

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI

**THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES**

**PAR
MOHAMMED CHAKER
Doctorat de 3ème cycle**

**GÉOCHIMIE ET MÉTALLOGÉNIE DE LA MINE D'OR DE
TIOUIT, ANTI-ATLAS ORIENTAL, SUD DU MAROC**

Avril 1997



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

Je dédie ce travail

À deux étoiles constamment présentes dans le ciel de mon esprit.

À ces étoiles qui me guident et qui donnent un sens à ma vie
vous êtes de mon sang et je suis dans le votre.

Rien ne peut affecter la lumière qui nous lie:
ni l'espace ou le temps, ni le jour ou la nuit
malgré la pluie...et même quand le soleil brille
votre lumière me couvre que je sois là-bas ou ici
nos ondes se communiquent au-delà de l'horizon
là où mon coeur chante pour vous mille et une chansons;
Chansons de l'amour! Chansons de la joie! Chansons du retour!

À mes enfants qui me manquent tant.

À **Zayna** et **Ziyad**

RÉSUMÉ

Le gisement d'or étudié est encaissé dans la partie ouest de la granodiorite de Tiout d'âge protérozoïque moyen à supérieur (entre 750 et 650 Ma?). La granodiorite est mise en place dans une série volcanosédimentaire du protérozoïque inférieur et fait partie de la boutonnière de Boumalne-n-Dades au nord-est de Jbel Saghro, au sud du Maroc. L'objectif ultime est d'établir la genèse du gisement et de déterminer les associations minéralogiques en équilibre avec les fluides minéralisateurs. Ceci afin de mettre en évidence les conditions chimiques et thermodynamiques du transport et du dépôt des sulfures et de l'or.

La granodiorite est mise en place sous une pression de 171 ± 60 MPa et elle est affectée par une microbréchification intense par endroits. Elle fait partie d'une série de roches intermédiaires à felsiques de nature calco-alcaline de type-I et elle appartient à un environnement volcanoplutonique relié à une zone de subduction durant l'orogénèse panafricaine (Anti-Atlas oriental). La granodiorite, qui affiche une déformation cassante, est traversée par des dykes tardifs (postérieurs à la minéralisation) de natures et d'âges différents. Elle a subi plusieurs stades d'altération: une altération autométamorphique, une large altération hydrothermale et une manifestation supergène.

Les altérations sont traitées en détail, car la succession et la coexistence des phases minérales néoformées fournissent de précieuses indications sur les conditions physico-chimiques du dépôt des minerais. En effet, trois zones concentriques (nord, centrale et sud) ont été identifiées autour de la minéralisation d'or et des sulfures. La zone nord est largement chloritisée, la zone centrale est caractérisée par de la chlorite et de l'hématite en proportions égales, par contre l'hématite est dominante dans la zone sud, toujours en présence de chlorite. La muscovite prend des proportions importantes dans les corps minéralisés au sein de cette dernière zone et en moindre mesure dans les autres zones.

Les trois zones en exploitation sont affectées par une altération potassique, une large chloritisation-hématitisation et une altération phylliteuse. La répartition spatiale et chronologique est relativement complexe. Néanmoins les traces de l'altération potassique sont observées aux bordures des veines et dans les épontes de la minéralisation. La chlorite omniprésente à côté de l'hématite. Les minéraux argileux sont très abondants localement dans les trois zones. L'altération phylliteuse caractérisée par l'association chlorite-muscovite-pyrite, se superpose aux deux autres types d'altération. L'hématite et le quartz accompagnent probablement les trois types.

L'étude des échanges de matière au cours de l'altération nous a amené à mettre au point une méthode graphique nouvelle permettant de lire directement les pourcentages des pertes et des gains

des espèces durant le métasomatisme donné de la roche. Cette nouvelle méthode se base sur une modification de la méthode de Grant (1986) et l'assise mathématique est construite sur une nouvelle équation complémentaire aux équations de ce dernier.

Deux étapes de minéralisation furent identifiées: i) une minéralisation primaire, liée à l'altération potassique (au sein et sur les bordures des corps minéralisés) et quelques aspects de l'altération propylitique (principalement vers l'extérieur des corps minéralisés), représentée par la pyrite, l'arsénopyrite, la magnétite et probablement la chalcoppyrite et l'or; ii) une minéralisation tardive, constituée de: chalcoppyrite, pyrite, sphalérite, galène, tennantite-tétrahédrite, argentite (rare), rutile et or-argent (électrum). Cette dernière minéralisation est liée à une altération phylliteuse très intense. Une manifestation supergène chevauche une partie de deux précédentes, elle est concrétisée par des minéraux comme la covellite, la malachite, l'azurite, la goethite et l'hématite qui remplace la magnétite. Une relation spatiale étroite entre les corps à minéralisation importante et les zones d'altération intense (chlorite-hématite-muscovite) dans le gisement aurifère de Tiouit a été constatée.

Au cours de l'altération phylliteuse qui devient prédominante, la pyrite non cataclasée et la chalcoppyrite (dans les fractures de la pyrite) sont les deux minéraux sulfurés prépondérants. À partir des associations minérales des silicatés néoformés et des minéraux métalliques, nous avons déduit un intervalle de température d'altération et de minéralisation d'environ 250°C à 300°C. Par ailleurs, l'étude des inclusions fluides nous révèle des températures minimales d'homogénéisation de 180°C à 250°C. Nous avons identifié deux types de fluides minéralisateurs: l'un d'une salinité modérée et l'autre avec salinité plus élevée.

La synthèse et l'interprétation de l'ensemble de nos données sur le gisement d'or de Tiouit nous ont permis également, de faire un rapprochement de ce dernier avec quelques gisements de la Cordillère de l'Amérique du nord qui se manifestent au-dessus d'un système de porphyre cuprifère probablement profond.

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à MM. Gérard Woussen et Jayanta Guha qui ont dirigé mes recherches, de leurs encouragements et leur aide, et qui ont mis à ma disposition tous les moyens nécessaires pour mener à bien ce projet de recherche. Je remercie aussi M. Edward Chown de ses conseils et ses suggestions. Ce fut pour moi une grande chance d'avoir profité de leurs connaissances dans les différents domaines de la géologie et de la métallogénie. Je remercie également MM. Jacques Carignan (UQAC) et Francis Tollon (Université Paul Sabatier, laboratoire de minéralogie et cristallographie, Toulouse France), de bien avoir lu et examiné ce travail de recherche.

J'aimerais remercier également mon professeur à Paris M. Jacques Boulègue, directeur du laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Université de Pierre et Marie Curie, qui m'a encouragé et aidé à choisir ce projet de recherche. Je remercie aussi M. Jean Paul Sagon pour l'intérêt qu'il m'a témoigné le long de ma formation et de mon stage à l'Université de Pierre et Marie Curie.

J'exprime ma reconnaissance à l'ACDI, et à la Direction ainsi qu'à la Division responsables de la coopération scientifique et technique du ministère des affaires étrangères du Maroc qui m'ont permis d'avoir une bourse de trois ans (1990 à 1993). Je les remercie pour l'aide précieuse qu'ils m'ont accordé.

Je tiens tout particulièrement à remercier la direction de la formation des cadres et la division du personnels ainsi que le service responsable des affaires des professeurs chercheurs de l'enseignement secondaire du Ministère de l'Éducation Nationale du Marocain. Je remercie aussi particulièrement le Directeur et le vice-Directeur de l'École Normale Supérieure de Casablanca. Sans l'encouragement, la compréhension et l'aide de tous, ce travail n'aurait pas pu voir le jour.

Ma gratitude et mes remerciements vont aussi à la société SODECAT qui exploite le gisement de Tiout pour m'avoir permis d'accéder à cette mine et prélever les échantillons nécessaires afin d'effectuer ce travail de recherche. En même temps, je voudrais remercier la division de recherche minérale du Ministère de l'Énergie et des Mines du Maroc qui m'a encouragé en m'assurant le transport entre Rabat et Tiout.

J'exprime mes vifs remerciement et ma plus profonde reconnaissance à mon ami Ali Hmaoui qui m'a aidé avec sérénité, patience et efficacité. La lumière de son amitié a éclairé les moments les plus sombres de cette marche scientifique. Sans ses encouragements précieux, je n'aurais pu réaliser ce travail de recherche.

En fin, je remercie tous ceux qui ont contribué de loin ou de près à la réalisation de cette thèse.

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE I INTRODUCTION

	Page
I-1-Le gisement d'or de Tiouit.....	1
I-2-Problématique	4
I-3-Objectifs de l'étude	7
I-4-Méthodologie	8

CHAPITRE II SITUATION GÉOLOGIQUE

II-1-Contexte géologique global.....	13
II-2-Aspect géologique régional, Anti-Atlas oriental.....	17
II-3-Tectonique de l'Anti-Atlas oriental, nomenclature.....	19
II-3-1-Introduction	19
II-3-2-Les phases tectoniques pan-africaines.....	22
II-4-Les unités lithologiques locales du gisement d'or de Tiouit.....	27
II-4-1-Les roches volcano-sédimentaires	27
II-4-2-Le pluton de Tiouit.....	28
II-4-3-Les coulées de rhyolites et d'ignimbrites.....	28
II-4-4-Le granite rose d'Isk-n'Alla.....	29
II-4-5-Les dykes tardifs.....	29
II-5-Aspect structural du pluton de Tiouit	32
II-5-1-Diaclases (ou joints) de refroidissement et failles.....	34
II-6-Quelques comparaisons avec des plutons de même environnement.....	35
II-6-1-Introduction	35
II-6-2-Comparaison régionale.....	35
II-6-3-Comparaison à grande échelle	36

CHAPITRE III

CARACTÉRISATION DU GRANITOÏDE DE TIOUIT

III-I-PÉTROGRAPHIE DE LA ROCHE NON ALTÉRÉE.....	38
III-I-1-Introduction.....	38
III-I-2-Péetrographie.....	39
III-I-2-1-Minéraux majeurs.....	41
III-I-2-2-Minéraux accessoires.....	47
III-I-2-3-Ordre de cristallisation.....	47
III-I-3-Estimation de la pression et de la température à partir de Al(total) de la hornblende.....	50
III-I-4-La microbréchification qui affecte le pluton de Tiouit.....	52
III-2-Péetrographie de l'altération qui affecte la granodiorite de Tiouit.....	53
III-3-GÉOCHIMIE DE LA GRANODIORITE DE TIOUIT	72
III-3-1-Introduction.....	72
III-3-2-Diagrammes de classification.....	75
III-3-3-Diagrammes discriminants	76
III-3-4-Diagramme multi-éléments et diagramme de terres rares.....	85

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION DU GISEMENT D'OR DE TIOUIT

IV-1-PRÉSENTATION DU GISEMENT-PÉTROGRAPHIE	89
IV-1-1-Introduction.....	89
IV-1-2-Les types de la minéralisation	100
IV-1-3- La gangue et les phases métalliques.....	101
IV-1-3-1-Le quartz des corps minéralisés.....	105
IV-1-3-2-L'hématite	106
IV-1-3-3-La magnétite	109
IV-1-3-4-La pyrite.....	110

IV-1-3-5-L'arsénopyrite	113
IV-1-3-6-La chalcopryrite.....	114
IV-1-3-7-La sphalérite.....	117
IV-1-3-8-La covellite.....	118
IV-1-3-9-La galène.....	119
IV-1-3-11-L'argentite	120
IV-1-3-12-L'or	121
IV-1-4-La paragenèse métallique-Chronologie des espèces.....	125
IV-2- GÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION.....	131
IV-2-1-Introduction.....	131
IV-2-2-Lithogéochimie qualitative	131
IV-2-3-Lithogéochimie quantitative	137
IV-2-3-1-Introduction	137
IV-2-3-2-Aperçu des méthodes utilisées, application.....	138
IV-2-3-3-Modification de la méthode de Grant (1986), nouvelle méthode graphique.....	151
IV-2-4-Résultats et interprétation	164
IV-3-Comparaison de l'étude pétrographique et de l'étude géochimique.....	169
IV-4-ANALYSE ET RECONNAISSANCE DES INCLUSIONS FLUIDES ASSOCIÉES À LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DE TIOUIT	180
IV-4-1-Introduction.....	180
IV-4-2-Critères du choix et pétrographie des inclusions fluides.....	180
IV-4-3-Microthermometrie	187
IV-4-4-Interprétation	193

CHAPITRE V

SYNTHESE, INTERPRÉTATION ET MODELE GÉNÉTIQUE

V-1-Introduction	195
V-2-Intégration des données sur la granodiorite encaissante de la minéralisation aurifère de Tiouit.....	195
V-3-Altération et minéralisation, typologie du gisement.....	197
V-3-1-Altération potassique.....	198
V-3-2-Altération" propylitique"	
V-3-3-Altération phylliteuse.....	201
V-3-4-Vue critique sur la typologie du gisement de Tiouit	202
V-4-Le mécanisme de précipitation des minéraux métalliques, liaison avec l'altération ...	206
V-6-Modèle de la mise en place du gisement d'or de Tiouit.....	215
V-6-1-Succession des événements lors de la formation du gisement de Tiouit ...	215
V-6-2-Quelques considérations et éléments de prospection.....	218

