. Un premier type correspond à des minéralisations à arsénopyrite aurifère disséminée dans des colonnes de minerais sulfurés et/ou dans les filons quartzeux. Ce type constitue le potentiel aurifère le plus important de l'Afrique de l'ouest et est développé plus particulièrement au Ghana (Ashanti), la Côte d'Ivoire (Asupiri et Aniuri) et au Mali (Sanoukou).

Le dernier type (ex: Kalana au Mali, Poura au Burkina-Fasso) est constitué par des minéralisations à or natif et sulfures polymétalliques mises en place aux derniers stades de déformations ductile-fragile et fragile d'âge fini-éburnéen, soit dans des grands couloirs de déformation décrochant soit le long des accidents cassants se greffant sur ces derniers. Les roches hôtes sont de type varié: métasédiments grésopélitiques et volcano-sédimentaires, grès et conglomérats, granitoïdes. Il est remarquable que ce dernier type de gisement aurifère se rencontre assez fréquemment au niveau des contacts structuraux entre les ensembles sédimentaires anciens et des complexes volcano-plutoniques plus jeunes. Dans ce type génétique, les galènes montrent les compositions isotopiques du Pb les plus élevées du cycle éburnéen sur l'exemple des gisements situés au Burkina-Fasso et donnent un âge modèle Pb/Pb de 2001 ± 17 Ma avec une participation crustale notable (Marcoux, 1989).

L'âge de ces minéralisations est considéré par les différents auteurs comme étant tardi-éburnéen (Milési et al., 1989 et Marcoux, 1989). Malgré une grande similitude typologique du dernier type avec les minéralisations du Hoggar, la grande différence apparente réside dans la période de mise en place qui est beaucoup plus récente au Hoggar puisque tous les gisements y sont géométriquement associés aux accidents d'âge tardi- Pan-africain.

2. A l'échelle du Hoggar

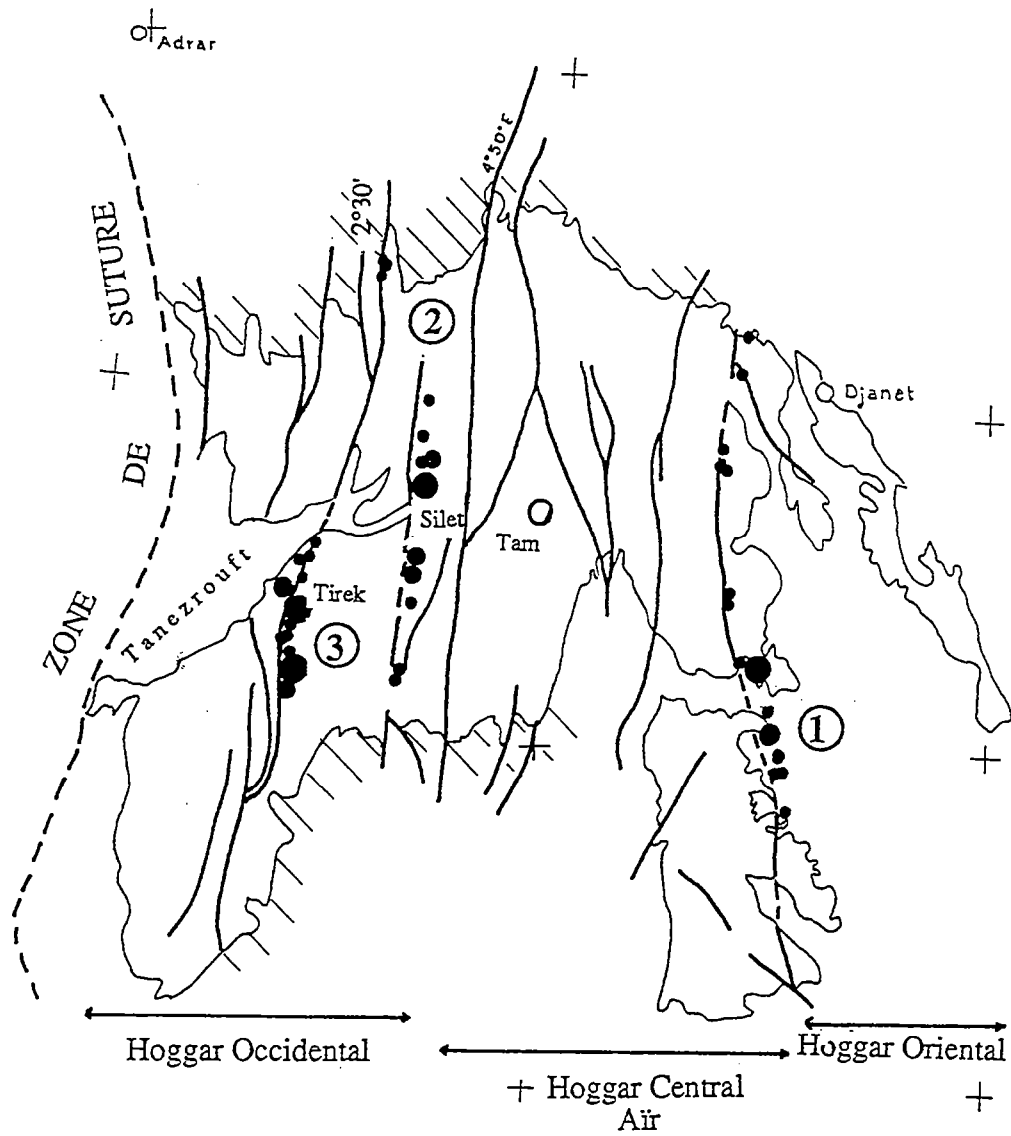
L'ensemble des minéralisations aurifères reconnues au Hoggar intervient vers la fin de l'événement tectono-métamorphique pan-africain, notamment dans le contexte de la tectonique fragile-ductile et fragile qui termine ce cycle orogénique. Trois provinces aurifères principales (**fig. III-1**) ont été définies lesquelles coïncident avec des couloirs mylonitiques qui mettent en contact des domaines contrastés par leur lithologie et leur structure. Il s'agit de:

2.1. La province du Hoggar oriental

Les minéralisations aurifères s'inscrivent dans des filons de quartz jalonnant le tracé du cisaillement transcurrent 8°30' où des failles s'y raccordant, notamment quand la zone de déformation affecte des diorites et des gabbros. Les minéralisations aurifères sont localisées surtout à l'intersection de l'accident majeur orienté N-S avec les accidents plus tardifs d'orientation NE-SW. La paragenèse métallique est: galène, pyrite, chalcopryrite et or.

2.2. La province de Silet -Timgaouine -Tin-Felki

Les minéralisations aurifères se mettent en place vers la bordure occidentale du batholite grano-dioritique de Tin-Tékadéouit le long d'une bande mylonitique large d'une dizaine de kilomètres localement reprise par une déformation de type fragile. Cette bande subméridienne met en contact le domaine du batholithe Immazarène et le domaine du batholite Tin-Tékadiouit par l'intermédiaire d'un couloir de métasédiments grésopélitiques et conglomératiques à rares niveaux de marbres, intensément déformés. Les filons de quartz aurifère se développent plus précisément le long des failles secondaires, d'orientation NNE-SSW et NE-SW. La paragenèse minérale est la suivante: chalcopryrite, galène, bismuthine, pyrite et or.



- ① Province du Hoggar Oriental
- ② Province de Tin-Rhéroh - Silet - Tin-Felki
- ③ Province ouzzalienne

Figure III- 1: Relation des principales provinces métallogéniques aurifères avec les grands accidents décrochants dans le Hoggar

2.3. La province ouzzalienne

C'est ce type de minéralisation que nous exposons dans ce travail, sur l'exemple des gisements de Tirek, d'Amesmessa et de Kiouène.

Dans cette province, les filons de quartz aurifère sont situés soit à l'intérieur du môle In-Ouzzal, soit sur ses bordures. Dans les deux cas, ils sont en relation avec des zones de cisaillement, zones que nous détaillerons dans les chapitres suivants. La paragenèse minérale est : pyrite, galène, sphalérite, or ou bien pyrite, chalcopryrite ± galène et or ou encore chalcosine, chalcopryrite, galène et or.

Un magmatisme basique syn-cinématique du fonctionnement des cisaillement porteurs des minéralisations est omniprésent le long des principales provinces aurifères du Hoggar.

III- CARACTERISATION DES ZONES DE CISAILLEMENTS CONTENANT LES FILONS DE QUARTZ AURIFERES

1. Le cisaillement Est-Ouzzalien

1.1. Localisation

L'accident est-ouzzalien nommé faille de l'Adrar par Boullier (1982) dans la zone de l'Adrar des ifores, située plus au sud, met en contact deux formations, de structuration et d'âge différents qui sont, d'une part le môle In-Ouzzal à l'ouest, d'âge Archéen à Protérozoïque inférieur, structuré à l'Eburnéen, d'autre part le rameau Est de la chaîne pharusienne occidentale, d'âge Protérozoïque moyen à supérieur, structurée au Pan-africain. C'est une fracture linéamentaire subméridienne de plus de 800 km d'extension, pour une largeur moyenne de l'ordre de 2000m. Son apparition le long de l'interface entre ces deux blocs est surtout influencée par leur comportement rhéologique contrasté, ce qui est à l'image de l'ensemble des cisaillements décrochants tardifs dans le Hoggar.

Sur photo-aérienne au 1/50 000, ce cisaillement est facilement repérable, grâce au contraste entre les deux formations qu'il sépare. Par la suite de cet exposé et par commodité nous utiliserons le sigle ZCEO (zone de cisaillement est-ouzzalienne, pour mentionner cet accident.

A l'intérieur du couloir mylonitique, trois domaines peuvent être distingués sur la base de l'intensité de la déformation qui augmente progressivement d'Est en Ouest et culmine juste à la limite avec les terrains granulitiques d'In-Ouzzal:

1.1.1. Domaine des protomylonites

Vers l'Est, à 3km avant d'atteindre la bande de cisaillement où tout le matériel est mylonitique, les différents faciès lithologiques sont déjà affectés partiellement par la déformation mylonitique, plus particulièrement les gneiss quartzo-feldspathiques. Dans ceux-ci, les textures originales ne sont pas détruites. On note seulement un léger étirement des grains et un nourrissage partiel des grains de quartz. Les grains de feldspaths sont cataclasés, roulés et entourés par des micas. Les minéraux ferromagnésiens, moins résistants, se transforment en chlorites et en amphiboles (actinote et/ou trémolite) mais quelques reliques peuvent subsister. Les biotites déterminent des plans de foliation qui sont toutefois discrets.

1.1.2. Domaine des mylonites

Dans ce domaine, les textures magmatiques et métamorphiques originelles ont complètement disparu au profit d'une foliation et d'un litage tectonique. La quasi totalité des constituants primaires est recristallisée et étirée. Les cristaux de quartz protérogènes sont nourris par des transferts de silice, donnant des rubans polycristallins dans lesquels on observe une mosaïque de cristaux denticulés. La paragenèse minérale néoformée est représentée par biotite, amphibole, chlorite, séricite, quartz et carbonates \pm pyrite. Elle correspond à des conditions de faciès schistes verts profond.

1.1.3. Domaine des ultramylonites

Ce domaine est plus déformé, caractérisé surtout par l'apparition des solutions hydrothermales circulantes minéralisatrices comme l'atteste la présence de bérusite (voir partie IV), de nombreux filons de quartz auro-sulfurés et de nombreux filons de rhyolites. Ces derniers jalonnent toute l'étendue de ce domaine, sur des centaines de kilomètres. L'intensité des recristallisations métamorphiques et hydrothermales liées aux circulations de fluides, l'intensité de la déformation qui détruit généralement toute trace de structures et textures primaires et le grain très fin des ultramylonites rendent l'identification des protolithes extrêmement difficile. On peut toutefois identifier d'anciennes granulites felsiques, des metabasites, des marbres plus ou moins décarbonatés

(allant jusqu'à des diopsidites) et des gabbros syn-cinématiques. Ce domaine constitue le guide

structural principal des minéralisations.

1.2. Nature du cisaillement

La structure et l'évolution tectonique de la ZCEO ont fait l'objet de nombreux travaux (Attoum, 1983; Ferkous, 1990; Attoum et Caby, 1994). Les principaux marqueurs de la déformation cisailante se présentent comme suit:

1.1.2. *La foliation*

La foliation mylonitique est statistiquement verticale et orientée N-S mais localement peut devenir horizontale. Ces variations sont dues à la présence de lentilles et cigares de roches moins déformées autour desquelles se moule la foliation mylonitique. En lame mince, cette schistosité est matérialisée par une cristallisation syn-cinématique des micas. Attoum et Caby (1994) ont observé dans certains échantillons une schistosité de "strain-slip" S2 qui est un plan axial des plis à axes verticaux affectant le rubanement mylonitique lui-même.

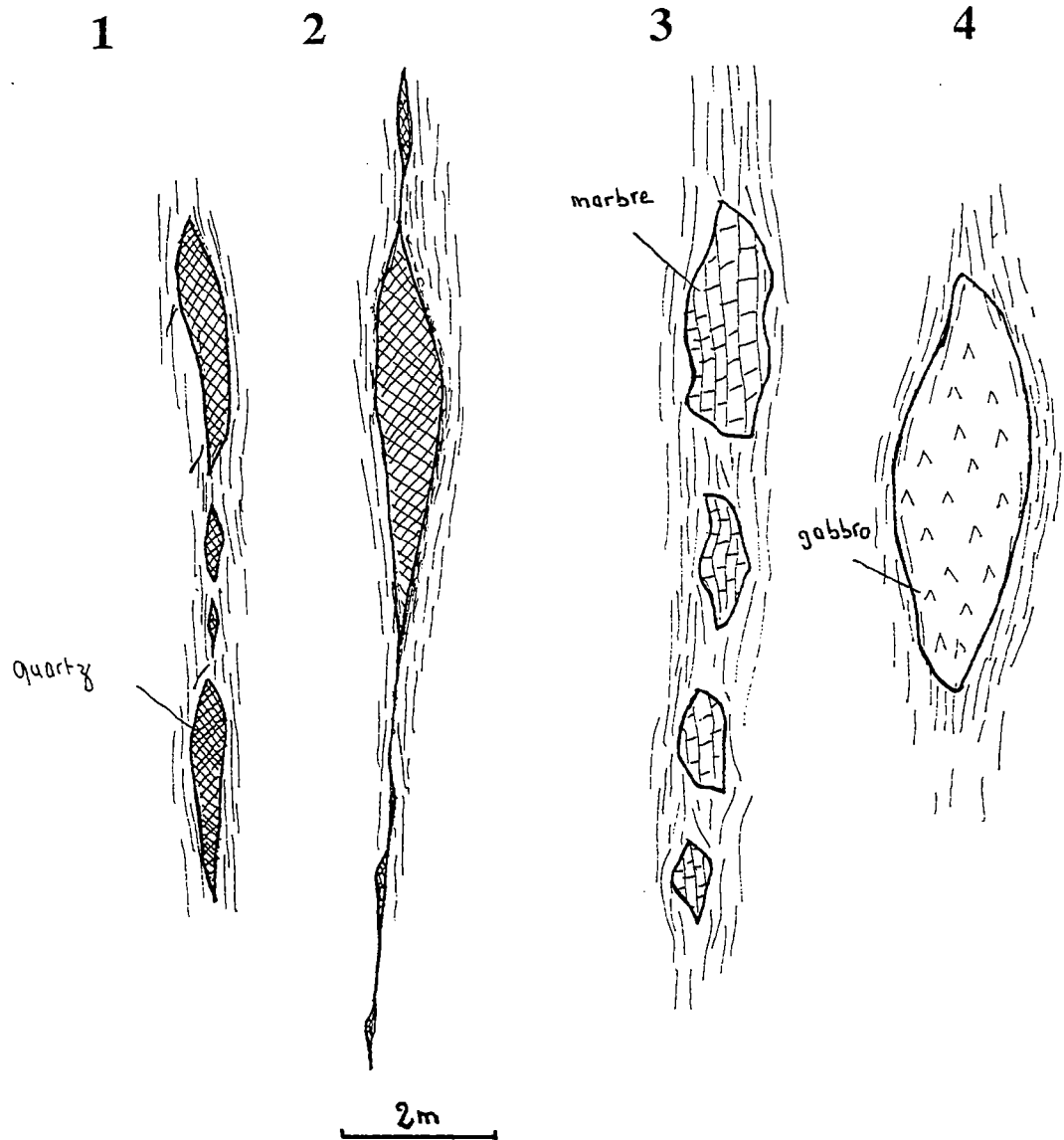
1.1.3. *Le boudinage*

Le boudinage qui intervient généralement lorsque des objets sont de compétence contrastée est très marqué le long du cisaillement. Il affecte essentiellement les intrusions de roches basiques et les filons de quartz (fig III-2). Les boudins sont disposés dans le plan de foliation. La foliation les contourne en changeant légèrement d'orientation à leur contact. Deux types de boudins peuvent être distingués:

- les boudins à structure interne équante, formés essentiellement aux dépens de systèmes de compétences contrastées (intrusions basiques, marbres...)
- les boudins de même composition que les roches mylonitiques encaissantes avec notamment une structure foliée interne oblique à la foliation mylonitique externe (rotation de blocs).

1.1.4. *La linéation d'allongement L1*

Statistiquement horizontale, la linéation d'allongement est orientée N-S. De rares plongements de l'ordre de 10 - 20° au maximum dans l'un des deux sens (Nord ou Sud) ont pu être observés. Ces plongements peuvent refléter soit une composante verticale non négligeable qui se combine localement à la



- 1- Boudinage et légère déformation ductile d'un filons de quartz
- 2- Boudinage et amincissement ductile du filon de quartz "Lardjane"
- 3- Très fort contraste entre l'objet boudiné (marbre) et la matrice (quartzofeldspathique): Des filons de quartz riches en or, sont souvent localisés à leur contact.
- 4- L'objet boudiné (gabbro) et la matrice sont de mêmes compositions

Figure III-2: Schématisation des boudinages observés dans la zone de cisaillement Est-ouzzalienne

composante horizontale dominante, soit des témoins d'anciens mouvements subverticaux qui se sont vus réorientés par le dernier événement majeur décrochant.

A l'échelle de la lame mince, la linéation d'allongement est matérialisée par des recristallisations syncinématiques (lamelles de micas), par des rubans de quartz et des clastes étirés

1.1.5. Les plis

Les plis dans les mylonites s'observent à toutes les échelles, et sont de trois types. Ces trois types correspondent à un même régime de déformation mais vraisemblablement ils sont la conséquence de l'évolution des structures plissées au cours du continuum de déformation. L'ordre dans lequel nous les présentons suit donc une séquence évolutive vers des structures de plus en plus complexes, mais est inverse de la séquence chronologique d'apparition puisque ce sont les structures les plus complexes qui sont les plus anciennes.

a- Les plis d'entraînement reprènnent le rubanement mylonitique. Ils sont asymétriques avec une forme caractéristique de flanc long et flanc court indiquant un net mouvement dextre et sont à axe vertical.

b- Les plis isoclinaux très serrés à plans axiaux et axes subverticaux admettent la foliation mylonitique comme schistosité de plan axial. L'angle entre la linéation et les axes de plis est variable, mais le plus souvent perpendiculaire.

Les deux types de plissement sont congénères et il n'a jamais été observé de polyphasage.

c- Les plis en fourreaux qui affectent autant les ultramylonites des granulites que les gneiss et les quartzites du compartiment Est témoignent d'un comportement passif du plissement. La présence de ces plissements est caractéristique d'une déformation non coaxiale. L'axe du fourreau qui est strictement orienté N-S est donc parallèle à la linéation d'allongement et représente la direction d'extension maximale et celle du transport tectonique.

1.1.6. Conclusion

Toutes ces observations apportées par les différents auteurs sus-cités et que nous avons complétées, constituent les arguments d'une déformation non coaxiale, décrochante dans un plan vertical, et de sens dextre. Ferkous (1990) considère que cette faille est responsable de la position structurale actuelle cote à cote des compartiments archéens et protérozoïque. Il suggère par ailleurs que ce cisaillement admet une composante verticale non négligeable. Caby (1987) estime l'amplitude du mouvement horizontal à quelques centaines de kilomètres.

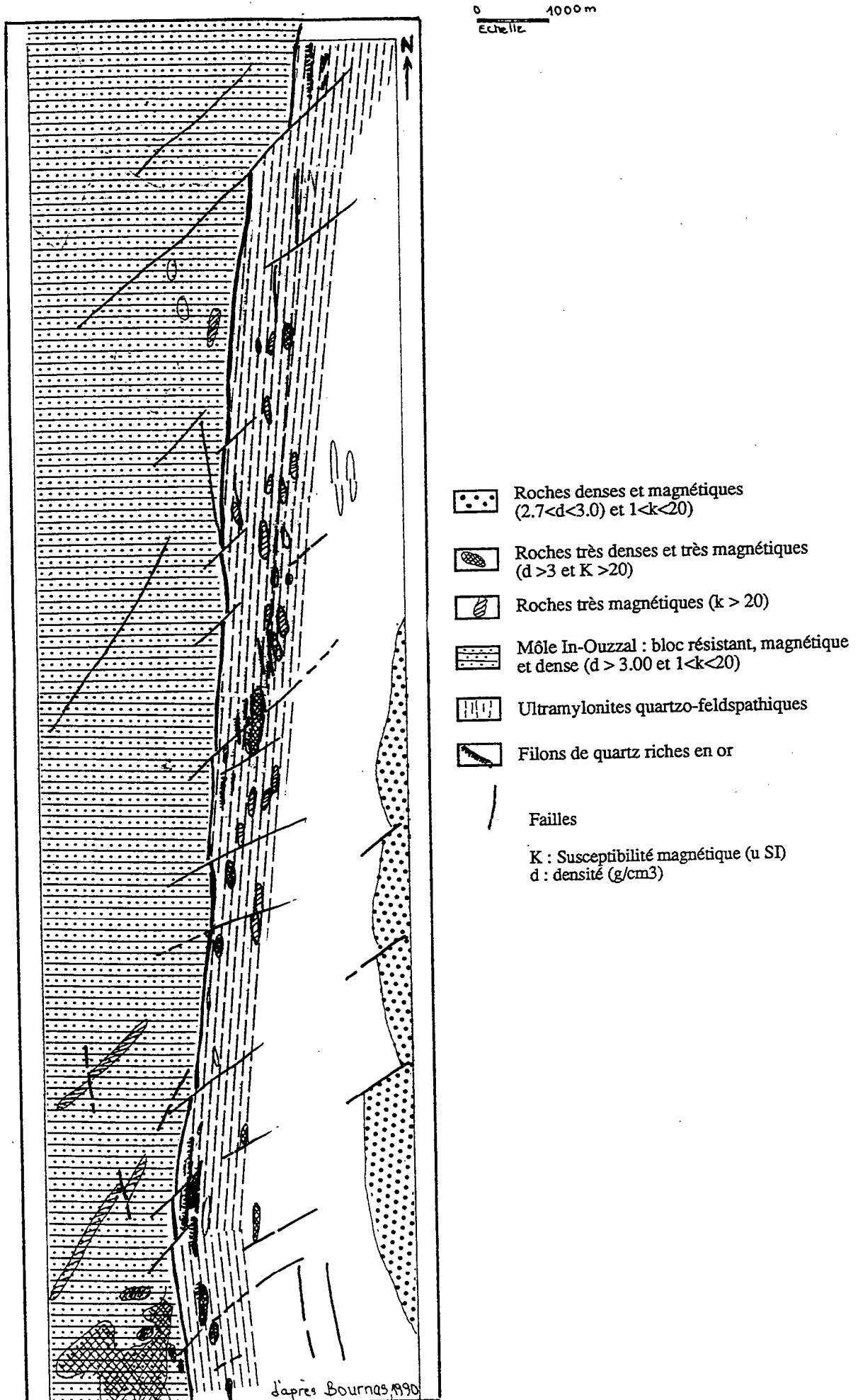
Deux phénomènes majeurs indiquent qu'il s'agit d'une fracture lithosphérique. Ce sont

a- l'activité magmatique synchrone du fonctionnement du cisaillement:

Elle est marquée par la mise en place de nombreux plutons de roches basiques et intermédiaires tout au long de la zone de cisaillement. Ces roches sont d'affinité alcaline (Kouadri, 1983 et **chapitre IV-2**). Les plutons de forme et de taille variable jalonnent la totalité du tracé de l'accident mais leur développement devient particulièrement important à la jonction des deux principaux gisements Tirek et Amesmessa. La mise en place de ces roches plutoniques est considérée comme étant syncinématique sur la base des structures de déformation ductile qui les affectent (Attoum, 1983). La déformation mylonitique est en effet très hétérogène. Elle semble s'intensifier beaucoup du Nord vers le Sud dans la moitié sud du môle In-Ouzzal. Dans les limites du gisement Amesmessa, seuls quelques témoins sous forme de "boudins" ont échappé à cette déformation. Les données géophysiques réalisées au cours d'une campagne de prospection par l'ORGM (rapport ORGM inédit, 1990) montrent plusieurs anomalies magnétométriques qui coïncident avec les corps de gabbros entièrement mylonitisés (**fig. III-3**). En revanche, à Tirek, les intrusions de gabbros se manifestent sous forme de lentilles allongées suivant la direction de la linéation d'étirement (N-S) et ne montrant des évidences de mylonitisation qu'à leur périphérie. On peut cependant admettre que la période de mise en place de ces magmas est relativement longue et que, de ce fait, les premiers plutons formés sont entièrement mylonitisés.

Dans ce cadre, la mise en place de ces corps magmatiques, globalement syncinématique peut trouver son origine soit dans des situations locales extensives liées au fonctionnement du cisaillement décrochant (structure pull-apart, pinch and swell etc...) soit à des alternances entre une cinématique décrochante pure et une cinématique transtensive.

Figure III-3: Carte schématique d'interprétation des données géophysiques



b- L'activité hydrothermale syn et post déformation ductile:

Deux types d'altérations hydrothermales se succédant dans le temps peuvent être identifiés:

- Le premier correspond à une rétromorphose en faciès schistes verts profond (à biotite - amphibole - chlorite) des paragenèses primaires de l'ensemble des roches (gabbros, diorites, gneiss ortho et paradérivés du compartiment Est (Protérozoïque moyen). L'étude microscopique des fabriques minérales montre clairement que cette phase d'hydratation massive est syncinématique ductile (Attoum, 1983; Ferkous, 1991; **partie IV**). Cependant, la zone où l'on observe ces rétromorphoses hydratées de faciès schistes verts déborde la zone mylonitique dans le compartiment Est. Du côté Ouest, dans le môle In-Ouzzal, l'épaisseur de la zone mylonitique est réduite à environ 200 m, mais là aussi, l'extension de la zone de rétromorphose hydratée en faciès schistes verts déborde largement de la zone mylonitisée. Elle peut atteindre plus de 1 km d'extension latérale dans certains endroits.

- Le second correspond à un événement hydrothermal plus localisé à l'intérieur du domaine ultramylonitique dans le compartiment Est. Des fluides circulent dans les zones de perméabilité engendrées par la déformation, surtout dans les plans de foliation, mais aussi de façon sécante à celle-ci. Ces fluides produisent une paragenèse à séricite - carbonate - quartz - pyrite qui conduit à l'apparition d'une bérusite dans les zones les plus intensément percolées par ces fluides. Cette phase d'altération prédate la mise en place de filons de quartz aurifère et se situe à la fin et après la déformation ductile majeure.

La relation temporelle et géométrique pouvant exister entre ces deux événements d'une part, et la minéralisation aurifère de l'autre part, constituera une question importante que l'on tentera d'éclaircir dans les chapitres qui vont suivre.

1.2. Age du cisaillement est-ouzzalien

1.2.1. *Travaux antérieurs*

Dans la région étudiée, aucune datation n'a été faite dans l'esprit de déterminer la période du fonctionnement du cisaillement Est-ouzzalien. Néanmoins, à cause de l'amplitude régionale de ce dernier, on peut faire des

extrapolations à partir de son prolongement vers le Mali où de nombreux travaux ont été effectués (Lancelot et al., 1979; Lancelot et al., 1983).

Ces auteurs, pour estimer les limites supérieures et inférieures des dates de fonctionnement des cisaillements ont utilisé des méthodes de datation enregistrant des stades de températures très différents au cours de la déformation d'intrusions plus ou moins syncinématiques, intrusions mises en place dans la marge occidentale de l'unité granulitique de l'Adrar des Iforas. Cette marge est en effet affectée par un décrochement sénestre qui se situerait en prolongement de l'accident Est-ouzzalien et procède de la même logique cinématique (voir carte fig II-1).

La datation U-Pb sur zircon d'une intrusion granitique tardi-panafricaine légèrement déformée par l'épisode mylonitique fournit un âge de 566 ± 8 Ma considéré comme représentant un âge de cristallisation magmatique et donc fixant la limite la plus ancienne pour le fonctionnement de ce cisaillement. La méthode $^{39}\text{Ar} / ^{40}\text{Ar}$ sur feldspath des mylonites a fourni des âges de 535 ± 5 et 539 ± 5 Ma, âges interprétés comme représentatifs de la fin de l'épisode de déformation.

Par conséquent, l'âge du fonctionnement Est-ouzzalien pourrait par analogie être situé dans l'intervalle 566 ± 8 et 535 ± 5 Ma.

1.2.2. Nouvelles données géochronologiques

Afin de mieux cerner l'âge de fonctionnement du cisaillement Est-ouzzalien, des zircons ont été extraits des gabbros de Tirek qui présentent un caractère syncinématique (voir partie IV). L'échantillon Tir 92/17 a été utilisé car il provient du coeur d'un corps gabbroïque affecté dans sa bordure par la déformation mylonitique et la rétro-morphose, mais très peu déformé dans sa partie centrale où l'essentiel de la paragenèse primaire est conservé (plagioclase basique, pyroxène, amphibole brune). La méthode Pb-Pb par évaporation sur monozircon a été adoptée. Elle présente l'avantage d'être rapide et moins contraignante que la méthode classique, car elle ne comporte aucune procédure chimique. Les travaux ont été effectués en collaboration avec J.J. Peucat. La procédure analytique est donnée en annexe 1.

Résultats obtenus et interprétation

Les résultats analytiques se trouvent en **annexe 2** et sont reportés dans la **figure III-4**, sous forme d'un histogramme d'âges obtenus par paliers de température.

Dans un modèle simple, l'âge à 545 ± 15 obtenu, reflèterait l'âge réel de la mise en place, si l'on attribue à ces zircons une signification magmatique. L'existence de zircons magmatiques est en effet vraisemblable étant donné le caractère alcalin de ce gabbro et ses hautes teneurs en zirconium: jusqu'à 640 ppm (**tableau III-2 - annexe 3**). La zonéographie minéralogique et structurale de ces gabbros peut s'expliquer si ces intrusions sont syn-cinématiques ou anté cinématiques. En effet, on peut considérer ces objets comme des méga-lentilles enregistrant fortement la cinématique dans leur partie externe, là où les fluides contemporains de la cristallisation rétomorphique de faciès schistes verts peuvent pénétrer et produire, par le biais de la déformation des phyllites et amphiboles actinolitiques, un "amollissement" mécanique. L'âge obtenu date donc, soit la déformation, soit un stade antérieur. Etant donnée la forme ovoïde de ces intrusions et leur disposition linéaire le long de l'accident, il faut de plus admettre une relation de causalité entre l'individualisation de l'accident et la mise en place de ces roches dont l'âge est donc significatif.

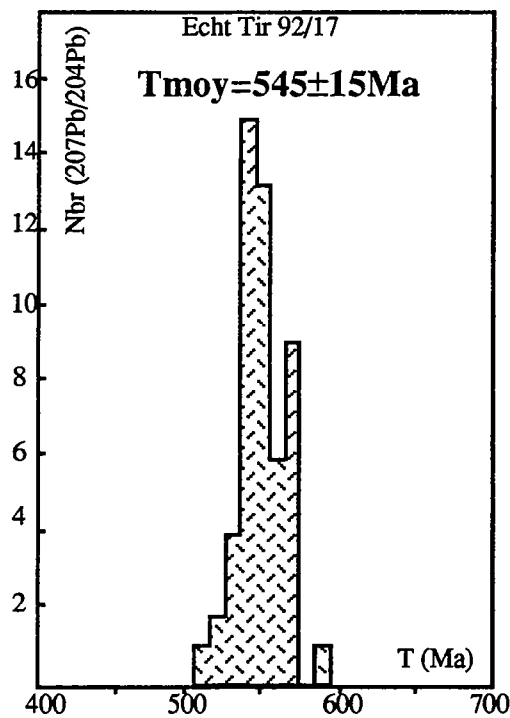


Fig III-4: Histogrammes de fréquence des âges apparents $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, mesurés sur monozircons extraits des gabbros syncinématiques de Tirek

Il est confirmé par cette datation que le fonctionnement ductile de l'accident Est-ouzzalien semble synchrone de celui de l'Adrar des Iforas, étudié par Lancelot et al. (1983; 1985). Le problème de l'âge de la fin de l'épisode de déformation ductile tout comme celui de l'âge de la minéralisation aurifère est beaucoup plus difficile à résoudre. Nous y reviendrons dans l'interprétation de ces gisements en chapitre VII.

Aux marges d'erreur près, l'âge de mise en place de ces gabbros est identique à celui des rhyolites alcalines d'In-Zize (538 ± 29 et 520 ± 10 Ma (Allègre et caby, 1972; Caby et Moussu, 1967).

A noter aussi qu'un âge à 486 ± 19 Ma obtenu en Rb/Sr sur fraction fine de sédiments argileux de la série pourprée, a été interprété comme celui de l'événement thermique de faible intensité qui affecte les grabens molassiques (Clauer et al., 1982).

1.3. Conditions P/T du fonctionnement du cisaillement Est-Ouzzalien

Pour déterminer les conditions P/T du fonctionnement de la Z.C.E.O., nous utiliserons deux méthodes géothermobarométriques. La première de ces méthodes est l'utilisation d'équations thermométriques classiques et nous l'appliquerons pour définir la température de formation des chlorites (thermomètre de Cathelineau-Niéva, 1988). Il s'agira, en l'occurrence, d'une température qui se rapportera au stade tardif de fonctionnement du cisaillement. Nous la mettrons en oeuvre également sur divers types d'amphiboles (thermomètres de Johnson et Rutherford, 1989 et de Schmidt, 1992) et ces données nous fourniront diverses pressions correspondant à des étapes différentes de l'histoire du cisaillement. L'autre méthode permet d'estimer les conditions de pression et température de stabilité d'un assemblage de minéraux par l'utilisation de Thermocalc (Holland et Powell, 1985), qui peut fournir des résultats significatifs à condition que les minéraux considérés soient en équilibre. Cette méthode exige la connaissance de la composition chimique des phases minérales (mesurée à la microsonde électronique) et détermine les conditions P, T, activité des composants de la phase fluide, à partir des interactions entre les activités des différents pôles purs des minéraux à l'équilibre et en utilisant les modèles adéquats de solutions solides entre ces pôles purs.

Les échantillons étudiés sont Tir92/15b, TAMS92/4 et LA1 qui représentent des ultramylonites encaissant les gisements de Tirek (champ A) et d'Amesmesssa (zone Nord). Les compositions minéralogiques sont identiques pour les trois échantillons: quartz - séricite - amphibole - biotite - plagioclase - épidote - chlorite - carbonate. Texturalement, les chlorites sont toujours de cristallisation tardive et ne sont pas à l'équilibre avec l'essentiel de la paragenèse. Les amphiboles montrent, de leur côté, une certaine hétérogénéité chimique qu'il faut expliquer de façon à mieux interpréter les données thermobarométriques. Les résultats des analyses à la microsonde sont reportés dans le **tableau III-5 (annexe 4)**. La **figure III-4b** montre dans un diagramme Si / Na+K qu'il existe trois lots différents d'amphiboles: - a) le premier est le moins riche en silicium et représente les amphiboles les plus primitives, c'est à dire les plus proches de l'état magmatique du gabbro initial; elles sont du type hornblende tschermackitique et se présentent, sur le plan textural, comme des porphyroclastes de teinte brun pâle, d'une longueur d'un demi-millimètre; - b) à la périphérie de ces porphyroclastes, on peut observer une variation progressive dans la teinte de l'amphibole qui devient vert-pâle et du point de vue chimique, cette évolution s'accompagne d'une augmentation de la teneur en silicium pratiquement jusqu'au maximum de 8, une telle formule structurale étant caractéristique des actinotes du faciès des schistes verts; ce deuxième lot d'amphiboles est certainement tardif et doit être contemporain de la cristallisation des chlorites; - c) le troisième lot est intermédiaire du point de vue chimique, avec des teneurs en silicium de 7 pour la formule structurale et il correspond aux amphiboles déterminant la foliation de la Z.C.E.O.; les conditions P/T déterminées à partir de cette population seront donc à rapporter au stade de fonctionnement principal du cisaillement.

En utilisant les équations données par les auteurs cités plus haut, on peut proposer les résultats suivants :

- En ce qui concerne la phase principale de la déformation, c'est à dire celle pour laquelle l'équilibre est défini par l'assemblage Q-bt-pl-amph-ep-ca sans chl, la pression peut être obtenue à partir des amphiboles intermédiaires. Suivant les méthodes utilisées, cette pression est comprise entre 2 et 3.5 Kb. Le programme "Thermocalc", en fonction de ces pressions, fournit des températures comprises entre 450°C et 480°C et des activités de CO₂ faibles, de l'ordre de 0,1 à 0,2, pour l'échantillon TAMS92/4. En ce qui concerne LA1, la pression la plus faible obtenue, c'est à dire la plus proche des estimations

obtenues à partir des équations barométriques, est de $4.6 \text{ Kb} \pm 2.1$, avec une température de $512^\circ\text{C} \pm 107$ et une activité faible de CO_2 , O_2 .

- En ce qui concerne la phase la plus tardive, celle des cristallisations des chlorites et des actinotes, la pression obtenue à partir des amphiboles est comprise entre 2 et 3 Kb et la température obtenue à partir des chlorites est comprise entre 315°C et 330°C .

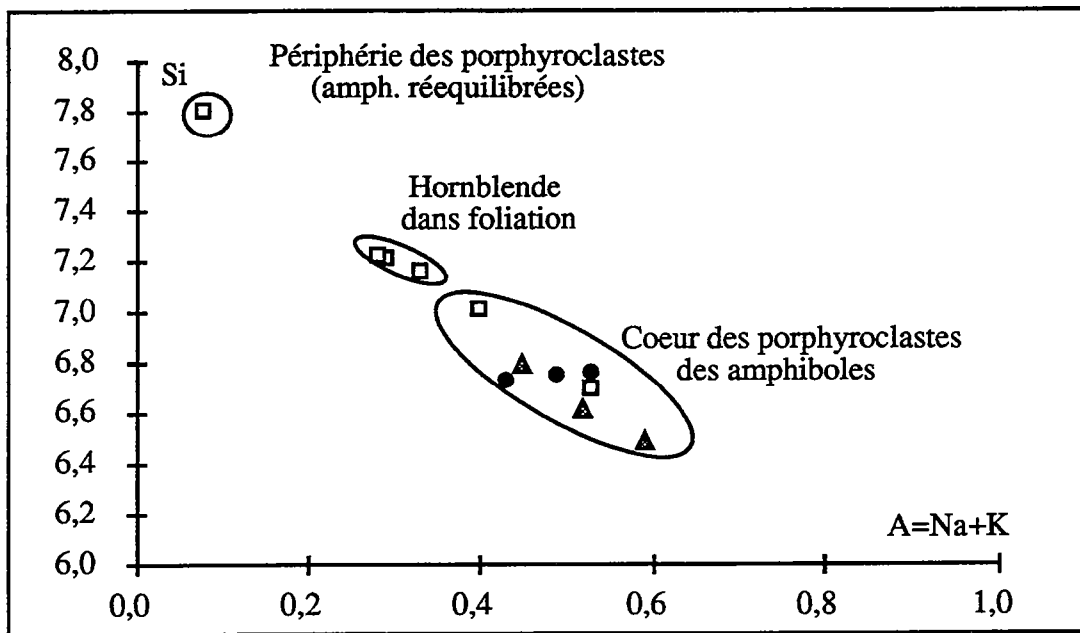


Figure III-4b : Diagramme Si/(Na+K) des différentes amphiboles

- Les amphiboles porphyroclastiques, tout au moins leur coeur, peuvent nous renseigner sur les pressions qui régnaient au début du fonctionnement du cisaillement; elles sont comprises entre 4 Kb et 5 Kb. Les températures sont mal contraintes, mais un essai avec Thermocalc a donné 550°C et l'utilisation du thermomètre de Blundy et Holland, qui implique l'existence de l'équilibre entre amphibole et plagioclase, condition qui n'est pas forcément réalisée dans ces roches, a donné des températures beaucoup plus fortes, aux alentours de 700°C .

En résumé, les contraintes thermobarométriques s'appliquant au fonctionnement du cisaillement Est-Ouzalien sont les suivantes:

* le début du fonctionnement s'est produit dans des conditions de températures probablement comprises entre 550°C et 700°C pour des pressions

comprises entre 4 et 5 Kb; les coeurs des porphyroclastes d'amphibole ont préservé les caractéristiques chimiques acquises lors de cet épisode;

* le fonctionnement principal du cisaillement s'effectue à des températures comprises entre 450°C et 520°C pour des pressions de 2 à 4.6 Kb et une faible activité de CO₂; l'assemblage caractéristique de cette phase principale est formé de quartz, biotite, amphibole, plagioclase, et calcite;

* postérieurement à ce stade, des chlorites cristallisent et les porphyroclastes d'amphibole évoluent vers des actinotes; cette paragenèse se situe vers 2 Kb pour 300°C à 330°C.

2. Les cisaillements intra-ouzzaliens sur l'exemple du cisaillement In-Allarène

2.1. Vue d'ensemble des cisaillement intra-ouzzaliens:

Dans le môle In-Ouzzal, de nombreuses zones de cisaillement se distinguent par leur comportement, leur âge relatif et leur relation avec les terrains archéens. Elles ont une direction majeure NE-SW à NNE-SSW. On distingue:

- Les cisaillements décrochants ou à forte composante décrochante qui réorientent la foliation gneissique, et dont le jeu le plus évident est sénestre. Ils délimitent des mégastructures gneissiques sigmoïdes fonctionnant en régime ductile. Ce type de cisaillement est considéré comme reprenant d'anciens contacts chevauchants (Haddoum, 1993). Leur fonctionnement a eu lieu au cours de l'orogénèse éburnéenne.

- Les cisaillements décrochants dextres tardifs par rapport à la foliation gneissique. Ils la recoupent sans la réorienter et affectent aussi les formations les plus récentes (granites panafricains). Ces cisaillements sont matérialisés par des cataclasites et des brèches. D'âge pan-africain, ils reprennent le plus souvent le tracé d'anciens cisaillements qui ont fonctionné durant l'événement tardi-éburnéen.

2.2. Le cisaillement In-Allarène:

2.2.1. Nature du cisaillement

S'étendant sur plus de 100 km suivant la direction N25°, il constitue le cisaillement le plus important qui traverse la partie sud du môle In-ouzzal (fig. IV-1 et IV-10). Il est confondu avec une bande rectiligne de formations paradérivées dominées par des marbres et des diopsidites, et est caractérisé par plusieurs ramifications moulant les différentes lithologies.

En tenant compte de la réorientation de la foliation gneissique aux bordures et des microstructures de déformation observées dans les gneiss correspondants, ce cisaillement a vraisemblablement fonctionné en régime ductile avec un sens sénestre dans son histoire précoce (Haddoum, 1993). Cependant, une véritable mylonitisation telle qu'on l'observe dans le cisaillement majeur Est-ouzzalien n'a jamais pu être observée. La déformation la plus apparente tout au long de la structure est clairement de type fragile (brèches et cataclasites), ce caractère s'observant aussi à l'échelle de la lame mince, et matérialise une reprise de sens dextre. Par rapport aux deux types de cisaillements décrits dans le paragraphe 2-1 (ce chapitre), il correspond à la fois au premier type et au deuxième type de par la superposition des deux régimes et sens de déformation.

2.2.2. Matériel présent dans le cisaillement

Le cisaillement est souligné par des cataclasites et affecte surtout les syénites quartziques qui sont intimement associées à la formation supracrustale. Une rétromorphose en faciès schistes verts s'observe dans les terrains qu'il traverse. Les roches ultrabasiques qui bien souvent sont prises en "chicots" le long de son tracé, sont sujettes à une forte altération hydratante: les pyroxènes se déstabilisent en chlorite et en trémolite avec apparition locale de pyrite qui s'oxyde. La présence systématique de petits noyaux boudinés et étirés de roches ultrabasiques suggère un enracinement profond de ce cisaillement.

2.2.3. Age relatif du cisaillement

Dans les limites du terrain étudié, à aucun moment ce cisaillement ne déborde le môle In-Ouzzal pour traverser les terrains appartenant à la chaîne panafricaine. S'il est orienté N20° au centre du môle In-Ouzzal, il a cependant tendance à se recourber légèrement vers le Nord, à l'approche du cisaillement Est-ouzzalien et à se paralléliser à ce dernier au même titre que la foliation granulitique. Dans cette zone, il est clair qu'il manifeste les caractères d'un accident anté-panafricain et donc vraisemblablement d'âge tardi-éburnéen.

Cependant, on ne peut exclure que le rejeu fragile dextre corresponde à une dynamique d'âge pan-africain (structure de type Riedel ?).

3. Les cisaillement orientés N40

Ils sont localisés à la frontière du môle In-Ouzzal avec les formations du domaine pharusien et sont généralement d'extension assez limitée. Ils interviennent surtout le long du cisaillement Est-ouzzalien qu'ils fragmentent en petites bandes avec un jeu systématique en décrochement dextre et des rejets horizontaux de l'ordre de quelques centaines de mètres. Il affectent surtout les formations du compartiment Est alors que du côté du compartiment ouzzalien, ils s'amortissent généralement dans les premières centaines de mètres à partir du cisaillement. Leur orientation N30 et N40 est assez régulière. Leur relation spatiale avec le cisaillement Est-ouzzalien indique qu'ils sont compatibles avec le même régime de contraintes tectoniques mais ils correspondent à des cisaillements du 2° ordre dont l'apparition tardive est à rattacher à une histoire moins profonde, voire même proche de la surface, de la structure décrochante Est-ouzzalienne.

Il sont en effet matérialisés par des brèches , au sein desquelles se mettent en place des filons de quartz eux même pouvant être bréchifiés, qui sont le plus souvent très épais (épaisseur parfois supérieure à 5 m).

La **figure III-6** illustre un bon exemple de ce type de cisaillement contrôlant les minéralisations du type II que nous étudions plus en détail dans la partie IV.

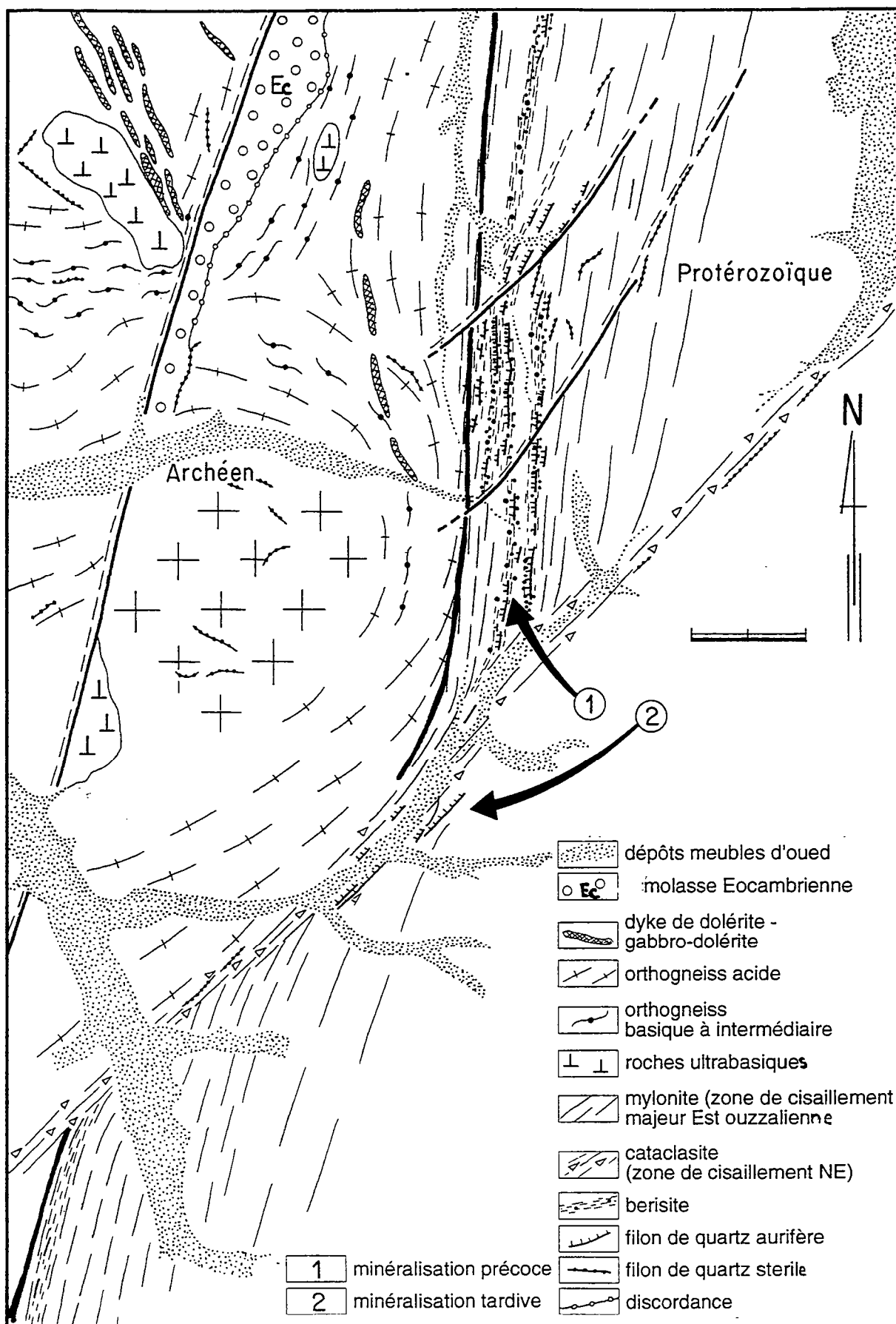


Fig III-6: Décrochement dextre affectant le cisaillement majeur Es-ouzzalien

**PARTIE IV
LES GISEMENTS D'OR :
STRUCTURE ET EVOLUTION**



I. CLASSIFICATION ET PARTICULARITES DES MINERALISATIONS AURIFERES

Les filons de quartz issus de processus magmatiques et métamorphiques sont nombreux et variés dans la région étudiée. Les uns sont aurifères, d'autres à l'inverse sont dépourvus de toute trace de minéralisation. Leur individualisation a été établie dans le souci de mettre en évidence les caractéristiques spécifiques des uns et des autres ainsi que les facteurs qui concourent à la production des fluides minéralisateurs en or dans des contextes géologiques variés (fig. IV-1)

1. Les filons de quartz non minéralisés

Ils sont généralement localisés loin des zones de cisaillement décrites précédemment (partie III, chapitre II).

Dans la chaîne pharusienne (compartiment Est), ces filons de quartz sont, pour la plupart d'entre eux, situés dans les plans de foliation des structures affectant les gneiss, et sont issus des processus métamorphiques au cours de l'orogénèse pan-africaine. D'autres, en revanche, sont sécants sur la foliation métamorphique et soulignent les différentes failles correspondant à des déformations de type fragile d'orientation NE, NNE et NW.

Seuls les filons contenus dans les failles d'orientation NE sont susceptibles de présenter des occurrences aurifères et ce, uniquement lorsqu'ils recoupent le cisaillement Est-ouzzalien.

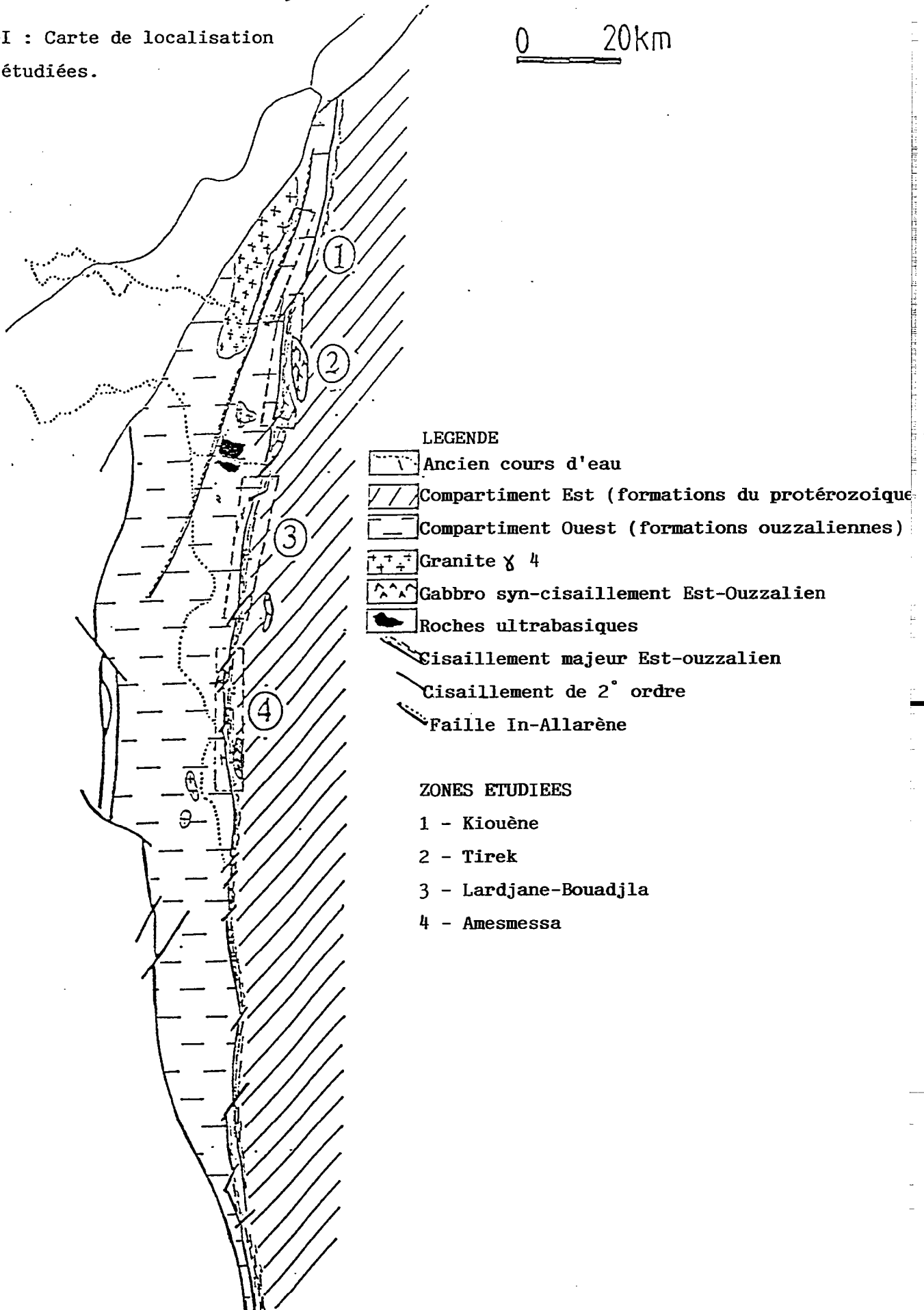
Dans le môle In-ouzzal, les filons quartzeux dépourvus de minéralisation aurifère sont :

- ceux qui sont antérieurs au métamorphisme granulitique éburnéen: ils sont affectés par les plis d'âge éburnéen post-foliation granulitique. Ils contiennent fréquemment de petits cristaux d'orthopyroxène et le quartz est bleuté macroscopiquement;

- ceux qui, d'âge inconnu, recoupent les structures éburnéennes avec des orientations non préférentielles. Certains d'entre eux pourraient être en relation avec les intrusions de granites subalcalins tardi-panafricains:

Figure IV-I : Carte de localisation
des zones étudiées.

0 20km



Types de minéralisations aurifères étudiées :

- Type I : Minéralisation contrôlée par le cisaillement Est-Ouzzalien.
- Type II : Minéralisation contrôlée par les cisaillements obliques (NE).
- Type III : Minéralisation ouzzalienne contrôlée par le cisaillement in-allarène.

- ceux qui sont situés dans des zones de cisaillement d'orientation comparable à celle des filons porteurs, quant ces filons sont contenus dans les formations d'orthogneiss charnockitiques (loin des séries paradérivées).

A l'exception des filons anté-métamorphiques, les principales caractéristiques de ces quartz sont la couleur "blanc neige" et la texture à gros grains.

2. Les filons de quartz aurifères:

Ils apparaissent liés à trois types de cisaillements spécifiques par leur relation spatiale avec le môle In-Ouzzal. L'ensemble des indices et gisements découverts à ce jour sont situés soit aux bordures, soit à l'intérieur de ce môle. Le regroupement de ces minéralisations est connu sous le nom de district aurifère de Tirek-Amesmess (Hoggar occidental) Nulle part on ne trouve de filons sans qu'ils soient liés à des zones de cisaillement.

En fonction des particularités structurales des zones de cisaillement et de l'environnement géologique dans lequel les filons minéralisés se situent, nous pouvons distinguer trois types de minéralisations:

2.1. Type I:

Il est représenté par les gisements et indices associés au cisaillement Est-ouzzalien. Les minéralisations aurifères sont portées par des filons de quartz qui sont disposés parallèlement à la foliation mylonitique d'orientation subméridienne et qui affleurent uniquement dans des couloirs intenses déformés correspondant au domaine des ultramylonites défini précédemment (partie III-chapitre III).

La position spatiale des filons de quartz les plus riches en or est remarquablement influencée par la nature lithologique des ensembles au sein desquels ils se mettent en place. En effet, les minéralisations aurifères sont surtout situées à l'intérieur et/ou à la périphérie soit des marbres et des diopsidites appartenant aux séries supracrustales du môle In-Ouzzal, soit des gabbros mylonitisés. Ce lien spatial peut-être en relation avec l'existence d'un contraste rhéologique et/ou chimique de ces roches (marbre, diopsidite et gabbro mylonitisé) par rapport aux mylonites quartzo-feldspathiques qui les encadrent.

Le caractère régional de la distribution de la minéralisation au sein de ce cisaillement semble traduire, même si les teneurs varient le long de celui-ci, une unicité d'origine en relation avec les phases les plus tardives du fonctionnement du dit cisaillement. La figure IV-2 (a et b) montre les deux principales structures au sein desquelles apparaissent les filons de quartz les plus riches en or.

2-2- Type II

Il est représenté par les gisements et indices associés aux failles fragiles tardives, d'orientation systématiquement N20° à N40°, matérialisées par des cataclasites et des brèches, et qui contiennent de nombreux filons de quartz de même direction. La minéralisation aurifère portée par ces filons de quartz n'apparaît qu'à l'intersection de ces failles fragiles avec le cisaillement majeur est-ouzzalien qu'elles décalent selon des rejets horizontaux allant jusqu'à quelques centaines de mètres. La relation spatiale entre la minéralisation aurifère de ces filons et la proximité immédiate du cisaillement Est-ouzzalien suggère soit que l'or a été hérité d'anciens filons du type I (remobilisation de l'or du type I au cours de l'épisode fragile associé à la mise en place des filons II), soit qu'il est là aussi issu du fonctionnement du cisaillement majeur, auquel cas l'évolution tardive du cisaillement majeur et l'apparition des failles N20-N40° seraient contemporaines.

Le champ filonien B du gisement de Tirek que nous étudions d'une manière détaillée est localisé le long de ces failles tardives (fig. IV-3). Les filons de ces failles sont minéralisés le long du segment recoupant la zone mylonitique, que ce soit dans les mylonites de matériel felsique (teneurs faibles et négligeables) ou dans les gabbros syncinématiques (teneurs systématiquement élevées). Par contre, ces filons ne sont pas minéralisés dans leur extension au delà de la zone déformée, même s'ils traversent des massifs gabbroïques.

2.3. Type III

Il comprend les filons de quartz qui sont situés le long des zones de cisaillement intra-ouzzaliennes affectant préférentiellement des bandes linéaires et étroites de formations supracrustales archéennes. Ces minéralisations sont très différentes de celles des types I et II par leur contexte géologique de mise en place d'une part et par la paragenèse minérale associée à l'or d'autre part. Ce type est représenté par l'indice de Kiouène (Fig. IV-4).

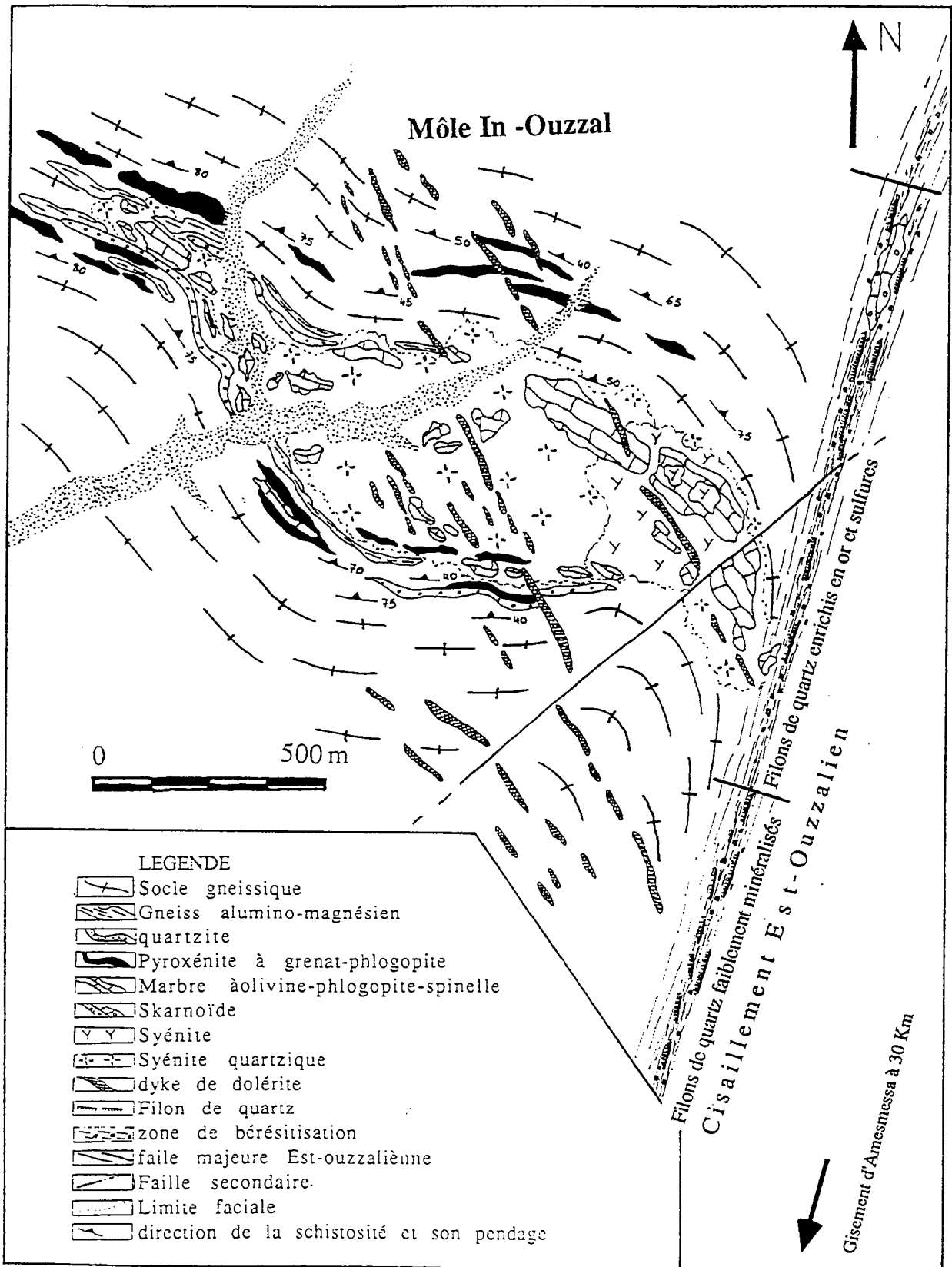
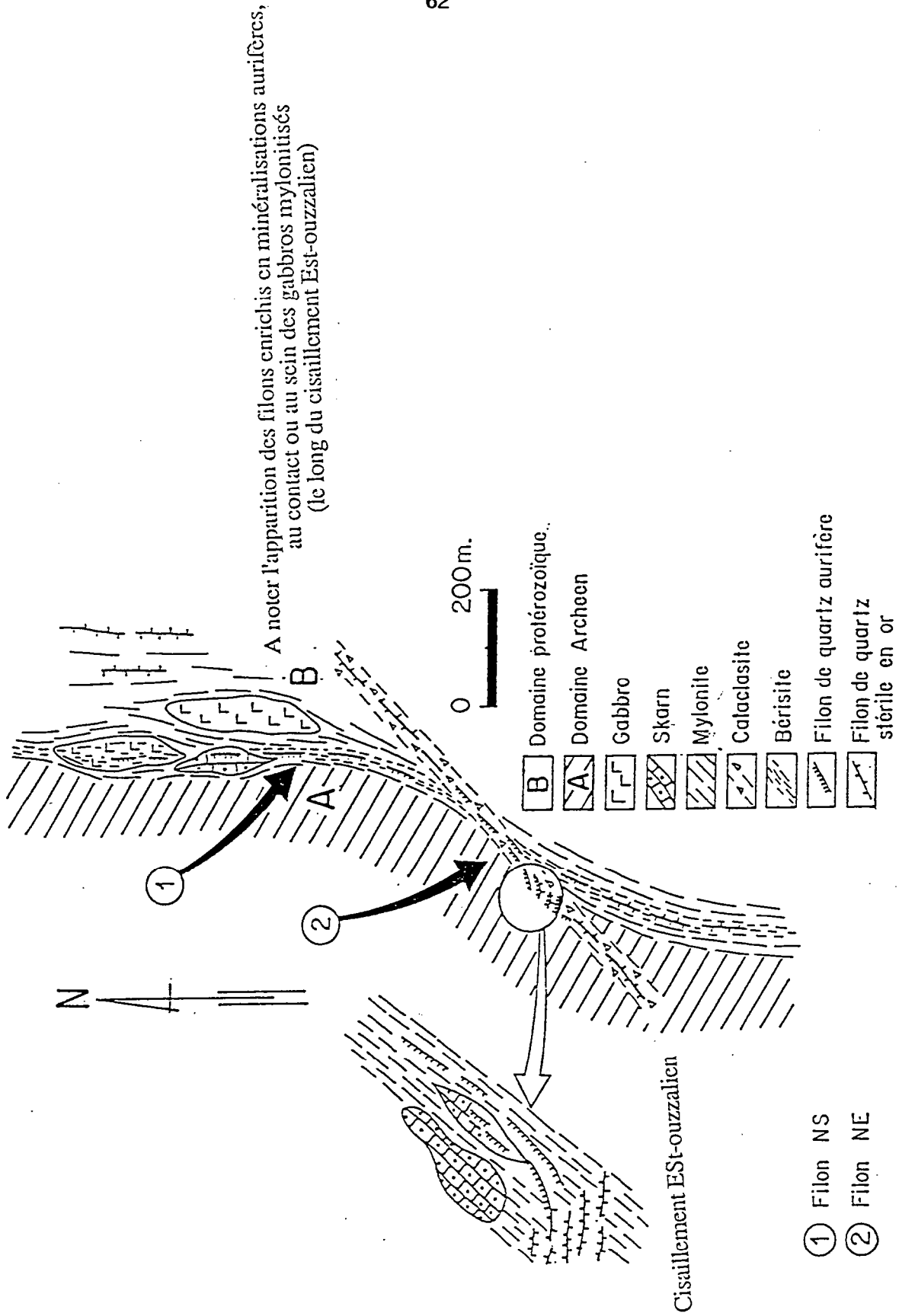


Figure IV-2a: Schéma géologique montrant l'influence des formations paradérivées ouzzaliennes sur le degré de minéralisation en or des filons de quartz situés le long du cisaillement Est-Ouzzalien



Fig/N-2b :Schéma géologique montrant la position des filons de quartz aurifères associés aux failles NE

II. CADRE GEOLOGIQUE DU SECTEUR ETUDIE

Le district aurifère de Tirek-Amesmessa est localisé vers l'extrême Sud-Ouest du Hoggar occidental. Il s'étend sur une superficie de plus de 1200 Km². Il comprend les gisements d'Amesmessa (filons du type I), de Tirek (filons du type I et II) et de nombreux indices notamment de Kiouène (filons du type III) et de Lardjane-Bouadjla (filons du type I et II). Les minéralisations aurifères sont les mieux exprimées dans la partie centrale du district, là où les travaux effectués ont été concentrés (**fig. IV-1**).

Le secteur étudié montre globalement les mêmes particularités pétro-structurales que celles évoquées dans la troisième partie de ce travail. Dans ce chapitre, seules les lithologies adjacentes aux différents types de minéralisations aurifères feront l'objet d'une étude structurale, pétrographique et chronologique détaillée. Nous tenterons de mettre en relief les liens éventuels de certains faciès lithologiques avec les minéralisations aurifères

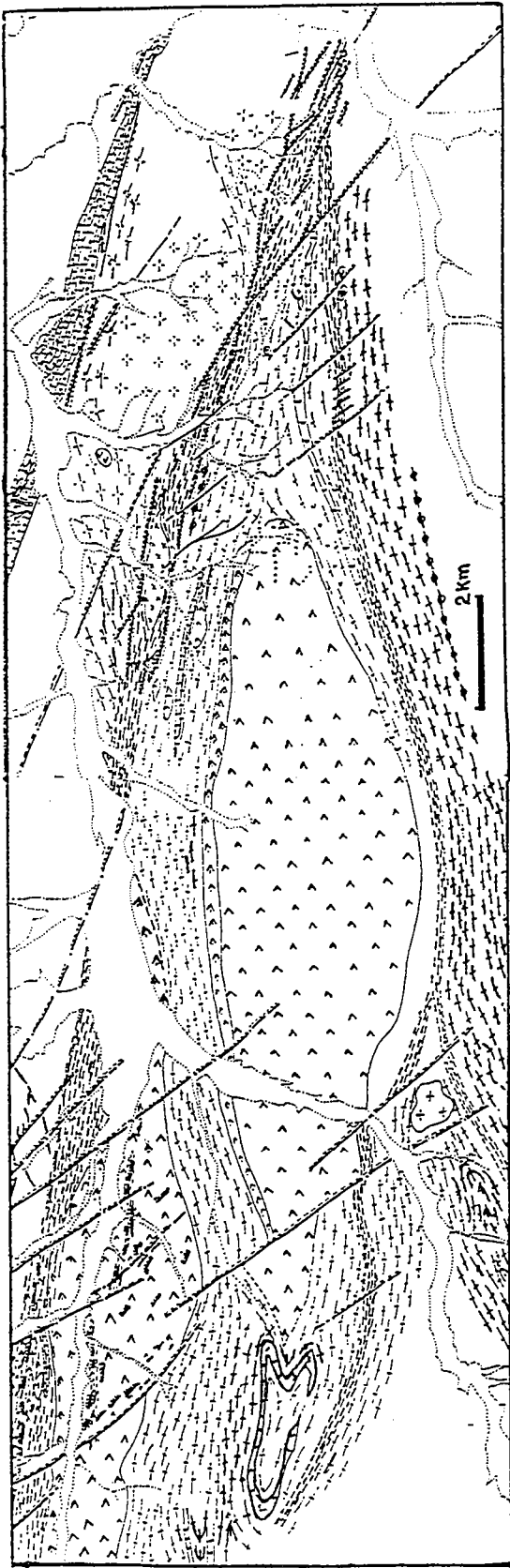
Cette région représente un vaste plateau ou seule la ZCEO, matérialisée par la bande mylonitique, émerge parfois en donnant des reliefs relatifs de l'ordre de 200m.

1. Matériel ouzzalien

Affleurant à l'ouest de la ZCEO, les formations ouzzaliennes du district aurifère de Tirek-Amesmessa offrent une association lithologique particulière sur le plan de la diversité des faciès par rapport aux autres régions du môle In-Ouzal.

Cinq ensembles lithologiques principaux distincts peuvent être individualisés. Ce sont:

- Lithologies affectées par le cycle éburnéen ou tardi- éburnéen
 - Les gneiss charnockitiques
 - Les granites pegmatitiques
 - Les roches paradérivées et syénites associées
 - Les roches ultrabasiques
- Formations nettement post-éburnéennes
 - Les dykes de dolérites














- 1 [Symbol]
- 2 [Symbol]
- 3 [Symbol]
- 4 [Symbol]
- 5 [Symbol]
- 6 [Symbol]
- 7 [Symbol]
- 8 [Symbol]
- 9 [Symbol]
- 10 [Symbol]
- 11 [Symbol]
- 12 [Symbol]
- 13 [Symbol]
- 14 [Symbol]
- 15 [Symbol]
- 16 [Symbol]
- 17 [Symbol]
- 18 [Symbol]
- 19 [Symbol]
- 20 [Symbol]

LEGERDE: Quaternaire: 1-oued, 2-dépôts meubles (galet de quartz et sable grossier), 3-basalte alcalin à olivine cénozoïque(?). Protérozoïque moyen: Alternance de gneiss divers, quartzite, amphibolite, marbre, schiste à trémolite avec de rares niveaux de quartzite à magnétite, 4-gneiss, 5-amphibolite, 6-quartzite, 7-marbre. Archéen: 8-gneiss charnockitique, 9-marbre à olivine-spinelle-phlogopite, associés aux pyroxénites et roches aluminomagnésiennes. Roches magmatiques: 10-granite, 11-gabbro, 12^hsyénite, 12^ggabbro mylonitisé et amphibolitisé, 13-ultramylonite à protolithe de gabbro. Accidents tectoniques: 14-couloir mylonitique; zone de cisaillement majeure, 15-brèche tectonique ferrifère accompagnée de filons de quartz très faiblement minéralisée en or, 16-faille oblique. Signes conventionnels: 17-faille réelle, 18^a aurifère, 18^b filon de quartz aurifère, 19-filon de quartz faiblement aurifère, 20-filon de quartz stérile.

Figure IV-3: Schéma géologique de la région de Tirek

Echelle 0 1km

LEGENDE

-  Dépôts meubles d'oued
-  Granite $\delta 4$ Pan-africain
-  Syénite quartzique
-  Marbre à olivine-spinelle avec rares niveaux de quartzites et de métapelites
-  Pyroxénite
-  Orthogneiss charnockitique
-  Faille majeure soulignée par des cataclasites
-  Faille secondaire
-  Filon de quartz non minéralisé
-  Filon de quartz auro-sulfuré
-  ● 1 Point d'échantillonnage

N° et nature des échantillons prélevés

- 1- Sy1 : syénite quartzique
- 2- Sy2 : syénite quartzique
- 4- Sy3 : syénite altérée
- 5- Sy4 : pyroxénite altérée
- 6- DZ2 : Pyroxénite
- 7- K3 : Quartz filonien
- 8- QzSy1: Quartz filonien
- 9- K4 : Ultrabasite altérée

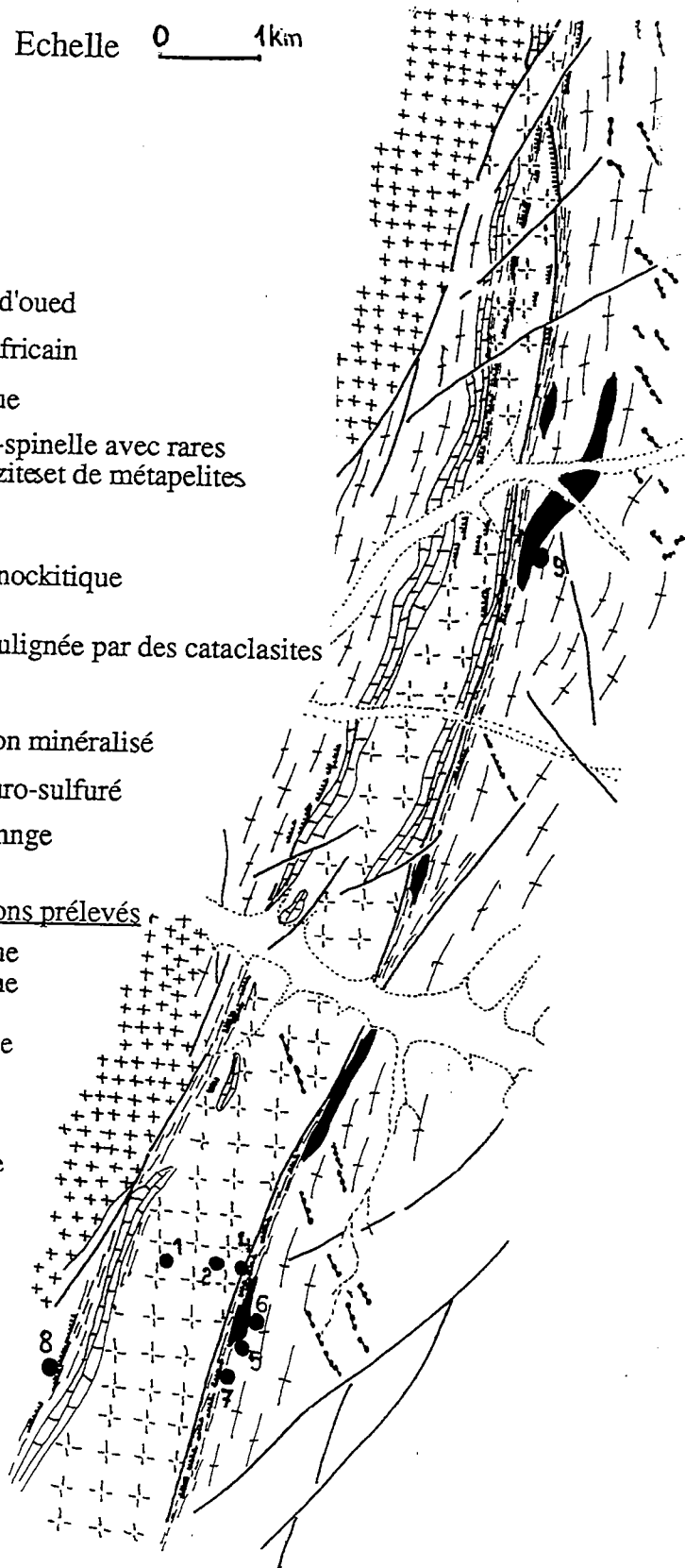


Figure IV-4 : Carte géologique schématique de KIOUENE, montrant la localisation et la relation spatiale des filons de quartz aurifères avec les syénites quartziques d'âge 1991 ± 2 Ma.

1.1. Les orthogneiss charnockitiques

Ils constituent les roches les plus anciennes du môle In-Ouzzal, par analogie avec les zones nord et médianes de celui-ci, et représentent la lithologie dominante du secteur minéralisé.

Les faciès dominants sont des gneiss charnockitiques acides et intermédiaires. A l'affleurement, ces roches sont caractérisées par une hétérogénéité texturale et une diversité de faciès remarquable pour un même massif donné. Cet ensemble est structuré en une série de lentilles d'allure sigmoïdale. Ces lentilles présentent un rubanement gneissique bien marqué à la périphérie, lequel s'atténue progressivement vers le coeur de ces structures (**fig IV-5**). Le coeur apparaît en relief dans le paysage (il domine le reg d'une centaine de mètres environ). Ces zones centrales moins déformées peuvent être constituées soit du même matériel soit d'intrusions granitiques d'âge et de composition probablement différent (plus jeune).

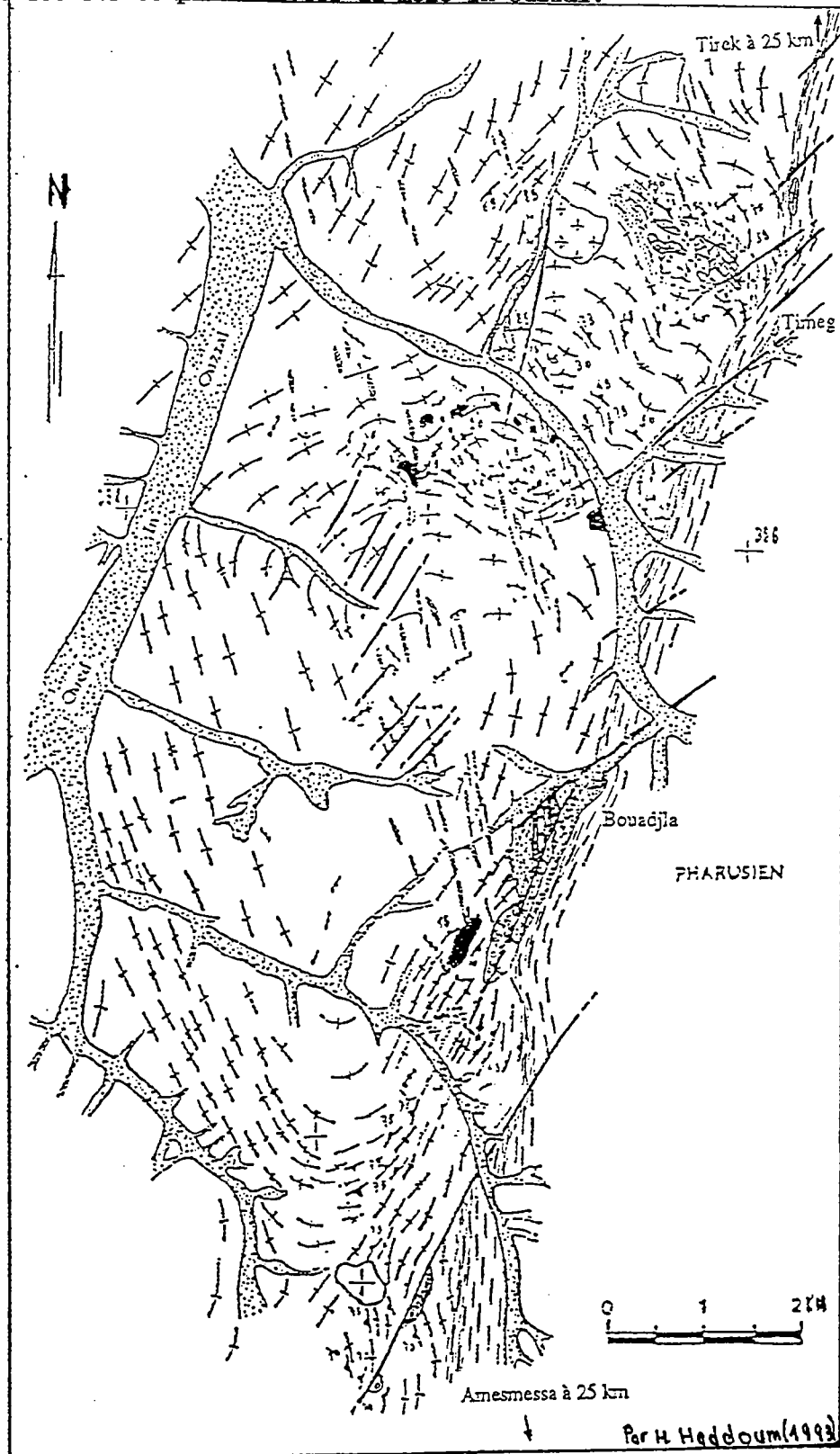
A la différence de ce que l'on observe dans la partie nord, dans les zones abritées (points triples) de ces structures boudinées et allongées, se met en place presque systématiquement un matériel intrusif qui est à peu près indemne de toute déformation éburnéenne. Ce matériel est constitué par des granites charnockitiques γ_2 . De tels granites ont été décrits dans la partie nord du môle In-Ouzzal et sont datés à environ 2000 Ma.

Dans le souci de montrer le comportement de l'ensemble de roches au voisinage du cisaillement, une cartographie détaillée de certaines zones clés a été effectuée. Elle montre que ces roches, qui ont acquis une structure étirée en boudins ainsi qu'une foliation replissée durant la phase tectono-métamorphique éburnéenne ont été en partie restructurées au cours du fonctionnement de ce cisaillement tout en gardant globalement leur forme (**fig.IV-5**). Cette reprise est marquée par la virgation de la structure générale et est associée à la rétro-morphose et à la mylonitisation dans les premiers 200m à partir du cisaillement.

Age des orthogneiss charnockitiques

En collaboration avec J.J. Peucat et A. Drareni, nous avons daté un orthogneiss à nombreuses enclaves de roches basiques à **2550 Ma \pm 16** (sur monozircon. par évaporation directe du Pb (**annexe 2**)).

Figure IV-5 : Carte géologique montrant la structuration en sigmoïde des orthogneiss et des séries paradérivées du môle In-Ouzzal.



- Conglomerats et grès de la série pourprée (Cambrien)
- Roches basiques et ultra-basiques
- Granites indifférenciés (panafricains).
- Dolérites pré-panafricaines.
- Quartz filonien non minéralisé
- Syénites quartziques et pyroxénites
- Marbres à olivine-spinelle
- Granito-gneiss granulitiques
- Accident ductile "Est-ouzzalien"
- Failles secondaires
- Axes de plis
- Centre de photo aérienne.
- Oued

Il s'agit d'un orthogneiss qui forme le noyau d'une structure sigmoïde. Cet âge reflète celui d'un granite intrusif dans des orthogneiss plus anciens. La large distribution de ce type d'orthogneiss traduit le fait que la période 2500-2600 Ma (fig. IV-6) correspond à un événement magmatique majeur dans la partie méridionale du môle In-Ouzzal.

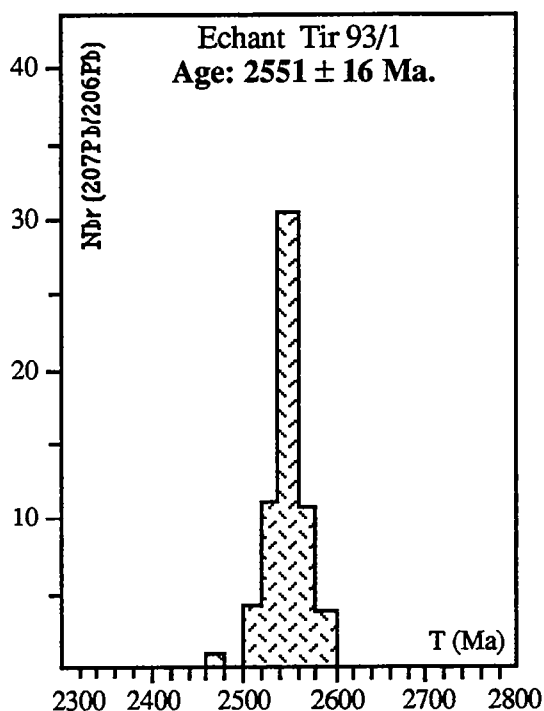


Fig.IV-6 : Diagramme de fréquence montrant la distribution des âges obtenus par paliers de températures sur monozircons des gneiss charnockitiques (échantillon prélevé à 20 km à l'ouest de l'indice aurifère I-II)

1.2. Les granites charnockitiques pegmatitiques

Ils correspondent à des mobilisats et à des intrusions synchrones du métamorphisme éburnéen. Ce sont des granites, dont l'aspect le plus souvent pegmatitique les distingue des gneiss plus anciens. Ils s'injectent sous des formes variées (sills, lentilles et dykes) surtout à la limite des terrains de compétence différente:

- entre la formation paradérivée et les orthogneiss charnockitiques
- au voisinage des roches intrusives basiques et ultrabasiques.

Ce sont des granites leucocrates à hololeucocrates, à texture granoblastique, composés de plagioclase, microcline, quartz, biotite (rare) et orthopyroxène; accessoirement on trouve: apatite, rutile, zircon, topaze,

magnétite et xénotime. La couleur bleutée du quartz et l'aspect pegmatoïdique sont des caractéristiques spécifiques à ces roches.

1.3. les roches paradérivées et syénites associées

Entre deux corps gneissiques lenticulaires, apparaît généralement un matériel supracrustal dispersé en petits pointements et formant des structures synformes. Ce matériel prend parfois une allure sigmoïdale structurée au même titre que les orthogneiss qui les encaissent (**fig.IV-5**). Les relations mutuelles ne sont pas claires. L'absence d'une auréole métamorphique à leur bordure commune, suggère un comportement de vieux socle pour les orthogneiss en substratum de la série supracrustale (couverture), avant un métamorphisme granulitique et plissement commun au cours de l'orogénèse éburnéenne.

Ces formations sont largement répandues dans le secteur d'Amesmessa qui offre une coupe lithologique assez complète. Elles sont représentées par des métasédiments au sein desquels de nombreux cumulats basiques-ultrabasiques riches en spinelle et en grenat (parfois des pyrigarnites) sont interstratifiés. Kiénast (communication orale) leur attribue de nombreuses similitudes avec les formations de la zone d'Ivrée située dans les Alpes, reflétant notamment les conditions de la croûte inférieure. Les métasédiments sont constitués par une alternance de marbres, de métapélites parfois alumino-magnésiennes, de kinzigites et de quelques rares niveaux de quartzites avec ou sans magnétite affectés par le plissement éburnéen (**fig. IV-7**). L'ensemble est intrudé par des syénites quartziques qui n'ont pas subi de déformation granulitique et se mettent en place préférentiellement à la périphérie des marbres qu'elles métasomatisent en diopsidites.

Les marbres ont beaucoup attiré notre attention à cause de leur composition et leur mode d'affleurement dans des contextes géologiques variés (**planche IV-1**). Ils constituent des cibles privilégiées pour rechercher les indices d'or quand des zones de cisaillement les recoupent. Ils présentent un caractère métasédimentaire évident quand ils sont associés aux roches paradérivées mais donnent localement l'impression d'être intrusifs dans le matériel granulitique. Dans ce dernier cas, ces marbres associés souvent aux diopsidites et aux péridotites affleurent sous forme de petits pointements "en serpentinite" dilacérés et dispersés au sein des granites pegmatitiques syn-cinématiques du type γ_2 , sans qu'il y ait la moindre transformation au contact

avec ces γ_2 . Un comportement rhéologique plus plastique que celui du matériel silicaté qui les renferme peut expliquer une mobilisation de ces marbres par l'intermédiaire des phénomènes de cisaillement. En effet, ces marbres remobilisés se localisent dans des couloirs de déformation - c'est le cas notamment du cisaillement In-Allarène qui est jalonné de roches carbonatées sur plus de 100 km d'extension.

Dans cette partie sud du môle In-Ouzzal, de vraies carbonatites n'ont pas été rencontrées. Cependant, ces marbres à gros minéraux de phlogopite, olivine, quand ils sont seuls, peuvent ressembler à s'y méprendre à des carbonatites, par leur apparence intrusive, surtout lorsqu'ils sont situés dans des zones de faille.

Place des syénites et des diopsidites

Ces roches associées aux marbres à olivine-spinelle constituent les principaux faciès qui contrôlent les minéralisations aurifères situées en domaine ouzzalien. La mise en place des syénites quartziques puis l'apparition des diopsidites dans cette série intervient vers la fin ou juste après le pic du métamorphisme éburnéen. En effet l'une de ces syénites a été datée en collaboration avec J.J. Peucat par la méthode Pb-Pb par évaporation directe des monozircons (méthode de Kober, 1987). Au préalable nous avons sélectionné plusieurs zircons sur la base de leur morphologie (zircons arrondis et zircons allongés). L'âge obtenu, identique pour tous les types de zircons analysés, est de 1991 ± 2 Ma (fig. IV-8).

Les syénites engendrent des phénomènes métasomatiques au sein des roches qu'elles recourent, lesquels se traduisent par une intense potassification et des passages souvent diffus vers l'encaissant ainsi qu'une remobilisation importante de silice qui s'exprime sous forme de filons de quartz. Il est significatif d'observer que le faciès commun de syénite quartzique passe à un faciès de syénite saturée mais non quartzique dans la zone de contact avec les diopsidites.

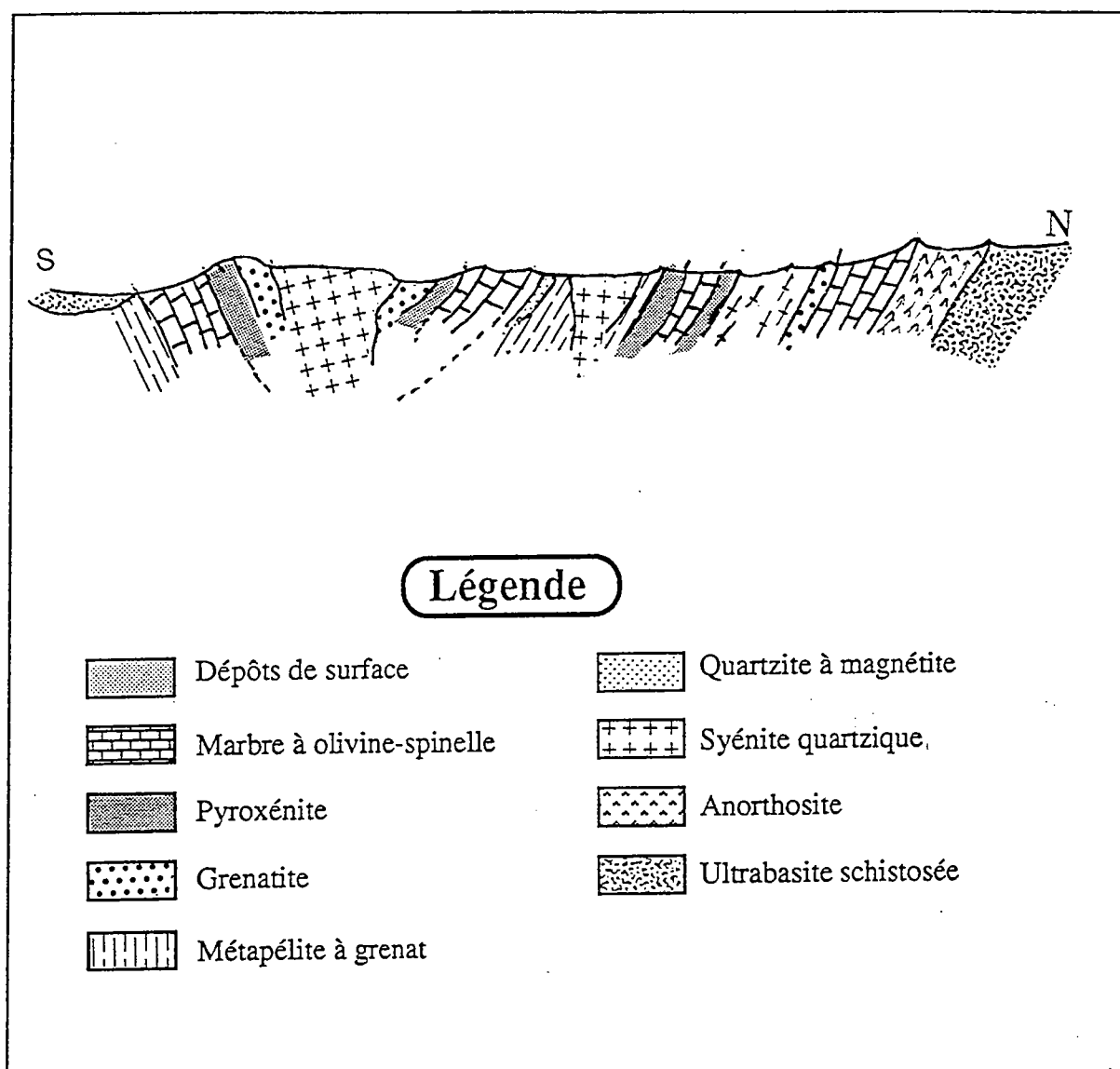


Fig IV-7: Coupe géologique schématique montrant le mode de plissement des formations supracrustales archéennes (20km au sud d'Amesmesssa)

La transition syénite/charnockite se fait le plus souvent sur quelques mètres par l'intermédiaire d'une auréole de métamorphisme de contact dans laquelle on observe de gros grains plus ou moins arrondis de grenat, de graphite en paillettes déchiquetées, de biotite et de carbonates intergranulaires finement disséminés.

PLANCHE IV-1**Photo 1 :**

Affleurement de marbre à olivine spinelle de l'In-Ouzzal, situé à l'ouest de l'intersection de l'Oued Tamesguida avec la piste principale Tirek-Amesmess. Noter l'abondance des olivines qui donnent un aspect bréchique aux marbres.

Photo 2 :

Affleurement de diopsidite à veinules de calcite en contact (diffus) avec un marbre.

Photo 3 :

Photographie en lumière polarisée du marbre à olivine (sans le spinelle). Noter la présence de serpentine couroissant l'olivine.

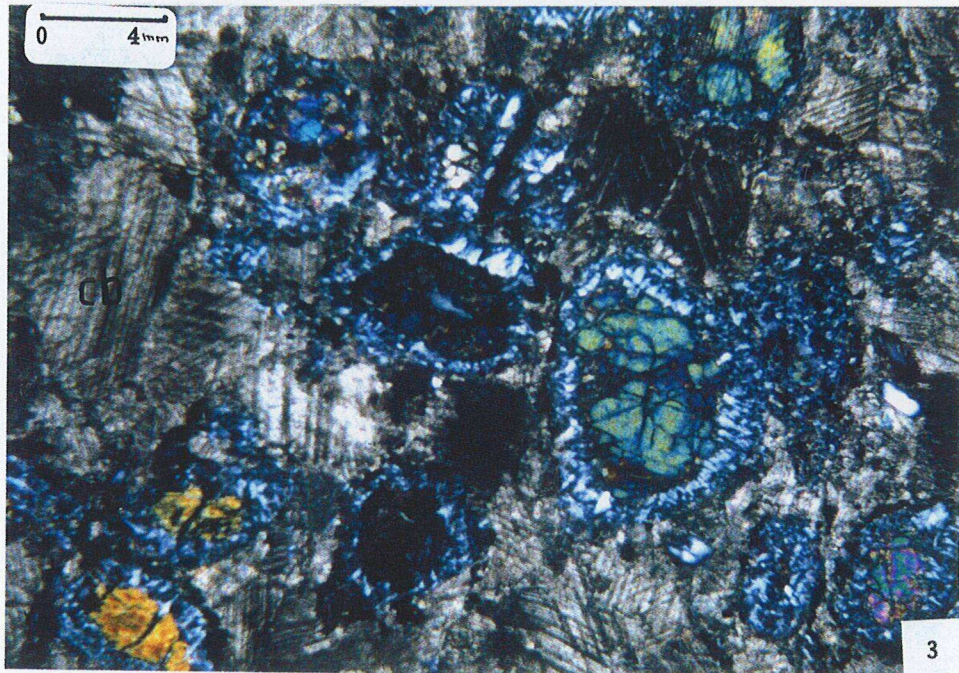
PLANCHE IV-1



1



2



3

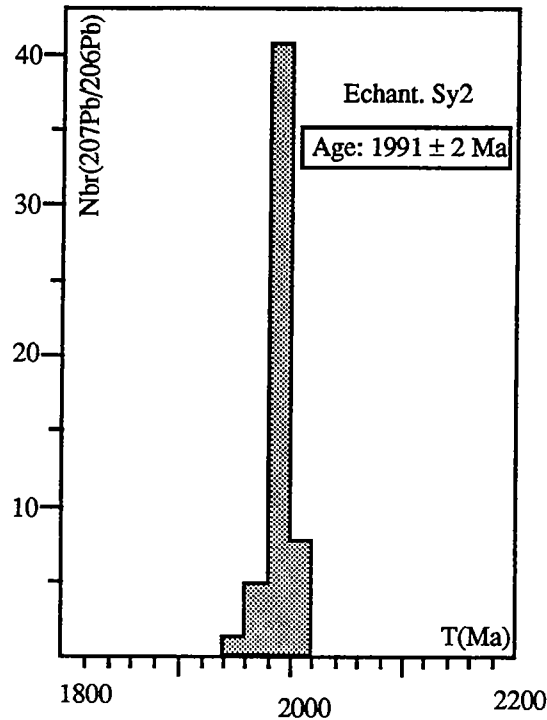
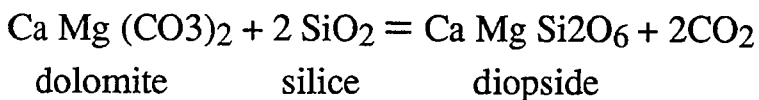


Fig.IV-8 Diagramme de fréquence montrant la distribution des âges obtenus par paliers de température sur monozircons des syénites quartzites intrusives dans les formations paradérivés (Région de Kiouène, à 20 km au NW du Village de Tirek)

En ce qui concerne les pyroxénites, on peut mettre en évidence deux types selon leur relation structurale avec l'environnement géologique dans lequel elles se situent:

- les diopsidites sous forme de "pseudo-strates", parallèles à la foliation granulitique et renfermant le plus souvent du grenat;
- Les pyroxénites rencontrées sous forme de petits filonnets, recoupant les marbres et les pyroxénites précédents, généralement sans grenat.

D'après les observations de terrain nous interprétons l'apparition de ces pyroxénites par des phénomènes métasomatiques dans des roches carbonatées en conditions catazonales, phénomènes favorisés par la mise en place des syénites quartziques. La décarbonatation des marbres en présence d'un apport de silice correspond à la réaction classique:



L'apport de silice par les syénites quartziques est manifesté par le passage progressif de celles-ci à des syénites sans quartz au contact des diopsidites, le reste de la minéralogie étant assez respecté. Ceci rapprocherait le couple syénite-diopsidite d'un système endoskarn - exoskarn développé au niveau du contact intrusif des syénites quartziques dans les niveaux carbonatés.

La présence systématique de filons de quartz dans l'environnement immédiat des contacts syénites - encaissant est vraisemblablement en rapport avec les phénomènes de métasomatose associés à ces roches. Ceux-ci ne sont pas sans rappeler ce qui est décrit plus au nord dans le voisinage des carbonatites (elles aussi datées de la fin de l'événement tectonométamorphique éburnéen) au niveau des syénites et des filons de quartz associés (Fourcade et al., 1995). La différence fondamentale y est l'absence de véritables syénites magmatiques alors que dans la région de Kiouène, les relations de terrains et la minéralogie des syénites quartziques - syénites sont caractéristiques d'intrusions magmatiques.

C'est dans cet environnement de contact syénites - diopsidites que la minéralisation aurifère intra-ouzzalienne s'installe dans les filons de quartz associés. Dans un tel contexte, les filons de quartz sont très riches en or. C'est probablement le comportement rhéologique des ensembles supracrustaux (perméabilité plus importante que dans les orthogneiss qui a constitué le facteur favorisant l'apparition des minéralisations à fortes teneurs en permettant la circulation des fluides au sein des mylonites cataclasées situées à leur bordure et relativement perméables. Cependant, rien ne permet de prouver sans ambiguïté que la minéralisation est ici comme dans la ZCEO, d'âge tardi-panafricain, bien que ce soit très probable.

En effet, comme nous l'avons discuté dans la partie III- chapitre III, il existe bien des traces de rétro-morphose hydratée associée au cisaillement qui affecte ces filons minéralisés (chloritisation des ferro-magnésiens), ce qui pourrait laisser supposer que ce cisaillement est d'âge Pan-africain. De fait, ce cisaillement ayant (Haddoum et al., 1994) un jeu initialement sénestre (éburnéen?) puis dextre (compatible avec le cisaillement majeur: tardi panafricain), il reste possible que l'hydratation ne soit pas obligatoirement contemporaine du jeu le plus tardif puisque de tels phénomènes sont connus très localement à la fin du métamorphisme éburnéen dans les stades les plus tardifs de la métasomatose potassique liée aux carbonatites (Fourcade et al., 1995).

1.4. Les roches ultrabasiques

Dans les limites du secteur étudié, les roches basiques-ultrabasiques occupent une place importante, notamment en bordure du cisaillement, où sur plus de 30km d'extension N-S, elles forment de petits massifs allongés et discontinus suivant la foliation. Elles sont surtout associées à la série paradérivée, particulièrement aux marbres qui sont, dans de tels contextes, remarquablement enrichis en spinelle vert. A l'échelle cartographique régionale, certaines roches ultrabasiques peuvent être impliquées dans des mégastructures plissées sous forme de lentilles allongées et étirées et sont donc d'âge anté-Eburnéen. Néanmoins, d'autres non affectées par la foliation éburnéenne d'âge incertain et certains d'entre eux pourraient même être vraisemblablement d'âge panafricain (massif ultrabasique de Tirek, situé à environ 20 km à l'ouest du gisement du même nom). Leur composition minéralogique dans un cas comme dans l'autre est très variée. En lame mince elles sont composées de clinopyroxène, orthopyroxène, olivine, ilménite et minéraux opaques, baignant dans une trame serpentinisée. A l'approche de la ZCEO, les pyroxènes se déstabilisent en trémolite, hornblende et chlorite, où seules quelques reliques peuvent être conservées.

Des roches basiques, notamment des anorthosites, des gabbros et des mangérites, en partie rétromorphosées en faciès schistes verts, sont le plus souvent associées aux ensembles ultrabasiques d'âge anté Eburnéen. Ce sont des roches également très altérées, en bordure du cisaillement. Au microscope, les roches les plus communes sont composées d'amphibole fibreuse incolore (trémolite), amphibole bleu-vert, chlorite et plagioclase. Comme minéraux accessoires on trouve du sphène en abondance (souvent en inclusions dans les amphiboles) de l'épidote et des opaques (chromite et magnétite). Un litage métamorphique acquis durant l'événement tectonométamorphique éburnéen est caractéristique de ces roches basiques.

Des travaux en cours (Talbi et Boukhalifa en collaboration entre autres avec Kiénast) ont pour but essentiel d'étudier ces roches sur le plan pétrologique et géochimique et de différencier les complexes archéens des complexes panafricains.

1.5. Les dykes de dolérites et de gabbros-dolérites

Un champ de dykes de dolérites et de gabbro-dolérites, sécant sur la foliation métamorphique éburnéenne s'arrête net contre la zone de cisaillement Est-ouzzalien sans jamais la traverser.

La présence de ces dykes à orientation NNW-SSE est interprétée par A.M. Boullier (1982) dans l'Adrar des Iforas (Mali), comme le témoin d'une distension généralisée, pré-panafricaine.

1.6. Description pétrographiques des roches

1.6.1. *Les orthogneiss*

1.6.1.1. *Les gneiss charnockitiques acides*

Ce sont des roches de composition granitique à texture grenue et grain fin, composées de quartz, de feldspath potassique perthitique et de microcline, d'orthopyroxène, de clinopyroxène, de minéraux opaques et rarement de biotite. La texture est presque toujours jointive (granoblastique à nombreux points triples), la foliation étant marquée par des rubans formés de pyroxènes et de minéraux opaques. Lorsque la roche est proche des zones de cisaillement, le quartz se présente en îlots polycristallins jointifs, isolés et séparés les uns des autres par de la biotite microcristalline. Le quartz montre également un aspect flammé (platten-quartz) à nombreux sous-joints, mais se présente aussi en rubans parallèles à la foliation (recristallisation dynamique au cours du cisaillement). Les charnockites acides non foliées montrent la même composition minéralogique, mais la biotite est encore plus rare (dans les clivages des pyroxènes) et l'amphibole absente.

1.6.1.2. *Les gneiss charnockitiques basiques intermédiaires*

Ils peuvent être foliés ou non. La foliation, lorsqu'elle existe, est marquée par des niveaux plus clairs de plagioclase. Ils sont caractérisés par l'abondance de clinopyroxène, d'orthopyroxène et de plagioclase, auxquels s'ajoutent souvent de la biotite, de l'amphibole (du type pargasite) et parfois du spinelle brun. Lorsqu'elles sont proches de l'accident Est-ouzzalien, ces roches sont systématiquement rétro-morphosées: le clinopyroxène se déstabilise pour donner de la hornblende verte en association avec de la biotite, de la trémolite et de l'épidote.

Cette rétro-morphose très localisée est attribuée à l'orogénèse panafricaine et les effets sont limités à la bordure du môle In-Ouzzal avec le cisaillement Est-ouzzalien.

1.6.2. Les roches paradérivées et roches magmatiques associées

1.6.2.1. Les marbres:

En lame mince (**planche IV-1**), les marbres sont composés d'une trame carbonatée dans laquelle les cristaux sont bien agencés en mosaïque (à nombreux points triples) isogranulaires. L'olivine (souvent en voie de serpentinisation) et le spinelle vert (~10-20%) en gros cristaux présentent une couronne réactionnelle (magnétite) avec les carbonates. Le spinelle est abondant surtout quand ces marbres sont situés au contact avec des roches ultrabasiques. L'olivine et le spinelle parfois en agrégats composites donnent parfois l'impression d'être en enclaves dans le marbre. A ces minéraux s'ajoute le clinopyroxène, la wollastonite dans des proportions très faibles (<1%). La phlogopite, qui peut atteindre une taille appréciable (quelques décimètres) apparaît surtout quand des circulations hydrothermales tardives ont eu lieu, notamment dans la reprise des zones de cisaillement au pan-africain. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'apatite et les opaques.

1.6.2.2. Les métapélites

Ce sont les roches les mieux étudiées (Ouzegane, 1987; Rahmani, 1992; Haddoum, 1993). Elles sont parfois alumino-magnésiennes. Le faciès normal est, composé de grenat, cordiérite, biotite, quartz, pyroxène et feldspath perthitique. Ces minéraux présentent de nombreux points triples au sein desquels s'installent généralement des minéraux opaques.

1.6.2.3. Les syénites quartziques

Elles sont indissociables des marbres à olivine et des diopsidites qu'elle intrudent. Elles présentent des compositions minéralogiques variées, avec l'omniprésence de feldspath mésoperthitique qui se transforme partiellement en microcline.

En lame mince on observe un feldspath mésoperthitique et du microcline, de l'arfvédsonite, du quartz automorphe interstitiel, de l'albite interstitielle. Les minéraux accessoires sont: fluorine (parfois abondante, sous forme de gros cristaux), apatite, zircon et opaques. Le quartz automorphe contenu dans les feldspaths est magmatique mais le quartz interstitiel et en veinules peut être en revanche considéré comme d'origine métasomatique.

1.6.2.4. Les diopsidites

En lame mince, les diopsidites sont constituées de gros grains de clinopyroxène, bien agencées. Les carbonates, les amphiboles (trémolites), la phlogopite et la zoïsite se présentent en petits grains et sont intergranulaires et tardifs.

1.6.2.5. Les pyrigarnites

Ce sont des roches relativement rares. Elles forment des niveaux de quelques centimètres d'épaisseur et s'étendent alors sans discontinuités sur des centaines de mètres. Elles sont bien représentées au voisinage du cisaillement Est-ouzzalien, à 25km au sud du gisement d'Amesmesssa.

Ce sont des roches à texture granoblastique à tendance réactionnelle. Elles sont composées de grenat, de quartz, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de plagioclase, de pargasite et de minéraux opaques. Parfois la roche est composée de plus de 80 % de grenat (grenatite).

1.7. Rétrromorphose post éburnéenne

L'influence du cisaillement sur le môle In-ouzzal se manifeste sous deux aspects :

- la restructuration du bâti éburnéen au voisinage du cisaillement est marquée par la réincorporation des matériaux ouzzaliens dans des plis syn-cisaillement dont la géométrie est compatible avec un jeu dextre.

- La rétrromorphose s'intensifie au fur et à mesure que l'on s'approche du cisaillement. L'effacement de la structuration éburnéenne au profit d'un matériel mylonitique ne concerne que les 200 premiers mètres. Cependant, les effets de la rétrromorphose dépassent cette limite. Les minéraux issus de cette rétrromorphose sont la chlorite, la biotite, la trémolite, le quartz, la séricite et les carbonates.

Si les formations situées dans le bloc nord du môle In-Ouzzal sont à peu près totalement épargnées par la rétrromorphose (Caby, 1972; Haddoum, 1993), le bloc sud a subi au contraire une réhydratation plus marquée et plus pervasive se manifestant par l'apparition d'une paragenèse minérale à chlorite, amphibole incolore en fibre (actinote), séricite et quartz, qui est sensible surtout dans les faciès supracrustaux. La disparition progressive de cette hydratation quand on se déplace vers le centre du môle In-Ouzzal suggère qu'elle a été provoquée par le fonctionnement même du cisaillement, durant l'événement Pan-africain. Le bloc

nord ne possédant pas de minéralisations aurifères dans la prolongation de ce cisaillement, il est possible qu'il existe une relation entre l'intensité, des phénomènes rétro-morphiques (hydratation.....), la mise en place d'un plutonisme basique alcalin le long des cisaillement et le développement des minéralisations aurifères. Nous reviendrons sur ce point important dans la discussion générale (partie VII).

2. Les formations du Protérozoïque moyen (compartiment Est)

Ces formations ne montrent pas de relations évidentes avec les processus minéralisateurs en or, du fait de l'absence d'occurrences aurifères dans les filons de quartz qui présentent dans les nombreuses zones de cisaillement qui les affectent. En effet, les différentes campagnes de prospection menées par l'ORGM au cours des dix dernières années dans ces terrains n'ont pas été concluantes. C'est pourquoi nous n'avons pas attaché beaucoup d'importance à l'étude de ces terrains. Ces terrains appartiennent au rameau oriental de la chaîne pharusienne.

Dans les limites du secteur étudié, on parvient à distinguer d'Ouest en Est (à partir de la zone de cisaillement) deux grands ensembles lithologiques distincts, séparés généralement par un puissant niveau (50m environ) de quartzites à muscovite.

2.1. L'ensemble occidental

Il longe la bordure orientale du cisaillement qui l'affecte d'une manière progressive. Il est composé d'une alternance de gneiss variés, aux sein desquels s'intercalent quelques rares niveaux de quartzites, de metabasites amphibolitisées et de marbres. La composition minéralogique de ces gneiss est assez homogène: feldspath potassique (>50%), quartz, biotite et amphibole. Le chimisme de ces gneiss est alcalin à hyperalcalin (rapport ORGM inédit, 1990).

Un datation sur monozircon d'un gneiss fin (faciès le plus abondant), prélevé à 5km à l'Est de l'indice Derrheg donne un âge grossièrement situé aux environs de 1600 Ma (par évaporation Pb-Pb sur monozircon): échantillon Tir93/3 (annexe 2).

2.2. L'ensemble oriental

Il est représenté essentiellement par une alternance de quartzites, amphibolites, marbres et metabasites amphibolitiques. Cette série serait l'équivalent latéral de la série à stromatolites décrite par R. Caby (1967) dans le NW du Hoggar et par M. Gravelle (1969) dans la région de Silet et de Timgaouine. A signaler aussi quelques niveaux de quartzites à magnetite bien visibles sur ces photos aériennes.

Cette série constitue un chaînon subméridien et est séparée du précédent ensemble par un large niveau de quartzites siliceuses, renfermant une faible proportion de mica blanc-vert pâle (muscovite). La nature de ces métasédiments est caractéristique d'un dépôt de plate-forme épicontinentale.

2.3. Roches plutoniques associées au cisaillement décrochant Est-ouzzalien

D'une manière générale, dans le domaine protérozoïque moyen le plus proche de la région étudiée, le magmatisme est bien exprimé. On y individualise des intrusions de granites, de diorites et de gabbros recoupant nettement la structuration métamorphique panafricaine. Toutes ces roches se sont mises en place vers la fin de l'événement panafricain, mais pendant ou avant le fonctionnement du cisaillement Est-ouzzalien.

Seules les roches liées spatialement au cisaillement ont fait l'objet de notre travail. On distingue:

- Des intrusions sous forme de sills et de lentilles constituées de gabbros, plus rarement de diorites, intrusions allongées parallèlement à la foliation mylonitique.

- Des dykes de gabbros, de diorites et granites, recoupant ces intrusions gabbroïques,

- Des filons de rhyolite qui affleurent essentiellement le long des couloirs ultramylonitiques. Ces roches, très altérées, contiennent parfois de rares sulfures (pyrite). Par ailleurs, du fait de leur proximité géométrique avec les filons de quartz aurifère, leur échantillonnage a été systématiquement effectué. Il y a été révélé des traces d'or pouvant atteindre 3 g/t (Rapport ORGM inédit, 1982).

2-3-1 Caractérisation structurale et pétrographique des intrusions de roches basiques

Une grande part des minéralisations aurifères est spatialement liée à des intrusions de roches basiques qui jalonnent le cisaillement Est-ouzzalien. Ces intrusions se sont mises en place en contexte cisailant et sont affectées d'une manière très hétérogène par la déformation.

1- Elles peuvent être entièrement mylonitisées et retromorphosées avec quelques reliques préservées sous forme de boudins étirés souvent affectés par des recristallisations rétromorphiques.

2- Elles peuvent être partiellement mylonitisées vers leur bordure en acquérant une forme lenticulaire allongée selon la schistosité mylonitique, le coeur étant presque exempt d'altération rétromorphique. Ceci concerne surtout les intrusions de grande taille.

Le massif le plus important est celui de Tirek qui s'étend sur plus de 15 km pour une largeur moyenne de 2,5 km. Il contient plusieurs filons de quartz aurifères d'orientation NNE à NE, en étroite liaison avec les décrochements de type fragile, qui sont plus tardifs et de même direction. Le massif de Tirek est constitué de deux plutons séparés par une ceinture gneissique du Protérozoïque moyen, dont l'un, le plus proche du cisaillement Est-ouzzalien est presque entièrement mylonitisé et l'autre, situé à la bordure orientale du cisaillement n'est affecté que partiellement sur ses bordures (fig IV-4). Ils sont allongés suivant la foliation mylonitique (N-S) en acquérant une forme lenticulaire avec la présence de points triples, témoignant de leur caractère syn-cinématique. Les faciès de bordure ont une texture blastomylonitique à granoblastique, présentent une foliation verticale et une linéation d'étirement horizontale. De tels plutons existent aussi, loin de la bande mylonitique mais, dans ce cas, les filons de quartz qu'ils contiennent sont exempts de minéralisation aurifère.

Ces plutons sont caractérisés par des variations rapides de composition et de la taille des grains. Au microscope, l'aspect bréchié des plagioclases donne l'impression d'une évolution longue depuis le stade tardi-magmatitique en contexte cisailant.

Kouadri (1983) distingue différents termes de différenciation:

- Les troctolites et les gabbro-norites à olivine, sous forme de gros stocks emballés dans les faciès moins basiques.
- Les gabbros à hypersthène ou amphibole, qui ont une granulométrie variable.

- Les gabbros quartziques avec des passages progressifs vers les monzonites et les gabbro-diorites, voire même des diorites.

Ces plutons sont injectés par de nombreux dykes et filons de nature variée. Ils sont contrôlés par un système de fractures qui apparaît surtout vers l'extrémité nord du pluton (vers le point triple) (fig IV-9). Il s'agit de dykes de microgabbros et d'aplopegmatites granitiques et gabbroïques. La densité des filons de quartz est particulièrement élevée dans cette zone.

Le caractère syncinématique de ces plutons est mis en évidence par les faits suivants:

- bordures des plutons non figées, affectées par une mylonitisation alors que le coeur des plutons est généralement à texture équante.
- formes ovoïdes des plutons en concordance avec le rubanement mylonitique.
- Plagioclases précoces à mâcles déformées, parfois broyés et cimentés par la mésostase (cataclase à chaud).

III. CARACTERISATION DE LA MINERALISATION AURIFERE

1. Introduction et échantillonnage

La reconstitution de l'histoire structurale des gisements hydrothermaux contenant des substances à valeur économique constitue une étape importante pour la compréhension de leur mode de mise en place.

Echantillonnage

Les échantillons étudiés proviennent -1- de la ZCEO; 2- des failles de type fragile qui la fragmentent et 3- du cisaillement intra-ouzzalien d'In-Allarène (fig. IV-11 et IV-20). Ce sont des échantillons de quartz et de bésisite, pour la plupart orientés. L'échantillonnage a été effectué de telle sorte que les différents types de minéralisations soient étudiés:

- Dans des filons de quartz orientés N-S (ainsi que leur épontes) appartenant au cisaillement majeur, ces filons étant tous situés dans un environnement de roches ultramylonitiques mais avec des protolithes différents:

gabbros, gneiss, quartzites, marbres). Trois secteurs clés ont été sélectionnés. Il s'agit des zones filoniennes de Tamesguida (celle-ci constitue la partie nord du gisement d'Amesmesssa) de Timeg et de Dherreg (les zones 4 et 3) (fig. IV-1).

- Dans des filons de quartz orientés NE-SW qui sont sécants sur les filons orientés N-S et qui ne présentent de minéralisations aurifères que dans les limites de la zone de recoupement.

- Dans les filons associés aux ensembles de métasédiments archéens et qui jalonnent des zones de cisaillement éburnéennes ayant joué durant l'événement tectono-métamorphique panafricain.

2. Minéralisation du type Amesmesssa (type I)

2.1. Contrôles lithologiques

Les filons de quartz et l'encaissant immédiat représenté par des bésites (voir définition § suivant) qui constituent le matériel hôte, font partie intégrante de la ZCEO qui sépare les terrains d'âge Archéen et les terrains d'âge Protérozoïque moyen. Ces filons discontinus et boudinés forment en fait des zones filoniennes. Ils sont disposés dans l'espace d'une manière assez régulière. Ils affleurent systématiquement vers la bordure ouest de cette ZCEO, là où le degré de mylonitisation est maximal (partie III- chapitre III). Parfois ces filons débordent le domaine des ultramytonites et apparaissent dans les terrains archéens peu mylonitisés. Le couloir dans lequel les filons se manifestent est large d'une cinquantaine de mètres, facilement repérable par sa couleur jaune brun, contrastée par rapport à celle de l'encaissant.

Il existe une relation spécifique entre la nature du protholithe et la richesse en or des filons de quartz.

Alors que les filons de quartz existent d'une manière pratiquement continue tout au long de la bande ultramytonique ils ne sont minéralisés que lorsque l'un des deux de cas de figure suivants, se présente :

- Lorsque les filons de quartz traversent des ultramytonites à protolithes de roches basiques, ils s'enrichissent en or. Les indices de Lardjane et Bouadjla et le gisement de Tirek (champs A) reflètent parfaitement cette disposition (fig. IV-2b).

- Dès que les roches paradérivées, et plus particulièrement les marbres et les diopsidites du domaine ouzzalien sont pris dans ce cisaillement, on a

systématiquement apparition de filons d'or très enrichis à leur proximité (**fig. IV-2a**). Dans ce cas, la paragenèse métallifère et la composition des phases sulfurées et de l'or sont différentes selon que le filon porteur se situe en contexte intra-ouzzalien ou dans le cisaillement principal Est-Ouzzalien (**voir chap. III, §4**).

Ces observations impliquent donc qu'il existe un contrôle de premier ordre de l'intensité de la minéralisation aurifère par la nature locale du protolithe encaissant.

2.2. Les bérésites

Le nom de bérésite, issu de la littérature soviétique, désigne des roches d'altération hydrothermale à quartz-séricite-pyrite-carbonates. De telles roches, manifestement développées sur les ultramylonites, constituent partout l'encaissant immédiat des filons de quartz. Elles forment partout des zones facilement repérables car elles présentent, en plus de la structure finement broyée, une teinte brun-rougeâtre, et des cristaux cubiques d'oxyde de fer hérités des pyrites, ce qui contraste avec la teinte rose ou verte des ultramylonites.

2.2.1. *Géométrie des zones bérésitisées*

Une zone de bérésites pratiquement continue, formée de bandes anastomosées d'une vingtaine de mètres de large, jalonne la bande d'ultramylonites, au contact du môle In-Ouzzal (**figure IV-11**).

Sur ces bandes allongées N-S, parallèlement à la schistosité mylonitique, sur laquelle elles sont parfois légèrement sécantes, se branchent des bandes moins larges de direction N10° à N40°, franchement sécantes sur la foliation des mylonites, qui se prolongent sur 300 à 400m, avec une tendance à se recourber en direction du Nord (**figure IV-11b**). Un tel dispositif est compatible avec un développement tardi-mylonitique des bérésites, les directions N10°-N40° pouvant dans ce cas représenter des directions d'extension ou des Riedels, cohérentes avec le cisaillement dextre. La transition des bérésites aux ultramylonites dans lesquelles elles apparaissent est généralement brutale, rarement progressive.

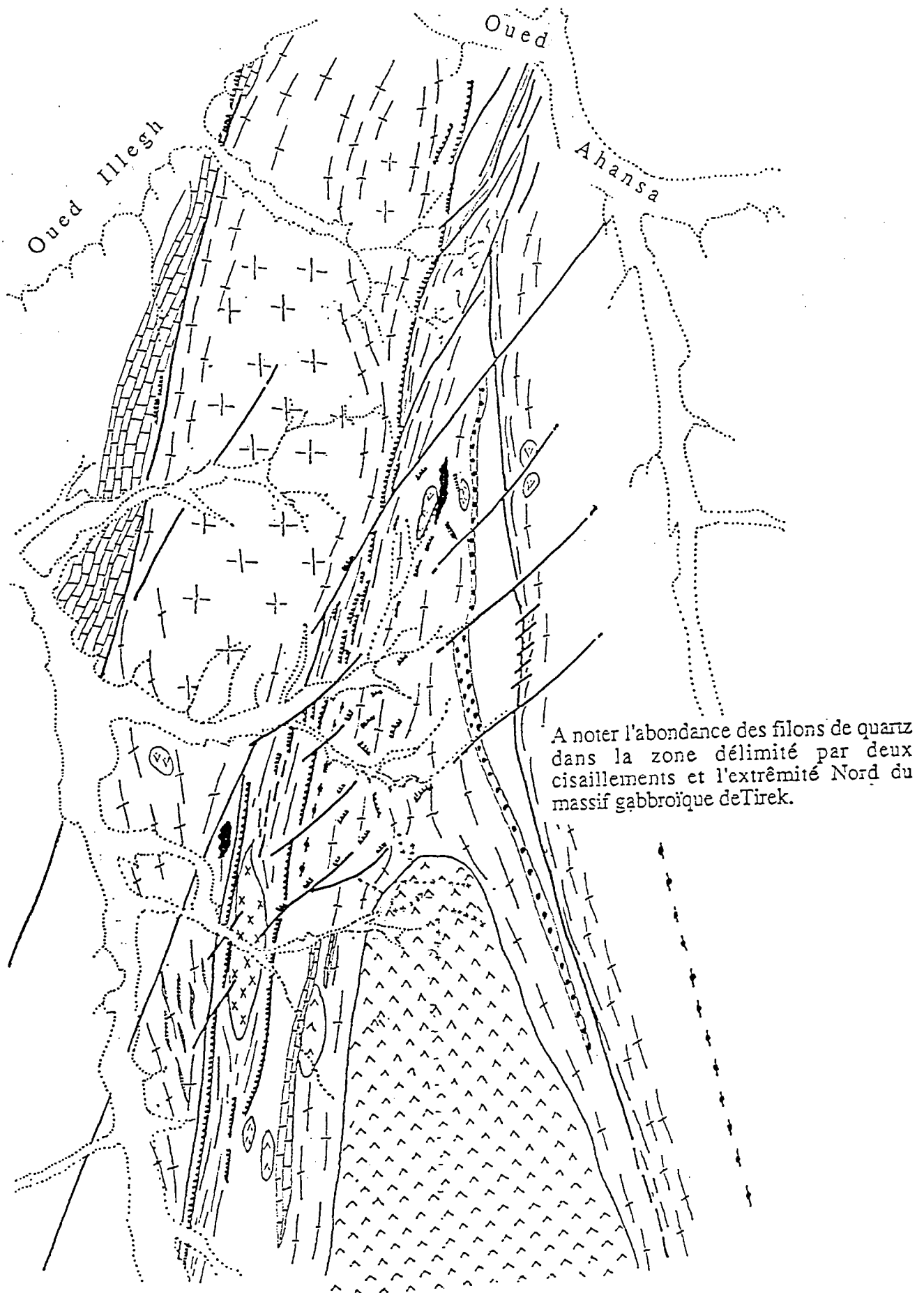
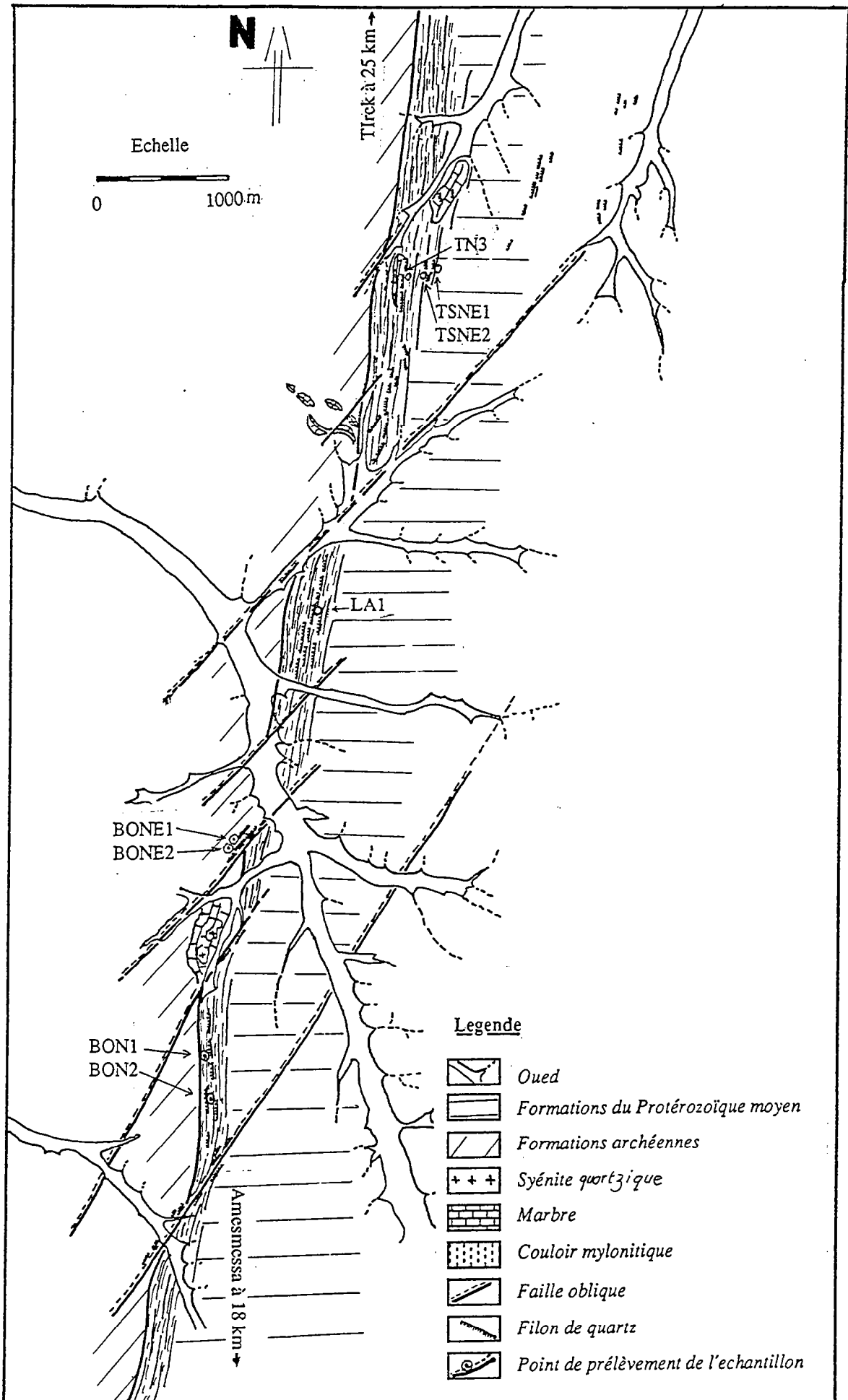


Figure IV-9 : Carte géologique montrant la répartition des filons de quartz dans la région Nord de Tirek (voire légende dans la figure IV-3).



Plan d'échantillonnage des filons de quartz dans le secteur Lardjane-Bouadjla (zone 3).

Plan d'échantillonnage effectué sur le gisement d'Amesmesssa

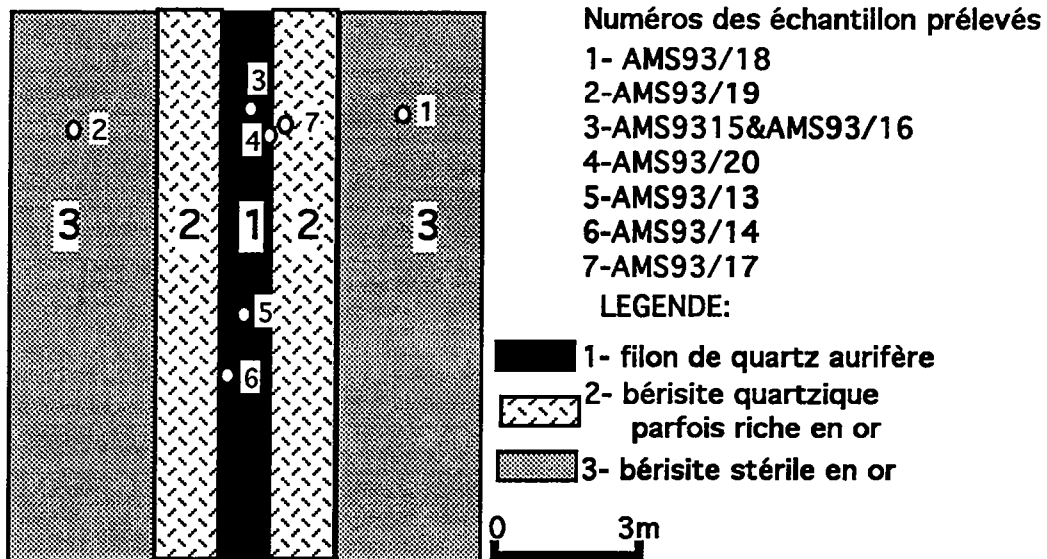


Figure IV-10b: Plan d'échantillonnage d'un filon de quartz (Amsemessa nord)

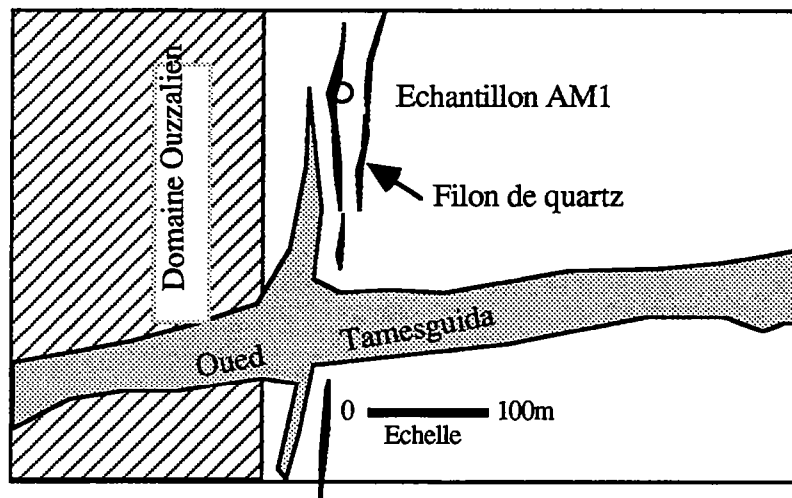


Figure IV 10c: plan schématique du lieu de prélèvement des échantillons Mine 1 et AM1 (partie nord du gisement Amsmesssa).

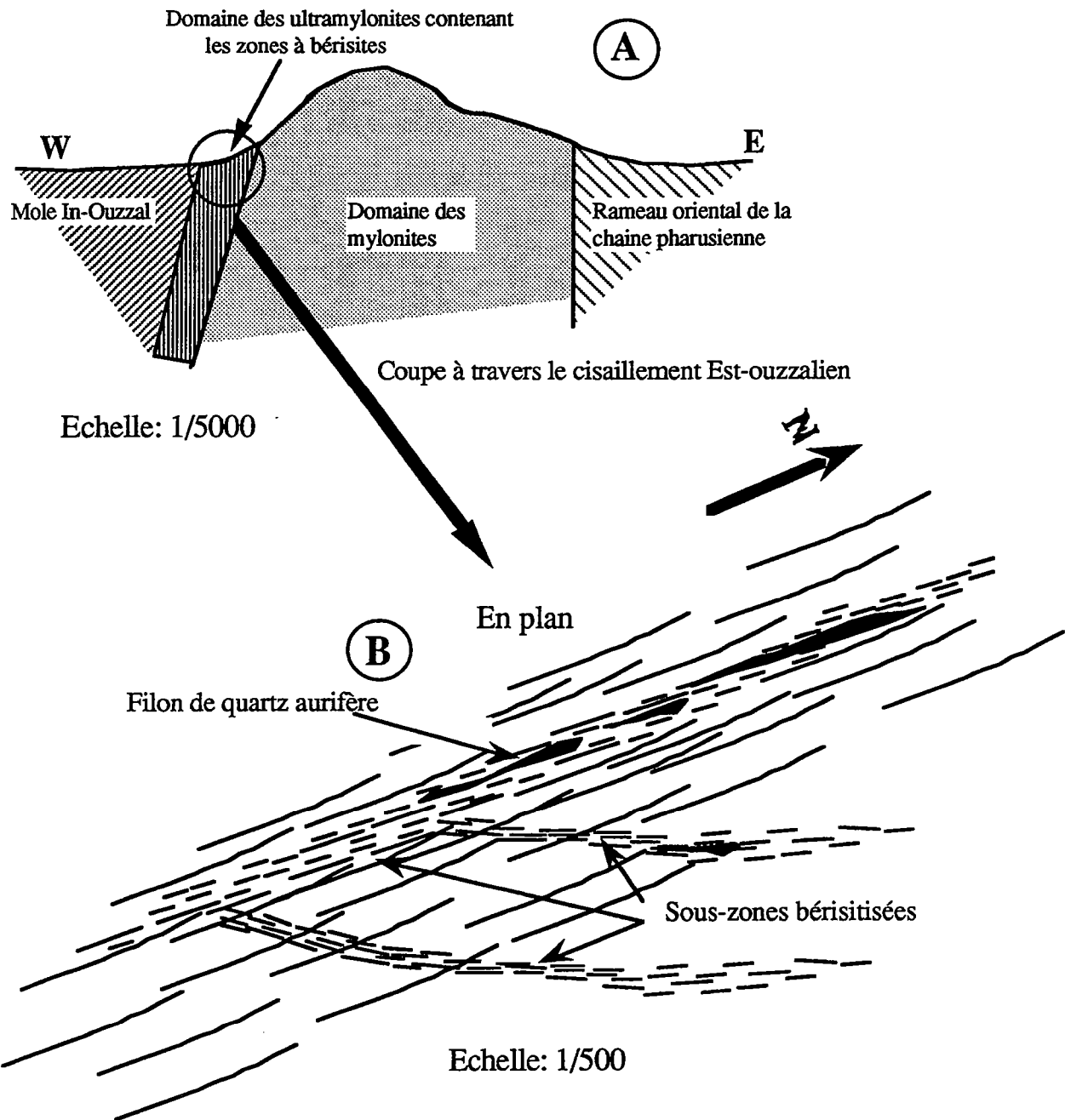


Figure IV-11: Schéma synthétique montrant la position des zones minéralisées par rapport au couloir de déformation Est-ouzzalien

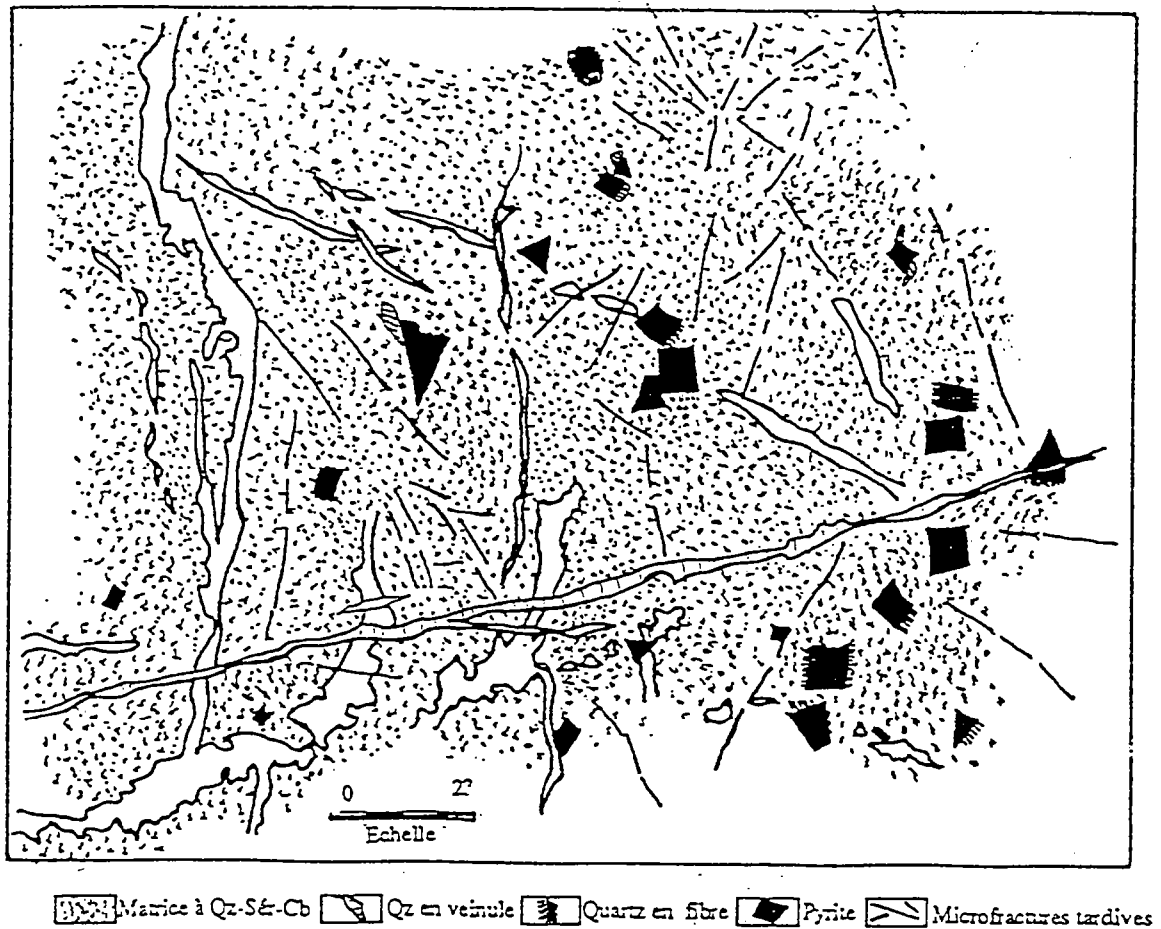


Figure IV-12a: géométrie et structure du quartz dans les veinules

2.2.2. Pétrographie

L'examen des bérissites au microscope montre que nous pouvons distinguer:

a) une matrice à grain fin, formée de quartz, séricite et carbonate, où s'individualisent des cristaux millimétriques à centimétriques de pyrite et des plages de carbonates. Un litage minéral plus ou moins oblitéré est tout ce qui reste de la structure ultramylonitique antérieure.

b) des veinules parfois plissées, à quartz, à carbonates et à quartz-carbonates, qui recoupent nettement la structure planaire globale. Parmi celles-ci, on distingue deux types, dont l'une est à remplissage fibreux (palissadique),

PLANCHE IV-2**Photo 1 :**

Vue d'ensemble d'une bérissite: elle est composée d'une matrice à grain fin à quartz - séricite - carbonates où s'individualisent des cristaux xénomorphes et automorphe de pyrite.

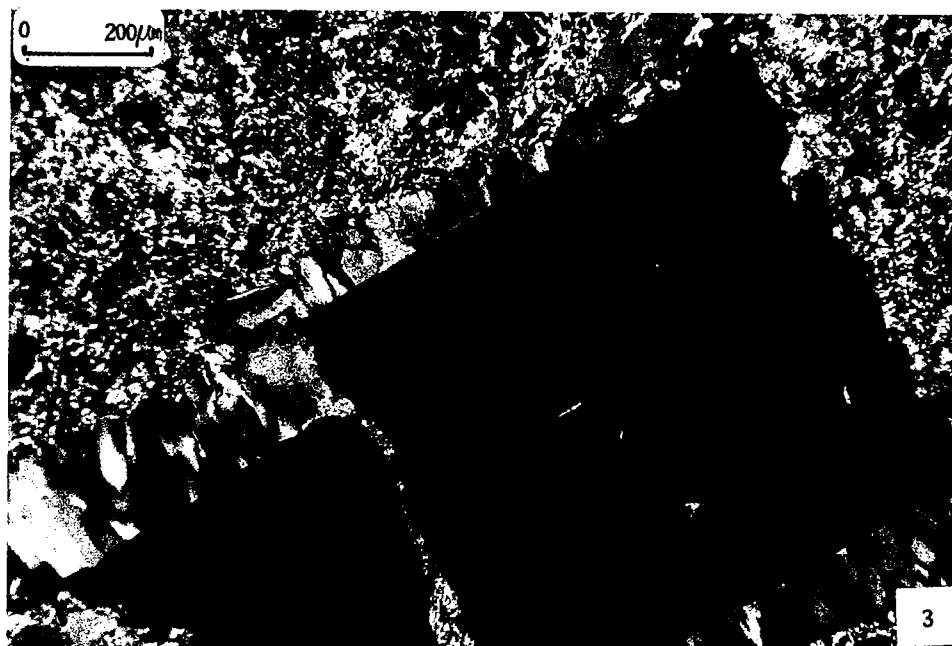
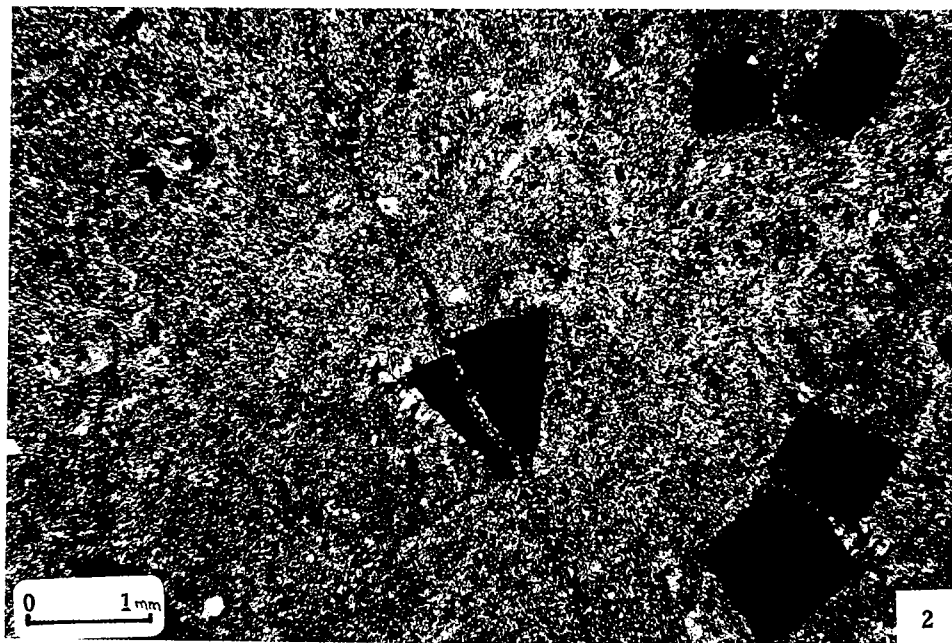
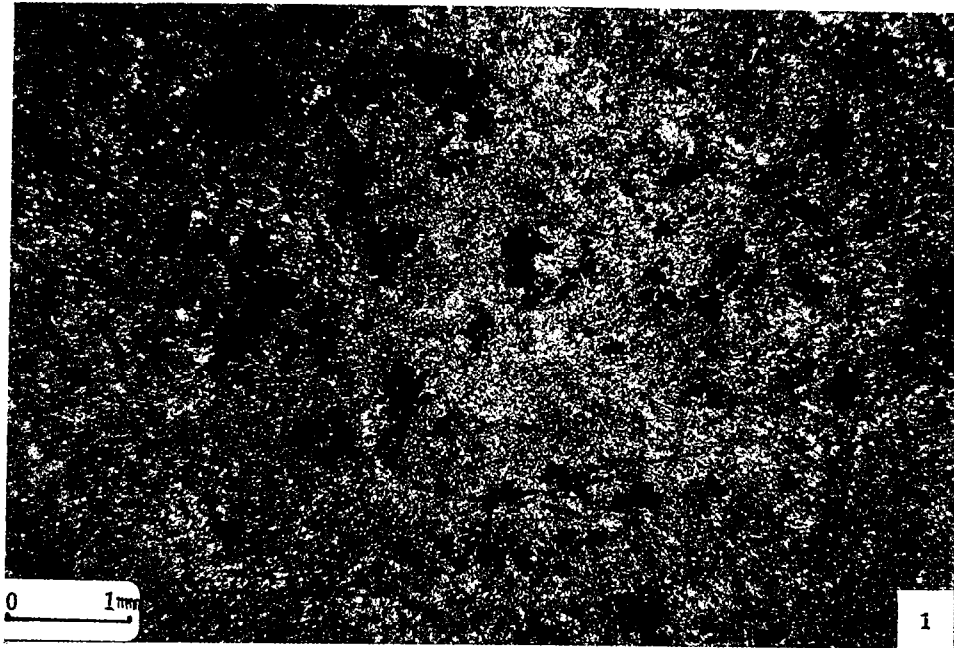
Photo 2 :

Quartz en fibre germant autour des pyrite attestant de la déformation ductile des bérissites. A noter la présence de quartz microcristallin en veinule qui recourent les cristaux de pyrites.

Photo 3

Croissance de quartz palissadique en ombre de pression sur des faces de cristaux cubiques de pyrite. A noter la corrosion par les carbonates des faces de la pyrite non enveloppées par ce quartz palissadique et la superposition de deux directions orthogonales de croissance de ce quartz.

PLANCHE IV-2





synchrone d'une déformation ductile et l'autre, plus tardive, caractérisant un régime plutôt extensif (fig. IV-12). Ces veinules s'entrecoupent selon des directions non préférentielles. On peut voir, sur la base de leurs relations mutuelles que les veinules les plus tardives sont représentées par un quartz microcristallin plus limpide.

2-2-3 Evolution tectono-hydrothermale

Les bésites telles qu'elles s'observent actuellement, résultent d'une histoire complexe, comme le montrent les faits suivants:

a) - Une silicification affecte les bésites sous forme (i) de plages de quartz xénomorphe isolées ou anastomosées de quelques centaines de μm , (ii) de veinules de quartz à parois plus ou moins parallèles, qui dessinent parfois une organisation évoquant un dispositif en fentes de tension "E-W" et cisaillements conjugués associés répondant à une compression "E-W" (figure IV-12a). Cette silicification s'accompagne localement du développement d'une deuxième génération de pyrite

b) - Une schistosité S_2 néoformée, de direction "N-S" réorganise les séricites y compris la foliation antérieure (S_1) plus ou moins N-S dont il est difficile de dire si elle est représentée un héritage des ultramytonites ou si au contraire elle garde la trace d'un épisode précoce de déformation des bésites. Toutefois, dans l'échantillon Ams93/19, où on observe que la pyrite blastique de la bésite incorpore des séricites S_1 , cette foliation S_1 est affectée de microcisaillements cohérents avec la direction de raccourcissement (planche IV-3). Les veinules à quartz précédemment décrites sont affectées par l'événement schistogène : S_2 est plan axial d'ondulations affectant les veinules "E-W" et les veinules obliques sur S_2 sont plus ou moins fortement boudinées. S_2 peut s'exprimer dans les veinules de quartz sans que cela soit systématique.

c) - Parallèlement, des ombres de pression à quartz fibreux se développent sur les faces des cubes de pyrites; deux directions grossièrement orthogonales N-S (figure IV-12b) et "E-W" plus discrètes se rencontrent dans le même échantillon, parfois même sur le même cristal (planche IV-3); des figures de rotations existent aussi, cohérentes avec les microcisaillements qui s'observent dans ces mêmes roches. On note que la croissance des fibres "E-W" suit celles des fibres "N-S" ou leur rotation. Ces figures indiquent qu'une compression "N-S" a succédé à la compression "E-W" responsable de l'organisation S_2 .

d)- La plupart des carbonates présents dans les bérissites, en plages xénomorphes largement anastomosées dans la matrice ou dans les veinules de quartz sont en fait postérieurs à cet épisode de déformation ductile car :

(i) les carbonates ne sont pas affectés par S₂, qu'ils oblitérent au contraire;

(ii) on observe que les cristaux de pyrite sont corrodés avant ou pendant la carbonatation, les carbonates colmatent les golfes de corrosion (planche IV-3). Cependant, les faces des cubes de pyrites sur lesquelles ont poussé des ombres de pression à quartz en sont indemnes : Ces faces sont protégées par le "blindage" de quartz - qui est donc antérieur à la carbonatation.

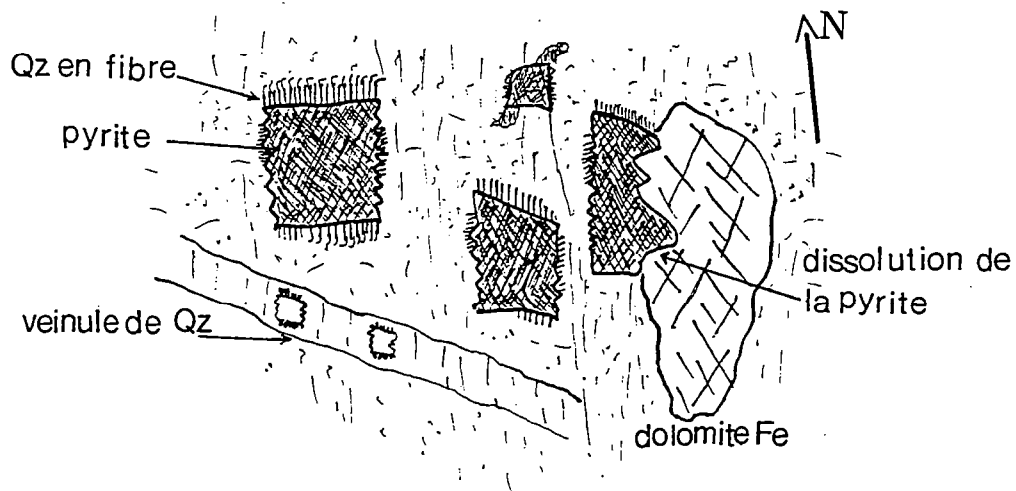


Figure IV-12b : Schématisation de la disposition du quartz en fibre autour des pyrites (dans les bérissites) - Echantillon Ams93/19.

(iii) Il peut d'ailleurs arriver que les carbonates s'insinuent entre la pyrite et son "manteau" de quartz fibreux, on observe alors : - que la pyrite est corrodée, - que le quartz fibreux lui-même est plus ou moins remplacé de manière mimétique, par des carbonates donnant l'impression que les carbonates participent au développement de l'ombre de pression. Cette dernière observation prouve que le quartz est instable dans l'épisode de carbonatation. Elle explique le développement "anarchique" des plages de carbonates dans les veines de quartz (où elles peuvent d'ailleurs oblitérer la schistosité). Cependant, des dispositifs à têtes de quartz (de quelques centaines de μm) colmatées par les carbonates se rencontrent aussi, indiquant vraisemblablement une dissolution du quartz dans des conditions toujours proches de la saturation en silice ("dissolution" à l'équilibre). Une recristallisation/redistribution de la séricite a lieu en liaison avec la carbonatation et, en particulier, des séricites peuvent participer au colmatage des golfes de corrosion de la pyrite.

En conclusion, il est clair qu'un épisode de carbonatation massive affecte les bérissites après cet épisode de déformation ductile.

e) - Des cisaillements N-S dextres affectent les bérissites après leur carbonatation. La déformation, quoique localisée, garde son caractère ductile, car:

(i) de nombreux petits cisaillements affectant S_2 sont matérialisés par la recristallisation des séricites (**planche IV-3**);

(ii) le quartz montre des figures de déformation plastique.

f)- De petites veinules de quartz microcristallins recoupent toutes les structures antérieures.

Conclusion

Le **tableau IV-2** récapitule cette succession dont on peut retenir les points suivants:

- la minéralogie actuelle des bérissites est polyphasée et elle s'est développée en conditions profondes (déformation ductile), mais rétro-morphiques par rapport aux ultramytonites (disparition de l'association biotite-amphibole-chlorite);

- les épisodes hydrothermaux alternent avec les épisodes de déformation ductile. En revanche, certains épisodes hydrothermaux semblent associés à une déformation fragile : c'est notamment le cas de la silicification, qui donne lieu à des réseaux de veines plus ou moins interconnectées; il est probable qu'il s'agisse ici d'épisodes de fracturation hydraulique (le réseau des veines de quartz est compatible avec la direction de raccourcissement caractéristique de la déformation ductile qui affecte ces veines);

- il existe un intervalle caractérisé par une compression orthogonale à la direction de raccourcissement du cisaillement ductile majeur;

- enfin, la fin de la bérissitisation (S_1) semble coïncider avec la transition ductile-fragile.

Globalement, les altérations hydrothermales dont la succession a donné les bérissites actuelles se sont développées de façon pénécotemporaines avec une déformation ductile non coaxiale que tout porte à assimiler à la fin du fonctionnement de la ZCEO dextre.

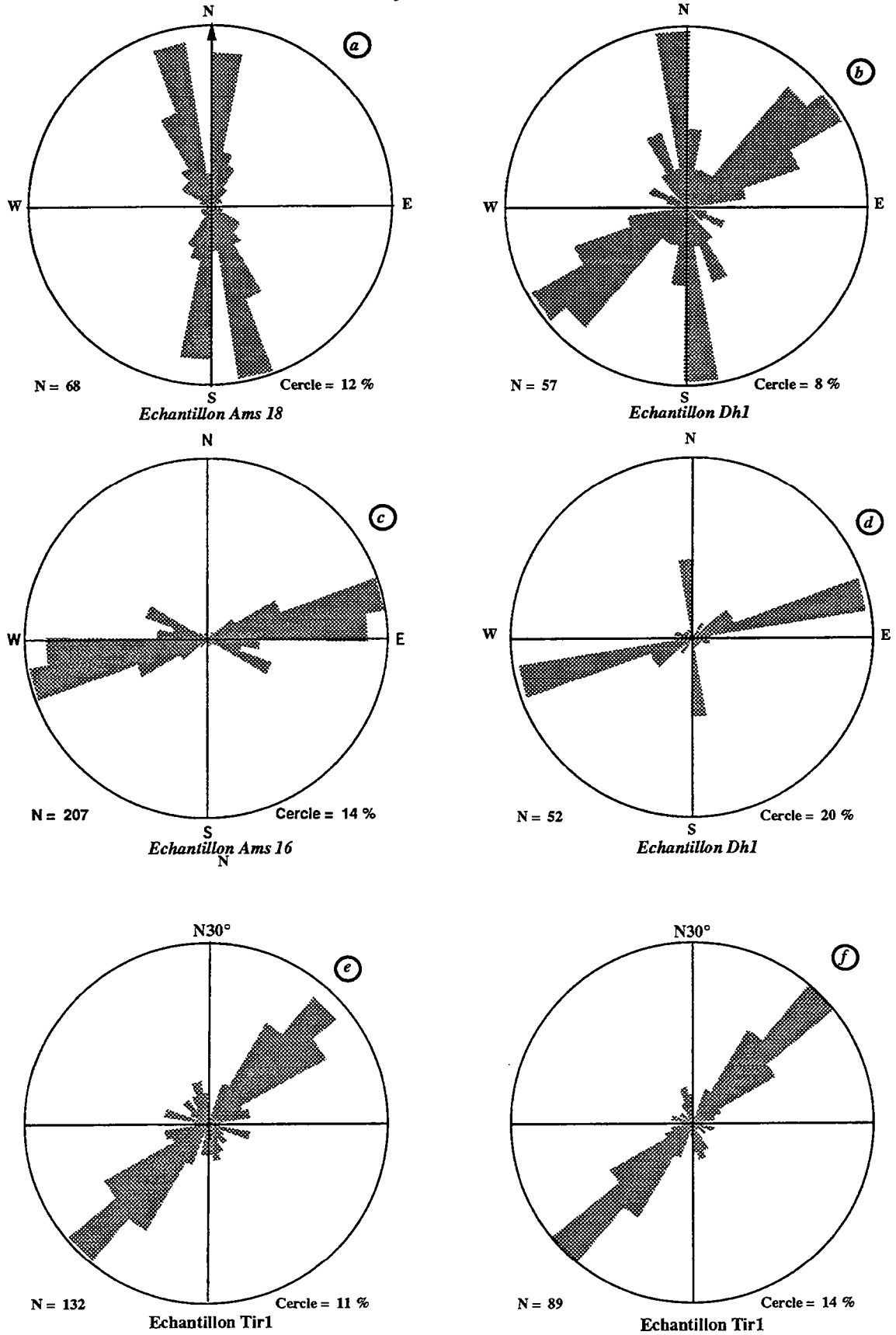


Figure IV- 14 : Roses diagrammes montrant les directions: (a) du quartz palissadique autour des pyrites dans les bérésites, (b) des réseaux denses de microfractures précoces dans les QI, (c et g) des plans d'inclusions fluides aqueuses précoces dans les quartz filoniens du type Amesmessia et Tirek, (d et h) des microfractures tardives.

Événements hydrothermaux	Événement tectoniques	Conditions	raccourcissement majeure
Bérisitisation (Qz+sér+Py1) Silicification (Qz+Py2)	(Cisaillement N-S dextre) S1?	?	N20°
	Filon "E-W"	"Fragile" (fracturation hydraulique)	N110°
Carbonatation (dissolution du quartz et de la pyrite)	schistosité S2 N-S et ombre de pression à fibres N-S, cisaillement faible	Ductile	N110°
	Ombres de pression à fibres E-W	Ductile	N20°
	Cisaillement N-S	Ductile/fragile	N20°

Tableau IV-2: Tableau récapitulatif de l'évolution tectono-hydrothermale des bérisites

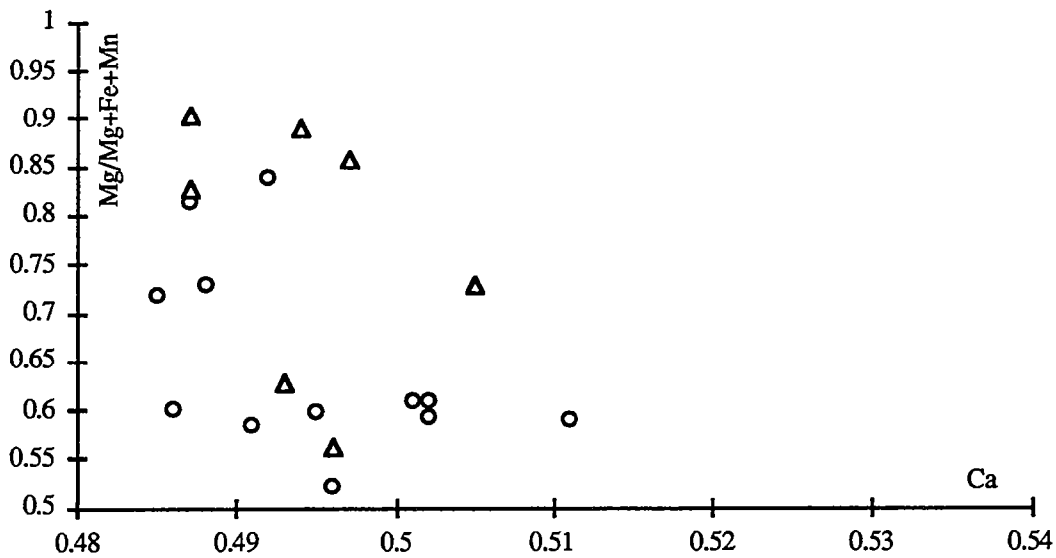
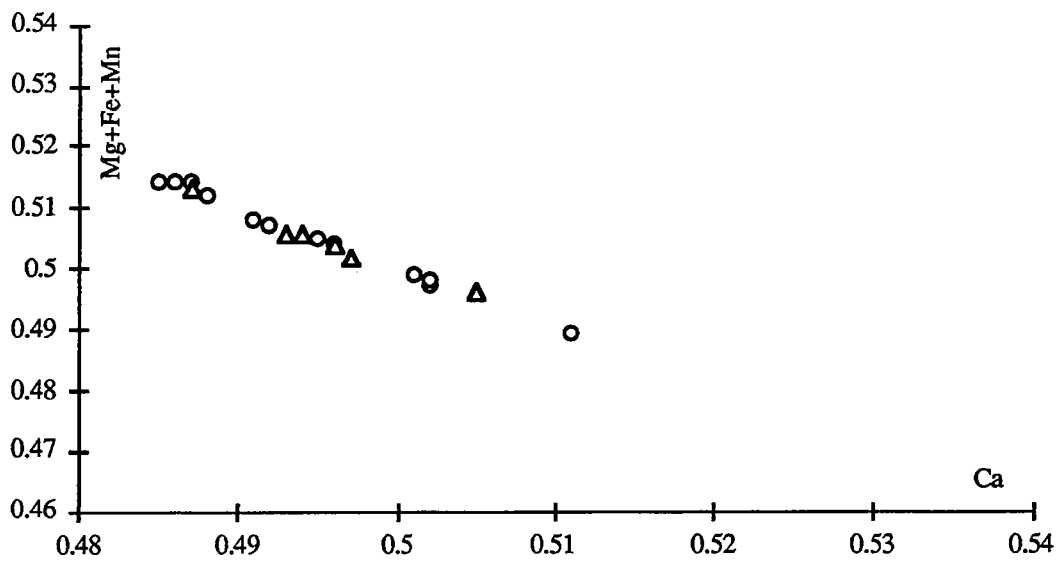
2.2.4. Minéralogie des bérisites

2.2.4.1. Les carbonates

Les carbonates ont été analysés à la microsonde électronique (CAMEBAX) dans deux échantillons (Ams93/17 et Ams93/19) respectivement situés au contact immédiat et à 2,5m de la zone filonienne, dans les bérisites développées sur des ultramytonites d'Amesmess. Les résultats (tableau IV-6a, annexe 4) sont les suivants:

- (i) il s'agit de dolomites ferrifères avec très peu d'écart à la stoechiométrie : Ca 0,49-0,51 (Fe,Mg, Mn) 0,31-0,49 (CO₃)₂; les teneurs en Mn sont négligeables et Mg/Mg+Fe est toujours supérieur à 0.57, variant entre 0.57 et 0.93;
- (ii) dans l'ensemble, les compositions des carbonates en plages dans la matrice ou dans les veinules de quartz présentent la même gamme de variation (figure IV-15). On note toutefois que:

- les compositions des carbonates des veinules sont en moyenne plus magnésiennes que celles des matrices (tableau IV-3); la dissolution partielle des pyrites de la matrice est une cause possible de cet effet.



Légende : cercle vide : carbonates en porphyroclastes; triangle : carbonates en veinules

Fig. IV-15: Compositions chimiques des carbonates des bésites

Echantillon	Ams93/17	Ams93/19
Veinule		
Moyenne (n)	0,800 (8)	0,740 (4)
Variation	0,914 - 0,690	0,852 - 0,732
Matrice		
Moyenne (n)	0,680 (5)	0,602 (2)
Variation	0,926 - 0,722	0,634 - 0,568

Tableau IV-3 : moyennes des rapport Mg/Mg+Fe+Mn des carbonates de quelques bérésites d'Amesmesssa

- pour les deux groupes, il semble exister une faible zonation, les carbonates étant en moyenne plus ferrifère lorsque l'on s'éloigne de la zone filonienne.

2.2.4.2 Les phengites

Les sérícites des bérésites ont été analysées à la microsonde électronique (tableau IV-6b; annexe 4).

Les micas blancs définissent 3 pôles principaux

- La muscovite: $K (Si_3 Al) Al_2 O_{10}(OH)_2$
- La paragonite: $Na (Si_3 Al) Al_2 O_{10}(OH)_2$
- La céladonite: $K (Si_4)(AlR^{2+})O_{10}(OH)_2$

Ces pôles forment des solutions solides caractéristiques des micas dioctaédriques:

- une solution solide complète entre la muscovite et la céladonite (phengites)
- une solution solide incomplète entre la muscovite et la paragonite.

La substitution phengitique: Elle se traduit dans la structure de la muscovite par la substitution de Si^{4+}/Al^{VI} avec une compensation de charge par l'introduction de cations bivalents $R^{2+}(Fe,Mg)$ ou de Al^{VI} en site 6. Dans une substitution phengitique simple, il y a une corrélation positive entre les teneurs en Al^{IV} et Al^{VI} .

Dans un diagramme Al^{IV}/Al^{VI} -1, cette corrélation s'exprime par une droite de pente 1 sur laquelle se placeront les "phengites" (Saliot, 1978), tandis

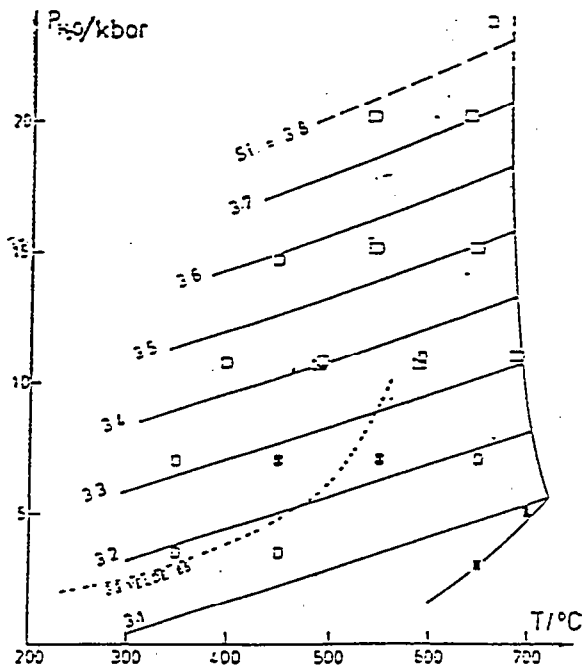
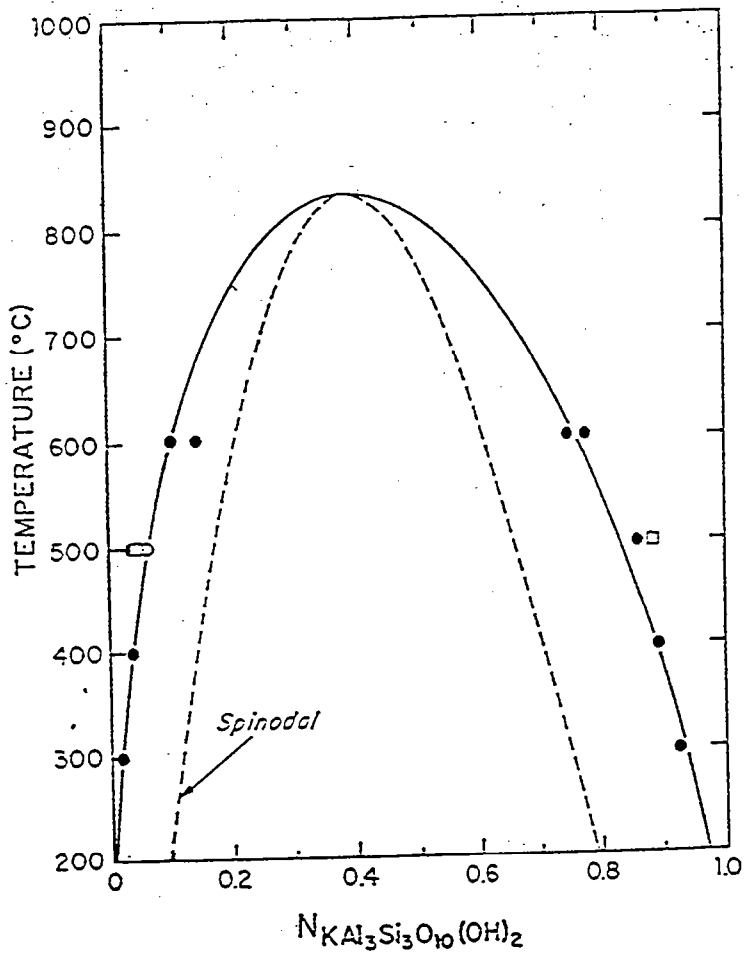


Figure IV-16: Diagramme de Eugster (a) et Massone (b) permettant l'appréciation des conditions P-T de formation des phengites

que des déplacements autour de cette droite indiquent des substitutions $Al^{3+} \leftrightarrow Fe^{3+}$ (Ti^{4+}) (Cathelineau, 1981).

Comme le montre la **figure IV-17**, les séricites des bérissites d'Amesmessas sont des vraies phengites, sans Fe^{3+} . Le taux de substitution phengitique varie peu, de $Si_{3,2}$ à $Si_{3,3}$; cependant, un examen plus fin montre que les différents types de séricites décrits plus haut se caractérisent par des valeurs légèrement différentes : les séricites précoces (séricites "statiques" de la matrice et séricites de S_1) montrent des valeurs de Si en moyenne légèrement supérieures à celles des séricites liées à la déformation ductile des bérissites (**tableau IV-4**)

La substitution paragonitique

Les sites interfoliaires sont occupés dans les micas dioctaédriques communs soit par K, soit par Na. Les deux pôles sont la muscovite (K) et la paragonite (Na). La proportion de paragonite dans les micas potassiques est exprimée en % par le

Type de phengites	Si	Na/Na+K	T°C	P (kbars)
Statique	3,28	0,027	350	5,8
S1	3,25	0,024	330	4,7
S2	3,23	0,019	300	3,9
C3	3,23	0,019	300	3,9

Tableau IV-4 : Valeurs moyennes des taux de substitution paragonitique et phengitique des bérissites d'Amesmessas, et estimations thermobarométriques associées

paramètre Na/Na+K. Ce pourcentage est utilisé comme géothermomètre (Velde, 1965; Eugster et al., 1972; Massone et al., 1987).