CHAPITRE VI

VI-1-CONCLUSION.....	220
----------------------	-----

LISTE DES FIGURES

Page

Figure 1

Vue globale sur les trois zones en exploitation du gisement de Tiouit..... 3

Figure 2Carte géologique de la boutonnière de Boumalne-n-Dades (modifiée d'après Hindermeyer *et al.* 1977) 6**Figure 3**

Carte schématique des principaux domaines tectoniques marocains. 14

Figure 4

Carte schématique de l'Anti-Atlas (simplifiée d'après Agard 1980). 16

Figure 5Schéma géologique du précambrien du JBEL SAGHRO (simplifié d'après Hindermeyer *et al.* 1977, et Saquaque 1992) 18**Figure 6**

Modèle géodynamique possible pour l'Anti-Atlas au précambrien (modifié d'après Saquaque 1992). 20

Figure 7

Stratigraphie du précambrien de l'Anti-Atlas oriental (modifiée d'après Saquaque 1992). 21

Figure 8

Carte géologique schématique de Tiouit-Jamâ-n-Ougoulzi, 30

Figure 9

Chronologie des roches voisines du gisement d'or de Tiouit..... 31

Figure 8

Carte géologique schématique de Tiouit-Jamâ-n-Ougoulzi, 30

Figure 9

Chronologie des roches voisines du gisement d'or de Tiouit..... 31

Figure 10

Carte de schistosité. Sud de la boutonnière de Boumalne-n-Dades (modifiée d'après Saquaque 1992)..... 33

Figure 11

(a)Diagramme de classement de la hornblende. (b)Diagramme de classement de la biotite 45

Figure 12

Nomenclature du pluton de Tiouit selon Streickeisen (1976)..... 51

Figure 13

Carte schématique des faciés d'altération du camp minier de Tiouit..... 56

Figure 14

Altération du plagioclase en albite ou en feldspath potassique..... 60

Figure 15

Classement des chlorites de Tiouit dans le diagramme de Hey (1954). 65

Figure 16

Les chlorites du gisement d'or de Tiouit dans le diagramme de MacLean et Lawrence (1991)..... 67

Figure 17

Classement des micas du gisement de Tiouit dans le diagramme de MacNamara (1965). 70

Figure 18

Variation des substitutions entre Si (IV)-Al (IV)-Fe-Al (VI) dans la muscovite..... 71

Figure 19

Carte simplifiée de localisation des échantillons analysés..... 73

Figure 20

Diagramme de classification de Debon et Le Fort (1983). 77

Figure 21

Diagramme de classification de Barker (1979). 78

Figure 22

Diagramme de classification d'Irvine et Baragar (1971)..... 79

Figure 23

Diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989)..... 80

Figure 24

Diagramme discriminant de Pearce et al. (1984), environnement tectonique..... 82

Figure 25

Diagramme discriminant de Whalen *et al.* (1987), environnement tectonique..... 83

Figure 26

Diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989), environnement tectonique..... 84

Figure 27

(a) Diagramme de terres rares, (b) Diagramme multiéléments..... 86

Figure 28

Diagramme de TiO₂ vs Zr, modifié d'après Kröner (1981). 88

Figure 29

Coupe dans la zone nord de Tiout. 92

Figure 30

Coupe dans la zone sud de Tiout..... 93

Figure 31

Lentille minéralisée observée dans la zone centrale de la mine d'or de Tiout..... 96

Figure 32

(a) Type de minéralisation dans un niveau inférieur de la zone nord. (b) Minéralisation observée dans un niveau supérieur dans la même zone..... 97

Figure 33

Schéma représentatif des colonnes observées dans les trois zones de Tiout..... 200

Figure 34

" Fineness" de l'or du gisement de Tiouit dans le diagramme de Rose et Morrison (1988). 124

Figure 35

Les séquences paragénetiques approximatives du gisement d'or de Tiouit..... 129

Figure 36

Types d'altération à partir du diagramme de Pearce et al. (1984)..... 132

Figure 37

Diagrammes qualitatifs des types d'altération(a) $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, (b) $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$, (c) $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2$, (d) $\text{K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ 134

Figure 38

Diagrammes qualitatifs des types d'altération (a) CaO-SiO_2 , (b) Sr-CaO , (c) $\text{Rb-K}_2\text{O}$, (d) $\text{Ba-K}_2\text{O}$ 136

Figure 39

Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T69 (majeurs). 141

Figure 40

Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T69 (traces)..... 142

Figure 41 Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T75 (majeurs)..... 143

Figure 42

Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T75 (traces)..... 144

Figure 43

Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-T69 (majeurs)..... 146

Figure 44

Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-T69 (traces)..... 147

Figure 45

Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-75 (majeurs). 148

Figure 46

Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-75 (traces)..... 149

Figure 47

Diagramme simplifié d'après Grant (1986), comparaison entre une roche fraîche et une roche altérée (majeurs). 153

Figure 48

Diagramme simplifié d'après Grant (1986), comparaison entre une roche fraîche et une roche altérée (majeurs). 154

Figure 49

Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), (majeurs). 157

Figure 50

Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des échantillons T50-T51. 160

Figure 51

Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des l'échantillons T50-T19..... 161

Figure 52

Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des échantillons T50-T107. 162

Figure 53

Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des échantillons T50-T29. 163

Figure 54

Diagramme modifié d'après Hemley et Jones (1964), et Beane (1994). 175

Figure 55

Histogrammes des températures eutectiques et de fusion de glace des inclusions fluides de Tiouit. 189

Figure 56

Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides du gisement d'or de Tiouit. 190

Figure 57

Schéma proposé pour le modèle de mise en place du gisement. 216

LISTE DES PLANCHES

page

Planche 1

Photographie montrant la texture typique de la granodiorite fraîche (T50). Cette échantillon a été prélevé dans les environs du gisement aurifère de Tiouit (à l'est des zones en exploitation).....40

Planche 2

Photomicrographie de la zone de contact d'une enclave avec la granodiorite de Tiouit, montrant le passage des grains fins de l'enclave aux grains moyens de la granodiorite. Px = pyroxène. b) Photomicrographie des minéraux constituant la granodiorite de Tiouit. Hb = hornblende, Pl = plagioclase, px = pyroxène.....43

Planche 3

Photomicrographie montrant un plagioclase (Pl), légèrement séricitisé. Ce cristal ne montre pas de déformation. b) Photomicrographie d'un autre cristal de plagioclase (Pl) plus séricitisé que dans a).....46

Planche 4

Photomicrographie d'un grain de quartz contenant un cristal de biotite fraîche. b) Photomicrographie du même grain de biotite (Bt) qu'en a). Elle montre le minéral sans aucune altération.....48

Planche 5

Photomicrographie d'une plage de feldspath potassique (FK) qui contient des petits cristaux de plagioclase et de pyroxène. b) Photomicrographie du quartz (Qz) fracturé. Les fractures sont remplies, dans la majorité des cas, par la séricite et/ou les carbonates.49

Planche 5

Photographie montrant les différents aspects macroscopiques (changement de couleur des ferromagnésiens, du plagioclase et du feldspath-K) des échantillons de la granodiorite de Tiouit. De gauche à droite les échantillons sont classés du frais au plus altéré.55

Planche 7

Photomicrographie montrant la poussée de la chlorite (Chl), dans un échantillon de la zone nord de Tiouit. b) Photomicrographie d'une biotite altérée. Dans la zone sud, on constate l'hématitisation des minéraux mafiques: hornblende (Hb), pyroxène (Px) et biotite (Bt). 59

Planche 8

Photomicrographie montrant l'apparition des carbonates (Cb) sur un grain de microcline.

b) Photomicrographie d'une plage de feldspath potassique (FK), se couvrant d'une fine couche d'hématite. 62

Planche 9

Photomicrographie montrant des petits grains de pyrite (py) dispersés. Quelques-uns de ces grains se transforment en covellite (cov). b) Photomicrographie de la matrice des sulfures précédents. Cette matrice est constituée principalement de chlorite et d'hématite.

..... 103

Planche 10

Photomicrographie montrant les points triples du quartz recristallisé. La zone nord de

Tiouit. b) Photomicrographie montrant la pyrite cataclasée et la remobilisation de la chalcopryrite dans les fractures de la pyrite..... 104

Planche 11

a) Photomicrographie des plages d'or-argent, collées aux sulfures de cuivre et à la sphalérite. b) Photomicrographie montrant une matrice constituée de chlorite, hématite et quartz qui englobe les petits grains d'or-argent. 107

Planche 12

a) Photomicrographie des grains d'or argentifères (Au-Ag) dans une matrice constituée par du quartz et des petites baguettes d'hématite. b) Photomicrographie montrant une plage d'Au-Ag collée à la tennantite (ten)..... 108

Planche13

a) Photomicrographie montrant la pyrite (py) et l'arsénopyrite (arp) fracturées et bréchifiées. La chalcopryrite (cp) colmate les fractures en compétition avec l'hématite (Hm). Cette dernière entoure des plages de magétite (Mt). b) Photographie montrant un petit filon de quartz-chalcopryrite tardif, traversant la minéralisation précoce..... 111

Planche 14

a) Photomicrographie de la veine de quartz (Qz), englobant la chalcopryrite (cp) tardive, qui traverse la minéralisation initiale. La covellite (cov) borde la chalcopryrite. b) Photomicrographie montrant une petite veine de pyrite-quartz, qui coupe la minéralisation précoce. 112

Planche 15

a) Photomicrographie de la pyrite (Py), en petits grains dispersés et en gros grains fracturés. La chalcoppyrite (Cp), en compétition avec la sphalérite (sph), remplit les fractures de la pyrite. La covellite (cov) remplit les fractures tardives. b) Photomicrographie de la matrice qui contient les sulfures précédents (en a). Celle-ci est essentiellement constituée de muscovite (Mu)..... 115

Planche 16

a) Photomicrographie montrant l'alternance entre la pyrite (py) et la chalcoppyrite (Cp). Ce dernier minéral remplit également les fractures de la pyrite. b) Photomicrographie montrant une pyrite recristallisée et fracturée. La chalcoppyrite et l'hématite remplissent les fractures. 116

Planche17

a) Photomicrographie montrant une matrice constituée principalement de muscovite (Mu). Ce dernier minéral renferme des sulfures, des sulfosels et de l'Au-Ag (électrum). b) Photomicrographie montrant une plage d'électrum (Au-Ag) au voisinage de la tennantite (ten), le tout dans la muscovite. 121

Planche 18

a) Photomicrographie montrant les inclusions fluides de type (A) dans un grain de quartz magmatique interstitiel de la granodiorite. Les petites inclusions fluides alignées, en traînées ou le long des fractures cicatrisées, en direction des plages sombres (les sulfures), sont syn-minéralisation. Zone nord de Tiout. b) Photomicrographie des inclusions fluides primaires (type A et type B et type C) sur un quartz recristallisé et entouré de sulfures et de la chlorite. Zone nord de Tiout. 184

Planche19

a) Photomicrographie d'une inclusion fluide (type A, type B) dans un grain de quartz englobé dans les sulfures, la chlorite et l'hématite. Zone nord de Tiout. b) Photomicrographie d'un grain de quartz avec les inclusions fluides de types A, B et C. Zone sud de Tiout. 185

Planche 20

a) Photomicrographie des quelques inclusions fluides qui renferment probablement de l'hématite (type A et type B). Zone centrale de Tiout. .b) Photomicrographie montrant des inclusions fluides secondaires (type A, type B et type C) sur du quartz primaire. Zone sud de Tiout. 186

LISTE DES ANNEXES

Page

ANNEXES.....	242
Annexe I	
Analyse à la microsonde électronique du plagioclase du pluton de Tiouit.....	243
Analyse du plagioclase (suite).....	244
Analyse à la microsonde électronique de la biotite du pluton de Tiouit	245
Analyse à la microsonde électronique de la hornblende du pluton de Tiouit	246
Analyse à la microsonde électronique des chlorites du gisement aurifère de Tiouit	247
Analyse à la microsonde électronique de la muscovite du gisement aurifère de Tiouit	248
Annexe II	
Analyse modale des échantillons du pluton de Tiouit.....	249
Annexe III	
Analyse des minéraux argileux à la diffraction de rayons-X.....	250
Annexe IV	
Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone est de Tiouit.....	251
Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone nord de Tiouit.....	252
Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone centrale de Tiouit	253
Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone Sud de Tiouit.....	254
Annexe V	
Analyse normative, T26.....	255
Analyse normative, TT99.....	256
Analyse normative, TT483.....	257
Analyse normative, T113.....	258
Analyse normative, T109.....	259
Analyse normative, T110.....	260

Annexe VI

Composition chimique moyenne des pyrites de la mine d'or de Tiouit. Analyse quantitative à la microsonde électronique (Lab. de géochimie et métallogénie Paris 6, Paris).....	261
Composition chimique des pyrites de la mine d'or de Tiouit (suite). Analyse semi-quantitative (UQAC).....	262
Composition chimique moyenne de l'arsénopyrite de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative.	263
Composition chimique de la chalcoppyrite de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique.....	264
Composition chimique moyenne de la covellite de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique	265
Composition chimique des sphalérites de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique.	266
Composition chimique de la galène de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique.....	267
Composition chimique moyenne de la tennantite-tétrahédrite de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique.	268
Composition chimique moyenne de l'argentite de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique.	269
Les différentes compositions chimiques de l'or de la mine de Tiouit. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique	270

Annexe VII

Histogramme de logfv de T69/T50, calculé par SOMA-2 d'après Appleyard et DeBeer (1983).....	271
Histogramme de logfv de T75/T50, calculé par SOMA-2 d'après Appleyard et DeBeer (1983).....	272

NOUVELLE METHODE DE CALCUL DES ECHANGES DE LA MATIÈRE.....	273
Calcul des pertes et des gains selon la méthode de Grant (1986) modifiée par Chaker (ce travail). Cas de constance de la masse. $M_o = M_A$	274
Calcul des pertes et des gains selon la méthode de Grant modifiée par Chaker (ce travail). cas de la masse constante ($M_o = M_A$), et cas de la masse variable ($M_o \neq M_A$)	275

Annexe VIII

Analyse microthermométrie des inclusions fluides.....	276
---	-----

CHAPITRE I

INTRODUCTION

I-1-Le gisement d'or de Tiouit

Dans l'histoire de l'industrie minière marocaine, le gisement aurifère de Tiouit occupe une place importante par sa nature énigmatique. Jusqu'à présent, il n'était pas possible d'identifier la typologie de ce gisement qui est la première occurrence d'or importante au Maroc. Découvert en 1947, il fut exploité d'une manière intermittente de 1950 jusqu'à aujourd'hui.