Comme le montre la **figure IV-17**, le taux de paragonite est assez variable. Une analyse plus fine montre que les séricites précoces sont en moyenne un peu plus riches en paragonite que les séricites associées à la déformation ductile des bérissites (**tableau IV-4**)

2-2-5- Estimation des conditions de formation des phengites

a- Principe de l'estimation thermo-barométrique

Les substitutions céladonitique et paragonitique dans les phengites sont l'un des moyens utilisés en thermobarométrie pour apprécier les conditions P-T de formation de ce minéral (Velde, 1965; Eugster et al., 1972; Massone et al.; 1987) (**fig. IV-16 a et b**). Le remplissage des sites interfoliaires par K+Na est toujours supérieur à 0.91.

- Comme l'ont montré Velde (1965) et surtout Massone et al. (1987), le taux de substitution phengitique, pour une phengite purement magnésienne, est fonction de T et surtout de P, fournissant aussi un géobaromètre potentiel dès lors que la température est connue. Appliquée aux phengites naturelles ferromagnésiennes, cette méthode donne une estimation pour excès de la pression de formation. Cependant si l'on utilise comme température celle qui fournit le solvus muscovite-paragonite, cet excès est sans doute limité.

- La solution solide muscovite-paragonite est incomplète; le solvus en a été déterminé par Eugster et al. (1972). Pour une teneur en paragonite donnée, la température minimale de formation correspond à la température où, sur le solvus, la muscovite ayant cette teneur est en équilibre avec la paragonite. L'expérience montre que cette température minimale est souvent une bonne approximation de la température réelle de formation (voir par exemple Blamart et al., 1992).

Remarque : L'application de ces méthodes à la détermination des conditions P,T d'une phengite donnée suppose que celle-ci n'ait enregistré que le dernier paroxysme thermobarométrique subi par la roche qui la contient.

b- application

Le **tableau IV-4** donne les résultats des estimations de T et P effectuées sur les différents générations de séricites des bérésites.

- Les températures estimées s'étalent de 350°C à 300°C; il semble clair que les déformations ductiles qui affectent les bérésites se sont développées à plus basses températures que la bérésitisation (elle-même rétro-morphique par rapport aux ultramylonites, dont la température a été estimée à 500°C, voir plus haut) .

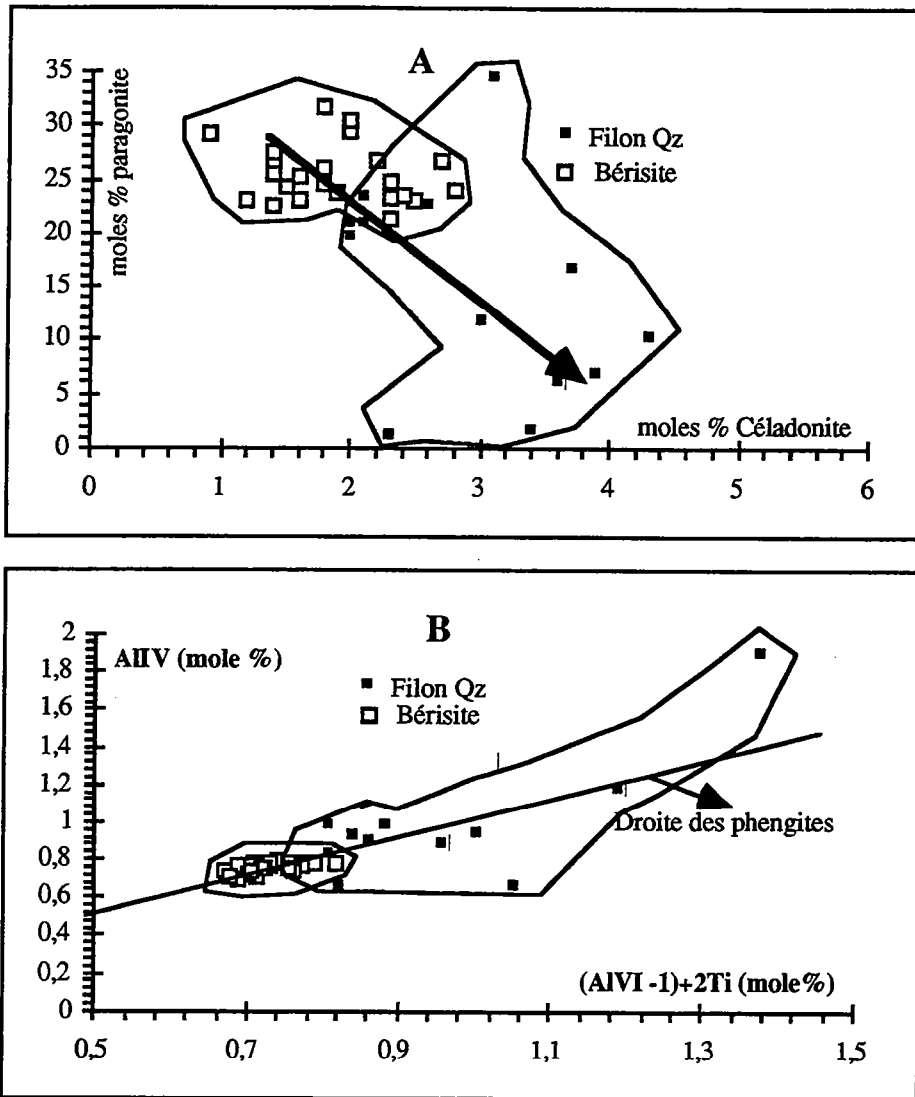


Figure IV- 17: Evolution des substitutions paragonitique et céladoniques des phengites dans les filons de quartz et dans les bérésites

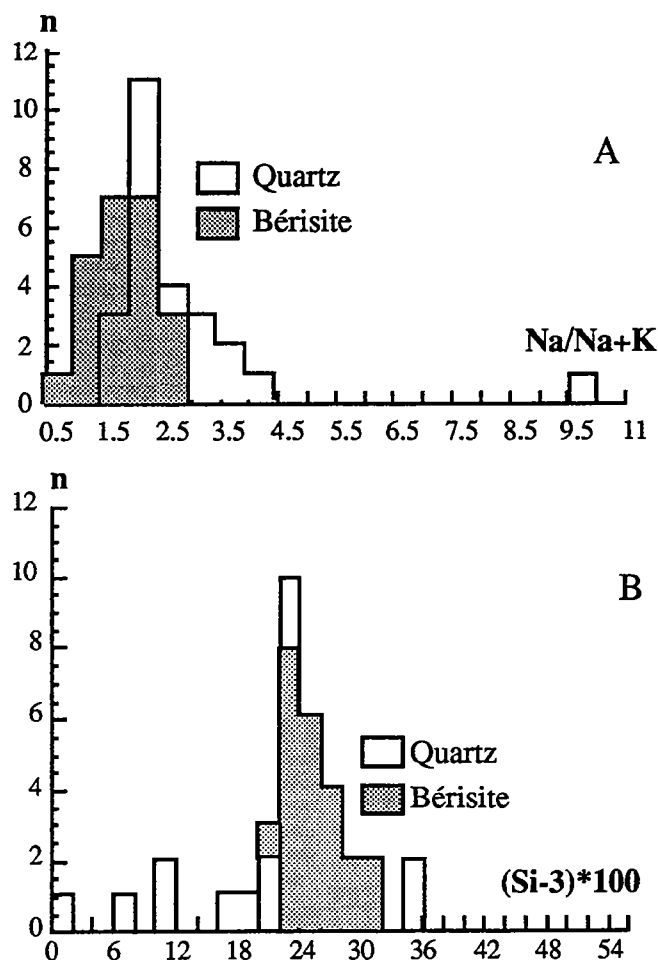


Figure IV-18: Histogramme des taux de substitution paragonitique (A) et céladonitique (B) des phengites

- les pressions estimées s'étalent de ca. 5,5 kb à ca. 4 kb; il semble clair que les déformations ductiles qui affectent les bérisites se développent à des pressions nettement plus faibles que la bérisitisation elle-même, dont les conditions barométriques, en revanche, restent voisines de celle des ultramytonites (estimées à ca. 5,5 kb, partie III)

2-2-6- Conclusion

Dans leur état actuel, les bérisites résultent d'une altération polyphasée des ultramytonites, commençant par une altération acide (quartz-séricite) caractérisant un milieu réducteur (présence de pyrite), se poursuivant par une silicification et s'achevant par un épisode de carbonatation oxydant (dissolution partielle de la pyrite) sous l'influence d'un fluide sous-saturé en silice. Cette altération rétomorphique par rapport aux ultramytonites, se développe à T et P

décroissante (de 350° à 300°C et de ca. 6 kb à ca. 4 kb). La ZCEO reste active pendant l'altération, mais les épisodes hydrothermaux et particulièrement la silicification, semblent correspondre à des épisodes de fracturation hydraulique, c'est à dire à des épisodes de libération d'une surpression de la phase fluide.

La chute de pression estimée est cohérente avec la transition vers les conditions fragiles qui caractérise la fin de l'évolution des bérissites.

2-4 Les filons de quartz

2.4.1. *Aspect macroscopique*

Systématiquement encaissés dans les bérissites, les filons de quartz de type Amesmessa forment généralement un réseau dense, de direction presque systématiquement N-S, avec des puissances variant de quelques centimètres à 1 mètre, et une continuité longitudinale également très variable: certains sont discontinus et boudinés, tandis que d'autres peuvent s'allonger sur plus de 800 m.

La minéralisation auro-sulfurée, qui peut atteindre des teneurs énormes (>500g/t dans de nombreux filons recensés au travers toute l'étendue du district de Tirek-Amesmessa), a une répartition irrégulière. L'or est statistiquement lié à la présence de quartz saccharoïde (ce qui constitue un guide de prospection). Comme nous le verrons plus loin, ce type de quartz résulte d'une intense déformation et il n'est donc pas étonnant de le rencontrer en abondance :

- dans les filons boudinés;
- sur les bordures des grands filons, dont les coeurs sont, au contraire, pauvres en or (exemples de Lardjane et Tamesguida N).

Il s'agit là d'un effet de focalisation des contraintes à l'interface quartz-bérissites, analogue aux effets décrits dans les veines de quartz aurifères hercyniens du Massif Central français (Lespinasse, 1990). Des veines de quartz de directions NNE peuvent localement venir se greffer sur les filons N-S majeurs. Ce fait, ainsi que les observations de détail, suggèrent que le système filonien se développe à partir de joints en cisaillement dextre affectant les bérissites.

2.4.2. *Evolution structurale des quartz filoniens*

Les filons de quartz minéralisés résultent d'une histoire structurale et hydrothermale complexe qu'il est possible de subdiviser en un certain nombre d'étapes :

2.4.2.1. Les stades précoces

a- Trace d'un cisaillement ductile dans le quartz

Tous les filons de quartz présentent au microscope une structure mylonitique, avec de grands porphyroclastes (Q1) isolés par des couloirs de cisaillement microcristallins. Ces couloirs sont N-S et il s'y associe une foliation de direction N110°, ce qui permet d'attribuer un caractère dextre au cisaillement, avec une direction de raccourcissement à 20°E.

L'examen des zones les moins déformées suggère que les porphyroclastes dérivent d'un ancien quartz palissadique. Ces porphyroclastes sont recoupés par un réseau extrêmement dense de fractures cicatrisées marquées par l'abondance d'inclusions fluides de 1- 2µm de diamètre (plans d'inclusions fluides ou P.I.F). Il y a plusieurs familles de cas de P.I.F. dont les directions changent fréquemment en passant d'un porphyroclaste à l'autre (**figure IV-14**), ce qui est l'indice qu'elles sont plus anciennes que la déformation cisailante; l'une de ces familles, toutefois, particulièrement dense, et de direction oscillant autour de N20E, paraît plus constante et pourrait correspondre à la direction d'extension associée au cisaillement.

b) Relations avec le cisaillement

Tous les filons de quartz présentent un caractère plus ou moins bréchique; cet aspect est particulièrement net au microscope : des fragments de bésites (de toute taille (cm-mm) et non jointifs, plus ou moins silicifiés, sont cimentés par le quartz. Ces relations sont oblitérées par le cisaillement ductile qui affecte le quartz et qui déforme aussi les fragments de bésite; les plus petits fragments sont dilacérés le long des plans de cisaillement, qu'ils matérialisent sous forme de traînées de séricite.

c- Les pyrites

Toute la pyrite que l'on trouve dans les filons de quartz y était présente avant la déformation cisailante ductile. Il est même possible d'observer (échantillon Ams93/14) des ombres de pression à quartz fibreux selon les deux

mêmes directions orthogonales ($\sim N110$ et $\sim N20^\circ$) qui ont été précédemment décrites.

Il semble assuré qu'une partie au moins de cette pyrite soit héritée des bérésites. Cependant, on ne saurait exclure que certains cristaux de pyrite, notamment les petits cubes (ordre de $100 \mu\text{m}$) dispersés dans les prophyroclastes, appartiennent à la paragenèse des Q1.

d- Les carbonates

De grandes plages xénomorphes de carbonates (cm à mm) sont extrêmement développées dans le quartz, ainsi que dans les fragments de bérésites. On observe, comme dans les bérésites de l'encaissant, des figures de corrosion de la pyrite par les carbonates. Cependant, ces plages carbonatées sont clairement affectées par le cisaillement ductile N-S dextre, et les grands cristaux qui les constituent se comportent comme des prophyroclastes isolés par des traînées de microcristaux.

e- Quartz microcristallin

D'importants volumes de quartz mylonitique sont envahis par du quartz microcristallin (Q2^a), en plages anastomosées à bords généralement diffus, où les individus cristallins forment une mosaïque exempte de déformation interne. Ces plages sont allongées selon des directions privilégiées, essentiellement N-S et NE-SW. Elles oblitèrent les réseaux d'inclusions fluides (I.F) décrits en "a" et recourent les cisaillement ductiles N-S.

Cette génération Q2^a peut s'interpréter comme résultant de la cataclase des Q1 dans des bandes de cisaillement fragiles, toujours de direction N-S, c'est à dire avec la logique Est-ouzzalienne.

D'autres quartz microcristallins (Q2^b), de direction proche de $N110^\circ E$, d'allure plus fissurale, paraissent recouper ces zones broyées (Ams93/14).

f- Conclusion

Comme le montre le **tableau IV-5**, l'histoire précoce des filons de quartz aurifères peut se paralléliser strictement avec celles des bérésites, à partir de l'épisode de silicification. L'ensemble des données suggèrent que (i) les filons de quartz se sont ouverts, dans le champ de contraintes du cisaillement N-S ductile dextre Est-ouzzalien, par fracturation hydraulique induite par une surpression fluides; (ii) que l'évolution ultérieure a été identique à celle de leur

encaissant, à cette réserve près, que le dernier épisode ductile et la fracturation fragile qui lui succèdent y sont beaucoup plus marqués.

2.4.2.2. Les stades tardifs

a- Microfracturation

Un réseau de microfractures (P.I.F., veines à quartz, microbroyages) oblitère l'ensemble des objets résultant de l'évolution décrite en §2-4-2-1 ci-dessus. Ils correspondent à la surimposition de nombreux épisodes tectoniques, qu'il n'a pas été possible de tous individualiser : l'inventaire qui suit ne concerne que les faits les plus saillants:

Encaissant	filons de quartz	Conditions	s
Bérisitisation		?	N20°
	Apparition de filons de qz à remplissage de qz palissadique (Q1), englobant des fragments d'encaissant bérisité	Fragile (fracturation hydraulique)	N20°
Silicification		Ductile	N110°
S2 (N-S) et ombre de pression à fibres N-S	Ombres de pressions à fibres N-S autour de pyrite	Ductile	N110°
Ombres de pression à fibres E-W	ombres de pression à fibres E-W - schistosité pénétrative	Ductile	N20°
Carbonatation	Carbonatation	?	?
cisaillement N-S dextre	Cisaillement N-S dextre	ductile/fragile	N20°
Veinules de quartz microcristallin Q1	Cisaillement N-S dextre (quartz microcristallin Q2)	Fragile	N20°

Tableau IV-5 : Tableau comparatif de l'évolution tectono-hydrothermale des bérisites et des filons de quartz de type Amesmessa

(i) réseau à N120°:

Un réseau dense de P.I.F. transgranulaire est bien représenté. De mince veinules de quartz limpide (Q3) sont strictement parallèles à ces P.I.F. Il s'agit soit de veinules ouvertes à remplissage de quartz fibreux palissadique, soit de zones de cicatrisation (healing) des porphyroclastes Q1.

Il fait ici peu de doute que ces réseaux correspondent à des joints en extension, qui traduiraient un retour à la direction de raccourcissement "N110°" antérieurement exprimée au stade ductile (voire tableau IV-5).

(ii) Réseau à N80°

Un réseau de P.I.F. identique au précédent se développe selon la direction N80°E. Dans l'échantillon AMS93/16, ce réseau semble associé à des microcisaillements cataclastiques sénestres, de direction E-W.

(iii) Réseau "N-S"

Un troisième groupe de P.I.F. approximativement N-S semble recouper les précédents, les critères d'intersection les plus nets étant les veines Q3.

(iv) Veinules de carbonates

De très minces veinules de carbonates s'expriment tardivement, mais leur relations avec les événements qui viennent d'être décrits ne sont pas connues. De directions variables, souvent E-W, elles semblent accompagner un épisode de fracturation/cicatrisation ("healing") des porphyroclastes Q1. On peut noter ici que lorsque des veinules Q3 recoupent des porphyroclastes de carbonates, on observe généralement une surcroissance de carbonate dans la veinule. A cet épisode de carbonatation tardif, on peut sans doute également rapporter la croissance, dans les porphyroclastes Q1, de petits rhomboèdres carbonatés (5-10 μm).

(v) Veinules de séricite

Il existe également des veinules de séricite, ultra-minces puisque souvent réduites à un chapelet de paillettes de 2 à 5 μm de large, qui semblent pénécotemporaines des veinules de carbonates. Certaines de ces veinules, au trajet sinueux, enregistrent un épisode de stylolitisation qui (par analogie : voir plus loin) marque la fin de la tectonique cassante dans les filons.

b- La minéralisation auro-sulfurée

(i) Les sulfures tardifs

Outre la pyrite, on trouve essentiellement à Amesmessa deux autres sulfures: une sphalérite pauvre en Fe et une galène. Ces minéraux se répartissent dans les microfissures avec les caractéristiques suivantes:

- Les sulfures suivent des parcours sinueux, souvent guidés par les joints intergranulaires, plus ou moins anastomosés et plus ou moins ramifiés. La morphologie de ces fissures évoque beaucoup plus des trajectoires de neurones ou des courbes fractales que des remplissages de microfractures (**figure IV-19**). Il s'agit néanmoins d'une microfissuration, car les sulfures intersectent aussi bien les plages carbonatées que les cataclasites Q2 ou les veinules de Q3 (**fig. IV-19**). Cette microfissuration est surtout guidée par les joints de grains et se développe de ce fait préférentiellement dans les plages de quartz microcristallin Q2, que les sulfures paraissent souvent imprégner (**fig. IV-19**). Le degré de continuité du remplissage sulfuré est variable et il n'est pas rare d'observer, notamment vers les terminaisons de ce qui ressemble à des filets nerveux, des chapelets de plages sulfurées dont la connexion n'est plus que virtuelle.

- Galène et sphalérite forment des réseaux microfissuraux aux trajectoires distinctes, qui ne se recoupent qu'assez rarement; les intersections montrent invariablement que la galène est postérieure à la sphalérite.

- Sur leur passage dans le quartz, les fissures sulfurées sont soulignées par un liseré de quartz limpide (Q4), toujours présent, quoique souvent réduit à 1 ou 2 μm d'épaisseur (**fig. IV-19**). Un mince film de ce quartz limpide peut interconnecter des plages disjointes, mais contigües, de sulfures. Presque totalement dépourvu d'I.F., ce Q4 ne constitue pas à proprement parler un remplissage fissural, il est en continuité optique avec le quartz-hôte et, dans les porphyroclastes, la limite, au fort grossissement, n'est marquée que par la disparition des I.F. qui jalonnent les denses réseaux de P.I.F. décrits plus haut. Au fort grossissement, le contact quartz-sulfures est entièrement lobé et il n'est pas rare d'observer des "gouttes" de sulfures qui ne se rattachent plus à la masse principale que par un mince canalicule, voir des "gouttes" isolées; dans tous les cas, le très fin liseré de quartz Q4 reste présent.

(ii) Le blanchiment des Q1

Certaines plages de porphyroclastes Q1 apparaissent blanchies; sans frontière nette avec le reste des Q1, ces plages d'allures plus ou moins fissurales, "effacent" toutes les I.F. précédemment décrits, et notamment les denses réseaux précoces qui donnent au Q1 un aspect "sale". Elles ne sont pour autant pas dépourvues d'I.F., à la différence des Q4 (voir plus loin). Il existe une forte corrélation spatiale entre ces plages et les réseaux de sulfures, ce qui suggère une relation génétique. Toutefois, elles sont nettement antérieures aux fissures sulfurées qui les recoupent ainsi que le quartz limpide Q4 (fig. IV-19).

(iii) L'or

L'or est présent à Amesmessa que sous forme d'or natif, visible, au microscope le plus souvent, à l'oeil nu parfois. Il est, pour l'essentiel, disséminé dans le quartz, où il se comporte un peu comme les sulfures, formant des traînées intergranulaires de grains discontinus de quelques dizaines de μm , accompagnés d'un liseré de quartz limpide Q4. De même que pour les sulfures, le fort grossissement montre des contacts lobés et des allures en gouttelettes (figure IV-20). De même que pour les sulfures, l'or est donc présent sous forme microfissurale, jalonnant les joints de grains et imprégnant préférentiellement les cataclasites Q1.

La répartition de l'or est, dans une large mesure, indépendante de celle des sulfures; il existe cependant, une certaine connexion avec les réseaux de la galène et, dans le domaine où or et galène coexistent, les relations texturales démontrent clairement le caractère pénécontemporain du dépôt de l'or et de la galène.

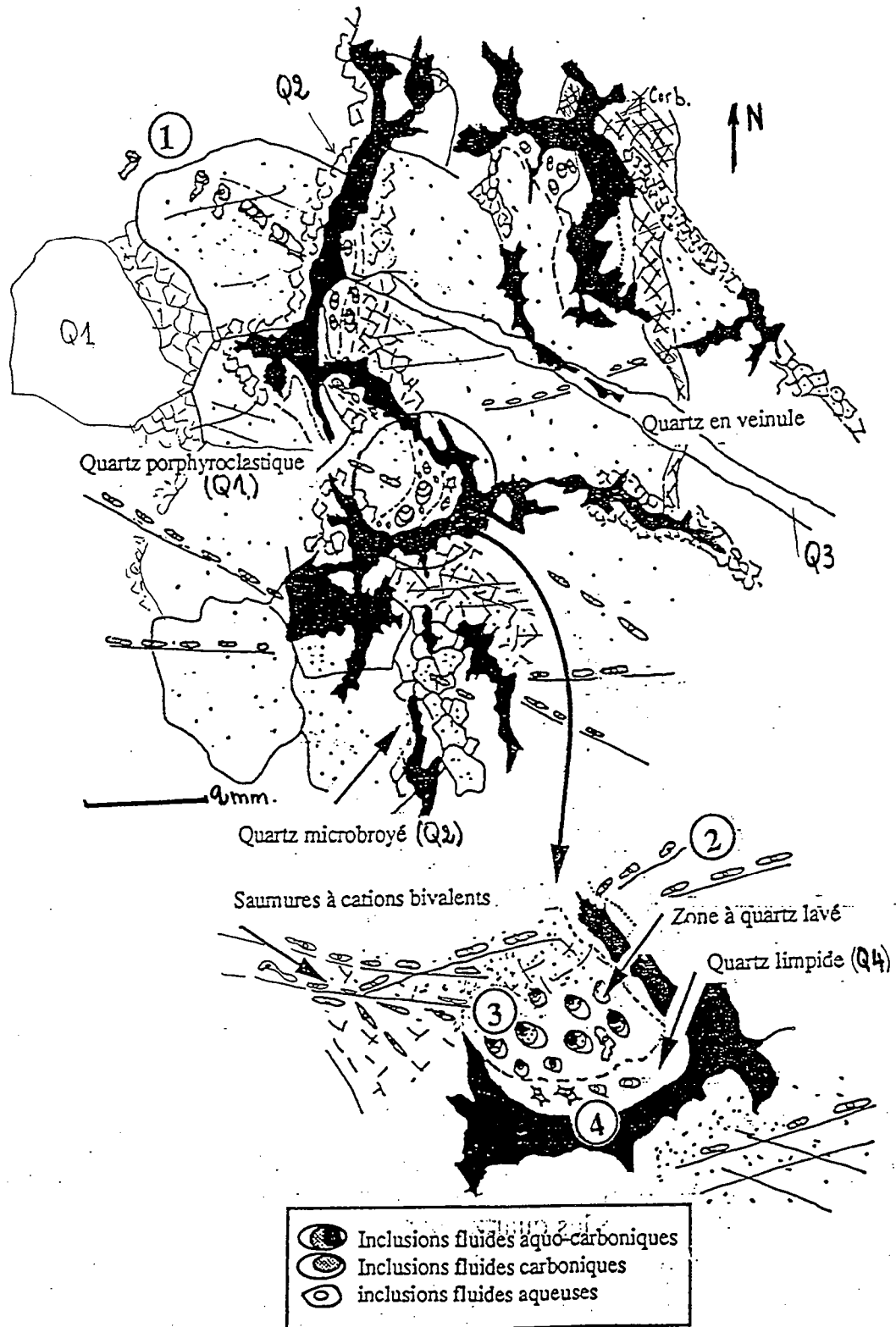
(iv) Conclusion

La minéralisation en or est contemporaine de l'apparition des sulfures tardifs. Le phénomène minéralisateur a les caractéristiques suivantes:

- les fluides circulent dans un réseau de microfissures qui suivent les joints intergranulaires en utilisant la microperméabilité des quartz ; celle-ci résulte de l'histoire tectonique antérieure: mylonitisation, cataclase, microfracturation. Cette histoire s'étant surtout exprimée dans les filons de quartz, on comprend ainsi le fait que la minéralisation en or ne déborde que faiblement sur l'encaissant de ces filons.

- les relations quartz/sulfures et quartz/or impliquent une sous-saturation initiale des fluides minéralisateurs par rapport au quartz - ce qui était de nature à

Fig. IV-19 : Schéma synthétique montrant la position des différentes familles d'inclusions fluides et leurs chronologies relatives.



2. figure d'if. hors échelle

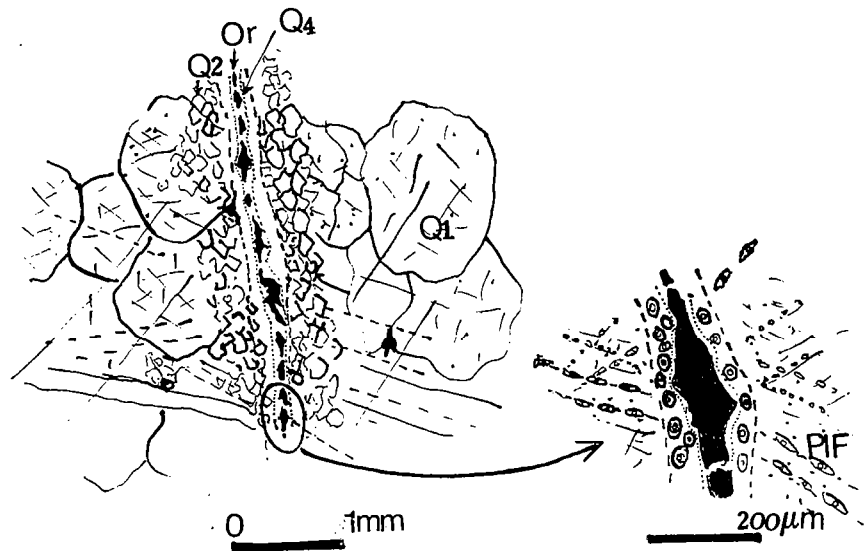


Figure IV-20 : Schéma montrant les relations quartz/or

faciliter leur percolation dans les réseaux intergranulaires en amplifiant par dissolution (suivie de cicatrization avec dépôt des métaux) la microperméabilité d'origine tectonique.

2.4.2.3. Synthèse: une évolution en trois cycles

On peut résumer l'évolution des quartz minéralisés N-S (type I ou type Amesmessa) en trois étapes majeures ou cycles (tableau IV-E) :

- **cycle I**: de la déformation ductile à la cataclase, à la fin du fonctionnement de la ZCEO.

A ce stade, les filons de quartz et les bérésites encaissantes évoluent en parallèle (voir le **tableau IV-5**), mais l'intensité des phénomènes est plus forte dans les filons de quartz, où se concentrent progressivement les déformations.

Les directions de raccourcissement restent, pour l'essentiel, celles de la déformation précoce de la ZCEO, mais on note une "excursion" vers une direction orthogonale, responsable de l'expression de veines E-W (qui resteront stériles) et traduisant vraisemblablement une permutation transitoire des contraintes principales δ_1 et δ_3 .

La cataclase qui termine cet épisode joue un grand rôle dans la suite des événements, puisque les quartz microcristallins Q2 seront le drain privilégié des fluides minéralisateurs.

- **cycle II** : la microfracturation

A ce stade, seuls les filons de quartz, définitivement entrés dans le domaine fragile, sont affectés de façon significative par la déformation.

Les directions de raccourcissement sont essentiellement E-W, comme l'indiquent :

- l'orientation des PIF. et des veinules en extension associées ;
- le développement de stylolithes N-S à partir d'anciens joints, notamment à séricite.

Cependant, l'existence de PIF globalement N-S plus tardifs est l'indice d'un retour (au moins provisoire) aux directions antérieures. Par ailleurs, PIF. et veinules de quartz palissadique sont le résultat d'une fracturation sous l'effet de surpressions transitoires des phases fluides, ce qui pourrait être l'indice que les conditions sont toujours lithostatiques.

- cycle III : la minéralisation auro-sulfurée

A ce stade, toute déformation a cessé et les fluides minéralisateurs, sous-saturés en quartz, percolent essentiellement un réseau de microfissures intergranulaires, amplifiant la microperméabilité tectonique héritée. Cette particularité suggère que les filons de quartz ont subi une décompression favorisant les ruptures sur les joints préexistants, ce qui pourrait signifier que la pression est devenue hydrostatique.

L'or se dépose en fin d'évolution; il est contemporain du dépôt de la galène, qui suit celle de la sphalérite.

2.4.3. Minéralogie des filons

2.4.3.1. Carbonates

On peut distinguer les carbonates disséminés, engagés dans la dernière déformation ductile, et les carbonates plus tardifs, quoiqu'antérieurs aux sulfures (sphalérite et galène) et à l'or : veinules et petits porphyroblastes automorphes.

Ces différents types ont été analysés à la microsonde électronique (CAMEBAX, UHP-Nancy 1) et les résultats sont consignés en **annexe 4**.

Tous les carbonates analysés sont, comme dans les bérésites, des dolomites ferrifères. Sur la base des données disponibles, il semble exister des différences entre les échantillons provenant du coeur des systèmes filoniens

(AMS93-15 et AMS93-16) et un échantillon prélevé à proximité du contact avec les bérésites (AMS93-20). L'analyse d'un plus grand nombre d'échantillons serait sans doute nécessaire pour affirmer la généralité de ce comportement différentiel (tableau IV-8).

(i) Au coeur des filons :

- les porphyroclastes sont, en moyenne, très magnésiens, avec des rapports Mg/Mg+Fe supérieurs à 0,850;

- les veinules et surtout les petits rhomboèdres blastiques dans les Q1, sont systématiquement plus ferrifères.

N° échantillon	AMS 93/15	AMS93/16	AMS93/20
Porphyroclastes	0,884 [5]	0,878 [3]	0,813 [2]
Veinules	0,857[5]		0,838 [2]
Rhomboèdres	0,748 [3]		0,855 [1]

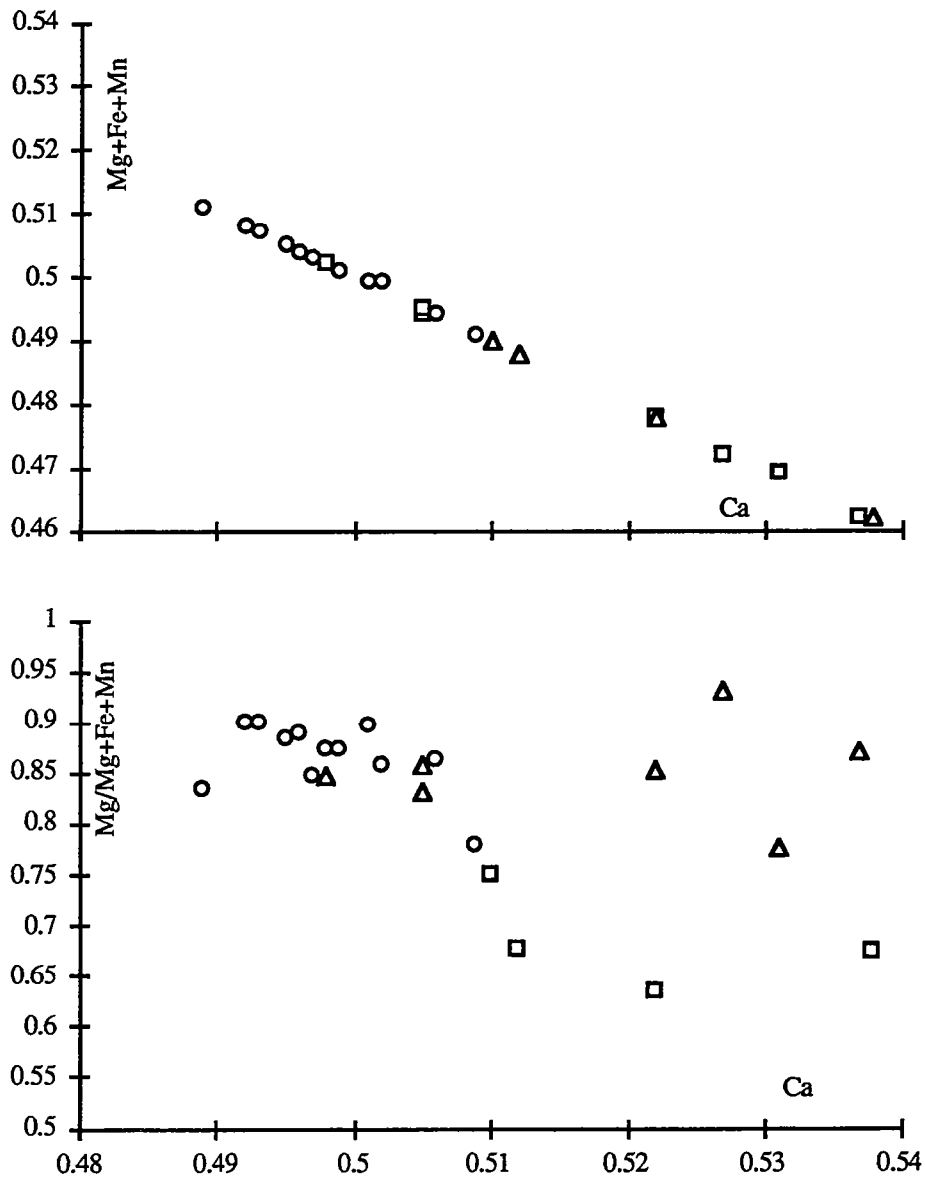
Tableau IV-8. Variations des valeurs moyennes du rapport Mg/Mg+Fe dans les carbonates des filons d'Amesmesssa. Entre [], nombre de mesures.

(ii) Au contact avec les bérésites :

- les porphyroclastes sont un peu moins magnésiens;

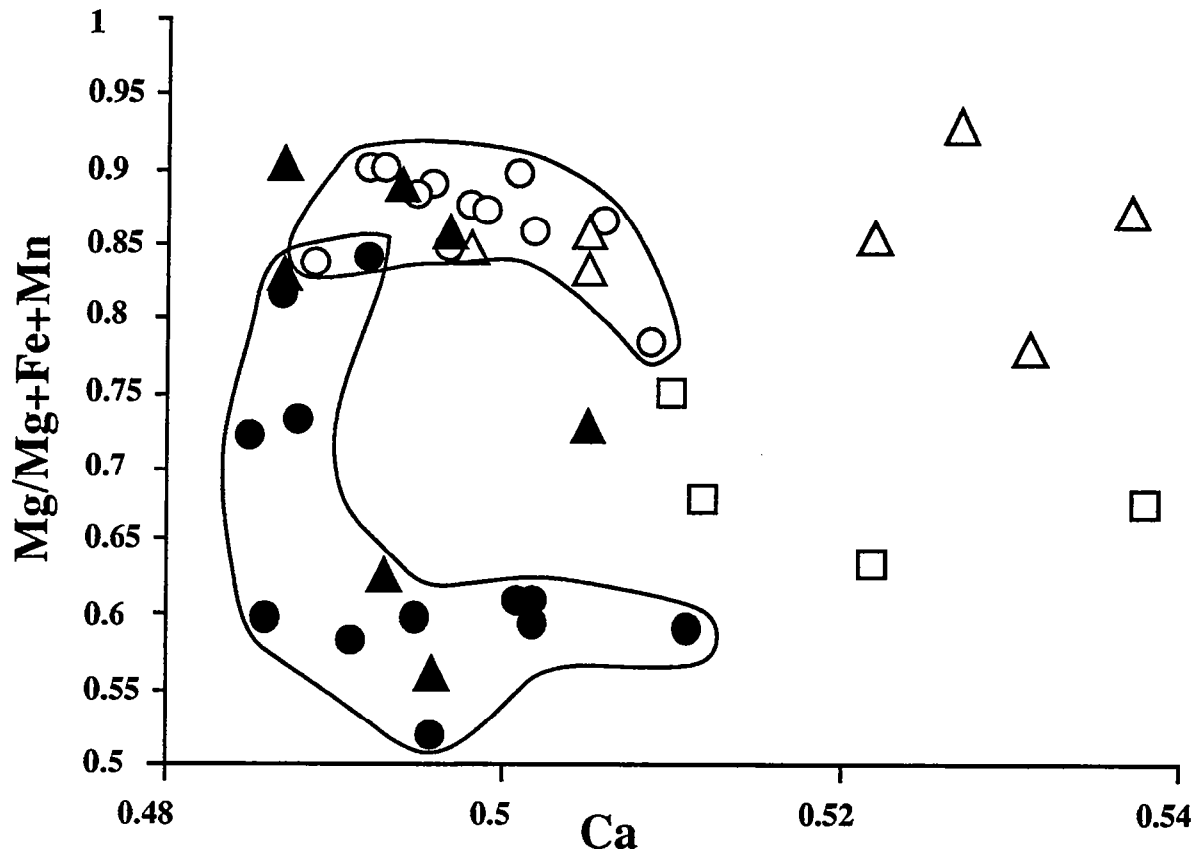
- en revanche, les veinules et surtout les petits rhomboèdres paraissent beaucoup plus magnésiens.

Il y aurait donc, au stade tardif des veinules et des rhomboèdres blastiques, une inversion des tendances entre le coeur et la bordure des filons. En revanche, au stade précoce, l'évolution observée du coeur vers la périphérie des filons est cohérente avec l'observation, faite dans les bérésites, que les carbonates blastiques sur les veinules de quartz s'appauvrissent en magnésium en s'éloignant des filons, ce qui révèle un dispositif zonaire (tableau IV-9 et figure IV-21a et b).



Légende : Cercle (carbonates en porphyroclastes); triangle (carbonates en veinules); carré (cristaux tardif)

Figure IV-21a : Diagramme de corrélation des différents carbonates dans les filons de quartz



Légende : Cercle : Porphyroclastes; triangle : veinules; carré : cristaux losangique tardifs

Figure IV-21b : diagramme comparatif des compositions chimiques des carbonates dans les bésites (figuré plein) et des filons de quartz (figuré vide)

Position	Filon		Bérisite	
	Coeur	Bordure	Proche filon	Lointaine
Mg/Mg+Fe	0,881	0,813	0,800	0,740

Tableau IV-9. Zonation des teneurs en fer et magnésium des carbonates précoces (porphyroclastes) dans le système hydrothermal d'Amesmesssa (valeurs moyennes).

Ces données s'expliquent bien dans l'hypothèse d'un flux du fluide responsable de la carbonatation le long des structures filoniennes, avec diffusion vers les bérisites encaissantes. Ce fluide, aquo(?) carbonique et à rapport Mg/Mg+Fe élevé, se mettrait progressivement en équilibre avec son encaissant, beaucoup plus ferrifère, en raison de l'abondance de la pyrite.

2.4.3.2. Séricites

(i) Séricites héritées des bérisites

Le caractère hérité des séricites des filons est souligné par leur chimisme, il s'agit de phengites (analyses dans l'annexe 4) dont les rapports Mg/Mg+Fe sont compris dans les mêmes limites (0.700 à 0.775) que ceux des phengites des bérisites. Fortement impliquées dans le dernier épisode de déformation ductile qui affecte le système filonien, les séricites héritées devraient de ce fait ressembler à leurs homologues des structures C/S dans les bérisites. Or, comme le montrent les **figures IV- 17 et IV-18**, les phengites dans les filons se distinguent de celles des bérisites par:

- un taux de céladonite en moyenne beaucoup plus faible, malgré quelques valeurs voisines de Si_{3,23}; la répartition est plurimodale, avec un groupe très peu substitué, proche du pôle muscovite (Si 3.03 en moyenne); la valeur moyenne s'établit à Si 3,15, avec un mode autour de Si 3,17 ;

- un taux de paragonite en moyenne plus élevé (Na/Na+K = 0,029).

(ii) Séricites en veinules

La composition des séricites des veinules, généralement trop fines pour être analysées à la microsonde électronique, n'a pas pu être documentée, à l'exception d'une veinule plus épaisse, car résultant de l'enrichissement en matériel alumineux le long d'un joint stylolithique, dans l'échantillon AMS93-20. Cette séricite est une illite phengitique (**tableau IV-10**).

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Somme
37,09	0,17	38,97	0,78	0,00	1,69	0,09	0,20	8,37	87,36
Si	Al ^{IV}	Ti	Al ^{VI}	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K
2,68	1,32	0,01	2,00	0,05	0,00	0,18	0,01	0,03	0,77

Tableau IV-10. Analyse et formule structurale d'une illite d'un joint stylolithique de l'échantillon AMS93-20.

2.4.3.3. Sulfures

Les principaux sulfures ont été analysés à la microsonde électronique (CAMECA SX, UPMC-Paris 6) ; les résultats sont présentés dans l'**annexe 4** et résumés dans le **tableau IV-11**.

(i) Pyrite

Pratiquement stoechiométriques, les pyrites se distinguent par leur pauvreté en éléments mineurs, seul l'arsenic (aux limites de détection) étant assez systématiquement présent. C'est la seule phase arséniée dans les filons.

(ii) Sphalérite

Les sphalérites, très proches du pôle ZnS, se caractérisent par leur pauvreté en fer et leur richesse en cadmium, ainsi que par de faibles teneurs systématiques en argent. C'est, avec l'or, la seule phase argentifère des filons.

(iii) Galène

Les galènes sont pratiquement pures, à l'exception de traces de cadmium, d'argent et d'or; ces dernières sont hétérogènes, ce qui rend les moyennes du **tableau IV-11** peu significatives. En effet :

- les teneurs en or, quand elles sont suffisamment élevées pour avoir un sens (?), sont sporadiques et systématiquement associées à des teneurs en argent; il s'agit vraisemblablement de microgranules d'or, d'autant que le rapport Au/Au+Ag est voisin de la finesse de l'or libre (voir plus bas).

- les rares teneurs en argent non corrélées à la présence d'or sont sporadiques et restent très faibles (280 à 850 ppm).

Pyrite		Sphal.		Galène		Or			
				Ams(8) tir(3)		Ams(8) tir(5)			
Fe	46,38	Zn	61,58	Pb	87,06	86,93	Au	82,42	83,70
[Au	0,02]	Fe	0,74	[Au	0,04	0,02]	Ag	16,22	15,48
[Ag	0,03]	Cd	0,61	[Ag	0,02	0,07]	Bi	0,35	0,37
Cd	0,00	[Bi	0,01]	Cd	0,06	0,08	Cd	0,05	0,06
S	52,59	[Au	0,01]	S	14,24	14,58	As	0,04	0,03
As	0,04	Ag	0,05	As	0,01	0,04	S	0,04	0,02
Total	99,06	S	33,93	Total	101,43	101,72	Total	99,12	99,65
		[As	0,01]						
Fe	1,008	Total	95,94	Pb	0,971	0,958	Au	0,730	0,743
S	1,991			Cd	0,001	0,002	Ag	0,263	0,251
As	0,001	Zn	0,947	S	1,026	1,038	Bi	0,003	0,003
		Fe	0,013	As	0,000	0,001	Cd	0,001	0,001
		Cd	0,005				As	0,001	0,001
		S	1,033				S	0,002	0,001
							Finesse	0,736	0,748

Tableau IV-11. Analyses et formules structurales moyennes des sulfures et de l'or des filons de type I (Amesmesssa : Ams) et de type II (Tirek : Tir) ; seuls l'or et la galène ont été analysés à Tirek. Entre (), le nombre d'analyses participant à la moyenne. Entre [], valeurs considérées comme dénuées de signification (voir texte). Les analyses ont été recalculées pour tenir compte des "pollutions" par des micro-inclusions sulfurées.

Il est remarquable que les galènes d'Amesmessa soient ainsi pratiquement dépourvues d'argent ou de bismuth (l'antimoine n'a pas été dosé).

2.4.3.4. Or

L'or natif a une composition très constante (**tableau IV-11**), caractérisée par la présence du bismuth (c'est la seule phase bismuthifère du gisement) et de fortes teneurs en argent, contrastant ainsi avec la galène qui lui est contemporaine. La finesse est très constante, variant entre 0,731 et 0,738, avec une moyenne de 0,736.

2.4.4. Estimations thermo-barométriques

Les données précédentes permettent quelques estimations thermo-barométriques, susceptibles de jaloner l'évolution P-T-t, qui seront utiles lors de l'interprétation des résultats de l'étude microthermométrique des inclusions fluides (voir plus bas).

2.4.4.1. Phengites

Les différences observées entre les phengites des filons et celles des bérésites indiquent qu'une chute de pression et un réchauffement postérieurs au cisaillement ductile sont enregistrés dans les filons et non dans les bérésites. Cependant, les phengites filoniennes ne montrent pas de signes de recristallisation, de sorte que l'on peut se demander si elles ont atteint ou non une nouvelle composition d'équilibre. Comme on peut raisonnablement penser que l'équilibre est plus facilement atteint dans les sites interfoliaires que dans les feuillets de tétraèdres et d'octaèdres, il en résulte :

- que la température d'environ 360°C indiquée par le taux de paragonite (voir ci-dessus) peut être considérée comme une estimation de la température atteinte lors du réchauffement ;

- mais que la pression d'environ 2,7 (± 0.3) kbar indiquée par les taux moyens de céladonite à cette température ne représentent que la limite supérieure de la pression sous laquelle sont descendus les filons lors de ce réchauffement.

On peut d'ailleurs remarquer que la stabilité de l'association quartz-dolomite dans les filons implique, pour des pressions de 2 à 3 kb, des températures inférieures à environ 400°C.

Paramètres		T°C
K	0,772	250 ± 25
Kpar	0,035	275 ± 25
Kpyr	0,193	260 ± 30

Tableau IV-12. Estimations de la température de formation de l'illite colmatant un joint stylolithique, en fonction du remplissage en K du site interfoliaire (K), du taux de paragonite (Xpar) et du taux de pyrophyllite (Xpyr), d'après les données de Cathelineau (1988).

2.4.4.2. Illite

D'après Cathelineau (1988), on peut estimer la température de formation des illites à partir des taux d'occupation en K du site interfoliaire, du taux de paragonite et du taux de pyrophyllite. Appliqués à l'illite qui colmate un joint stylolithique (voir plus haut), cette méthode donne des indications convergentes (**tableau IV-12**) et la température de formation des stylolithes peut ainsi être estimée à 260 ± 10 °C.

3. Minéralisation du type Tirek (type II).

On attribue à ce type de minéralisation aurifère les filons de quartz liés aux cisaillements qui sont orientés NE-SW. On peut identifier de telles structures tout au long du cisaillement majeur Est-Ouzzalien, depuis l'extrême Sud du gisement d'Amesmesssa (frontière avec le Mali) jusqu'au Nord de Tirek (**fig. IV-1**), mais ces filons trouvent un large développement dans deux sites particuliers où la tectonique cassante orientée N40° s'est remarquablement manifestée. Il s'agit des régions de Tirek (**fig. IV- 3 et IV- 9**), où ils forment le gisement qui porte ce même nom, et de Timeg - Lardjane (**fig. IV- 1 -zone 3**) ou un nombre impressionnant de filons de quartz minéralisés en or et sulfures à différents degrés se superpose à un réseau très dense de failles du type fragile. Les structures minéralisées de type II sont difficilement repérables à partir des photos aériennes. Leur recherche exige donc une attention toute particulière et des vérifications sur le terrain.

On s'est particulièrement intéressé dans ce travail au gisement de Tirek où l'ensemble des filons de quartz attribués à ce type II sont en liaison spatiale avec

une intrusion de gabbro qui n'a pas été entièrement affectée par l'épisode de déformation mylonitique.

Il convient de noter que, dans cette région située à 50 km au Nord du gisement d'Amesmessas, les minéralisations du type I existent toujours dans le domaine des ultramylonites; elles ne disparaissent qu'à 10 km au Nord du village de Tirek, là où la mylonite est relayée par une cataclasite.

3.1. Conditions de gisement

3.1.1. *Les cataclasites*

Un halo de cataclasite de couleur verdâtre, contenant de la pyrite, et réduit à 2 à 3 mètres au maximum, s'observe de part et d'autre des filons de quartz. Au sein des gabbros, le passage vers une roche saine (non déformée) est généralement brutal.

On distingue dans ces cataclasites :

- une matrice finement grenue, composée de chlorite, séricite et carbonates au sein de laquelle subsistent encore des noyaux polycristallins de minéraux reliques des gabbros (pyroxènes, amphiboles et plagioclases basiques) qui sont parfois entièrement pseudomorphosés. Les carbonates, qui n'ont jamais été observés sous forme de veinules, apparaissent sous forme de grains très petits disséminés dans la matrice et les noyaux reliques. Avant d'être fracturés et pseudomorphosés, les porphyroclastes ont subi un étirement, et ils sont localement enveloppés d'une schistosité pénétrative, ce qui indique que la déformation a commencé dans les conditions ductiles avant de s'épanouir dans les conditions fragiles.

- des veinules tardives à quartz polycristallin, d'aspect limpide, qui recoupent nettement une foliation discrète. La pyrite, qui se trouve dans les veinules de quartz et peut également blinder les minéraux primaires, apparaît donc tardive.

L'absence d'altérations développées, de type bérusite, est frappante et constitue une différence majeure avec les gisements de type I.

3.1.2. *Les filons et la minéralisation*

D'une cartographie détaillée (figures: III-3, IV-2a, IV- 6 et IV- 9), il ressort que :

- dans la région de Tirek, les filons de quartz minéralisés apparaissent de façon privilégiée dans la zone délimitée par la confluence de deux cisaillements moulant le corps gabbroïque et son extrémité Nord (fig. IV-9). Dans cette zone intensément fracturée, les deux types de filons coexistent:

- d'une part, les filons N-S du type I situés du côté ouest dans les ultramylonites, comme à Amesmessa, déformés ductilement et partiellement boudinés;

- d'autre part, les filons du type II orientés NE (N20° à N40°E), qui sont rectilignes, parfois nettement sécants sur les premiers et qui ne sont jamais déformés ductilement. Les filons minéralisés de type II se rencontrent aussi dans le corps même du gabbro préservé de la déformation mylonitique.

Cependant, la minéralisation aurifère disparaît systématiquement lorsque le filon sort des limites de la bande mylonitique, et c'est une observation valable pour l'ensemble des filons du type II tout au long de la ZCEO.

En dehors des gabbros, d'autres contrôles géologiques peuvent s'exercer pour les filons de type II à l'échelle de la ZCEO: comme pour le cas des minéralisations du type I, il s'agit de la présence des formations paradérivées ouzzaliennes affectées par ces failles, mais c'est un cas rare.

La morphologie des filons épouse celle des failles qui les renferment; les filons sont donc très rectilignes, avec néanmoins quelques ramifications très localisées, ce qui constitue une particularité par rapport aux filons du type I où le caractère ramifié, anastomosé, et la géométrie plus complexe sont une caractéristique majeure. Ils s'étendent sur plusieurs centaines de mètres, avec une puissance en moyenne beaucoup plus importante (jusqu'à 2,5m) que pour les filons de type I.

Mise à part la pyrite, qui représente le sulfure dominant (autour de 5%), les sulfures (galène, sphalérite) observés macroscopiquement dans les filons du type Amesmessa (type I) ne sont en général pas décelables à l'oeil nu dans les filons de type II. En revanche, on note l'apparition de la chalcopyrite (souvent dégradée en malachite et/ou azurite), qui peut même devenir le sulfure dominant dès que ces filons se situent dans le domaine des ultramylonites, hors des corps de gabbros (exemple: les filons de quartz associés aux failles NE de Bouadjla et de Lardjane); la galène peut même alors être présente.

L'or est beaucoup mieux exprimé dans les filons de type II, la taille des grains d'or pouvant atteindre exceptionnellement 1 cm.

Il existe enfin des filons dont l'orientation est ENE-WSW et E-W, qui ne présentent que de rares minéralisations sans intérêt économique (teneur en or généralement inférieur à 2 g/t).

3.2. Evolution structurale des quartz filoniens

Le quartz primaire (Q₁) des filons de Tirek n'est pas affecté par la déformation ductile qui marque celui d'Amesmessa et son habitus initial de quartz de remplissage palissadique en cristaux pluricentimétriques est souvent perceptible. Il est néanmoins fortement oblitéré par la déformation fragile et on y retrouve essentiellement la même succession de phénomènes que dans les filons de type I, avec notamment :

- une cataclase d'intensité variable (les quartz peu minéralisés en sont peu affectés), marquée par l'apparition d'un quartz microcristallin (Q₂) selon des bandes de déformation fragiles plus ou moins anastomosées, orientées N-S et N20°-N40°E, et, également, autour de sous-grains porphyroclastiques hétérogranulaires développés à partir des Q₁.

- le développement d'un réseau de microfractures (PIF et veinules de quartz, soit palissadique, soit de cicatrisation) avec les mêmes directions ("E-W" et "N-S") que le réseau homologue des filons d'Amesmessa (**figure IV-24**). Il est probable que les filons de quartz palissadiques stériles ou pauvres en or, de directions ENE-WSW et E-W, qui ont été évoqués plus haut, se soient formés à ce stade.

- l'existence de micro-veinules de séricite dans des microfractures N-S.

- l'expression de joints stylolithiques de direction globalement N-S, qui remanient des discontinuités antérieures (notamment, des veinules de séricite) et qui traduisent donc une reprise de la compression "E-W". Deux observations convergent pour indiquer que le développement de ces stylolithes est postérieur à la microfracturation "E-W": (i) ils dissolvent les veinules de quartz (**fig. IV-22a**); et (ii) il y a une tendance (modeste) à la réorientation sous contrainte des inclusions de PIF situés à proximité de certains stylolithes (**fig. IV-22b**) : la direction selon laquelle s'allonge secondairement l'inclusion, qui est

"E-W", correspond à celle du raccourcissement et est donc compatible avec le développement des stylolithes.

On note dans les filons de Tirek l'absence des carbonates précoces si caractéristiques des gisements de type I.

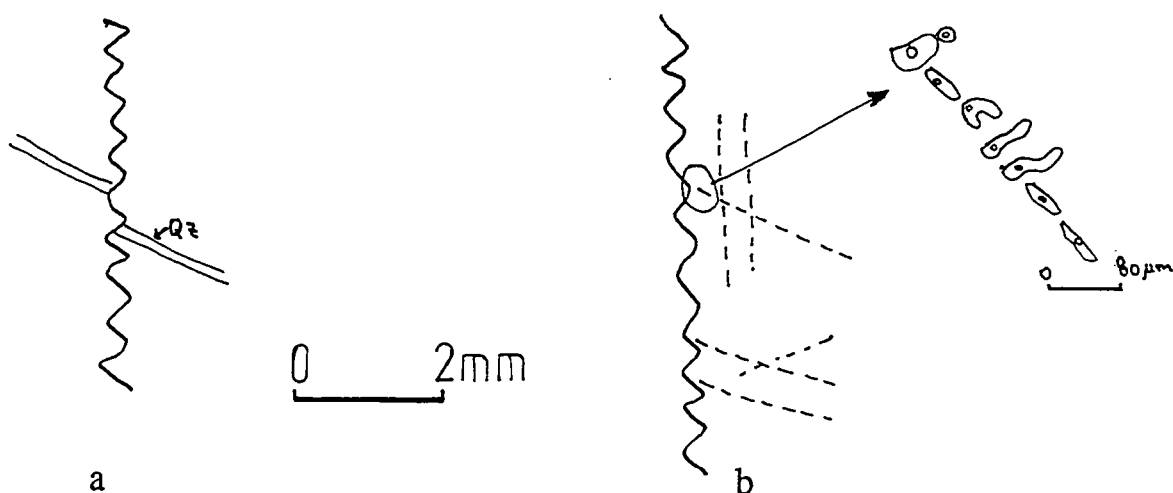


Figure IV- 22: Postériorité des stylolithes N-S par rapport aux fractures à $N110^\circ$: (a) veinule de quartz; (b) PIF. A noter la réorientation des inclusions fluides dans une direction orthogonale au stylolithe.

3.3. La minéralisation auro-sulfurée

3.3.1. La pyrite

La pyrite est, à Tirek, d'expression tardive. Elle forme, en effet, un réseau de joints et de microfissures d'imprégnation, utilisant les discontinuités antérieures, réseau qui évoque les réseaux sulfurés d'Amesmessas, avec cette différence qu'il n'y a pas de liséré de quartz limpide le long des contacts de la pyrite avec Q1 ou avec Q2. Localement, une association, au moins spatiale, de la séricite avec la pyrite a pu être observée.

3.3.2. L'or

Comme à Amesmessas, le dépôt de l'or est le phénomène le plus tardif dans les filons de Tirek. Et comme à Amesmessas, l'or se trouve dans un réseau de microfissures intergranulaires, qu'il colmate de façon discontinue, en s'entourant d'un liséré de quartz limpide; celui-ci interconnecte les plages aurifères, dont la morphologie est arrondie et dont les dimensions ne dépassent

pas le plus souvent quelques dizaines de mm. L'or peut également colmater des microfractures qui affectent la pyrite. Enfin, lorsque la galène est présente, ce qui est rare comme noté précédemment, elle entretient avec l'or les mêmes relations que la galène d'Amesmesssa.

On peut donc résumer l'histoire tectonique et hydrothermale des filons de Tirek en la subdivisant en trois cycles, qui se parallélisent aux cycles correspondants d'Amesmesssa.

Cycle I : les filons de Tirek n'enregistrent, du fonctionnement de la ZCEO, que les derniers stades, marqués par la cataclase et l'expression des quartz Q2. On peut toutefois se demander si la formation des filons eux-mêmes ne répond pas à la fin de la dernière déformation ductile.

Cycle II : c'est l'épisode de microfracturation, en tous points identiques à celui qui affecte les filons d'Amesmesssa

Cycle III : c'est le cycle minéralisateur, qui se distingue par plusieurs points de celui d'Amesmesssa: absence de la sphalérite et rareté de la galène; apparition de la chalcopryrite; et surtout, participation de la pyrite à l'épisode de minéralisation. Le dépôt de pyrite, puis chalcopryrite et enfin, plus tardivement, de l'or, s'effectue en utilisant la microporéabilité créée par la cataclase et la fracturation, mais seul l'or (et quand elle est exprimée, la galène) se dépose dans des couloirs de dissolution /recristallisation, attestant la circulation d'un fluide sous-saturé en quartz.

3.4. Minéralogie des filons de Tirek

Quelques analyses de galène et d'or ont été effectuées à la microsonde électronique (CAMECA SX, UPMC-Paris 6) et les résultats sont consignés en annexe. Des analyses moyennes sont données dans le **tableau IV-11**.

La galène est pratiquement pure, à l'exception de traces d'arsenic et de cadmium. Elle présente aussi des teneurs sporadiques en or, toujours associées à des teneurs en argent, ce qui suggère que l'or est sous forme de micrograins. Le rapport Au/Au+Ag est toutefois bien inférieur (0,440) à la finesse de l'or de Tirek; combinée avec la présence de teneurs significatives (environ 1500 ppm) en argent non corrélé à l'or, cette donnée indique peut-être que les galènes de Tirek sont faiblement argentifères.

L'or a une composition très constante, marquée comme à Amesmesssa par la présence systématique d'une fraction minoritaire de bismuth et par des teneurs

en argent significatives. La finesse de l'or, qui varie entre 0,740 et 0,768, est en moyenne légèrement, mais significativement, supérieure à celle de l'or d'Amesmesssa (0,748 contre 0,736).

4. Synthèse des gisements de la zone de cisaillement Est-ouzzalienne

Il ressort clairement des développements qui précèdent que les gisements des types I (Amesmesssa, N-S) et II (Tirek, NE-SW) présentent de profondes similitudes, avec une différence majeure: les quartz de Tirek n'enregistrent que la dernière partie des déformations qui affectent les quartz d'Amesmesssa, tous les évènements ductiles, ainsi que les phénomènes hydrothermaux qui les accompagnent et, notamment, la bérésitisation et la carbonatation, étant absents dans ces gisements de type II.

On peut donc conclure :

- que l'histoire des filons de type Tirek a commencé après celle des filons de type Amesmesssa; il est tentant de penser que la formation des quartz Q1 de Tirek a eu lieu à la fin de l'épisode décrochant, par ouverture (sous pression fluide ?) de directions transverses (décrochements conjugués et ou fentes de tension) à la direction N-S du cisaillement majeur;

- qu'en revanche, toute l'histoire en conditions fragiles est pratiquement synchrone entre les deux types de gisements;

- et que, donc, la minéralisation en or, qui clôture dans les deux cas l'histoire tectono-hydrothermale, est également synchrone dans les deux types: il apparaît ainsi que la ZCEO dans sa totalité (incluant ses branches transverses, les filons de type II) a fonctionné comme un système hydrothermal unique au moment de la minéralisation en or. Ainsi s'explique cette observation, a priori déconcertante, que les filons de type II ne sont minéralisés que lorsqu'ils sont dans l'emprise de la zone ultra-mylonitique du cisaillement majeur - c'est-à-dire dans l'emprise du drain préférentiel des fluides aurifères.

Le **tableau IV- 13** résume de façon synoptique l'évolution tectono-hydrothermale de la ZCEO.

5. Les minéralisations du type In-Allarène (type III) sur l'exemple du gisement de Kiouène

Ces minéralisations contenues dans des filons de quartz sont associées à un cisaillement décrochant intra-ouzzalien d'extension régionale (plus de 100km

de long) à orientation N20° (voir partie III, chapitre III). Cette faille, soulignée par un nombre impressionnant de filons de quartz formant une zone filonienne, recoupe des formations paradérivées ouzzaliennes d'âge Archéen qui affleurent le long d'une bande étroite, large de 600 m en moyenne.

Le secteur étudié dans ce travail est situé à 30 km au Nord-Ouest de Tirek, où une carte géologique à l'échelle 1/25 000 a été dressée par nos soins sur la base d'une compilation de données de terrains et de photos aériennes (fig. IV-1 et IV-4).

5.1. Conditions de gisement

5.1.1. *Les cataclasites*

Les myriades de filons de quartz auxquels sont associées les minéralisations du type III, se développent essentiellement au sein des zones fortement cataclasées et bréchifiées qui affectent la zone de contact située entre les syénites quartziques et les marbres à olivine-spinelle (voir ce chapitre, paragraphe 1-3).

A l'affleurement, ce sont des roches à granulométrie très fine et à débit en feuillets. Rarement, quelques cristaux isolés de quartz à contours bien arrondis forment des yeux entre lesquels se regroupent de fines paillettes de minéraux phylliteux. Leur pigmentation par des oxydes de fer leur confère une couleur généralement brunâtre à jaunâtre.

Dans les termes les moins déformés, on peut aisément identifier le protolithe, qui est le plus souvent une syénite. La structure planaire très fine est sensiblement parallèle à l'orientation globale de la zone de faille. Elle est marquée par un litage bien individualisé et par une composition assez homogène sur plusieurs centaines de mètre, qui se traduit par la constance de la couleur d'ensemble.

En lame mince, on note une rétro-morphose en faciès schistes verts de l'ensemble des lithologies granulitiques encaissant les filons de quartz aurifères. A proximité immédiate des filons, on trouve des cataclasites à texture aphanitique, généralement dépourvues de quartz. Ces roches sont très altérées (oxydation de tous les minéraux préexistants). La désilicification est probablement la conséquence d'un lessivage par les fluides hydrothermaux au cours des processus minéralisateurs.

Temps →

	Ultramylonite	Filets N-S (type Amesessa)	Filets NE-SW (type Tirek)	Conditions de la déformation	Raccourcissement
CYCLE I (FIN DU FONCTIONNEMENT DE LA ZCEO)	Béritisation (Qz-py-sér)	Formation (quartz Q1, py2)	Formation quartz Q1	Fragile (FH?)	N20°E
	Silicification			Fragile (FH)	N20°E
	Déformation (S2, ombres de pression) (Structures C/S, ombres de pression)	Ductile		N110°E	
	Carbonation	Ductile		N20°E	
CYCLE II	Déformation (cisaillement N-S)	Déformation (quartz microstallin Q2)	Formation quartz Q1	Fragile (FH)	N20°E
	Veine E-W?			Fragile	N20°E
				Déformation (Fracturation : PIF. Veinules de quartz Q3 et cb)	Fragile (FH)
CYCLE III	Or	(Fracturation : PIF. Veinules sér., cb)	Fragile (FH)	"N-S"	
		Pyrite ?			
		Microfissures à SP			
		Microfissures à gn et or			

Tableau IV-13 : Evolution tectono-hydrothermale de la zone de cisaillement Est-ouzzalienne (ZCEO)

FH : Fracturation hydraulique - Minéraux: cb : carbonates; gn : galène; py : pyrite; q : quartz; sér : séricite; sp : sphalérite

5.1.2. Les filons de quartz et leur minéralisation

Suite à un échantillonnage systématique mené par l'ORGM (1978 et 1990), il est apparu que la minéralisation ne concerne pas la totalité des nombreux filons recensés dans la zone étudiée. Un certain nombre de conditions d'ordre lithologique et tectonique sont nécessaires pour que des minéralisations en or et en sulfures puissent apparaître:

(i) Contrôles lithologiques

Les filons minéralisés apparaissent à des interfaces caractéristiques: entre marbres et syénites quartziques; entre diopsidite (issues de la décarbonatation des marbres) et syénites quartziques; entre ultrabasites et marbres; entre ultrabasites et syénites quartziques.

A l'exception des ultrabasites, toutes ces lithologies peuvent également renfermer des filons de quartz aurifères dans leur masse. Aucun filon porteur n'a été rencontré à l'intérieur des masses d'ultrabasites - par contre, des filons stériles deviennent minéralisés dans la zone où ils se trouvent à proximité immédiates d'une masse ultrabasique (toujours très rétromorphique et hydratée). Un exemple de cette liaison spatiale or - ultrabasites, à l'extrême nord de la zone cartographiée, est donné dans la **figure IV-23**, où l'on voit qu'un filon, stérile tant qu'il se trouve encaissé par des orthogneiss charnockitiques acides, devient minéralisé là où il longe un petit corps d'ultrabasites.

Il est important de souligner qu'aucun des filons de quartz se situant dans le contexte d'orthogneiss charnockitiques qui moulent les formations supracrustales, n'est aurifère. Ces observations traduisent l'existence d'un lien génétique entre la minéralisation et certaines lithologies présentes au sein des formations paradérivées, plus particulièrement les syénites quartziques et les ultrabasites hydratées situées au sein du cisaillement.

(ii) Contrôle tectonique

La cataclase ou la bréchification est également une condition nécessaire pour l'apparition de minéralisations dans les filons de quartz situés dans des zones favorables: des teneurs importantes (jusqu'à 500 g/t) peuvent alors être rencontrées lorsque ces filons sont fortement cataclasés.

Il y a une forte corrélation entre l'abondance de l'or et des sulfures et l'intensité de la cataclase et, réciproquement, les parties non déformées sont systématiquement stériles.

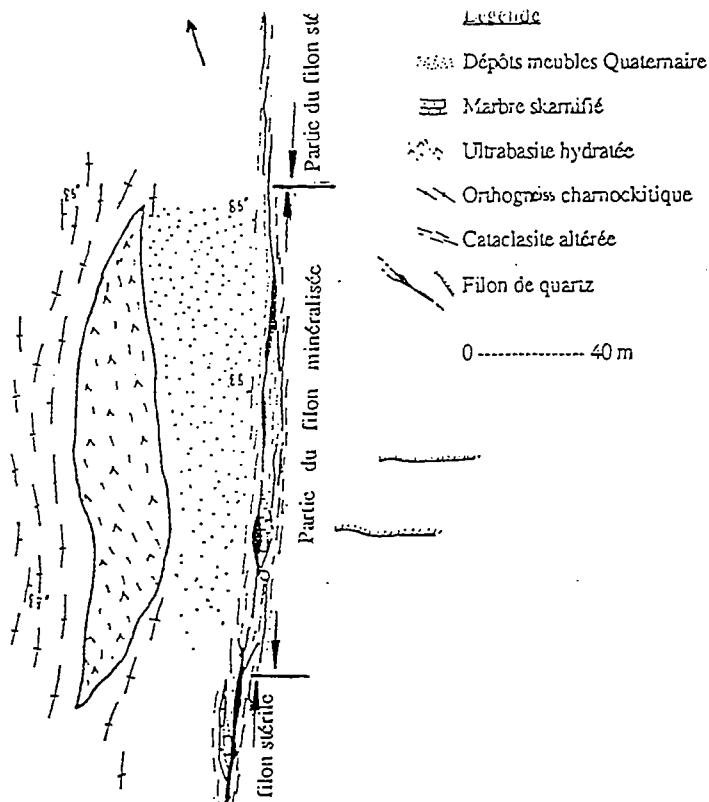


Figure IV- 23: Schéma montrant la partie minéralisée d'un filon de quartz au contact d'une lentille de roche ultrabasique hydratée

5.2. Evolution tectono-hydrothermale

Les différents échantillons étudiés au microscope polarisant ne montrent pas de différence sur le plan de l'architecture globale des quartz avec ceux du gisement de Tirek. Les porphyroclastes de quartz hétérogranulaires sont bréchifiés et recoupés par un réseau dense de microfractures cicatrisées. Les sulfures cicatrisent les microfissures et colmatent les joints de grains qui sont cataclasés. Un quartz de surcroissance limpide plus tardif se développe à la bordure de ces sulfures et de l'or. Les minéraux de gangue, comme les carbonates et les phengites, observés dans les minéralisations du type Amesmessa, sont ici quasiment absents

Dans ce type de filons, les sulfures de cuivre et de fer sont les minéraux sulfurés les plus abondants.

Il s'agit de pyrite, chalcopryrite, galène et or pour la paragenèse minérale primaire; et de chalcosine, malachite, azurite, cérusite, hématite et limonite pour les paragenèses d'altération supergène.

Or (6)	Chalcopryrite (2)	Pyrite (2)
Au 77,57	Cu 32,09	Fe 45,49
Ag 21,29	Fe 28,63	[Au 0,04]
Bi 0,30	[Au 0,01]	[Ag 0,04]
Cd 0,05	Ag 0,06	As 0,02
As 0,02	[As 0,01]	S 52,74
S 0,02	S 34,17	Total 98,32
Total 99,25	Total 94,90	
		Fe 0,993
Au 0,663	Cu 0,968	As 0,000
Ag 0,332	Fe 0,985	S 2,006
Bi 0,002	Ag 0,001	
Cd 0,001	S 2,046	
As 0,001		
S 0,001		
Finesse 0,666		

Tableau IV-14. Analyses et formules structurales moyennes des sulfures et de l'or des filons de type III (Kiouène). Entre (), le nombre d'analyses participant à la moyenne. Entre [], valeurs considérées comme dénuées de signification (voir texte). Les analyses ont été recalculées pour tenir compte des "pollutions" par des micro-inclusions sulfurées.

La malachite et l'azurite se présentent sous forme de couronnes autour de la chalcosine et de la chalcopryrite, ou bien dans des microfissures et des microcavités de lessivage engendrées par des phénomènes de dissolution supergène. L'hématite et la limonite sont les produits d'altération de la pyrite.

A partir des différentes observations faites, la succession paragenétique suivante a été déterminée :

- 1- Paragenèse précoce : pyrite et chalcoppyrite.
- 2- Paragenèse tardive : or natif et galène.
- 3- Paragenèse d'altération supergène : chalcosine, puis malachite, azurite, cérusite, hématite et limonite.

5.3. Minéralogie

L'analyse à la microsonde électronique (CAMECA SX, UPMC-Paris VI) de quelques sulfures de Kiouène a été réalisée en collaboration avec J.-R. Kiénast. Les résultats sont reportés en **annexe 4 (tableau IV-14a et b)** et résumés dans le **tableau IV-14**.

L'or, dont la finesse est plus variable que celle des gisements de la ZCEO (0.607 à 0.694), est nettement plus riche en argent que dans ces derniers, tout en gardant des teneurs en bismuth comparables.

Les sulfures sont pauvres en éléments mineurs; on note cependant des traces significatives d'argent dans la chalcoppyrite et, peut-être, d'arsenic dans la pyrite. Quant à l'or, il s'observe sporadiquement dans la pyrite, avec des teneurs qui peuvent atteindre 1000 ppm; sa corrélation avec l'argent, dans des rapports proches de ceux de l'or libre, indique qu'il s'agit de microparticules piégées dans la pyrite.

5.4. Conclusion

En conclusion de ce bref aperçu nous suggérons une reconsidération des potentialités aurifères des filons de quartz intra-ouzzaliens liés au cisaillement décrochant In-Allarène, filons caractérisés par leur richesse en sulfures (jusqu'à 15 %); l'ORGM n'ayant pas accordé jusqu'à présent une grande importance à cette possibilité d'aboutir, dans ce cadre, à des teneurs en or significatives.

IV. CONCLUSION : CARACTERES GENERAUX DES GISEMENTS D'OR OUZZALIENS

1. Unité des minéralisations aurifères de l'In Ouzzal

Le **tableau IV-15** résume les principales caractéristiques des trois filons étudiés.

	Type I	Type II	Type III
Type de structure	Cisaillement Ductile Est-ouzzalien (N-S)	Faille fragile du 2ème ordre (N25 à N40°)	Faille ductile puis fragile In-Allarène (N20°)
Régime tectonique de la minéralisation	Fragile	Fragile	Fragile
Roches associées	Mylonites de gabbros, marbres, diopsidites	Gabbros et cataclasites	Syérites, marbres, ultrabasites, Diopsidites
Minéraux d'altération	Sér - Cb - Qz - Py.	Sér - Qz - Py-(cb.)	Sér- Alb - Qz (Py)
Paragenèse métallifère	Sp- Gal - Or	Py - Cp - Or ± (Gal)	Py-Cp-Gal-Sp-Or.
Paragenèse secondaire	Lim - Cér - (or?)	Lim - Mal - Azu - Cér	Hém - Lim - Mal - Cc - Azu - Cér

Légende : Sér.: Séricite; Chl.: Chlorite; Cb.:Carbonates; Qz.: quartz; Py.: Pyrite; Cp.:Chalcopyrite; Sp: Sphalérite; Cc.: Chalcosine; Lim.: Limonite; Hém.: Hématite; Cér.: Cérusite; azu: azurite;

Tableau IV-15: Caractéristiques générales des différents types de minéralisation

Cette comparaison rend manifeste de profondes ressemblances entre les trois types :

- mêmes contrôles lithologiques;
- même association minérale pauvre, réduite en ce qui concerne les minéraux métalliques à la pyrite, aux principaux sulfures des métaux de base (galène, sphalérite, chalcopyrite) et à l'or natif;
- corrélativement, même pauvreté en éléments traces significatifs, réduits au bismuth et à l'argent et, dans une moindre mesure, au cadmium et à l'arsenic ;
- même décalage temporel entre la mise en place des filons (dans les zones faillées) et la circulation des fluides minéralisateurs qui n'intervient qu'après maturation tectonique de ces filons: la minéralisation ne se produit dans les filons de quartz qu'après une succession de déformations fragiles, et les fluides sulfurés et aurifères circulent le long des zones de microperméabilité créées par la cataclase;

- corrélativement, l'expression de l'or est, dans les trois types de gisements considérés, le dernier phénomène hypogène enregistré. L'or, presque toujours associé à de la galène, dont il est pénécontemporain, se dépose à partir de solutions sous-saturées en quartz, ce qui s'exprime morphologiquement par la présence systématique de lisérés de quartz limpide autour des granules d'or et des sulfures associés.

Il semble donc possible d'étendre aux gisements intra-ouzzaliens les conclusions formulées à propos des gisements de la ZCEO et d'affirmer que tous les gisements d'or du bloc In-Ouzzal participent d'une histoire commune, impliquant une longue maturation tectonique des filons de quartz-hôtes, dont l'aboutissement est le dépôt, probablement synchrone, d'une paragenèse à or \pm galène.

Les observations faites à propos des gisements intra-ouzzaliens sont peut-être alors de nature à éclairer la genèse des minéralisations de façon plus générale. Les relations spatiales avec des lithologies favorables, telles que celles que nous avons mises en évidence à Kiouène, suggèrent en effet fortement que les fluides minéralisateurs soient équilibrés avec les gneiss charnockitiques, qui représentent la formation dominante du bloc In-Ouzzal, et que le mécanisme minéralisateur implique des effets topochemiques (vraisemblablement des variations de pH).

Cette hypothèse, qui ferait des granulites ouzzaliennes la source des fluides minéralisateurs, sera examinée avec plus de détails dans la sixième partie. Notons cependant dès maintenant qu'elle s'accorde avec la pauvreté paragenétique des gisements ouzzaliens, une croûte granulitique présentant en effet a priori un caractère appauvri par rapport à beaucoup d'éléments en traces.

2. Variations inter-gisements

Il semble clair, cependant, que les trois types de minéralisations présentent entre elles des différences significatives. La plus évidente est celle qui oppose les quartz N-S aux quartz NE-SW, les premiers, plus précoces, ayant subi une déformation ductile, ainsi qu'un épisode de carbonatation, que n'enregistrent pas les autres. Mais il y a aussi des différences plus subtiles, concernant le contenu minéralogique:

- c'est ainsi que le cuivre (sous forme de chalcopryrite) est typiquement absent des filons N-S, tandis que le zinc (sous forme de sphalérite cadmifère très pauvre en fer) y est abondant;

- de même, le fer, sous forme de pyrite, n'est présent qu'à un stade précoce de l'évolution des filons N-S, tandis qu'il participe au processus minéralisateur qui culminera avec le dépôt de l'or dans les filons NE-SW;

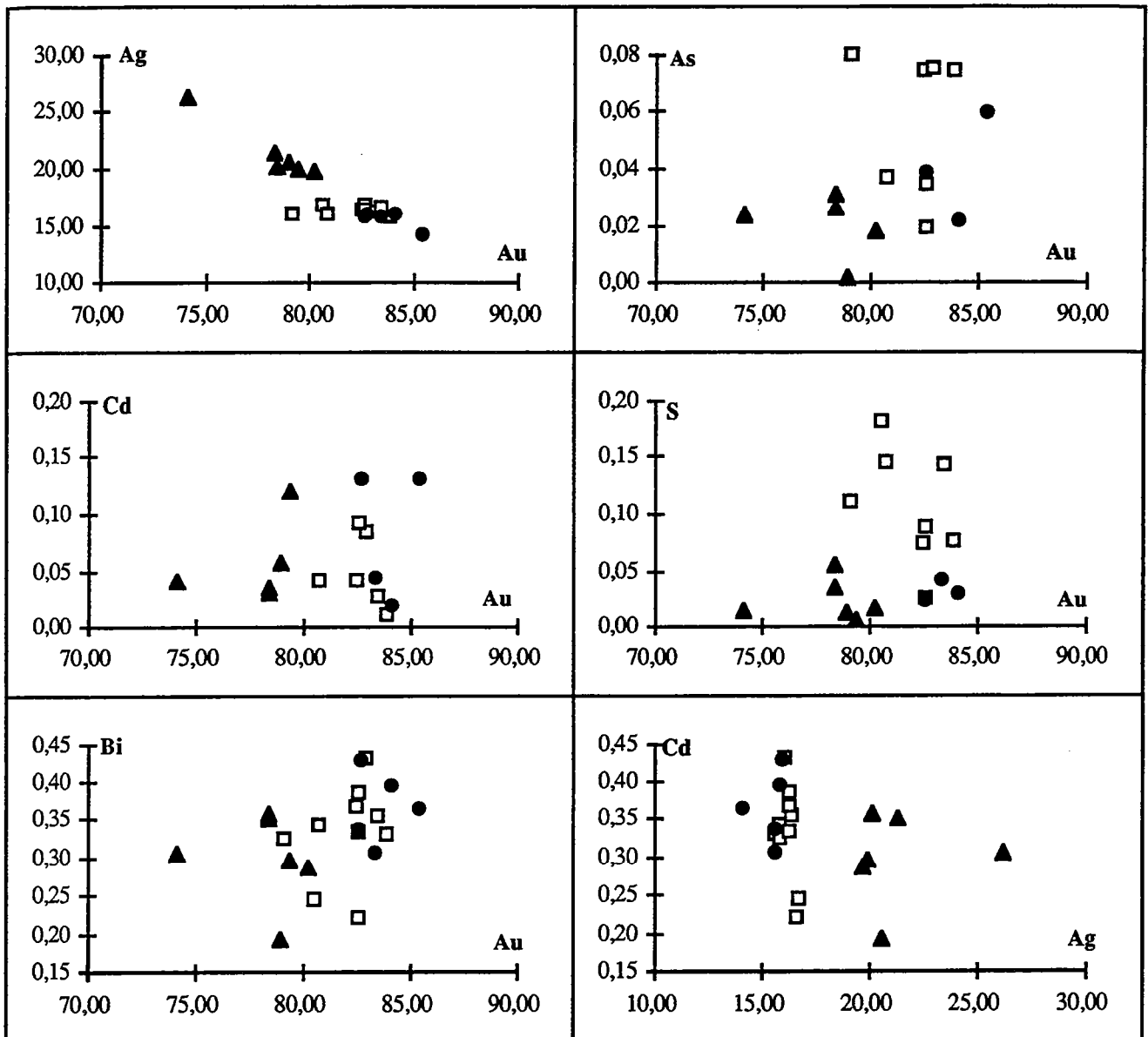
- enfin, les trois types de gisements se distinguent par la composition de l'or natif ; tandis que la teneur en bismuth des particules d'or est pratiquement constante, leur finesse, exprimée par le rapport Au/Au+Ag, varie sensiblement d'un type à l'autre, les minéralisations intra-ouzzaliennes s'opposant de ce point de vue aux minéralisations de la ZCEO, qui ne présentent entre elles que de petites différences [tableau (annexe 4); et figure IV-24].

	Type I	Type II	Type III
Bismuth (% poids)	0,35	0,37	0,30
Finesse	0,736	0,748	0,666

Tableau IV-16. Comparaison des teneurs en bismuth et des finesses des trois types de gisements d'or de l'In Ouzzal.

La signification de la variation du rapport Au/Au+Ag est controversée. Addi (1964) établit une liaison entre ce rapport et les conditions de formation. Il considère que les rapports élevés caractérisent les conditions de formation à hautes températures. Yuggai (1971) relie en revanche la finesse à la profondeur de formation, l'or étant d'autant plus fin que la profondeur est plus grande. Les différents travaux menés sur les gisements canadiens montrent en revanche (voir synthèse de Boyle, 1979) une relation entre ce rapport et la nature des roches qui constituent l'encaissant des filons de quartz aurifères. Boyle (1979) conclut que les rapports élevés caractérisent les environnements dominés par les roches basiques

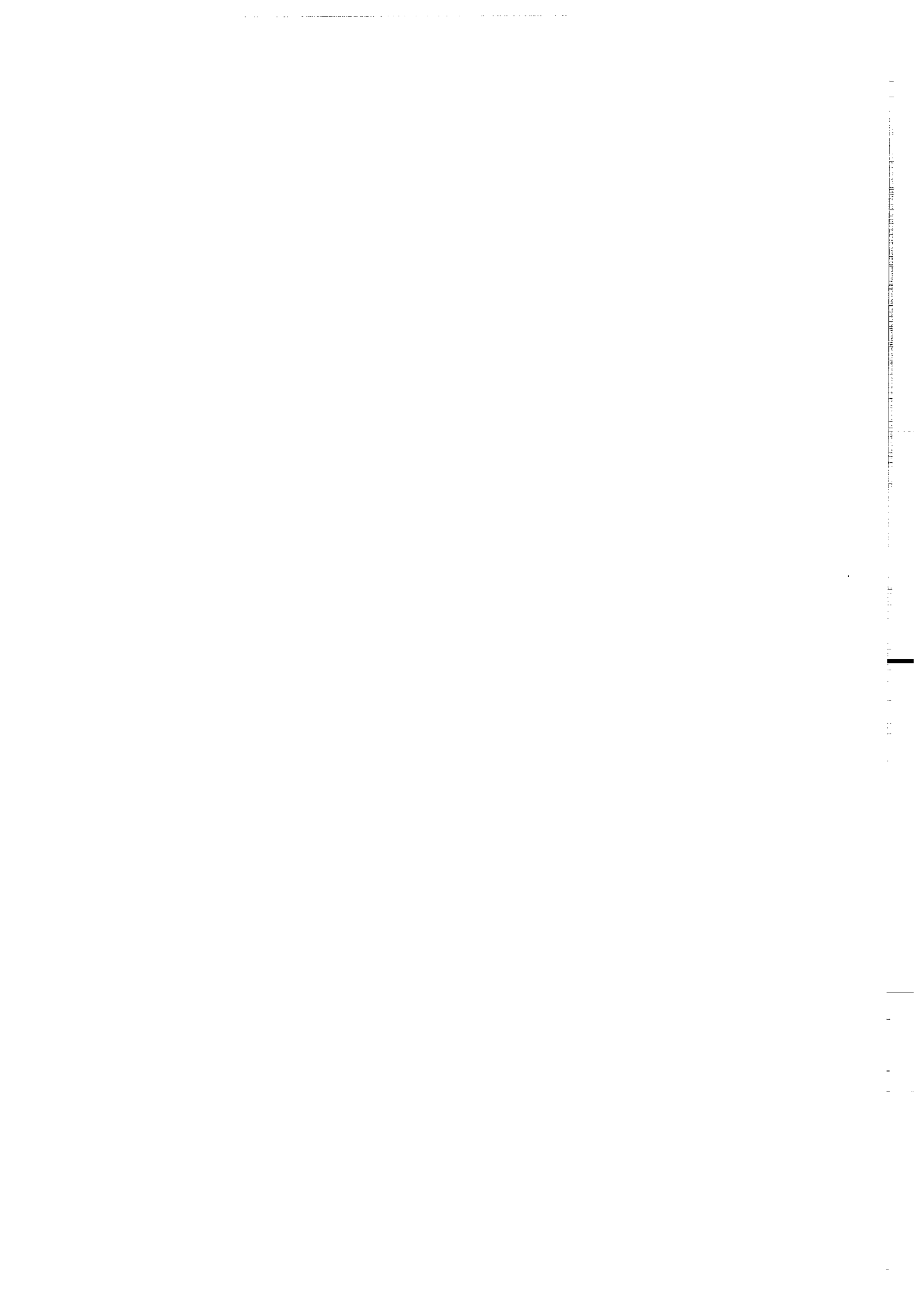
Dans le cas des gisements ouzzaliens, dont la finesse et les teneurs en bismuth sont par ailleurs assez typiques des gisements dits "mésothermaux", les variations observées semblent bien pouvoir être mises en relation avec des différences dans l'environnement proche des minéralisations.



Légende: Carré vide (Amesmessa); cercle plein (Tirek); triangle plein (Kiouène)

Figure IV-24: diagrammes de corrélation cristallochimique de l'or dans différents types de minéralisation

PARTIE V : LES INCLUSIONS FLUIDES



I-METHODE D'ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES

1- Introduction

L'étude des inclusions fluides fournit des renseignements relatifs à la composition et à la densité des fluides fossiles, qui permettent d'avoir accès à certains paramètres chimiques (paléosalinités, teneur en gaz, etc.) ainsi qu'à la température et/ou à la pression de formation des inclusions.

Définition

Les inclusions fluides sont des microcavités des minéraux contenant les fluides ayant circulé au moment de la formation de la roche (Røedder, 1979; Røedder et Bodnar, 1980).

1-1- Etude microthermométrie

Elle consiste à déterminer la nature des changements de phase observés dans une inclusion lorsque, après avoir préalablement refroidie jusqu'à -150°C et même plus bas, on la réchauffe (jusqu'à 600°C et plus) et à mesurer les températures auxquelles les changements de phases se produisent. On notera ainsi, entre autres, la température de fusion de CO_2 , (ou de tout autre constituant volatil solide ($T_{f\text{CO}_2}$), du clathrate ($T_{f\text{cl}}$), de la glace ($T_{f\text{G}}$), de la halite ($T_{f\text{H}}$) ou de la sylvite ($T_{f\text{S}}$), la température d'homogénéisation de la phase non aqueuse (CO_2 liquide + CO_2 Vapeur \rightarrow fluide carbonique homogène; $T_{h\text{CO}_2}$), la température d'homogénéisation fluide globale de l'inclusion (liquide + vapeur \rightarrow fluide homogène) (T_h).

Les températures mesurées ont alors une signification précise en termes de composition et volume molaire (ou densité) du contenu de l'inclusion.

1-2- Chronologie

Les études des inclusions fluides se font sur des lames minces épaisses de 150 à $200\mu\text{m}$. Une étude pétrographique est nécessaire avant toute étude microthermométrie. Il s'agit de distinguer dans l'échantillon à étudier les particularités spécifiques à chaque catégorie ou famille d'inclusions fluides à étudier. Les mesures suivantes sont à prendre en considération:

a - distinction des différentes familles d'inclusions fluides selon leur position par rapport aux structures de l'échantillon;

b - caractérisation de la morphologie en précisant le nombre de phases en équilibre à température ambiante (liquide aqueux, vapeur, second liquide immiscible, solide...).

La forme des inclusions est variable; elle dépend de la structure cristalline des minéraux hôtes. Dans le quartz, les inclusions primaires se présentent sous différentes formes. En trois dimensions, ces inclusions sont souvent des cristaux négatifs. Les inclusions secondaires présentent souvent des formes beaucoup plus complexes et variées. Elles se situent dans les fractures traversant le cristal sans relation avec les plans de croissance. Les inclusions pseudo-secondaires présentent souvent les caractères morphologiques des inclusions secondaires mais peuvent être en cristal négatif. Elles se situent dans les fractures cicatrisées incluses dans le cristal.

c - Etablissement d'une chronologie relative des différentes familles les unes par rapport aux autres (géométrie des intersections des plans d'inclusions fluides) et par rapport à la structure interne du minéral hôte. Cette étape de travail est essentielle, car c'est en grande partie sur elle que repose la signification des inclusions étudiées, en terme de marquage d'événements bien définis dans l'histoire de la roche.

Røedder (1984) a défini trois classes d'inclusions fluides (**fig. V-1**)

Inclusions primaires: elles se disposent le long des zones de croissance du minéral hôte. Elles ont en général une forme simple.

Inclusions secondaires: elles se disposent sur des plans plus ou moins rectilignes de façon quelconque par rapport aux directions cristallographiques du cristal. Elles résultent de la cicatrisation des fractures qui ont affecté les minéraux. Leurs formes sont très variées. Les inclusions secondaires sont de loin les plus fréquentes.

Inclusions pseudo-secondaires: ce sont des inclusions à caractère mixte, en ce sens qu'elles forment des alignements de petite extension correspondant à des fractures contemporaines de la croissance du cristal.

1-3- Forme et structure des inclusions

La forme des inclusions est variable, elle dépend de la structure cristalline des minéraux hôtes et de leur origine.

Dans le quartz, les inclusions primaires se présentent sous différentes formes, parfois identiques à celles des inclusions secondaires (Pêcher et Boullier, 1984). En trois dimensions, ces inclusions sont très souvent des cristaux négatifs.

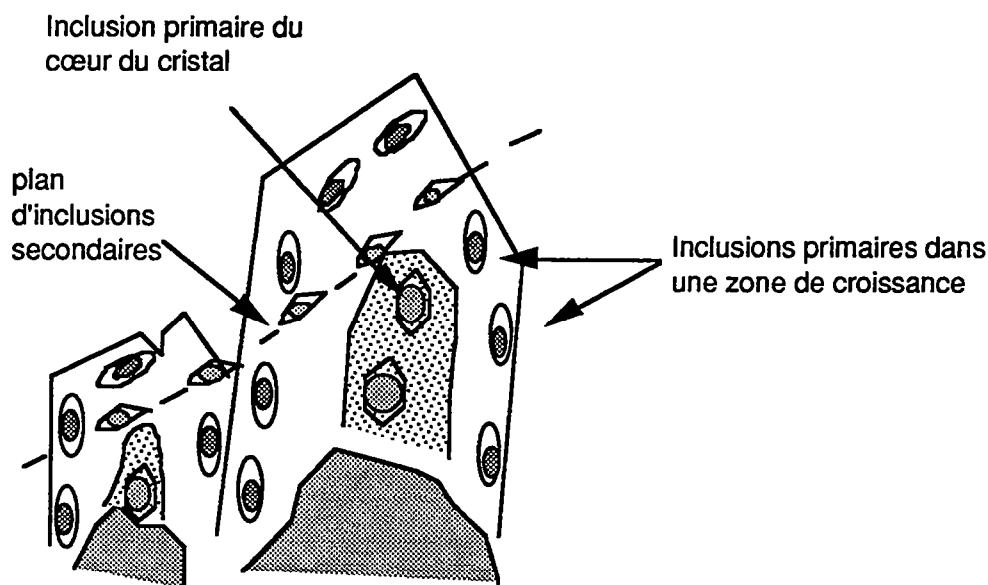


Fig V-1 Chronologie par rapport aux structures (Røedder, 1984)

Les inclusions secondaires présentent en revanche des formes le plus souvent irrégulières. Elles se situent dans les fractures traversant le cristal sans relation avec les plans de croissance.

Les inclusions pseudo-secondaires présentent souvent les caractères morphologiques des inclusions secondaires mais peuvent être en cristal négatif. Elles se situent dans les fractures cicatrisées incluses dans le cristal.

1-4- Les phénomènes post-piégeages

Ils modifient les caractéristiques des fluides (Røedder, 1962, 1984; Hollister, 1990; Baker et Jansen, 1990). Les principaux phénomènes sont l'étranglement (necking down), la décrépitation et les contraintes mécaniques ou thermiques.

- **L'étranglement ("necking down")** est un processus qui scinde une cavité déjà formée en deux inclusions de compositions et de densités qui n'ont plus rien avoir avec celle de l'inclusion originale. Un necking down peut se reconnaître par certains critères morphologiques tels que des microcanaux aux extrémités des inclusions présentant de nombreuses digitations ou par le comportement microthermométrique qui tranche complètement avec les inclusions voisines de la même famille (Dubois, 1992). Ce phénomène est à prendre en considération, car il rentre pour une bonne part dans la dispersion des mesures.

- **La décrépitation** est un phénomène qui résulte d'une surpression interne ou externe et qui se manifeste par la perte totale ou partielle du contenu d'une inclusion. L'augmentation du volume par fracturation du minéral hôte et de la perte totale ou partielle du contenu entraînent une modification des propriétés physico-chimiques des inclusions. La décrépitation est un phénomène marqueur d'événements thermiques postérieurs à la formation des inclusions.

2- Etude microthermométrique

2.1 Appareillage

Les mesures microthermométriques constituent une étape très importante de l'étude des inclusions fluides. Elles consistent à observer sous le microscope polarisant les transitions de phase et à les interpréter pour caractériser les propriétés physico-chimiques du fluide (nature des constituants, concentration, densité globale). L'étape suivante est la construction des isochores (courbes d'évolution P-T à volume constant pour un fluide homogène), pour arriver finalement à établir les conditions P-T-X du fluide initial. L'appareil utilisé est une platine Chaix Méca décrite par Poty et al (1976), couplée à un microscope. Cette platine est montée sur un microscope polarisant à transmission, équipé d'un objectif Leitz U.M.K. 50. Elle permet de refroidir jusqu'à -180°C à l'aide d'un conduit d'azote liquide et de chauffer, à l'aide d'une résistance électrique incorporée à la platine, jusqu'à 600°C .

Deux types de mesures peuvent être faites:

Mesures de basses températures: Le refroidissement se fait par circulation d'azote liquide sur la chambre où se trouve l'échantillon. Les mesures qui peuvent être faites sont:

- **Te:** température eutectique de la solution aqueuse

- **TfCO₂**: température de la fusion de la phase carbonique ($\leq -56,6^{\circ}\text{C}$)
- **TfG (T_{mi})**: Température de la fusion de glace ($\leq 0,0^{\circ}\text{C}$)
- **Tfcl**: température de fusion des clathrates (hydrates de volatils)
- **Tfhy**: température de fusion d'hydrate de sel (T_{fhH} pour l'hydrohalite)
- **ThCO₂**: température d'homogénéisation de la phase carbonique ($\leq 31,1^{\circ}\text{C}$).

Mesures de hautes températures (+25/400°C): Le chauffage de la chambre se fait à l'aide d'une résistance thermique. Les transitions de phase qui peuvent être observées sont les suivantes:

- **TfS**: température de fusion du cube de sel
- **Th**: température d'homogénéisation totale de l'inclusion
- **Td**: température de décrépitation

2-2- Etalonnage de l'appareillage

Les produits de référence utilisés pour l'étalonnage de l'appareil sont des inclusions fluides dont les caractéristiques sont supposées connues et des produits chimiques purs dont on mesure les points de fusion.

Les corrections seront faites à partir de la droite de régression établie sur la base des mesures obtenues (x) et des valeurs théoriques de référence (y). Toutes les mesures obtenues sur les inclusions étudiées seront donc à corriger en fonction des droites de régression obtenues respectivement pour les mesures de basses températures ($-180/31^{\circ}\text{C}$) et de hautes températures ($+31/400^{\circ}\text{C}$).

La liste des produits utilisés couramment lors de l'étalonnage est donnée dans le **tableau V-1**

3- Nomenclature

TfCO₂: donne des indications sur le degré de pureté du CO₂, une température inférieure au point triple du CO₂ ($-56,6$) indique la présence d'autres gaz que le CO₂, dissous dans la phase gazeuse.

Te: l'eutectique est typique de la nature des sels dissous dans la phase aqueuse (Borisenko, 1977; Crawford, 1981).

Produit	T°C étalon	Observation
Hexane	-95,2	Fusion de cristaux
Incl. de Campério(1)	-56,9	Tf(CO ₂ +CH ₄ +N ₂)
H ₂ O-CO ₂ (3)	-56,6	TfCO ₂
CCl ₄	-22,9	Fusion de cristaux
H ₂ O-NaCl(3)	-21,2	Eutectique
H ₂ O-Kcl(3)	-10,7	Eutectique
H ₂ O(3)	0,0	Fusion de la glace
incl. de Campério(1)	30,0	ThCO ₂
SK ₄₀ (4)	40,0	Fusion de cristaux
FeNO ₃ .9H ₂ O	47,2	Fusion de cristaux
SK ₇₀ (4)	70,0	Fusion de cristaux
Vanilline	82,4	Fusion de cristaux
SK ₁₃₅ (4)	135,0	Fusion de cristaux
SK ₁₈₀ (4)	180,0	Fusion de cristaux
Sk ₂₄₇ (4)	247,0	Fusion de cristaux
NaNO ₃	306,8	Fusion de cristaux
H ₂ O(2)	374,1	Homogén. critique
K ₂ Cr ₂ O ₇	398,0	Fusion de cristaux

(1) Inclusion de Campério (Poty et al., 1974)

(2) Inclusions fluides synthétiques SYNFLING, USA

(3) Inclusions fluides synthétiques réalisées au C.R.P.G.-Nancy

(4) Produits de la marque Merck

*Tableau V-I Etalons utilisés pour la calibration des platines
microthermométriques*

TfH₂O: permet d'estimer une salinité équivalente en % poids équivalent NaCl à partir des données de Potter et al (1978), sauf dans le cas des inclusions fluides aquo-carboniques à cause de la présence des clathrates qui consomment de l'eau pour leur formation et concentrent la phase aqueuse résiduelle en sels dissous (Collins, 1979; Ramboz, 1980).

Tf cl: cette mesure permet d'avoir une idée sur la salinité et sur la pureté du CO₂ de la phase volatile pour les fluides aquo-carboniques. En effet, la Tfcl diminue quand la salinité de la phase aqueuse croît ; cependant, l'adjonction d'autres phases volatiles a également des effets sur Tfcl, qui sont surtout sensibles quand ces autres phases sont abondantes : Tfcl augmente en présence de CH₄ et diminue en présence de N₂. La salinité peut être déterminée à partir de la température de fusion du clathrate (Larson, 1955; Takenouchi et Kennedy, 1965; Chen, 1972 Bozzo et al., 1975, Collins, 1979) si CO₂ est le corps dominant dans la phase volatile et si le clathrate fond en présence de CO₂ liquide et vapeur.

L'homogénéisation (liquide, vapeur ou critique) du CO₂ est un paramètre important utilisé pour le calcul de la densité de la phase carbonique (Valakovitch et Altunin, 1968). La connaissance de ThCO₂, combinée avec celle de la composition de la phase volatile déterminée par spectroscopie Raman (ou en tenant compte de la dépression de TfCO₂), permet de calculer le volume molaire de la phase gazeuse à partir des diagrammes de Heyen et al. (1982).

Th globale: correspond à la température minimale de piégeage du fluide. Dans le cas d'une évidence d'ébullition, la Th globale correspond exactement à la température de piégeage du fluide.

4- Microsonde Laser à effet Raman

La détermination de la composition exacte de la phase volatile ne peut se faire qu'à l'aide de cette technique qui est une analyse non destructive qualitative et quantitative des espèces volatiles rencontrées dans les inclusions (CO₂, CH₄, N₂, H₂S...) ainsi que d'un certain nombre de solides, notamment les hydrates de sel, les silicates et les oxydes.

II- ETUDES DES INCLUSIONS FLUIDES DES DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS

1 Intérêt et objectif

Au moment de la formation d'une roche, la pression des fluides est très supérieure à la pression de la surface (1 bar). De ce fait, lorsque la roche est amenée en surface par soulèvement ou par érosion, tous les fluides présents dans les joints de grains et les fractures non scellées sont expulsés (Weisbrod et Poty, 1975; Weisbrod, 1982). Les inclusions fluides piégées dans les cristaux ou dans les microfissures restent donc les seuls témoins dans les phases fluides qui ont circulé dans la roche.

Les problèmes à résoudre dans cette partie de travail consistent à identifier les phases fluides génératrices des trois types de minéralisations définis dans la quatrième partie de ce travail. Il s'agit de mettre en relief plus particulièrement l'identité de la phase fluide liée au dépôt de l'or, et de reconstituer le cheminement des conditions pression/ température de chacun de ces types.

Les microfractures qui constituent des drains privilégiés pour la migration des fluides sont une donnée importante dans tout le raisonnement qui va suivre. Les remplissages des uns ou des autres, selon une direction privilégiée ou pas, vont nous renseigner sur les relations entre nature de la déformation, percolation de fluides et les différents stades de dépôt de minerai dont il est indispensable d'établir la chronologie relative.

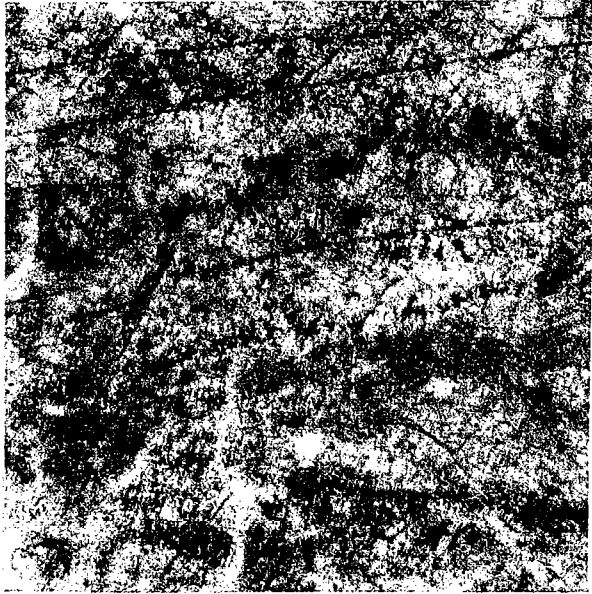
L'étude microstructurale des directions et de la densité de ces drains permettra ainsi d'établir les relations géométriques et génétiques entre la microfracturation, la circulation des fluides et le dépôt minéral. En plus, l'étude des propriétés microthermométriques des fluides piégés permettra de corréler la nature des circulations des fluides à des directions spécifiques de microfissuration et de contrainte.

L'aboutissement à une chronologie relative des différentes familles d'inclusions permettra de mieux cerner l'histoire de ces paléofluides avant même d'aborder leurs propres analyses qui portent sur l'identification des paramètres suivants: température, pression et compositions physico-chimiques des fluides.

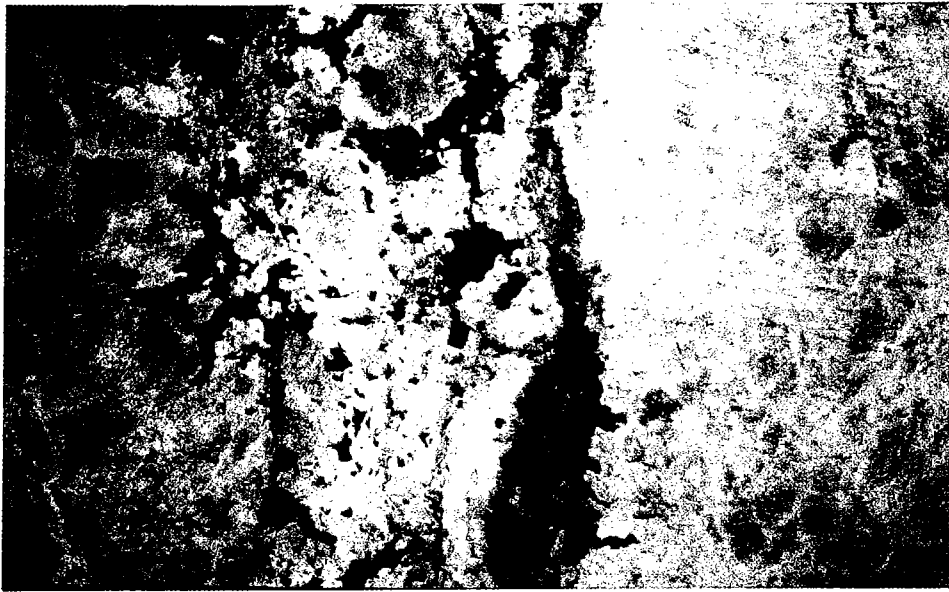
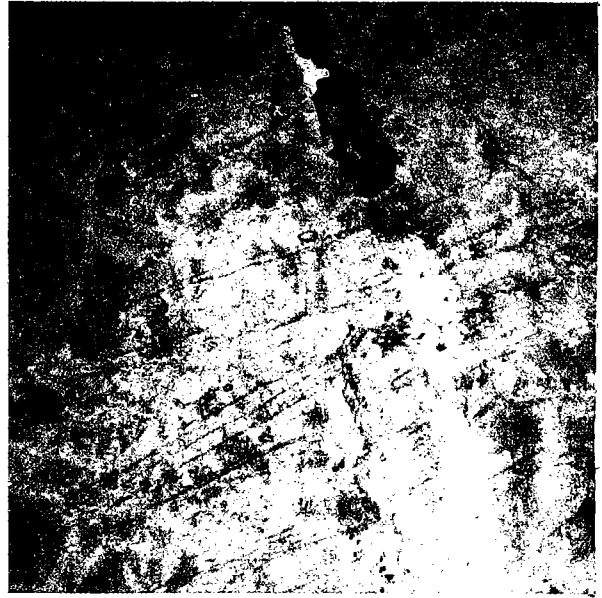
Les mesures microthermométriques ont été faites au centre de recherche de la géologie de l'Uranium (C.R.E.G.U.) de Nancy.

PLANCHE V-1

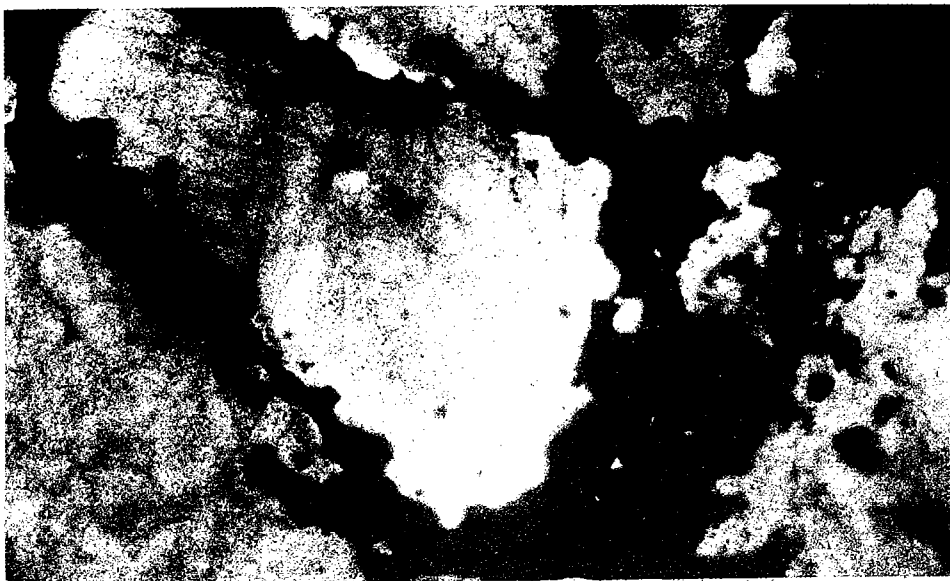
1



2



3



4

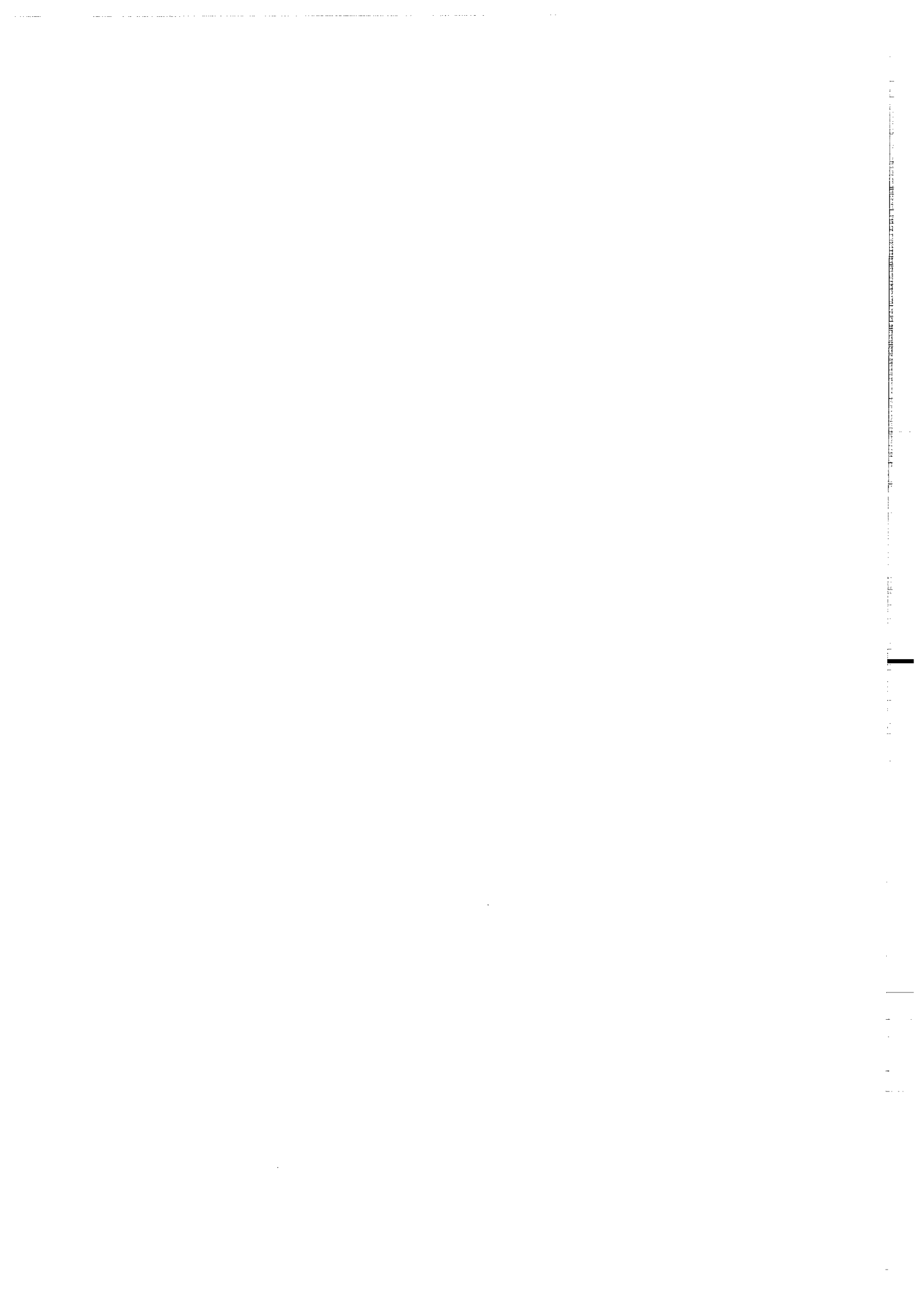
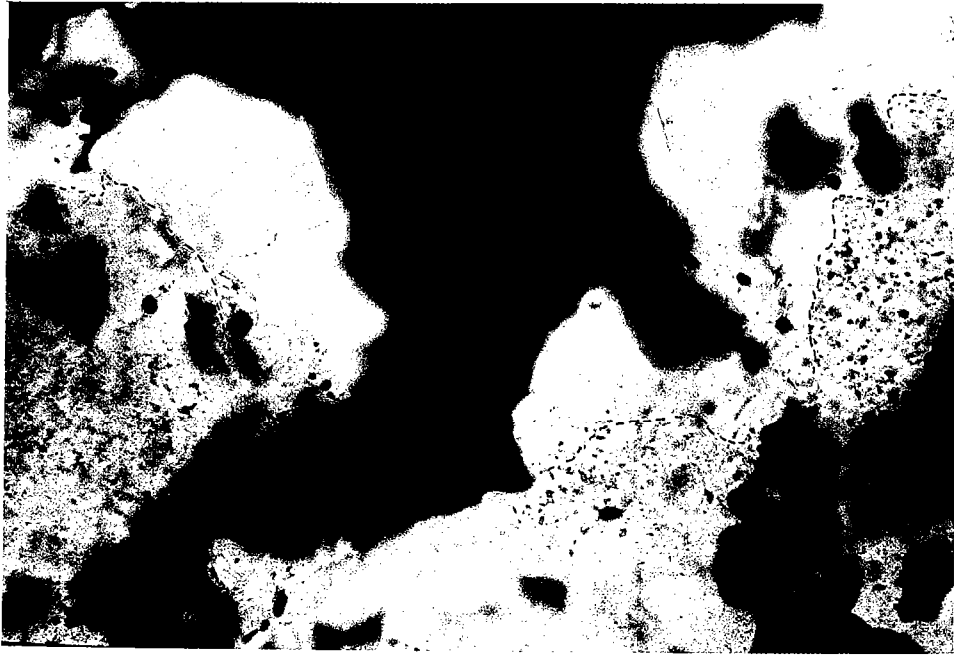
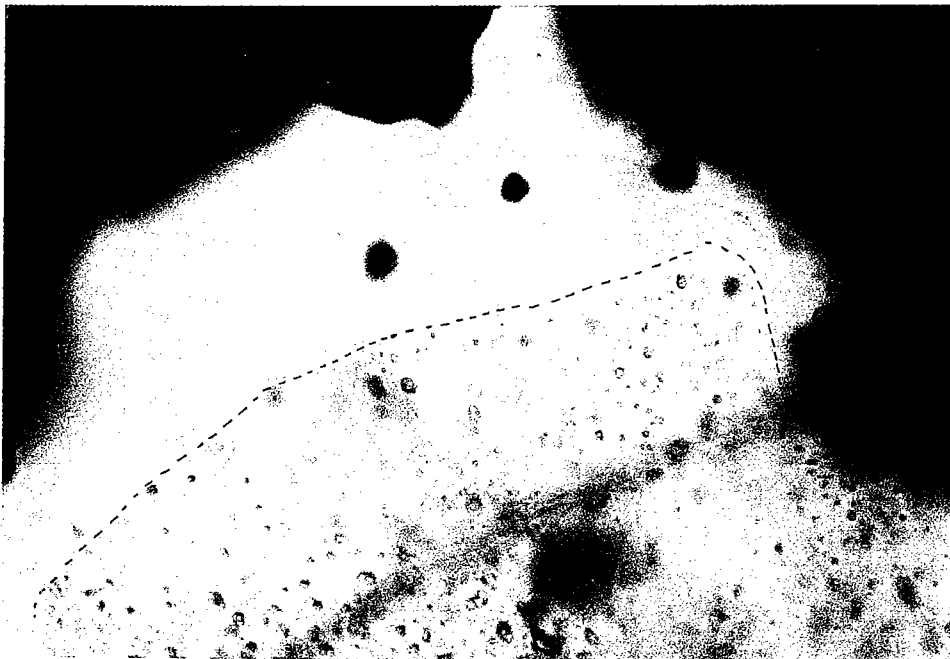


PLANCHE V-1(suite)

5



6



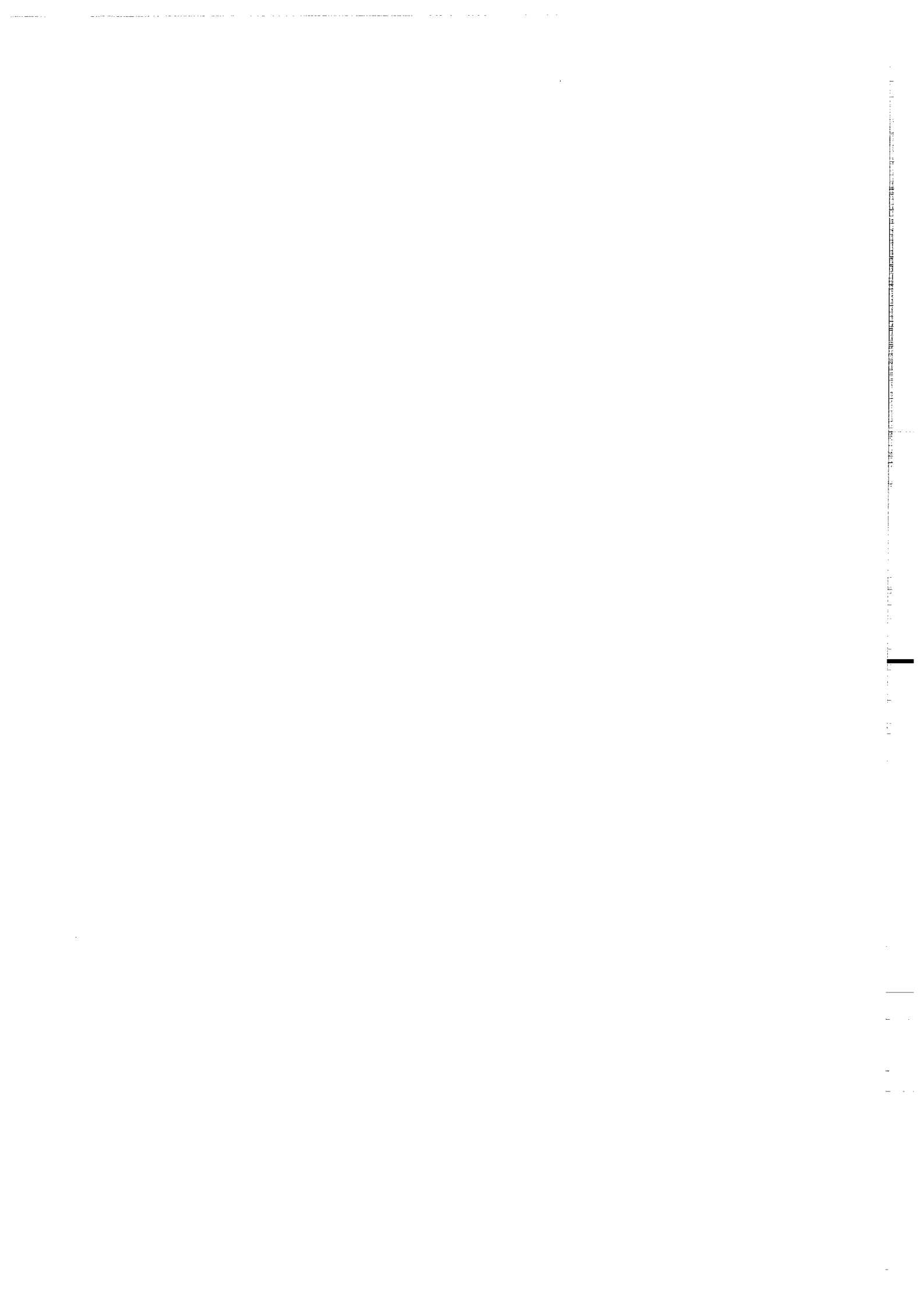


PLANCHE V-1**Photo 1 :**

Aspect général des plans d'inclusions fluides aqueuses (saumures) liées aux réseaux de microfractures cicatrisées orientées E-W, ENE-WSW et WNW-ESE. Ce sont des inclusions du type Lw1.

Photo 2 :

Veinule de quartz tardif par rapport au réseau de microfractures cicatrisées, en partie remplie par des sulfures. Noter la couleur plus claire et plus limpide de ce type de quartz.

Photo 3 :

Photographie sur lame épaisse (150 μm) : Dissolution et recristallisation systématique du quartz précoce le long des couloirs de déformation (zone de micropérméabilité) qui sont colmatés par des sulfures et or.

Photo 4

Photographie sur lame épaisse (150 μm) : A fort grossissement (X80) on voit clairement la recristallisation du quartz primaire aux bordures des sulfures (les zones claires). Dans cette zone, apparaît des inclusions fluides de tailles plus grandes que celle situées dans le quartz non recristallisé donnant à ce dernier un aspect "sale".

Photo 5 :

Dans la zone lavée, s'individualise deux types de quartz: un liseré de quartz proche des grains de sulfures qui est beaucoup plus limpide correspond à un quartz de dissolution contemporain du dépôt des sulfures; le plus éloigné, correspond à une recristallisation partielle du quartz primaire au sein duquel apparaît un nuage d'inclusions fluides aquo-carboniques, carboniques recoupé par des PIF aqueuses.

Photo 6 :

Répartition des inclusions fluides aquo-carboniques dans le quartz recristallisé. Dans le quartz de recristallisation, elles sont surtout aquo-carboniques (grosse, de forme ovale en dispersion). Dans le quartz de dissolution (Q4), on note quelques rares inclusions fluides aqueuses et d'inclusions solides. Noter l'absence d'inclusions fluides aquo-carboniques dans ce quartz.

Par manque d'échantillon concernant les filons de quartz du type III, nous avons mis l'accent plus particulièrement sur les types de minéralisation I et II qui constituent le potentiel aurifère le plus intéressant à ce jour.

2- Choix des échantillons étudiés

Onze échantillons orientés, qui comprennent tous les types de filons et les halos d'altération contenant des inclusions fluides étudiables ont été sélectionnés. Les halos d'altération ne contenant pas d'inclusions mesurables n'ont pu être étudiés.

- Un premier groupe d'échantillons retenu provient de la zone de cisaillement majeur Est-ouzzalienne. Ce sont des échantillons de quartz du type I, pour la plupart orientés. L'échantillonnage tient surtout compte des différents types de roches encaissant les filons de quartz, dans l'idée de voir une éventuelle influence de ces derniers.

- Un deuxième groupe provient des filons de quartz orientés NE-SW qui sont sécants sur les filons orientés N-S. et qui ne présentent de minéralisation aurifère que dans les limites de la zone de cisaillement majeure Est-ouzzalienne. Nous avons échantillonné des filons qui affleurent dans des gabbros alcalins exempts de déformations mylonitiques (gisement de Tirek).

- Un troisième groupe vient des filons associés aux formations supracrustales du domaine ouzzalien (compartiment situé à l'ouest du cisaillement Est-ouzzalien), à une vingtaine de km au NW de Tirek.

3- Minéralisation de la zone de cisaillement Est-Ouzzalienne

L'étude des minéralisations et de leur place dans l'évolution tectono-hydrothermale de la ZCEO a abouti à la conclusion que les gisements de type I (Amesmess) et de type II (Tirek) partageaient la même histoire depuis le début de la déformation fragile (voir quatrième partie). Il est donc légitime d'étudier en parallèle les inclusions fluides (IF) de ces deux types de gisements, ce qui de plus en facilite l'étude, car le nombre d'inclusions mesurables est, pour certaines générations, petit.

3-1- Principales générations de fluides

3.1.1. Les fluides du cycle II

La déformation fragile du cycle II se marque par des plans d'inclusions fluides (PIF) et des veinules de quartz (Q3) de directions N80°E et N110°E et par des PIF de directions N-S et N20°-N40°E (figure V-2). La plupart des inclusions étudiées proviennent des réseaux "E-W" et leur caractérisation a été faite de façon détaillée dans les échantillons d'Amesmesssa (**planche V-1**). Il apparaît que l'essentiel des IF mesurables correspondent à Amesmesssa à des circulations globalement contemporaines des veinules de quartz Q3 de direction N80°E, comme le suggèrent les observations suivantes :

- les épontes de ces veinules sont soulignées par des PIF où la densité d'IF est relativement fortes, tandis que des IF allongées perpendiculairement aux épontes paraissent avoir accompagné la croissance des quartz palissadiques et pourraient donc être primaires (figure V-3 a) ;

- les veinules de quartz Q3 peuvent localement être faiblement obliques sur les directions des PIF à N110°E ; on constate alors que la taille et la densité spatiale des IF mesurables décroissent quand on s'éloigne des veinules (figure V-3 b) ;

- dans les PIF à N80°E, les IF mesurables se trouvent en fait à l'intersection de ces PIF avec les plans à N110°E, et leur allongement dans cette direction prouve qu'elles se sont formées lors de la cicatrisation de ces dernières (figure V-3 c).

Toutes les inclusions rattachables à ce cycle sont purement aqueuses et définissent ainsi le groupe de fluides WII.



*Figure V-2: Microfracturation synchronisée de la déformation fragile.
A noter l'orientation privilégiée N-S et NE-SW*

3.1.2. Existence de fluides aquo-carboniques plus précoces

Dans un échantillon de Tirek (TIR 1), malheureusement non orienté, on a pu observer des familles de PIF clairement recoupées par des PIF du cycle II, et dont le remplissage est aquo-carbonique. Les fluides correspondants sont dénotés CWII. Dans la mesure où ils sont eux aussi piégés dans des microfractures, on peut considérer qu'ils appartiennent à un épisode plus précoce du cycle II

3.1.3. Les fluides du cycle III

Les quartz "lavés", qui oblitèrent toutes les inclusions antérieures (y compris celles du cycle II), et les quartz limpides (Q4), qui accompagnent les sulfures tardifs et l'or, contiennent des IF, qui sont donc caractéristiques du cycle III (figure V-4).

Dans les quartz "lavés", la plupart des inclusions observables sont des IF aquo-carboniques (figure V-4), définissant un nouveau groupe de fluides, notés CWIII. Ces IF sont totalement absentes des quartz Q4, auxquels elles sont donc antérieures. En revanche, des PIF de quelques centaines de μm au plus semblent parfois connecter les zones de quartz "lavés" et l'intérieur des porphyroclastes Q1 (figure V-4). Ces inclusions fluides ont des tailles qui varient entre 3,5 μm et 30 μm .

Dans les quartz limpides Q4, les IF sont généralement rares et, souvent de très petite taille. Elles sont purement aqueuses, définissant le groupe de fluides WIII. Elles sont dispersées ou sous forme de PIF d'extension très réduite (de l'ordre de la centaine de μm) et s'observent indifféremment autour des sulfures tardifs ou de l'or. On les trouve également dans les sphalérites d'Amesmess, que leur pauvreté en fer rend translucides en lame épaisse.

D'autres IF aqueuses sont présentes dans les quartz "lavés", sous forme de PIF (postérieurs aux IF aquo-carboniques) qui, soit s'arrêtent pratiquement à la frontière entre le quartz "lavé" et le quartz limpide Q4, soit se prolongent plus ou moins loin dans le Q4 (figure V-4). Ces IF appartiennent donc au groupe WIII, et les observations qui précèdent tendent à suggérer que les fluides aqueux de ce groupe accompagnent le processus minéralisateur.

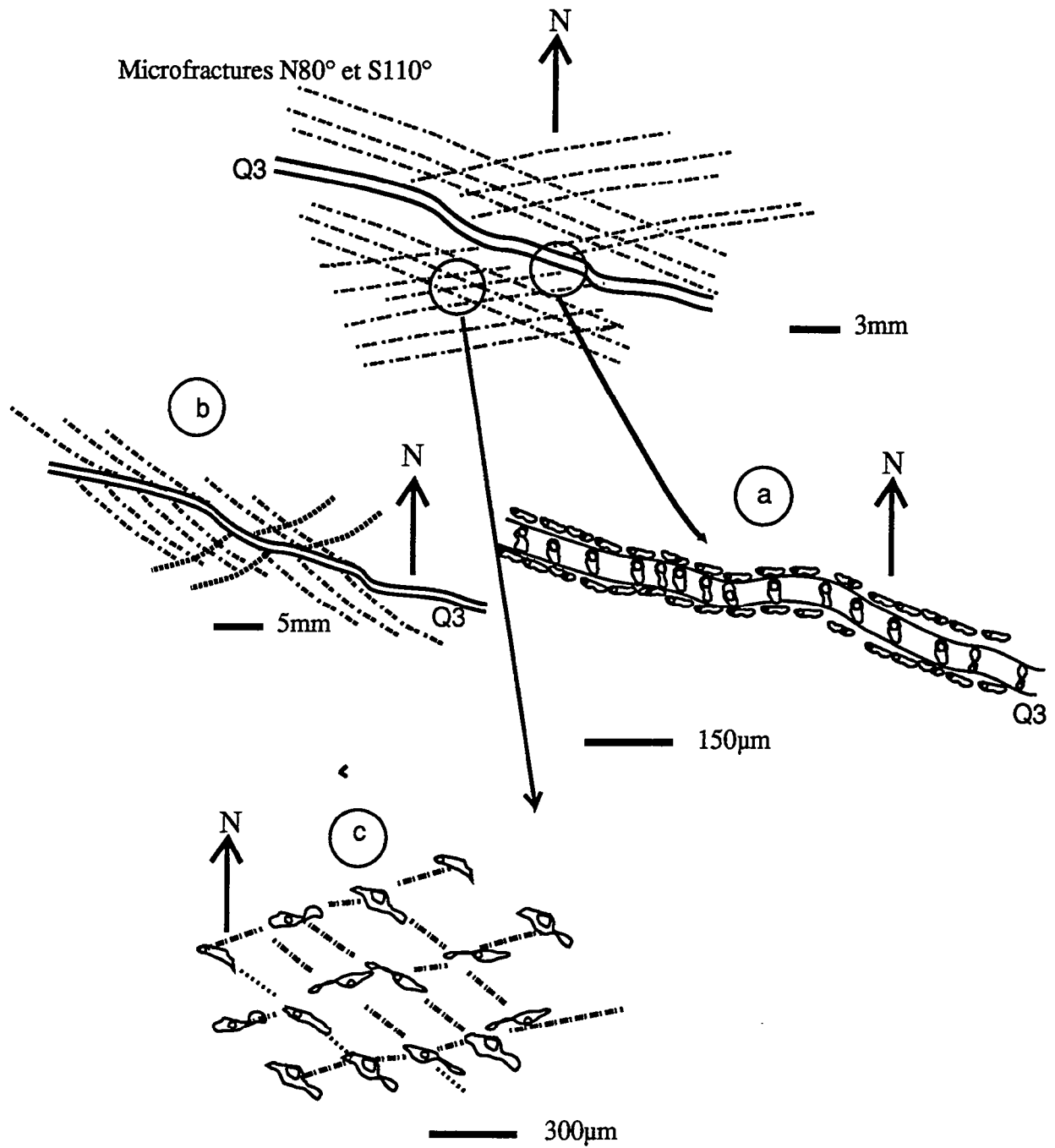


Figure V-3 : Schéma des relations des fluides aqueux WII avec les structures fragiles du cycle II

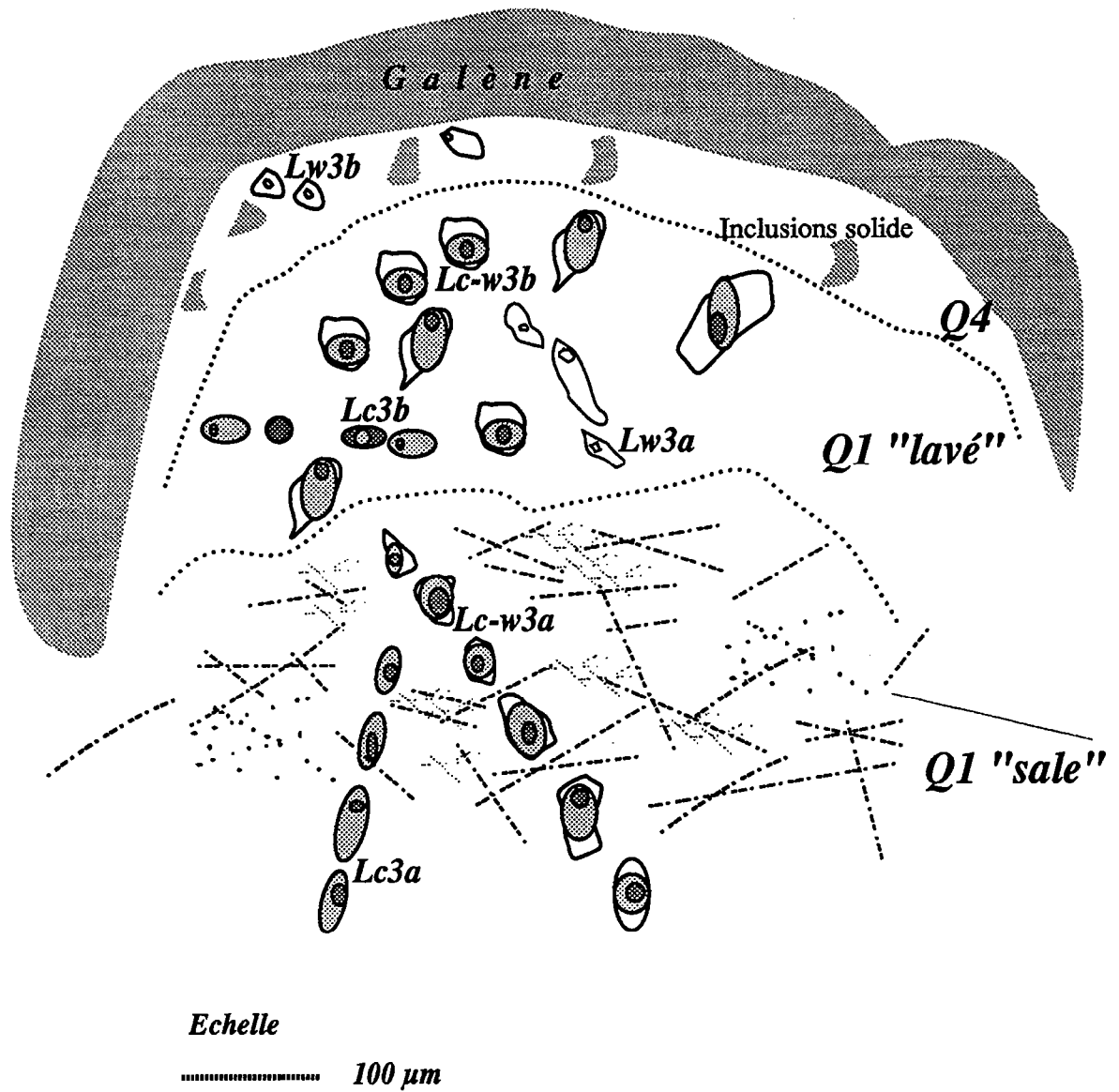


Figure V-4. Schéma synthétique des relations entre les différentes générations de fluides du cycle III (voir le tableau V-2).

3.1.4. Conclusion

Quatre générations de fluides jalonnent l'histoire fragile de la ZCEO, chacun des cycles identifiés se caractérisant par la succession de fluides aquo-carboniques et de fluides aqueux (tableau V-2).

	Catégorie de fluides	Terminologie	Support
	Fluides C-O-H précoces (CWII)	Lc-w2	PIF dans Q1
Cycle II	Fluides aqueux précoces (WII)	Lw2a	PIF dans Q1
		Lw2b	veinules Q3
	Fluides C-O-H tardifs (CWIII)	Lc-w3a, Lc3a	PIF dans Q1
Cycle III	Fluides aqueux tardifs (WIII)	Lc-w3b, Lc3b	quartz Q1 "lavé"
		Lw3a	PIF dans Q1 "lavé"
		Lw3b	PIF dans Q4 et sph

Tableau V-2: Succession des générations de fluides étudiables des gisements de Tirek et d'Amesmesssa et terminologie des IF correspondantes. Aucun fluide des stades ductiles (cycle I) n'a pu être étudié. Q1 à Q4 : générations de quartz (voir texte) ; sph: sphalérite.

3.2. Caractérisation des principales générations de fluides

3.2.1. *Les fluides aquo-carboniques précoces (CWII)*

3.2.1.1. *Microthermométrie*

Ces fluides ne sont connus qu'à Tirek, où ils sont représentés par deux types d'IF :

(i) des inclusions tri-phasées (Lc-w2), à coefficient de remplissage par la phase volatile (Rc) élevé (0.7-0.9), caractérisées par (**figure V-5**) :

- des TfCO₂ peu déprimées par rapport à celle du CO₂ pur (-57,9° à -56,6°C; mode à -57,4°C) ;

- des ThCO₂ en phase liquide, comprises entre 12,5° et 31°C (mode à 24°C);

- des Tfcl dispersées, sans corrélation avec la composition de la phase volatile, comme le montre le diagramme Tfcl-TfCO₂ de la **figure V-6**, ce qui indique que Tfcl reflète surtout les variations de la salinité;

- des homogénéisations totales en phase carbonique, à des Th comprises entre 280° et 380 °C (mode à 290°C).

Des inclusions Lc-w2 à Rc, ThCO₂ et Th variables peuvent coexister dans un même PIF ; des perturbations post-piégeage ont donc eu lieu.

(ii) des inclusions biphasées carboniques (Lc2), sans phase aqueuse visible ni clathrates observables, ce qui indique des teneurs en eau faibles ou nulles, caractérisées par: (**figure V-7**):

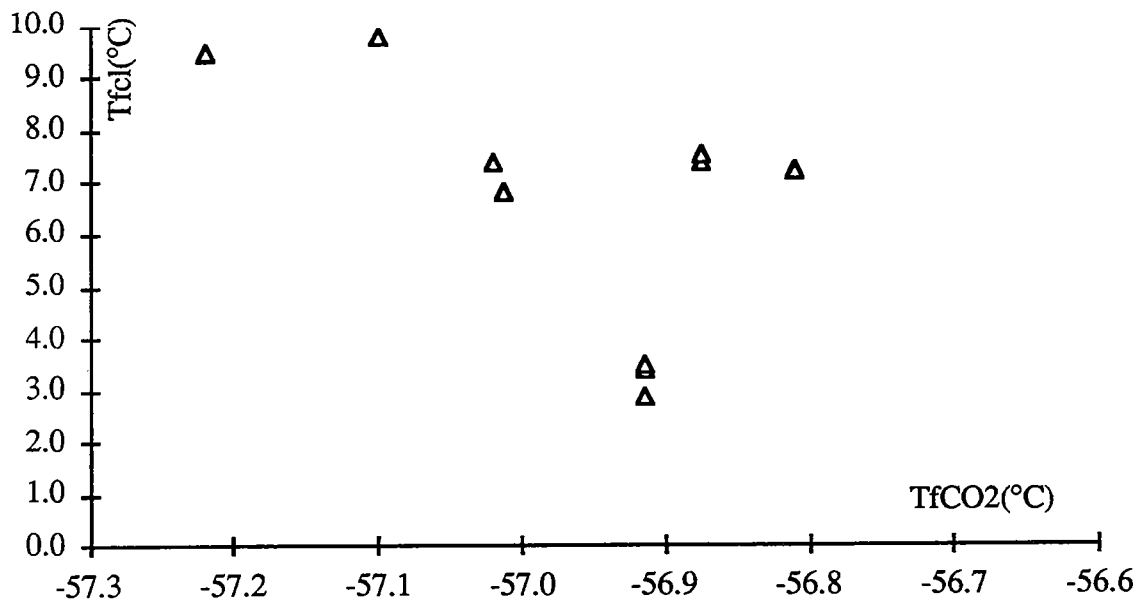


Figure V-6: Diagramme Tfcl - TfCO₂ des Lc-w2 attribuées aux minéralisations du type II (Tirek)

- une homogénéisation de la phase carbonique en phase liquide, à des ThCO₂ comprises entre 12,5° et 25,5 °C (mode à 17°C) ;

- des TfCO₂ variables, peu déprimées par rapport au CO₂ pur (-57,8° à -56,6°C; mode à -56,8°C).

Les inclusions Lc2 et Lc-w2 forment des PIF plus ou moins indépendants mais parallèles entre eux et intimement associés.

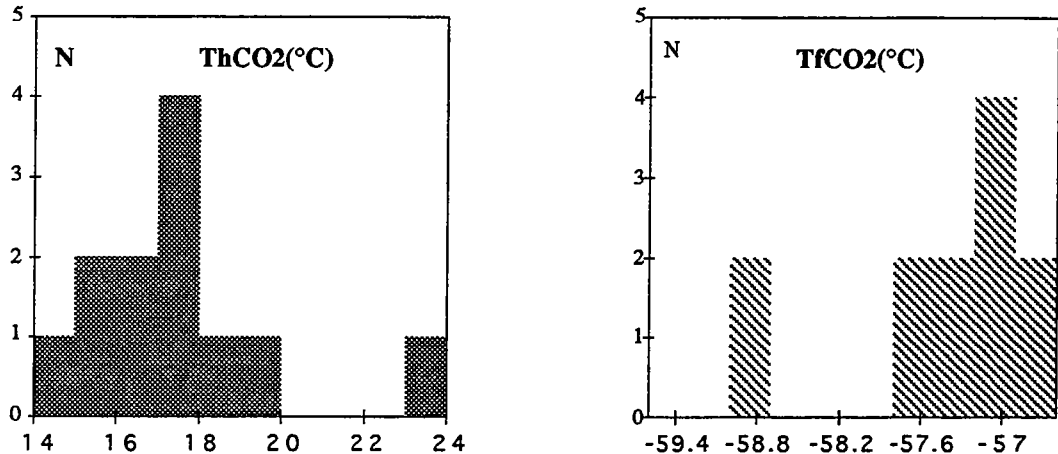


Figure V-7: Histogramme des inclusions carboniques des Lc-2 attribuées aux minéralisations du type II (gisement Tirek)

3.2.1.2. Composition

Trois inclusions Lc-w2 ont pu être analysées à la microsonde Raman du CREGU-Nancy (avec l'aide de M.C. Boiron), pour connaître la composition de la phase volatile. Celle-ci est dominée par le CO₂, avec une faible composante en N₂; le CH₄ est typiquement absent. Le rapport CO₂/volatils est suffisamment élevé pour permettre la détermination de la salinité de ces inclusions à partir de la température de fusion des clathrates, en utilisant le diagramme de Bozzo et al. (1975) (par léger excès, puisque N₂ déprime Tfcl). En considérant que N₂ est le seul volatil concourant à déprimer TfCO₂, on peut, en utilisant les diagrammes de Kerkhof Van den (1988), calculer la composition d'une autre inclusion. Les résultats sont consignés dans le **tableau V-3**.

La **figure V-8** montre qu'il y a peu de corrélation entre la composition de la phase volatile et la teneur en eau ou la salinité des inclusions. On peut, en revanche, noter que les inclusions les plus riches en eau sont les plus salées; si cela était vrai (il faudrait naturellement plus de mesures pour s'en assurer), on pourrait en conclure à la dilution d'un fluide (aquo-) carbonique (C2) par un fluide aqueux

modérément salé de type H₂O-NaCl (W2). Dans cette perspective, les inclusions Lc2, dont la composition de la phase volatile est la même que celle des Lc-w2, à en juger par leurs TfCO₂, pourraient représenter le pôle carbonique du mélange.

N°	XH ₂ O	XCO ₂	XCH ₄	XN ₂	XNaCl
Tir a3/21-78	0,227	0,773	0,000	0,000	0,000
Tir a3/21-79	0,209	0,751	0,000	0,040	0,000
Tir 1-g1	0,446	0,511	0,000	0,035	0,008
Tir c1-14	0,611	0,376	0,000	0,002	0,013

Tableau V-3. Composition globale des inclusions Lc-w2 de Tirek. En gras, IF analysées à la microsonde Raman.

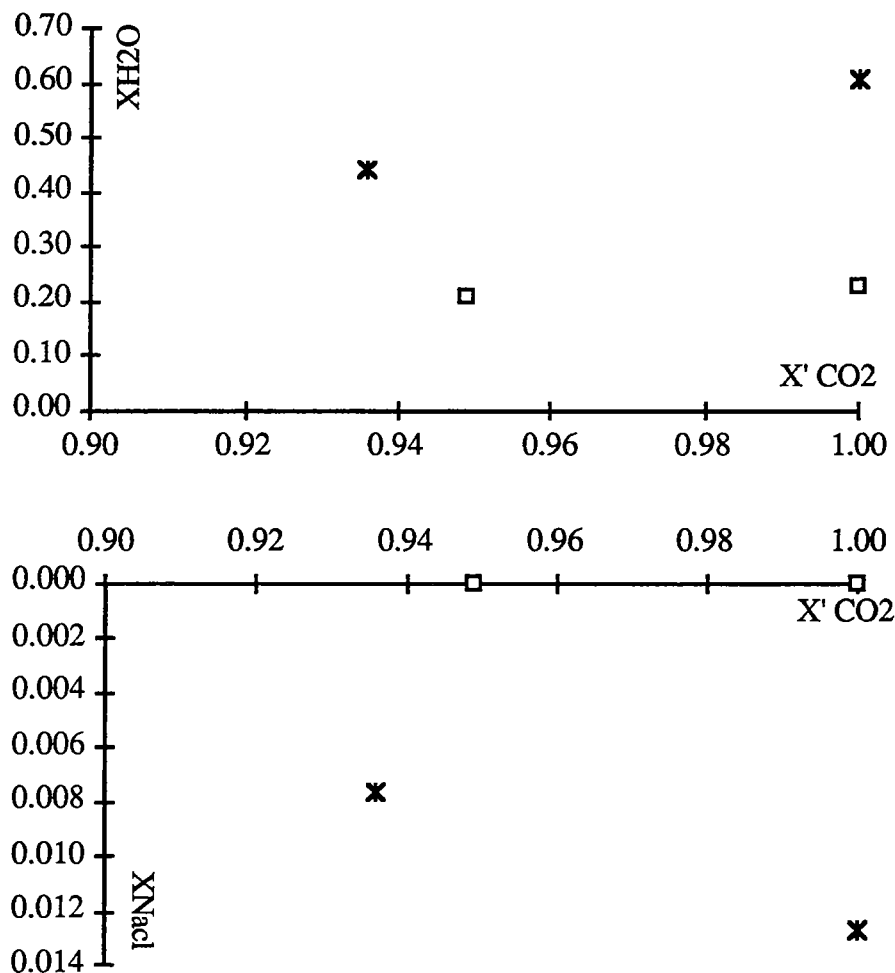


Figure V-8: Evolution des compositions des IF Lc-w2 (type II-Tirek) (X'CO₂, représente la proportion du CO₂ par rapport à la phase volatils)

3.2.2. Les fluides aqueux précoces (WII)

Les inclusions correspondantes se caractérisent par des Rv (coefficient de remplissage de la phase vapeur) faibles, toujours inférieurs à 30%, et par des eutectiques bas, attestés par des températures de première fusion de la glace comprises entre -20 et -25 °C, ce qui indique la présence de cations multivalents (Ca²⁺, Mg²⁺ ou Fe³⁺).

Deux groupes d'inclusions ont été distingués sur la base de leur support : les inclusions Lw2a sont dans des PIF, essentiellement ceux des réseaux "E-W" aussi bien à Tirek qu'à Amesmessa; tandis que les inclusions Lw2b sont contenues dans les veinules de quartz Q3 et n'ont pu être mesurées qu'à Amesmessa.

Ces inclusions sont le plus souvent de très petite taille (ordre de 10-30µm) et leur étude est donc difficile, ce qui explique le nombre limité de mesures qui ont pu être faites. En outre, elles montrent par leur morphologie qu'elles ont subi des phénomènes d'étranglement.

On observe des différences significatives entre les deux groupes (**tableau V-3**). Les fluides contenus dans les Lw2a sont des saumures à plus de 20% éq. NaCl, tandis que ceux des Lw2b, tout en étant sensiblement moins salés, contiennent encore plus de 7% éq. NaCl. Il n'y a en revanche, aucune différence marquée entre les Lw2a de Tirek ou d'Amesmessa.

Famille	T _{mi} °C	Th °C	% éq, NaCl
Lw2a (Ams)	-16,5 à -26,4	126,9 à 301,1	20,3 à 26,3
Lw2a (Tir)	-20,0 à -26,0	150 à 380	22,3 à 26,0
Lw2b (Ams)	-5,9 à -7,6	145,9 à 160,4	7,4 à 11,2

Tableau V-3. Caractéristiques microthermométriques des IF représentatives des fluides WII d'Amesmessa (Ams) et de Tirek (Tir)

La considération du diagramme Th-T_{mi} (T_{mi}: température de fusion de glace) (**figure V-9**) permet de proposer une explication de ce comportement a priori paradoxal. On observe en effet que:

- les mesures pour un même PIF sont dispersées, le long de l'axe des Th, ce qui s'explique bien par les phénomènes d'étranglement;

- malgré cette dispersion, les différences de T_h observées entre les différents paquets de fluides élémentaires sont significatives et indiquent une évolution des fluides WII à température (probablement) décroissante ;

- il y a aussi une dispersion le long de l'axe des T_{mi} , qui est nécessairement primaire et qui conduit à envisager des phénomènes de mélange "instantanés" entre deux types de fluides: une saumure à cations bi-ou tri-valents (W'2a) et un fluide aqueux beaucoup moins salé (W'2b).

Dans ces conditions, on peut proposer que les mesures réalisées représentent l'échantillonnage discret de la circulation, à température globalement décroissante, des deux fluides W'2a et W'2b, qui se mélangent en permanence (succession de mélanges isothermes) dans le site de piégeage (c'est-à-dire dans la ZCEO). Le fait que les fluides piégés dans les PIF étudiés soient plus représentatifs du pôle saumure et qu'au contraire, les fluides piégés dans une veinule Q3 soient plus typiques du fluide mélangé, ne résulterait, dans cette hypothèse, que du caractère aléatoire de l'échantillonnage.

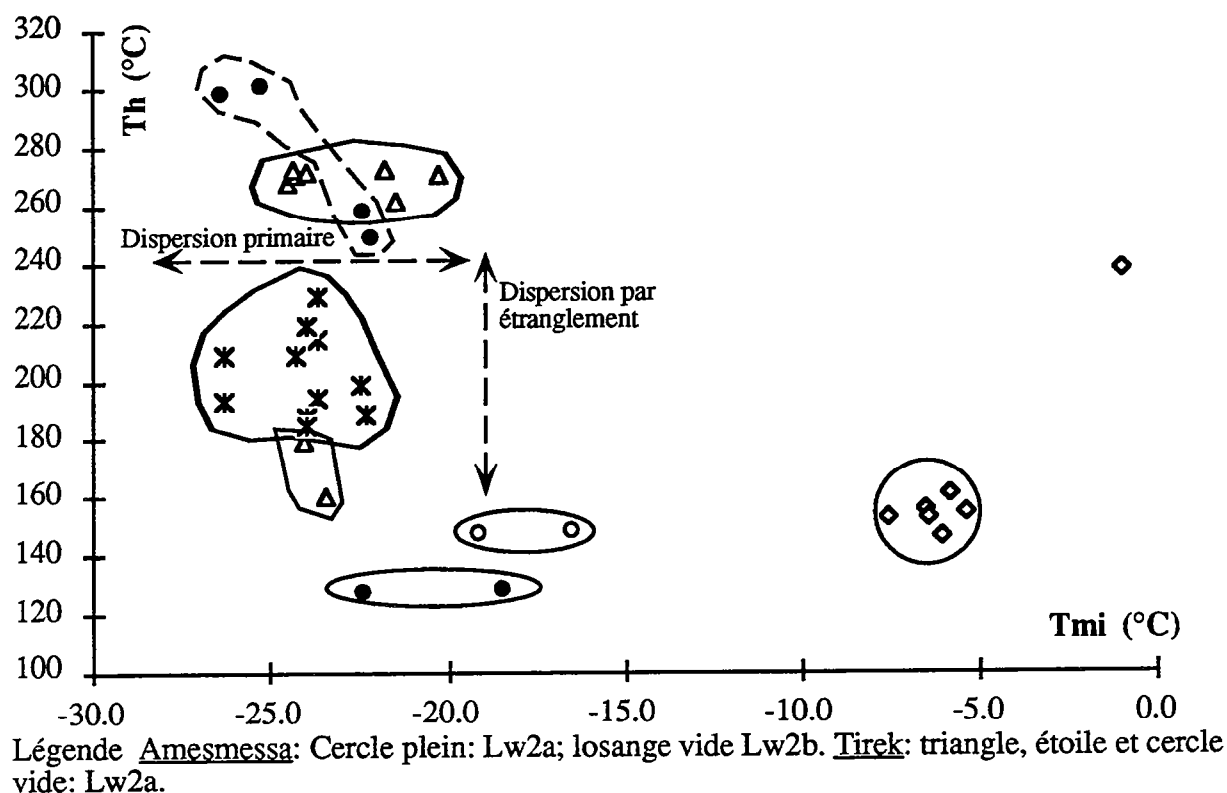


Figure V-9: Corrélation T_h - composition (T_{mi}) pour les inclusions Lw2 de Tirek et d'Amesmesssa

3.2.3. Les fluides aquo-carboniques tardifs (CWIII)

Comme il a été dit plus haut, ces fluides caractérisent les zones de quartz Q1 "lavées", dont le développement est un signe avant-coureur de l'épisode de minéralisation. Plusieurs types d'IF ont été identifiés:

- des inclusions aquo-carboniques triphasées, avec des Rc (volume relatif des phases volatiles) très variables, de 70% en moyenne : inclusions Lc-w3 (a, en PIF dans les Q1 porphyroclastiques; b, dans les Q1 "lavés"); les Lc-w3a n'ont été étudiées qu'à Amesmessa ;

- des inclusions carboniques biphasées: IF Lc3 (a, en PIF dans les Q1 porphyroclastiques; b, dans les Q1 "lavés"); les Lc3a n'ont été étudiées qu'à Amesmessa;

- des inclusions "aqueuses" biphasées, où la présence d'une phase volatile ne se détecte que par l'existence de clathrates mesurables: inclusions Lw-c3, observées dans une seule plage d'un seul échantillon (Ams 93/20); dans ce quartz "lavé" particulier, aucune inclusion des deux autres types n'est visible.

Les inclusions Lc-w3 et Lc3 sont intimement associées partout où on peut les observer ; les variations de Rc entre IF d'un même PIF, ainsi que la morphologie des IF, suggèrent que des modifications post-piégeage (étranglement) soient intervenues.

3.2.3.1. Microthermométrie

(i). Les inclusions Lc-w3

Elles sont globalement homogènes (**tableau V-5 et figure V-10**), avec des ThCO₂ peu déprimées par rapport au point de fusion du CO₂ pur, des Tfcl comprises entre +3° et +10°C et des homogénéisations de la phase carbonique en phase liquide (ThCO₂ entre +19° et +32°C); l'homogénéisation globale a lieu en phase "aqueuse" ou en phase "carbonique", en fonction des valeurs de Rc (**voir le tableau V-7**).

Il n'y a aucune différence entre les Lc-w3b de Tirek et d'Amesmessa. Il n'y a de même que très peu de différences entre les Lc-w3 a et b, sauf en ce qui concerne les Th: on observe en effet que la plupart des inclusions Lc-w3a décrépissent au-dessus de 320°C, avant l'homogénéisation globale, de sorte que le

mode des Th de ces IF est sans doute encore plus élevé que ne l'indique le tableau V-5. La forte dispersion des Th est par ailleurs le résultat probable des phénomènes d'étranglement, une conclusion que suggèrent aussi les diagrammes de corrélation (figure V-11).

Ces diagrammes montrent d'autre part l'indépendance des variations de Tfcl par rapport à celles de TfCO₂, ce qui signifie que les Tfcl reflètent essentiellement la salinité des IF, qu'il sera donc possible de déterminer à partir des données de Bozzo et al. (1975).

Type	TfCO ₂ °C		Tfcl °C		ThCO ₂ °C		Th °C	
	[]	mode	[]	mode	[]	mode	[]	mode
Lc-w3a (Ams) 300*	-56,6 à -57,3	-57	7 à 10	8,5	19 à 32	25,5	280 à 380	
Lc-w3b (Ams)	-56,6 à -58,4	-57,5	6 à 10	8,5	19 à 32	28	220 à 360	290
Lc-w3b (Tir)	-56,6 à -58,8	-57,2	3 à 10	8,5	-17 à 31	23	240 à 360	280
Lc3a (Ams)	-57,1	-	-	-	19 à 32	25,5	-	-
Lc3b (Ams)	-57,0 à -58,4	-57,3	-	-	-13 à 32	25	-	-
Lc3b (Tir)	-56,6 à -57,7	-56,9	-	-	-20 à 26	3	-	-
Lw-c3 (Ams)	-	-	8,9 à 9,3	9	-	-	222 à 272	-

*Tableau V-5. Caractères microthermométriques des IF représentatives des fluides CWIII d'Amesmesa (Ams) et de Tirek (Tir). * : la plupart des IF de ce groupe décrépitent au-dessus de 320 °C, avant l'homogénéisation globale.*

(ii) Les inclusions Lc3

Il s'agit d'inclusions biphasées, aux formes généralement régulières, dont le comportement au refroidissement démontre qu'elles sont carboniques. Aucun clathrate n'a pu être observé, ce qui indique que la fraction molaire d'eau est soit nulle, soit au plus de quelques %. Elles s'homogénéisent en phase carbonique liquide.

Les différentes familles ont des réponses microthermométriques très semblables, qui se distinguent peu de celles des Lc-w3 (tableau V-5 et figure V-12):

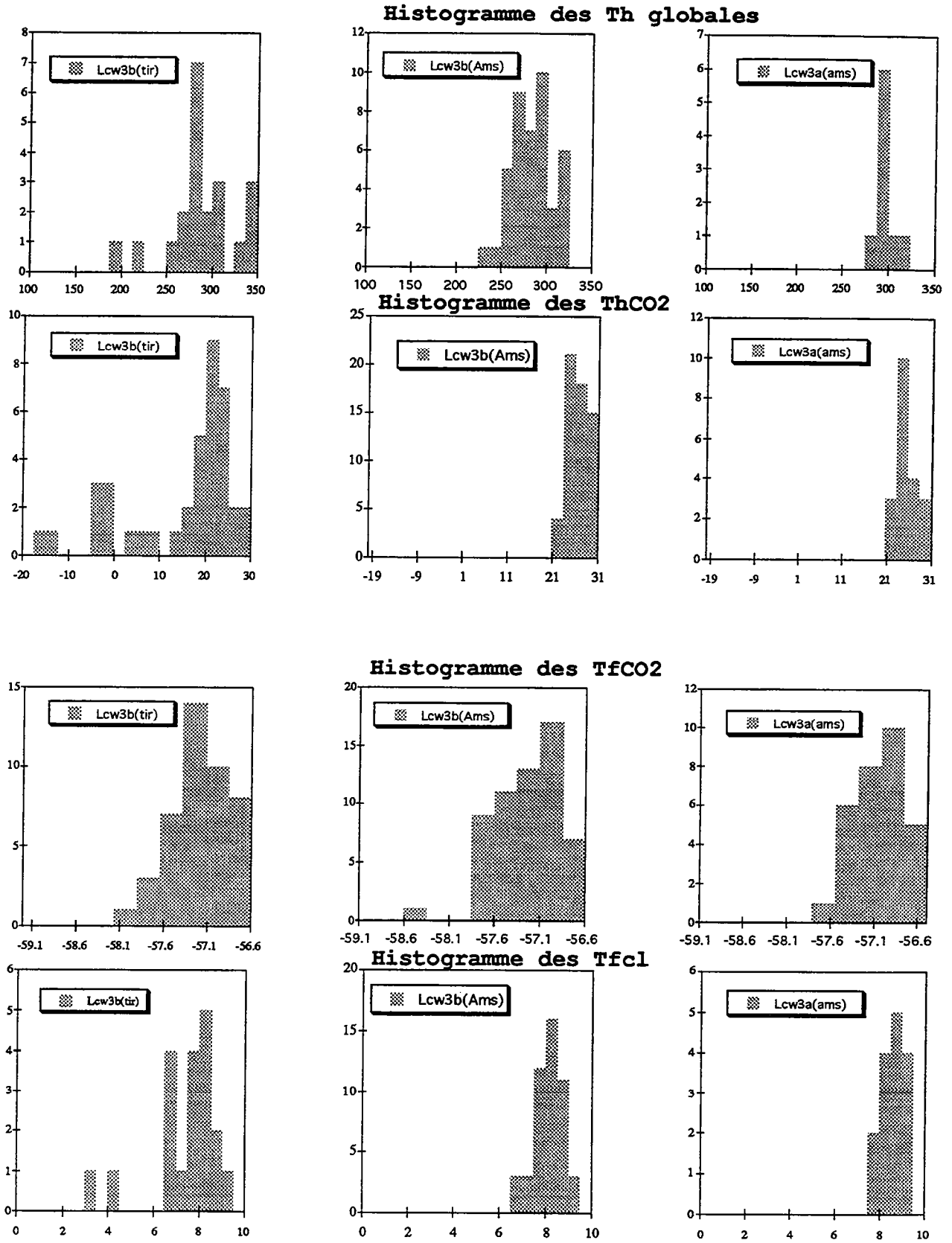


Figure V-10 : Histogramme des inclusions type Lc-w3 (Tirek et Amesmesssa)

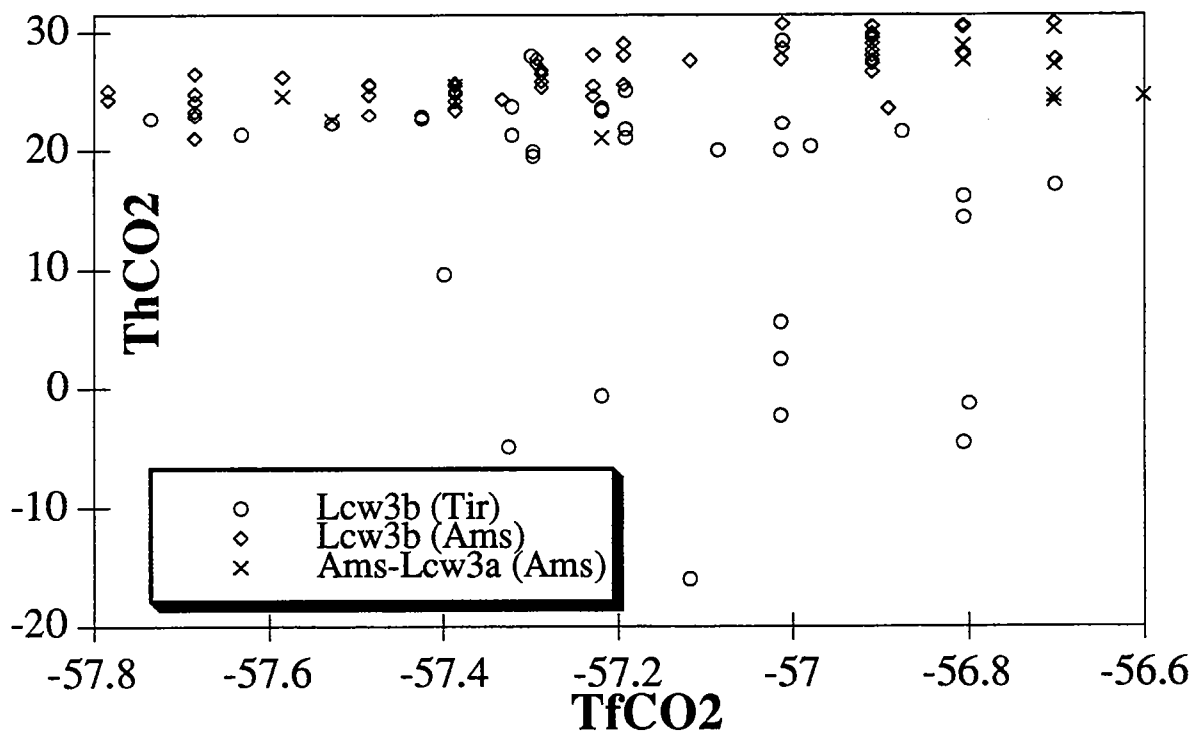
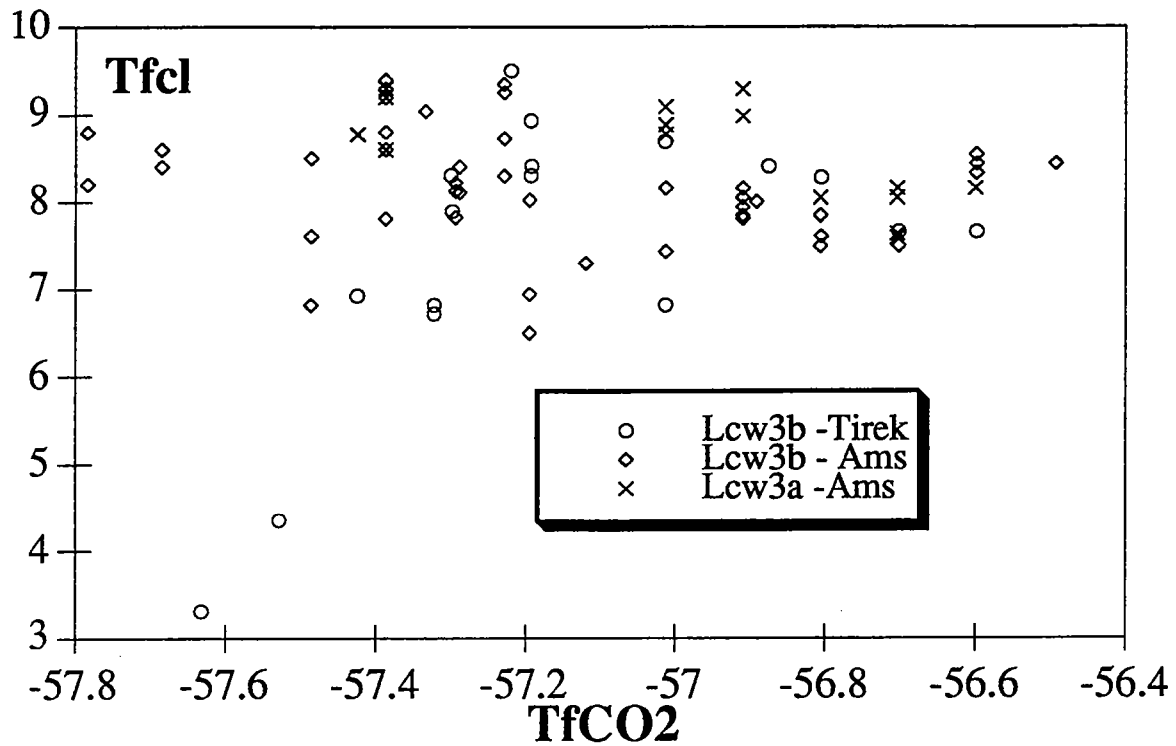


Figure V-11: diagrammes de corrélation des paramètres microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Lcw3

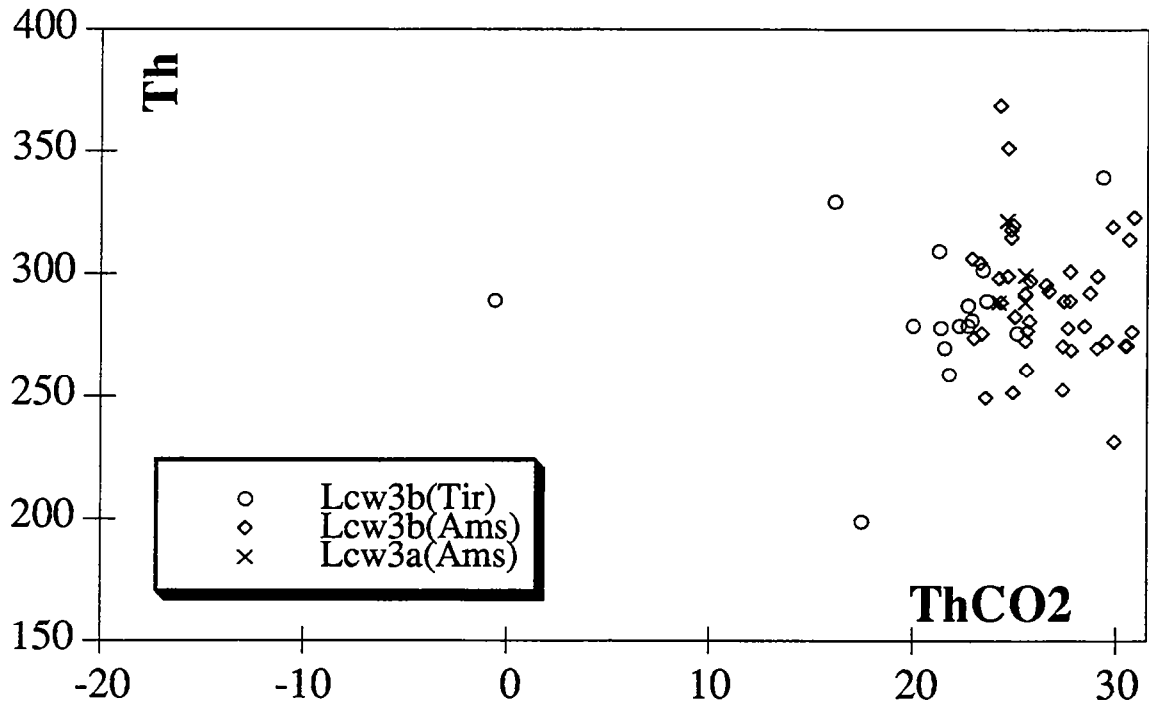
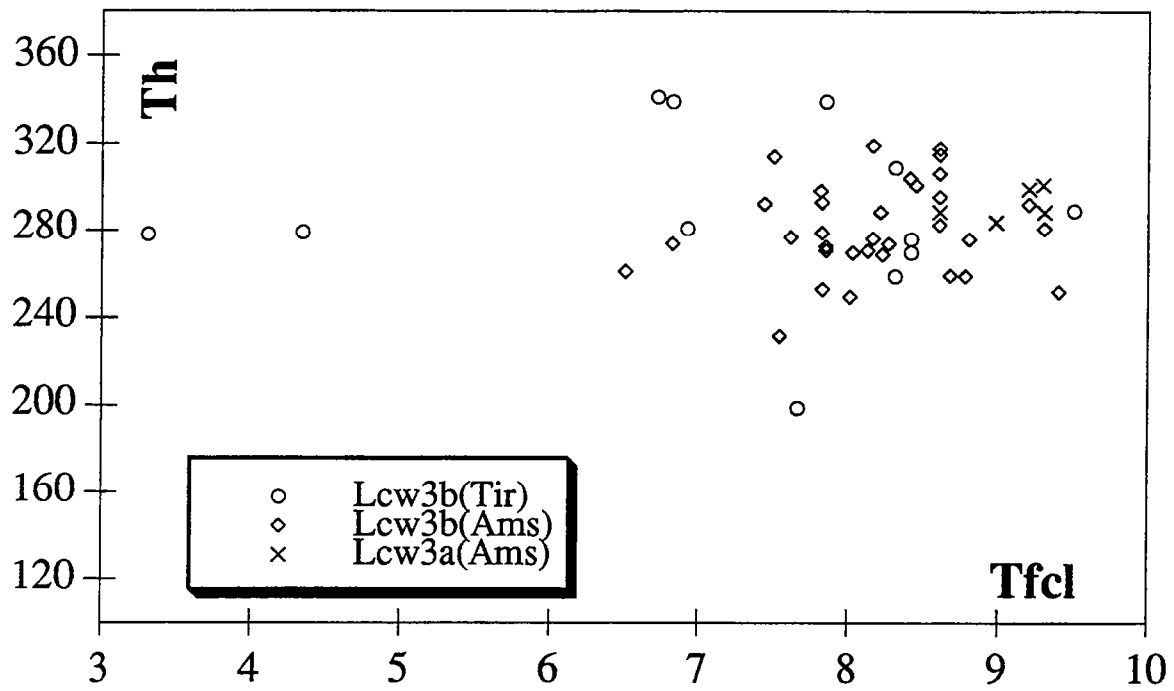


Figure V-11: diagrammes de corrélation des paramètres microthermométriques des inclusions fluides aquo-carboniques Lcw3 (suite)

- les TfCO₂ sont peu déprimées, avec des modes autour de -57°C; cependant, comme le montre la **figure V-12**, l'histogramme des Lc3b d'Amesmesssa est distinctement bi-modal, avec un deuxième mode plus déprimé, autour de -58°C;

- les ThCO₂ sont plus dispersées, mais avec des modes (au moins pour les Lc3 d'Amesmesssa) autour de 25°C; comme le montre bien la **figure V-13**. L'origine de la dispersion est au moins en partie à rechercher dans les phénomènes postérieurs au piégeage, comme l'indique notamment le comportement des Lc3b de Tirek sur le même diagramme. Cependant, l'existence d'une corrélation entre les faibles ThCO₂ et une forte dépression des TfCO₂ est sensible pour les Lc3b d'Amesmesssa.