Le gisement aurifère de Tiouit est encaissé dans un pluton d'âge protérozoïque supérieur (entre 750 et 650 Ma ?). Il se trouve à environ 22 km au sud-est de la ville de Boumalne-n-Dades, Il se localise dans la partie est du Jbel Saghro: le plus grand massif de l'Anti-Atlas oriental (sud du Maroc).

Les coordonnées géographiques sur la carte géologique (1/5 000; Ameur, 1988, BRPM) sont: X= 46 4.00 et Y= 46 2.50

Le pluton dans lequel ce gisement aurifère est encaissé est généralement équi-granulaire, bien que granophyrique par endroit (Argollo *et al.* 1982). Ce pluton affleure sous forme de trois collines voisines, de forme plus ou moins arrondie, résultat

d'une forte érosion des roches (figure 1). Ces collines sont alignées du nord vers le sud avec des altitudes croissantes: la zone nord (environ 2150 m), la zone centrale (2250 m), et la zone sud (2426 m). Les corps minéralisés sont souvent observés sous forme d'escaliers, qui s'échelonnent successivement dans les trois zones du camp minier entre les altitudes suivantes:

- 1960 et 2060 m dans la zone nord
- environ 2050 et 2150 m dans la zone centrale
- 2100 et 2210 m dans la zone sud.

Son histoire d'exploitation est comme suit:

Entre 1950 et 1959, les travaux furent effectués par la Compagnie Minière de Jbel Mansour (COMANSOUR). L'activité cessa après l'extraction d'environ 68 500 t de minerai à 15 g/t d'or et de 119 g/t d'argent.

Entre 1959 et 1964, l'exploitation est reprise par une société canadienne (WestField Minerals Limited). Les travaux se sont arrêtés après l'extraction de 38 500 t de minerai à 18 g/t d'or, 130 g/t d'argent et 0,5% de cuivre.

En février 1982 la mine de Tiouit a été réactivée par une société filiale du Bureau de Recherches et de Participations Minières (BRPM) intitulée la Société d'Exploitation du Cuivre de l'Anti-Atlas (SODECAT). Cette dernière exploite le gisement jusqu'à ce jour. Les réserves estimées varient de 120 000 t à 700 000 t de minerai (le BRPM) avec des concentrations de: 10,3 g/t à 19,3 g/t d'or; 41,5 g/t à 53,4 g/t d'argent, et environ 0,37% de cuivre.

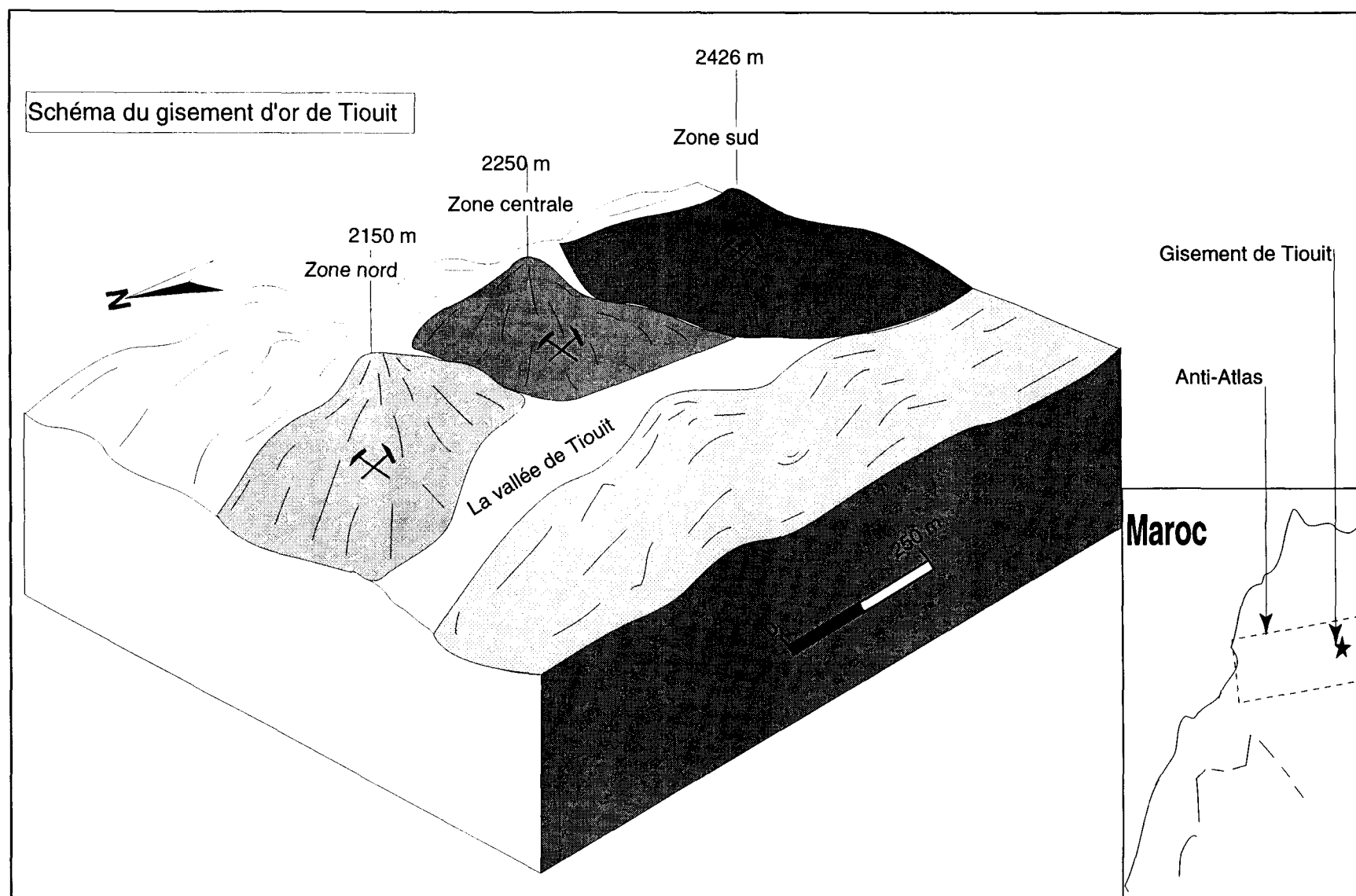


Figure 1 Vue globale sur les trois zones en exploitation du gisement de Tiouit

I-2-Problématique

Depuis le début de l'activité dans cette mine, en 1950, aucune étude scientifique détaillée n'a été publiée sur ce gisement aurifère. De nombreuses études sur les gisements d'or liés aux plutons ont été effectuées un peu partout dans le monde. Ces études ont révélé la relation génétique qui peut exister entre les granitoïdes et les gîtes aurifères (Johan 1980). Sillitoe (1983c) a décrit l'environnement tectonique des granitoïdes aurifères, particulièrement ceux de type porphyrique associés aux zones de subduction; ces études ont concerné la côte est du Pacifique et de l'Indonésie. Sang et Ho (1987) et Zhu (1988) ont étudié quelques gisements d'or liés aux granites et aux granodiorites de la Chine. Harris (1980a,b) a décrit un gisement aurifère lié à des roches granodioritiques (Salave en Espagne). Alvarez et Noble (1988) ont étudié un gisement d'or lié à une granodiorite à l'ouest du Pérou; Emmons *et al.* (1988) ont décrit la minéralisation aurifère liée à une granodiorite et des stocks porphyriques du Néveda (USA) Foster (1985) a confirmé l'existence d'une relation entre un granitoïde batholitique et la minéralisation aurifère de quelques gîtes du Zimbabwe.

La majorité des études précédentes traitent des gisements liés aux intrusions porphyriques, principalement d'âge phanérozoïque ou plus récents. Aussi, plusieurs travaux ont été effectués sur les gisements d'or liés à des intrusions porphyriques d'âge archéen (Barley 1982, Groves 1987 1988, Wyman et Kerrich 1988, Kerrich 1991). Nous possédons actuellement peu de renseignements sur les gisements aurifères liés à des plutons à texture équi-granulaire d'âge protérozoïque supérieur comme c'est le cas pour le gisement aurifère de Tiouit qui fait l'objet de cette étude. Goldfarb *et al.* 1989, ont suggéré d'ailleurs, qu'une multitude d'études de gisements protérozoïques aidera à élucider la nature et l'origine des gisements archéens.

Les connaissances acquises sur le gisement aurifère de Tiouit provenaient principalement des travaux non publiés ou sous forme de rapports effectués par des géologues miniers (El Maghraoui et Popov 1982, Argollo *et al.* 1982, Combe et Morelli 1983). Les travaux ponctuels antérieurs ont visé essentiellement la localisation des zones minéralisées à partir des affleurements et à l'aide de forages de faible profondeur en vue de l'exploitation, donc les renseignements sur ce gisement sont fragmentaires et limités. Les aspects qui n'ont jamais fait l'objet d'étude spécifique sont: i) la pétrographie et la géochimie du pluton de Tiouit, particulièrement la partie qui encaisse la minéralisation aurifère, ii) la nature exacte de la minéralisation aurifère et ses conditions de mise en place ainsi que les types d'altérations associés à cette minéralisation, et iii) la situation de ce gisement dans le contexte tectonique et géodynamique global de l'Anti-Atlas oriental.

Cette étude va être comparée à d'autres effectuées dans le monde, d'autant plus que pour établir une bonne métallogénie, il faut d'abord étudier beaucoup de gisements puis, par de multiples comparaisons, en dégager des modèles génétiques plus généraux (Routhier 1980).

Dans cette optique, la minéralisation aurifère encaissée dans le pluton de Tiouit est un site privilégié. D'abord, parce que ce pluton s'étend sur une surface de plus de 100 km², qu'il est l'encaissant de la mine d'or de Tiouit et de plusieurs indices aurifères, en allant de la mine en activité actuellement à l'ouest du pluton de Tiouit, vers l'est de celui-ci (figure 2). Enfin, parce que Sillitoe (1991) a signalé la similitude de l'environnement tectonique des plutons, encaissants la minéralisation aurifère mise en place durant l'orogénèse pan-africaine, du nord jusqu'au sud du continent africain.

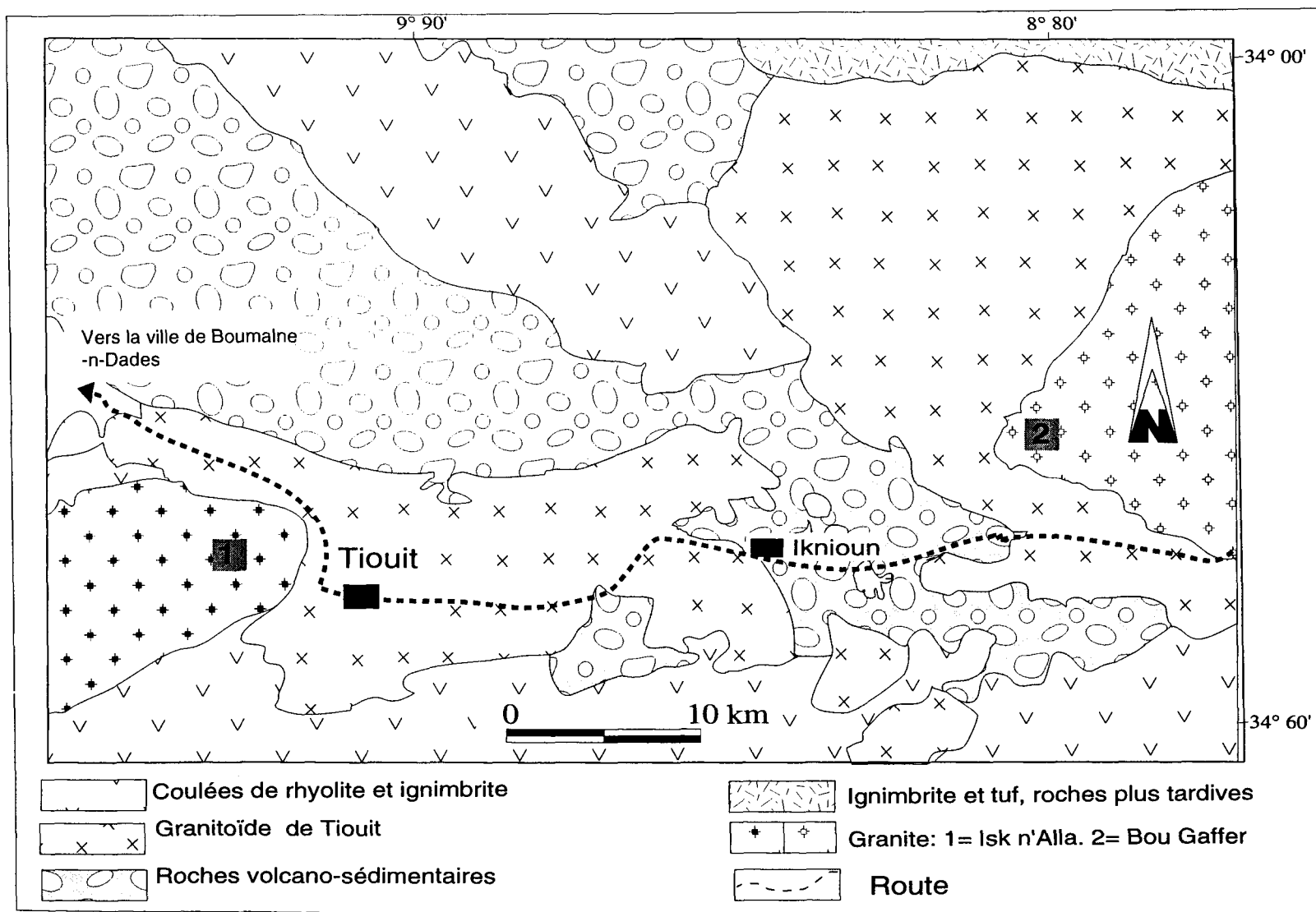


Figure 2 Carte géologique de la boutonnière de Boumalne-n-Dades (modifiée d'après Hindermeyer et al. 1977)