(iii) Les inclusions Lw-c3

Quelques inclusions biphasées apparemment aqueuses, qui ne montrent aucune fusion de glace carbonique, appartiennent néanmoins à la famille CWIII, comme l'indique la présence de clathrates, avec des Tfcl très voisines de 9°C. Dans une IF de 20 µm de diamètre, où la phase volatile n'est pas détectée optiquement, sa fraction volumique peut encore être égale à 10-15%. Ici, comme les salinités apparentes sont beaucoup plus importantes que ne le suggère cette valeur de Tfcl (T_{mi} compris entre -3.9° et -11.7°C), il semble donc que ce soit à une valeur proche de 10% que doit se situer la fraction volumique de la phase volatile.

Famille	N° inclusion	XCO ₂	XCH ₄	XN ₂	XH ₂ S
Lc-w3b	Am14-3w1a1	0,966	0,004	0,03	0,000
Lc-w3b	Am14-3w1a4	0,993	0,006	0,001	0,000
Lc-w3a	Am14L411-1	0,931	0,016	0,053	0,000

Tableau V- 6: Composition des phases volatiles des inclusions Lc-w3 a et b d'Amesmesssa, mesurées à la microsonde Raman

3.2.3.2. Composition

Seules trois inclusions Lc-w3 d'Amesmesssa ont pu être analysées à la microsonde Raman du CREGU-Nancy (avec l'aide de M.C. Boiron) pour connaître la composition de la phase volatile. Les résultats sont présentés dans le

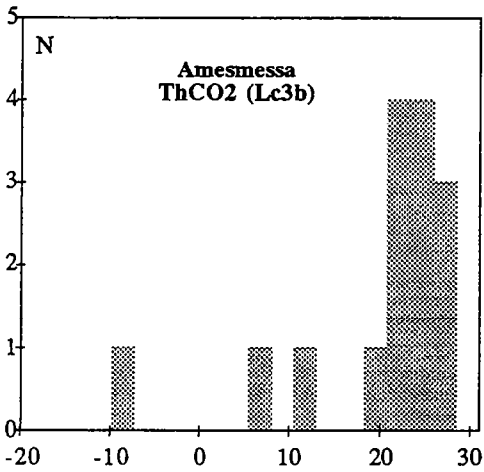
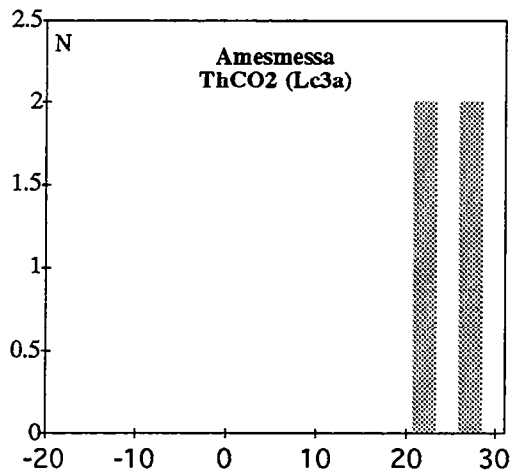
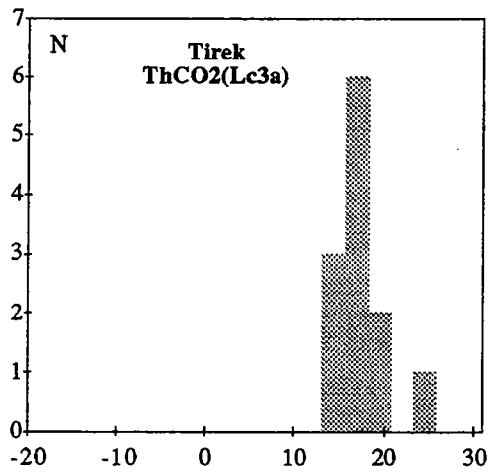
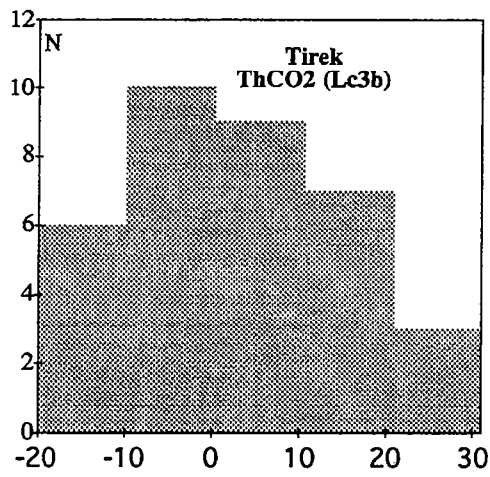
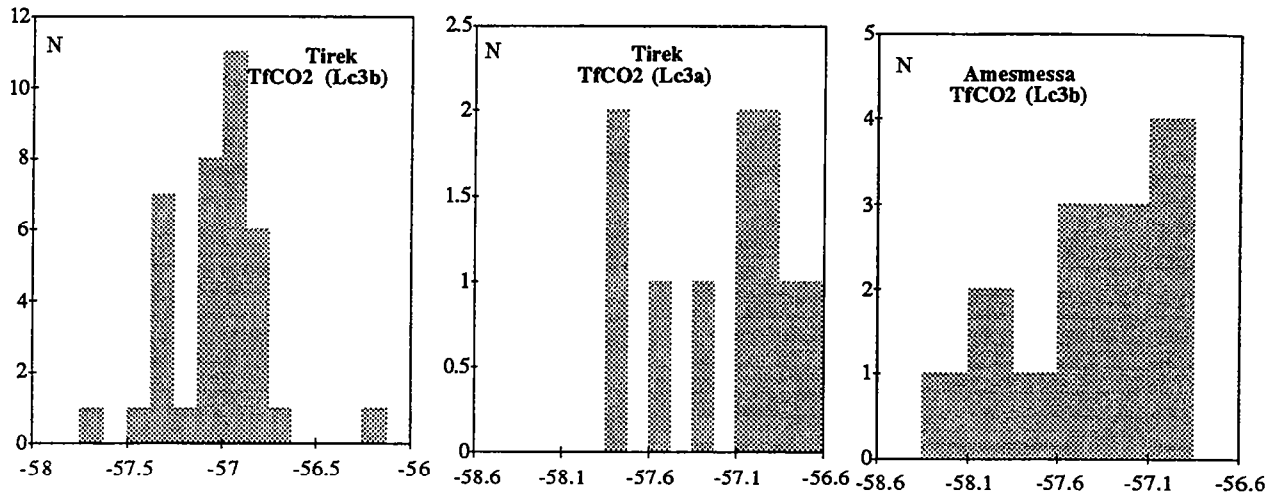


Figure V-12: Histogrammes des inclusions (Lc3) de Tirek et d'Amesmessa

Famille	N° IF	H	XH ₂ O	XCO ₂	XCH ₄	XN ₂	XNaCl
Lc-w3a (Ams)	14-L411-1	l	0,842	0,136	0,002	0,007	0,013
Lc-w3a (Ams)	14-2y-5	c	0,826	0,159	0,000	0,005	0,010
Lc-w3a (Ams)	14-2y-6	v?	0,873	0,112	0,000	0,004	0,011
Lc-w3a (Ams)	14-2y-7	v	0,766	0,215	0,000	0,009	0,010
Lc-w3a (Ams)	20-L411-4	l	0,863	0,121	0,000	0,005	0,012
Lc-w3b (Ams)	14-3w1-a1	l	0,839	0,144	0,001	0,004	0,012
Lc-w3b (Ams)	14-3w1-a4	l	0,841	0,144	0,001	0,000	0,014
Lc-w3b (Ams)	14-B4	l	0,838	0,148	0,000	0,004	0,009
Lc-w3b (Ams)	13-1A-5	v	0,650	0,312	0,000	0,032	0,007
Lc-w3b (Ams)	13-1A-6	v	0,525	0,426	0,000	0,044	0,005
Lc-w3b (Ams)	13-1A-7	l	0,844	0,134	0,000	0,014	0,009
Lc-w3b (Ams)	14-A-4	l	0,893	0,088	0,000	0,004	0,015
Lc-w3b (Tir)	A 321-7	v	0,464	0,496	0,000	0,040	0,005
Lc-w3b (Tir)	C 1-3	v?	0,628	0,361	0,000	0,011	0,002
Lc-w3b (Tir)	C 1-16	v	0,793	0,189	0,000	0,018	0,018
Lc-w3b (Tir)	C 1-17	v	0,781	0,203	0,000	0,016	0,017

Tableau V-7. Composition calculée des inclusions Lc-w3 des gisements d'Amesmesssa (Ams) et de Tirek (Tir). En gras, inclusions utilisées pour la microspectrométrie Raman. H: mode d'homogénéisation globale de l'inclusion (l: en phase liquide "aqueuse"; c: critique; v: en phase liquide "carbonique").

tableau V-6: il est clair que CO₂ est la phase dominante et que c'est essentiellement N₂ qui déprime les TfCO₂, les quantités de méthane observées étant extrêmement réduites.

En faisant l'hypothèse que, comme dans les inclusions analysées au Raman, c'est essentiellement N₂ qui déprime les TfCO₂ dans toutes les IF étudiées, il est possible de calculer d'autres compositions de la phase volatile à partir des données microthermométriques, en utilisant les diagrammes de Kerkhof Van den (1988). Comme le rapport CO₂/autres volatils est de toutes façons très élevé, la salinité a été calculée à partir des Tfcl en utilisant les données de Bozzo et al. (1975). Le **tableau V-7** donne ainsi la composition globale calculée d'un certain nombre d'IF Lc-w3 des gisements de Tirek et d'Amesmesssa.

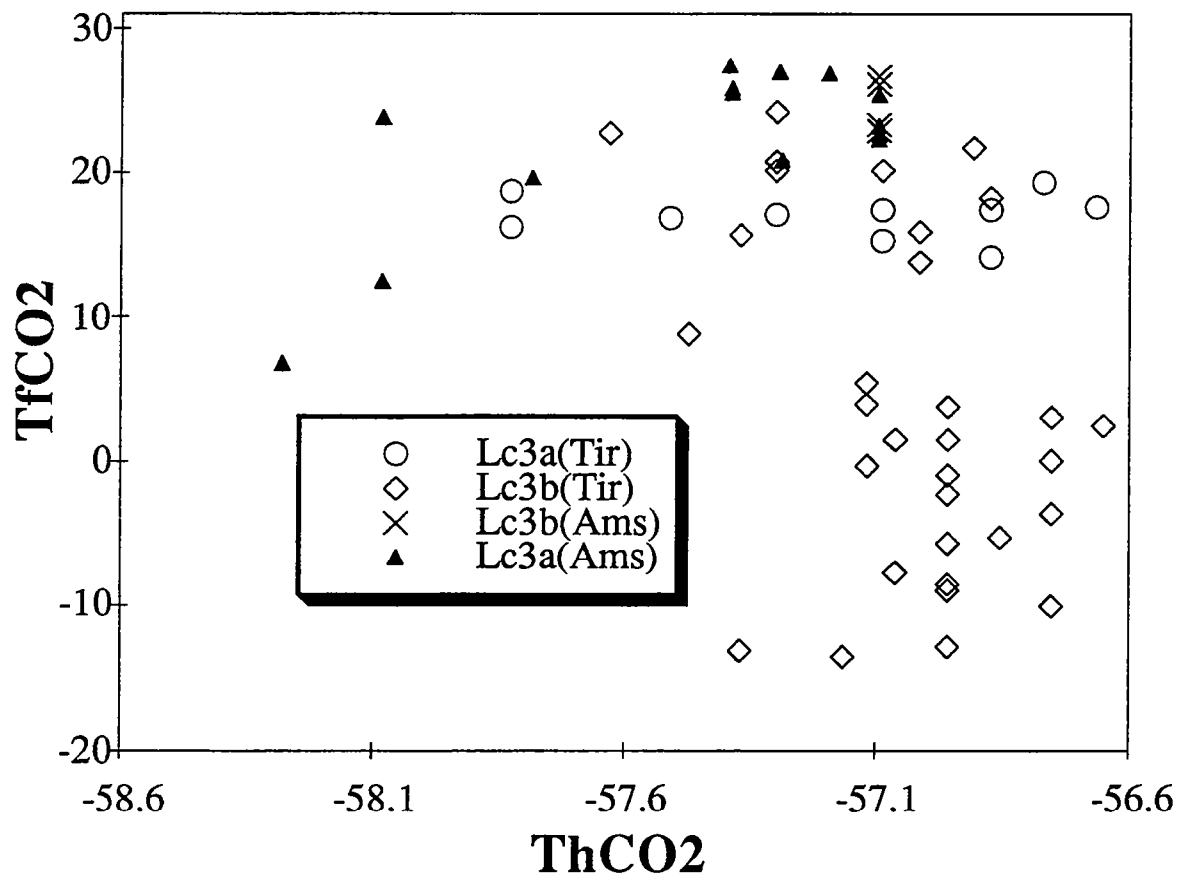


Figure V-13: Diagrammes de corrélations des Lc3 (Tirek et Amesmesssa)

La considération de ce tableau (V-7) et de la **figure V-14** montre que:

- il n'y a pas, à Amesmesssa, de différences significatives entre les Lc-w3 a et b: il s'agit bien des mêmes fluides;

- à une exception près (Tir C 1-3), on peut regrouper toutes les IF en deux ensembles définis par leur salinité et la composition de la phase volatile: un groupe à faible salinité et à rapport $X'CO_2$ sur l'ensemble des volatils ($X'CO_2$) inférieur ou égal à 0,93 et un groupe à salinité plus prononcée et à $X'CO_2 \geq 0.93$;

- il y a de fortes variations de la teneur en eau, qui opposent globalement les IF de Tirek, moins riches en eau, à celles d'Amesmesssa; il y a probablement là un biais d'échantillonnage. En revanche, on constate que les variations de la teneur en eau concernent les deux groupes précédemment définis et il semble possible de définir deux tendances évolutives (A et B sur la figure V-14):

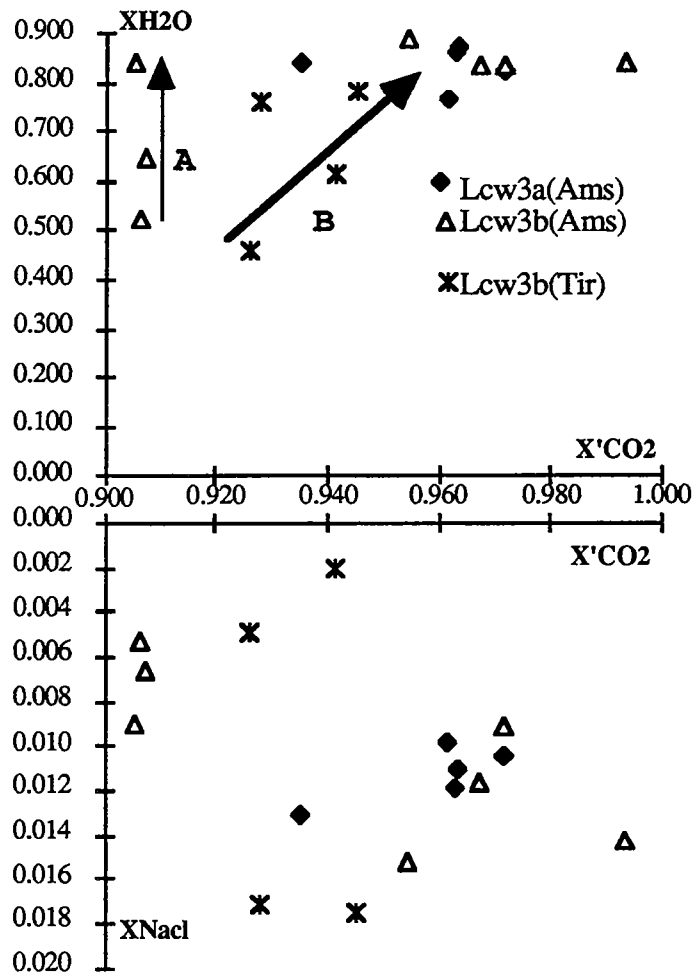


Figure V-14: Evolution de la composition des Lc-w3 de Tirek et d'Amesmesssa

- tendance A: "dilution" d'un fluide (aquo-) carbonique par un fluide aqueux faiblement salé, à $X'CO_2$ constant, autour de 0.91-0.92;

- tendance B: "dilution" d'un fluide (aquo-) carbonique à $X'CO_2$ plus élevé compris entre 0,94 et 0,96 par un fluide aqueux plus salé: une faible diminution de la salinité semble corrélée à une faible augmentation de $X'CO_2$ quand XH_2O croît.

Interprétation

Il semble difficile d'attribuer les observations effectuées à des phénomènes d'étranglement post-piégeage, dont on ne voit pas bien, en effet, comment ils feraient covarier salinité, composition de la phase volatile et teneur en eau, de la façon constatée.

Dans la mesure où les valeurs reportées dans la **figure V-14** sont bien représentatives (il est clair que plus de mesures seraient nécessaires pour en être pleinement assuré), les données précédentes s'interprètent bien dans un modèle de mélange à quatre pôles:

- deux fluides aqueux, respectivement peu (W3a) et modérément (W3b) salés;
- deux fluides (aquo-carboniques), à X'CO₂ respectivement "bas" (C3a) et élevé (C3b).

Dans le cadre d'un tel modèle, l'existence des IF de type Lc3 ou Lw-c3 s'explique facilement:

- les Lc3 pourraient représenter les pôles (aquo-) carboniques de ces mélanges. On notera, de ce point de vue, que les deux modes de l'histogramme des TfCO₂ de ces fluides (voir **figure V-12**) correspondraient bien, respectivement, le mode autour de -58°C, à C3a; et le mode autour de -57°C (le mieux représenté), à C3b;
- les Lw-c3, au contraire, représenteraient des termes particulièrement dilués de ces mélanges (vraisemblablement, de la tendance I, à en juger par la faible salinité de ces fluides indiquée par leur Tfcl élevée).

Un dernier problème concerne la flèche du temps de ces mélanges.

En l'absence de relations d'intersection entre PIF, la seule indication chronologique est donnée par la distinction entre Lc-w3a, dans des PIF "enracinés" dans les quartz Q₁, et Lc-w3b, confinées dans les Q₁ "lavés" (cf. **figure V-4**); il semble possible d'en déduire la postériorité des Lc-w3b par rapport aux Lc-w3a.

En ce qui concerne la tendance B au moins, il en résulterait donc que les fluides aquo-carboniques circulant dans les quartz "lavés" deviennent au cours du temps de plus en plus riches en volatils (et en volatils autres que CO₂ -en l'occurrence, essentiellement N₂).

3.2.4. Les fluides minéralisateurs (WIII)

Les fluides aqueux du cycle III sont représentés par des IF contenues dans des PIF sécants sur les quartz Q1 "lavés" (Lw3a), sans doute plus précoces que les inclusions confinées dans les quartz limpides Q4 ou les sphalérites (Lw3b); ces dernières n'ont pu être mesurées que dans les échantillons du gisement d'Amesmesssa. Il s'y ajoute une génération mal calée, mais qui pourrait être associée à la pyrite, dans le gisement de Tirek (Lw3p).

Famille	Tmi (°C)	Th (°C)	% éq. NaCl
Lw3a (Tir)r	-26 à -5	150 à 380	26,0 à 7,9
Lw3b (Ams)	-6,6 à -0,2	122 à 230	? à 0,4
Lw3p (Tir)	-2,8 à 0,6	140 à 380	4,6 à 0,0

Tableau V-8. Caractéristiques microthermométriques des IF représentatives des fluides WIII des gisements de Tirek (Tir) et d'Amesmesssa (Ams).

3.2.4.1 Microthermométrie

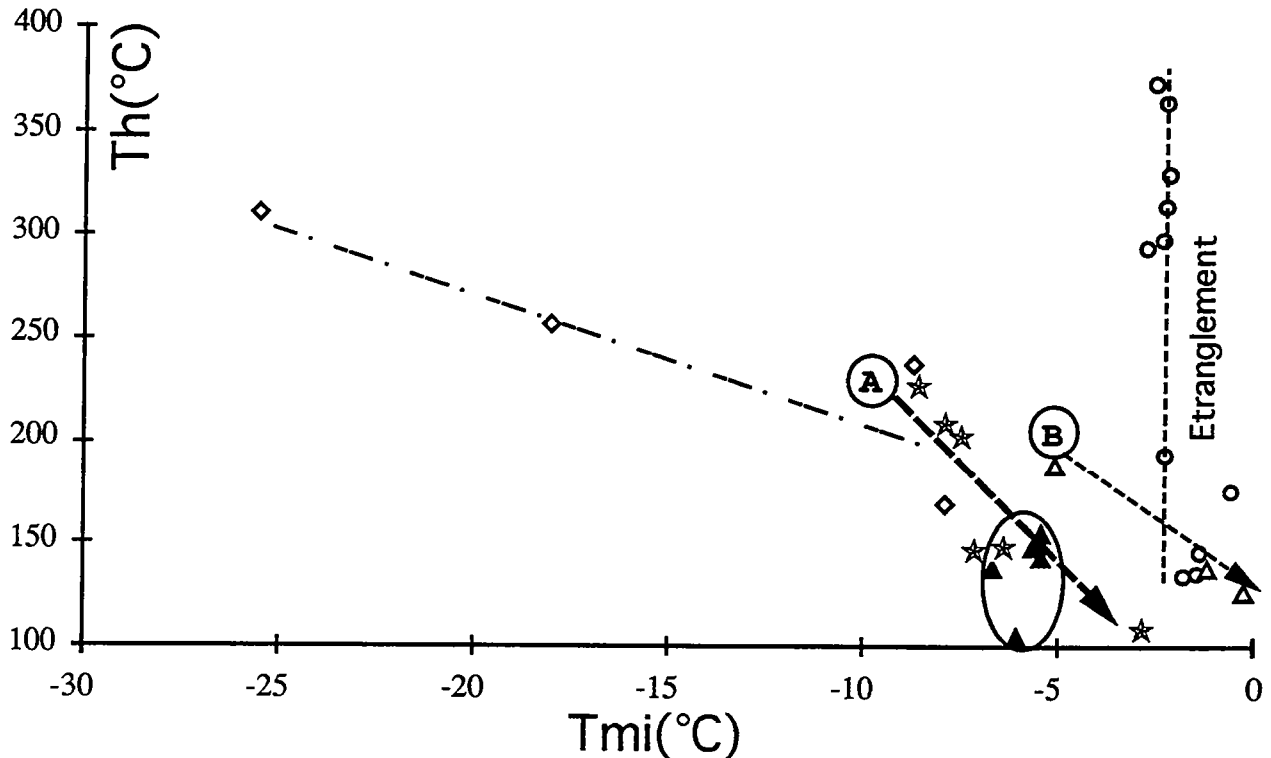
Les inclusions Lw3a se caractérisent par des Tmi basses et des Th élevées (**tableau V-8**), ainsi que par des températures "de première fusion de la glace" légèrement inférieures à -30°C: ces fluides appartiennent donc à un système plus complexe que H₂O-NaCl, incluant des cations bi- ou tri-valents (Ca²⁺, Mg²⁺, Fe³⁺), sans que l'on puisse être plus précis, faute d'une réelle mesure de la température eutectique Te.

Les inclusions Lw3b sont trop petites pour que l'on y voie la glace (les Tmi sont mesurées indirectement par l'observation du petit mouvement caractéristique de la petite bulle de gaz revenant à sa position d'équilibre après avoir été entraînée par le dernier glaçon en train de fondre), de sorte qu'aucune indication sur la valeur de Te n'est disponible. Ces inclusions sont caractérisées par des Tmi modérées à hautes, et par des Th moyennes (**tableau V-8**).

Les inclusions Lw3p n'ont été trouvées que dans un seul PIF voisin d'une plage pyriteuse dans le gisement de Tirek, ce qui laisse supposer que ce type de fluides pourrait être pénécotemporain de la formation de la pyrite. Les phénomènes d'étranglement sont extrêmement développés, ce que traduit l'extrême dispersion des Th, pour des Tmi dans l'ensemble élevées (**tableau V-8**).

3.2.4.2. Composition

Ces inclusions ont été modélisées dans le système H₂O-NaCl, ce qui permet le calcul d'une salinité équivalente avec les données de Potter et al. (1978), et les résultats sont donnés dans le **tableau V-8**. On y constate notamment que certaines inclusions Lw3a contiennent de véritables saumures, proches par leur composition des saumures Lw2.



Légende: Tirek: losange vide: Lw3a, cercle vide: Lw3 p. Amesmessa: Triangle plein: Lw3b (dans sphalérite); triangle vide et étoile (2 plages Lw3b dans Q4)

Figure V-15: diagramme Th-Tmi des inclusions fluides aqueuses liées aux minéralisations (Lw3)

Interprétation

Le diagramme Th-Tmi (**figure V-15**) montre une ébauche de tendance évolutive (qu'il faudrait pouvoir confirmer par un plus grand nombre de mesures). Plus précisément, il semble qu'on puisse distinguer deux lignes de mélange anisotherme à partir de fluides chauds, riches en sels (saumures W3a) avec: d'une part, une tendance générale à la dilution de W3a par des fluides W3c froids et très peu salés (A sur la **figure V-15**); et d'autre part, l'intervention d'un fluide froid mais plus salé, conduisant à la tendance de mélange B de la **figure V-15**: c'est ce dernier processus qui accompagnerait le dépôt des sulfures (sphalérite

et galène) et de l'or, puisque le piégeage des inclusions Lw3 a et b encadre le processus de minéralisation.

Il est intéressant de noter que les inclusions Lw3p peuvent être rattachées à la famille W3c, si l'on fait abstraction des effets du très important phénomène d'étranglement qui les affecte et conduit à une extrême dispersion de leurs Th (figure V-15).

3.3. Thermobarométrie: le chemin P-T-t

Les inclusions fluides donnent accès aux conditions P et T de leur formation par l'intermédiaire de la détermination de leurs densités, c'est-à-dire de leurs isochores. Ceux-ci peuvent être approchés par le calcul, à partir des mesures microthermométriques et de modèles adéquats. On utilise les équations de Bowers et Helgeson (1983) pour les inclusions aquo-carboniques, qui sont modélisées dans le système H₂O-NaCl-CO₂ (ce qui semble une bonne approximation dans le cas présent, où la phase volatile est effectivement dominée par CO₂). La principale cause d'erreur vient ici des incertitudes sur la valeur de R_c et les estimations de pression à partir de ces isochores sont rarement plus précises qu'à ±0,5 kbar. On utilise les données de Zhang et Frantz (1987) pour les inclusions aqueuses, modélisées dans le système H₂O-NaCl. Les calculs ont été effectués à partir de programmes mis au point par Dubois (1993) au CRPG-CNRS (Nancy).

La connaissance des isochores donne accès aux conditions minimales de piégeage (T et P d'homogénéisation); une estimation du couple P-T de piégeage demande des informations complémentaires, soit sur la température, soit sur la pression et ne peut donc être effectuée qu'au cas par cas. C'est l'objet des § qui suivent.

3.3.1. *Les fluides CWII*

Les isochores des fluides CWII ont été calculés pour des inclusions Lc-w2 et pour des inclusions Lc2, en assimilant ces dernières à des fluides carboniques purs; ils sont présentés sur la figure V-16. En l'absence de mesures de Th pour certaines inclusions Lc-w2, la position approximative de la courbe univariante liquide/liquide + vapeur a été extrapolée à partir des données de la littérature.

Deux faisceaux d'isochores, relatifs aussi bien à des Lc-w2 qu'à des Lc2, apparaissent sur la figure V-16, l'un plus dense que l'autre. Compte-tenu des modifications post-piégeage qu'ont manifestement subi les inclusions du groupe

CWII, il semble naturel d'admettre que les isochores de plus faible densité représentent des inclusions rééquilibrées; l'alternative serait que la circulation des fluides CWII se soit accompagnée d'une forte chute de pression, ce qui ne paraît pas très probable.

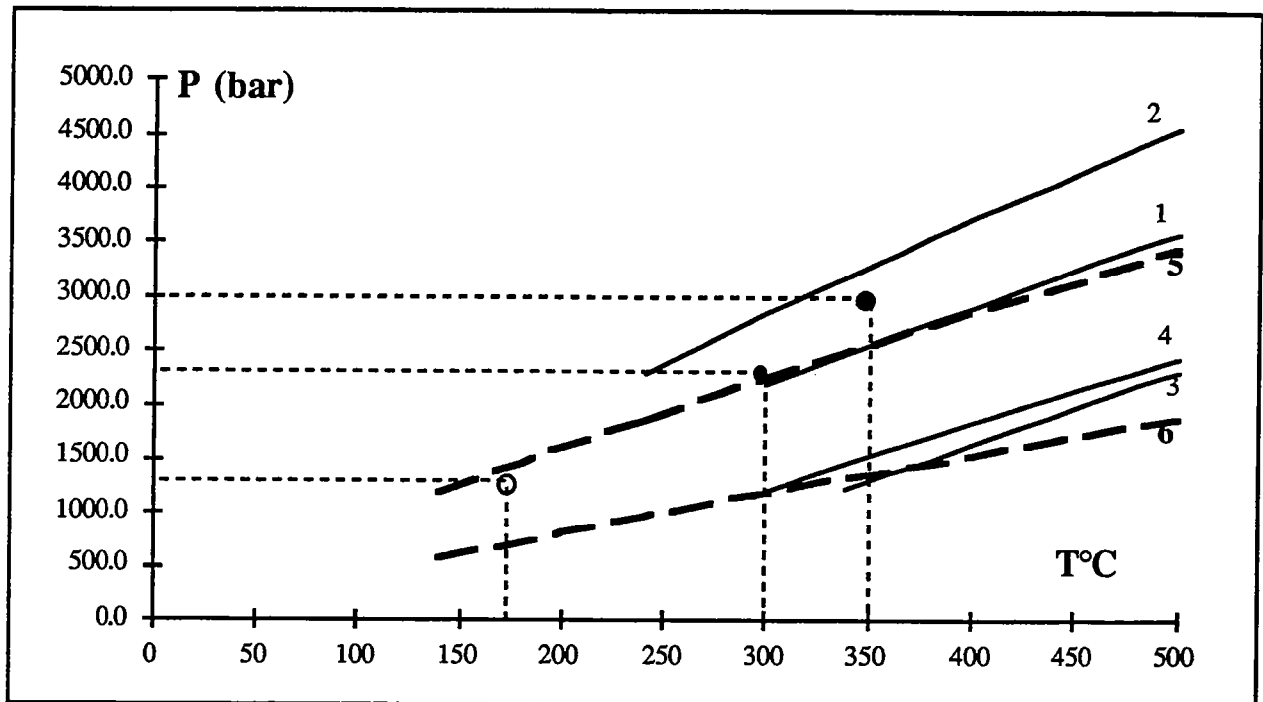


Figure V-16 Isochores des Lc-w2 et Lc2 (Tirek)

N° des inclusions : Lcw2 (1: A321-78, 2:A321-79, 3: C1-14, 4: g1). Lc2 (5: A321-66, 6: A321-66)

Des pressions supérieures à 1kbar sont indiquées par les isochores denses des fluides Lc-w2. Une estimation de la pression de piégeage est possible si l'on fait l'hypothèse que le système hydrothermal ne s'est pas sensiblement refroidi depuis le stade des bérésites. Celles-ci se sont développées entre 350° et 300°C (voir supra, § 2.2.5., partie IV), ce qui correspond à des pressions comprises entre 2,5 et 3 ($\pm 0,5$) kbar (figure V-16). Des pressions plus faibles seraient naturellement obtenues si la températures était plus basse. elles seraient encore de l'ordre de 2 kb à 250°C; mais si l'on supposait que la pression au moment de la circulation des fluides CWII était de l'ordre de celle qui caractérise l'épisode

suivant (nous verrons au § 3.3.2 qu'elle est alors de 1,4 kb), on trouve des températures de l'ordre de 170 ($\pm 30^\circ\text{C}$).

3.3.2. Les fluides WII

Les isochores des saumures Lw2 sont présentés sur la **figure V-17** pour les gisements de Tirek (**figure V-17a**) et d'Amesmessa (**figure V-17b**). Leur utilisation à des fins thermobarométriques demande des informations supplémentaires.

Celles-ci peuvent être trouvées dans les données relatives à la minéralogie des filons de quartz: nous avons vu, en effet, que les séricites des filons d'Amesmessa avaient enregistré, par rapport à leurs homologues des bérésites, une chute de pression et une augmentation de température, jusqu'à au moins 360°C (cf. supra, 2.4.4.1, partie IV). A quel événement hydrothermal peut-on rattacher cet épisode de réchauffement ? Il ne peut s'agir que d'un événement: (i) postérieur à la dernière déformation ductile; (ii) antérieur à la formation des stylolithes, dans lesquels on trouve une illite dont la composition indique une température de formation de 260°C ; (iii) entièrement circonscrit aux veines de quartz; et (iv) suffisamment pénétratif pour permettre un réchauffement significatif du quartz et des minéraux qu'ils contient. Seule la percolation massive des fluides Lw2 dans leur réseau dense de microfissures cicatrisées paraît répondre à l'ensemble de ces conditions.

Il s'ensuit donc que des températures d'au moins 360°C ont été atteintes par ces fluides Lw2. Une estimation des conditions thermobarométriques est alors possible à partir des données de Tirek: il est en effet hautement probable que le rééquilibrage de certaines inclusions Lc-w2 et Lc2 de ce filon ait été le résultat du réchauffement induit par la percolation des Lw2, aussi intense à Tirek qu'à Amesmessa. L'examen de la **figure V-17a** montre que les isochores de ces inclusions rééquilibrées, qui indiquent donc les conditions de leur remaniement, intersectent les isochores des inclusions Lw2 de Tirek aux environs de 350°C et 1,4 kbar, ce qui paraît raisonnable.

Il est peu vraisemblable que la pression ait été, à Amesmessa, significativement inférieure à celle qui régnait à Tirek. On peut donc appliquer aux isochores d'Amesmessa l'estimation de 1,4 kbar effectuée à Tirek, qui donne alors une température maximale de 390°C (**figure V-17b**), qui paraît encore acceptable, bien qu'un peu élevée. Si l'on s'imposait de ne pas dépasser 360°C , la pression estimée ne serait plus que 1kb, ce qui correspondrait à Tirek à des températures sensiblement plus basses; ce n'est pas impossible: toutefois, l'interprétation des isochores des fluides CWIII, plus tardifs, conduit aussi à estimer une pression de l'ordre de 1,4kb à Amesmessa (voir § suivant).

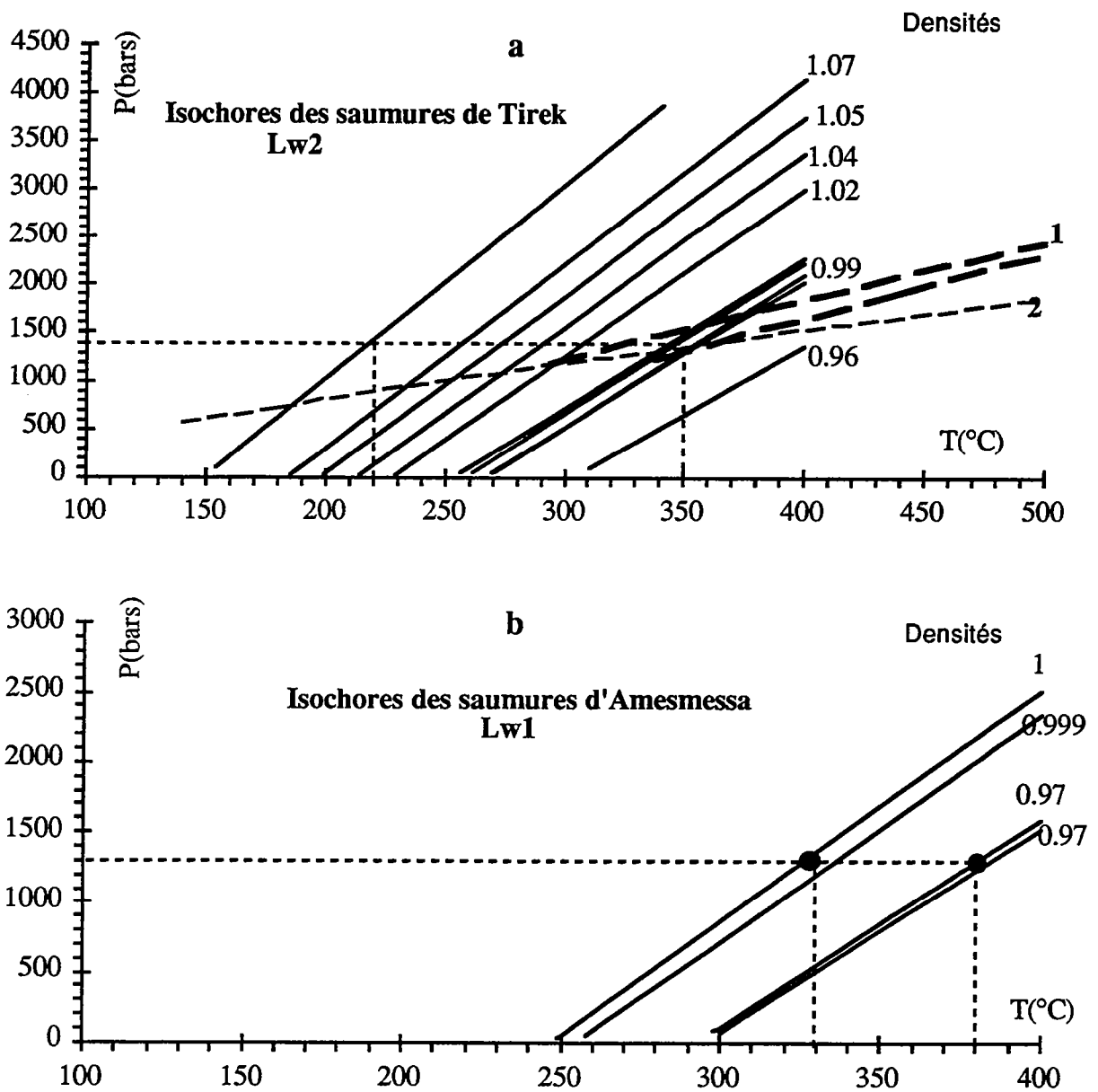


Figure V-17: Isochores des inclusions fluides LW2.

a. de Tirek (1 et 2: isochores des IF. CWII rééquilibrées:1: Lc-w2; 2: Lc2);

b. Amesmessa (voir texte).

Dès lors, la prise en compte de l'ensemble des isochores permet de déduire une évolution décroissante de la température à partir du pic de réchauffement, jusqu'à 330°C à Amesmessa et à 230°C à Tirek. Ces valeurs se comparent favorablement avec la température de 260°C enregistrée par l'illite d'Amesmessa dans un stylolithe développé postérieurement à la circulation des Lw2 (voir supra, 2.4.4.2, partie IV).

Une dernière question se pose: à quelle profondeur ont eu lieu ces circulations? La pression estimée ne peut être que lithostatique, ou supralithostatique si on admet que les fluides sont en légère surpression (ce qui est en accord avec l'existence de fracturations hydrauliques), soit une profondeur de 5,2 km (plith = 1,4 kb) ou 4,4 km (plith = 1,2 kb).

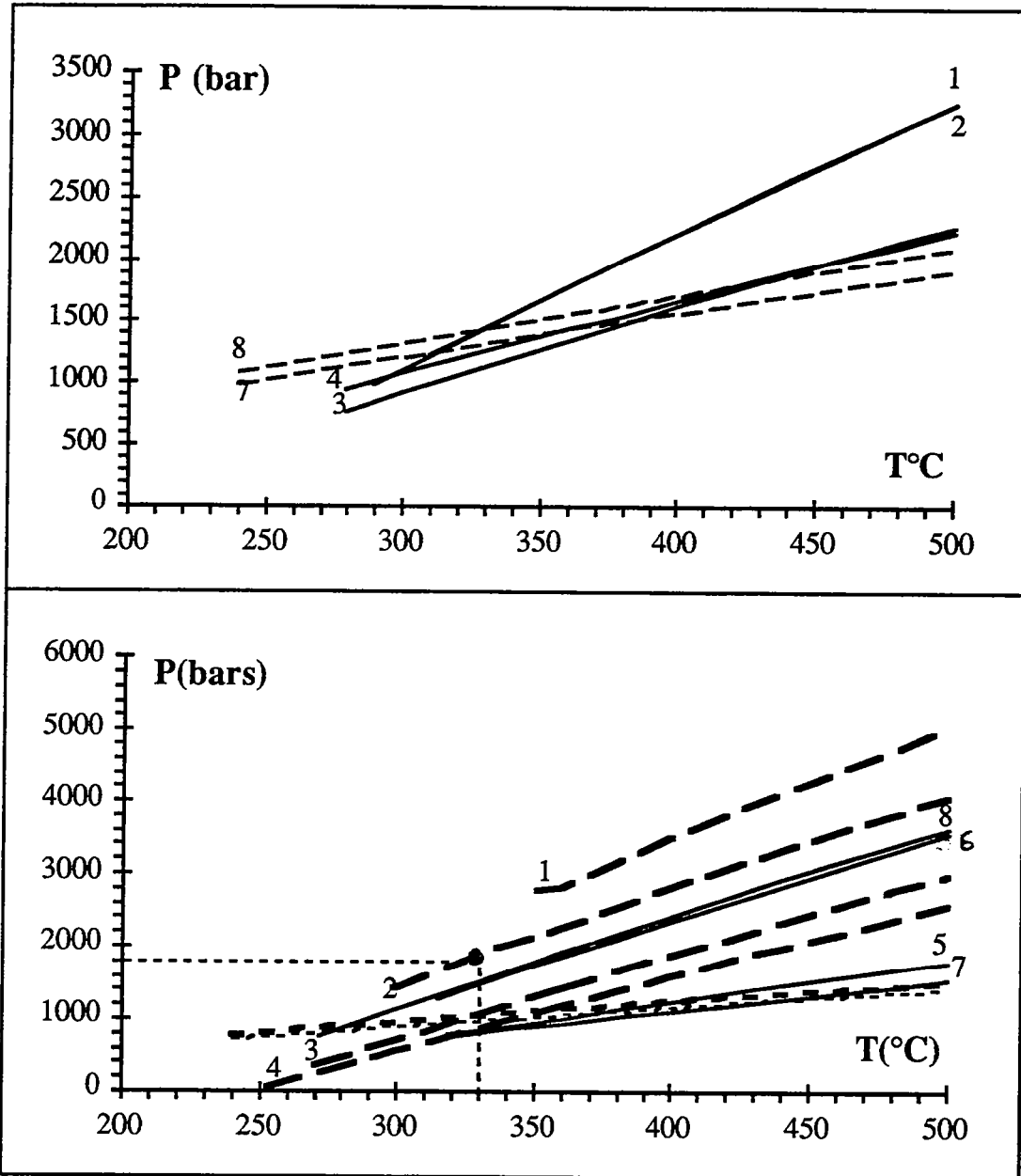
3.3.3. *Les fluides CWIII*

Les isochores des inclusions Lc-w3 et Lc3 (calculés pour ces dernières en les assimilant à des fluides purement carboniques) sont présentés sur la **figure V-18** pour les gisements de Tirek (**figure V-18a**) et d'Amesmessa (**figure V-18b**).

Pour cette génération de fluides, une estimation indépendante des conditions de piégeage peut être obtenue en considérant les domaines d'intersection des isochores des deux types d'inclusions Lc3 et Lc-w3, qui sont en effet (péné)contemporaines:

- pour les inclusions de Tirek (**figure V-18a**), cette intersection est bien définie en pression et livre une estimation de 1,4 kbar pour une température de $335 \pm 25^\circ\text{C}$; cette pression est remarquablement semblable à celle que l'on a estimée au § précédent pour la circulation des fluides Lw2;

- pour les inclusions d'Amesmessa (**figure V-18b**), en revanche, les isochores sont beaucoup plus divergents et cette intersection est beaucoup moins bien définie. Il faut sans doute considérer ici que beaucoup d'isochores sont perturbés, ce que l'on pourrait mettre en relation avec le fait que, à la différence de ceux de Tirek, les quartz "lavés" d'Amesmessa étudiés ici sont étroitement associés avec les microfissures minéralisées. Comme nous le verrons au § suivant, il y a en effet des raisons pour penser qu'à proximité immédiate des circulations des fluides minéralisateurs, les IF CWIII pourraient, au moins partiellement, se rééquilibrer.



Légende : A- Tirek : (Trait continu fin \rightarrow Lcw3b; trait discontinue fin $--\rightarrow$ Lc3b)
 Amesmesssa: N° 1 à 4 : Lcw3a; de 5 à 8: Lcw3b. trait en pointillé gras $--\rightarrow$ Lc3a; trait en pointillé fin $--\rightarrow$ lc3b.

Figure V-18: Isochores des fluides CwIII d'Amesmesssa (1 est interprété comme résultant d'un étranglement; 3,4,5 et 7 sont les IF rééquilibrées. voir texte)

Si l'on adopte cette hypothèse, il faut considérer les isochores les moins denses comme appartenant à des IF rééquilibrées et ne plus considérer que les isochores les plus denses. On peut alors, en adoptant la même pression que celle qui a été estimée à Tirek, déterminer des températures de piégeage comprises entre 300° et 330°C (**figure V-18b**). On remarquera que, dans tous les cas de figure, le domaine d'intersection des isochores Lc3 et Lc-w3 définit une pression autour de 1,2 à 1,4 kbar, ce qui conforte singulièrement l'estimation précédente.

Au total, il semble légitime de conclure que les fluides CWIII ont circulé dans la ZCEO à des pressions similaires à celles des fluides Lw2 qui leur sont antérieurs et à des températures du même ordre, quoique plus faibles.

Il y aurait donc eu un net réchauffement au début du cycle minéralisateur. On peut toutefois se demander si ce retour à des conditions chaudes n'aurait pas dû perturber les systèmes antérieurs et, notamment, si une telle conclusion est bien compatible avec la préservation d'une illite de "basse" température dans les joints stylolithiques ? Il est possible de répondre par l'affirmative, en remarquant que l'emprise spatiale des quartz "lavés" est fort limitée, ce qui empêche très vraisemblablement la propagation des fluides CWIII de réchauffer durablement les quartz encaissants; on notera à ce propos que de très forts gradients de température ont été démontrés dans des systèmes hydrothermaux caractérisés par la circulation de fluides chauds dans des fissures discrètes (Meunier et al., 1990).

Une dernière question se pose: à quelle profondeur ont eu lieu ces circulations? La pression estimée ne peut être que lithostatique, ou supralithostatique si on admet que les fluides sont en légère surpression; soit une profondeur de 5,2 km (Plith = 1,4 kbar) ou 4,4 km (Plith = 1,2 kbar).

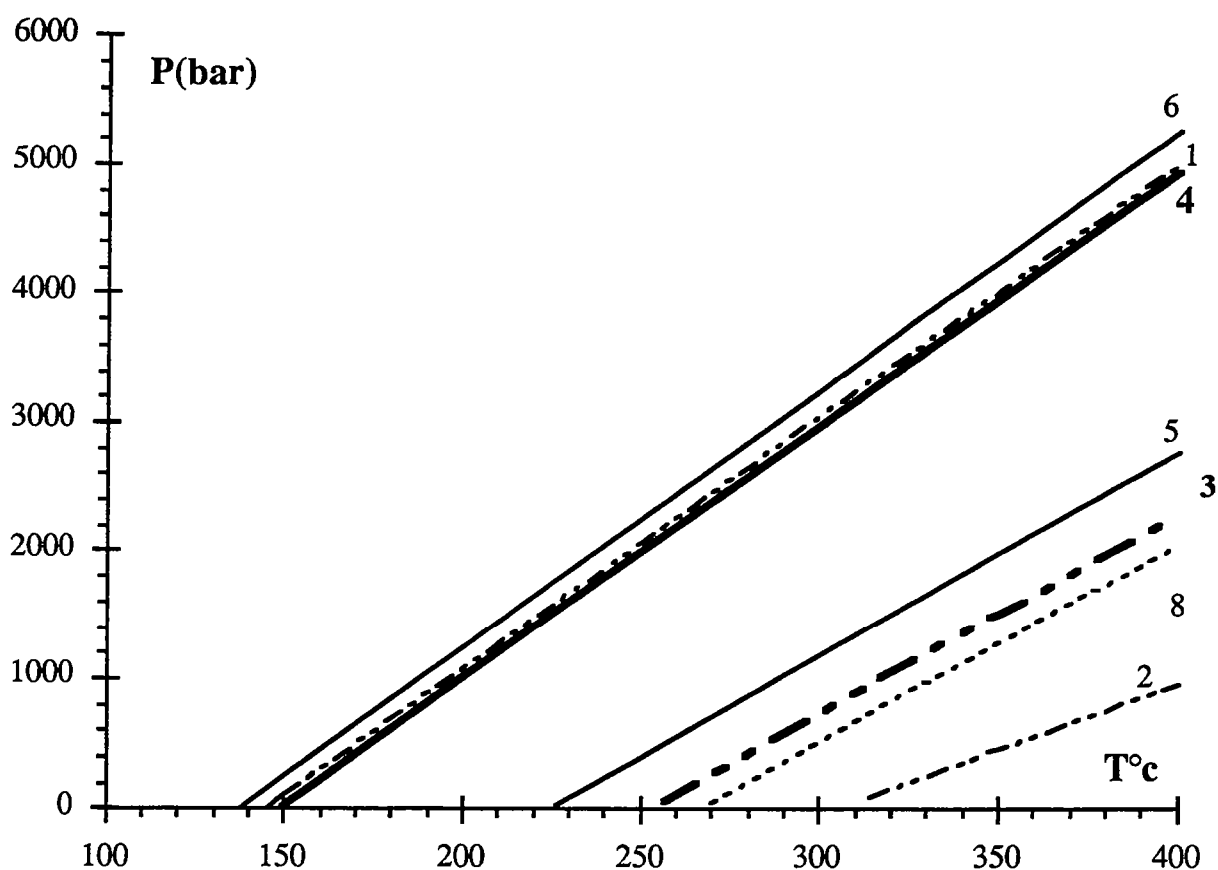
3.3.4. Les fluides WIII

Les isochores des inclusions Lw3 de Tirek et d'Amesmessas sont présentés sur la **figure V-19**. Leur utilisation à des fins thermo-barométriques demanderait une estimation indépendante de P ou de T, qui n'est pas directement disponible. Deux approches sont alors possibles: d'une part, un raisonnement indirect; d'autre part, la confrontation avec les données géologiques.

3.3.4.1 Raisonnement indirect

D'une part, les relations texturales des sulfures et de l'or, auxquels sont associées les IF Lw3, ont suggéré deux conclusions: (i) que les circulations des

CWIII et des WIII se soient enchaînées dans le temps; (ii) que la pression ait chuté par rapport aux épisodes précédents et que, de lithostatique qu'elle était, elle soit devenue hydrostatique (voir supra, *). En supposant que la profondeur n'ait pas beaucoup varié (une hypothèse plausible, si l'on considère le point (i)), cela donnerait, en admettant une densité moyenne de 2.7 pour les roches surincombantes, une pression de l'ordre de 0.5 kbar. La figure V-19 montre alors que les températures correspondantes évolueraient de 330°C à 160°C, ce qui ne paraît pas déraisonnable.



Légende: Tirek- 1 et 2 (Lw3p); 3 (Lw3b). Amesmessa- 4(Lw3b dans sphalérite); 5 et 6 (Lw3b dans Q4) 8 (Saumure)

Figure V-19: Isochores des LW3

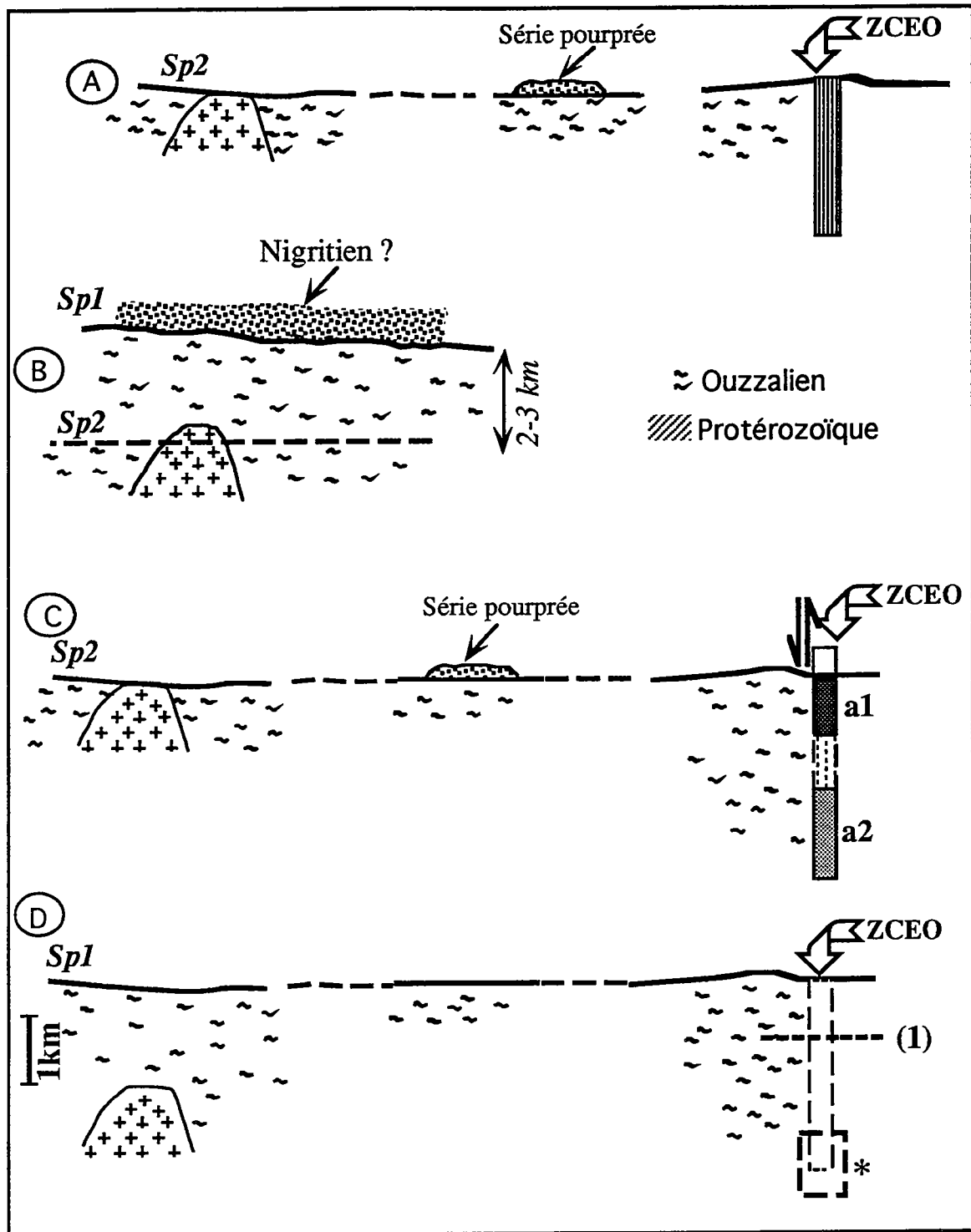


Figure V20: Estimation de la position des sites minéralisés de la ZCEO par rapport aux surfaces d'érosion post-panafricaine (voir texte)

A- Contexte géologique actuel, γ_T (granite Taourirt)

B- Superposition de deux surfaces d'érosion post-panafricaine (Sp1 et Sp2)

C- Nécessité de mouvements verticaux post Sp2 le long de la ZCEO.

a1 position actuelle du gîte d'Amesmessa; a2 position initiale par rapport à Sp2

D- Position du gîte d'Amesmessa (*) par rapport à Sp1 au moment de la formation. (1) ancienne limite fragile/ductile de la ZCEO active;

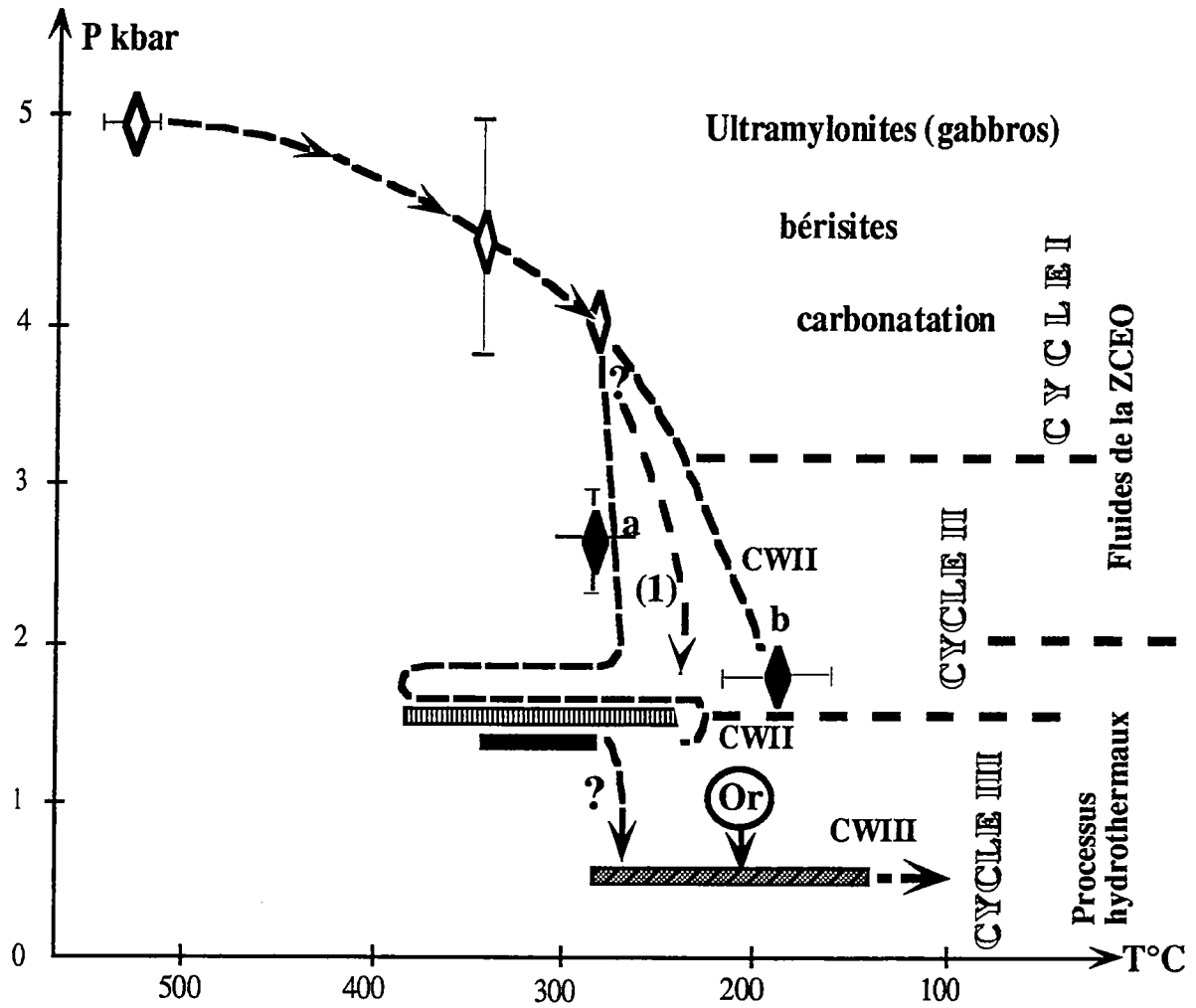


Figure V-21. Tentative de reconstitution du chemin P.T.t de la ZCEO. a, b deux estimations extrêmes pour les conditions de la circulation des fluides CWII. (1) Chemin moyen

De plus, on observera que, si la température est (localement, à une faible distance des microfissures à sulfures ou à or) maintenue à plus de 300°C tandis que chute la pression, des perturbations se font nécessairement sentir dans les IF aquo-carboniques antérieures, ce qui est bien ce que l'on croit observer (voir le § précédent).

Mais, d'autre part, si l'on considère que la pression est restée lithostatique, la **figure V-19** indique alors des températures initiales qui peuvent atteindre 400°C, ce qui semble plus contestable, en particulier parce que, à cette pression, les effets en seraient moins sensibles sur les IF aquo-carboniques.

3.3.4.2. Les données de la géologie

Si l'on admet les conclusions de la discussion précédente, l'or et les sulfures qui l'accompagnent se seraient déposés à des profondeurs importantes, comprises entre environ 4.5 et 5 km. Est-ce compatible avec les données de la géologie ?

(i) Existence de surfaces d'érosion superposées dans la région de l'In Ouzzal

Sur le bloc In Ouzzal voisin de la ZCEO, la surface topographique actuelle est, à la centaine de mètres près, proche de la surface d'érosion infra-tassilienne, elle-même peu différente d'une surface d'érosion post-panafricaine, comme le montrent de petits affleurements tabulaires de formations grésopélitiques attribuables à la "série pourprée" dans la région de Lardjane (voir figure IV-5 et IV-9). Cette observation est, néanmoins, apparemment contradictoire avec la présence, pratiquement au même niveau d'érosion, de petits massifs de granites du type Taourirt, affleurant à proximité du la ZCEO (au Nord-Ouest du gisement d'Amesmess) (**figure V-20 a**).

On peut lever cette contradiction à l'aide des considérations suivantes :

- il y a au moins deux générations de granites Taourirt; ceux qui nous intéressent ici sont vraisemblablement apparentés à ceux du Nord de l'Adrar des Iforas, mis en place au plus tard à 543 ± 9 Ma (Fabre et al., 1988), tandis qu'au NW de l'In Ouzzal (région d'In-Zize), les granites Taourirt se mettent en place à 530 ± 10 Ma (Allègre et Caby, 1972), un âge qui se compare favorablement avec l'âge des derniers granites Taourirt du Hoggar central (525 ± 2 Ma, Cheilletz et al., 1992);

- chacune de ces générations est associée à une surface de discordance post-panafricaine, recouverte par des dépôts molassiques rouges : nigritien dans l'Adrar des Iforas (Fabre, 1988); série pourprée à In Zize (Caby, 1987);

Il semble donc que deux surfaces d'érosion post-panafricaines se soient succédées dans la région du Sud de l'In Ouzzal qui nous intéresse ici (**figure V-20b**):

- une première surface (Sp1) sous laquelle se sont installés les granites Taourirt, à une profondeur n'excédant pas 2 à 3 km, par référence à ceux (plus tardifs, mais de pétrologie semblable) d'In Zize;

- une deuxième (Sp2), tronquant les granites, sur laquelle se déposent les formations molassiques de la série pourprée aujourd'hui visibles à Lardjane (à 20 km au nord d'Amesmessas); c'est cette surface Sp2 qui diffère peu de la surface infra-tassilienne.

- entre les deux, d'importants mouvements verticaux, d'une amplitude n'excédant pas 2-3 km, ont affecté l'In Ouzzal.

(ii) Position des sites minéralisés par rapport à ces paléosurfaces

Il est essentiel de noter ici que les molasses de la série pourprée autour de la ZCEO ne contiennent pas de paléoplacers d'or: les recherches de l'EREM n'en ont en tout cas pas mis en évidence. Ce fait semble d'autant plus significatif que: (a) les molasses de la série pourprée au Mali remanient l'or des shear-zones birrimiennes (*Milési et al. 1989*); (b) les grès des Tassili remanient l'or de la ZCEO (*rapport ORGM inédit, 1989*).

L'interprétation la plus évidente est que l'or se soit déposé à une profondeur suffisante pour que l'érosion responsable de la surface Sp2 ne le mette pas à l'affleurement. Cette conclusion n'est pas incompatible avec la position actuelle des sites d'Amesmessas et de Tirek à proximité de cette surface Sp2 (**voir figure V-20a**), car on sait que des mouvements verticaux tardifs, dont certains sont clairement post-tassiliens (J.-M. Bertrand, comm. pers.), ont affecté la ZCEO. L'amplitude de ces mouvements tardifs n'est malheureusement pas connue (**figure V-20c**). Il semble en tout cas peu probable que l'érosion ait beaucoup entamé le gisement d'Amesmessas, dont on sait qu'il se prolonge à plus de 500 m sous la surface actuelle.

Par conséquent, par rapport à la surface Sp1, le site où se sont formés les gisements était à une profondeur de 2 à 3 km, augmentée de cette remontée tardive inconnue (**figure V-20d**). Nous savons par ailleurs que, par rapport à une surface de référence inconnue, ce site, au moment de la circulation des fluides CWIII, c'est-à-dire juste avant le développement du phénomène minéralisateur, était à une profondeur comprise entre environ 4,5 et 5 km. Il est naturel d'identifier ces deux surfaces et de conclure que, par rapport à la surface Sp1, le site des minéralisations était initialement à cette profondeur de 4,5-5 km.

La remontée différentielle totale des sites minéralisés depuis cette position initiale serait donc de l'ordre de 2 km, dont une partie, au moins, serait postérieure à la minéralisation. Il reste toutefois la possibilité que la remontée ait eu lieu en partie au moment de la minéralisation, sous l'effet d'une tectonique active (qui pourrait par ailleurs expliquer la transition lithostatique-hydrostatique que suggèrent les données). La minéralisation elle-même s'est donc peut-être formée à une profondeur moindre.

3.3.4.3. Conclusion: profondeur et température de la minéralisation aurifère

Les deux approches utilisées convergent pour rendre plausible la conclusion suivante : les minéralisations auro-sulfurées se sont développées à une profondeur pluri-kilométrique, sous une pression infra-lithostatique.

Par excès, cette profondeur est de l'ordre de 4,5 à 5 km ; par défaut, cette pression est de l'ordre de 0,5 kbar, ce qui implique des températures comprises entre 330° et 160°C pour les fluides minéralisateurs.

Enfin, si l'on en juge par les isochores des IF secondaires strictement incluses dans la sphalérite (c'est-à-dire ne débordant pas dans le quartz limpide et donc à valeur probable d'IF pseudo-secondaires), la minéralisation elle-même a lieu à "basse" température, autour de 200°C.

3.3.5. Synthèse: le chemin P-T-t de la ZCEO

Malgré les hypothèses qui conditionnent les déterminations précédentes et les incertitudes qui les marquent, l'unité des manifestations hydrothermales qui caractérisent l'évolution postérieure au cisaillement ductile dans la ZCEO ressort clairement des données qui viennent d'être exposées; nous savons déjà que ces manifestations étaient qualitativement identiques: il apparaît maintenant qu'elles sont quantitativement homogènes.

La figure V-21 résume cette évolution; on y a joint les résultats des estimations thermobarométriques effectuées pour les stades précoces (voir supra, § 1.3, chapitre 3), de sorte que se dessine le chemin P-T-t suivi par la ZCEO depuis la déformation ductile jusqu'à l'épisode de minéralisation aurifère.

Quoiqu'entachée d'incertitudes, cette figure met en évidence plusieurs points:

- la chute de pression semble sinon monotone, du moins régulière, pendant toute l'histoire: le système remonte plus ou moins continuellement vers la surface. Il est dommage que les indéterminations portant sur l'estimation des conditions P-T associées aux fluides CWII ne permettent pas d'affiner le chemin de descente en pression; il semble néanmoins qu'une chute rapide à température faiblement décroissante, sinon isotherme, soit assez probable, ce qui pourrait signifier l'intervention d'une tectonique post-collisionnelle en extension.

- le cycle minéralisateur se développe à beaucoup plus basse pression que les stades ductiles et l'or se dépose à "basse" température, vraisemblablement à la suite d'une (brutale ?) chute de pression.

- le régime thermique est marqué par l'existence d'anomalies, à la fin du fonctionnement du cisaillement ductile, à la fin du cycle II de fracturation et enfin au début du cycle minéralisateur. Si la première est facilement mise en relation avec la présence des gabbros et autres roches basiques syncinématiques (voir supra, 1.13., chapitre 3), il convient en revanche de s'interroger sur les sources des autres anomalies: cette question sera reprise dans la septième partie.

3.4 Conclusion: évolution P-T-X-t des fluides de la ZCEO

3.4.1. Un bilan: identification des "pôles purs" des fluides hydrothermaux

L'étude des If, menée cycle par cycle et groupe de fluides par groupe de fluides, a permis la mise en évidence de nombreux phénomènes de mélanges, qui paraissent toujours impliquer les mêmes types de fluides; il convient maintenant d'en faire l'inventaire.

Il semble qu'on puisse résumer l'évolution de la ZCEO par l'interaction de cinq types de fluides (tableau V-9):

- deux types de fluides (aquo) carboniques, l'un (Ca) purement carbonique, l'autre (cb) chargé en volatils (essentiellement N₂); ils sont identiques respectivement aux fluides C3a et C3b du § 3.2.1 ci-dessus;

	Type de fluide	Composition
	Fluides (aquo) carboniques	Ca
Cb		CO ₂ N ₂ (H ₂ O)
Fluides aqueux	Wa	H ₂ O-NaCl-R ²⁺ Cl ₂ (≥25% éq. NaCl)
	Wb	H ₂ O-NaCl(5 à 7 %éq. NaCl)
	Wc	H ₂ O-(NaCl)

Tableau V-9: Types de fluides engagés dans l'évolution hydrothermale de la ZCEO (voir texte)

- trois types de fluides aqueux:

- une saumure (Wa) du système H₂O-NaCl-R²⁺Cl₂, avec des salinités équivalentes en NaCl de plus de 25% en poids. Elle a été identifiée dans les § précédents comme W2a (§3.2.2.) et W3a (§ 3.2.4.);

- un fluide modérément salé (Wb), appartenant probablement au système H₂O-NaCl, avec des salinités de l'ordre de 5-7% en poids. Ce type de fluide, le plus fréquemment rencontré, a été identifié comme W2 au § 3.2.1.; W2b au § 3.2.2; W3a au § 3.2.3; et enfin W3b au § 3.2.4;

Un fluide très peu salé (Wc), appartenant probablement au système H₂O-NaCl, avec des salinités très inférieures à 7% poids. Ce type de fluide a été nommé W3b au § 3.2.3 et W3c au § 3.2.4.

3.4.2. Synthèse de l'évolution hydrothermale de la ZCEO

Les fluides impliqués dans le cycle I, et notamment ceux qui sont responsables de la bérinitisation et de la carbonatation, n'ayant pas pu être identifiés directement, l'histoire hydrothermale telle que l'ont enregistrées les IF ne commence qu'au cycle II (voir **tableau V-10**).

3.4.2.1. Les fluides du cycle II

Deux groupes de fluides ont circulé successivement dans les filons de quartz de la ZCEO pendant ce cycle, caractérisé par une intense microfracturation.

(i) Des fluides aquo-carboniques (CWII), résultant du mélange en proportion variable d'une mixture des fluides Ca et Cb avec un fluide Wb; ce mélange, probablement isotherme, a lieu à une température mal définie qui a été un peu arbitrairement fixée autour de 300°C, sous une pression lithostatique qui serait de l'ordre de 2,5 kb, soit à une profondeur de l'ordre de 9 km (en adoptant une densité moyenne de 2,7 pour les roches surincombantes, ce que nous ferons systématiquement dans la suite),

Cycle	Groupe de fluide	Nature des interactions
II	CWII	$Wb \rightleftharpoons Ca$ \updownarrow Cb
	WII	$Wb \rightleftharpoons Wa$
III	CWIII	$Wb \rightleftharpoons Ca$ \updownarrow $Wc \rightleftharpoons Cb$
	WIII	$Wb \rightleftharpoons Wa$ \updownarrow Wc

Tableau V-10: Schéma des interactions (mélanges) entre les différents types de fluides circulant dans la ZCEO en fonction du temps

(ii) Des saumures (WII) résultant du mélange permanent (isotherme) d'un fluide de type Wa avec un fluide de type Wb, dans une gamme de températures (vraisemblablement décroissantes avec le temps) allant de près de 390°C (Amesmess) ou 360°C (Tirek) jusqu'à moins de 250°C. La pression, toujours lithostatique, a beaucoup baissé: elle n'est plus que de 1,4 kb, soit une profondeur d'au plus 5 km.

3.2.4.2. Les fluides du cycle III

C'est le cycle minéralisateur en or et sulfures. De nouveau, deux groupes de fluides circulent successivement dans les filons de quartz de la ZCEO, à la suite d'un nouvel épisode de réchauffement:

(i) Des fluides aquo-carboniques (CWIII), caractérisés par un mélange complexe entre quatre types de fluides (Wb, Wc, Ca et Cb). Apparemment quasiment isotherme, ce mélange semble se traduire par une augmentation de la quantité de volatils au cours du temps (**figure V-22**), le fluide Cb (à N₂) devenant plus important (un effet qui est surtout sensible dans le gisement de Tirek, ce qui peut contribuer à expliquer certaines caractéristiques de la minéralisation de ce secteur, voir la septième partie). Les fluides circulent à des températures de l'ordre de 330°C, sous une pression lithostatique inchangée de 1,4 kbar (au plus, 5 km).

(ii) Des fluides aqueux (WIII), eux aussi caractérisés par un mélange complexe entre Wa, Wb et Wc. Les fluides minéralisateurs proprement dits semblent caractérisés par la prédominance du fluide de type Wb dans le mélange. En contraste net avec tous les épisodes précédents, les phénomènes de mélange sont ici anisothermes, le pôle Wa, chaud, étant dilué et refroidi par des fluides Wb ou Wc beaucoup plus froids. L'estimation des températures dépend beaucoup de celle de la pression, que d'assez bons arguments suggèrent avoir été hydrostatique, de l'ordre de 0,5 kb (la profondeur n'aurait alors pas beaucoup changé). Les fluides WIII auraient dans ce cas commencé à circuler à des températures voisines des précédentes (ce qui implique des températures d'au moins 350°C pour le pôle Wa à ce stade), mais le dépôt des sulfures (sphalérite, puis galène) et de l'or aurait lieu à des températures beaucoup plus basses, inférieures à 250°C (les températures des pôles Wb ou Wc sont vraisemblablement inférieures à 100°C).

On notera que rien dans les données ne permet d'expliquer le caractère sous-saturé des fluides dont la circulation dissout les quartz Q₁ et Q₂, avant que ne se forment les lisérés de surcroissance limpide Q₄ si caractéristiques de l'épisode de minéralisation. Il est en fait probable que ces fluides n'aient laissé aucune trace dans le système, du fait même de leur nature sous-saturée.

3.4.3. Conclusion: originalité de la ZCEO en tant que gisement d'or

A la fin de cette étude des fluides hydrothermaux de la ZCEO et des modalités de leur circulation, les quatre points suivants doivent être soulignés pour leur importance relativement au processus minéralisateur :

(i) Au moins depuis le stade de circulation des fluides WII, la ZCEO, sur une longueur de plusieurs dizaines de kilomètres, se comporte comme un unique système hydrothermal. Les dimensions totales du système doivent donc être en proportion, et nous reviendrons sur ce point dans la septième partie ; mais on peut dès maintenant souligner que c'est vraisemblablement à cette particularité que la ZCEO doit son exceptionnelle richesse en or.

(ii) Le processus minéralisateur est largement déconnecté du fonctionnement de la ZCEO en tant qu'accident tectonique d'échelle lithosphérique. Les reconstitutions qu'ont permis l'étude des IF conduisent à découper l'histoire des fluides de la ZCEO en deux grandes parties (voir la figure V-21):

- la fin du fonctionnement de la ZCEO, caractérisée par la circulation de fluides aquo-carboniques, dont les derniers représentants sont les CWII, sous de fortes pressions, pendant la remontée plus ou moins rapide du système;

- les processus hydrothermaux, développés dans les parties profondes d'un système géothermique marqué par la récurrence des recharges thermiques.

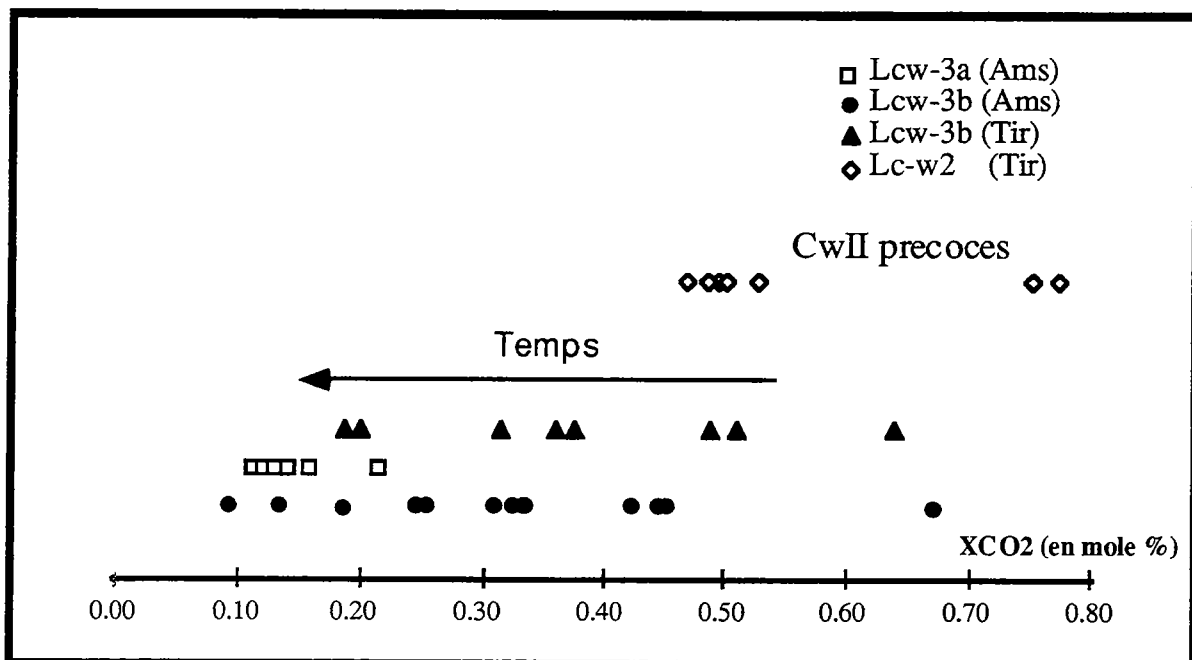


Figure V-22: Evolution de la composition des fluides CWII d'Amesmesa et de Tirek avec le temps (des Lc-w3a auw Lc-w3b). Les compositions des fluides CWII plus précoces sont données pour comparaison

(iii) Le dépôt de l'or et des sulfures associés résulte de l'interférence des circulations de saumures chaudes, vraisemblablement issues des parties profondes du système géothermique, et de fluides plus froids et moins salés: l'absence de fluides aquo-carboniques est, à ce stade, totale.

Ce n'est cependant pas le mélange en soi, mais le caractère anisotherme du mélange, qui paraît le facteur déterminant de la minéralisation. Il est en effet remarquable que les mélanges isothermes observés au stade de la circulation des WII ne se marquent par aucune minéralisation significative.

(iv) Si les fluides aquo-carboniques ne semblent jouer aucun rôle direct dans le processus de minéralisation, leur intervention dans ce processus (fluides CWIII) n'en est pas moins remarquable et pose le problème de leur rôle indirect possible: ce point sera abordé dans la septième partie.

4- Etude des inclusions fluides associées aux minéralisations aurifères intra-ouzzalienne sur l'exemple du gisement de Kiouène

Ce gisement n'a fait l'objet que d'une étude préliminaire et un seul échantillon a été sélectionné (n° K3). Il s'agit d'un quartz caractérisé par une couleur bleutée, riche en sulfures souvent en voie de dégradation en produits d'oxydation secondaire, et en or. Les minéraux métallifères sont les suivants: chalcosine, galène, sphalérite, malachite, limonite.

4.1. Nature des fluides

Cet échantillon diffère nettement de ceux de la ZCEO, tant par la diversité et la taille des inclusions fluides (30 à 80 μm) que par la nature même de certains de ces fluides. En revanche, il est remarquable que l'architecture et les relations chronologiques de l'ensemble des générations de fluides soit identiques à celles que l'on observe dans les filons de quartz du type Amesmessa et Tirek. On note en particulier la présence systématique d'inclusions fluides aquo-carboniques au voisinage des sulfures et de l'or, dont un liséré de quartz de surcroissance, contenant des inclusions fluides aqueuses, les isole.

Par conséquent, on peut adopter une typologie calquée sur celle des IF de la ZCEO et distinguer:

- des IF aqueuses précoces liées à un réseau de microfractures
- des IF aqueuses tardives confinées dans les quartz limpides de surcroissance (homologues des Q4): Lw4;

- des IF à composante volatile: Lc3 et Lc-w3.

4.2. Caractéristiques microthermométriques

Les résultats sont résumés dans le tableau V-11.

T°C	TfCO ₂	Mode	Tfcl	Mode	ThCO ₂	Mode	THG	Mode
Lc-w3	-58,2 à -63,261		-8 à 3,8	3	4,9 à 15,9		334,1 et 327,1	
Lw2	-24,2 à -20,521						249 à 281,5260	
Lw4	-0,2 à -11,8	-0,5						

Tableau V- 11: résumé des mesures microthermométriques effectuées sur les inclusions fluides du gisement de Kiouène (voir texte)

Les fluides des IF Lw2 sont, comme dans la ZCEO, des saumures à fortes Th, tandis que ceux des Lw4 ressemblent également à leurs homologues de Tirek ou d'Amesmessas par leur salinité plus faible, voire très réduite; leur mode est comparable à celui des Lw4c de Tirek.

Les fluides des IF Lc-w3 sont en revanche très distincts ; ils sont en effet caractérisés par une forte dépression des TfCO₂, significative de l'intervention d'une autre phase volatil, des TfCl très bas, des ThCO₂ (*en phase liquide*) inférieurs à 16°C, et de fortes Th (*en phase "carbonique"*): du fait de la décrépitation de la plupart des inclusions à des températures généralement supérieures à 340°C avant même de s'homogénéiser, on peut considérer que la température de piégeage de ce type de fluides est au moins égale à 340°C, ce qui constitue également une caractéristique spécifique à ce type de minéralisation.

4.3. Composition des inclusions aquo-carboniques

Une seule analyse de la phase volatile des inclusions aquo-carbonique a été effectuée à la microsonde Raman (**tableau V-12**). Il apparaît que la composition de cette phase est dominée par le méthane, ce qui distingue fortement les IF Lc-w3 de Kiouène de leurs homologues de la ZCEO.

	XCO ₂	XCH ₄	XN ₂	XH ₂ S
Incl. N°K3/1a-11	38,58	61,42	0,00	0,00

Tableau V-12: Composition de la phase volatile d'une inclusion aquo-carbonique du gisement de Kiouène

Dans ces inclusions, les Tfcl sont très dispersées (**tableau V-11**) avec des valeurs le plus souvent négatives, traduisant une forte salinité. Le diagramme de corrélation TfCO₂ en fonction de Tfcl (figure V-23) montre une faible corrélation positive, qui ne peut être due aux effets de la composition de la phase volatile, puisque CH₄ a pour effet d'augmenter Tfcl. Il y a donc une diminution de la salinité quand la teneur en CH₄ diminue.

4.4. Conclusion

Malgré le caractère sommaire de cette étude, deux conclusions importantes peuvent en être tirées :

(i) Le phénomène hydrothermal présente à Kiouène de fortes similitudes avec celui de la ZCEO; il semble en particulier que les mêmes types de fluides aqueux y interviennent dans le processus de minéralisation.

(ii). Mais, tandis que, dans la ZCEO, les fluides aquo-carboniques qui précèdent la minéralisation présentent, au premier ordre, des caractéristiques homogènes et sont dominés par CO₂, avec une faible participation de N₂; dans le gisement de Kiouène, ces mêmes fluides sont dominés par le méthane, ce qui semble traduire une forte influence du contexte local: il est en effet tentant de mettre en relation le caractère fortement réducteur des fluides de Kiouène avec la présence de graphite dans les paragneiss encaissants du gisement qui est particulièrement bien manifesté le long du contact des syénites quartziques et les formations granulitiques qu'elles intrudent.