Ainsi cet auteur a conclu qu'il existait quelques analogies entre les veines aurifères de Tiouit et celles de Navachab en Namibie.

Ce travail de recherche pourra s'inscrire dans un thème qui vise à définir les caractéristiques et à établir des paramètres qui définissent le mécanisme de mise en place de la minéralisation aurifère avec des sulfures liés génétiquement à des roches granitiques. Dans le cas présent la corrélation entre la mise en place du gisement du Tiouit et le pluton de Tiouit sera un outil additionnel de prospection permettant ainsi d'évaluer le potentiel des "gisements cachés" dans des roches plutoniques similaires au pluton de Tiouit. De plus, cette étude vise à apporter une contribution dans la compréhension de la métallogénie de l'or dans l'Anti-Atlas marocain.

Nous jugeons utile de souligner une problématique plus spécifique concernant l'étude des échanges de matière. L'étude des échanges de matière au cours des altérations nécessite souvent une bibliographie exhaustive pour se renseigner sur les méthodes de calcul de balance de masse (Gresens 1967, Grant 1986, et Potdevin et Marquer 1987). L'application d'une de ces méthodes aux données géochimiques liées à l'altération pose souvent des problèmes relativement difficiles à contourner. Nous avons donc été amené à proposer une amélioration à la méthode de Grant (1986). L'aspect mathématique et l'aspect graphique de cette dernière méthode vont être modifiés. Cette modification va probablement avoir un impact pour une meilleure compréhension des données géochimiques liées à l'altération.

I-3-Objectifs de l'étude

L'objectif global de cette étude vise à déterminer le mode de mise en place de la minéralisation aurifère encaissée dans le pluton de Tiouit et à préciser les mécanismes

ponctuels nécessaires à la formation du gisement de ce type et d'améliorer notre compréhension des systèmes hydrothermaux minéralisateurs, qui ont eu lieu durant le protérozoïque supérieur.

Les objectifs plus spécifiques visés dans le cadre de ce projet sont:

- caractérisation, principalement au niveau chimique, du pluton et la définition du rôle joué par celui-ci dans le processus de la mise en place de la minéralisation,
- étude de l'altération hydrothermale et sa relation avec la déposition de la minéralisation aurifère au sein du pluton de Tiouit. Au cours de cette étude, nous apporterons une modification à la méthode de Grant 1986 et nous proposerons une méthode graphique originale qui nous aidera à comprendre et interpréter plus aisément nos données sur les gains et les pertes de la matière au cours de l'altération hydrothermale.
- formulation de certains guides d'exploration à l'échelle locale et régionale et proposition d'un modèle génétique pour ce gisement.

I-4-Méthodologie

Dans le cadre de ce travail, trois approches méthodologiques complémentaires ont été utilisées:

- 1) caractérisation pétrographique et géochimique du pluton de Tiouit, principalement dans le camp minier;
- 2) caractérisation de la minéralisation aurifère;

3) synthèse des données en vue de développer un modèle de mise en place de la minéralisation aurifère dans le pluton de Tiouit et formulation de guides d'exploration.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont commencé au mois de janvier 1990. Les travaux préliminaires de terrain ont été effectués comme suit:

-Mois de Septembre 1988, prélèvement des échantillons des zones minéralisées et sur les épontes de la minéralisation aurifère. Cette campagne d'échantillonnage a été suivie par un stage (Chaker 1989) au laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Université de Pierre et Marie Curie (Paris, France), où une partie des analyses (microsonde électronique et diffraction de rayons-X) a été effectuée;

-Mois de septembre 1989, prélèvement des échantillons de l'encaissant granitique de la minéralisation aurifère;

-Juin 1990; retour à la mine d'or de Tiouit pour un complément d'information, un prélèvement d'autres échantillons, et une prise des diapositives.

Environ 150 échantillons ont été prélevés. Ils couvrent les affleurements, quelques galeries, et les zones minéralisées et leurs épontes. Ces échantillons ont servi à la caractérisation de la roche hôte et de la minéralisation aurifère.

La plus grande partie des analyses a été réalisée au Québec. Les analyses des oxydes majeurs et quelques éléments en traces ont été effectuées à l'Université de McGill, à l'aide de la méthode de spectrométrie de fluorescence des rayons-X. Les éléments de terres rares ont été analysés au laboratoire de l'UQAC, avec la méthode de l'activation neutronique.

Nous présentons maintenant une brève description de la structure de cette thèse afin d'atteindre les objectifs fixés ci-dessus.

Dans le chapitre I, nous avons formulé quelques éléments de la problématique justifiant ce projet de recherche. Nous y avons aussi fixé des objectifs en traçant des démarches méthodologiques pour réaliser les objectifs fixés.

Le chapitre II, vise à préciser le contexte géologique global, régional et local. Nous y avons inséré une description sommaire de l'environnement stratigraphique et géotectonique du gisement d'or de Tiouit, à partir des travaux récents effectués sur l'Anti-Atlas oriental (Sud du Maroc) de façon à bien situer le lecteur dès le départ et nous avons signalé brièvement quelques aspects structuraux qui ont affecté ce pluton après sa mise en place. À la fin de ce chapitre, nous avons effectué une comparaison entre le pluton aurifère de Tiouit et d'autres roches mises en place dans des environnements semblables. Ceci nous a aidé à déduire un domaine d'âge relatif pour le pluton qui encaisse la minéralisation aurifère étudiée.

Au chapitre III, nous avons traité l'étude pétrographique, minéralogique et nous avons déterminé la nomenclature du pluton de Tiouit. Après avoir estimé la pression et la température de mise en place du pluton de Tiouit, nous avons effectué une étude descriptive de l'altération progressive, en traitant d'une manière assez exhaustive, la pétrographie de l'altération hydrothermale que ce pluton a subi, particulièrement dans les zones en exploitation de la mine et dans les alentours de celle-ci. Ceci est suivi par l'étude géochimique du pluton qui encaisse la minéralisation.

Au chapitre IV une présentation préliminaire du gisement aurifère de Tiouit a été effectuée pour décrire ensuite les types de la minéralisation aurifère, la description des

minéraux métalliques, la paragenèse minérale et les altérations associées aux types de minéralisation. Nous avons ensuite étudié la géochimie de ces altérations en développant notre nouvelle méthode graphique à partir d'une amélioration effectuée sur la méthode de Grant (1986). Cette dernière pourra être généralisée. Elle facilite l'estimation des pourcentages des espèces chimiques résultants de la transformation d'une roche fraîche en une roche altérée. En se basant sur les aspects précédemment traités nous avons déduit la température de l'altération et de la mise en place de la minéralisation aurifère dans ce gisement. La température sera confirmée par l'étude des inclusions fluides à la fin de ce chapitre.

Ces quatre chapitres ont permis la caractérisation de l'encaissant de la minéralisation aurifère et la description de l'altération produite par l'interaction des fluides minéralisateurs avec l'encaissant granitique.

En chapitre V, nous avons formulé une synthèse du mode de mise en place de la minéralisation aurifère du gisement de Tiouit, et des discussions visant, entre autres, à évaluer le rôle chimique probable joué par le pluton de Tiouit, dégager la typologie du gisement et à formuler des guides d'explorations. À la fin de ce chapitre nous faisons une proposition de modèle de mise en place de la minéralisation aurifère de Tiouit.

Nous avons choisi de présenter successivement, la minéralisation et la paragenèse des corps minéralisés en se référant à la description de l'altération hydrothermale. Nous croyons que cette démarche permettra de mettre en évidence plus facilement la similitude et la divergence, de même que l'influence de chacun des thèmes traités sur la mise en place de la minéralisation.

Dans chacun de ces chapitres, nous présentons un sommaire de chacun des sites étudiés, et une comparaison entre eux de façon à synthétiser l'information.

Finalement, en chapitre VI nous présentons la conclusion globale de ce travail.

CHAPITRE II

SITUATION GÉOLOGIQUE

II-1-Contexte géologique global

Le Maroc comprend deux entités géologiques majeures séparées par l'accident sud Atlasique. Cette dernière est considérée par Agard *et al.* (1980), comme une suture alpine s'étendant de l'Anti-Atlas marocain à l'ouest, jusqu'à l'est de la Tunisie (figure 3). Le domaine marocain du nord fait la liaison avec la géologie de l'Europe (domaine atlasique et rifain), tandis que celui du sud constitue la continuité de la géologie de l'Afrique et de l'Amérique.

Les terrains du Sud marocain sont constitués: i) du domaine saharien et ii) du domaine de l'Anti-Atlas. Ce dernier constitue une bande d'environ 600 km de long d'orientation NNE-SSW, et d'une largeur allant jusqu'à 300 km (figure 3). Les terrains de l'Anti-Atlas sont subdivisés, à leur tour, en deux par la suture pan-africaine (appelée aussi l'accident majeur de l'Anti-Atlas, Choubert 1947); une anomalie gravimétrique permet de la tracer sans interruption, du Sud marocain jusqu'au Hoggar à l'ouest du Sahara algérien (Caby 1970). Black *et al.* (1979) et Black (1980), ont signalé que cette suture a été réactivée, et a joué à l'hercynien, au mésozoïque, et durant le tertiaire.

La partie WSW de la suture pan-africaine constitue l'Anti-Atlas occidental et la partie ENE de la suture représente l'Anti-Atlas oriental, (figure 3).