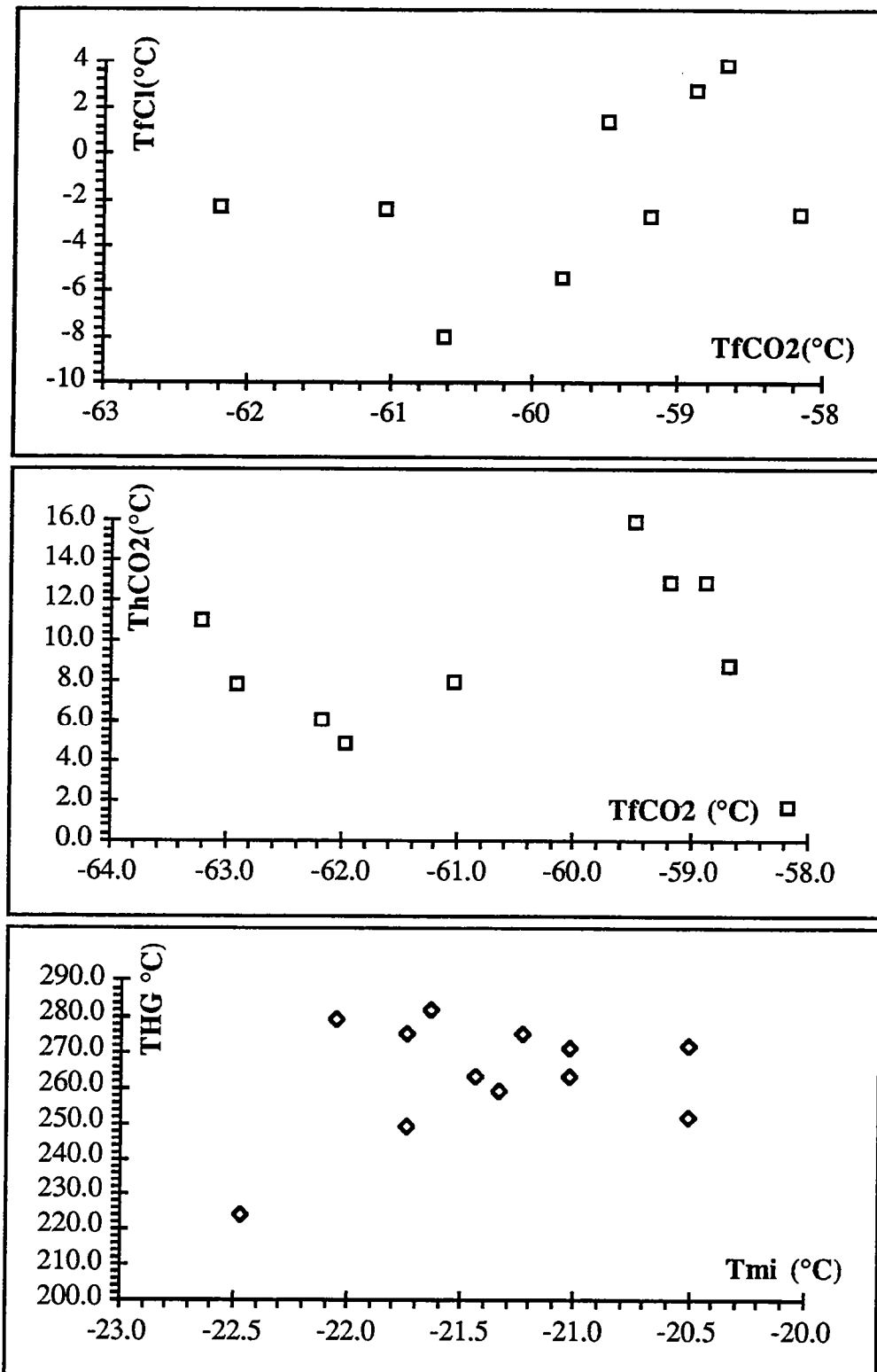
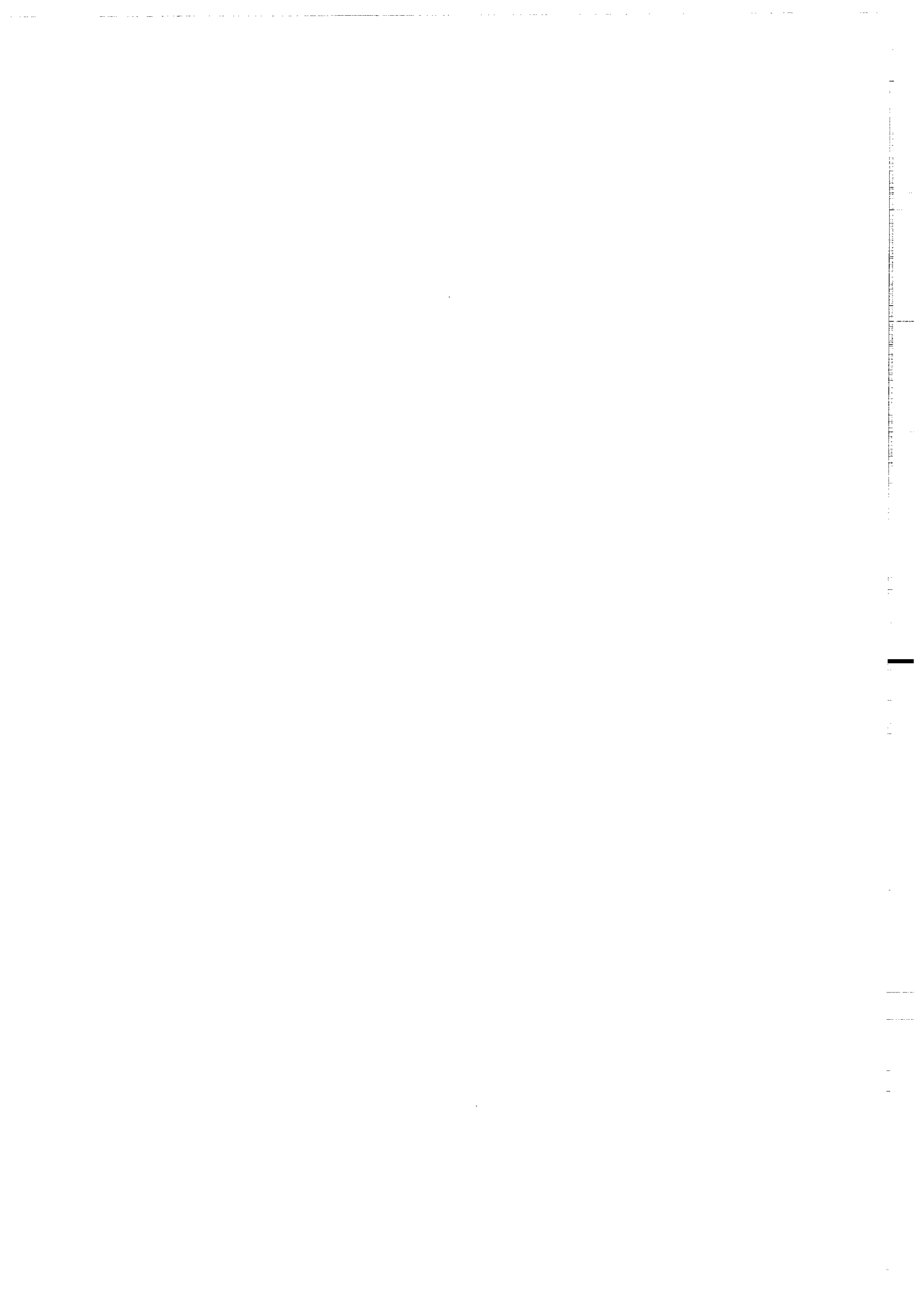


Figure V-23: Diagrammes de corrélation des paramètres microthermométriques pour les IF du gisement de Kiouène: a. Température de fusion des clathrates en fonction de la température de fusion de la glace carbonique (IF Lc-w3); [b: supprimer, car inutile]; c [=b]: température d'homogénéisation en fonction de la température de fusion de la glace (IF Lw2).

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77
78
79
80
81
82
83
84
85
86
87
88
89
90
91
92
93
94
95
96
97
98
99
100

PARTIE VI
GEOCHIMIE ISOTOPIQUE



I- INTRODUCTION

Si l'on prend en compte la longueur et la complexité de l'histoire que nous avons mises en évidence pour les différentes zones de cisaillement minéralisées en ce qui concerne l'altération hydrothermale, les différents épisodes de déformation et d'intervention de fluides qui affectent les filons de quartz porteurs, quelles cibles potentielles peut on identifier, sur lesquelles faire porter les investigations isotopiques ? A priori, elles sont au nombre de 4:

A l'aide des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène et du carbone:

- La composition isotopique de O et H des minéraux hydroxylés typomorphes du métamorphisme schistes verts, lequel est synchrone du fonctionnement de la Z.C.E.O., peut nous permettre de calculer les rapports $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et D/H de ce fluide, et éventuellement de déterminer son origine;

- Le $\delta^{18}\text{O}$ des différents filons de quartz minéralisés peut nous apporter des informations sur le fluide aux dépens duquel il s'est formé;

- Le $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates diffus dans les mylonites, la bérésite, le quartz aurifère et des carbonates en veines dans l'encaissant des filons est aussi une voie d'approche. La composition isotopique de l'oxygène peut renseigner sur la température de cristallisation et celle du carbone sur la source du fluide carboné;

Malheureusement, nous ne pouvons avoir accès ni à l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ et du δD de la séricite des bérésites, ni à l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ du quartz "lavé" (ou des inclusions fluides qu'il contient) contemporain du dépôt de l'or, car ces systèmes n'ont pu être séparés du fait de leur très petite taille. L'analyse directe du $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ d'une population d'inclusions fluides est aussi impossible en raison de la superposition de différentes populations d'inclusions dans un même échantillon macroscopique.

A l'aide des isotopes du plomb:

L'analyse des rapports isotopiques $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ dans les galènes (plomb "gelé" individualisé autour de 540 Ma) associées à la minéralisation aurifère doit nous fournir les caractéristiques du milieu d'où provient ce plomb ($\mu = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), et par là même, nous permettre de spéculer sur la nature et l'âge de ce milieu.

Il aurait été certainement intéressant de disposer de la composition isotopique du soufre sur les différents sulfures présents avec l'or. Malheureusement, la technique d'analyse des isotopes du soufre n'est pas encore disponible à Rennes.

Nous présenterons donc séquentiellement les approches ci-dessus mentionnées.

II- GEOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES:

1- Les fluides précoces liés à la mylonitisation

La séparation de phases minérales géochimiquement utilisables dans les ultramylonites est une tâche difficile à réaliser du fait, d'une part de la taille réduite des minéraux et du fait, d'autre part, de la superposition de plusieurs épisodes de circulation de fluides dans certains secteurs de la zone de Z.C.E.O.. En conséquence, plusieurs échantillons de mylonites dépourvues de filons ou d'indices de minéralisations ont été soigneusement sélectionnés pour la séparation des minéraux. Nous avons réussi à obtenir avec un excellent degré de pureté (>99%) 2 concentrés de biotite et 2 concentrés d'amphibole. Malheureusement, aucune séparation de chlorite n'a pu être couronnée de succès dans ces roches, en raison de la finesse du grain.

Pour les roches totales, un échantillonnage au pas moyen de 25m a été effectué le long d'un log de sondage profond de 171,2 m, lequel sondage recoupe la zone minéralisée entre les niveaux 158 et 165m (fig. VI-1). Au total 14 échantillons ont été analysés.

1-1 Compositions isotopiques de l'oxygène et hydrogène:

Les valeurs de composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ sur roches totales sont consignées dans le tableau VI-1. Elles sont comprises entre +5,3 et +9,0 ‰. La figure VI-2 illustre les relations qui existent entre le $\delta^{18}\text{O}$ roche totale et la teneur en éléments majeurs essentiels de ces roches. On constate qu'il existe une corrélation positive assez nette entre la teneur en SiO_2 et le $\delta^{18}\text{O}$ (une légère tendance à la corrélation positive existe avec Na_2O). Pour d'autres oxydes (MgO , CaO , FeO total), on observe une assez nette corrélation négative avec le $\delta^{18}\text{O}$.

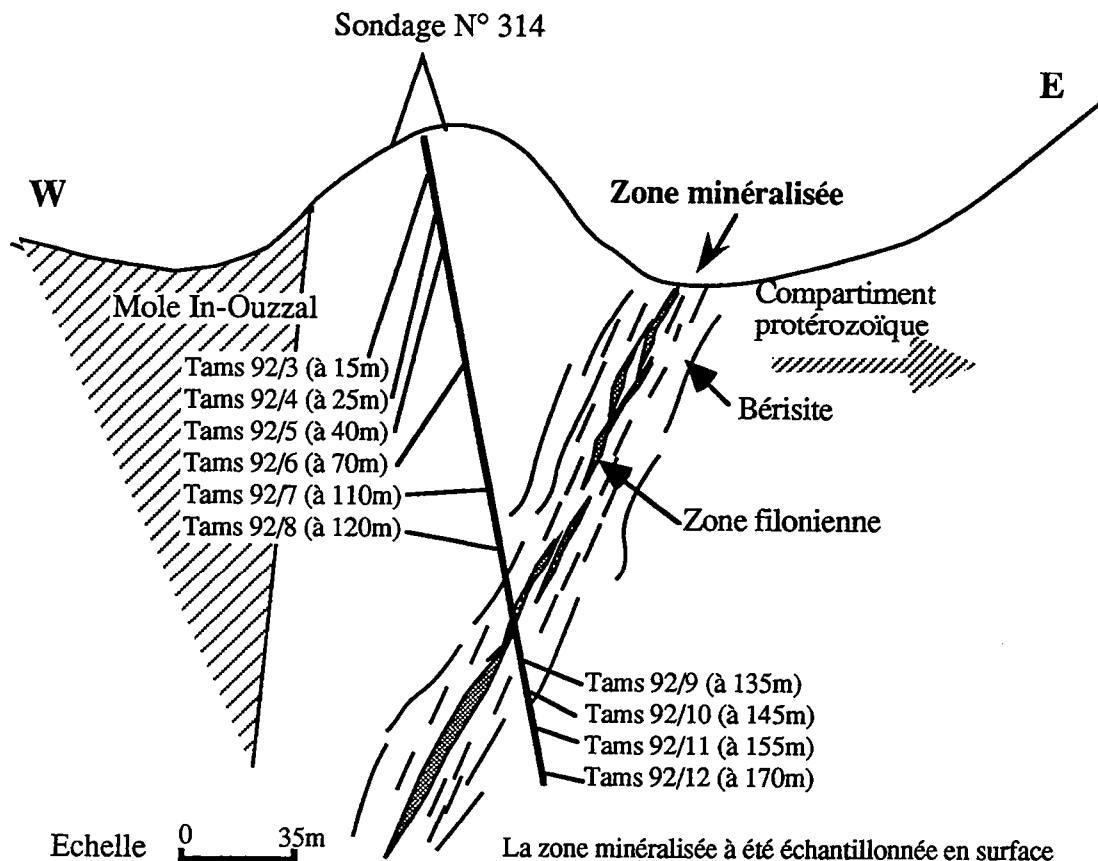


Figure VI-1 : Plan d'échantillonnage (à 800m au Nord de l'oued Tamsguida):
Zone n°16 et 18 dans la nomenclature adoptée par l'ORGM)

Les données isotopiques obtenues sur biotite et amphibole sont indiquées dans le tableau VI-1. le $\delta^{18}\text{O}$ des biotites est de +4 et 5,1‰ pour des δD de -63 et -54‰; le $\delta^{18}\text{O}$ des amphiboles est de 4,8 et 6,1‰ pour des δD de -44‰.

1-2- Signification des compositions isotopiques:

On peut estimer les caractéristiques du fluide responsable de l'hydratation des roches de la shear zone en faciès schistes verts, à partir de la composition isotopique des minéraux et du fractionnement Δ minéral- H_2O à la température de formation de ces minéraux. Ce faisant, il nous faut supposer: - que l'équilibre isotopique a été réalisé pendant la recristallisation métamorphique; - qu'il a été conservé au cours de l'évolution ultérieure (refroidissement). La température utilisée pour ce calcul sera 500°C,

Echantillon	$\delta^{18}\text{O}(\text{RT})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{biot})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{Hb})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{Qz})$	$\delta^{\text{D}}(\text{biot})$	$\delta^{\text{D}}(\text{Hb})$
Les ultramylonites						
Tams92/3	9,04					
Tams92/4	5,97		4,77			-43,8
Tams92/5	6,64					
Tams92/6	6,41					
Tams92/7	8,78					
Tams92/8	5,30			9,48		
Tams92/9	8,00					
Tams92/10	7,72					
Tams92/11	7,31					
Tams92/12	6,67					
Tir92/15a	7,34	4,00			-63,0	
Lal		5,11	6,07		-54,50	-43,6
La-37b	7,92					
La-04	8,40					
Les gabbros synchronématiques du cisaillement Est-ouzzalien						
Tir92/3	6,43					
Tir92/4	6,56					
Tir92/5	6,35					

Tableau VI-1 : Compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) sur roches totales et sur minéraux ($\delta^{18}\text{O}$ et δ^{D})

estimation grossière mais raisonnable, issue de l'approche "thermocalc" au chapitre III (partie III) et représentant des conditions thermiques représentatives de la période de fonctionnement majeur de la ZCEO. Pour le fractionnement $\Delta^{18}\text{O}$ biotite- H_2O et amphibole- H_2O , nous avons utilisé les coefficients thermométriques semi-empiriques de Bottinga et Javoy (1973, 1975) et Javoy (1977), soient:

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Bt-H}_2\text{O}} = 0,41 \cdot 10^6 \text{ T}^{-2} - 3,1$$

$$\Delta^{18}\text{O}_{\text{Amph-H}_2\text{O}} = 0,95 \cdot 10^6 \text{ T}^{-2} - 3,4$$

Pour le fractionnement ΔD , nous avons utilisé l'équation de Suzuoki et Epstein (1976) qui relie ce fractionnement à la température d'équilibre, mais aussi à la composition chimique des minéraux hydroxylés:

$$\Delta\text{D}_{\text{Min}(\text{OH})-\text{H}_2\text{O}} = -22,4 \cdot 10^6 \text{ T}^{-2} + 28,2 + (2 \text{ X}_{\text{Al}} - 4 \text{ X}_{\text{Mg}} - 68 \text{ X}_{\text{Fe}})$$

où X_{Al} , X_{Mg} , X_{Fe} représentent les fractions molaires de Al, Mg et Fe dans les sites octaédriques des minéraux hydroxylés.

Le calcul fournit un $\delta^{18}\text{O}$ du fluide calculé aux environs de + 6,4 à + 7,5‰ et un δD dans la gamme -2 à -21‰. Pour des températures plus faibles, le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide calculé ne varierait pas significativement: gamme 6,4 à 7,7‰ (450°C), gamme 6,1 à 7,4‰ (400°C), mais le δD augmenterait: -9 à +10‰ (400°C).

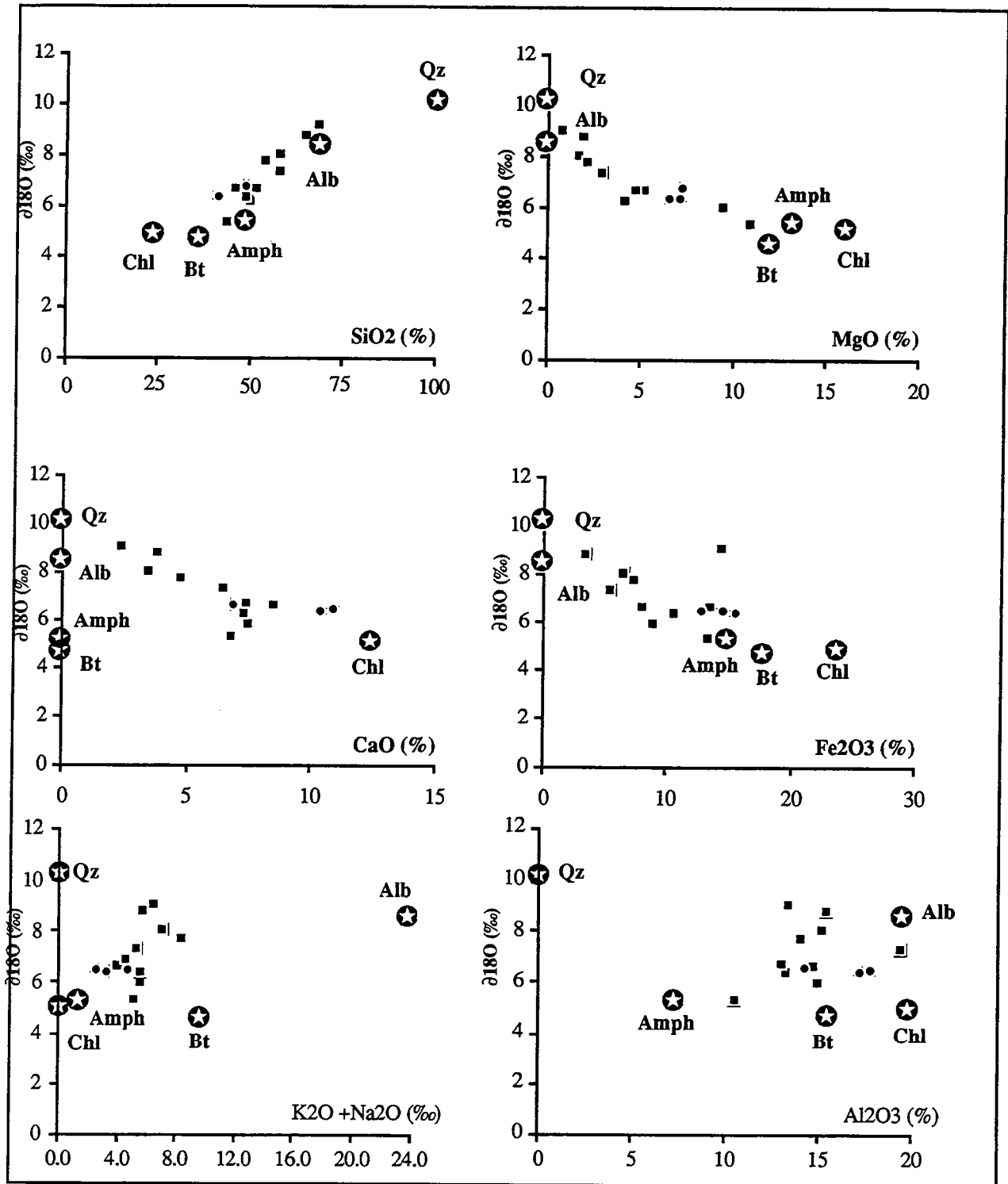


Figure VI-2 - Diagrammes de corrélation $\delta^{18}O$ en fonction des teneurs en éléments majeurs sur roches totales (ultramylonites) et des minéraux (plan d'échantillonnage dans la figure VI-1)

Dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de δ^{D} (Fig. VI-3), où sont reportés également les différents réservoirs communs de fluides naturels (F. métamorphiques, F. magmatiques et saumures des sédiments profonds, eaux de surface) (Holster, 1979; Pierre et al., 1984), nous pouvons essayer de caractériser le domaine spécifique des fluides impliqués dans la rétro-morphose accompagnant le fonctionnement de la Z.C.E.O.. Nous allons tout d'abord discuter sur la base du $\delta^{18}\text{O}$, puis dans un second temps, considérer le couplage $\delta^{\text{D}} - \delta^{18}\text{O}$.

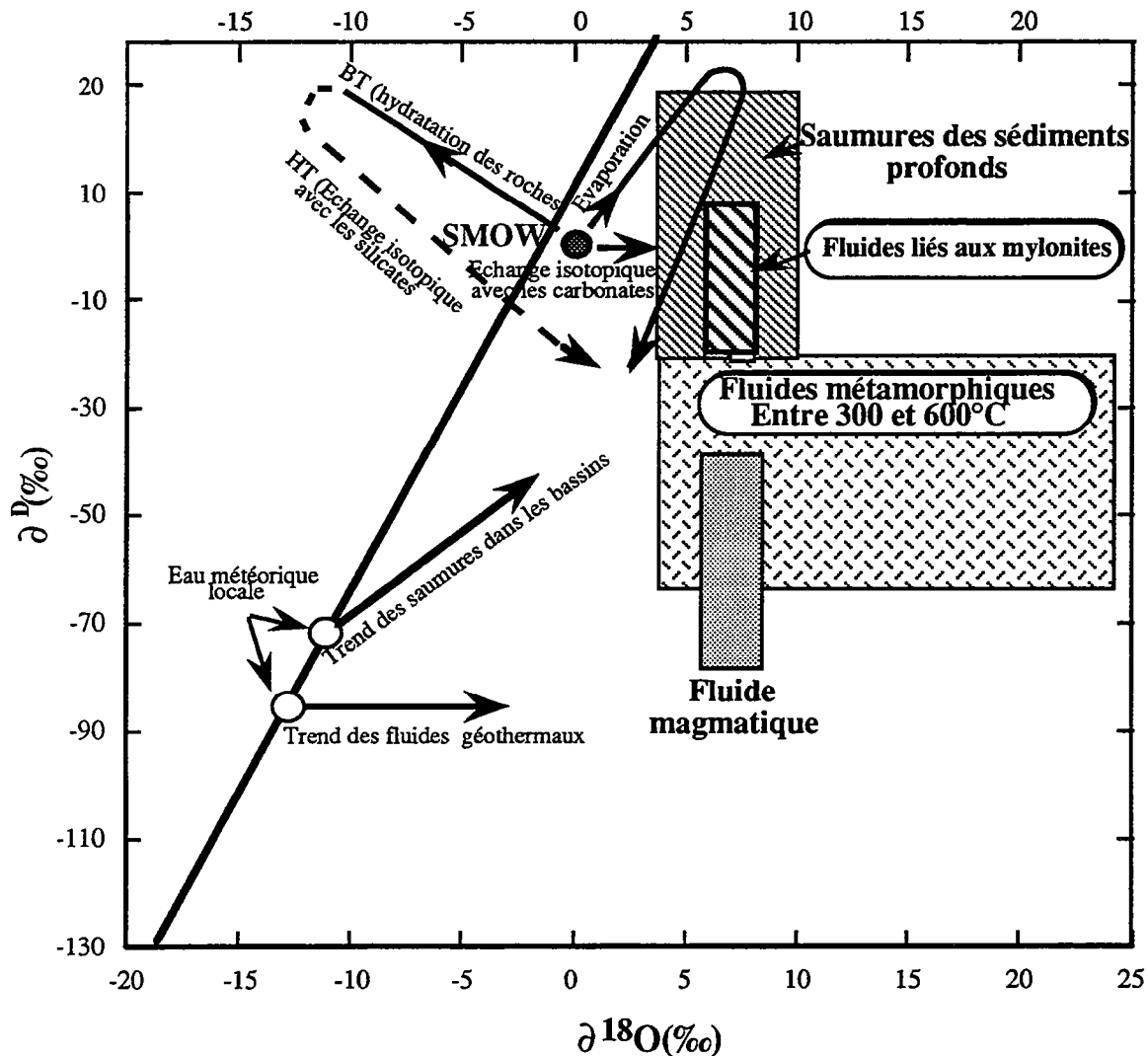


Figure VI- 3 Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de δ^{D} des fluides hydrothermaux associées à la mylonitisation. Comparaison avec l'évolution des eaux météoriques par évaporation et en fonction de la température (Holser, 1979), et Pierre et al. (1984).

Sur la base du $\delta^{18}\text{O}$, il apparaît que ce fluide a été en équilibre avec des systèmes silicatés en grand excès, à moyenne température ou haute température. De ce point de vue, il peut être rapproché des fluides magmatiques, des fluides métamorphiques, ou éventuellement des fluides de plus basse température, mais

où le rapport roches/fluides de la zone de recharge est élevé, comme pour certaines saumures de bassins profonds ou certains fluides hydrothermaux. Tout le problème consiste à savoir où se situe la zone de recharge (du point de vue de l'acquisition de la signature $\delta^{18}\text{O}$ observée). On peut avoir affaire (cas extrême 1) à un fluide qui a acquis son $\delta^{18}\text{O}$ extérieurement à la zone mylonitique, par équilibration avec des systèmes silicatés ou carbonatés. Dans ce cas, ce fluide peut se trouver envahir en grande quantité la zone mylonitique. A la limite, il peut tamponner le $\delta^{18}\text{O}$ des roches dans la zone, au fractionnement isotopique près, en conservant sa composition isotopique: c'est le cas d'un fluide qui se comporte comme un "réservoir isotopique infini". Dans l'autre cas, (cas extrême 2) c'est au cours de l'interaction avec les roches de la zone mylonitique elle-même qu'il acquiert son $\delta^{18}\text{O}$ et son statut de fluide équilibré avec des roches en grand excès. Dans ce cas, la quantité d'eau introduite dans la zone mylonitique peut être très faible et même, à la limite, les roches de cette zone peuvent constituer un réservoir isotopique infini.

Pour tenter de répondre à cette question, nous allons nous adresser à la signification des corrélations et non-corrélations entre $\delta^{18}\text{O}$ et oxydes de la Fig. VI-2. En effet, la corrélation positive avec SiO_2 et négative avec CaO , FeO , MgO peut, à première vue, s'expliquer dans les deux cas de figure précédemment énoncés:

- soit (cas 1, ci-dessus), elle reflète une équilibration générale des minéraux avec le fluide en grand excès (un minéral donné est isotopiquement "tamponné" et garde une composition isotopique à peu près constante dans la zone). Les variations de $\delta^{18}\text{O}$ roche totale sont alors le reflet de la composition modale, c'est à dire que le $\delta^{18}\text{O}$ RT est fonction de la proportion des minéraux pauvres en ^{18}O qui sont biotite, chlorite et amphibole (proportions élevées dans les metabasites) ou riches en ^{18}O qui sont feldspath alcalin et quartz (proportions élevées dans les métamorphites acides).

- soit (cas 2, ci-dessus), elle représente un caractère primaire et manifeste les propriétés isotopiques de sources différentes: bas $\delta^{18}\text{O}$ vers + 5 à + 6‰ pour les roches basiques dérivées majoritairement du manteau (hautes teneurs en Mg, Fe, Ca); $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé pour les roches acides trouvant leur source dans la fusion ou l'incorporation de matériaux crustaux pro-parte métasédimentaires. Dans ce cas, les roches de la zone mylonitique n'ont été que peu ou pas affectées isotopiquement par l'intervention d'un fluide en quantité très limitée (à la limite absorbé par l'incorporation dans les minéraux hydroxylés secondaires).

Nous allons tester la possibilité d'expliquer les variations de $\delta^{18}\text{O}$ roches totales dans le cadre du cas 1, en calculant la composition des différents types de minéraux essentiels supposés être tamponnés par le fluide en grand excès ($\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de + 7‰) à une température de l'ordre de 500°C: Quartz, Feldspath K-Na, Biotite, Amphibole, Chlorite (on négligera la contribution des minéraux en faible proportion tels que calcite, oxydes opaques, séricite et épidote). Si le modèle correspondant au cas 1 est vérifié, la composition des roches totales doit être une combinaison linéaire de celle des minéraux secondaires ainsi calculés et dans les corrélations de la fig. VI-2, les roches doivent se situer à l'intérieur du polygone défini par ces minéraux, de composition fixe. Pour une équation thermométrique du type $\Delta^{18}\text{O}_{\text{Min-H}_2\text{O}} = A 10^6 T^{-2} - B$, les coefficients A et B utilisés sont ceux de Bottinga et Javoy (1973, 1975), Javoy (1977) pour Qz, FK-Na, Bt, Amph, et de Wenner et Taylor (1973) pour la chlorite.

La fig. VI-2 illustre le résultat de ce calcul. Il est clair qu'aux marges d'incertitudes près, le modèle est assez bien vérifié. On constate que la forte dispersion des données roches totales dans les diagrammes où interviennent Al_2O_3 et $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ s'explique bien par le fait que le $\delta^{18}\text{O}$ et l'élément majeur sont contrôlés par des phases de compositions très différentes vis à vis de l'élément majeur et du rapport isotopique. Par exemple, Al_2O_3 est essentiellement contrôlé par des phases à haut et bas $\delta^{18}\text{O}$ (FK-Na et Chl, respectivement), alors que les phases riches en ^{18}O possèdent une teneur en Al_2O_3 très élevée ou nulle (FK-Na et Qz, respectivement).

Les incertitudes considérables de ce modèle concernent les coefficients thermométriques et la composition moyenne des minéraux. Il est de fait que le $\delta^{18}\text{O}$ mesuré des 2 biotites et amphiboles est homogène mais pas réellement identique, de même que la composition chimique des chlorites, biotites et amphiboles analysées (tableaux VI-1 et III-1). En particulier, comme nous l'avons discuté dans le Chapitre III, certains coeurs d'amphibole des gabbros recristallisés peuvent avoir encore partiellement conservé des caractéristiques magmatiques. Ces réserves présentes à l'esprit cependant, on peut considérer que le test est positif et que les variations de $\delta^{18}\text{O}$ roches totales observées ne représentent pas les caractéristiques primaires des roches. La dispersion des données dans le diagramme $\delta^{18}\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ ou - Na_2O ou - $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ (voir Fig. VI-2) s'explique en outre mal dans l'hypothèse où on a affaire à des caractéristiques primaires. Pour des ensembles orthodérivés tels que ceux qui forment le protolithe des ultramytonites (côté compartiment protérozoïque), on devrait avoir des régularités pour les variations des teneurs en alcalins et les autres paramètres chimiques des roches ($\delta^{18}\text{O}$, FeO, MgO, SiO_2), ce qui n'est pas nettement

observé. Par ailleurs, dans le diagramme de Hughes (1973), un grand nombre des roches étudiées tombent dans le champ des roches magmatiques modifiées avec en particulier des gains significatifs en K_2O (Fig. VI-4). Nous avons déjà fait remarquer que la rééquilibration des amphiboles dans les gabbros mylonitiques s'accompagnait d'une diminution de Na et augmentation de K (Chap. III).

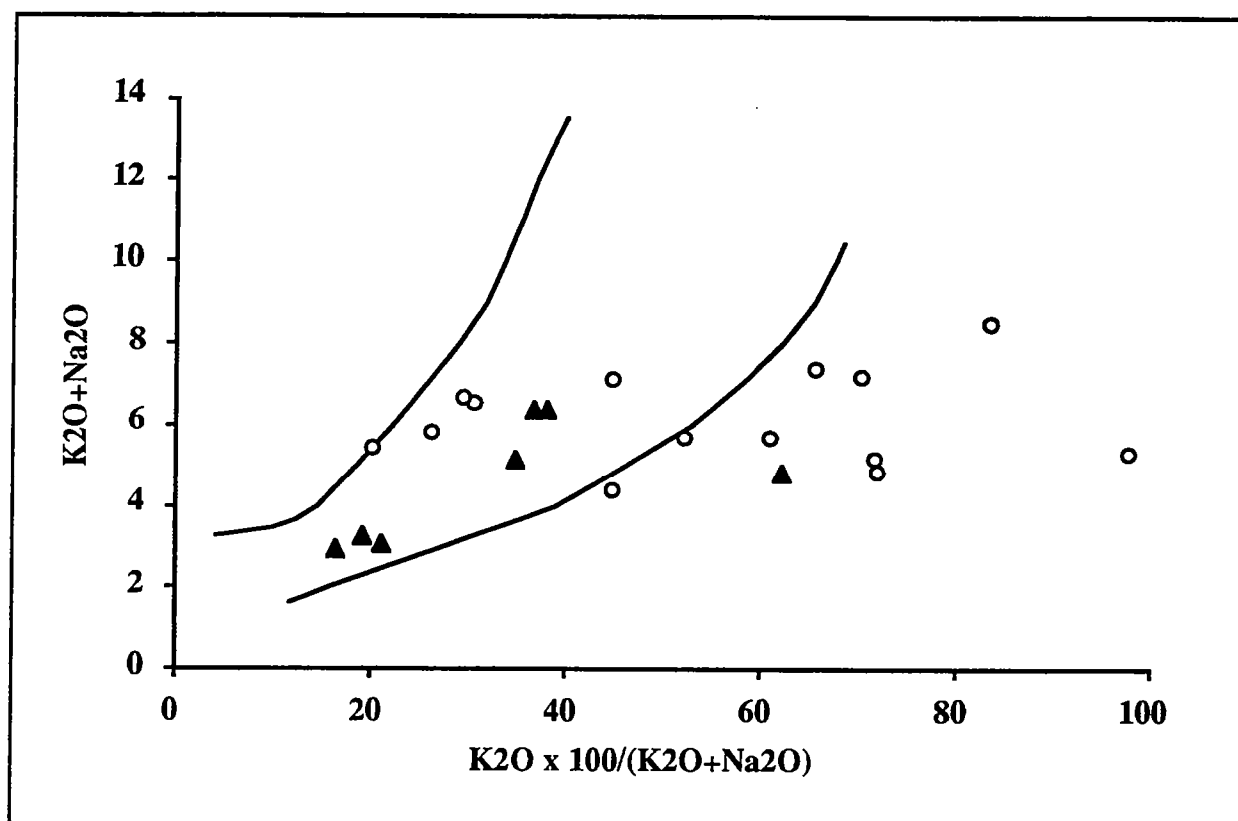


Figure VI-4 : Diagramme $K_2O+Na_2O - K_2O \times 100 / (K_2O+Na_2O)$ dans lequel sont reporté sles gabbros syncinématiques du cisaillement Est-ouzzalien (triangles) et les ultramylonites hydrothermalement altérées (cercles)

En conséquence, nous devons admettre que la Z.C.E.O. a été le siège de circulations importantes de fluides à signature $\delta^{18}O$ élevée. Dans ces conditions, les données δD calculées pour le fluide peuvent nous permettre d'éliminer certaines possibilités parmi les candidats possibles (voir Figure VI-3, d'après Holster, 1979; Pierre et al., 1984). Le δD assez lourd de ce fluide n'est pas compatible avec une origine magmatique et est assez inhabituel pour les fluides métamorphiques classiques. Il est par contre assez caractéristique de fluides d'origine "superficielle" (eaux marines, eaux connées, eaux de formation ou

"brines", certaines eaux météoriques) et pas trop évolués par équilibration avec les roches ou bien évoluant vers de hauts δD par des phénomènes de type évaporation. Ceci est assez contradictoire avec l'histoire qu'implique un haut $\delta^{18}O$.

Pour cette raison, nous sommes conduits à mettre en question l'existence d'un couplage entre le δD et le $\delta^{18}O$. En d'autres termes, il se pourrait que le δD et le $\delta^{18}O$ calculés se rapportent à des fluides différents qui se sont succédés dans la roche en y laissant leur empreinte isotopique. Nous reviendrons sur ce point dans le chapitre VII où l'ensemble des données disponibles sera intégré dans une tentative de modélisation, mais nous pouvons dès à présent souligner quelques conséquences d'une déconnection entre δD et $\delta^{18}O$. La description pétrographique des mylonites (Chap. III) et les données des inclusions fluides (Chap. V) nous ont appris que, postérieurement aux conditions thermiques syncinématiques et au refroidissement qui ont suivi, un épisode de réchauffement bien marqué est intervenu, lequel a conduit à une recristallisation locale des biotites suivie par un début de chloritisation de celles-ci (T max. possiblement de l'ordre de 400°C pour l'épisode biotite et, selon le thermomètre de Cathelineau et Néiva (1985), de l'ordre de 330°C pour la chloritisation). Le caractère local des transformations liées à cet épisode (surtout la chloritisation) montre que le fluide associé ne circulait pas en grandes quantités et de façon pervasive. Dans ces conditions, il est vraisemblable que le $\delta^{18}O$ antérieur ait été préservé et le δD rééquilibré au cours de cet épisode. Il est bien connu, en effet, d'une part que l'hydrogène échange beaucoup plus facilement que l'oxygène, tout particulièrement dans le domaine des températures modérées et que, d'autre part, un fluide aqueux possède un rapport de concentration H/O tellement supérieur à celui des roches que seul le rapport D/H est affecté au cours d'une équilibration à faibles rapports fluide/roche (ex: O'Neil et Kharaka, 1976, Taylor, 1977). Par ailleurs, cela n'exclut pas que le $\delta^{18}O$ de ce fluide ait pu se trouver dans la même gamme de compositions que le fluide syncinématique.

Il en résulte:

- que l'on peut rattacher vraisemblablement à l'épisode mylonitique la circulation pervasive d'un fluide métamorphique (ou mélange métamorphique-magmatique) à haut $\delta^{18}O$. L'hypothèse d'une origine magmatique seule n'est pas crédible, étant donné le fait que des magmas dérivés du manteau (-> gabbros) ne sont pas de bons candidats pour libérer les quantités importantes d'eau mises en jeu au cours de la mylonitisation.

- que le δD lourd peut être vraisemblablement rattaché à l'épisode thermique postérieur. Nous verrons au chapitre VII, qu'il existe un bon candidat pour représenter le fluide contemporain de cet épisode. Dans ce cas, la composition D/H du fluide doit être calculée non pas pour une température de 500°C, mais à des températures plus basses: gamme 400 à 350°C environ. L'équation de Suzuoki et Epstein (1976) fournit alors des δD pour le fluide situés dans la fourchette + 10 à -9‰ (400°C) ou + 18 à -1,5‰ (350°C). De telles valeurs suggèrent des fluides d'origine superficielle (fluides de dérivation marine ou eaux de formation tels que les saumures des sédiments profonds: voir Fig. VI-3). La solution de fluides initialement météoriques nous semble devoir être éliminée. En effet, des eaux météoriques lourdes peuvent exister dans des zones de basses latitudes, surtout en climat aride (ex: Yurtsever et Gat, 1981). Cependant, les données δD et $\delta^{18}O$ disponibles sur l'hydrothermalisme affectant les rhyolites (tardi-cinématiques aux incertitudes d'âge près; voir partie II) d'In Hihaou/In' Zize, localisées sur le cisaillement Ouest Ouzalien, démontrent l'existence vers cette époque d'eaux météoriques nettement plus légères (Fourcade et Javoy, 1985): les δD mesurés y sont de -90 à -110‰ malgré la présence d'une proportion élevée de micas blancs, minéraux pour lesquels le $\Delta D_{\text{Min-H}_2\text{O}}$ est plus faible que pour les minéraux riches en Fe.

2 Les fluides associés à la mise en place des filons de quartz

La détermination de la composition isotopique des fluides impliqués dans la formation des filons de quartz est possible à partir de celle du quartz

- Si l'on a accès à la température de cristallisation du quartz (nécessaire pour connaître $\Delta^{18}O_{\text{Qz-H}_2\text{O}}$)
- Si le quartz n'a pas échangé avec des fluides après sa cristallisation.

Des quartz de $\delta^{18}O$ différents impliqueront:

- soit que ces quartz ont cristallisé à partir de fluides de $\delta^{18}O$ différents; - soit que ces quartz ont cristallisé à partir d'un fluide de $\delta^{18}O$ constant mais à des températures différentes; - soit que le quartz a été rééquilibré postérieurement à sa mise en place

Les mesures de composition isotopique $\delta^{18}O$ effectuées sur les différents quartz sont consignées dans le tableau VI-2. Elles correspondent aux quartz

minéralisés de chaque type (I, II et III) pour le système minéralisé Tirek-Amessmessa et à quelques quartz issus de contextes différents: quartz minéralisé d'un autre district aurifère (Silet, situé sur l'accident trancurrent 4°13'; voir partie II), quartz stérile du môle In Ouzzal (ayant subi le métamorphisme granulitique). Dans la mesure où les populations réduites analysées sont représentatives, on peut tirer quelques conclusions:

N°échantillon	$\delta^{18}O$	Type de filon	Nature du quartz
Qzsy-1	12,40	III	Minéralisé en or
Qzsy-1'	13,81	III	Minéralisé en or
Qz-K2	12,22	III	Minéralisé en or
moyenne	12,81		
QzTir/1	11,71	II	Minéralisé en or
Qz-BONE2	11,93	II	Minéralisé en or
QZ-filonXV	11,40	II	Minéralisé en or
moyenne	11,68		
Qz-DZ1	12,46	I	Minéralisé en or
Qz-Ams3	11,83	I	Minéralisé en or
QZAMS2	12,50	I	Minéralisé en or
QZ-BN1	12,07	I	Minéralisé en or
QZ-Tir16/1	11,81	I	Minéralisé en or
Ams93/13	11,71	I	Minéralisé en or
Ams93/14	11,77	I	Minéralisé en or
Ams93/15	11,71	I	Minéralisé en or
Dh1	12,06	I	Minéralisé en or
Mine1	11,62	I	Minéralisé en or
Mine2	11,61	I	Minéralisé en or
moyenne	11,92		
Qz-As1	11,69	Domaine Pr2	stérile en or
Qz-Ph1	10,80	Silet	Minéralisé en or
Qz-Ph3	10,88	Silet	Minéralisé en or
Qz-Ph4	11,01	Silet	Minéralisé en or
moyenne	10,90		
Qzst-La34	11,50	Ouzzalien	stérile en sulf. et or
Qzst-Ar	10,41	Ouzzalien	stérile en sulf. et or
Qzst-K3	12,44	Ouzzalien	stérile en sulf. et or
Qzst-Illa34	14,02	Ouzzalien	stérile en sulf. et or
moyenne	12,09		

Tableau VI-3 : $\delta^{18}O$ des différents types de quartz filoniens

- le quartz de l'ensemble filonien minéralisé majeur (type I) est très homogène sur un échantillonnage couvrant 70 km: $\delta^{18}\text{O}$ compris entre + 11,6 et + 12,5‰ (11 échantillons); la composition isotopique des quartz de type II n'est pas significativement différente de la précédente.

- la gamme de composition $\delta^{18}\text{O}$ des filons éburnéens est plus importante: + 10,4 à 14,0‰

- Les trois échantillons de quartz minéralisé du secteur de Silet ont un $\delta^{18}\text{O}$ similaire (sur 4 km d'extension) et significativement différent de celui de Tirek-Amessmessa: + 10,8 à + 11,0‰.

Cette notable homogénéité du $\delta^{18}\text{O}$ dans les filons minéralisés nous incite à penser que la composition isotopique observée est assez bien représentative de la composition primaire. Par ailleurs, la relative inertie isotopique du quartz en dessous d'environ 400°C a été souvent soulignée (voir Taylor, 1974 et références internes), sauf en cas de recristallisation pervasive accompagnée d'une remise en solution. Cette possibilité ne semble pas devoir être retenue ici pour des filons d'une épaisseur plurimétrique et également sur la base des textures observées au microscope (circulation des fluides dans les micro-discontinuités structurales). Il est néanmoins vrai qu'une partie des petites variations isotopiques observées peut avoir pour origine une remobilisation partielle du quartz. En particulier, la fine enveloppe de quartz "lavé" (recristallisation locale) synchrone du dépôt de l'ensemble sphalérite et galène-or, et que nous n'avons pu analyser faute de pouvoir la séparer en quantités significatives, pourrait posséder un $\delta^{18}\text{O}$ différent de celui du quartz global.

Le caractère homogène du $\delta^{18}\text{O}$ quartz à l'échelle d'un gisement donné est une caractéristique commune à beaucoup de gisements d'or mésothermaux, où chaque district semble posséder une signature isotopique propre, indicative d'une identité de source et de température de formation (ex: Kerrich, 1987; Ibrahim et Kyser, 1991...). Un $\delta^{18}\text{O}$ assez constant implique pratiquement un fluide parent de composition isotopique et de température constantes ainsi qu'un quasi-tamponnage du système hydrothermal par le fluide le long de la zone de circulation. La valeur absolue du $\delta^{18}\text{O}$ quartz mesuré est assez basse et comparable à celle du quartz associé aux minéralisations aurifères mésothermales archéennes de la province Abitibi Est (voir Kerrich, 1987 pour une compilation).

Nous devons donc admettre l'existence d'une communauté d'histoire et de source pour le fluide responsable du dépôt des quartz de type I et II sur une

distance de plus de 70 km. Cette importante contrainte suggère déjà une alimentation à partir d'un vaste volume de roches, d'extension régionale.

Nous calculerons le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide parent à l'aide de l'équation thermométrique de Bottinga-Javoy (op. cité) et pour une température de l'ordre de 350°C issue de l'interprétation de la composition chimique des séricites contenues dans le quartz et les bérissites, cette température se situant dans une gamme raisonnable puisque le quartz Q_1 s'individualise dans des conditions de température où il peut se déformer de façon ductile. Le $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluide}}$ calculé varie d'environ $+4,5$ à $+5,6\text{‰}$. Les marges d'erreur sont élevées dans ce calcul parce que la température de cristallisation du quartz n'est pas très précisément déterminée et parce qu'aucune courbe de fractionnement correcte n'existe en dessous de 400°C pour le système Quartz- H_2O . L'équation utilisée a un domaine de validité de 400 à 800°C , est basée sur un ensemble de considération à la fois expérimentales et théoriques et constitue, en l'état actuel des connaissances, la "moins mauvaise calibration".

Avec ces restrictions en tête, on constate que la gamme de compositions obtenue pour les fluides parents des filons de quartz n'est pas très éloignée de celle calculée pour les fluides contemporains du fonctionnement de l'accident Est Ouzalien ($\delta^{18}\text{O}$ de l'ordre de $+6,4$ à $7,5\text{‰}$), elle aussi déterminée avec de larges incertitudes. En l'absence de données δD , nous pouvons seulement conclure que ce type de fluide s'est trouvé tamponné isotopiquement, dans sa zone de recharge, par des roches à moyenne ou haute température (fluide à dominante métamorphique...). Il n'est pas impossible que ce fluide puisse avoir la même histoire que celui qui circulait précédemment, pendant le fonctionnement du cisaillement.

3- Les fluides liés aux processus de carbonatation:

3-1- Introduction - stratégie:

Le CO_2 est un composant majeur des fluides associés aux minéralisations aurifères filoniennes (ex: Burrows et al. , 1986). Pour cette raison, la composition isotopique des carbonates omniprésents dans les systèmes hydrothermaux aurifères peut être considérée comme un traceur indirect de la source du carbone impliqué dans les processus minéralisateurs et donc possiblement de la source de l'or. Le $\delta^{18}\text{O}$ des et le $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates permet de calculer les caractéristiques isotopiques du carbone et de l'oxygène - si l'équilibre isotopique

entre fluide et carbonate a été réalisé et maintenu, - si la température de cristallisation est connue.

Ech	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
Les ultramylonites		
Tams92/3	9,68 \pm 0,115	-7,68 \pm 0,050
Tams92/4	9,18 \pm 0,040	-6,70 \pm 0,030
Tams92/5	10,40	-7,80
Tams92/6	7,83 \pm 0,080	-7,80 \pm 0,050
Tams92/7	10,53	-7,01
Tams92/8	9,10 \pm 0,230	-7,67 \pm 0,020
Tams92/9	8,84 \pm 0,120	-8,12 \pm 0,130
Tams92/10	8,86 \pm 0,015	-7,40 \pm 0,060
Tams92/11	11,70	-6,11
Tams92/12	8,71 \pm 0,04	-5,86 \pm 0,020

Veine de calcite dans les ultramylonites

CAL1	8,82	-6,31
CAL2	9,97	-5,04
CAL3	17,59	-5,95
CAL4	10,02	-5,93
CAL5	10,46	-5,97

Les bérissites

	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	Extraction selective			
			$\delta^{18}O$ (cal)	$\delta^{13}C$ (cal)	$\delta^{18}O$ (dol)	$\delta^{13}C$ (dol)
Ams 93/18	9,57	-8,67	11,48	-8,44	9,58	-8,82
Ams93/19	9,67	-8,75	11,73	-8,41	9,45	-8,84

Les filons de quartz

Ams93/20	10,30	-8,80	11,84	-7,86	10,35	-8,82
Ams93/15	10,82	-7,66				
Veine calcite (Ams93/14)	20,10	-7,53				

Pour le carbone total, les analyses ont été mesurées par attaques phosphoriques de longues durées à 25°C et dupliquées par attaques à 50°C (incertitude indiquée correspond à l'écart maximal pour ces deux méthodes analytiques). Pour les bérissites et les filons de quartz, les δ dolomite et calcite ont été obtenus par attaques ménagées (voir texte et annexe expérimentale)

Tableau VI-3 : $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ des carbonates

Pour aborder le problème de la source du carbone , une vingtaine d'échantillons provenant des différentes zones adjacentes aux minéralisations et du quartz aurifère lui-même ont été analysés (tableau VI-3).

Carbonates totaux: Le CO₂ a été obtenu par attaque phosphorique de la roche totale, après élimination des sulfures (voir annexe techniques analytiques). On sait que le CO₂ extrait des carbonates par réaction avec l'acide orthophosphorique est enrichi en ¹⁸O par l'intervention d'un fractionnement cinétique. Ce fractionnement cinétique est fonction de la température et de la composition du carbonate. Le δ ¹⁸O des carbonates a donc été calculé par la méthode de Rosenbaum et al. (1986) qui tient compte des proportions molaires des cations Ca, Mg, et Fe dans la formule structurale des carbonates pour déterminer le coefficient de fractionnement cinétique accompagnant la réaction d'extraction, avec:

$$\alpha_{\text{cin global}} = X_{\text{Ca}} \alpha_{\text{CO}_2/\text{Ca}} + X_{\text{Dol}} \alpha_{\text{CO}_2/\text{dol}} + X_{\text{Sid}} \alpha_{\text{CO}_2/\text{sid}}$$

où X_{Ca}, X_{Dol}, X_{Sid} représentent les fractions molaires des composants calcite, dolomite et sidérite

et α_{CO₂/Ca}, α_{CO₂/dol}, α_{CO₂/sid}, les coefficients de fractionnements cinétiques correspondant à chacun de ces pôles

avec, selon Rosenbaum et al. (1986)

$$10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2/\text{sid}} = 6,84 \times 10^5 \times (T^{-2}) + 3,85, \text{ soit } \alpha = 1,01046 \text{ à } 50^\circ\text{C}$$

$$10^3 \ln \alpha_{\text{CO}_2/\text{dol}} = 6,65 \times 10^5 \times (T^{-2}) + 4,23, \text{ soit } \alpha = 1,01066 \text{ à } 50^\circ\text{C}$$

Nous avons par ailleurs déterminé α_{CO₂/Ca} = 1,0095 en moyenne à 50°C d'après la réaction, synchrone de celle des échantillons, de différentes prises de calcite standard "Prolabo"

La composition isotopique des carbonates a ainsi été déterminée sur une dizaine de roches totales de la zone mylonitique, c'est à dire que ces compositions sont grossièrement représentatives de la dolomite ankéritique qui est le carbonate très dominant, voire exclusif dans ces roches. Pour prendre en compte les effets du fractionnement cinétique lors de l'extraction de ces carbonates totaux, nous avons utilisé un coefficient de fractionnement α_{CO₂/Carb} = 1,01056 à 50°C, ce qui correspond à un carbonate moyen représentatif de la dolomie ankéritique présente dans ces roches (X_{Ca} ; X_{Dol} ; X_{Sid} = 0,1 ; 0,8 ; 0,1).

Analyse des minéraux: La séparation des deux types de carbonates (dol-ank et calc) s'avérant impossible, étant donné le grain fin de la roche et l'intrication de ces phases, on a procédé à des attaques ménagées pour obtenir la composition isotopique des deux phases (voir annexe techniques expérimentales) sur les bérésites et les filons de quartz de type I.

3-2- Résultats analytiques:

3-2-1- *Compositions $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates*

Le $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates totaux dans la zone des mylonites est compris entre + 7,8 et + 11,7‰, ce qui est un ensemble de compositions très groupé. Ces valeurs rappellent, tout comme pour le quartz des filons porteurs, celles qui ont été mesurées dans les carbonates associés aux gisements aurifères archéens de la province Abitibi Est (voir Kerrich, 1987 et références internes). La faible valeur de ce $\delta^{18}\text{O}$ est indicative d'un fluide parent équilibré avec des roches silicatées en grand excès à température assez élevée. Estimons grossièrement le $\delta^{18}\text{O}$ de ce fluide: étant donnée la composition du carbonate, le fractionnement carbonate global fluide sera approximé par le fractionnement d'équilibre entre calcite et H_2O . On peut justifier cette approximation à l'aide du raisonnement comme suit: le carbonate en question ici, est une dolomite ankéritique; toutes choses égales par ailleurs, la dolomite est légèrement enrichie en ^{18}O par rapport à la calcite (Sheppard et Schwarcz, 1970); bien que l'on ne dispose pas de données précises sur le fractionnement d'équilibre calcite-ankérite, les lois générales du comportement des isotopes stables des éléments légers permettent de déduire qu'un pôle carbonate (Fe) devrait être nettement appauvri en ^{18}O et ^{13}C , par rapport aux pôles Ca ou Mg (ex: Taylor, 1962; Kieffer, 1982); on fera alors la supposition que, par rapport à un pôle calcitique pur, les fortes teneurs en Mg et les faibles teneurs en Fe ont des effets isotopiques antagonistes qui s'annulent à peu près, à notre connaissance, il n'existe pas de moyen fiable de prendre en compte finement les effets de chimisme des carbonates intégrant un composant Fe.

Nous calculerons le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide parent des carbonates en considérant qu'il contenait une fraction molaire importante d'eau et en utilisant l'équation O'Neil et al. (1969) pour le fractionnement calcite/ H_2O . La température est malaisée à définir. En prenant en compte l'équilibre textural entre carbonate et minéraux syncinématiques considéré dans la partie III, on doit utiliser, une température de l'ordre de 500°C pour le carbonate des mylonites. Le $\delta^{18}\text{O}$ du fluide alors calculé est de +6,6 à +10,4‰. Néanmoins, on pourrait aussi

considérer une température de l'ordre de 350°C (voir plus bas) en considérant a) que l'épisode majeur d'invasion carbonatée qui a affecté quartz et bérésite s'est étendu dans les mylonites et a contribué à la production du stock total de carbonates ou que le fluide correspondant s'est rééquilibré avec les carbonates déposés antérieurement; b) que 350°C constitue une limite inférieure pour cet épisode de rééquilibration puisque la carbonatation s'effectue juste après la formation des bérésites et que l'ensemble des protolithes se déforme encore ductilement après cet épisode. Il est probable, sans que nous puissions le prouver de façon claire, que les carbonates des mylonites intègrent cette double histoire (équilibration avec les minéraux syncinématiques, puis réintroduction/rééquilibration à plus basse température de carbonates lors de la bérésitisation). Un $\Delta^{18}\text{O}$ calcite- $\text{H}_2\text{O} \approx 3,8$ à 350°C (O'Neil et al., 1969) fournit un $\delta^{18}\text{O}$ de + 4 à + 8‰ pour le fluide. Notons qu'une partie des variations de composition isotopique du fluide peut être due à des variations de sa composition chimique: une fraction molaire importante de CO_2 entraînera, par effet de bilan, et pour un fluide de $\delta^{18}\text{O}$ total donné, une diminution du $\delta^{18}\text{O}$ de la fraction H_2O . Le fractionnement CO_2 - H_2O est, en effet, nettement positif aux températures considérées ici (Truesdell, 1974).

Quelque soit la gamme de température utilisée pour le calcul, même si l'on tient compte des grandes incertitudes de cette estimation, le $\delta^{18}\text{O}$ calculé implique pour le fluide une origine très comparable à celle du fluide contemporain de la mylonitisation. Le carbonate des mylonites aurait donc pu cristalliser à partir d'un fluide du type de celui, discuté au § 2, issu d'une équilibration avec de grands volumes de roches à moyenne/haute température.

Les carbonates contenus dans les filons de quartz et la bérésite possèdent des $\delta^{18}\text{O}$ en gros comparables à ceux des carbonates contenus dans les mylonites: + 9,6 à + 10,8‰. Pour les échantillons ayant subi une attaque ménagée et où les analyses des deux minéraux calcite et dolomite ankéritique sont disponibles, on constate que c'est le $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite qui est un peu plus élevé: + 11,5 à + 11,8‰. Cependant, le fait que le $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomite soit inférieur à celui de la calcite n'est pas nécessairement indicateur de l'absence d'équilibre isotopique entre ces phases (à l'équilibre, dans la gamme de températures 100-650°C, le fractionnement d'équilibre Dol-Calc doit être >0 (Sheppard et Schwarcz, 1970)). En effet, le carbonate en question ici est une dolomite ankéritique et nous avons déjà mentionné le fait que la présence de Fe dans le carbonate était susceptible de diminuer son $\delta^{18}\text{O}$, toutes choses égales par ailleurs. La petite différence de

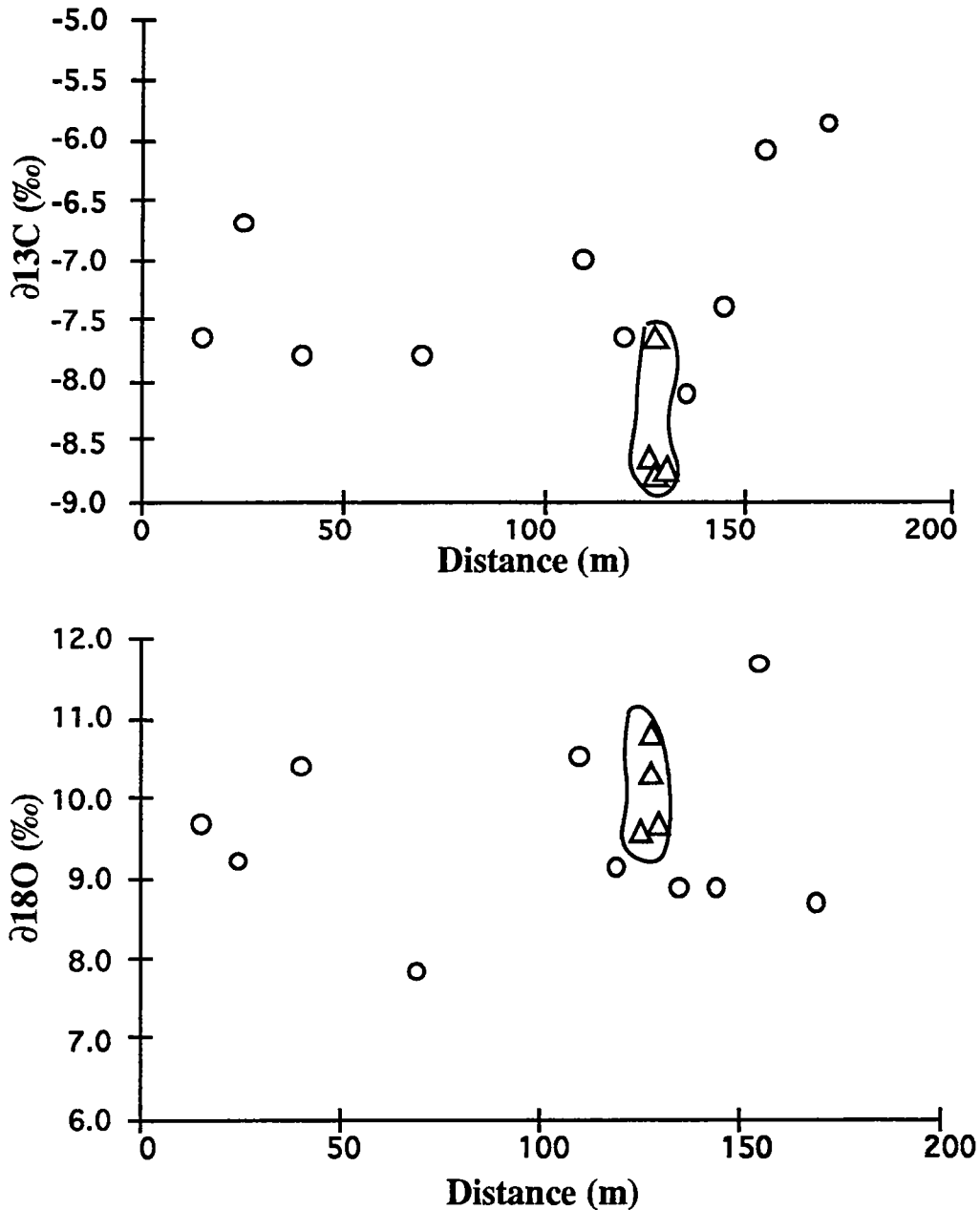
composition isotopique $\delta^{18}\text{O}$ (tout comme $\delta^{13}\text{C}$) entre les deux carbonates n'est donc pas obligatoirement à mettre sur le compte d'un déséquilibre.

Sachant que l'épisode de carbonatation majeur dans le quartz est précoce et que dans les bérissites comme dans le quartz, la carbonatation majeure est antérieure à la fin des épisodes de déformation ductile, nous pouvons là encore calculer une valeur approchée du $\delta^{18}\text{O}$ pour une température de cristallisation du carbonate, considérée comme étant de l'ordre de 350°C. Le $\delta^{18}\text{O}$ calculé pour les fluides est de l'ordre de + 5,7 à + 7‰ à partir des carbonates de la bérissite et du quartz. Aux marges d'erreurs (importantes) près de ce calcul, on peut conclure que le fluide présent lors de la carbonatation des bérissites et du quartz est du même type que celui qui a circulé dans les mylonites et que celui qui a permis la cristallisation des filons de quartz.

Quelques veines de calcite recoupant les mylonites ont finalement été analysées. A une exception près (CAL 3) dont le haut $\delta^{18}\text{O}$ (+17,6‰) peut être dû à une remobilisation partielle de basse température voire supergène, le $\delta^{13}\text{C}$ restant inchangé; Tableau VI-3), le $\delta^{18}\text{O}$ est semblable à celui des carbonates des autres roches et compris entre + 8,8 et + 10,5‰, ce qui indiquerait une origine assez similaire à celle des autres carbonates, si la température de cristallisation est dans la même gamme. Nous ne disposons pas de cette contrainte. De la même façon, le $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé (+ 20,1‰) de la calcite en veine recoupant le quartz minéralisé AMS 93/14 reflète probablement le caractère tardif de ce carbonate, qui pourrait constituer une remobilisation à basse température des carbonates préexistants ($\delta^{13}\text{C}$ similaire à celui des autres carbonates)

3-2-2 Le $\delta^{13}\text{C}$ des fluides liés à la carbonatation

La composition isotopique du carbone apparaît statistiquement peu variable si l'on considère l'ensemble des matrices où peuvent se rencontrer les carbonates. Le $\delta^{13}\text{C}$ est compris entre -8,12 et -5,86‰/PDB (moyenne: -7,21‰) pour les ultramylonites, un peu plus faible, entre -7,66 et -8,80‰, dans les bérissites et les filons de quartz (moyenne = -8,47‰), et un peu plus élevé, entre - 5,04 et - 6,31‰ (moyenne = - 5,84‰) pour les veines sécantes recoupant les mylonites. Les différentes variations observées semblent obéir à une logique spatiale. Dans un diagramme $\delta^{13}\text{C}$ en fonction de la distance, on constate une tendance à l'appauvrissement en ^{13}C en se rapprochant de la zone filonienne N-S minéralisée, avec une diminution de l'ordre de 3‰ (Fig.).



Légende : cercle vide (les ultramylonites); triangle vides (filon de quartz et bérésite)

Figure IV-5 : Diagramme de corrélation $\delta^{13}\text{C} / \delta^{18}\text{O}$ des carbonates (coupe à travers une zone minéralisée; voir figure IV-1)

Globalement, on retrouve, comme pour les isotopes de l'oxygène, une propriété commune à beaucoup de gisements d'or mésothermaux: la relative constance de composition isotopique dans un gisement donné, ce qui indique un système fortement tamponné par un ensemble de fluides de caractéristiques assez homogènes. Nous verrons dans le chapitre suivant, des évidences du passage de

grandes quantités de fluides carbonés dans le secteur minéralisé Est Ouzzalien, au niveau des marbres métasomatisés de Tirek. Par contre, contrairement à ce que nous avons souligné pour le $\delta^{18}\text{O}$ du quartz filonien et des carbonates, le $\delta^{13}\text{C}$ ne se compare pas globalement à celui des carbonates liés au gisements archéens de type Abitibi (la plupart entre -5 et -2‰, avec une majorité vers -3‰; voir Kerrich, 1987, pour une compilation). Cependant, comme pour l'oxygène, le carbone du gisement de Tirek-Amessmessa est très analogue à celui du gisement Pascalis dans le Val d'Or appartenant à la province aurifère Abitibi Est (Kerrich, 1986, 87, Kerrich et al., 1987). Egalement, il est assez proche, du point de vue du carbone, des gisements Archéens épigénétiques d'Australie (Kalgoorlie et Kambalda; Groves et al., 1988).

Le calcul du $\delta^{13}\text{C}$ d'un fluide carboné à partir de celui des carbonates déposés est plus complexe que pour les isotopes de l'oxygène. Le fractionnement est fonction bien sûr du $\delta^{13}\text{C}$ global du fluide, de la température (assez peu), mais surtout des conditions redox du fluide, c'est à dire de la nature et proportion des différentes espèces carbonées qu'il contient. La présence de CO et plus particulièrement de CH_4 , est déterminante en ce que cette dernière espèce, très appauvrie en ^{13}C , élève par effet de bilan la composition isotopique des espèces oxydées du fluide telles que CO_3^{2-} qui imposent la composition isotopique des carbonates précipités (ex: Rye et Ohmoto, 1974; Ohmoto et Rye, 1979).

Nous avons vu précédemment dans le chapitre IV, que l'épisode majeur d'invasion des carbonates dans les bérissites et le quartz s'accompagnait d'une corrosion très spectaculaire des pyrites (les variations de teneur Fe-Mg des carbonates sont peut être contrôlées localement par le processus de dissolution de pyrites). Dans ces conditions, le fluide peut être regardé comme oxydant, et on peut considérer en bonne approximation que les fractionnements entre espèces oxydées sont négligeables dans la gamme de température où se déposent nos carbonates, c'est-à-dire que $\delta^{13}\text{C}$ Calcite \approx $\delta^{13}\text{C}$ Dol \approx $\delta^{13}\text{C}$ CO_3^{2-} \approx $\delta^{13}\text{C}$ CO_2 \approx $\delta^{13}\text{C}$ fluide (voir par exemple, Kerrich et al., 1987). En fait, l'espèce la plus importante vis à vis du calcul du fractionnement carbonate/fluide est CO_2 (voir chap. V).

Avec la même justification que pour l'oxygène, le fractionnement d'équilibre CO_2 -dolomite ankéritique sera approximé par le fractionnement d'équilibre CO_2 -calcite. En effet, les fractionnements relatifs $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ entre carbonates sont faibles (< 1‰) en conditions hydrothermales (voir compilation par Kyser, 1987). Donc, d'après les calculs de Bottinga (1966), le fractionnement CO_2 -calcite est:

$$10^3 \text{Ln}\alpha^{13\text{C}}_{\text{CO}_2\text{-Ca}} = - 2,99 \cdot 10^6 \text{T}^{-2} + 7660 \text{T}^{-1} - 2,46.$$

La température à laquelle calculer l'équilibre fluide-CO₂/carbonate est, comme pour les isotopes de l'oxygène, mal contrainte pour les carbonates des mylonites. Cependant le problème est ici moins grave, car ce fractionnement dépend peu de la température dans la gamme considérée. Nous effectuerons donc les calculs à 500°C pour les mylonites et à 350°C pour quartz et bérésites.

$\Delta \text{CO}_2\text{-Calc} \approx 2,1$ à 350°C et $\approx 2,45$ à 500°C d'après l'équation de Bottinga.. Cependant, des données expérimentales récentes ont remis un peu en question la courbe de fractionnement calculée par Bottinga (Chacko et al., 1991; Scheele et Hoefs, 1992). Ces calibrations donnent des résultats concordants, avec $\Delta^{13\text{C}} \text{CO}_2\text{-Calc} \approx 3\text{‰}$ à 350°C (une dolomite pure n'en différencierait que de 0,6‰, si l'on tient compte du fractionnement $\Delta^{13\text{C}} \text{Dol-Calc}$ de Sheppard et Schwarcz, 1970) et de $\approx 3,8\text{‰}$ à 500°C ($\approx +0,45\text{‰}$ pour une dolomite pure). On peut en tirer deux conclusions:

- Le $\delta^{13\text{C}}$ du fluide global pour le quartz et les bérésites doit se trouver compris entre - 5,7 et - 4,5‰. Le carbone du fluide dans les mylonites est un peu plus lourd, si la température d'équilibration des carbonates est de 500°C: moyenne $\delta^{13\text{C}}$ de -2,1 à -4,3‰; moyenne = - 3,4‰. La veine calcitique recoupant le quartz minéralisé AMS 93/14 ($\delta^{13\text{C}} = -7,53\text{‰}$, donc $\delta^{13\text{C}}$ fluide voisin de - 4,5‰) semble correspondre à une remobilisation du carbonate local. Par contre, la remontée locale de 3 unités δ dans les mylonites, en s'éloignant de la zone minéralisée, peut trouver au moins deux explications:

- On a affaire en s'éloignant de la zone centrale, à un fluide de composition un peu différente, avec contribution d'un C plus lourd. L'interprétation générale du gisement (chapitre suivant) montre qu'un mélange entre un C isotopiquement lourd (celui de marbres du socle Eburnéen) et plus léger (celui du fluide) est possible et documenté au niveau des marbres pris dans la zone métasomatique du gisement de Tirek-Amessmessa.

Le fluide, en s'éloignant de la zone centrale, est moins oxydé, contient une fraction molaire significative d'espèces réduites telles que CH₄. Il est significatif de noter à ce point que certaines roches de la zone mylonitique contiennent un peu de graphite. Un seul échantillon de quartz minéralisé contient des inclusions fluides riches en CH₄. C'est l'échantillon K3 (quartz minéralisé de type III) qui provient du site intra-Ouzzalien de Kiouène. Le contexte y est métasédimentaire

avec en particulier des métapélites parfois à traces de graphite. Nous ne disposons cependant pas de l'analyse isotopique du carbonate associé.

Aux marges d'erreurs des calculs près (plus précis que pour les isotopes de l'oxygène), on peut conclure que le fluide possède un $\delta^{13}\text{C}$ proche de la meilleure estimation du carbone mantélique (ou magmatique si l'on considère le C total contenu dans un magma de source mantélique): autour de $-4 \pm 0,5\text{‰}$ (Pineau et Javoy, 1994). Il faut cependant aussi garder à l'esprit que des sources crustales ou un mélange de sources crustales de carbone peuvent fournir des valeurs de ce type. La valeur moyenne du C crustal est estimée parfois à $-5,5\text{‰}$ (Ohmoto et Rye, 1979), ou à -7‰ (Hoefs, 1978) et localement, on peut avoir des compositions isotopiques très étalées, de légèrement >0 (le plus souvent carbonates marins) à fortement <0 (C réduit organique).

II - LES ISOTOPES DU PLOMB ASSOCIE AUX DIFFERENTS TYPES DE MINERALISATIONS

1 Intérêt de la géochimie isotopique du Pb commun

La géochimie isotopique du Pb est l'un des moyens les plus efficaces pour apprécier la genèse d'un gisement. Cette méthode permet d'amorcer une réflexion sur l'origine du plomb et du matériel source engagés dans les processus de minéralisation et sur l'appréciation de leur âge.

Sur le plan pratique de la recherche de gisements, la géochimie isotopique du plomb fournit également un diagnostic supplémentaire pour évaluer les potentialités économiques des gisements (Doe et Stacey, 1974; Gueson et Mison, 1979; Marcoux, 1987). La méthode est basée sur une comparaison, à l'intérieur d'un même district, des compositions isotopiques des gisements avérés avec celles des indices en cours de reconnaissance, afin de pouvoir mettre en évidence d'éventuelles similitudes typologiques, approche que l'on doit confronter à d'autres sources d'information.

2- Application de la géochimie isotopique du Pb au district aurifère de Tirek-Amesmess :

2-1 Introduction

Dans les chapitres précédents, il a été clairement établi l'existence d'une étroite liaison spatiale d'ordre régional entre:

- d'une part, le môle In-Ouzzal qui est un socle granulitique rigide, stabilisé à l'Eburnéen (vers 2000 Ma.), et le cisaillement décrochant Est-ouzzalien à caractère lithosphérique, d'âge tardi-panafricain (fonctionnement vers 540 Ma.);
- d'autre part, les filons de quartz porteurs des minéralisations aurifères.

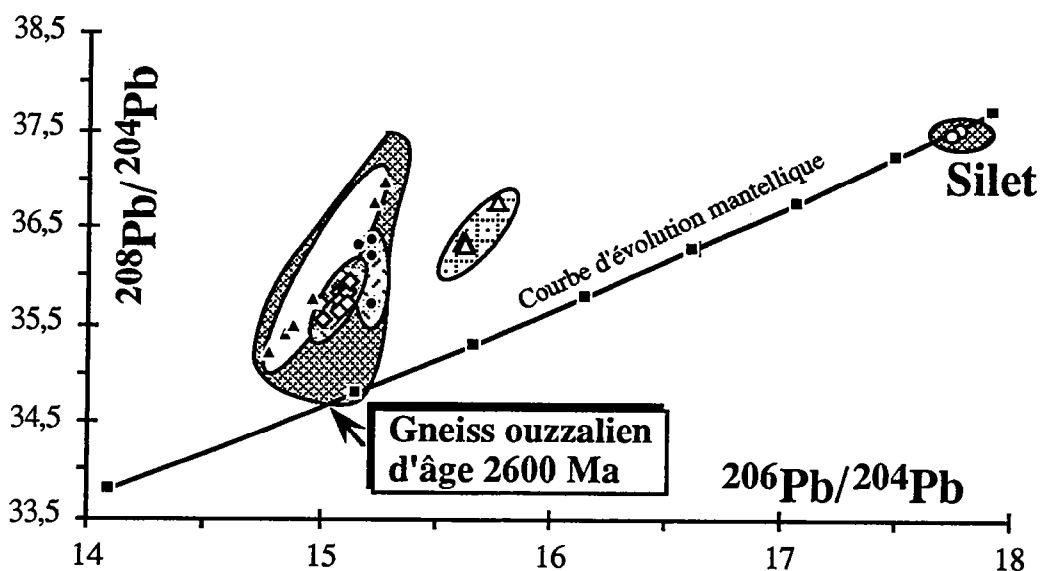
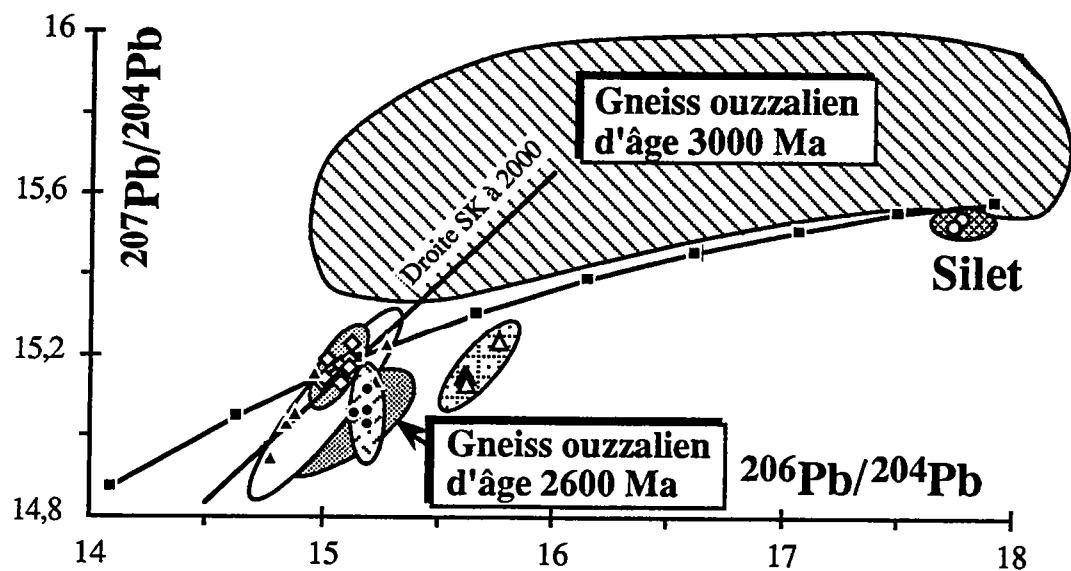
Il a été établi également l'existence d'une relation spatiale entre les filons de quartz les plus enrichis en or et certains faciès lithologiques spécifiques tels que les gabbros syn-cinématiques du fonctionnement de la Z.C.E.O., ou les formations supracrustales ouzzaliennes auxquelles sont intimement associées des syénites quartziques.

Partant de ces résultats, nous avons voulu vérifier par le biais des isotopes du plomb des galènes (l'élément Pb est indissociable de l'élément Au qui lui est positivement corrélé - partie IV), si le môle In-Ouzzal, en tant que segment crustal archéen profond stabilisé depuis 2000 Ma, a été remobilisé à ses limites avec la chaîne pharusienne ainsi que le long des différents cisaillements qui le traversent, et évaluer son influence éventuelle sur le dépôt des minéralisations durant la période métallogénique aurifère qui a succédé au fonctionnement de ces cisaillements. Cette possibilité est à mettre en relation avec l'existence d'une réhydratation partielle aux bordures et à l'intérieur du môle In-Ouzzal à proximité et durant le fonctionnement des cisaillements décrochants tardifs. Enfin, un but de cette approche est de tester l'implication de certains types de lithologies telles que les intrusions de roches basiques situées dans la Z.C.E.O. en tant que roches mères potentielles de l'or (Attoum, 1983; Kouadri, 1983; Ferkous et al., 1991).

2-2- Choix des échantillons

Cinq réseaux de failles ont été étudiés, dont quatre dans le district de Tirek-Amesmess (figure VI-). Il s'agit :

- des filons d'orientation N-S associés au cisaillement Est-ouzzalien (type I),
- des filons d'orientations NE-SW (filons et minéralisations du type II),
- des filons de quartz intra-ouzzaliens qui jalonnent la faille In-Allarène (filons et minéralisations du type III),



- Minéralisations du type I (N-S) □ Minéralisations du type II (NE-SW)
 ● Minéralisations de Silet ▽ Minéralisation du type III (intra-ouzzalienne)
 ○ Filons de quartz du domaine Protérozoïque moyen (sans l'or)

Légende : losange vide : Minéralisation du type I; triangle plein : minéralisation du type II; cercle plein : minéralisation du type III (intra-ouzzalienne); triangle vide : filons stérile en or (intra-protérozoïque supérieur); cercle vide : minéralisation du type Silet.

Figure IV-6 : Diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

- des filons associés à des failles affectant uniquement les formations du Protérozoïque moyen (compartiment situé à l'est de la Z.C.E.O., échantillonnage à environ 2,5 km de la Z.C.E.O.), loin de l'influence du môle In-Ouzzal, ces filons n'étant pas porteurs de minéralisations aurifères.

- des filons minéralisés en or associés à des intrusions de granitoïdes d'âge $868 \pm 8\text{Ma}$ (Gravelle, 1969), situés à environ 200 km à l'est du gisement d'Amesmessas (province aurifère de Silet-Timgaouïne).

L'échantillonnage effectué dans le district couvre une grande surface, ceci pour éventuellement tester, d'une part l'influence des différentes lithologies qui enveloppent les corps minéralisés, d'autre part déterminer si pour le plomb comme pour les isotopes de l'oxygène et du carbone, le système de fluides qui alimente le dispositif minéralisé possède une unicité de caractéristiques et par là-même peut être issu d'un vaste réservoir où il est en quelque sorte "tamponné".

Les mesures ont été faites en collaboration avec J.J. Peucat et J. Cornichet, dans le laboratoire de géochimie de Rennes.

La méthode analytique est présentée en annexe 1.

3- Résultats obtenus

Les compositions isotopiques du Pb des galènes prélevées des différents types de quartz sont reportées dans le tableau VI-4 (en annexe) et visualisées en figure VI-6. On distingue bien 5 populations de compositions isotopiques qui correspondent aux galènes a) des minéralisations du type I et II et III; b) des filons de quartz stériles du domaine oriental (compartiment protérozoïque moyen); et enfin c) des minéralisations appartenant à la province de Silet-Timgaouïne.

L'ensemble de ces données a été comparé à celles obtenues par J.J. Peucat sur différents familles de gneiss de la partie nord du môle In-Ouzzal, dans lequel ont été individualisées deux grandes familles (Peucat et al., 1991; Haddoum et al., 1994), l'une d'âge supérieur à 3000 Ma et l'autre d'âge proche de 2600 Ma.

Dans un diagramme $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ en fonction de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, ces deux familles se différencient significativement : Les gneiss plus anciens se situent au dessus de la courbe d'évolution mantellique (Stacey et Kramers, 1975) et les gneiss relativement plus jeunes sont situés au dessous de cette courbe.

Dans la première population de galènes:

Celles qui appartiennent aux minéralisations du type I possèdent des compositions isotopiques assez homogènes qui fournissent un âge modèle de 2000 Ma selon le modèle Stacey-Kramers, 1975). Elles se superposent bien au champ de compositions isotopiques des gneiss d'âge 2600 Ma. (figure VI-6). Une parenté entre le plomb de ces minéralisations et celui des protolithes ouzzaliens d'âge 2600 Ma est donc mise en évidence. Malgré l'existence d'une faible tendance à la covariation linéaire des trois rapports, qui impliquerait un mélange de deux grands réservoirs de plomb (gneiss à 2600 Ma + gneiss à \approx 3000 Ma ?), le fort groupement des points analytiques, pour un échantillonnage intégrant plus de 70 km d'extension N-S, est tout à fait remarquable. Il impose que le fluide minéralisateur est capable de moyenniser efficacement le plomb de ce type de protolithes sur cette distance au moins, et donc le lessivage de très grands volumes de roches. Néanmoins, il était important de savoir si les gneiss de la région de Tirek appartiennent bien à l'une des deux familles distinguées dans la partie nord du môle In-Ouzzal. C'est dans ce but qu'a été réalisée la datation sur zircon d'un gneiss type de la région de Tirek (le plus abondant dans les limites des structures minéralisées). L'âge de 2550 Ma. obtenu (voir Partie IV; Chap.) confirme bien qu'il s'agit bien d'un gneiss formé pendant la deuxième période de structuration archéenne.

Les galènes associées aux minéralisations de type II, possèdent des compositions isotopiques qui se distribuent de façon assez linéaire dans les deux diagrammes, tout en recouvrant la gamme correspondant aux galènes des gisements de type I. Ces compositions sont, là encore, compatibles avec une origine ouzzalienne, mais il est remarquable de constater que le fluide parent de ces minéralisations moyenne moins efficacement le plomb global du socle: la distribution linéaire des rapports isotopiques dans les deux diagrammes est compatible avec un mélange entre deux types de plomb pouvant appartenir, soit tous les deux à la génération de gneiss d'âge 2600 Ma, soit à celle-ci et à la génération d'âge \approx 3000 Ma.

Les galènes correspondant aux minéralisations intraouzzaliennes (type III) et longent la zone de cisaillement décrochante d'extension régionale (plus de 100 km de long) d'In-Allarène sont moins radiogéniques. Les compositions isotopiques sont assez homogènes et compatibles, comme pour le groupe précédent, avec une contribution essentielle du plomb représentatif des roches les plus récentes du môle In'Ouzzal. Ces compositions isotopiques fournissent un âge modèle de 1800 Ma. On rappelle ici que l'âge tardi-Eburnéen des syénites quartziques qui jalonnent le cisaillement minéralisateur et qui encaissent l'essentiel

des minéralisations a été déterminé sur monozicon à 1991 ± 2 Ma (voir partie IV).

Nous ne commenterons pas les rapports isotopiques du plomb en termes autres que sous l'aspect topologique (comparaison entre galènes et sources potentielles). Nous nous bornerons à signaler que l'histoire de ce plomb est complexe puisqu'il est issu de gneiss formés vers 2600 Ma et probablement métamorphisés dans un haut grade vers 2600 (Peucat et al., 1991) avant d'être repris dans un autre métamorphisme granulitique bien mis en évidence à 2000 Ma.

La deuxième population est nettement différente des précédentes, mais toujours assez homogène, et fournit un âge modèle de 1600 Ma. Cet âge est similaire à celui des zircons du matériel hôte de ce type de filons de quartz qui sont sans relation directe avec les gneiss ouzzaliens, ces formations hôtes ayant été datées à 1665 ± 30 Ma (partie IV). Ces galènes sont donc dominées par un plomb non ouzzalien, plus jeune. On constate que l'influence du socle ouzzalien s'efface dès que l'on s'en éloigne de seulement 2,5 km, et ceci s'accompagne, de façon très significative, par la disparition de l'or alors qu'il existe une minéralisation en sulfures polymétalliques (galène, chalcopyrite et pyrite).