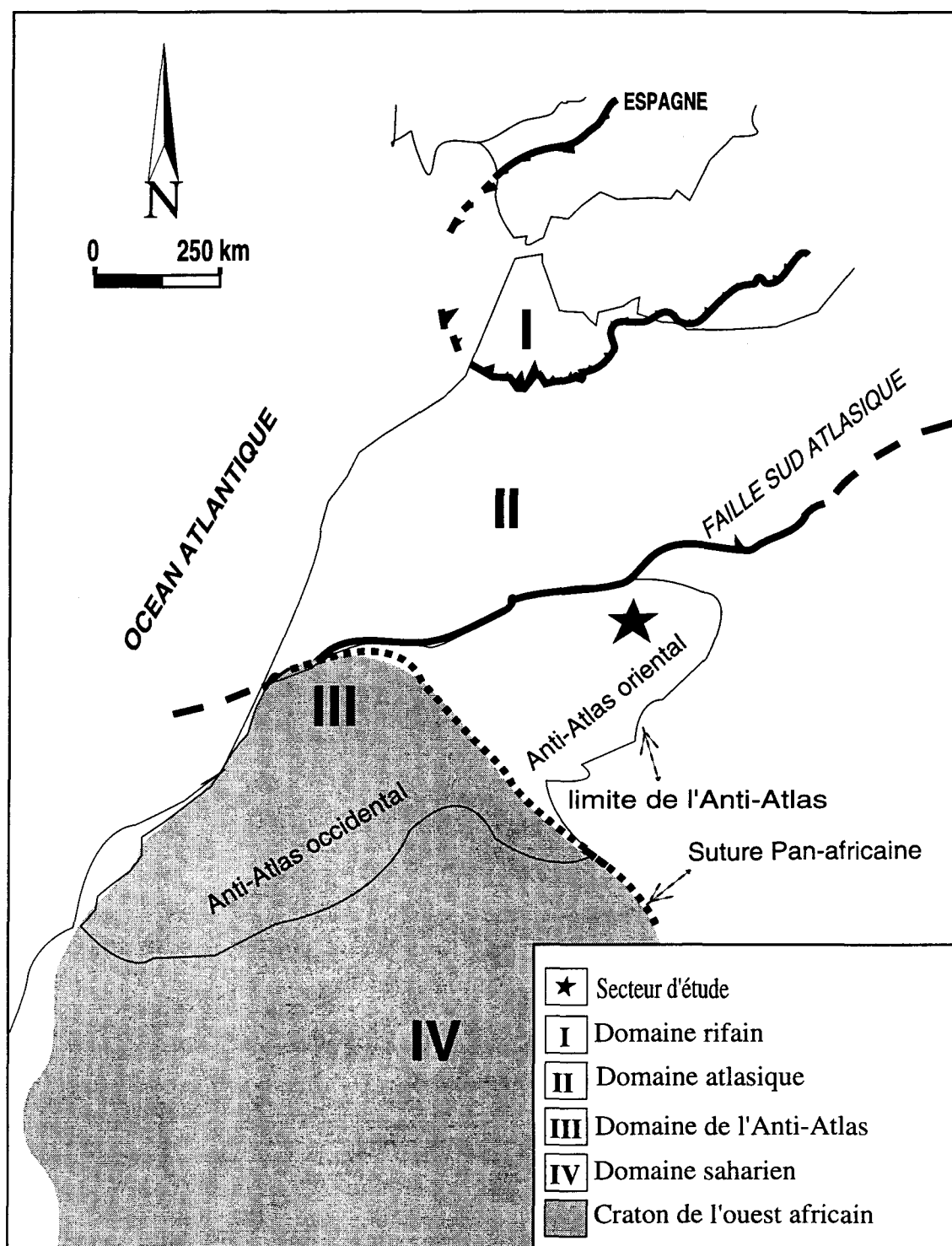


Figure 3 Carte schématique des principaux domaines tectoniques marocains

1) L'Anti-Atlas occidental, situé en majorité sur la partie nord du craton de l'ouest africain, est attribué à l'orogénèse éburnéenne d'âge environ 1000 Ma à 2000 Ma (Charlot 1976; Charlot 1978). Dans la zone de suture affleurent des boutonnières d'âge protérozoïque supérieur mises en place durant l'orogénèse pan-africaine (LeBlanc 1975; LeBlanc et Lancelot 1980; Ducrot et Lancelot 1977; Ducrot 1979; Ducrot 1986; Clauer 1974; Clauer 1976). Les travaux de ces auteurs ont principalement porté sur l'Anti-Atlas occidental et la zone de suture; dans cette dernière, un complexe ophiolitique a été observé dans la région de Bou-Azzer (LeBlanc 1975; LeBlanc et Lancelot 1980; Saquaque 1989). Ces ophiolites marquent la bordure de la suture pan-africaine (figure 4).

2) L'Anti-Atlas oriental est constitué de terrains, en majorité, d'âge protérozoïque supérieur (LeBlanc et Lancelot 1980; Saquaque 1989; Saquaque *et al.* 1992). Ce deuxième segment (figure 4) est considéré comme une zone mobile durant tout le protérozoïque supérieur principalement pendant l'orogénèse pan-africaine qui a duré, de 685 Ma à 623 Ma (LeBlanc et Lancelot 1980) ou de ~ 800 à 600 Ma (Saquaque 1992; Benziane 1990; Benziane et Yazidi 1992).

Le Jbel Saghro et Ougnat (figure 4), constituent les deux principaux massifs de l'Anti-Atlas oriental. Le premier, où se localise le terrain étudié, s'étend du SW vers le NE, sur une distance d'environ 200 km, sa largeur peut atteindre 60 km. Le deuxième est de dimensions moins importantes; il ne sera pas concerné dans le détail par la présente étude.

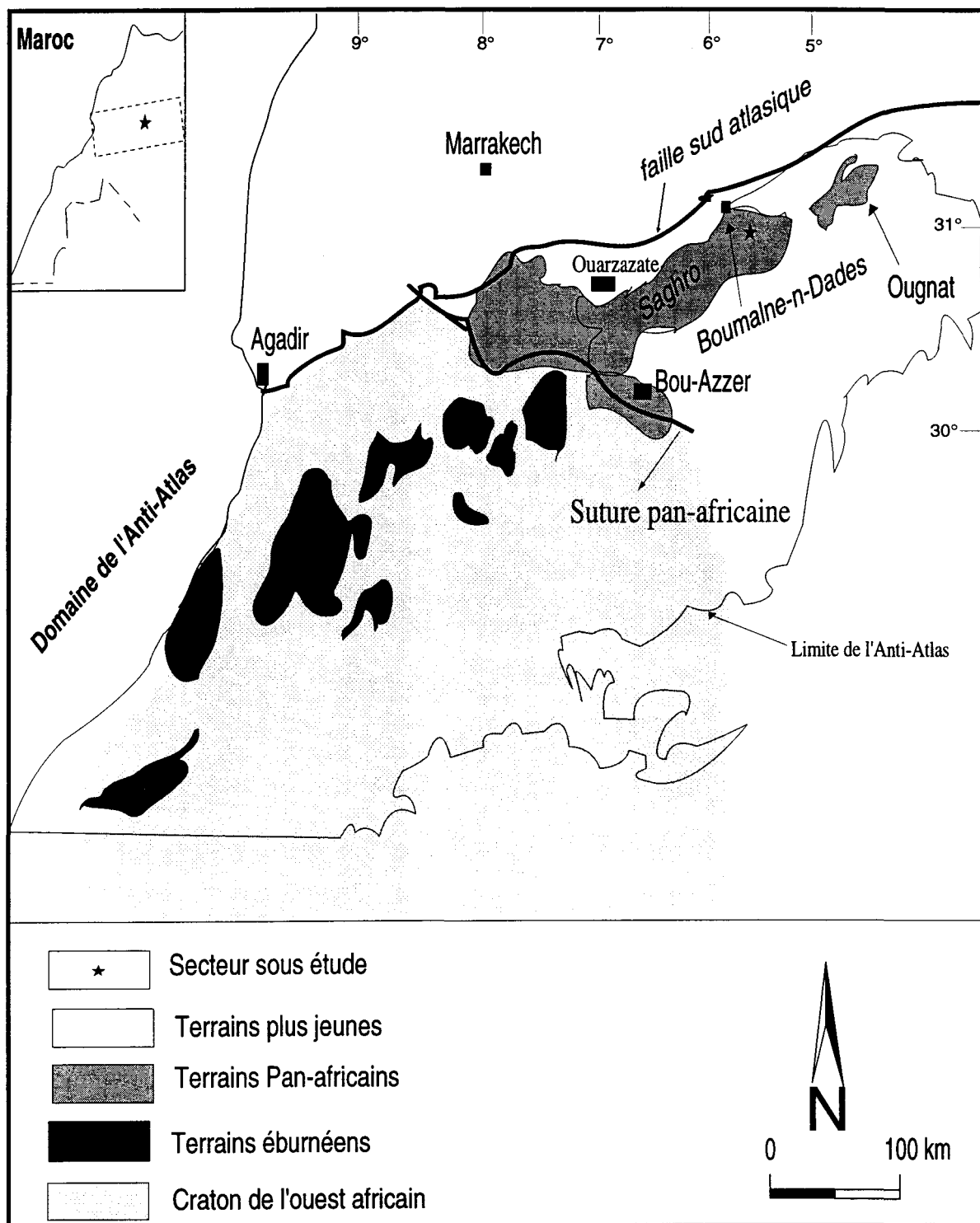


Figure 4 Carte schématique de l'Anti-Atlas (simplifiée d'après Agard 1980)

II-2-Aspect géologique régional, Anti-Atlas oriental

Le Jbel Saghro contient des affleurements très étendus d'âge protérozoïque supérieur (Hefferan *et al.* 1992). Ces affleurements sont formés de granodiorites, de granites, de diorites quartziques, d'andésites, de rhyolites et des roches sédimentaires clastiques. Selon Saquaque (1992), les boutonnières du Jbel Saghro (figure 5) sont essentiellement composées de séries volcano-clastiques et volcaniques témoignant d'un volcanisme à prédominance explosive. Ces roches sont bordées par des intrusions granitiques tardi à post-tectoniques (Sebbag 1969; Rjimati *et al.* 1990). Les roches granitiques tardi-tectoniques peuvent être considérées comme formant un grand batholite (?) intrusif dans les bassins volcano-sédimentaires; ce batholite affleure d'une manière discontinue de l'est à l'ouest de Jbel Saghro. L'ensemble de ces formations (volcano-sédimentaires et plutoniques) est recoupé par des dykes tardifs de rhyolite, de trachyte, et d'andésite, très denses par endroit. Cet ensemble constitue des boutonnières à coeur protérozoïque supérieur entouré d'enveloppes régulières: infra-cambriennes et plus récentes, qui sont beaucoup plus développées au Sud qu'au nord de la chaîne de tout l'Anti-Atlas oriental (Sebbag 1969). Les boutonnières du protérozoïque supérieur, sont représentées sous forme de grands couloirs constitués au centre par des roches volcano-sédimentaires (figure 5), qui ont enregistré les phases tectoniques de l'orogénèse pan-africaine (LeBlanc et Lancelot 1980; El Maghraoui Popov 1982; Benkirane 1987; Nercy 1988; Saquaque 1992).

Les roches de la fin du protérozoïque supérieur (PIII, voir tectonique et nomenclature) sont très épaisses dans le Jbel Saghro, elles sont constituées d'ensemble volcanique (rhyolite et andésite) et de roches anciennes du PII inférieur et supérieur

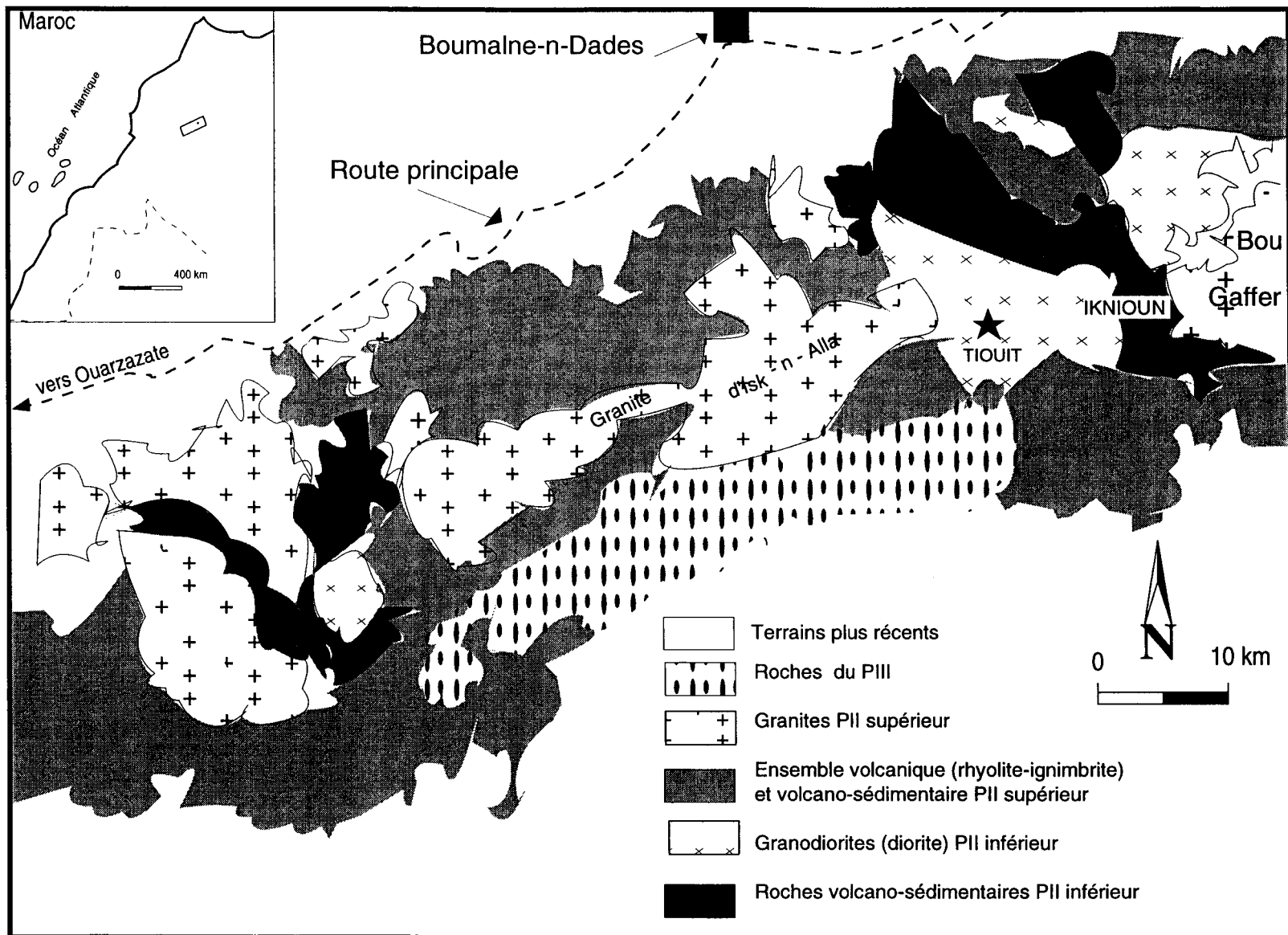


Figure 5 Schéma géologique du précambrien du JBEL SAGHRO
(simplifié d'après Hindermeier *et al.* 1977, et Saquaque 1992)

remaniées (figure 5 et 7). Les roches du PIII sont déposées dans des grabens de direction E-W dans le Jbel Saghro (Saquaque 1992).

Les travaux de Jeannette *et al.* (1981); Jeannette et Tisserant (1977), ont montré que les déformations de l'orogénèse pan-africaine s'amplifient du sud-ouest au nord-est de l'Anti-Atlas, ce qui correspondrait au passage d'une zone cratonique (stable) à une zone mobile (figure 4). Ces déformations sont concrétisées par des plissements et des structures cassantes à Bou-Azzer (zone de suture), (LeBlanc 1973; LeBlanc et Lancelot 1980), et par des plissements et un métamorphisme épizonal dans le Jbel Saghro oriental (la boutonnière de Boumalne-n-Dades, El Maghraoui et Popov 1982; Benkirane 1987). Des études plus récentes effectuées par Saquaque (1989); Hefferan *et al.* (1992) et Saquaque *et al.* (1992) supposent que l'Anti-Atlas oriental est un arc volcano-plutonique du protérozoïque supérieur analogue aux arcs plus récents, comme celui de l'ouest du Pacifique (Karig *et al.* 1975; Hamilton 1979; Taira *et al.* 1983; Karig *et al.* 1986) et celui de l'Indonésie (Hamilton 1979). Ainsi le Jbel Saghro pourrait être une région d'arc magmatique durant le développement de la subduction (figure 6). En effet, les roches du PII inférieur (figure 7) (Saquaque 1992), ont probablement été formées dans un environnement d'arc volcano-plutonique, où les bassins sédimentaires et l'activité magmatiques alternaient jusqu'à la collision des terrains de l'Anti-Atlas oriental contre le craton de l'ouest africain.

II-3-Tectonique de l'Anti-Atlas oriental, nomenclature

II-3-1-Introduction

Le secteur sous étude se situe au NE de la suture pan-africaine, et au sud de la faille sud atlasique (figure 4). Ce secteur fait partie d'un large domaine sur le bord

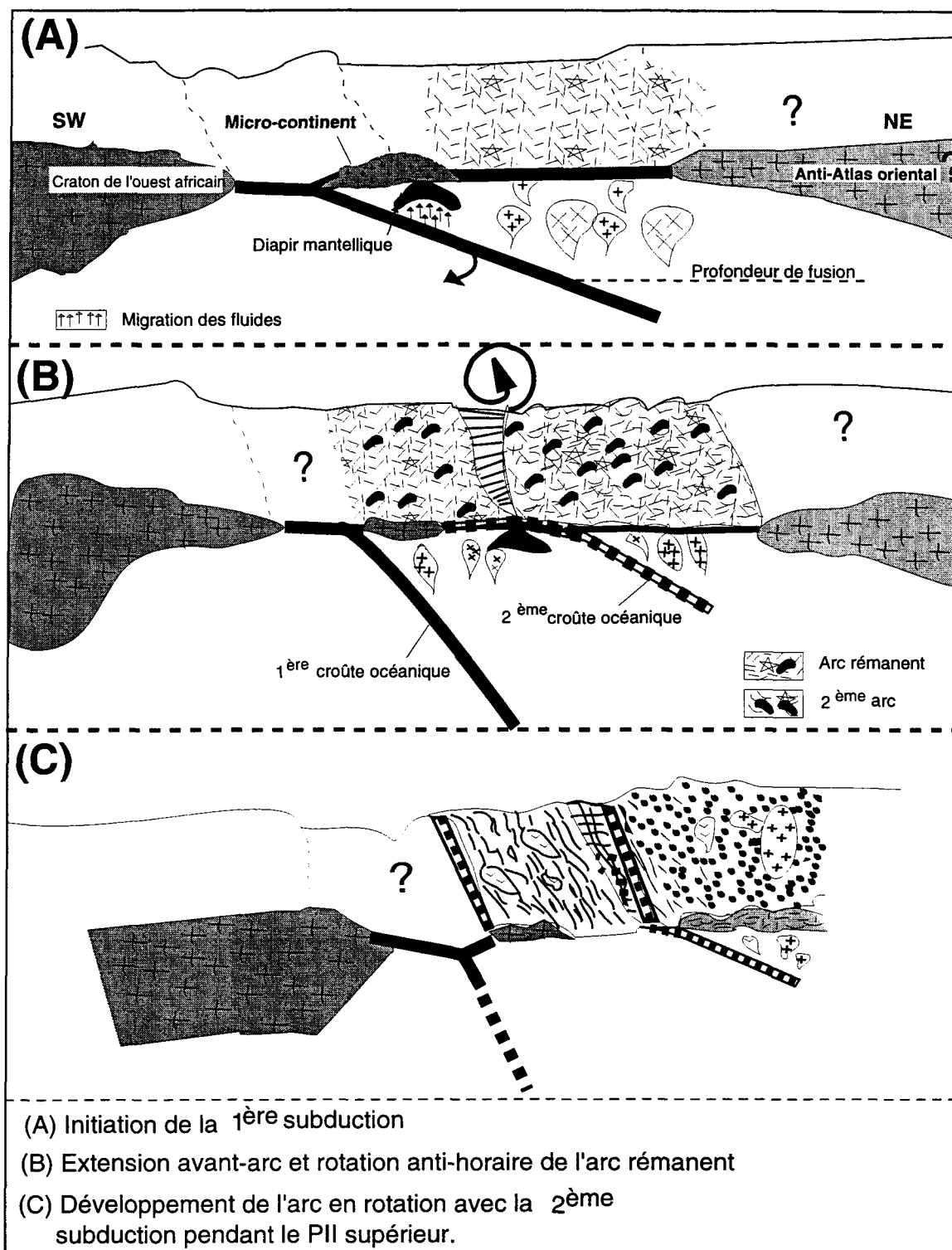


Figure 6 Modèle géodynamique possible pour l'Anti-Atlas au précambrien (modifié d'après Saquaque 1992)

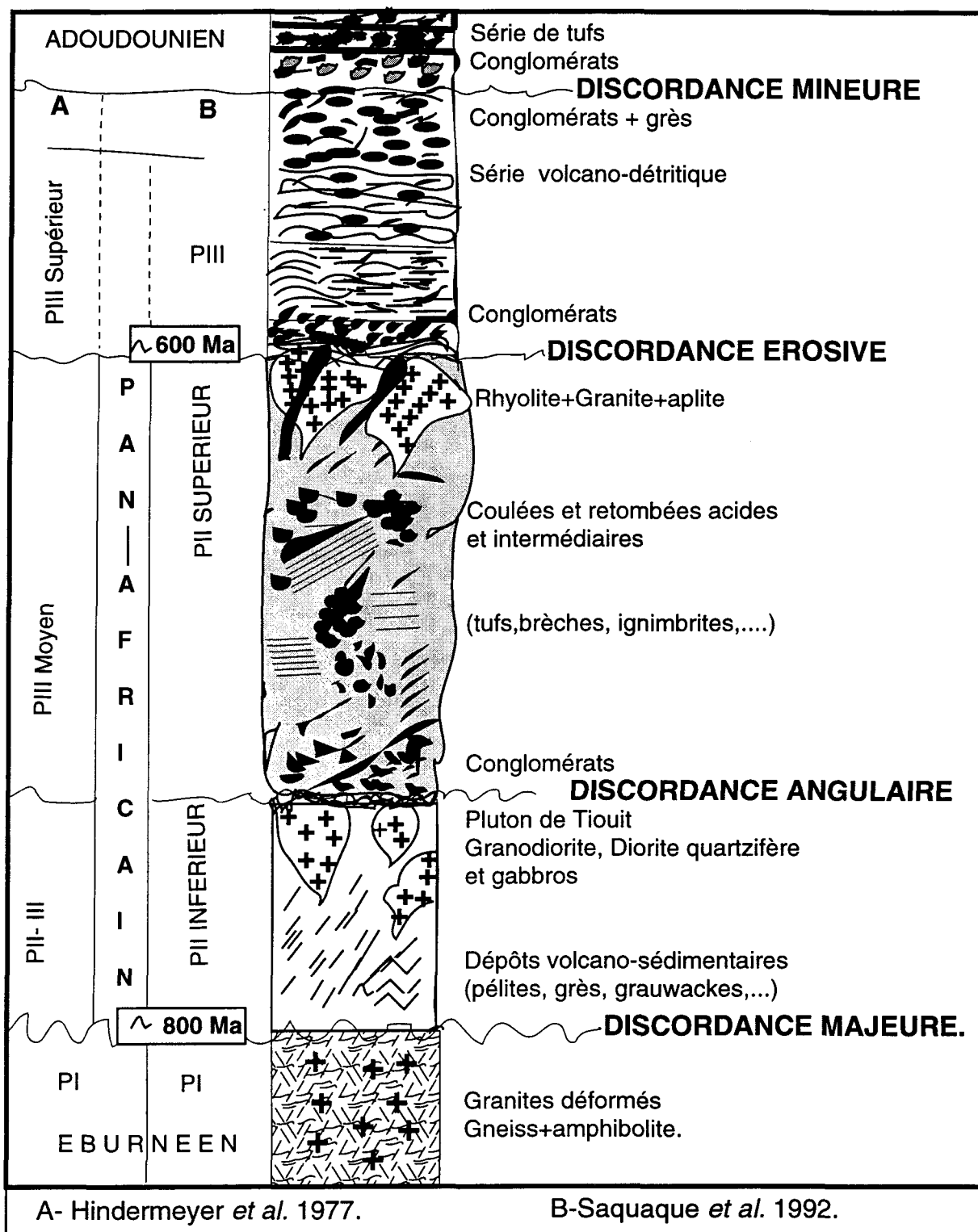


Figure 7 Stratigraphie du précambrien de l'Anti-Atlas oriental
(modifiée d'après Saquaque 1992)

nord-est du craton de l'ouest africain. La majorité des terrains de ce domaine ont été formés durant l'orogénèse polyphasée pan-africaine (LeBlanc et Lancelot 1980). Les travaux de ces deux auteurs ont été la base de l'hypothèse d'une chaîne pan-africaine en bordure du craton de l'ouest africain (figure 3 et 4).

II-3-2-Les phases tectoniques pan-africaines

Les travaux de LeBlanc (1973), LeBlanc (1975) et LeBlanc et Lancelot (1980) sur la boutonnière de Bou Azzer ont mis en évidence l'effet de deux phases tectoniques majeures: **B1** et **B2**, attribuées à l'orogénèse pan-africaine. La phase **B1** est décrite comme une phase tectonique majeure, tangentielle, qui a produit un métamorphisme au faciès de schistes verts avec une schistosité de flux et des plis isoclinaux déversés vers le sud. Ces déformations affectent principalement les roches volcaniques et volcano-sédimentaires antérieures du socle protérozoïque supérieur. Cette phase a été attribuée à l'obduction d'une partie de la croûte océanique sur la bordure nord-est du craton de l'ouest-africain ce qui a donné naissance aux ophiolites de Bou azzer (LeBlanc et Lancelot 1980); ces auteurs ont attribué à cet événement un âge d'environ 685 Ma (Clauer 1976, Rb/Sr). Cet événement tectonique majeur a été ressenti dans tout l'Anti-Atlas.

La phase tectonique **B2**, est qualifiée de phase ultime sans métamorphisme, son effet est matérialisé par une déformation fragile avec des décrochements sénestres orientés WSW-ENE. Elle correspond à la collision entre les terrains mobiles de l'Anti-Atlas oriental et le craton stable de l'ouest africain (LeBlanc et Lancelot 1980). Cet événement serait survenu vers 623 Ma (Clauer 1976, Rb/Sr).

Depuis, les travaux de recherche ont été multipliés sur plusieurs sites de la zone de suture et dans l'Anti-Atlas oriental. Les travaux de Benkirane (1987), sur la boutonnière de Boumalne-n-Dades (où se localise le gisement aurifère étudié) et ceux de Nercy (1988) et Saadane (1993) ont porté sur la boutonnière de Sidi-flah/Bou-skour (70 km au SW du gisement étudié). Ces travaux sont venus conforter l'existence des effets des phases **B1** et **B2**, dans les terrains de l'anti-Atlas oriental (Jbel Saghro), comme ceux signalés par LeBlanc et Lancelot (1980) dans la zone de suture (Bou-Azzer).

D'autres travaux récents ont été effectués sur la boutonnière de Bou-Azzer et sur l'Anti-Atlas oriental (Saquaque 1989, Saquaque 1992, Benziane et Yazidi 1992). Ces travaux ont abouti à des hypothèses nouvelles:

i) la subduction est vers le nord (figure 6), sous les terrains mobiles de l'Anti-Atlas oriental, contrairement à l'hypothèse de LeBlanc et Lancelot (1980), qui considéraient la subduction d'une croûte océanique sous le craton de l'ouest africain;

ii) le complexe ophiolitique démembré est considéré par Saquaque (1992), comme un substratum de l'arc ou une ophiolite autochtone générée par une extension avant-arc, et non plus un produit de l'obduction d'une croûte océanique, sur la bordure nord du craton de l'ouest africain.