Le troisième type de galènes (défini, il est vrai, par deux galènes seulement) est de loin le plus discriminé par rapport aux populations précédentes, sur la base des rapports isotopiques du plomb. Il correspond aux filons de quartz de la province de Silet-Timgaouine, localisée à quelques 200 km plus à l'Est. Ces compositions isotopiques correspondent à un plomb beaucoup plus jeune (âge Stacey-Kramer ≈ 950 Ma, légèrement plus élevé que l'âge du matériel hôte qui est de 868 ± 8 Ma; Gravelle, 1969).

4- Conclusion

- Toutes les structures tectoniques qui contrôlent les différents types de minéralisations sont d'âge tardi-panafricain. Il est donc clair que les différents plombs engagés dans les différents types de filons de quartz sont le produit d'un héritage (lessivage d'un matériel préexistant) et ne sont donc pas d'âge Panafricain.

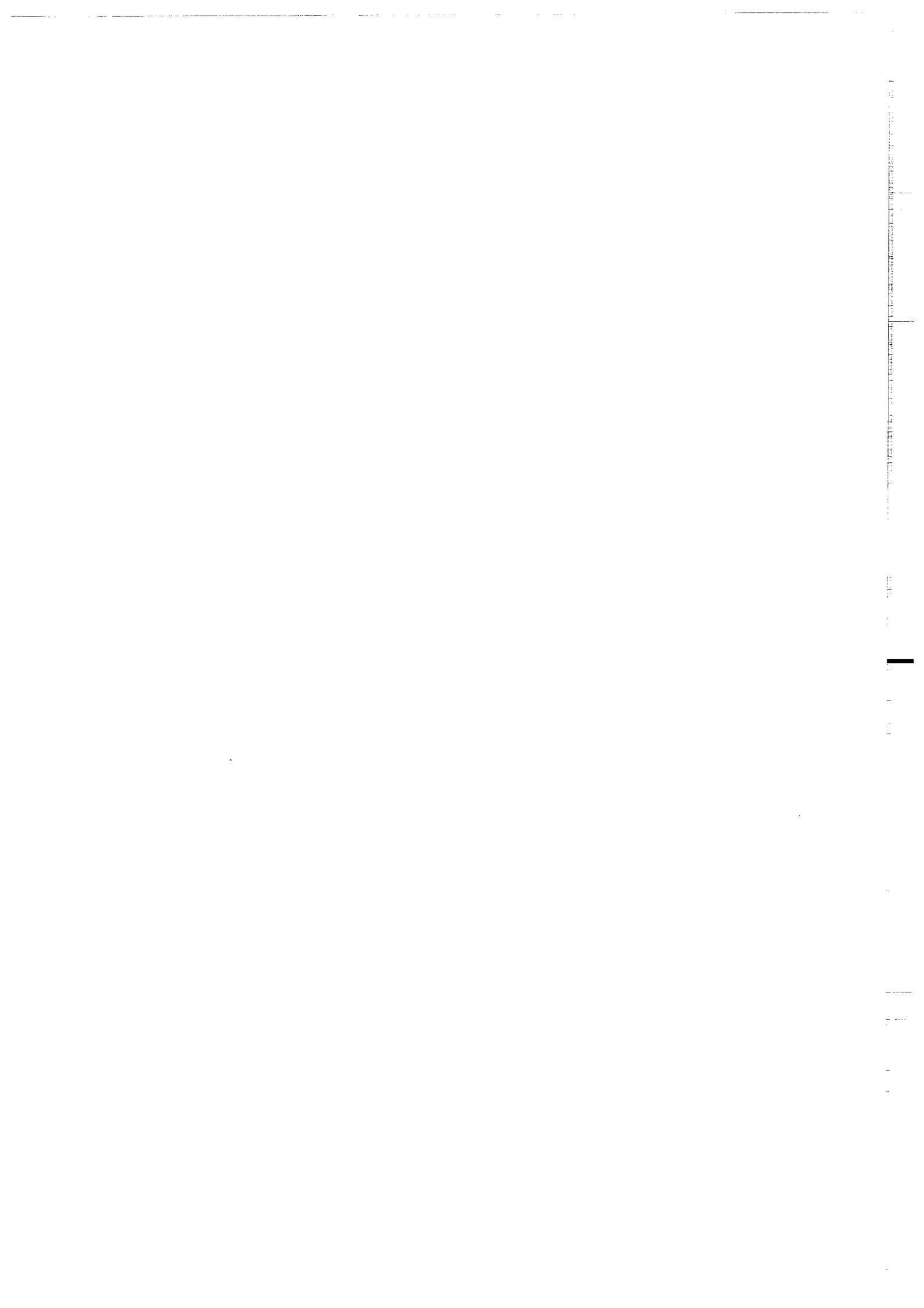
- dans chaque structure minéralisée, le plomb manifeste un héritage des terrains hôtes, et ceci se traduit par une relative concordance entre l'ancienneté du plomb approximé dans le modèle d'évolution à deux stades de Stacey-Kramers, et l'âge du protolithe local.

- dans les minéralisations du type I et II, le plomb est hérité du môle In-Ouzzal

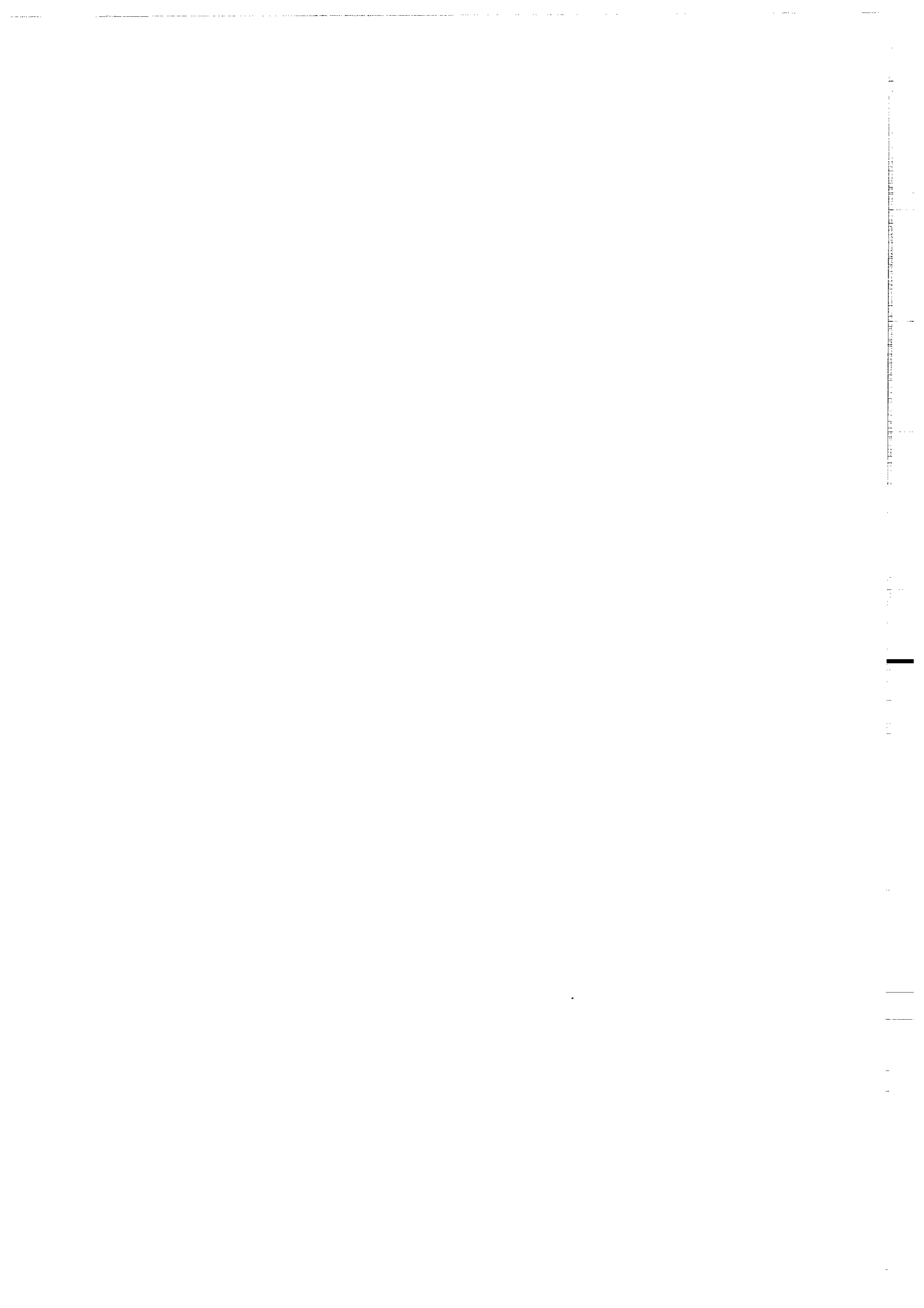
- dans les minéralisations intra-ouzzaliennes, le plomb est probablement d'origine mixte (ouzzalien dominant et peut-être protérozoïque)

En conséquence, les galènes liées aux minéralisations en or d'âge tardi-panafricain contiennent systématiquement un Pb sans aucun rapport à leur âge de mise en place. Ceci montre qu'il s'agit d'un plomb de remobilisation des protolithes encaissants par une phase fluide. Il ne s'agit donc pas d'une minéralisation issue du manteau ou de roches mantéliques pan-africains. Le môle In-Ouzzal qui représente un segment crustal profond d'âge Archéen peut être considéré comme la source de l'or associé aux minéralisations aurifères intra-ouzzaliennes et au cisaillement Est-ouzzalien ainsi qu'aux failles du second ordre qui lui sont rattachées.

L'ensemble de ces observations, ajoutées à l'intime liaison spatiale des terrains d'âge Archéen avec les minéralisations aurifères que nous avons soulignée dans les parties précédentes, suggère que le Pb des minéralisations a été hérité du môle In-Ouzzal, et par conséquent, nous pensons pouvoir conclure qu'il en est de même pour l'or. Il serait en effet très étonnant, étant données la syncrystallisation de l'or et de la galène, que le plomb et l'or aient été extraits par un même fluide de réservoirs totalement différents.



**PARTIE VII
ELEMENTS D'UN MODELE
GENETIQUE**



Les chapitres précédents ont permis de définir la succession des événements, d'en préciser les conditions thermo-barométriques et de caractériser les nombreux fluides qui ont participé à l'évolution de la zone de cisaillement est-ouzzalienne (ZCEO) et des gisements d'or qu'elle contient (Amesmessa, Tirek), ainsi qu'à celle, mais avec un moindre détail, des cisaillements intra-ouzzaliens et de leurs minéralisations.

Il reste à reconstruire l'histoire géologique des gisements et à y superposer un modèle métallogénique, incluant la recherche des sources potentielles de l'or : c'est l'objet du présent chapitre.

1. La ZCEO et ses gisements

Dans les gisements de la ZCEO, trois grandes étapes (ou cycles) jalonnent la remontée du bloc In Ouzzal vers la surface. A partir de la fin du cycle II, au moins, il apparaît que la ZCEO fonctionne globalement comme un système hydrothermal homogène sur les près de 100 km qui séparent les sites d'Amesmessa (au S) et de Tirek (au N).

Les données géochronologiques (datation à 545 ± 15 Ma des roches basiques syncinématiques de la ZCEO, voir supra: Partie III, §1.2.2) et géologiques (voir supra: **Partie IV- §2-3**) permettent d'affirmer que ces trois cycles se sont déroulés à la fin de l'orogénèse panafricaine, la minéralisation elle-même ayant lieu autour de 540 Ma, au moment où commence la sédimentation molassique du nigritien (série "pourprée").

1.1. Cycle I: la fin du cisaillement ductile le long de la ZCEO

Cet épisode, développé à des profondeurs de 18 à 15 km (5 à 4 kbar), est marqué par des anomalies thermiques (températures décroissant de près de 500° à 300°C) qui peuvent être attribuées à l'intrusion syncinématique de corps de roches basiques, allant des gabbros aux diorites.

1.1.1. Nature des fluides impliqués dans le fonctionnement tardif de la ZCEO

Les fluides associés sont des fluides aquo-carboniques, dont la nature peut être appréciée à partir des données isotopiques (voir Partie VI-II) :

(i) La composante aqueuse des fluides

Seules sont accessibles les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$, qui apparaissent remarquablement constantes:

- dans les mylonites, les fluides, en équilibre chimique global avec les roches qui en constituent les protolithes (à l'exception, significative, d'une métasomatose potassique), sont, en revanche, en déséquilibre isotopique et contrôlent fortement la composition isotopique ces roches (système à haut rapport fluide/roche); le $\delta^{18}\text{O}$ des fluides est de l'ordre de +6.1 à +7.5 ‰; leur δD n'est malheureusement pas connu, car, comme discuté en partie VI-6II.1.2, les δD très élevés mesurés dans les biotites et les amphiboles reflètent vraisemblablement leur rééquilibrage avec un fluide plus tardif, dont nous discuterons plus loin la nature.

- dans les quartz Q_1 des filons, le $\delta^{18}\text{O}$ des fluides, avec des valeurs de l'ordre de +4.5 à +5.6 ‰, sont remarquablement voisins des précédents : il n'est pas exclu qu'il s'agisse des mêmes fluides. Il convient de souligner ici que ces valeurs sont bien celles des fluides précoces associés aux quartz filoniens : quoiqu'il s'agisse d'analyses globales, la contribution des fluides inclus dans les PIF ne peut en effet qu'être négligeable et comme cela a été discuté en VI-II.2, les circulations de fluides plus tardifs n'ont certainement pu affecter de façon significative la composition isotopique primaire des quartz Q_1 . Il est important de souligner que ces valeurs sont obtenues aussi bien dans les quartz filoniens d'Amesmess, antérieurs à la carbonatation, que dans ceux de Tirek, qui sont postérieurs aux carbonates précoces d'Amesmess.

- dans les carbonates de la carbonatation précoce, enfin, on retrouve des valeurs similaires de $\delta^{18}\text{O}$ des fluides, qui sont ici de l'ordre de +5.7 à +7.0 ‰, pour les carbonates développés au coeur du système (dans les quartz filoniens et les bérésites); le $\delta^{18}\text{O}$ des fluides est mal contraint pour la carbonatation dans les mylonites, étant donnée l'incertitude sur la température d'équilibration. Selon les cas de figures extrêmes, elle se situerait dans la gamme +4 à +10 ‰ (partie VI-§II.3.2.1).

Il semble donc que, pendant toute la durée du cycle I, un type assez constant de fluide aqueux ait circulé dans la ZCEO et y ait successivement participé à la rétro-morphose des mylonites, à la bérésitisation, à la formation des filons de quartz et à leur carbonatation. Avec les valeurs élevées de $\delta^{18}\text{O}$ qui le caractérisent, ce fluide peut être aussi bien d'origine magmatique que métamorphique (système dominé par les roches dans la zone de recharge). Cependant, les transformations qu'il induit, et singulièrement la bérésitisation, requièrent des volumes considérables de ces fluides, qui rendent peu probable une origine (uniquement) magmatique, d'autant que ce fluide, on l'a dit, s'est auparavant équilibré avec un cortège de roches incluant des roches mafiques et des métasédiments: la contribution dominante, sinon unique, d'un fluide d'origine métamorphique est donc indiquée.

(ii) La composante carbonique des fluides

Certainement au stade de la carbonatation, mais probablement pendant tout le cycle I, un fluide carbonique se mélange avec le fluide aqueux d'origine métamorphique. Son origine peut être appréhendée à partir de la composition isotopique des carbonates. Curieusement, une zonation s'observe entre le coeur des dispositifs (filons de quartz et bérésites) et les mylonites: au coeur, le $\delta^{13}\text{C}$ du fluide en équilibre avec les carbonates est de l'ordre de $-5.1 (\pm 0.6) \text{‰}$, tandis que dans les mylonites, le fluide contient un carbone un peu plus lourd, avec un $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de $-4.1 (\pm 1.1) \text{‰}$.

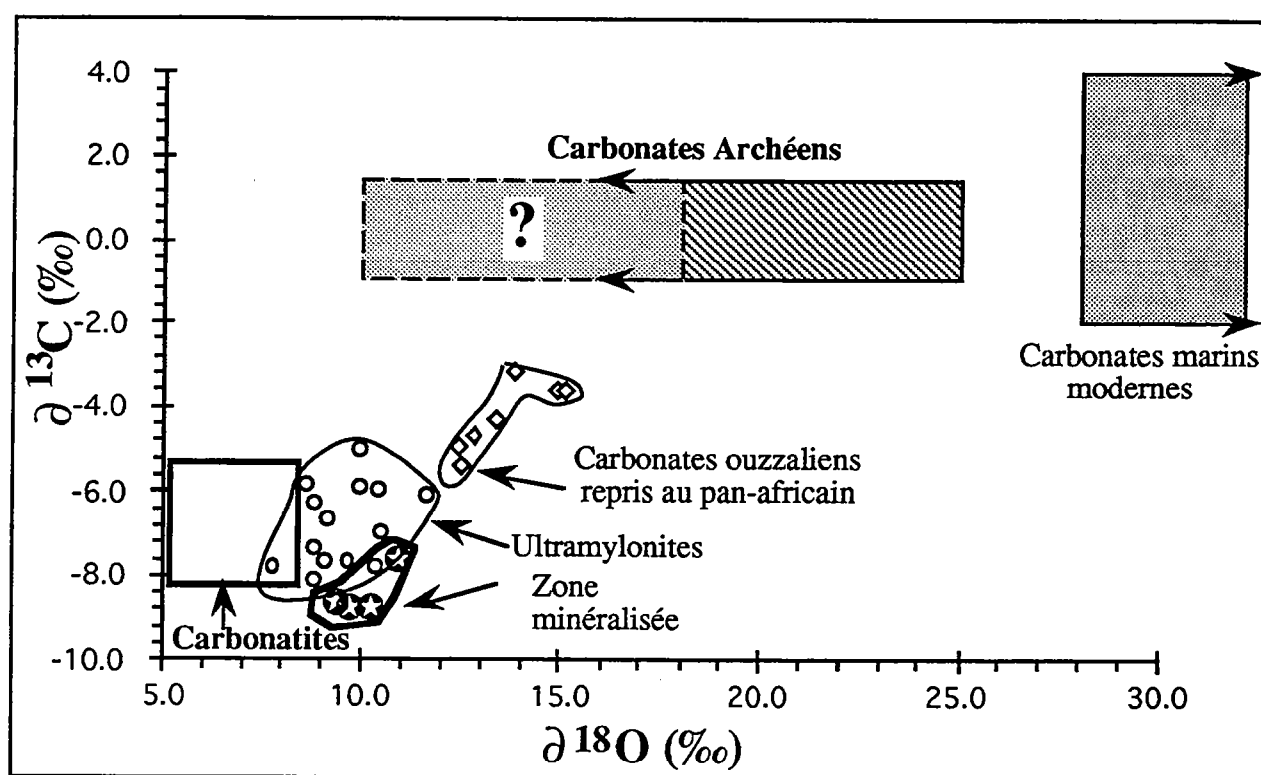


Figure VII-1 : Diagramme $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates impliqués dans les structures minéralisées de la ZCEO.

La constance du $\delta^{13}\text{C}$ du coeur et sa valeur moyenne sont compatibles avec une origine mantellique pour cette composante carbonique, qui transiterait donc le long de la ZCEO. La variation observée en direction des mylonites peut alors s'interpréter de deux façons, qui ne sont pas contradictoires :

- d'une part, il est possible que cette évolution isotopique puisse résulter d'une interaction du fluide avec les marbres présents dans les structures

mylonitiques, comme cela a été mentionné en VI-§II.3.4. La **figure VII-1** montre que les marbres granulitiques à olivine-spinelle qui sont engagés dans la zone rétro-morphosée mylonitique (figure IV-2a et 2b), présentent une forte diminution corrélée du $\delta^{13}\text{C}$ et du $\delta^{18}\text{O}$ au cours de l'interaction avec les fluides circulant dans la zone, laquelle interaction se traduit par le développement d'amphibole calco-magnésienne et de phlogopite. Une telle évolution s'explique bien par un échange isotopique entre les marbres de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ initial situés respectivement vers 0‰ et + 20‰ (Fourcade et al., 1995) et un fluide métamorphique carboné à bas $\delta^{13}\text{C}$ du type de celui impliqué dans l'évolution de la ZCEO. Corrélativement, au cours de cet échange, par effet de bilan, le $\delta^{13}\text{C}$ du fluide peut évoluer vers des valeurs plus lourdes vers l'extérieur, et ceci pourrait expliquer la grossière zonalité des compositions $\delta^{13}\text{C}$ dans les carbonates;

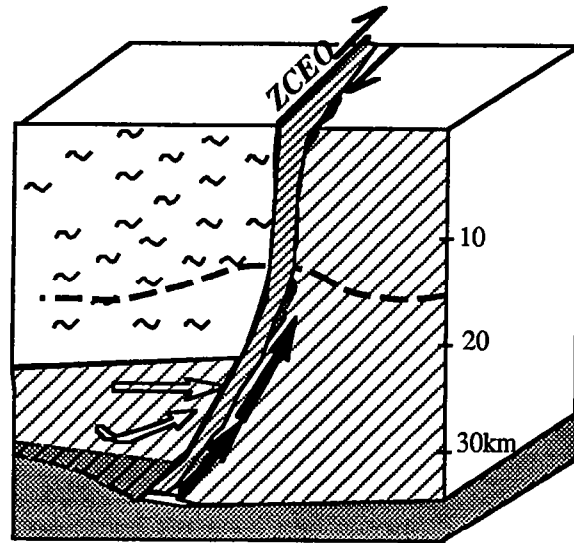
- d'autre part, en allant vers l'extérieur du système, le fluide peut devenir plus réducteur (nous avons vu, par exemple, que la pyrite des bérésites était instable en présence du fluide responsable de la carbonatation : voir supra, IV-§2.3.1), ce qui a le même effet sur le $\delta^{13}\text{C}$.

1.1.2. Modèle géologique

Pour les stades considérés, les données isotopiques suggèrent donc que la ZCEO fonctionne comme un drain pour deux types de fluides qui s'y mélangent: un fluide aqueux, d'origine métamorphique, et un fluide carbonique, d'origine mantélique. Le modèle géologique correspondant (figure VII-2) est facile à concevoir:

- les fluides métamorphiques proviennent d'une pile de type "kidalien". Dans le cadre du modèle tectonique de Boullier (1982), adopté sur la figure VII-2, de telles formations existent sous le bloc In Ouzzal, charrié et, dans ce cas, le rôle de drain que pourrait avoir joué la ZCEO pour des fluides piégés sous la "dalle" éburnéenne, est particulièrement clair (fluides 1a sur la figure VII-2); cependant, des fluides issus des complexes orientaux (1b sur la figure) seraient également plausibles.

Ces fluides pourraient être issus de la dévolatilisation liée au métamorphisme panafricain paroxysmal, mais plus vraisemblablement (et c'est l'hypothèse adoptée sur la figure VII-2), ils résultent d'une reprise de la déshydratation, en relation par exemple avec le développement d'une anomalie thermique en base de croûte - elle-même associée au développement du magmatisme basique syn-cinématique.












-  *In-Ouzzal*
-  *Protérozoïque (Kidalien)*
-  *Cataclasite
Mylonite*
-  *Roches basiques à intermédiaires
Syncinématiques*
-  *Magma basique (hypothétique)*
-  *Limite fragile ductile*
-  *Eaux métamorphiques*
-  *CO₂ mantellique*
-  *Manteau*

Figure VII-2 : Modèle de circulation des fluides dans les futures sites minéralisés (A) à la fin du fonctionnement de la ZCEO (cycle I). La structure est dessinée conformément au modèle tectonique de Boullier (1982) avec un chevauchement du socle éburnéen sur le Kidalien.

- ce même magmatisme basique fournit par ailleurs une source naturelle pour le fluide carbonique d'origine mantélique dont les données isotopiques ont révélé la présence.

1.1.3. Implications métallogéniques

Il est remarquable que les paramètres physico-chimiques des fluides de la ZCEO à la fin du stade ductile soient typiquement ceux qui sont attribués aux fluides minéralisateurs des gisements d'or dits "mésothermaux" (voir, par exemple, Nesbitt, 1990), alors que, dans la ZCEO, ce stade n'est associé à aucune minéralisation autre que la pyrite précoce des bérinites - ce en quoi elle ressemble beaucoup plus aux zones de cisaillement minéralisées de type hercynien (Boiron et al., 1990; Cathelineau et al., 1993).

A moins que des gisements ne se soient formés, au même moment, plus haut dans la zone de cisaillement (dans un site analogue à celui qui sera minéralisé plus tard dans la ZCEO - mais alors, pourquoi ne trouverait-on pas de paléoplacers dans les séries nigritiennes ?) une explication possible de ce paradoxe apparent serait que ni les fluides dérivés des complexes protérozoïques, ni les fluides issus du manteau panafricain, n'auraient été capables d'extraire et/ou de transporter efficacement l'or.

1.2. Cycle II

Ce cycle, au cours duquel s'accroît la remontée vers la surface de cette portion de la ZCEO qui sera ultérieurement minéralisée, est caractérisé par le développement de microfractures cicatrisées (plans d'inclusions fluides, ou PIF, et veinules de quartz) au sein des quartz Q₁, de direction E-W pour la plupart, à l'exception des plus précoces. Cet épisode hydrothermal est absent des bérinites qui paraissent, à partir de ce moment, avoir fonctionné comme des zones peu perméables pour leur plus grande part.

Une circulation précoce de fluides aquo-carboniques riches en CO₂ a lieu sous une pression mal connue, mais sans doute encore assez élevée. Il s'agit vraisemblablement des dernières manifestations des fluides aquo-carboniques typiques du cycle I, mais rien ne permet d'étayer cette affirmation.

Les fluides qui percolent dans les microfractures E-W sont des saumures de chimisme complexe, appartenant au système H₂O-NaCl-R²⁺Cl₂, où R²⁺ est probablement Ca²⁺. Ces saumures présentent des salinités variables en raison de phénomènes de mélange entre une saumure concentrée (W_a, de salinité 25 éq. % NaCl) et un fluide beaucoup moins salé (W_b, de salinité 5-7 éq. % NaCl). A partir de ce moment, le système hydrothermal de la ZCEO évolue dans les conditions

d'un champ géothermique profond (autour de 4 à 5 km), sous l'effet d'apports de chaleur qui seront discutés plus loin (voir infra, 1.3.2).

De telles saumures évoquent fortement le produit de l'évolution d'eaux de bassins infiltrées dans la perméabilité fissurale du socle jusqu'à de grandes profondeurs. En effet :

- la profondeur à laquelle se déroulent les circulations de saumures dans la ZCEO (entre 5 et 4.5 km, voir supra: **partie V, §3.3.2.**) reste suffisamment faible pour autoriser de telles percolations;

- des bassins sédimentaires, où se déposaient les molasses rouges du nigritien, se sont développés sur et autour du môle ouzzalien, autour de 540 Ma, donc peu après la fin du fonctionnement ductile de la ZCEO (il est même possible qu'ils se soient formés, en transtension ou en "pull-apart", en réponse aux derniers mouvements de cette structure; Fabre, 1988);

- des fluides à δD élevé ont effectivement circulé autour de la ZCEO: ils sont vraisemblablement responsables du rééquilibrage isotopique de l'hydrogène des biotites et des amphiboles des mylonites (voir supra VI-§II.1.2). Ce rééquilibrage n'a pu avoir lieu qu'à des températures relativement élevées, de l'ordre de 400 -330°C; or, les seuls fluides ayant une telle température dont une circulation intensive soit attestée sont précisément les saumures dont il est question ici. On peut donc postuler que le pôle Wa de ces saumures était un fluide à δD élevé, compris entre -2 et +20 ‰;

- l'existence d'une saumure plus ou moins équilibrée avec le socle ayant de tels δD est d'autant plus plausible qu'à l'époque considérée (autour de 540 Ma) l'In Ouzzal était très certainement sous de basses latitudes. On sait, en effet, qu'entre 600 et 500 Ma cette région est passée de 10-12° de latitude S à environ 55° de latitude S (Fabre, 1988, voir aussi les reconstructions de la position du Gondwana au Cambrien inférieur;McKerrow et al., 1992; Courjault-Radé et al., 1992), mais on sait aussi que la surface d'érosion anté-tassilienne, développée vers la base du Cambrien (autour de 520 Ma), est caractérisée par des horizons rubéfiés, armés de cuirasses ferrugineuses (Beuf et al., 1971), attestant donc encore de conditions subéquatoriales.

1.3. Cycle III: la minéralisation auro-sulfurée

Le dépôt de l'or et des sulfures associés (sphalérite, galène) a lieu dans un contexte tectonique différent, le fluide minéralisateur circulant dans un réseau de microfissures peu organisé, utilisant au maximum la microporperméabilité créée par la tectonique antérieure et, notamment, la cataclase qui achève le cycle I. La minéralisation, qui paraît répondre à une chute (brutale ?) de pression et de

température, se développe à une profondeur qui reste importante, toujours autour de 4 à 5 km semble-t-il.

1.3.1. Nature des fluides

Quatre types de fluides sont impliqués dans le processus minéralisateur (voir supra, **partie V**, §3.2.). Malheureusement, ils ne sont présents qu'en quantité trop réduite pour avoir pu donner lieu à l'analyse isotopique, de sorte que seules les données tirées de l'étude des IF sont disponibles pour en identifier la nature.

1.3.1.1. Fluides aqueux

Trois types de fluides aqueux ont été identifiés: une saumure (Wa), dont le mélange avec un fluide modérément salé (Wb) et un fluide très peu salé (Wc) détermine le dépôt des sulfures et de l'or.

- la saumure Wa est identifiable à celle du cycle II, dont la nature a été déterminée au § précédent;

- le fluide Wc, relativement proche de l'eau pure, est vraisemblablement assimilable à de l'eau météorique;

- quant au fluide Wb, on ne peut à son sujet que se livrer à des spéculations. L'hypothèse la plus simple, que nous adopterons dans la suite, est qu'il s'agisse également d'un fluide de bassin sédimentaire, beaucoup moins évolué que Wa.

1.3.1.2. Fluide aquo-carbonique

De façon remarquable, la minéralisation est annoncée par la circulation d'un fluide aquo-carbonique (CWIII) qui interrompt (et oblitère) la circulation des Wa. Ce fluide résulte lui-même d'un mélange entre les fluides Wb et Wc, d'une part, et des composantes volatiles, l'une purement carbonique, l'autre enrichie en N₂ (voir supra, **partie V**, §3.2.), d'autre part.

Rien dans les données ne permet d'identifier la nature de la composante carbonique. En revanche, la présence de N₂ renvoie vraisemblablement à une origine métamorphique (et, plus précisément, métasédimentaire): on sait, en effet, que le manteau n'est pas un réservoir significatif pour ce gaz.

1.3.2. Le problème des sources de chaleur

Depuis le début de la circulation des fluides Wa, le système hydrothermal de la ZCEO se comporte comme la partie profonde d'un champ géothermique,

avec des recharges thermiques périodiques; les températures enregistrées sont élevées et atteignent couramment 300°C et plus (voir supra, **partie V**, §3.3.). La question se pose donc d'identifier la (ou les) source(s) de chaleur correspondante(s).

Il n'y a qu'une source possible de chaleur dans la croûte supérieure: l'intrusion de grands volumes de magmas. Or, dans le cas de l'In Ouzzal, de telles sources potentielles existent effectivement: elles sont associées aux granites tardifs grossièrement classés dans la famille des Taourirt.

Comme le montre par exemple le cas des granites d'In Zize, au NW de l'In Ouzzal, ces granites, qui se mettent en place à faible profondeur, correspondent au magmatisme récurrent de grandes caldéras associées à de puissants épanchements ignimbritiques (Caby, 1970). La caldéra d'In Zize est datée à 530 ± 10 Ma (Allègre et Caby, 1972), mais de tels complexes existent aussi autour de 540 Ma, notamment au N de l'Adrar des Iforas, où les derniers dykes de rhyolite alimentant des ignimbrites sont datés à 543 ± 9 Ma (in: Fabre, 1988). Ces caldéras sont de grande taille, avec des diamètres de l'ordre de 20 à 30 km (voir le système centré autour de l'Adrar Nahalet, dans le N-W de l'In Ouzzal (Caby, 1970). L'une d'entre elles est située à l'extrême pointe méridionale de l'unité granitique de l'In Ouzzal (c'est le complexe de Boughessa; Boullier, 1982). Il faut donc admettre qu'en profondeur, à un niveau structural non encore atteint par l'érosion, existent des batholites qui représentaient, à l'époque considérée, des chambres magmatiques, dont l'effet thermique pouvait être considérable et qui constituaient donc les sources de chaleur recherchées.

1.3.3. Le problème de la source de l'or

La question de l'origine des métaux concentrés dans les gisements est la plus difficile à résoudre en métallogénie et, malgré les progrès réalisés dans la dernière décennie, elle n'admet encore que rarement une réponse sans ambiguïté. Il se trouve que dans le cas des gisements de la ZCEO, il semble possible d'apporter à la question de la source de l'or une réponse suffisamment argumentée pour qu'on puisse la considérer comme raisonnablement assurée.

1.3.3.1. Arguments pour une origine dans l'In Ouzzal

Dans les gisements de la ZCEO, on peut démontrer que la galène et l'or se sont déposés simultanément (voir supra, **Partie IV**-§2.4.2.2). Il est donc hautement probable que le plomb et l'or aient une origine commune. La géochimie isotopique du plomb permet de mieux cerner celle-ci.

Or, les résultats de cette étude isotopique sont sans ambiguïté (voir supra, **VI**-§II.3 et la figure VI-6): le plomb des galènes des gisements de Tirek et

d'Amesmessas vient de l'In Ouzal. Plus précisément, les données isotopiques indiquent que:

- le plomb des gisements filoniens N-S (type Amesmessas) a une composition isotopique très constante, correspondant au mélange de plombs provenant des deux grands types d'orthogneiss ouzzaliens, ceux qui se sont formés aux alentours de 3 Ga (OG_{3,0}) et ceux qui se sont formés à 2,6 Ga (OG_{2,6});

- tandis que le plomb des gisements filoniens à N40°E (type Tirek) montre une composition plus variable, mais correspondant toujours au mélange de ces deux sources, où les OG_{2,6} prennent une part plus importante, ce qui suggère l'influence locale d'une source proche se superposant à la composition moyenne.

Aucune contribution, autre que très marginale, des gneiss protérozoïques ou d'une autre source n'est évidente, de sorte que l'or, étroitement associé dans son dépôt avec le plomb, ne peut pas venir d'un autre domaine que celui de l'unité granulitique In Ouzal (UGIO).

1.3.3.2. Faisabilité d'une source dans l'In Ouzal

Il reste à s'assurer que des sources d'or existent dans l'In Ouzal, et que la possibilité d'extraire cet or s'est effectivement manifestée.

(i) Quelques données sur la géochimie de l'or

L'or a été dosé par activation neutronique, au laboratoire Pierre Süe de Saclay, avec la collaboration de J.-L. Joron, dans un certain nombre de roches de l'UGIO; les résultats sont présentés dans l'Annexe 4 (tableau VII-1) et résumés dans le tableau VII-1. Ils autorisent les conclusions suivantes:

- il existe des teneurs en or significatives dans un certain nombre de types lithologiques de l'UGIO, essentiellement certains métasédiments (les gneiss alumino-magnésiens, ou GAM) et les orthogneiss, indépendamment de leur âge. Les teneurs, comprises entre 2,5 et 3,7 ppb, se comparent favorablement avec le clark de l'or (3,4 ppb) estimé pour la croûte continentale inférieure par Taylor et McLennan (1985).

- au contraire, d'autres types lithologiques sont typiquement pauvres en or: marbres et roches décarbonatées (diopsidites), syénites, méta-komatiites ("lherzolites").

- enfin, il existe des enrichissements ponctuels, dont le caractère métasomatique semble attesté par la corrélation avec des teneurs en arsenic supérieures au seuil de détection (l'arsenic étant systématiquement absent des roches "normalement" riches en or). Tel est le cas pour un GAM (échantillon

INZ 100), ainsi que pour un (méta ?)skarn, dont le caractère anomalique est également souligné par la teneur très élevée en tungstène.

- tel semble bien être aussi le cas pour les ultramafites, dont les teneurs relativement élevées en or paraissent liées à leur proximité de gisements aurifères. On note aussi que les teneurs en or des roches mafiques syntectoniques de la ZCEO sont également faibles.

Il ressort de cet inventaire que si les roches mafiques et ultramafiques ne paraissent pas des sources raisonnables d'or, en revanche, les gneiss de l'In Ouzzal (qui ont fourni le plomb des galènes des gisements d'or) présentent un fond géochimique significatif en cet élément, qui en font bien une source potentielle.

	Lithologie	Au	As	Mo	W
	GAM [1]	90.20	40.56	3.18	-
	GAM [6]	2.50	-	1.70	-
	OG3.0 [2]	3.69	-	0.76	-
	OG2.6 [2]	2.82	-	0.99	-
	OG [5]	2.60*	-	1.44	-
In	marbre [1]	-	-	-	-
Ouzzal	diopsidite [1]	1.1	0.38	-	-
	méta-skarn ? [1]	2.0	1.33	0.54	294
	méta-komatiite [1]	-	-	-	-
	ultramafite** [3]	3.17	3.05	-	-
	syénite*** [2]	0.95	1.50	-	-
ZCEO	gabbro**** [3]	0.93	0.52	0.76	-

Tableau VII-1. Teneurs moyennes en or (ppb) et quelques autres éléments (ppm) des principaux types lithologiques de l'In Ouzzal et des gabbros de la ZCEO (analyses par activation neutronique, laboratoire P. Suë, analyste J.-L. Joron). Entre [], nombre d'échantillons.

GAM: gneiss aluminomagnésiens; OG: orthogneiss (OG3,0: groupe âgé de 3 Ga; OG2,6: groupe âgé de 2,6 Ga).

- non détecté

* dans l'échantillon supplémentaire, l'or est au-dessous du seuil de détection

** ces ultramafites proviennent de corps situés à proximité de gisements d'or de la ZCEO

*** ces syénites proviennent de corps situés à proximité de gisements d'or intra-ouzzaliens

**** l'un des échantillons provient d'un corps voisin du gisement d'or de Tirek

Ce point de vue qualitatif peut être renforcé par un raisonnement quantitatif. Le gisement d'Amesmesssa, par exemple, représente une accumulation de 100t d'or, en chiffres ronds. On peut se demander quel volume de gneiss de l'In Ouzzal, supposés avoir une densité de 2,7, pour obtenir ce tonnage ?

Les résultats du calcul sont présentés dans le **tableau VII-2**, sous différentes hypothèses, concernant le taux d'extraction (de 20% à 1%, en admettant une teneur initiale de 2,5 ppb) et l'efficacité du lessivage (entre 100% et 10% du volume considéré). Les hypothèses les plus basses permettent également d'envisager les effets d'une faible efficacité de la concentration dans le piège, en admettant une bonne efficacité de l'extraction et du transport.

teneur (ppb) lessivée	tonnage (en t) libéré par m ³	volume (km ³) nécessaire pour faire Amesmesssa	
		100% lessivé	10% lessivé
0.5	1.4x10 ⁻⁹	75	750
0.25	0.7x10 ⁻⁹	150	1 500
0.03	0.7x10 ⁻¹⁰	1 500	15 000

Tableau VII-2. Evaluation du volume nécessaire à l'extraction de 100t d'or sous diverses hypothèses (voir texte).

Les volumes obtenus peuvent être confrontés à la géométrie du gisement, qui s'étend sur 10 km de longueur, pour une hauteur d'au moins 500 m, et à la géométrie possible d'une zone d'extraction (**figure VII-3**). Il en ressort que le volume maximal disponible est de l'ordre de 9 000 km³, mais que des volumes de l'ordre de 1 000 à 1 500 km³ sont plus plausibles.

On voit donc qu'il est possible d'obtenir le tonnage nécessaire sans faire d'hypothèses excessives sur l'efficacité de l'extraction ou du piégeage.

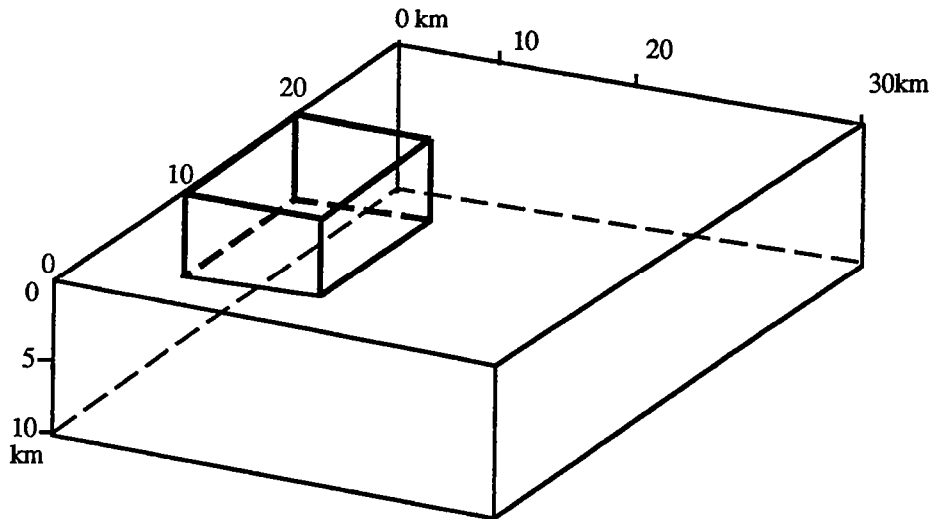


Figure VII.-3. Estimation des volumes lessivables que l'on peut raisonnablement associer à la formation d'un gisement de la taille d'Amesmess, compte-tenu de la reconstruction de la figure VII-4. On voit que ce volume est compris dans la fourchette 500-9 000 km³.

(ii) Indications de la percolation de saumures dans l'In Ouzzal

Aucune étude d'IF n'est malheureusement disponible sur les gneiss de la partie méridionale du môle In Ouzzal. On sait cependant que ces gneiss ont fait l'objet d'une rétro-morphose statique très discrète, dont témoignent notamment de (rares) veinules à épidote (Fourcade, comm. pers.). En revanche, d'utiles observations ont été faites plus au N et plus au S:

- au N, Coulibaly (1994) étudie les IF des granulites d'Thouahouène et y trouve, dans les échantillons situés dans des régions affectées de façon dense par des cisaillements ductiles N30°-40°E, de nombreux PIF à inclusions de saumures. Les eutectiques bas (-60°C) indiquent la présence de Ca²⁺, tandis que les salinités (T_m de -30° à -15°C) correspondent à celles qui sont mesurées pour les saumures de la ZCEO. Enfin, les Th, majoritairement comprises entre 260° et 300°C, sont également du même ordre que celles des IF à saumures de la ZCEO.

- au S, Boullier (1982) décrit la rétro-morphose statique des granulites de l'Adrar des Iforas, dont elle note le caractère ubiquiste, et qu'elle attribue à la circulation de fluides aqueux, dont elle ne précise malheureusement pas les caractéristiques. Elle signale notamment l'existence de couloirs de dissolution/recristallisation dans les quartz ou les feldspaths mésoperthitiques, avec cristallisation d'amphiboles, ce qui implique des transferts de matière à une échelle

supérieure à celle des microfractures et souligne le caractère pénétratif des circulations de fluides.

Il ne fait donc aucun doute que des fluides aient massivement percolé d'importants volumes des complexes granulitiques ouzzaliens et les observations de Coulibaly (1994) suggèrent, de façon convaincante, que ce sont des saumures du type des saumures Wa de la ZCEO qui ont été impliquées dans ces circulations.

On sait par ailleurs que l'or est fortement soluble dans les solutions salines à haute température (Gibert et al., 1992). L'hypothèse que ces circulations aient pu efficacement extraire une partie de l'or présent dans le socle granitique éburnéen est donc très crédible.

(iii) Un argument indirect: les fluides CWIII

Le fait que des fluides aquo-carboniques (CWIII) apparaissent transitoirement dans le système hydrothermal de la ZCEO avant la minéralisation, qu'ils annoncent, peut être considéré comme un argument supplémentaire indiquant que les fluides minéralisateurs ont percolé l'In Ouzzal. Ces fluides CWIII résultent en effet du mélange d'une composante carbonique presque pure avec des fluides aqueux que l'on peut considérer comme "superficiels" (voir plus haut).

Or, comme l'a également montré Coulibaly (1994), les granulites ouzzaliennes sont caractérisées par l'abondance des inclusions carboniques sans eau apparente, où CO_2 est la phase dominante, accompagnée d'un peu de CH_4 ($X'\text{CO}_2 = 0.96$ à 1.00). Ces IF très denses, synchrones du métamorphisme granulitique, sont recoupées par les PIF à saumures et de plus, dans certains échantillons, elles ont été totalement oblitérées par ces derniers. Il est donc certain que du CO_2 a été libéré des granulites au moment de la circulation des saumures dans le socle éburnéen.

Est-il invraisemblable d'envisager que ce fluide carbonique pratiquement pur "chassé" du socle soit précisément cette composante carbonique qui contribue à l'expression des fluides CWIII dans la ZCEO ?

1.3.3.4. Conclusion

Il ressort clairement des discussions qui précèdent que le socle ouzzalien possède, dans de larges volumes, des teneurs suffisantes en or pour avoir pu jouer

le rôle de source pour les gisements de la ZCEO et que les fluides qui ont circulé dans la ZCEO avant et pendant la minéralisation aurifère ont également percolé ce socle, à des températures suffisantes pour que ces saumures aient efficacement extrait une partie de l'or qui y est présent.

Il semble donc assuré que l'or concentré dans les gisements de la ZCEO a été remobilisé du socle granulitique, conformément aux indications de la géochimie isotopique du plomb, selon lesquelles, en outre, aucune autre source n'a pu être impliquée de façon significative.

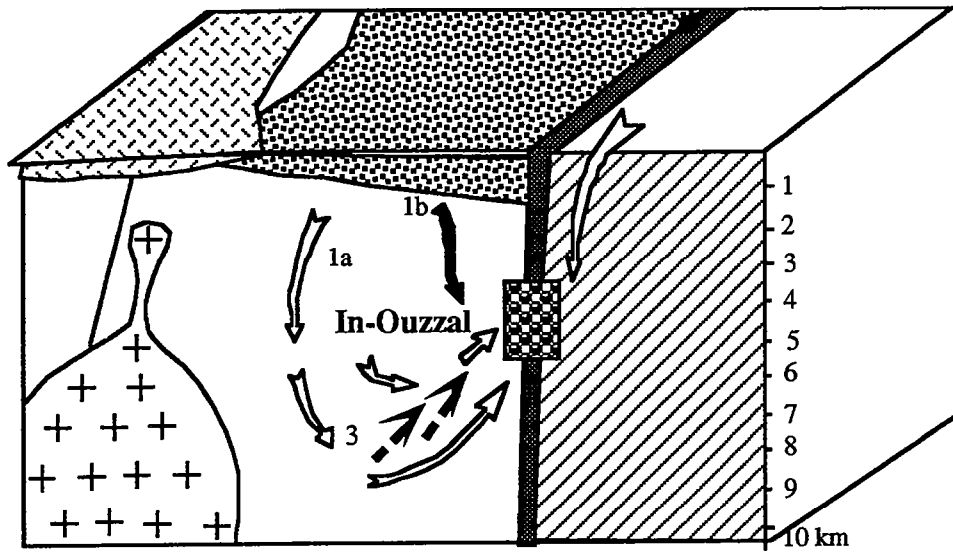
1.3.4. Le modèle géologique

Il reste à articuler l'ensemble de ces données en un modèle géologique cohérent. Le modèle adopté est présenté sur la figure VII-4. Il comporte un bassin sédimentaire, de type "série pourprée" ou nigritien, que l'on a supposé implanté à la faveur de la ZCEO, qui est la source des saumures percolant le socle. Ces saumures sont mises en mouvement en réponse à la présence d'une chambre magmatique, laquelle alimente des granites "Taourirt" et un volcanisme ignimbrétique. Elles vont percoler le socle jusqu'à des profondeurs de l'ordre de la dizaine de km et ce sont elles qui vont extraire l'or des granulites et le transporter vers le drain majeur que constitue la ZCEO. Dans ce processus, les drains secondaires que constituent les anciennes zones de cisaillement kilométriques à décakilométriques dans le socle ouzzalien jouent certainement un rôle important, dont on discutera plus loin.

En remontant le long de la ZCEO, ces saumures chargées en or (ou les fluides carboniques "chassés" des granulites) rencontrent des fluides plus superficiels, initialement froids, qui percolent "per descensum" en se réchauffant: fluides peu évolués du fond du bassin (Wb, circuit court de la figure VII-4) et eaux météoriques (Wc). Le mélange anisotherme qui en résulte est la cause principale du dépôt des minéralisations auro-sulfurées, à laquelle s'ajoute un contrôle géologique local qui concerne vraisemblablement le pH, mais surtout les possibilités de drainage des fluides, en particulier ceux issus du circuit profond.

Dans ce cadre général, les petites différences que l'on observe entre les gisements filoniens N-S (type Amesmessa) et N30)-40°E (type Tirek) trouvent des explications:

- de façon générale, les gisements N-S présentent des caractéristiques uniformes, moyennées, qui sont bien celles que l'on attend le long du drain majeur de fluides percolant des volumes de l'ordre du millier de km³.







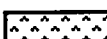
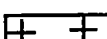




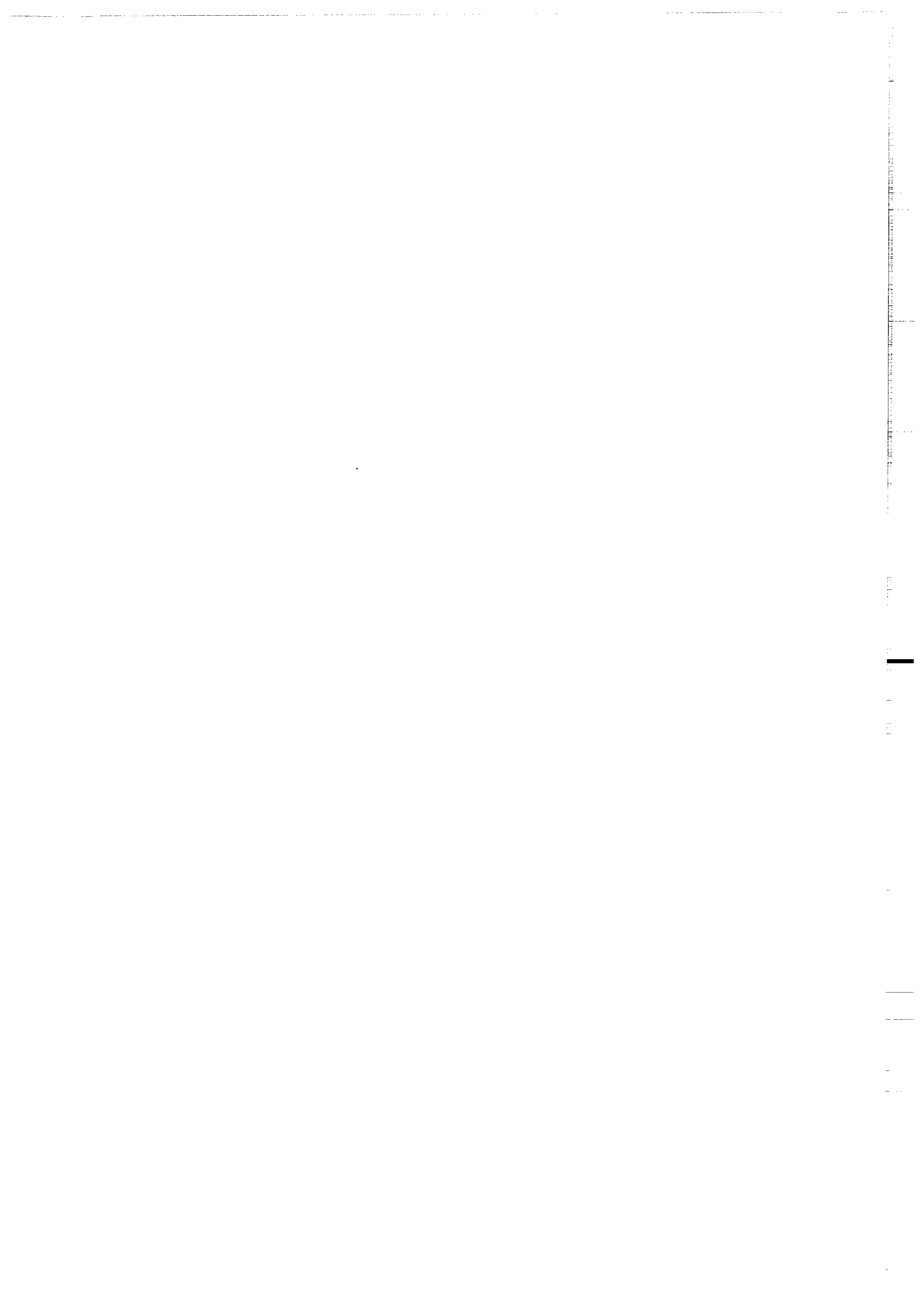
-  In-Ouzzal
-  Kidalien
-  Cataclasite-mylonite (ZCEO)
-  Bassin molassique
-  Ignimbrite
-  Granite Taourirt
-  Site Minéralisé
-  Eau de bassin (a- circuit long, b- circuit court)
-  Eau météorique
-  Fluide carbonique "chassé" des granulites

Figure VII-4 : Modèle de circulation des fluides à l'origine des gisements d'or de la ZCEO (fin du cycle II, et cycle III)

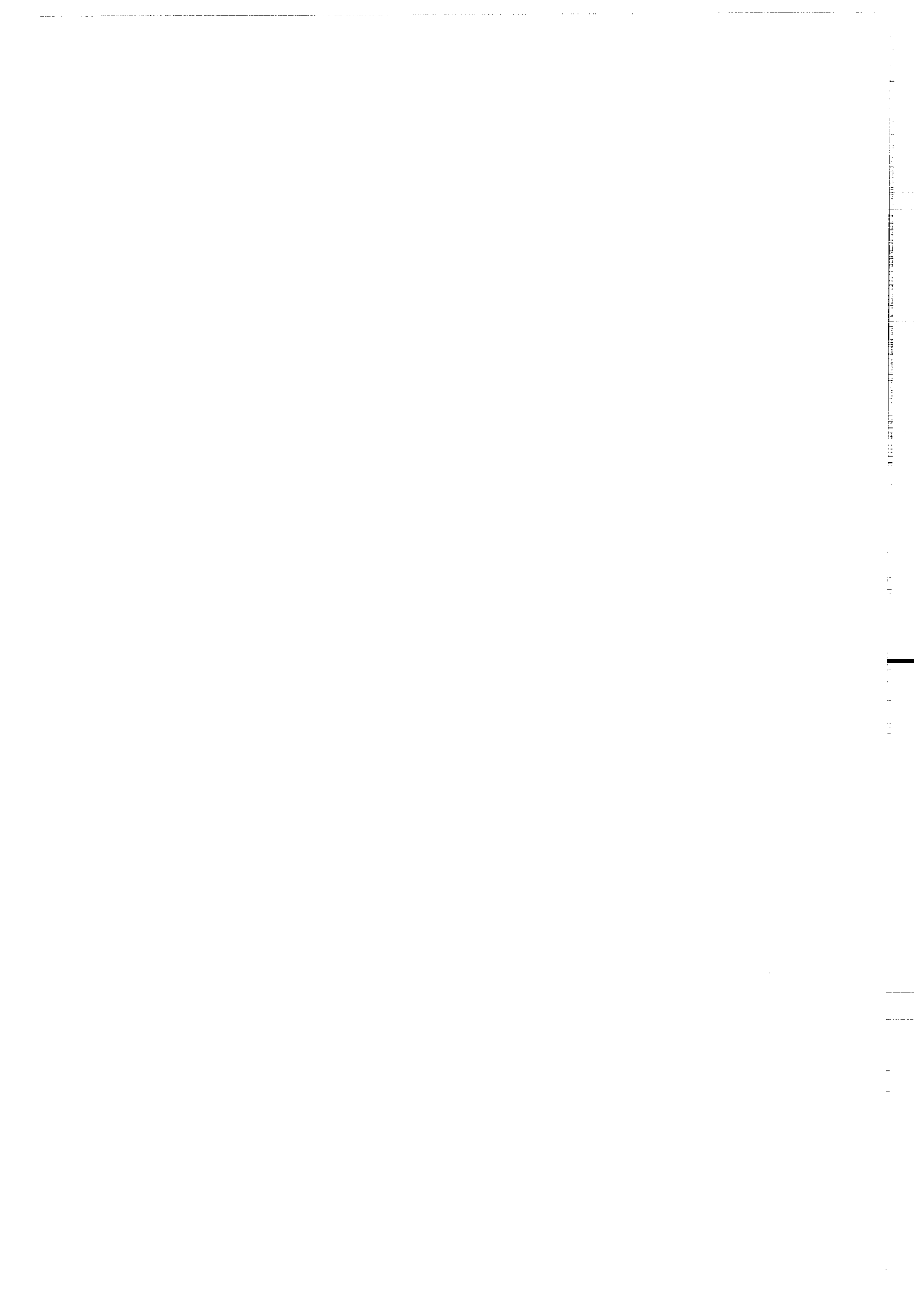
- en revanche, les gisements N30°-40°E, qui sont localisés à l'intersection entre le cisaillement N-S et des cisaillements secondaires, parallèles aux cisaillements de deuxième ordre qui contrôlent les circulations dans le socle éburnéen, ont toutes les chances d'enregistrer des effets plus locaux et c'est bien ce que l'on constate, puisque, par exemple, le plomb de Tirek montre une influence plus grande des OG_{2,6} que la moyenne de la ZCEO.

2. Les gisements intra-ouzzaliens (type Kiouène)

L'existence de gisements le long des grandes zones de cisaillement intra-ouzzaliennes, avec des caractéristiques similaires à celles des gisements de la ZCEO, mais avec une plus grande importance des contrôles lithologiques locaux, est une conséquence logique du modèle établi ci-dessus pour la ZCEO. Les gisements d'or intra-ouzzaliens, avec leurs particularités, trouvent ainsi leur explication.



BIBLIOGRAPHIE



- Addie, G.** (1964) - Silver-gold ratio in some Witwatersrand conglomerates. *Econ. Géol.*, V. 15 p 325.
- Al-Aasm, I.S., Taylor, B.E., and South, B.** (1990). Stable isotope analysis of multiple carbonate samples using selective acid extraction. *Chem. Geol (Isotope Geoscience section)* V.80, pp 119-125.
- Allègre, C.L. et Caby, R.** (1972). - Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. *C.R.A.S.*, t.275, PP 2095-2098.
- Attoum, A.** (1983) - Etude géologique et structurale des mylonites pan-africaines et des minéralisations aurifères associées dans le secteur de Tirek (Hoggar, Algérie). Thèse Doc. Ing., U.S.T.L. Montpellier, 98p.
- Attoum, A.** (1993) - Contribution à l'étude des zones de cisaillement panfricaines : tectonique, microtectonique et cinématique des mylonites de Tirek (Hoggar, Algérie). *Bul. du service géologique de l'Algérie*. V 4, n°2, pp 65-87.
- Baker, R.J. and Jansen, B.H.** (1990) - Preferential water leakage from fluid inclusions by mean of mobile dislocations. *Nature*, V 325, pp 58-60.
- Barbey, P., bertrand, J.M., Angoua, S.E. and Dautel, D.** (1989) - Petrogenesis and U/Pb geochronology of the Teloat migmatites (Aleksod, central Hoggar, Algeria). *Contrib. Petrol.* V. 101, pp 207-219.
- Ben-Othman, D., Polve, M., Allegre, C.J.**(1984). - Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower crust. *Nature*, 307, PP 510-515.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J.J., Fourcade, S., Kienast, J.R.** , 1988. Origin and evolution of 2 Ga old carbonatite complexe, (Ihouhaouene, Ahaggar, Algeria): Nd and Sr isotopic evidence. *Contrib. Minéral. Petrol.*, 98, PP 277-292
- Bertrand, J.M.L.** (1974). - Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse d'état, Univ. Montpellier. CNRS, Ser. Géol., 19: 350 P.
- Bertrand J.M.L. and Caby, R.**, (1978). - Geodynamic evolution of the pan-africain orogenic belt : A new interpretation of the Hoggar schield (Algerian Sahara). *Geol. Rundschman*, 67, PP 357-388
- Bertrand, J.M.L. and Lasserre, M.**, (1976). - Pan-Africain and pre- Pan- Africain history of the hoggar (Algerien Sahara) in the light of a new geochronological data from the Aleksod area. *Precamb. Res.*, 3, PP 343-362
- Bertrand, J.M.L., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J. Moussine-Pouchkine and Saadallah.** (1978). - The late pan-africain intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (central Sahara, Algeria): Geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar schield. *Prec. Research*, 7, PP 349-376.
- Bertrand, J.M.L., Meriem, D., Lapique, F., Michard, A., Dautel, D. et Gravelle, M.** (1986b) - Nouvelles données sur l'âge de la tectonique pan-africaine dans le rameau oriental de la chaine pharusienne (région de Timgaouine, Hoggar, Algérie). *C.R.Acad. Sc., Paris*, 302, pp 437-440.

- Bertrand, J.M.L., Michard, A., Carpena, J., Boullier, A.M., Dautel, D. (1986a)** - Structure and U/Pb géochronologie of the Central Hoggar (Algeria). A reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics*, 5, pp 955-646.
- Bertrand, J.M.L., Michard, A., Dautel D. and Pillot, M. (1984)**. - Ages U/Pb éburnéens et pan-africains au Hoggar central (Algérie); conséquences géodynamiques. *Acad. Sci. Paris CRS, II*, 298, pp 643-646
- Bertrand, P., Ouzegane, K. and Kienast, J.R. (1992)**.- P-T-X relationships in the precambrien Al-Mg rich granulites from the In-Ouzzal, Hoggar, Algeria. *J. Metamorph. Geol.*, 10, pp 17-31.
- Bessoles, B., (1977)**. Géologie de l'Afrique: le craton ouest africain. *Mém. BRGM., Fr., n° 88*, 403P.
- Beuf, S., Biju-Duval, B., Charpal, O. de, Rognon, P., Gariel, O., Bennacef, A. (1971)**. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. Editions Technip, Coll. "Science et Technique du Pétrole", V.18, 1-464.
- Black, R. (1978)**. - Propos sur le Pan-Africain. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7)*, XX, pp 843-850.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine A., Bayer R., Bertrand J.M.L., Boullier A.M., Fabre J. and Lesquer A. (1979)**: Evidence for late Precambrien plate tectonics in west Africa. *Nature*, 278, PP 223-227
- Blondy, S.D. et Holland, T.J.B. (1990)** - Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. *Contr. Min. Pet.* , V. 104, pp 208-224.
- Boiron, M.-C., Cathelineau, M., Dubessy, J., Bastoul, A.M. (1990)**. Fluids in hercynian Au veins from the French Variscan belt. *Mineral. Mag.*, 54, 231-243.
- Boissonnas, J. (1973)** - Les granites à structure concentrique et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). Thèse d'état, 2 tomes, Paris VI, Edition BRGM.
- Borisenko, A.S. (1977)** - Study of the salt composition of solution in gaz-liquide inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet. Geol and Geophy.* V18, pp 11-19.
- Bottinga, Y. and Javoy M. (1973)** - Comments on oxygen isotope geothermometry. *Earth Planet. Sci. Letters*, V. 13, pp 250-265.
- Bottinga, Y. and Javoy M. (1975)** - Oxygene isotope partitioning among the minerals in igneous and metamorphic rocks. *Rev. Geophysics Space Physics*, V. 13, pp 401-418.
- Bouamar, N.E.H. (1991)** - Reconstitution de l'histoire pétrologique et thermodynamique des métapelites et pyrigarnites de Tidjenouine, SW de Tamanrasset (hoggar central polycyclique). Thèse de Magister, U.S.T.H.B., Alger
- Boullier, A.M. and Bertrand, J.M.L., (1981)**. - Tectonique tangentielle profonde et couloir mylonitique dans le Hoggar central polycyclique (Algérie). *Soc. Géol. France Bull., Sér. 7*, 38, PP 17-22
- Boullier, A.M. (1982)**. Etude structurale du Précambrien du centre de l'Adrar des Iforas (Mali). Thèse Doct. Etat, INPL (Nancy), 348 pp.
- Bowers, T.S. and Helgeson, H.C.(1983)**.- Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic

systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Géochimica et Cosmochimica Acta*, V. 47, pp. 1247-1275.

Boyle, R.W. (1979) - The géochimistry of gold and its deposits ((together with a chapter on geochemical prospecting for the element). Geological Survey of Canada, Bulletin 280, 584p.

Bozzo, A.T., Chen H.S., Kass J.R. and Barduhn A.J. (1973) - The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide. 4 th Internat. Symp. on fresh water from the sea 3, pp 437-451.

Burrows, D.R., Wood, P.C. and Spooner, E.T.C. (1986) - Carbon isotope evidence for a magmatic for Archean gold-quartz vein on deposit. *Nature*, V. 321, pp 851-854.

Caby, R. (1970) - La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie), Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse d'état, Univ. Montpellier.

Caby, R. (1972) - Evolution préorogénique, site et agencement de la chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara algérien) : Sa place dans l'orogénèse pan-africaine en Afrique occidentale. Notes et mem. Serv. Géol. Maroc, n° 236, pp 65-80.

Caby, R. (1983). - Association volcaniques et plutoniques pré-tectoniques de la bordure de la chaîne pan-africaine en Adrar des Iforas (Mali) : un site de type arc- cordillère au Protérozoïque supérieur (Abstract). Coll. Africain géologie, 11 th, Milton Keynes 1981, Abstract, 30.

Caby, R. (1987) - The Pan-African belt of West-Africa from the Sahara desert to the gulf of Benin. in : Anatomy of mountain ranges, Scher et J. Rodgers (ed.), Princeton University Press. pp 130 - 170.

Caby, R. et Moussu H.(1967). - Une grande série détritique du Sahara: Stratigraphie, paléogéographie et évolution structurale de la "série pourprée" dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, IX, PP. 876-882.

Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U. and Lancelot, J.R., (1985). - Les phases tardives de l'orogénèse panafricaine dans l'Adrar des Iforas oriental (Mali) : Lithostratigraphie des formations molassiques dans l'Adrar des Iforas et géochronologiques U/Pb sur zircons de deux massifs intrusif. *Precamb. Res.*, 28, 187-199.

Cahen, L. Snelling, N.J., Delhal J. and Vail J.R.(1984) - The geochronologie and evolutin of Africa, Clarendon Press, Oxford.

Cameron, E.M. (1993) - Precambrien gold : perspectives from the Top and botton of shear zones. *The Canadian Mineralogist*. V. 31, PP 917-944.

Carpena, J. (1982). - Late termal history of the Hoggar schield (western Africa). 5 th intern. conf. Geochron. cosmochron. isotope geology, Japan 1982, Abstract, PP 6-7

Carpena, J., Kienast ,J.R., Ouzegane, K. and Jehanno C. (1988). - Evidence of the contrasted fission track clock behaviour of the apatite from In-ouzzal carbonatite (NW Hoggar) : the low temperature thermal history of an Archean basement. *Geol. Soc. Am. Bull.* V. 100, pp 1237-1243.

Cathelineau, M. (1981). - Les gisement d'uranium liés spacialement aux leucogranites sudarmoricaïn et à leur encaissant métamorphique : relations et interaction entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. Thèse 3° cycle, I.N.P.L.

Cathelineau, M. and Izquierdo, (1988) - Temperature - composition relationships of authigenic micaceous minerals in the Los Azufres geothermal system. *contrib. Mineral. Petrol.* (1988) V 418 pp 418-428

- Cathelineau, M., Nieva, D. (1985)** - A chlorit solid solution geothermometer. The Los Azufres geothermal system. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V.91, pp 235-244.
- Cathelineau, M., Boiron, M.-C., Essarraj, S., Dubessy, J., Lespinasse, M., Poty, B. (1993)**. Fluid pressure variations in relation to multistage deformation and uplift : a fluid inclusion study of Au quartz veins. *Eur. J. Mineral.*, 5, 107-121.
- Chako, T., Mayeda, T.K., Clayton, R.N. and goldsmith J.R. (1991)** - Oxygene and carbon isotope fractionations between CO₂ and calcite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, V. 55, pp 2867-2882.
- Chayla, B., Jaffrezic, H., et Joron, J.L. (1973)**. Analyse par activation dans les neutrons épithermiques. *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, V. 277, pp 273-275.
- Cheilletz A., Bertrand, J.M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabsa, L., Farrar, E., Zimmerman, J.L., Dautel, D. et Boullier, A.M. (1992)** - Géochimie et géochronologie Rb/Sr, K/Ar et 40Ar/39Ar des complexes granitiques Pan-africain de la région de Tamanrasset (Algérie). Relations avec les minéralisations Sn-W associées à l'évolution tectonique du Hoggar Central. O.R.G.M. (rapport inédit).
- Chen, H.S. (1972)** - Thermodynamics and composition of carbon dioxide hydrates: Unpub. M.S. Thesis, Syracuse University, 67p.
- Chikhaoui, M. (1981)**. - Les roches volcaniques du Protérozoïques supérieur de la chaîne pan-africaine (Hoggar, Anti-atlas, Adrar des Iforas): Thèse doct. d'état, USTL, Montpellier, 183P
- Clauer, N., Caby R., Jeanette D. and Trompette R., (1982)**. - Géochronologie of sedimentary and metasedimentary Precambrien rocks of the west African craton. *Precambrien Res.*, 18, PP 53-71
- Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. (1963)**. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*. V. 27 pp 43.
- Collins, P. L. F.(1979)**. - Gas hydrates in CO₂ bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic geology*, vol. 74, pp. 1435-1444.
- Coulibaly, Y. (1994)**. Caractéristiques physico-chimiques des fluides des granulites de haute pression d'Ihouahouhène (In Ouzzal, Algérie). DEA, INPL (Nancy), 85 pp.
- Courjault-Radé, P., Debrenne F. and Gandin A. (1992)** - Paléogéographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrien. *Terra Nava*, V.4, pp657-667.
- Crawford, M.L. (1981)** - Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In L.S. Hollister and M.L. Crawford (Eds). *Short course in fluid inclusions. Application to petrology* . V. 6, Mineralogical association of Canada, pp - 75-100.
- Doe, B.R. and Stacey J.S. (1974)** - The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation : a review. *Econ. Géol.* V. 69, pp 357-776.
- A Drareni, J.J. Peucat, L. Latouche, P. Vidal (1993)** - Isotopic evolution and age of the Archean from Gour Oumelalen, Hoggar Massif (Algeria). EUG VII, Strasbourg
- Dubois, M. (1992)** - Fluides crustaux: Approche expérimentale et analytique. Détermination du solvus des systèmes H₂O-MCL (M= Li, K, Rb, Cs) et, caractérisation et dynamique des fluides

des dômes thermiques, sur l'exemple du diapir Vellave (SE Massif central français). thèse d'université, I.N.P.L. Nancy, pp229.

Dupond, P.L. (1987) - Pétrologie et géochimie des ensembles magmatiques Pharusien I et II, dans le rameau oriental de la chaîne pharisienne (Hoggar, Algérie). Implications géodynamiques pour l'évolution d'une chaîne mobile au Protérozoïque supérieur. Thèse Doct., Univ. Nancy I, 83p.

Fabre, J. (1988). Les séries Paléozoïques d'Afrique: une approche. *J. african Earth Sci.*, V.7, 1-40.

Ferrara, G. and Gravelle M. (1966). - Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the west African craton. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V.1, pp 319-324

Fourcade, S., Javoy, M. (1985). - Preliminary investigations of 18O/16O and D/H compositions in rhyo-ignimbrites in the In-Hihaou (In-Zize) magmatic center, central Ahaggar, Algeria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 89, pp 285-295.

Fourcad, S. et al. (1995) -

Fourcade, S. et Javoy, M. (1973) - Rapport 18O/16O dans les roches du vieux socle catazonal d'In-Ouzzal (Sahara algérien). *Contr. Minéral. and Petrol.* V.42, pp235-244

Gravelle, M. (1969). - Recherche sur la géologie du socle Précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet Tibhaouine. Thèse d'état, Univ. Paris, 781P

Groves, D.I., Golding, S.D., Rock, N.M.S., Barley, M.E. and Naughton, N.J.M.C. (1988) - Archean carbon reservoir and their relevance to the fluid source for gold deposit. *Nature*, V. 331, pp 254-257.

H. Feinberg, Aifa, T., Pozzi, J.P., Khattach, D. et Boulin, J. (1990) : Courbe de dérive apparente des pôles magnétiques de l'Afrique et de la Méséta marocaine pendant le Paléozoïque. *C.R.A.S.*, t. 310, Série II, p. 913-918

Haddoum, H., Choukroune, P. and Peucat J.J., (1994).- Evolution of the Precambrien In-Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). *Precambrien Research*, 65, PP 155-166.

Haddoum, H. (1992) - Etude structurale des terrains archéens du môle In-Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). Thèse d'état (USTHB, Alger), 214p.

Heyen, G., Ramboz, C. et Dubessy, J. (1982) - Simulation des équilibres de phase dans le système CO₂-CH₄ au dessous de 50°C et de 100 bars. Applications aux inclusions fluides. *C.R. Acad. Sci. Paris* 294, série II, 3, pp 203-206.

Hoefs, J. (1978) - Some peculiarities in the carbon isotope composition of 'juvenile' carbon. *Dept. Sci. Industrial Res. Bull.* V. 220, pp 181-184.

Hollister, L.H. (1990) - Enrichment of CO₂ in fluid inclusions in quartz by removal of H₂O during cristal plastic deformation. *Journal of struct. geol.* v12, pp 895-907.

Holser, W.T. (1979) - Trace elements and isotopes in evaporites. In *Marine Minerals*. R.G. Burns, ed., Review in mineralogy *Min. Soc. Amer.*, pp 295-346.

Hughes, C.J. (1973) - Spilites, keratophyres, and the ignous spctrum. *Geol. Mag.* V. 109, pp 513-527;

Ibrahim, M.S. and Kyser, K.T. (1991) - Fluid inclusion and isotopes systematics of the high temperature Proterozoic Slar Lake Lode deposit, northern Sa skachewan, V. 86, pp 1468-1490.

Jaffrezic, H., Joron, J.L., and Treuil, M. (1977). Trace elements determination in rock powders. A study of precision for a given analytical procedure, instrumental epithermal neutron activation. *J. Radioanalyt. Chem.*, V. 39 pp 185.

Javoy, M. (1977) - Stable isotopes and geothermometry. *J. Geol. Soc. London*. V. 133, pp 609-636.

Johnson, M.C. et Rotherford R.J. (1989) - Experimental calibration of the Al-in- hornblende geobarometer with application to Long Valley Calderia (California) volcanic roches. *Geology*, V.17, pp 837-841.

Kerkhof Van den, A.M. (1988) - The systeme CO₂-CH₄-N₂ in fluid inclusions : Theoretical modelling and geological application. ph D thesis, Urije universiteit, Amesterdam, NL, 206p.

Kerrick R. (1987) - The stable isotopes geochemistry of Au-Ag vein deposit in metamorphic rocks. *Mineralogical Association of Canada. Short Course Hand book*. V. 13, pp 287-366.

Kerrick, R., Fryer B.J., King R.W., Willmore L.M. and Hees E. V (1987) - Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt : evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. *can. J. Earth Sci.*, V. 24, pp479-502.

Kerrick, D.M. and Jacobs G.K. (1981).- A modified redlich-know equation for H₂O, CO₂ and H₂O-CO₂ mixture at elevated pressures and temperatures. *Am. Journal of Science*, vol. 281, p. 735-767.

Kerrow, Mc. W.S., Scotese C.R. and Brasier M.D. (1992) - Early Cambrien reconstruction. *Journal of the Geol. Soc.*, London. V. 149. pp 599-606.

Kieffer, S.W. (1982) - Thermodynamic and lattice vibrations of minerals : 5 Applications to phase equilibria isotopic fractionation and hight-pressure thermodynamic properties. *Rev. Geophys. Space phys.*, V. 20, pp 827-849.

Kienast, J.R. and Ouzegane K. (1987). - Polymetamorphic Al, Mg rich granulites with orthopyroxene-sillimanite and sapphirine parageneses in Archean from the Hoggar, Algeria. *geol. J.*, 22, PP 57-79.

Kilian, C. (1932) - Sur les conglomerats précambriens du Sahara Central. *Ce Somm. Soc. Geol. Fr.*, 4, p87.

Kouadri, M. (1983) - Etude des minéralisations aurifères du district d'In-Ouzzal sur l'exemple de Tirek et Amesmesssa (SW du Hoggar, Sahara central algérien): pétrographie, minéralogie, géochimie. Thèse Doct. Ing., Univ. Paris VI, 169p.

Lancelot, J.R. Vitrac A. and Allegre C.J., (1976). - Uranium and Lead isotopic dating with grain-by grain zircon analysis : A study of a complexe geological history with a single rock. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29, PP 357-324.

Lancelot, J.R., Boullier A.M., Maluski H. and Ducrot, (1983).- Deformation and related radiochronology in the late Pan-Africain mylonitic schear zone, Adrar des Iforas (Mali). *Contrib. Mineral.*, 82, PP 312-326.

Lancelot, Y., Vitrac A. and Allègre C.J.A., (1976). - Uranium and Lead isotopic dating with grain zircon analysis: a study of complex geological history with a single rocks. *Earth planet. Sci. Lett.*, 29, PP 357-366

Lapique, F, Bertrand J.M.L. et Meriem D. (1986). - A major pan-africain decoupling zone in the Timgaouine area (western Hoggar, Algeria) *I Africain Earth Sci* 5 PP 617-625

- Larson, S.L.** (1955) - Phase studies of two-component carbon dioxide-water system involving the carbon dioxide hydrate. University microfilm N° 15, 235, Ann Arbor, Michigan, Diss Abstr. 16. p 248.
- Lassel, K.F.** (1990) - Les gneiss charnockitiques du socle Archéen de l'In-Ouzzal (Hoggar, Algérie) : Petrologie, isotopes de l'oxygène, inclusions fluides. Mem. D.E.A., 58p UPMC, Paris.
- Latouche, L.** (1978) - Le précambrien de la région de Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Paris VII, 225p.
- Latouche, L.** and Vidal, Ph., (1974). - Geochronology du précambrien de la région de Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du Sr radiogénique. Bull. Soc. Géol. Fr. (7) 14, PP 195-203.
- Le Fur, Y.**, (1966) - Nouvelles observations sur la structure de l'Anté-Cambrien du Hoggar nord occidental. Thèse, université de Nancy, 225 PP.
- Lelubre, M.**, (1952).- Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara Central). Bull. Ser. Carte Géol. Algérie, 2ème sér., n° 22.
- Leroy, J.** et Cathelineau, M. (1982). - Les gisements phylliteux dans les gisements hydrothermaux d'uranium. Cristallochimie des micas hérités et néoformés. Bull. Minéral., 105, PP 99-109
- Lespinasse, M.** (1990) - Les trainées d'inclusions fluides : marqueurs microstructural des paléocontraintes et des migrations fluides. Thèse d'Université de Nancy I, 251p.
- Maluski, H.**, Monie, P., Kienast, J.R. et Rahmani, A. (1990) - Location of extraneous argon in granulitic - facies minerals : a paired microprobe - laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. Chemical Geology, V.80, pp 213-217.
- McCrea, J.M.** (1950). On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. J. Chem. Phys., V.18, pp 849-857.
- Meunier, J.D.**, Sellier E., and Pagel M. (1990) - Radiation - damage rims in quartz from uranium-bearing sandstones. Journ. Sed. Petrol. V.60, pp53-98.
- Milesi, J.P.**, Ledru, P., Feybesse, J.L., Dommang, A. and Marcoux E., (1992). - Early Proterozoic ore deposits and tectonics of the Birimian orogenic belt. Precambrien Res., V. 58, pp 305-344.
- Milési, J.P.**, Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommang, et A., Ouedraogo, M.L., Marcoux, E., Prost, A., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Joan, V., Tegye, M., Calvez, J.Y. et Lagny, P., (1989).- Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Chronique de la recherche minière, n° 497.
- Molnar, P.**, Tapponier, P. (1975). Cenozoic tectonics of Asia : effects of a continental collision Science, V. 189, pp 419-426.
- Nesbitt, B.E.** (1990). Fluid flow and chemical evolution in the genesis of hydrothermal ore deposits. In : Nesbitt, D.E. (Ed.), MAC Short Course on "Crustal fluids", Handbook vol. 18, 261-297.
- O'Neil, J.R.**, Clayton, R.N. and Mayeda, T.K. (1969) - Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J. Chem. Phys., V. 51, pp 5547-5558.

O'Neil, T.R. and Kharaka Y. K. (1976) - Hydrogen and oxygen isotope exchange between clays minerals and waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V.20, pp 241-146.

Ohomoto H. and Rye R.O. (1979) - Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes, H.L., Ed, *Geochemistry of hydrothermal ore deposit* : New York, Wiley In str sci, pp 509-561.

Ouzegane, K. (1981) - Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar Central). Thèse 3ème Cycle, Paris VII, 171p.

Ouzegane, K., (1987). - Les granulites Al-Mg et les carbonatites de la série de l'In-Ouzzal, NO du Hoggar, Algérie. Thèse d'état. Université Paris 6, 265 P.

Pécher, A. Boullier, A.M. (1984) - Evolution à pression et température élevées d'inclusions fluides dans un quartz synthétique. *Bull. Minéral.* 107, pp 153-169.

Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Ouzegane, K., Haddoum, H. and K. Kienast, J.R., 1991. - Behaviour of Sr, Nd, Pb isotopic systems during a high temperature granulite metamorphism. *Terra, Abstr.*, EUG VI, P. 506.

Picciotto E., Ledent, D., Lay, C. (1965). - Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar (Sahara central). Actes 151è Coll. Int. CNRS, Géochronologie Absolue, pp 277-289 - Edit. CNRS Paris.

Pierre, C., Ortlieb, L. and Person, A. (1984) - Supratidal evaporitic dolomite at Ojo de Liebre lagoon : mineralogical and isotope for primary cristallisation. *J. Sediment. Petrol.*, V. 54, pp 1049-1061.

Potter, R.W., Clyne, M.A. and Brown, D.L. (1978) - Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions. *Econ. Geol.* 73, pp 284-285.

Poty, B., Leroy J. et Jachimovicz, L. (1976) - Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bull. Soc. fr. Minéral. Cristall.* pp 182-186.

Poty B., Stalder, H.A. and Weisbrod, A. (1974) - Fluid inclusion studies in quartz from fissures of western and central Alps, Schweiz. *Minéral. Pétrogr. Mitt* 54, pp 717-752.

Rahmani, A. (1992) - Petrologie et géochimie de la série granulitique du khanfous (In-Ouzzal, Hoggar, Algérie). Thèse d'université, Paris VI.

Ramboz, C. (1980) - Géochimie et étude des phases fluides des gisements et indices d'étain - tungstène du sud du massif central (France) - unpubl. 3d cycle, thesis, INPL (Nancy), 278p;

Roedder, E. (1962) - Ancient fluids in crystals. *Sci. Amer.*, 207, 4, pp 38-47.

Roedder, E. (1979) - Fluid inclusions as simples of ore fluids, in Barnes, H.L. (édit.). *Géochimie of Hydrothermal Ore Deposit*, Wiley, pp 684-737.

Roedder, E. (1984) - Fluid inclusions. *Minéral. Soc. America Reviews in Mineralogy* 12, 644P.

Roedder, E. and Bodnar, R.J. (1980) - Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Ann. rev. Earth. Planet. Sci.*, V8, pp 263-301.

Rosenbaum, J. and sheppard, S.M.F. (1986) - An isotopic study of siderites, dolomites, and ankerites at high temperature. *Geoch. Cosmoch. Acta.* V. 50, pp 1147-1150.

- Rye R.O.** and Ohmoto, H (1974) - Sulfur and carbon isotopes and ore genesis. *Econ. Geol.*, V. 69, pp 826-842.
- Schmidt, P.W.** 1992 - Amphibole composition in tonalite as a fonction of pressure : an experimental calibration of the Al-In hornblende barometer.
- Semiani A., J.J. Peucat, S. Fourcade, J.R. Kienast** (1993) - Lead Isotopic constrained of gold in W Hoggar. EUG VII Strasbourg.
- Semiani A. , Fourcade S., Kienast J.R. et Marignac C.** (1994) - Les gisements d'or d'Amesmessah et de Tirek (NW Hoggar): Evolution structurale, place de l'or et la nature des fluides. Communication orale :15^e Réunion des Sciences de la Terre, Nancy.
- Semiani A. Bennouh A.** (1990) - Rapport final sur les travaux de recherche et prospection de la jonction Tirek-Amesmessah (SW Hoggar). Rapport ORGM inédit (300p).
- Sharma, T., and Clayton, R.N.** (1965). Measurement of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of total oxygen of carbonates. *Geochim. Cosmochim. Acta*, V 29, pp 1347-1353.
- Sheele, N. and Hoefs, J.** (1992) - Carbon isotope fractionation between calcite, graphite and CO_2 an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V.112,pp 35-45.
- Sheppard, S.M.F. et Schwarcz,** (1970) - Fractionnement of carbon and oxygene isotopes and magnesium between coexisting metamorphic calcite and dolomite. *Contr. Mineral. and Petrol.*, V. 26, pp 161-198.
- Soliot, P.** (1978) - Le metamorphisme dans les Alpes françaises. Thèse d'université, Paris Sud-centre d'Orsay.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D.** (1975) - Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth planet. Sci. Letters*, V. 26, pp 207-221.
- Suzuoki, R. and Epstein, S.**(1976) - Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geoch. Cosmoch. Acta*. V.40, pp 1229-1240.
- Takenouchi, S. and Kennedy, G.C.** (1965) - The solubility of carbon dioxide in NaCl solutions at high temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, V 263, pp 445-454.
- Taylor, H.P. Jr.** (1973) - $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ evidence for meteoric - hydrothermal alteration and ore deposition in the Tonopah, Com Stock Lode, and gold field mining district, Nevada. *Economic geol.* V. 68, pp 747-764.
- Taylor, H.P. Jr.** (1974) - The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Econ. geol.*, V. 69, pp 843-883.
- Taylor, H.P. Jr.** (1977) - Water/rock interactions and the origin of H_2O in granulitic batholiths. *J. Soc. London*, V. 133, pp 509-558.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M.** (1985). The continental crust : its composition and evolution. Blackwell Scientific Publications, 312 pp.
- Trusdell, A.H.** (1974) - Oxygen isotope activities and concentrations in aqueous salt solutions at elevated temperature - Consequences for isotope geochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.*, V. 23, pp 387-396.
- Velde, B.** (1965) - Phengites micas, synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. Journ. Sci.*, V. 263, pp 886-913.