Depuis ces nouvelles hypothèses, des études structurales (Bassias *et al.* 1988, Saquaque 1989, Saquaque *et al.* 1992, Saquaque 1992), stratigraphiques (El Boukhari 1991, Saquaque 1992, Chabane 1991), géochronologiques (Mrini *et al.* 1989) et géochimiques (Bajja 1987) se sont multipliées, dans l'optique de trouver une corrélation entre les terrains de la zone de suture pan-africaine et ceux de l'Anti-Atlas oriental, en

les considérant respectivement comme des terrains d'avant-arc et d'arrière-arc pendant les événements tectoniques de l'orogénèse pan-africaine.

L'étude de l'ophiolite de Khzama, au nord du massif de Siroua par Chabane (1991), l'étude de l'ophiolite de N'kob au sud du même massif, et l'étude de l'ophiolite de Bou-Azzer par Saquaque (1989) ainsi que des études géochronologiques Rb/Sr, U/Pb et Sm/Nd (Mrini *et al.* 1989) sur quelques plutons de Bou-Azzer et du Jbel Saghro, ont conduit Saquaque (1992) à proposer un modèle géodynamique schématisant le scénario des événements tectoniques pendant l'orogénèse pan-africaine dans l'Anti-Atlas marocain. D'autres études plus récentes peuvent aller dans le même sens (Leblanc et Moussine-Pouchkine 1994).

Le modèle géodynamique proposé par (Saquaque 1992, figure 6) est le suivant (citation plus ou moins intégrale) :

«À la fin du cycle éburnéen (PI), une ouverture océanique s'est faite entre le craton de l'ouest-africain au sud et un continent hypothétique au nord (figure 6). Une partie du craton ouest-africain s'est détachée du continent pour donner un micro-continent au sein d'une croûte océanique. Au sein du micro-continent se sont injectées des laves basiques, et ultrabasiques à la faveur d'un amincissement crustal important. Ensuite, une subduction intra-océanique s'est amorcée à l'arrière du micro-continent (au sud de se dernier) avec un faible à moyen pendage vers le nord. La plaque subductée va atteindre la profondeur de fusion, sous le Jbel Saghro, où on aura donc les premières manifestations magmatiques (au NE). Au niveau de la boutonnière de Bou Azzer, les fluides provenant de la croûte océanique subductée vont entraîner la fusion adiabatique du manteau situé au dessus de cette croûte. Des diapirs mantelliques vont se former et monter entraînant une ouverture (extension) qui se traduirait par la formation d'une ophiolite. Le magmatisme de cette ophiolite sera enrichi en terres rares légères (TRLE) suite à une contamination du manteau par les fluides émanants de la

croûte subductée. À ce même moment, le plan de Benioff de la zone de subduction change de pendage. Celui-ci devient plus penté, ce qui va induire une migration de l'arc vers le sud. L'ouverture au niveau de l'avant-arc (Bou-azzer) continue. Lorsque l'angle de subduction devient important, la fermeture au niveau de ce bassin va s'amorcer. Le plan de subduction (1) se déplaçant vers le sud, le front magmatique s'est déplacé également jusqu'à arriver dans le domaine sud de la boutonnière de Bou-azzer. À ce stade on a déjà l'amorce d'une deuxième subduction entre le domaine nord et central de Bou-Azzer, qui va donner, vers le nord tout ce volcanisme et plutonisme d'âge PII supérieur, et PIII et les intrusions du domaine nord (intrusion d'Ousdrat et Bou-Ibaoune). L'emplacement de cette subduction entre le domaine nord et central est légitimé par l'existence du métamorphisme de haute pression le long du contact entre le domaine nord et central et par l'âge des diorites de l'Ousdrat qui est de 600 Ma. L'existence de l'amphibole (?) bleue même dans les kératophyres de la série volcano-sédimentaire du domaine central va également dans ce sens.

L'emplacement de la première subduction et l'incorporation du micro-continent dans le prisme d'acréation de la première subduction peut être appuyé par le fait que ce micro-continent est déformé à des températures très élevées (faciès amphibolite à granulite ?) et par le fait que la série sédimentaire qui recouvre ce micro-continent est elle-même métamorphisée

La fermeture, que ce soit du premier bassin ou du deuxième, était oblique, ce qui est attesté par l'existence de cisaillements transcurents sénestres de grande importance, que se soit dans le PII inférieur et le PII supérieur».

Différentes roches de l'Anti-Atlas central et oriental ont été datées (Mrini *et al.* 1989) et ont permis d'établir le log-stratigraphique suivant suivant:

(résumé d'après Saquaque 1992):

«Même en présence de discordance angulaire ou/et de ravinement entre le PII inférieur, le PII supérieur et le PIII, il ne s'agirait que d'un seul cycle orogénique, que les études antérieures sur l'Anti-Atlas ont appelé cycle pan-Africain. Cependant les différentes attributions doivent être intégrées dans un modèle géodynamique global (figure 6). Ainsi nous considérons que toutes les formations antérieures au cycle éburnéen sont d'âge PII inférieur. Dans le massif de Saghro (Jbel Saghro), le PII inférieur (figure 5 et 7) correspond à toutes les formations antérieures aux conglomérats de base d'une série PII supérieure, des ultrabasites, série sédimentaire et volcanique, les intrusions gabbro-dioritiques et granodioritiques.

Le PII supérieur (figure 7) correspond à tous les produits de démantèlement de la série PII inférieure et aux produits volcaniques, volcano-clastiques et plutoniques liés à la deuxième subduction (figure 6)

Le PIII correspond, quand à lui, à la série détritique et volcano-détritique en discordance sur le PII supérieur (figure 5 et 7)».

À partir de cet aperçu, nous pouvons conclure que les deux déformations majeures qui ont affecté l'Anti-Atlas oriental, ont été confirmées par les études récentes. La différence entre l'hypothèse ancienne (LeBlanc et Lancelot 1980) et la nouvelle (Saquaque 1992), réside dans les causes directes qui ont produit ces déformations et l'âge absolu du début de leur déroulement (figure 7).

La déformation majeure **B1** (Saquaque 1992, LeBlanc et Lancelot 1980) affecte les terrains PII inférieurs de la boutonnière de Boumalne-n-Dades dans le Jbel Saghro oriental (où se localise le terrain étudié). Cette déformation est caractérisée par des plis orientés NE-SW, et une schistosité orientée NE-SW de différentes intensités contrôlée essentiellement par les intrusions d'âge PII inférieur. Les plis sont à grands rayons de courbure et un rayon plus faible en s'approchant vers les intrusions. Ainsi la

compression sur la boutonnière de Boumalne-n-Dades, serait de direction NW-SE (Saquaque 1992).

Pour le Jbel Saghro et Ougnat, la deuxième phase tectonique a produit une déformation dans les terrains du PII inférieur et du PII supérieur. Cette déformation est de faible intensité. Elle est matérialisée, essentiellement, par des failles E-W à ENE-WSW senestres, des plis et des fractures orientées globalement NW-SE (Saquaque *et al.* 1992).

II-4-Les unités lithologiques locales du gisement d'or de Tiouit

La boutonnière de Boumalne-n-Dades, où se localise le terrain étudié, se trouve dans la partie est de Jbel Saghro oriental (figure 5 et 2), elle est orientée sensiblement NW-SE. Les terrains d'âge PII inférieur de cette boutonnière, selon la colonne stratigraphique de la figure (7), sont des roches volcaniques et sédimentaires (en majorité, pélites et grauweekes) en discordance majeure sur des roches antérieures (éburnéennes?). Les premières sont intrudées par des roches plutoniques et filoniennes (diorite quartzique, granodiorite). Parmi les intrusions plutoniques de la fin du PII inférieur, dans la boutonnière de Boumalne-n-Dades, se trouve le pluton de Tiouit qui encaisse la minéralisation aurifère et qui fait l'objet de cette étude. Les coulées rhyolitiques et ignimbritiques ainsi que le granite rose d'Isk-n-Alla sont des roches attribuées au PII supérieur (Saquaque 1992).

II-4-1-Les roches volcano-sédimentaires

Les terrains volcano-sédimentaires d'âge PII inférieur, en majorité d'apparence schisteuse, sont considérés par Benziane (1990), comme le flysch dont le matériel est en grande partie d'origine volcanique (figure 7 et 5). Ces terrains ont subi un

métamorphisme à basse température (épizonal) durant la phase tectonique majeure de l'orogénèse pan-africaine. Ce métamorphisme est matérialisé par des minéraux comme: la chlorite, l'épidote, la séricite, l'actinote, l'albite (Benkirane 1987, Saquaque *et al.* 1992). Ces même auteurs ont observé un métamorphisme plus intense en s'approchant du pluton de Tiouit-Iknioun (figure 2). Ils ont signalé l'apparition de la biotite, de la cordiérite, de l'andalousite, du grenat, de la muscovite ou/et de la paragonite, et de la hornblende verte. La série volcano-sédimentaire est coupée par des dykes de rhyolite, d'aplite, de trachyte et de dolérite (Benkirane 1987).

II-4-2-Le pluton de Tiouit

Le pluton de Tiouit-Iknioun (figure 2) est orienté E-W à NNE. La partie considérée dans ce travail est localisée entre le village d'Iknioun et la vallée de Tiouit à environ 20 km au SE de la ville de Boumalne-n-Dades (figure 5). Le pluton de Tiouit-Iknioun affleure au sud et au sud-est des roches volcano-sédimentaires dans lesquelles il est intrusif (figure 2 et 7). Il est couvert au sud, en discordance angulaire, par des coulées rhyolitiques et ignimbritiques.

II-4-3-Les coulées de rhyolites et d'ignimbrites

Les coulées de rhyolites et d'ignimbrites s'épandent du sud vers le nord, sur le pluton de Tiouit et couvrent, en discordance angulaire, la partie sud de celui-ci. Elles affleurent sur une surface d'environ 25 km², avec des plans d'écoulement de direction N130 à N100 (Benkirane 1987). Ces coulées font partie de l'ensemble de roches volcaniques et pyroclastiques d'âge PII supérieur (Saquaque 1992). Des conglomérats ont été observés à la base de la séquence des rhyolites-ignimbrites de Tiouit (Argollo *et al.* 1982, Benziane *et al.* 1983). Saquaque (1992) a signalé l'existence locale, dans tout

le Jbel Saghro, de conglomérats à éléments du socle PII inférieur, à la base des roches volcaniques d'âge PII supérieur (figure 7). Les arguments chronologiques convergeraient selon Benziane *et al.* (1983) vers un âge d'environ 620 Ma pour la partie inférieure du volcanisme de la fin du protérozoïque supérieur (début de PII supérieur, figure 7) dont font partie les coulées rhyolitiques de Tiouit. Ce volcanisme, avec toutes ses unités, est réparti autour des plutons dans quasiment tout le massif de Jbel Saghro, ce qui suggère une relation génétique entre le volcanisme et le plutonisme de PII supérieur (Saguaque 1992).

II-4-4-Le granite rose d'Isk-n'Alla

Le granite d'Isk-n'Alla (figure 2 et 5) est intrusif dans la partie ouest du pluton de Tiouit. Ce granite fait 5 km de large sur 20 km de long et il est orienté ENE-WSW. Un modèle de mise en place de ce granite a été proposé par Saguaque (1992). Selon ce modèle, le volcanisme d'âge PII supérieur aurait évolué dans le temps à partir d'un réservoir magmatique en profondeur comme suit: dans un premier temps, il s'est formé en surface des édifices volcaniques de type ponctuel qui ont donné naissance aux différentes unités volcaniques; ensuite, la partie plutonique a subi une montée lente permettant la formation du granite rose d'Isk-n'Alla.

II-4-5-Les dykes tardifs

L'ensemble des formations (PII inférieur et celle de PII supérieur) est coupé par des dykes tardifs, avec une variation de densité en fonction du secteur. Ces dykes sont de composition acide à intermédiaire (rhyolite, andésite et trachyandésite). Ils coupent le pluton de Tiouit (figure 8) selon deux directions privilégiées: NW-SE et SW-NE (El Maghraoui et Popov 1982, Combe et Morrelli 1983, Benkirane 1987).