- Vitel, G.** (1979) - La région de Tefedst - Atakor du Hoggar Central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique Précambrien. Thèse Doc. d'Etat, Paris VII, 324p.
- Wachter, E.A.** et Hayes, J.M. (1985). Exchange of oxygen isotopes in carbon dioxide-phosphoric acid systems. Chem. Geol (Isotope Geoscience section), V.52, pp 365-374.
- Weisbrod, A.** (1982) - Physical and chemical changes in natural fluids in hydrothermal processus and mineral deposition. Ber. Bunsenges. Phys. V. 86, pp 1016-1027.
- Weisbrod, A.** and Poty B. (1975) - Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres pegmatite. Petrologie I, n° 1, pp 1-16.
- Wener, D.B.** and Taylor H.P. Jr. (1973) - Oxygene and hydrogen isotope studies of the serpentinisation of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexe. Am. Journ. Sci., V. 273, pp 207-239.
- Yugai, T.A.** (1971) - Change in ore gold standard dependent on depth. Akad Nauk. SSSR, Dokl., V. 200, n° 2. pp 446-448
- Yurtsever, Y** and Gat, G.R. (1981) - Atmospheric waters. In : Stable isotope hydrology : Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. J.R. Gat and R. Gonfiantini, eds, Technical Reports Series n° 210, Int'l Atomic Energy Agency, Vienna, pp 103-142.
- Zhang, Y.G.** (1987) - Détermination expérimentale des propriétés P-V-T-X de systèmes géochimiquement réalistes par la méthode des inclusions fluides synthétiques : domaine homogène et immiscibilité. Thèse I.N.P.L., Nancy.
- Zhang, Y.G.** and Frantz, J.D. (1987) - Determination of the homogeneization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. Chemical geology, V. 74. pp335-350.

ANNEXE 1

Procédures analytiques

Les procédures analytiques utilisées sont bien connues et ne seront que brièvement rappelées ici.

1. Préparation des échantillons

Broyage:

Les échantillons sont d'abord broyés grossièrement à l'aide d'un broyeur à machoires. Les graviers obtenus sont alors finement réduits dans un broyeur à billes en agate afin d'éviter toute contamination en éléments de transition (Cr, Co, Nb, Ta). Pour les analyses isotopiques de l'oxygène, certains minéraux ont été broyés très finement à l'aide d'un mortier au carbure de bore, pour une meilleure réactivité.

2. Fluorescence X

Les mesures ont été réalisées par M. Le Coz et M. Lemoine (Geosciences Rennes). Le spectromètre est un Philips PW1404.

Les éléments majeurs : Leurs concentrations ont été déterminées sur des perles à base de tétraborate de lithium. Les pertes au feu sont mesurées par pesée. Les incertitudes sont de l'ordre de 2% excepté pour les faibles teneurs (par exemple MnO ou P₂O₅) où elles peuvent dépasser 10%.

Les éléments traces : Les teneurs sont déterminées sur pastille. Les erreurs analytiques sont meilleures que 5 % excepté pour les teneurs inférieures à 30 ppm et sont estimées alors à 10 %.

3. Activation neutronique

Les échantillons ont été irradiés dans le réacteur Osiris du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay. Les techniques analytiques sont décrites par Chayla et al. (1973) et les précisions discutées par Jaffrezic et al. (1980). Les analyses ont été effectuées par J. L. Joron. Tous les résultats sont relatifs aux valeurs de GSN adoptées par le Laboratoire Pierre Süe de Saclay, et sont donc directement comparables aux analyses réalisées antérieurement dans ce laboratoire. La précision pour les éléments que nous avons utilisés est meilleure que 5 %.

4. Datation sur monozircon

Les zircons sélectionnés sont enveloppés dans un filament de Re (évaporation) et placés en face d'un second filament latéral de Re qui sert à l'ionisation. Pour éliminer d'éventuelles traces de Pb de pollution, le filament sans zircon est chauffé à haute température pendant quelques secondes. En procède ensuite à l'évaporation du plomb par paliers de température successifs. Dans un premier temps, seul le filament contenant le zircon est chauffé pendant une trentaine de minutes: il y a évaporation et dépôt de Pb sur le filament d'ionisation non chauffé. Ensuite le filament d'ionisation refroidi et le Pb déposé sur le second filament est émis par thermoionisation. Entre chaque palier, le filament d'ionisation est porté à très forte température pour éliminer toute trace de Pb résiduel.

5. Composition isotopique du pb des galènes:

5.1. Séparation:

La galène a été séparée à la pince, sous la loupe binoculaire.

5.2. Attaques chimiques:

Les galènes séparées ont subi une attaque à l'acide nitrique (HNO_3) pendant deux jours. Après évaporation, l'échantillon est repris à l'acide phosphorique (0,05N), puis chargement direct sur filament avec gel de silice. Pour les échantillons impurs (présence de Cu, Zn...) les niveaux d'émission ne sont pas satisfaisants (diminution des rendements d'ionisation au spectro). Pour ces échantillons un traitement chimique à été réalisé: (i) attaque chimique des échantillons à l'acide nitrique concentré, (ii) après évaporation, reprise par HBr (0,5N), et une microchimie sur des colonnes échangeuses d'anions (résine biorad type AG1 X8 -100 mesh).

6. Isotopes stables:

6.1 Introduction:

La détermination des compositions isotopiques d'un échantillon géologique, en spectrométrie de masse en phase gazeuse, nécessite l'extraction chimique de l'élément et sa transformation en gaz analysable (H_2 ou CO_2), puis son "dosage isotopique". Pour le cas de H, C, O les rapports isotopiques D/H, $^{13}C/^{12}C$, $^{18}O/^{16}O$, sont mesurés de manière relative par rapport à des standards internationaux. Les analyses sont effectuées sur H_2 , pour l'hydrogène, et CO_2 pour le carbone et l'oxygène. Ce chapitre présente les techniques d'extractions et les procédures d'analyses isotopiques utilisées.

Le principe général d'extraction est la transformation quantitative de l'échantillon en gaz. L'extraction comprend trois étapes:

- La libération de l'élément (H, O, C) à analyser par pyrolyse ou attaque chimique des minéraux séparés ou des roches totales.
- L'éventuelle conversion du gaz libéré en H_2 ou en CO_2 sur des réactifs (graphite, zinc).
- La purification du gaz.

6.2 Procédures d'extraction:

6.2.1. Oxygène des silicates:

L'oxygène est extrait à partir de 6 à 9 mg d'échantillon placés dans des tubes en Ni, et mis à réagir, après 3 à 5 heures de dégazage poussé à froid, à $600^\circ C$ avec du BrF_5 pendant une nuit (Clayton et Mayeda, 1963). L'oxygène est purifié dans la ligne par l'intermédiaire de pièges successifs bloquant les gaz condensables à la température de l'azote liquide. L'oxygène est converti en CO_2 dans une enceinte à l'aide de graphite chauffé en présence d'un catalyseur de platine. Ce CO_2 est purifié et recueilli dans un tube porte-échantillon à la température de l'azote liquide. Le rendement de l'extraction est mesuré au cours de l'extraction avec un manomètre à mercure calibré, ce qui permet de contrôler sa qualité (perte de gaz ou réaction incomplète, gain de gaz indiquant une pollution atmosphérique...). Les analyses correspondent à un rendement d'extraction de $100\% \pm 2$.

6.2.2. Oxygène et carbone des carbonates:

La méthode utilisée est la méthode classique d'extraction du CO₂ des carbonates par attaque à l'acide phosphorique (McCrea, 1950). L'attaque est accompagnée d'un fractionnement isotopique cinétique pour l'élément O, puisque l'on n'extrait que 2 atomes d'O (CO₂) sur 3 dans le carbonate (CO₃). Pour la calcite qui s'attaque vite (finement broyée au mortier de carbure de bore), la réaction est effectuée à 25°C et le coefficient de fractionnement utilisé est $\alpha_{\text{CO}_2\text{-Ca}} = 1,01025$ (Sharma et Clayton, 1965). L'acide phosphorique utilisé est toujours rigoureusement anhydre pour éviter la possibilité d'échange entre l'oxygène de l'eau et celui du CO₂ durant l'attaque (Wachter et Hayes, 1985). Pour les carbonates à attaque lente (dolomite ou dolomite ankéritique), la réaction a été effectuée à 50°C avec le contrôle d'attaques simultanées de standards carbonates. Le coefficient de fractionnement cinétique utilisé est alors une combinaison des coefficients de fractionnement cinétiques correspondant aux pôles purs à la température de 50°C, pondérés de leurs fractions molaires dans le carbonate étudié, lesquelles sont calculées à partir de l'analyse chimique. Cette procédure est plus rigoureuse que celle qui consiste à approximer le α à celui d'une dolomite moyenne ou d'une calcite, mais ne fournit pas de résultats sensiblement différents.

Lorsque le carbonate a pu être séparé (entre autres des sulfures gênants pour ce type d'analyses, car pouvant mener à la production d'H₂S qui perturbe le fonctionnement du spectromètre de masse), il a été directement mis en attaque. Dans d'autres cas, c'est la roche totale qui a été traitée à l'acide phosphorique, après avoir été débarrassée des sulfures. Dans quelques cas, la roche totale contenant à la fois calcite et dolomite-ankéritique, les deux carbonates ont été extraits de façon séparée en utilisant la méthode d'attaque différentielle de Al-Aasm et al. (1990).

6.2.3. Extraction de l'hydrogène:

Elle a été effectuée par P. Agrinier à Paris et utilise la fusion-réduction simultanée de l'échantillon de minéral hydroxylé (30 mg pour biotite, 50-60 mg pour amphibole) en présence de zinc à haute température en tube scellé de quartz (Agrinier et al., 1993).

6.3. Spectrométrie de masse:

La composition isotopique de l'oxygène du CO₂ est mesurée avec un spectromètre de masse VG Sira 10 à trois collecteurs. Les résultats sont exprimés dans la notation conventionnelle δ ‰ par rapport aux standards internationaux (SMOW pour les rapports ¹⁸O/¹⁶O et D/H), PDB pour le rapport ¹³C/¹²C.

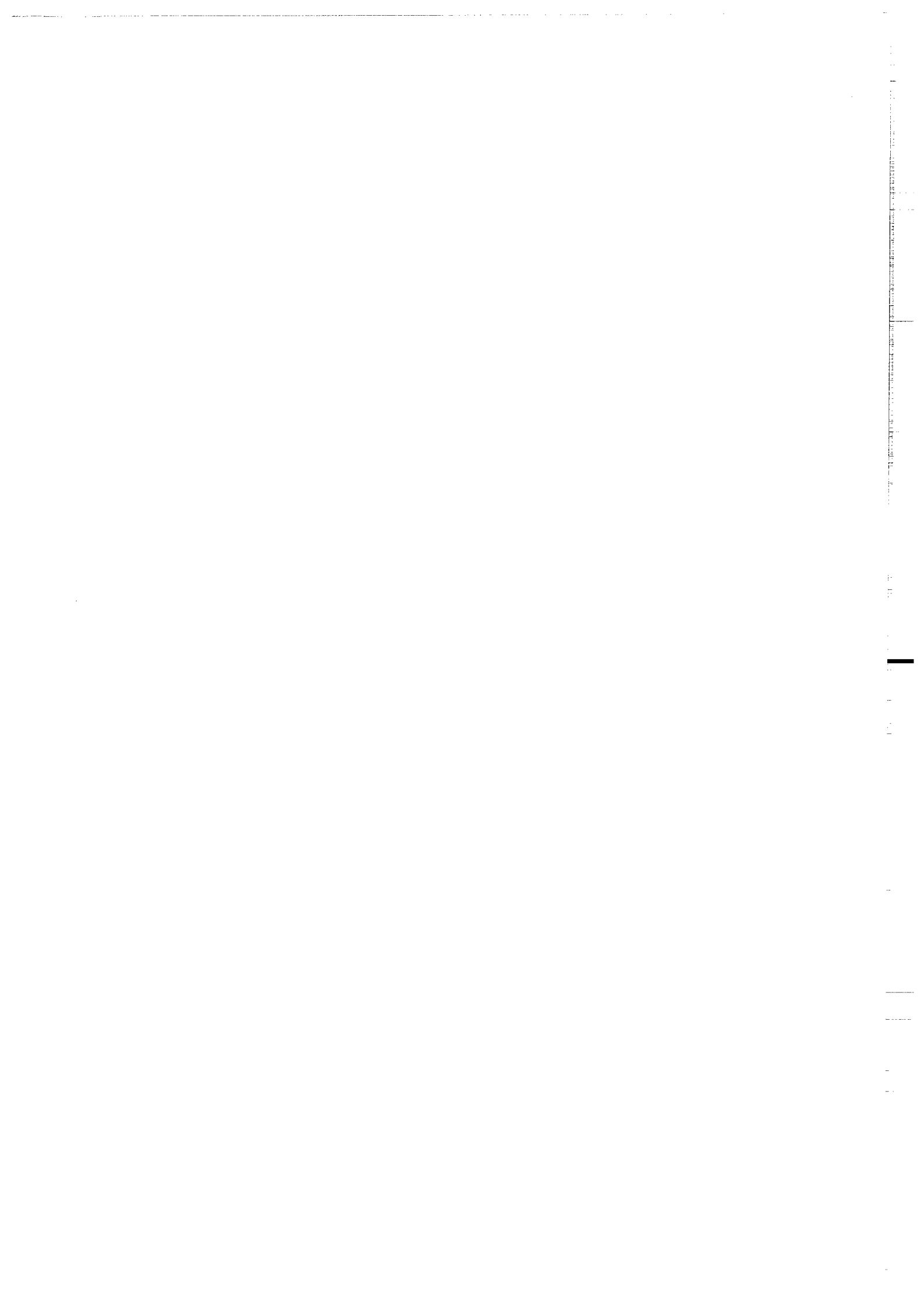
$$\delta(\text{‰}) = \left(\frac{R_{\text{éch.}} - R_{\text{std.}}}{R_{\text{std.}}} \right) \times 1000$$

Réch = Rapport isotopique de l'échantillon (D/H, ¹³C/¹²C, ¹⁸O/¹⁶O).

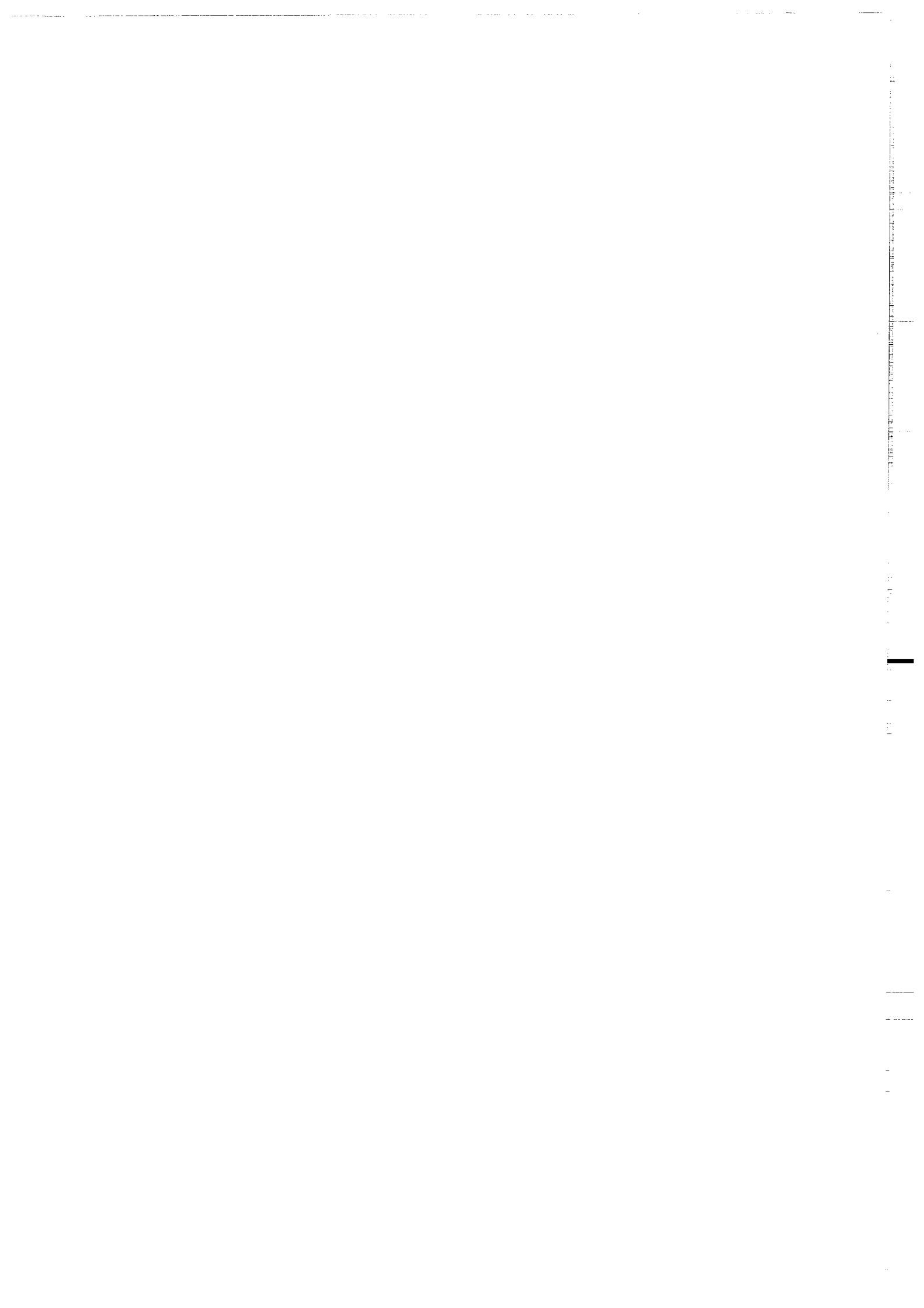
R std. = Rapport isotopique du standard

Les analyses de l'étalon NBS28 effectuées au cours de ce travail ont fourni: δ ¹⁸O = + 9,42 ± 0,04‰ (n=) et les résultats sont exprimés par rapport à une valeur normalisée du NBS28 = 9,6‰. Cette démarche est contrôlée de façon redondante par la mise en oeuvre d'un étalon interne, le verre basaltique Circe 93 dont la composition isotopique a été déterminée plusieurs fois par F. Pineau à Paris et à La Jolla avec un δ ¹⁸O égal à 5,68 ± 0,14‰. Au cours de ce travail, la moyenne des mesures a donné ± 5,66 ± 0,02‰.

Toutes les mesures ont été dupliquées. La reproductibilité est la plupart du temps meilleure que 0,1‰ pour les silicates. Elle est du même ordre pour l'O des carbonates et de l'ordre de 0,05‰ pour le carbone des carbonates.



Annexe 2



Echantillon	Paliers de températures		206Pb/204Pb		207Pb/206Pb		207Pb/206Pb		Age (Ma)		Erreur	
	mesuré	mesuré	mesuré	2 sigmas	corrigé	Ma	sigma	2 sigmas	Ma	sigma	2 sigmas	
Tir 92/17	2.6	4725	0.064	4	0.0636	715	237	132				
	2.8a	1601	0.069	1	0.0581	532						
	2.8b	2537	0.0647	3	0.0581	532	13	7				
	2.8b	2463	0.0651	2	0.0583	539	9	4				
	2.8c	3178	0.064	2	0.0588	558	9	5				
	2.8				0.0584	545	15	4				
Total	3.2	4234	0.063	8	0.059	566	26	12				
Tir93/1	2.8a	17828	0.169	21	0.1685	2543	21	9				
	2.8b	20027	0.1703	6	0.1698	2556	6	3				
	2.8c	26344	0.1698	17	0.1695	2552	17	8				
	2.8	21400	0.1697	17	0.1693	2551	16	4				
SY2	2.6a	4723	0.1286	26	0.125	2029*	23					
	2.6b	2227	0.1324	84	0.1186	1931*	78					
Tir93/3	2.8a	10605	0.124	1	0.1229	1999	4					
	2.8b	11196	0.1247	5	0.1236	2009	18					
	2.8c	10578	0.1258	8	0.1247	2025	24					
	3	17054	0.123	2	0.1223	1991	8					
	2.6	882	0.1111	7	0.0956	1540	38	20				
	2.8	7634	0.1037	20	0.1022	1665	30					
Total					0.0984	1598	72	26				

Echantillon	Localisation	Nature de la roche
Tir92/17	A 50 m du puit principale du Filon XV du gisement Tirek	Gabbro
Tir93/1	A 4 km à l'Est de Dherreg	Gneiss fin
Sy2	A 200m à l'ouest du filon de quartz aurifère principal "Kioutène"	Syénite quartzique
Tir 93/3	A 10 km à l'ouest de l'indice Derrheg	Charnockite

Tableau : Datation des roches sur monozircon par évaporation directe (méthode de Kober, 1987)

Echantillons	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erreur	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erreur	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erreur	Age modèle*
Faïlles N-S							
DH1	15.027	6	15.184	9			2.09
LA1	15.088		15.171		35.834		2.02
LA1(2)	15.088	86	15.159	83	35.709	202	2.00
BoN1	15.119	5	15.185	8	35.859	7	2.01
Tir92-16	15.002	2	15.127	2	35.702		2.02
Ams1	15.120	5	15.165	7	35.817	2	1.98
Ams3	15.089	36	15.139	36	35.748	85	1.97
Ams3(2)	15.089	1	15.126	1	35.634	2	1.94
Qz AM1	15.136		15.225		35.936		2.06
Ams mine5	15.120	5	15.165	7	35.717	10	1.98
TN3	14.872	141	15.025	145	35.308	4	1.97
TN3(2)	15.013	1	15.138	1	35.559	117	2.03
						moy	2.01
Faïlles NE							
TSNE2	15.238	26	15.141	35	36.757	6	1.84
TSNE2 (2)	15.281	3	15.228	2	36.969	354	1.94
BoNE1	14.786	48	14.945	49	35.205	32	1.91
BoNE1(2)	14.968	7	15.150	10	35.746	109	2.09
BoNE2	14.860	43	15.025	43	35.405	8	1.98
BoNE2(2)	14.975	2	15.156	2	35.761	60	2.10
BoNE2 (imp)	14.891	23	15.056	25	35.487	23	2.01
						moy	1.97
Filons de quartz situés à l'Est du cisaillement Est-ouzzalien							
AS1	15.625	3	15.149	4	36.334	12	1.57
AS2	15.636	2	15.145	2	36.341	5	1.55
AS1(2)	15.769	5	15.234	7	36.758	10	1.59
AS2(2)	15.635	4	15.125	5	36.304	10	1.52
	15.666		15.163		36.434	moy	1.56
Faïlle intra-ouzzalienne (région de Kiouène)							
Qz SY1	15.225	2	15.134	3	35.718	10	1.84
K3	15.197	1	15.045	2	36.335		1.73
SYn1(2)	15.206		15.063	5	36.448	15	1.75
SYn2	15.193	6	15.053	8	36.248	12	1.74
						moy	1.76
Minéralisations pharusiennes (province Silet-Timgaouine)							
PH1	17.776	30	15.543	25	37.508	61	0.95
PH3	17.737	5	15.518	5	37.453	20	0.94
PH4	17.744	3	15.522	2	37.457	9	0.94
						moy	0.95

* L'âge modèle à deux stades (d'après Stacey-Kramers, 1975)

Tableau IV- : Compositions isotopiques du plomb des galènes associées aux minéralisations aurifères

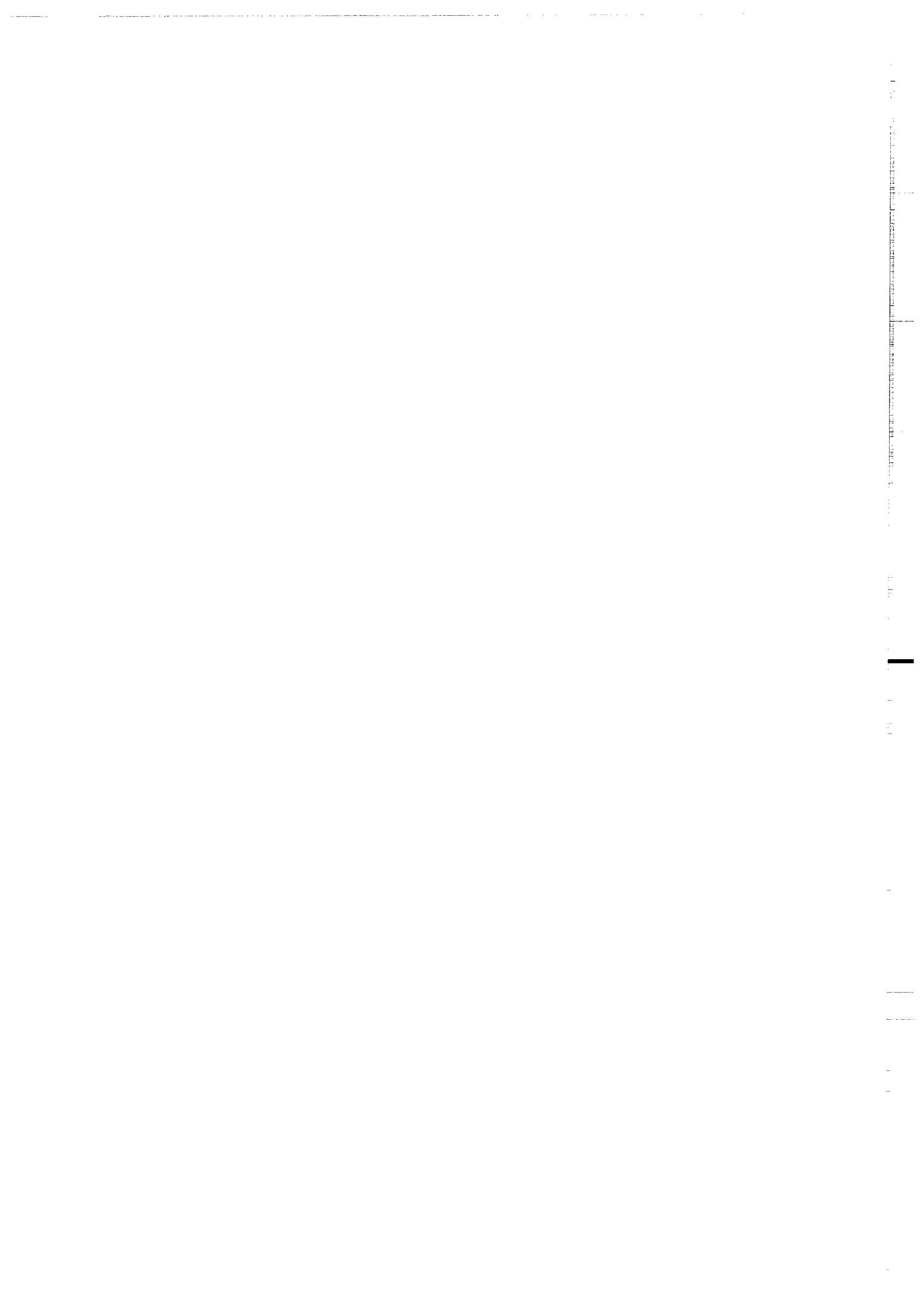
Annexe 3



N° Echt	TIR92-3	TIR92-4	TIR92-5	TIR92-6	TIR92-8	TIR92-9	TIR92-10
SiO ₂	41.6	49.6	41.62	43.13	54.52	52.72	48.78
Al ₂ O ₃	17.85	14.35	17.21	17.93	17.66	17.85	18.39
Fe ₂ O ₃	14.61	13.05	15.45	13.46	9.08	9.59	10.95
MnO	0.19	0.25	0.14	0.15	0.14	0.15	0.16
MgO	7.15	7.39	6.61	7.44	2.98	3.46	4.32
CaO	10.9	6.98	10.41	10.45	5.86	6.42	8.43
Na ₂ O	2.47	1.83	2.62	2.42	3.94	4.01	3.34
K ₂ O	0.49	3	0.62	0.65	2.44	2.34	1.79
TiO ₂	2.27	0.64	2.77	1.92	1.21	1.33	1.62
P ₂ O ₅	0.51	0.09	0.2	0.27	0.43	0.44	0.63
P.F.	1.29	2.38	1.71	1.58	8.9	7.8	7.2
Total	99.33	99.56	99.36	99.4	99.15	99.09	99.13
Nb	9	8	9	9	16	14	14
Zr	81	71	84	89	403	351	143
Y	34	31	25	23	32	35	38
Sr	761	438	690	738	628	683	893
Rb	3	99	4	5	66	45	37
Co	53	49	56	52	19	26	29
V	372	216	562	411	132	172	217
Ni	47	263	97	84	13	15	17
Cr	25	550	30	51	33	36	28
Ba	288	661	377	432	1387	1903	1286
Ga	21	18	22	20	23	22	22
Cu	61	7	90	58	15	19	27
Zn	105	130	89	87	102	101	103
Th	<1	1	<1	<1	4	2	2
Pb	2	6	5	2	13	10	7

Tableau iii-2 : composition chimique des gabbros de Tirek

Annexe 4



Echantillon TAM92/4

	biotite	biotite	biotite	moyenne	amphibole	amphibole	amphibole	moyenne	chlorite	chlorite	chlorite	chlorite	moyenne
F	0.0068	0.0000	0.0046	0.0038	0.0000	0.0016	0.0000	0.0005	0.0000	0.0126	0.0000	0.0000	0.0042
Na	0.0030	0.0050	0.0002	0.0003	0.0095	0.0092	0.0120	0.0102	0.0002	0.0001	0.0000	0.0000	0.0001
Mg	0.1375	0.1390	0.1450	0.1405	0.0993	0.0986	0.1010	0.0996	0.1622	0.1709	0.1783	0.1783	0.1705
Al	0.1630	0.1662	0.1629	0.1640	0.0943	0.0943	0.1078	0.0988	0.2132	0.1978	0.1933	0.1933	0.2005
Si	0.3721	0.3633	0.3799	0.3718	0.4391	0.4400	0.4420	0.4404	0.2540	0.2621	0.2686	0.2686	0.2616
K	0.9650	0.0888	0.0974	0.0943	0.0107	0.0132	0.0041	0.0093	0.0014	0.0014	0.0008	0.0008	0.0012
Cl	0.0002	0.0000	0.0001	0.0001	0.0022	0.0023	0.0001	0.0015	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002
Ca	0.0010	0.0007	0.0002	0.0006	0.1162	0.1158	0.1138	0.1153	0.0023	0.0007	0.0003	0.0003	0.0011
Ti	0.0088	0.0109	0.0082	0.0093	0.0064	0.0079	0.0015	0.0053	0.0010	0.0008	0.0008	0.0008	0.0008
Cr	0.0010	0.0011	0.0009	0.0010	0.0056	0.0064	0.0038	0.0052	0.0009	0.0000	0.0001	0.0001	0.0003
Mn	0.0018	0.0019	0.0022	0.0020	0.0044	0.0034	0.0035	0.0038	0.0027	0.0040	0.0057	0.0057	0.0041
Fe	0.1530	0.1575	0.1541	0.1549	0.1736	0.1735	0.1673	0.1714	0.2073	0.2157	0.2106	0.2106	0.2112
Zn	0.0034	0.0000	0.0025	0.0020	0.0013	0.0000	0.0018	0.0010	0.0021	0.0000	0.0000	0.0000	0.0007
H2O	0.0361	0.0392	0.0379	0.0377	0.0190	0.0182	0.0197	0.0190	0.1117	0.1067	0.1137	0.1137	0.1107
F=0	-0.0029		-0.0019	-0.0016	-0.0007			-0.0002		-0.0053			-0.0018
Cl=0	-0.0010		0.0000	0.0000	-0.0005	-0.0005	0.0000	-0.0003	-0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Somme	0.9787	0.9691	0.9941	0.9806	0.9809	0.9833	0.9783	0.9809	0.9565	0.9673	0.9724	0.9724	0.9654
Na	0.0087	0.0160	0.0055	0.0101	0.2822	0.2736	0.3546	0.3035	0.0095	0.0039	0.0000	0.0000	0.0045
Mg	3.1177	3.1740	3.2282	3.1733	2.2698	2.2497	2.2891	2.2695	5.1871	5.4237	5.6034	5.6034	5.4047
Al	2.9213	2.9994	2.8688	2.9299	1.7049	1.7016	1.9329	1.7798	5.3193	4.9643	4.8033	4.8033	5.0290
Si	5.6585	5.5635	5.6771	5.6330	6.7351	6.7352	6.7225	6.7309	5.4500	5.5795	5.6638	5.6638	5.5644
K	1.8723	1.7353	1.8570	1.8216	0.2088	0.2585	0.0799	0.1824	0.0389	0.0370	0.0217	0.0217	0.0325
Ca	0.0155	0.0117	0.0025	0.0099	1.9103	1.8993	1.8537	1.8878	0.0524	0.0150	0.0076	0.0076	0.0250
Ti	0.1011	0.1053	0.0917	0.1060	0.0739	0.0906	0.0176	0.0607	0.0159	0.0120	0.0127	0.0127	0.0135
Cr	0.0116	0.0138	0.0111	0.0122	0.0675	0.0769	0.0453	0.0633	0.0146	0.0000	0.0024	0.0024	0.0057
Mn	0.0350	0.0246	0.0279	0.0253	0.0565	0.0447	0.0449	0.0487	0.0498	0.0713	0.1024	0.1024	0.0745
Fe	1.9458	2.0166	1.9257	1.9627	2.2266	2.2209	2.1074	2.1916	3.7199	3.8402	3.7144	3.7144	3.7581
Zn	0.0384	0.0000	0.0272	0.0219	0.0145	0.0000	0.0204	0.0116	0.0339	0.0000	0.0000	0.0000	0.0113
Somme	15.7145	15.6803	15.7226	15.7058	15.5503	15.5510	15.4881	15.5298	19.8914	19.9468	19.9315	19.9315	19.9232
F	0.3285	0.0000	0.2155	0.1813	0.0000	0.0799	0.0000	0.0266	0.0000	0.8498	0.0000	0.0000	0.2833
Cl	0.0062	0.0000	0.0030	0.0031	0.0585	0.0589	0.0015	0.0396	0.0185	0.0011	0.0011	0.0011	0.0069
OH	3.6653	4.0000	3.7815	3.8156	1.9415	1.8612	1.9985	1.9337	15.9815	15.1492	15.9989	15.9989	15.7098
FM	0.3871	0.3914	0.3770	0.38156	0.5015	0.5018	0.4869	0.4967	0.4209	0.4190	0.4052	0.4052	0.4150

Tableau III-3: suite des analyses ponctuelles à la microsonde des amphiboles, biotites et chlorites des ultramylonites

Echantillon La 1

	biotite	biotite	biotite	moyenne	amphibole	amphibole	amphibole	amphibole	moyenne
F	0.0031	0.0059	0.0059	0.0050	0.0015	0.0006	0.0028	0.0016	0.0016
Na	0.0007	0.0007	0.0008	0.0007	0.0088	0.0067	0.0066	0.0074	0.0074
Mg	0.1222	0.1227	0.1270	0.1240	0.1285	0.1352	0.1387	0.1341	0.1341
Al	0.1519	0.1549	0.1561	0.1543	0.0363	0.0654	0.0655	0.0724	0.0724
Si	0.3667	0.3672	0.3692	0.3677	0.4832	0.4981	0.4996	0.4937	0.4937
K	0.0977	0.0954	0.0966	0.0965	0.0001	0.0001	0.0000	0.0001	0.0001
Cl	0.0001	0.0002	0.0003	0.0002	0.0080	0.0056	0.0051	0.0062	0.0062
Ca	0.0020	0.0000	0.0000	0.0007	0.1238	0.1242	0.1232	0.1238	0.1238
Ti	0.0194	0.0174	0.0179	0.0182	0.0016	0.0023	0.0022	0.0020	0.0020
Cr	0.0021	0.0027	0.0004	0.0017	0.0020	0.0004	0.0006	0.0010	0.0010
Mn	0.0014	0.0015	0.0022	0.0017	0.0036	0.0032	0.0036	0.0035	0.0035
Fe	0.1765	0.1787	0.1772	0.1775	0.1443	0.1465	0.1393	0.1434	0.1434
Ni	0.0002	0.0000	0.0003	0.0002	0.0004	0.0000	0.0005	0.0003	0.0003
H2O	0.0375	0.0362	0.0365	0.0367	0.0199	0.0204	0.0194	0.0199	0.0199
F=0	-0.0013	-0.0025	-0.0025	-0.0021	-0.0006	-0.0002	-0.0012	-0.0007	-0.0007
Cl=0	0.0000	0.0000	-0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Somme	0.9801	0.9801	0.9870	0.9830	1.0116	1.0084	1.0040	1.0087	1.0087
Na	0.0205	0.0221	0.0235	0.0220	0.2487	0.1892	0.1855	0.2078	0.2078
Mg	2.8029	2.8079	2.8847	2.8318	2.7786	2.9231	2.9942	2.8986	2.8986
Al	2.7544	2.8079	2.8847	2.8318	1.4759	1.1173	1.1183	1.2372	1.2372
Si	5.6426	5.6378	5.6264	5.6356	7.0084	7.2253	7.2390	7.1576	7.1576
K	1.9172	1.8695	1.8774	1.8877	0.1486	0.1043	0.0937	0.1156	0.1156
Ca	0.0325	0.0000	0.0000	0.0108	1.9235	1.9310	1.9129	1.9225	1.9225
Ti	0.2245	0.2011	0.2047	0.0210	0.0176	0.0249	0.0242	0.0222	0.0222
Cr	0.0251	0.0328	0.0051	0.0210	0.0228	0.0042	0.0072	0.0114	0.0114
Mn	0.0183	0.0200	0.0280	0.0221	0.0438	0.0390	0.0445	0.0424	0.0424
Fe	2.2714	2.2949	2.2585	2.2749	1.7507	1.7775	1.6877	1.7387	1.7387
Ni	0.0027	0.0000	0.0310	0.0019	0.0446	0.0000	0.0064	0.0037	0.0037
Somme	15.7121	15.6884	15.7150	15.7052	15.4233	15.3358	15.3137	15.3576	15.3576
F	0.1523	0.2865	0.2825	0.2404	0.0093	0.0266	0.1265	0.0741	0.0741
Cl	0.0021	0.0062	0.0088	0.0057	0.0434	0.0017	0.0010	0.0020	0.0020
OH	3.8456	3.7072	3.7088	3.7539	1.9273	1.9717	1.8725	1.9258	1.9258
FM	0.4496	0.4519	0.4422	0.4479	0.3824	0.3833	0.3665	0.3807	0.3807

Tableau III-3: suite des analyses ponctuelles à la microsonde des amphiboles, biotites et chlorites des ultramylonites

N° Echantillon N° Analyse	La1			Tir92-15b			Tams92-4		
	156	157	158	4	5	6	1	2.00	3
SiO2	48.32	49.81	49.86	42.44	44.47	43.12	43.91	44.00	44.20
Al2O3	8.63	6.54	6.55	13.75	10.63	12.16	9.43	9.43	10.78
TiO2	0.16	0.23	0.22	0.19	0.10	0.23	0.64	0.79	0.15
FeO*	14.43	14.65	13.93	17.38	17.25	17.50	17.36	17.35	16.73
MnO	0.36	0.32	0.36	0.66	0.53	0.46	0.44	0.34	0.35
MgO	12.85	13.52		8.45	9.53	8.89	9.93	9.86	10.10
CaO	12.38	12.42	12.32	10.54	11.33	11.16	11.62	11.58	11.38
Na2O	0.88	0.67	0.66	1.84	1.25	1.52	0.95	0.92	1.20
K2O	0.80	0.56	0.51	0.25	0.42	0.36	1.07	1.32	0.41
TOTAL	98.81	98.72	98.28	95.50	95.51	95.40	99.35	95.59	95.30

Formule structurale (23 oxygène et 15 cations)

Si	7.01	7.21	7.22	6.49	6.79	6.61	6.75	6.76	6.73
Al4	0.99	0.79	0.78	1.51	1.21	1.39	1.25	1.24	1.27
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
Al6	0.49	0.32	0.34	0.97	0.70	0.81	0.45	0.47	0.66
Fe3+	0.07	0.13	0.11	0.00	0.04	0.01	0.16	0.05	0.14
Ti	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.07	0.08	0.02
Mg	2.78	2.92	2.99	1.93	2.17	2.03	2.27	2.26	2.29
Fe2+	1.68	1.64	1.57	2.22	2.16	2.23	2.07	2.18	1.99
Mn	0.04	0.04	0.04	0.09	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05
C	5.08	5.07	5.09	5.23	5.15	5.17	5.09	5.09	5.14
Ca	1.92	1.93	1.91	1.73	1.85	1.83	1.91	1.91	1.86
C+Ca	7.00	7.00	7.00	6.96	7.00	7.00	7.00	7.00	7.00
Na	0.25	0.19	0.19	0.54	0.37	0.45	0.28	0.27	0.35
K	0.15	0.10	0.09	0.05	0.08	0.07	0.21	0.26	0.08
A	0.40	0.29	0.28	0.59	0.45	0.52	0.49	0.53	0.43
Mg*	0.613	0.622	0.640	0.465	0.496	0.475	0.505	0.503	0.518

Tableau III-5 : Analyses ponctuelles à la microsonde des amphiboles des mylonites

La1: groupe homogène-amphiboles équilibrées (BP-2-3kb)

Tir92-15b: Amphiboles magmatiques rééquilibrées à pdécroissante (de 8 à 5kb)

Tams92-4: amphiboles magmatiques rééquilibrées { groupe homogène; pression compatibles avec celles des bésites (4-5kb) }

Les amphiboles de Tir92-15b et Tams92-4 sont des preuves du caractère syncinématique des gabbros

N° Echantillon	Lal			Tir92/15b	Tams92/4
Amphiboles					
	Coeur	Périphérie	dans foliation		
SiO2	44.64	54.80	48.03	42.44	43.91
Al2O3	10.33	1.98	7.37	13.75	9.43
TiO2	0.56	0.03	0.21	0.19	0.64
FeO*	14.63	12.00	14.29	17.38	17.36
MnO	0.19	0.29	0.21	0.66	0.44
MgO	11.38	16.03	12.17	8.45	9.93
CaO	11.86	12.59	12.00	10.54	11.62
NA2O	1.00	0.23	0.76	1.84	0.95
K2O	1.29	0.09	0.56	0.26	1.07
TOTAL	95.87	98.04	95.60	95.50	95.35
Si	6.70	7.80	7.16	6.49	6.75
Al4	1.30	0.20	0.84	1.51	1.25
Total	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
AL6	1.30	0.13	0.46	0.47	0.45
Fe3+	0.29	0.14	0.16	0.00	0.16
Ti	0.06	0.00	0.02	0.02	0.07
Mg	2.55	3.40	2.71	1.93	2.27
Fe2+	1.55	1.29	1.62	2.22	2.07
Mn	0.02	0.03	0.03	0.09	0.06
C	5.00	4.99	5.00	5.23	5.09
Ca	1.91	1.92	1.92	1.73	1.91
C+Ca	6.91	6.91	6.92	6.96	7.00
Na	0.29	0.06	0.22	0.54	0.28
K	0.24	0.02	0.11	0.05	0.21
A	0.53	0.08	0.33	0.59	0.49

Tableau III-5 : Exemple de variation des compositions chimiques des amphiboles dans les ultramylonites (Suik)

Filons de quartz

Ech	Ams15											
N°	101	102	103	401	402	403	101*	102	103	201	101	201*
CaO	28.73	29.23	29.09	29.48	28.31	29.01	29.68	29.49	28.97	29.57	29.10	28.63
MgO	18.21	17.91	18.30	18.99	18.91	19.28	18.58	17.83	18.80	19.15	17.95	15.49
FeO	3.80	4.67	3.96	2.94	3.75	3.29	4.25	4.39	3.51	3.56	5.26	7.01
MnO	0.86	0.58	0.80	0.90	0.00	0.52	2.29	0.67	0.70	0.92	0.55	0.79
Total	56.60	52.39	52.15	52.31	50.97	52.10	54.81	52.38	51.98	53.20	52.86	51.91
Ca	0.50	0.50	0.50	0.50	0.49	0.49	0.49	0.51	0.50	0.50	0.50	0.51
Mg	0.44	0.43	0.44	0.45	0.46	0.46	0.43	0.43	0.45	0.45	0.43	0.38
Fe	0.05	0.06	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.05	0.07	0.10
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Ech.	Ams15 (veinules)					Ams20 (veinules)	
N°	104*	105*	106*	107*	205*	210*	304.00
CaO	30.81	30.69	29.52	32.16	20.96	29.08	29.32
Mgo	17.27	18.39	17.81	17.33	10.33	17.07	18.01
Fe	4.73	2.04	4.59	4.15	3.81	5.34	5.23
MnO	0.58	0.47	0.69	0.49	1.50	0.77	0.56
Total	53.39	51.59	52.61	54.12	36.61	52.26	53.12
Ca	0.52	0.53	0.51	0.54	0.53	0.51	0.50
Mg	0.41	0.44	0.42	0.40	0.36	0.41	0.43
Fe	0.06	0.03	0.06	0.05	0.08	0.07	0.07
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01

Ech.	Ams93/15 Ams93/15et 20 Cristaux losongiques dispersés			
N°	203*	204*	301	206*
CaO	29.50	29.38	29.59	28.07
Mgo	14.82	14.49	17.51	15.28
Fe	7.62	6.26	5.23	6.48
MnO	0.63	0.29	0.04	0.60
Total	52.57	50.42	52.37	50.43
Ca	0.52	0.54	0.51	0.51
Mg	0.36	0.37	0.42	0.39
Fe	0.11	0.09	0.07	0.09
Mn	0.01	0.00	0.00	0.01

Bérisites

Ech.	Ams93/17 (En veinules)								Ams93/19 (En veinules)			
N°	101	102	103	104	105	201	202	203	201	202	203	204
CaO	28.43	27.13	28.68	28.82	29.19	28.96	29.22	29.97	29.93	28.98	28.20	29.59
Mgo	14.81	13.55	14.41	19.25	19.50	15.54	18.36	18.79	16.04	16.15	15.14	15.67
Fe	9.09	11.13	8.95	3.92	3.37	8.92	6.40	6.24	10.15	9.63	9.12	8.98
MnO	0.58	0.00	0.55	0.65	0.47	0.37	0.57	0.56	0.94	0.84	0.69	0.77
Total	52.91	51.81	52.59	52.64	52.53	53.79	54.55	55.56	57.06	55.60	53.15	55.01
Ca	0.50	0.50	0.51	0.49	0.49	0.50	0.49	0.49	0.49	0.49	0.50	0.50
Mg	0.36	0.35	0.36	0.45	0.46	0.37	0.42	0.43	0.37	0.38	0.37	0.37
Fe	0.13	0.16	0.12	0.05	0.04	0.12	0.08	0.08	0.13	0.13	0.13	0.12
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Ech.	Ams93/17 (matrice)					Ams93/19	
N°	210	302	304	212	213	107	113
CaO	29.06	29.87	30.30	29.60	29.05	27.78	28.65
Mgo	14.92	20.45	19.84	18.40	18.21	11.43	13.23
Fe	9.22	3.31	3.69	4.83	5.83	15.20	13.34
MnO	0.70	0.63	0.69	0.71	0.93	0.54	0.75
Total	53.90	54.26	54.52	53.54	54.02	54.95	55.97
Ca	0.51	0.49	0.49	0.50	0.49	0.50	0.49
Mg	0.36	0.46	0.45	0.43	0.43	0.28	0.32
Fe	0.13	0.04	0.05	0.06	0.08	0.21	0.18
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

Tableau IV-6^a: Analyses ponctuelles à la microsonde des carbonates dans les bérisites et dans les filons de quartz du type Amesessa

Echantillon Qz mine (Amesmess)													
Minéral	S	As	Fe	Cu	Pb	Zn	Co	Au	Ag	Bi	Hg	Mn	Cd
galène	14.448	0.010	-	-	87.793	0.025	-	-	-	-	-	-	-
galène	14.337	0.006	0.029	-	87.498	0.068	-	0.095	0.033	-	-	-	-
galène	13.668	-	0.039	-	85.660	0.014	0.025	0.051	0.011	-	0.034	-	0.042
galène	14.504	-	0.043	-	86.421	-	0.029	-	0.022	-	-	-	-
galène	14.337	-	0.269	-	85.627	0.041	-	-	0.064	-	-	0.043	0.176
galène	14.457	-	-	-	87.207	-	-	-	0.028	-	-	0.045	0.208
galène	14.698	0.036	0.072	-	87.882	0.538	0.034	-	0.084	-	-	-	-
pyrite	52.690	0.039	46.063	-	-	-	-	-	-	-	-	0.047	0.039
pyrite	52.690	0.039	46.063	-	-	-	-	-	-	-	-	0.047	0.039
pyrite	51.095	0.081	45.968	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
pyrite	50.037	0.068	46.463	-	-	0.067	-	-	0.064	-	-	-	-
pyrite	51.513	0.018	46.748	-	-	0.036	0.006	0.048	-	-	0.031	-	-
pyrite	52.052	0.069	45.726	-	-	-	0.027	-	0.049	-	-	0.022	-
pyrite	51.944	-	46.054	-	-	0.675	-	-	-	-	0.041	0.023	0.051
pyrite	54.196	0.056	46.087	-	-	0.032	0.023	-	0.026	-	-	-	-
pyrite	54.149	-	45.858	-	-	1.670	0.062	-	0.119	-	-	-	-
pyrite	54.022	-	46.332	-	-	0.652	0.012	0.088	-	-	0.102	-	-
sphalérite	32.842	0.017	0.879	-	-	60.818	0.011	0.015	-	0.021	0.017	-	0.574
sphalérite	32.165	-	0.564	0.010	-	50.042	-	-	-	0.035	0.084	0.009	-
sphalérite	33.052	0.018	0.685	-	-	61.177	-	-	0.031	-	0.028	-	0.632
sphalérite	31.927	0.037	0.750	-	-	60.499	-	-	-	0.028	0.062	-	0.619
sphalérite	32.522	-	0.654	-	-	59.312	-	0.044	-	-	0.112	0.012	0.569
sphalérite	32.893	-	0.597	-	-	60.930	0.026	-	0.047	-	0.028	-	0.588
sphalérite	33.093	0.015	0.678	-	-	64.483	-	-	0.189	-	0.140	-	0.678
sphalérite	34.145	0.010	0.937	-	-	63.820	-	0.049	0.031	-	0.056	-	0.609
or	0.088	-	0.081	-	-	-	-	82.674	16.670	0.221	-	-	-
or	0.076	0.074	0.172	-	0.198	-	-	83.908	15.719	0.330	-	-	0.011
or	0.143	-	0.253	-	-	-	-	83.483	16.455	0.354	-	-	0.027
or	0.180	-	0.172	-	0.080	-	-	80.600	16.720	0.245	-	-	-
or	0.109	0.080	-	-	-	-	-	79.201	15.950	0.325	-	-	0.717
or	0.025	0.034	-	-	-	-	-	82.635	16.387	0.386	-	0.020	-
or	0.073	0.074	-	-	0.054	-	-	82.512	16.301	0.366	-	-	0.040
or	-	0.075	-	-	-	-	-	82.931	16.160	0.431	-	0.021	0.083
or	0.109	0.080	-	-	-	-	-	79.201	15.950	0.325	-	-	0.717
or	0.144	0.037	-	-	-	-	-	80.842	15.919	0.342	-	-	0.040
or	0.940	0.019	-	-	-	-	-	82.609	16.282	0.334	-	-	0.091
Echantillon Tir36B													
galène	14.700	0.035	-	-	86.682	0.082	-	-	0.147	-	-	-	0.104
galène	14.430	0.033	-	-	86.650	0.039	0.022	0.073	0.050	-	-	-	0.089
galène	14.639	0.036	0.020	-	87.338	-	-	-	-	-	-	-	0.054
or	-	0.021	0.016	-	-	-	0.080	0.046	0.011	-	-	-	0.151
or	-	0.059	0.030	-	-	-	0.028	85.503	14.176	0.365	-	-	0.130
or	-	-	-	-	-	-	-	82.778	15.963	0.427	-	-	0.130
or	0.023	0.038	-	-	-	-	-	82.684	15.7	0.335	-	-	-
or	0.040	-	-	-	-	-	-	83.390	15.63	0.306	-	-	0.043
or	0.029	0.021	-	-	-	-	-	84.144	15.944	0.395	-	-	0.019
Echantillon K3													
or	0.034	0.026	-	-	-	-	-	78.408	20.173	0.359	-	0.031	99.033
or	0.016	0.018	-	-	0.013	-	-	80.234	19.735	0.287	-	-	100.419
or	0.056	0.031	-	0.011	-	-	-	78.355	21.362	0.352	-	0.034	100.201
or	0.006	-	0.052	-	-	-	-	79.374	19.968	0.296	-	0.120	99.814
or	0.013	0.002	0.056	0.015	-	-	-	78.943	20.602	0.194	-	0.057	99.883
or	0.015	0.024	-	-	-	-	-	74.115	26.258	0.307	-	0.041	100.760
Chalcosine	21.268	-	0.023	74.771	0.161	-	-	-	0.447	-	-	0.115	96.740
Chalcosine	20.885	-	0.029	75.231	-	-	-	-	0.223	-	-	0.003	96.371
Chalcosine	20.717	-	0.017	75.367	0.149	-	-	-	0.428	0.108	-	-	96.786
Chalcosine	20.891	0.039	0.002	74.974	0.215	-	-	0.036	0.057	-	-	0.011	96.225
Chalcosine	20.334	-	0.065	75.508	0.347	0.021	-	0.060	0.272	-	-	-	96.445
Chalcosine	20.224	0.034	0.044	75.502	0.072	-	-	-	0.343	0.019	-	-	96.203
Chalcosine	21.019	-	0.009	74.616	0.042	0.067	-	0.078	0.414	-	-	-	96.425
Chalcosine	20.959	-	0.005	75.722	0.102	-	-	-	0.082	-	-	-	96.870
Chalcosine	20.399	-	0.010	75.447	0.101	-	-	-	0.079	-	-	-	96.042
Chalcosine	20.248	-	-	75.797	0.155	-	-	-	0.120	-	-	0.048	96.042
Chalcosine	20.294	0.005	0.015	76.059	0.054	-	-	-	0.241	-	-	0.005	96.369
Chalcosine	21.286	0.025	0.071	74.671	0.335	-	-	-	-	0.004	-	0.003	96.394
Chalcosine	21.692	0.039	0.010	74.106	0.048	-	-	-	0.191	-	-	-	96.086
Chalcosine	20.509	-	0.021	74.292	0.030	-	-	-	0.489	-	-	-	-
Chalcosine	19.464	0.008	0.043	78.974	0.102	-	-	0.048	0.09	-	-	0.030	94.060
Chalcosine	20.569	-	-	74.763	0.162	-	-	-	0.046	-	-	-	95.541
Chalcosine	21.074	-	0.003	75.254	0.289	-	-	-	0.07	-	-	0.035	96.748
Chalcosine	20.468	-	-	74.864	0.187	-	-	-	0.010	-	-	-	95.513
Chalcosine	20.509	0.004	0.013	74.405	0.066	-	-	-	0.077	-	-	0.008	95.088
Chalcosine	20.558	0.046	0.011	73.197	0.048	-	-	-	0.814	-	-	0.003	94.685
Chalcopyrite	33.858	-	28.843	31.987	0.157	0.042	-	-	0.045	-	-	0.008	94.941
Chalcopyrite	34.375	0.018	28.336	31.938	0.116	0.047	-	0.023	0.075	-	-	-	94.928
Chalcopyrite	23.371	0.028	4.058	63.704	1.642	-	-	-	0.070	-	-	-	92.872
Pyrite	52.499	0.003	45.297	0.184	0.409	0.042	-	0.022	0.073	-	-	0.047	98.575
Pyrite	52.496	0.031	45.166	0.185	0.198	-	-	0.049	-	-	-	-	98.084
Pyrite	52.966	-	43.515	0.350	0.429	0.056	-	0.103	0.043	-	-	-	97.455
Pyrite	53.253	0.058	43.976	0.306	0.183	0.073	-	0.114	-	-	-	0.065	98.024
Pyrite	51.910	-	42.788	0.377	1.521	0.061	-	0.005	-	-	-	0.003	96.666
Malachite	-	-	0.026	41.606	0.079	-	-	-	0.036	-	-	-	41.889
Malachite	0.241	0.082	5.417	54.590	0.419	0.036	-	-	-	-	-	-	61.131
Malachite	0.003	0.043	0.234	44.981	0.037	-	-	0.138	0.094	-	-	0.033	45.764
Malachite	0.001	-	0.015	42.802	-	0.013	-	-	0.046	-	-	-	43.043

Tableau : analyses ponctuelles à la microsonde des sulfures et or

Au	Ag	Bi	Cd	S	As	Fe	Cu	Pb	Mn	Cd	somme
AMESMESSA											
82.674	16.670	0.221	0.088	0.081	-	-	-	-	-	-	99.734
83.908	15.719	0.330	0.076	0.172	0.074	0.198	-	-	-	0.011	100.488
83.483	16.455	0.354	0.143	0.253	-	-	-	-	-	0.027	100.715
80.600	16.720	0.245	0.180	0.172	-	0.080	-	-	-	-	97.997
79.201	15.950	0.325	0.109	0.080	-	-	-	-	-	0.717	96.382
82.635	16.387	0.386	0.025	0.034	-	-	-	0.020	-	-	99.487
82.512	16.301	0.366	0.073	0.074	-	0.054	-	-	-	0.040	99.420
82.931	16.160	0.431	-	0.075	-	-	-	0.021	-	0.083	99.701
79.201	15.950	0.325	0.109	0.080	-	-	-	-	-	0.717	96.382
80.842	15.919	0.342	0.144	0.037	-	-	-	-	-	0.040	97.324
82.609	16.282	0.334	0.940	0.019	-	-	-	-	-	0.091	100.275
TIREK											
85.503	14.176	0.365	0.130	0.059	0.030	-	-	-	-	0.130	100.291
82.778	15.963	0.427	0.130	-	-	-	-	-	-	0.130	99.298
82.684	15.7	0.335	0.023	0.038	-	-	-	-	-	-	98.780
83.390	15.63	0.306	0.040	-	-	-	-	-	-	0.043	99.409
84.144	15.944	0.395	0.029	0.021	-	-	-	-	-	0.019	100.552
KIOUENE											
78.408	20.173	0.359	0.034	0.026	-	-	-	-	-	0.031	99.033
80.234	19.735	0.287	0.016	0.018	-	0.013	-	-	-	-	100.419
78.355	21.362	0.352	0.056	0.031	-	0.011	-	-	-	0.034	100.201
79.374	19.968	0.296	0.006	-	0.052	-	-	-	-	0.120	99.814
78.943	20.602	0.194	0.013	0.002	0.056	0.015	-	-	-	0.057	99.883
74.115	26.258	0.307	0.015	0.024	-	-	-	-	-	0.041	100.760

Tableau V-14b : Cristalochimie de l'or des différents secteurs étudiés

	U	Th	Zr	Ba	Sb	Cr	Sc	W	As	Mo	Ag	Au	Ir
Inz100	0.54	3.66	84.0	593	0.026	2232	31.5		40.56	3.18		90.2	
Inz95	2.14	22.96	173.0	371		20	13.7			2.14		2.12	
Inz98	0.48	7.34		389		465	31.6					1.48	
Inz96	0.22	1.447	57.0	112	0.108	429	7.9			1.18		2.5	
Inz70	1	6.12	678.0	1337		13	4.3			1.98		2.95	
Inz88	0.19	2.7	157.0	1340	0.009	11	2.8				19	3.77	
Inz69	1.29	8.3	660.0	1228		10	4.4			3.72			
Inz94	0.7	13.26	190.0	323	0.005	23	5.1			0.71		5.91	
Inz43	4.57	16.11	259.0	143	0.011	681	14.7			5.86		1.83	
Inz97	0.77	0.916	115.0	46.4	0.005	3	6.1			0.33		1.14	
Inz39		0.128				4420	8.6					2.69	
Inz48	0.78	4.16		35.9	0.019	2485	15.2			5.06			
Inz34A		0.352			0.004	2085	8.1						
Inz89	0.32	24.86	190.0	1107	0.006	13	3.1			1.52		3.61	
Inz104	2.33	6	233.0	210	0.033	67	2.9	294	1.33	0.54	324	2	
Dj2	0.49	2.33	160.0	23.8	0.015	29	4.9		0.38			1.1	
AMS10	0.07	0.1		60.6	0.23	1860	10.1		6.22			6.3	5.2
K2	0.32	0.44		164	0.11	2395	13.3		1.29			1.2	3
K4	0.27	0.23		54	0.094	4097	16.9		1.63			2	1.2
Tir92/3		0.16	47.0	284	0.019	10	33.8		0.67			1.6	
Tir92/4	0.009	1.11	50.0	583	0.042	551	29.1		0.35			0.4	
Tir92/8	0.8	5.36	543.0	1293	0.027	10	21.6		0.54	2.27		0.8	
Sy1	0.2	0.64	495.0	5760	0.034	19	5.9		0.4			1.9	
Sy3	1	2.85	460.0	6500	0.2	18	8.7		2.61				

Tableau VII-1 : Analyses par activation neutroniques des différents faciès lithologiques



MEMOIRES DE GEOSCIENCES-RENNES
Université de Rennes I - Campus de Beaulieu
35042 - RENNES Cedex tel : 99.28.60.80

Dans la même collection :

- N°1 - H. MARTIN - Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne : contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. 392 p., 183 fig., 51 tabl., 4 pl. (1985). Epuisé**
- N°2 - G. QUERRE - Palingénèse de la croûte continentale à l'Archéen : Les granitoïdes tardifs (2,5-2,4 Ga) de Finlande Orientale. Pétrologie et géochimie. 226 p., 74 fig., 41 tabl., 3 pl. (1985). Epuisé**
- N°3 - J. DURAND - Le Grès Armoricaïn. Sédimentologie. Traces fossiles. Milieux de dépôt. 150 p., 76 fig., 9 tabl., 19 pl. (1985). Epuisé**
- N°4 - D. PRIOUR - Genèse des zones de cisaillement : Application de la méthode des éléments finis à la simulation numérique de la déformation des roches. 157 p., 106 fig., 7 tabl. (1985). 55F.**
- N°5 - V. NGAKO - Evolution métamorphique et structurale de la bordure sud-ouest de la "série de Poli", segment camerounais de la chaîne panafricaine. 185 p., 76 fig., 16 tabl., 12 pl. (1986). Epuisé**
- N°6 - J. DE POULPIQUET - Etude géophysique d'un marqueur magnétique situé sur la marge continentale sud-armoricaine. 159 p., 121 fig., 5 tabl. (1986). 55F.**
- N°7 - P. BARBEY - Signification géodynamique des domaines granulitiques. La ceinture des granulites de Laponie : une suture de collision continentale d'âge protérozoïque inférieur (1.9-2.4 Ga). 324 p., 89 fig., 46 tabl., 11 pl. (1986). Epuisé**
- N°8 - Ph. DAVY - Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale. 233 p., 72 fig., 2 tabl. (1986). Epuisé**
- N°9 - Y. GEORGET - Nature et origine des granites peralumineux à cordiérite et des roches associées. Exemple des granitoïdes du Massif Armoricaïn (France) : Pétrologie et géochimie. 250 p., 140 fig., 67 tabl. (1986). Epuisé**
- N°10 - D. MARQUER - Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes Centrales Suisses). 287 p., 134 fig., 52 tabl., 5 cartes hors-texte (1987). 120 F.**

N°11 - J.S. SALIS -Variation séculaire du champ magnétique terrestre. Direction et Paléointensité sur la période 7.000-70.000 BP dans la Chaîne des Puys. 190 p., 73 fig., 28 tabl., I carte hors-texte (1987). 95F.

N°12 - Y. GERARD - Etude expérimentale des interactions entre déformation et transformation de phase. Exemple de la transition calcite-aragonite. 126 p., 42 fig., 3 tabl., 10 pl. (1987). 75F.

N°13 - H. TATTEVIN - Déformation et transformation de phases induites par ondes de choc dans les silicates. Caractérisation par la microscopie électronique en transmission. 150 p., 50 fig., I tabl., 13 pl. (1987). 95F.

N°14 - J.L. PAQUETTE - Comportement des systèmes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique. Chaîne Hercynienne et Chaîne Alpine. 190 p., 88 fig., 39 tab., 2 pl. (1987). 95F.

N°15 - B. VENDEVILLE - Champs de failles et tectonique en extension; modélisation expérimentale. 392 p., 181 fig., I tabl., 82 pl. (1987). Epuisé

N°16 - E. TAILLEBOIS - Cadre géologique des indices sulfurés à Zn, Pb, Cu, Fe du secteur de Gouézec-St-Thois : Dévono-Carbonifère du flanc Sud du Bassin de Châteaulin (Finistère). 195 p., 64 fig., 41 tabl., 8 pl. photo., 8 pl. h.texte. (1987). 110F

N°17 - J.P. COGNE - Contribution a l'étude paléomagnétique des roches déformées. 204 p., 86 fig., 17 tabl. (1987). 90F.

N°18 - E. DENIS - Les sédiments briovériens (Protérozoïque supérieur) de Bretagne septentrionale et occidentale : Nature, mise en place et évolution. 263 p., 148 fig., 26 tab., 8 pl. (1988). 140F.

N°19 - M. BALLEVRE - Collision continentale et chemins P-T : l'Unité pennique du Grand Paradis (Alpes Occidentales). 340 p., 146 fig., 10 tabl., (1988). Epuisé

N°20 - J.P. GRATIER - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Atelier du Groupe d'Etudes Tectoniques le 8 Avril 1987 à Rennes. 165 p., 82 fig., 2 tabl. (1988). 85F.

N°21 - R.P. MENOT - Magmatismes paléozoïques et structuration carbonifère du Massif de Belledonne (Alpes Françaises). Contraintes nouvelles pour les schémas d'évolution de la chaîne varisque ouest-européenne. 465 p., 101 fig., 31 tab., 6 pl., (1988). 200F

- N°22 - S. BLAIS** - Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande Orientale : Géologie, pétrologie, géochimie et évolution géodynamique. 312 p., 107 fig., 98 tab., 11pl. photo, 1 pl. h.texte, (1989). 160F
- N°23 - A. CHAUVIN** - Intensité du champ magnétique terrestre en période stable de transition, enregistrée par des séquences de coulées volcaniques du Quaternaire. 217 p., 100 fig., 13 tab. (1989). 100F.
- N°24 - J.P. VUICHARD** - La marge austroalpine durant la collision alpine; évolution tectonométamorphique de la zone de Sesia-Lanzo. 307 p., 143 fig., 26 tab., 6 pl. hors-texte. (1989). 170F.
- N°25 - C. GUERROT** - Archéen et Protérozoïque dans la chaîne hercynienne ouest-européenne : géochimie isotopique (Sr-Nd-Pb) et géochronologie U-Pb sur zircons. 180 p., 68 fig., 29 tab., 1 pl. (1989) 90F.
- N°26 - J.L. LAGARDE** - Granites tardi-carbonifères et déformation crustale. L'exemple de la Méseta marocaine. 353 p., 244 fig., 15pl. (1989) 210F.
- N°27 - Ph. BARDY** - L'orogène cadomien dans le Nord-Est du Massif Armoricain et en Manche Occidentale. Etude tectonométamorphique et géophysique. 395 p., 142 fig., 7 tab., 1 pl. hors-texte. (1989). 175F.
- N°28 - D. GAPAIS** - Les Orthogneiss : Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. 377 p., 184 fig., 3 tab. (1989). 275F.
- N°29 - E. LE GOFF** - Conditions pression-température de la déformation dans les orthogneiss : Modèle thermodynamique et exemples naturels. 321 p., 146 fig., 42 tab. (1989). 150F.
- N°30 - D. KHATTACH** - Paléomagnétisme de formations paléozoïques du Maroc. 220 p., 97 fig., 35 tab., (1989). 100F.
- N°31 - A. HAIDER** - Géologie de la formation ferrifère précambrienne et du complexe granulitique encaissant de Buur (Sud de la Somalie). Implications sur l'évolution crustale du socle de Buur. 215 p., 18 fig., 42 tab., 7 pl. (1989). 130 F.
- N°32 - T. DANIEL** - Traitement numérique d'image appliqué à l'analyse texturale de roches déformées. 186 p., 121 fig., 4 tab. (1989). 210 F.
- N°33 - C. LECUYER** - Hydrothermalisme fossile dans une paléocroûte océanique associée à un centre d'expansion lent : Le complexe ophiolitique de Trinity (N. Californie, U.S.A). 342 p., 109 fig., 73 tab. (1989). 200 F.

- N°34 - P. RICHARD - Champs de failles au dessus d'un décrochement de socle: modélisation expérimentale. 382 p., 137 fig. (1989). 400 F.
- N°35 - J. de BREMOND d'ARS - Estimation des propriétés rhéologiques des magmas par l'étude des instabilités gravitaires. Pétrologie du complexe plutonique lité de Guernesey. 370 p., 128 fig., 64 tabl. (1989). 180 F.
- N°36 - A. LE CLEAC'H - Contribution à l'étude des propriétés physiques des minéraux à haute pression : Spectroscopie et calcul des grandeurs thermodynamiques de la lawsonite, des épidotes et des polymorphes de SiO₂. 190 p., 72 fig., 37 tabl. (1989). 100 F.
- N°37 - O. MERLE - Cinématique des nappes superficielles et profondes dans une chaîne de collision. 280 p., 165 fig., 3 tabl. (1990). 160F.
- N°38 - P. ALLEMAND - Approche expérimentale de la mécanique du rifting continental. 205 p., 106 fig., 13 tabl. (1990). 160F.
- N°39 - Ch. BASILE - Analyse structurale et modélisation analogique d'une marge transformante : l'exemple de la marge de Côte-d'Ivoire - Ghana. 230 p., 161 fig., 7 tabl. (1990) . 130F .
- N°40 - M. AUDIBERT - Déformation discontinue et rotations de blocs. Méthodes numériques de restauration. Application à la Galilée. 250 p., 80 fig., 5 tabl., (1991). 150F.
- N°41 - G. RUFFET - Paléomagnétisme et 40Ar/39Ar : étude combinée sur des intrusions précambriennes et paléozoïques du Trégor (Massif Armoricain) . 261 p., 80 fig., 19 tabl. (1991). 120F.
- N°42 - P. SUZANNE - Extrusion latérale de l'Anatolie : Géométrie et mécanisme de la fracturation. 262 p., 100 fig., 12 pl., 5 tabl. (1991). 210F.
- N°43 - G. FIQUET - Propriétés thermodynamiques de minéraux du manteau supérieur. Calorimétrie à haute température et spectroscopie Raman à haute pression et haute température. 274 p., 101 fig., 53 tabl. (1991). 130F.
- N°44 - J. MARTINOD - Instabilités périodiques de la lithosphère (Flambage, Boudinage en compression et en extension). 283 p., 117 fig., 3 tabl., 2 pl. couleur. (1991). 170F.
- N°45 - M.O. BESLIER - Formation des marges passives et remontée du manteau: Modélisation expérimentale et exemple de la marge de la Galice. 257 p., 86 fig., 5 tab., 2 pl. noir/blanc, 2 Pl. couleur. (1991). 180F.

- N°46 - J.B.L. FRANCOLIN** - Analyse structurale du Bassin du Rio Do Peixe. (Brésil) : 250 p., 83 fig., 3 tab., 9 pl. couleur. (1992). 300F.
- N° 47 - S. TOURPIN** - Perte des mémoires isotopiques (Nd, Sr, O) et géochimiques (REE) primaires des komatiites au cours du métamorphisme : exemple de la Finlande Orientale. 185 p., 53 fig., 23 tabl. (1992). 100F.
- N° 48 - J.A. BARRAT** - Genèse des magmas associés à l'ouverture d'un domaine océanique : Géochimie des laves du Nord-Est de l'Afrique (Mer Rouge - Afar) et d'Arabie. 175 p., 47 fig., 23 tab. (1992). 100F.
- N° 49 - E. HALLOT** - Injection dans les réservoirs magmatiques. Contraintes pétrologiques (Massifs de Fort La Latte et de Saint Briec, Bretagne Nord) et modélisation analogique. 331 p., 101 fig., 30 tabl. (1993). 180F.
- N°50 - T. SOURIOT** - Cinématique de l'extension post-pliocène en Afar. Imagerie SPOT et modélisation analogique. 225 p., 2 pl. coul., 1 tabl., 91 fig., 16 pl. photo., 1 carte H.Texte. (1993). 190F.
- N° 51 - T. EUZEN** - Pétrogenèse des granites de collision post- épaissement. Le cas des granites crustaux et mantelliques du Complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricaïn, France). 350 p., 2 pl. coul., 34 tabl. en annexe, (1993). 190F.
- N° 52 - J. LE GALL** - Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif Armoricaïn). Pétrogenèse des magmas andésitiques et ignimbritiques et leur signification dans l'évolution géodynamique cadomienne. 370 p., 30pl. photo., 1 pl. coul. (1993). 350 F.
- N° 53 - J. C. THOMAS** - Cinématique tertiaire et rotations de blocs dans l'ouest de l'Asie Centrale (Tien Shan Kirghiz et dépression Tadjik). Etude structurale et paléomagnétique. 330 p., 107 fig., 2 pl. coul., 18 tabl., 1 carte, annexes. (1993). 220 F.
- N°54 - F. LAFONT** - Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocène du bassin de Jaca, Pyrénées Orientales., 270 p., 115 fig., dont 17 pl. couleur. (1994). 150 F.
- N° 55 - C. BIELLMANN** - Stabilité et réactivité des carbonates à très hautes pression et température. Implications pour le stockage du Carbone dans le manteau terrestre., 230 p., 74 fig., 11 tabl., 1 pl. couleur (1993). 175 F.

N°56 - A. POTREL - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat (Craton Ouest Africain). 400 p., (dont annexes) 125 fig., 21 tabl., 1 pl. couleur, 43 pl. photo (1994). 270 F.

N° 57 - M. KUNTZ - Approche expérimentale de la déformation dans les systèmes préfracturés : Contribution à l'étude de l'inversion tectonique des bassins sédimentaires. 220 p., 19 pl., 87 fig., 3 tabl. (1994). 155 F.

N° 58 - D. ROUBY - Restauration en carte des domaines faillés en extension. Méthode et applications. 266 p., 98 fig. dont annexes (1994). 180 F.

N° 59 - J.J. TONDJI-BIYO - Chevauchements et bassins compressifs. Influence de l'érosion et de la sédimentation. Modélisation analogique et exemples naturels. 426 p., 141 fig., 4 pl. couleur, 21 tableaux, dont annexes (1995). 270 F.

N° 60 - H. BOUHALLIER - Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton de Dharwar, Inde du Sud). 277 p., 100 fig., dont 5 pl. coul., 7 tab., dont annexes (1995). 150 F.

N° 61 - P. GAUTIER - Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans la domaine centre-égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). 430 p., 89 fig., dont 4 pl. coul., 1 tabl., dont annexes (1995). 220F.

N° 62 - M.T. ROMAN BERDIEL - Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux. Modèles analogiques et exemples naturels. 270 p., 75 fig., 5 pl. laser, 9 tabl. (1995). 160F.

N° 63 - M. JULLIEN - Polytypisme, ordre d'empilement et interstratification dans la cookéite et les phyllosilicates non micacés du métamorphisme. Influence de la pression. 226 p., 61 fig., 8 tabl. (1995). 150 F.

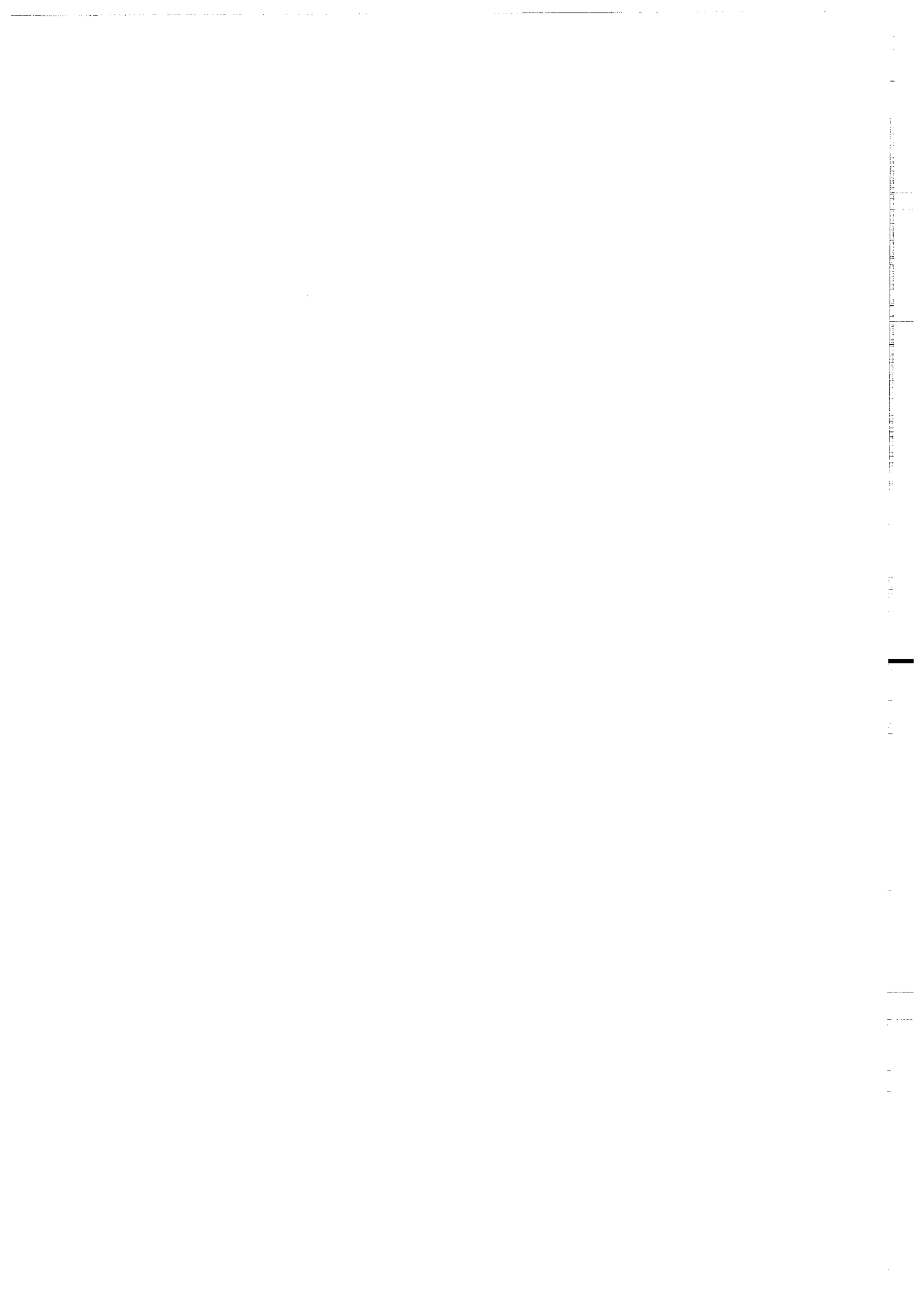
N° 64 - Y. LAHAYE - L'altération des komatiites. 224 p., 70 fig., 29 tabl., + annexes (1995). 150 F.

N° 65 - A. CRAVE - Quantification de l'Organisation des réseaux hydrographiques. 210 p., 68 fig., dont annexe (1995). 120 F.

N° 66 - A. ESSAIFI - Relations entre magmatisme-déformation et altération hydrothermale : L'exemple des Jebilet centrales (Hercynien, Maroc). 331 p., 248 fig., 4 tabl., dont annexes (1995). 170 F.

N° 67 - M. LE RAVALEC - Vitesses et perméabilité des roches : modélisation du rôle des fluides et des fissures. 276 p., 119 fig. 3 pl. couleur, 5 tabl., dont annexe (1995). 140 F.

**n° 68 - A. SEMIANI - Métallogénie de la zone de cisaillement aurifère est-ouzzalienne : structure, pétrologie et géochimie des gisements d'or de Tirek-Amesmesssa (Hoggar occidental, Algérie). 262 p., 72 fig., 36 tabl., 4 pl. couleur + annexes, (1995).
130 F.**



BON DE COMMANDE

à retourner à : Arlette FALAISE
 GEOSCIENCES-RENNES I
 Université de Rennes
 35042 - RENNES Cédex (France)
 Tél : (33) 99.28.60.80 Fax : (33) 99.28.60.80

NOM :

ORGANISME :

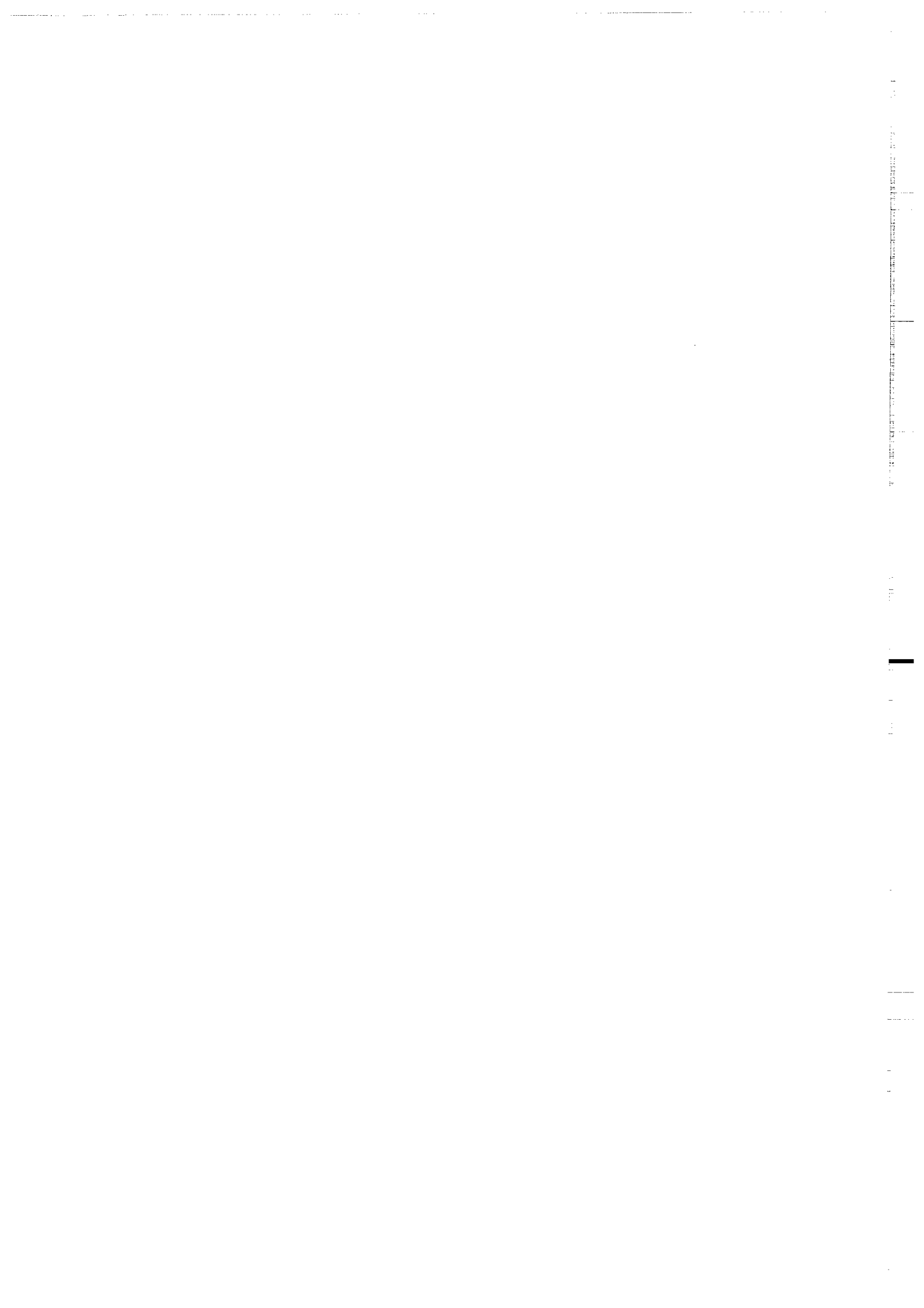
ADRESSE :

Veillez me faire parvenir les ouvrages suivants :

N°	Auteur	Nb exemplaires	P.U.	Total
Frais d'envoi : 20,00F par volume			Total	
par volume supplémentaire : 5,00 F			Frais d'envoi	
			Montant total	

Nous acceptons les bons de commandes.

Si vous réglez par chèque veuillez établir votre chèque au nom de :
Monsieur l'Agent Comptable de l'Université de Rennes I.



Imprimé à l'Université de Rennes I

Dépot Légal

1er trimestre 1996



Résumé

Les riches gisements filoniens aurifères de Tirek-Amesmessas, situés dans le Sud algérien, sont liés au fonctionnement d'un cisaillement décrochant majeur, (Zone de Cisaillement Est Ouzzalienne, ZCEO) tardi-panafricain (540Ma), dont le compartiment ouest est constitué par l'unité granulitique d'In Ouzzal, d'âge archéen, métamorphosée au cours du cycle éburnéen (2Ga)

L'étude pétro-structurale régionale, celle des inclusions fluides (microthermométrie, analyse par sonde Raman), des isotopes stables (C,O,H) et du plomb des galènes, permettent de découper l'histoire des gisements en trois cycles:

Cycle I : Une longue période de fonctionnement ductile de la ZCEO, accompagnée de l'intrusion de roches basiques syncinématiques, se termine par une altération hydrothermale complexe (bérusites) localisée dans des couloirs de déformation et suivie de la mise en place de filons de quartz.

La déformation ductile, évoluant vers le fragile en fin de cycle se focalise de façon croissante dans les quartz. La future zone minéralisée agit comme une structure drainant un type assez constant de fluides à température décroissante (500 à 300°C) et à profondeur assez stable (18 à 15km): fluides aqueux "métamorphiques" contenant une composante carbonique mantélique en relation avec les intrusions basiques syncinématiques.

Le cycle II : correspond à la maturation tectonique du quartz: microfracturation en plusieurs stades au cours de la remontée vers la surface jusque vers 4-5km. Des fluides de type saumures relaient les précédents.

Le cycle III : voit la minéralisation aurosulfurée (sphalérite puis galène-or) se déposer en utilisant la microperméabilité créée précédemment. Le dépôt de l'or résulte d'un mélange de fluides (dont des saumures) qui traversent l'unité granulitique selon des circuits de profondeur différente, dans le contexte d'un hydrothermalisme activé par de grandes intrusions acides tardi-tectoniques.

La nature des fluides impliqués, les isotopes du plomb des galènes, les teneurs en or des protolithes granulitiques d'In Ouzzal impliquent que ces derniers constituent les roches mères de l'or.

Mot clés :

"Shear-zone aurifère, Panafrican, Hoggar Algérien, source de l'or, granulite, inclusions fluides, isotopes stables et isotopes du plomb.