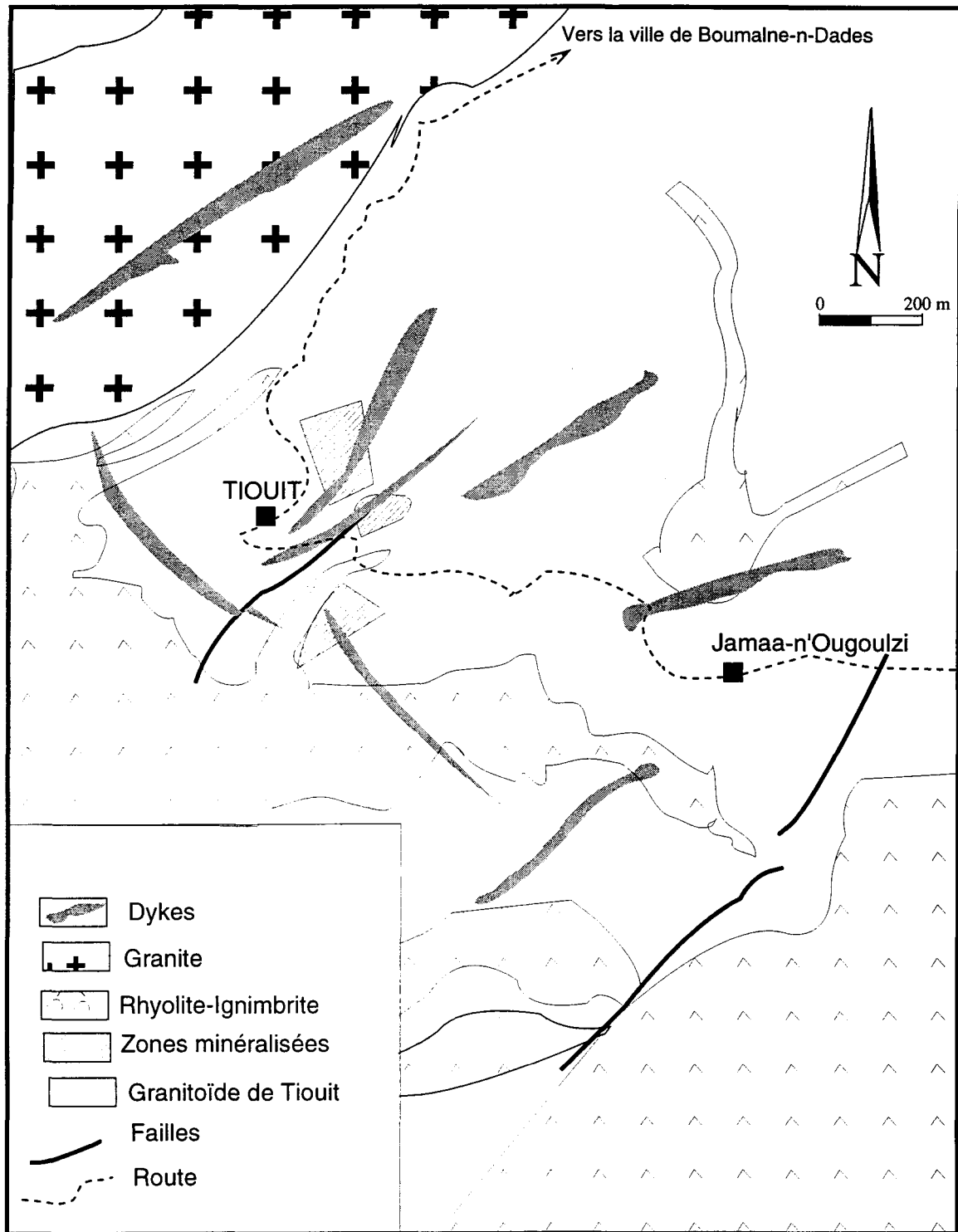


Figure 8 Carte géologique schématique de Tiouit-Jamâ-n-Ougoulzi

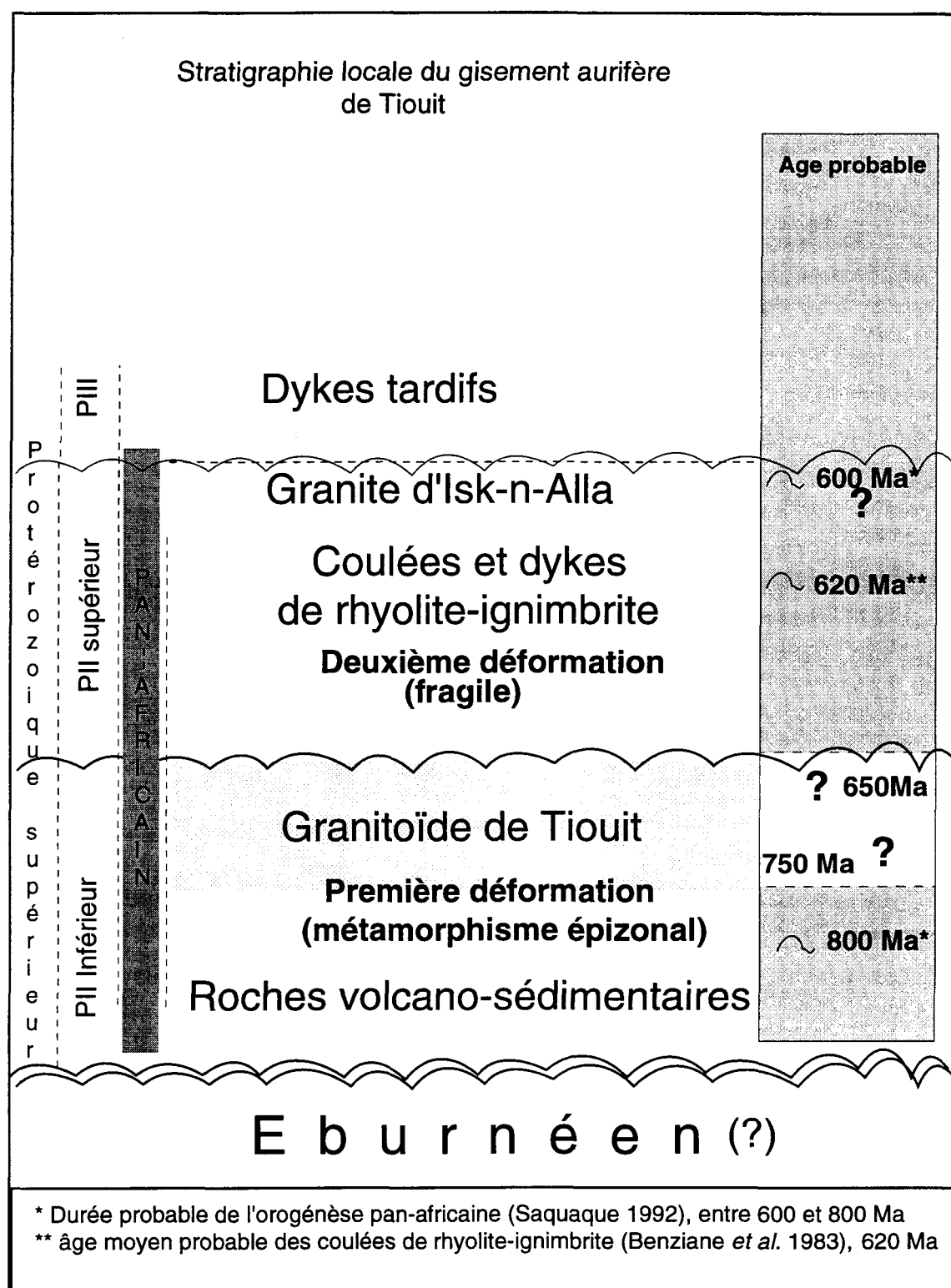


Figure 9 Chronologie des roches voisines du gisement d'or de Tiout

À partir de cet aperçu, nous pouvons schématiser la succession stratigraphique des roches voisines de la mine d'or de Tiouit à la figure 9.

II-5-Aspect structural du pluton de Tiouit

La relation entre la mise en place et la déformation des plutons (plutons de l'Anti-Atlas oriental et ceux de la zone de suture d'âge PII inférieur) étudiés par Saquaque *et al.* (1992) et Saquaque (1992), a montré que la plupart de ceux-ci affichent une foliation parallèle à la schistosité qui affecte leur encaissant. Le pluton de Tiouit n'a pas été étudié en ce qui concerne sa mise en place, son âge absolu et sa structure interne. Néanmoins nous pouvons souligner, d'après nos observations dans le champ minier de Tiouit, l'absence d'une déformation importante à l'état solide. Aussi, Saquaque (1992) a établi une carte de schistosité de la boutonnière de Boumalne-n-Dades, qui montre un parallélisme local de la foliation des bordures du pluton avec celle des roches volcano-sédimentaires encaissantes (figure 10).

La foliation dans le pluton est parallèle à la structure régionale. L'orientation du pluton de Tiouit lui-même (sensiblement E-W, et perpendiculaire aux contraintes régionales de Saghro: NNW-SSE, Saquaque 1992) suggère une mise en place syn à tardi-tectonique. La forme allongée du pluton de Tiouit dans la direction E-W à SW-NE suggère que la mise en place devait s'effectuer, probablement, le long d'une ouverture majeure produite par le relâchement qui a suivi la contrainte régionale.

D'après la figure 10, le contact du pluton de Tiouit est largement discordant par rapport à la foliation régionale; par contre, la foliation magmatique de ce pluton suit les contacts.

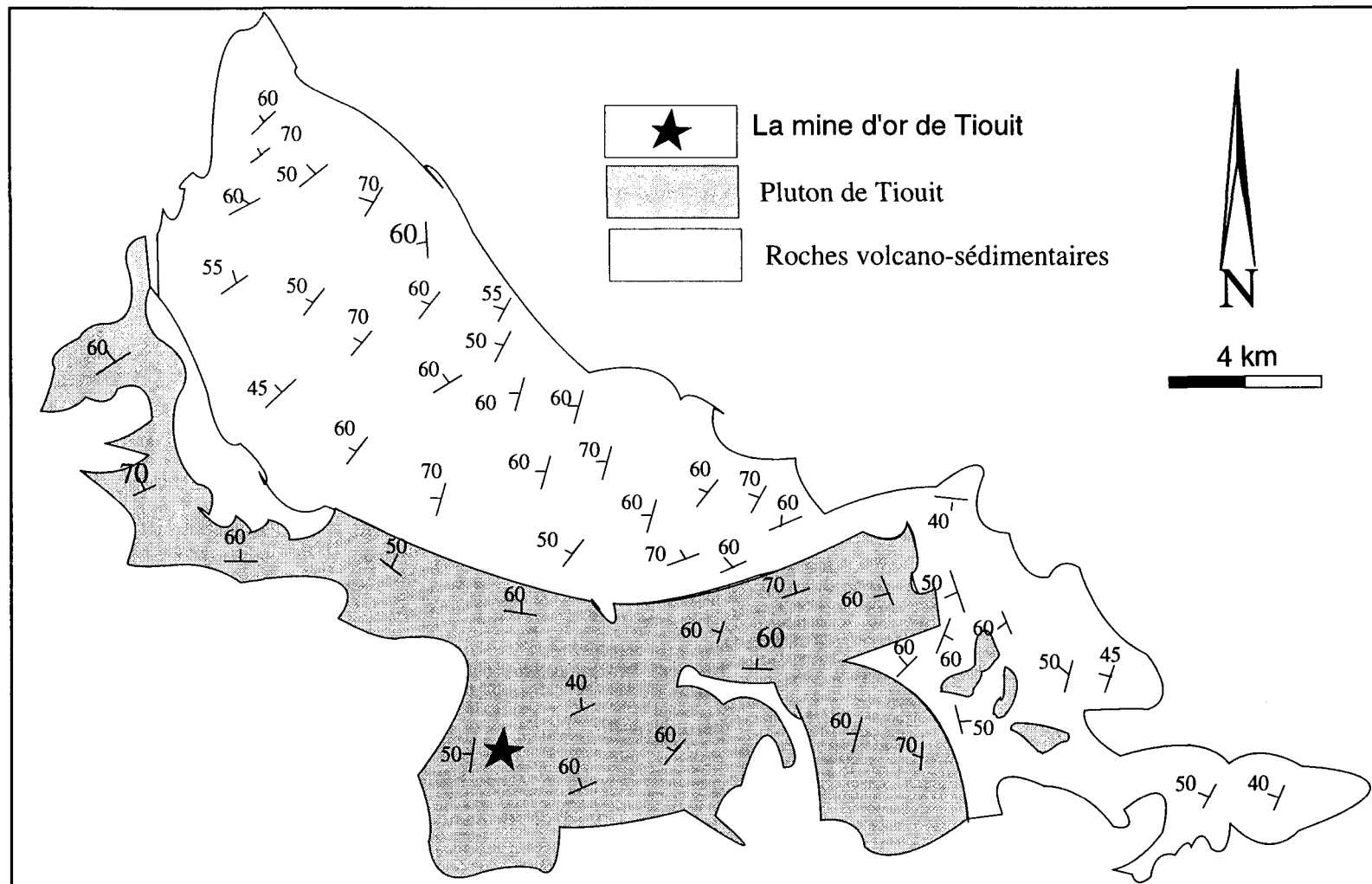


Figure 10 Carte de schistosité. Sud de la boutonnière de Boumalne-n-Dades (modifiée d'après Saquaue 1992)

II-5-1-Diaclases (ou joints) de refroidissement et failles

Le pluton de Tiouit est affecté par des diaclases sub-horizontales à pendage faible pendage SE d'ordre 10° à 30° . C'est dans ces diaclases, probablement liées au refroidissement du pluton, que sont localisées les minéralisations (El Maghraoui et Popov 1982, Argollo *et al.* 1982). Ces diaclases sont associées localement à des fractures de tension sans déformation importante de l'encaissant. Ce dernier a été affecté par des fractures de différentes directions principalement N030, N110 et NS

Le nord-ouest du pluton de Tiouit et sa partie ouest, où se localise le gisement aurifère étudié, sont jalonnés de dykes et envahis par des failles, ce qui suggère que cette région est particulièrement perméable à la circulation des fluides. Les familles de failles qui affectent le pluton de Tiouit sont quasiment les mêmes que celles observées dans les zones en exploitation du gisement encaissé dans ce pluton (Argollo *et al.* 1982). Ces auteurs ont classé ces failles en trois catégories:

- un système de failles sub-verticales N-S, qui matérialise les zones des microbrèches, avec un rejet faible et montrant des évidences de remobilisation multiple;
- un système de failles NW-SE à pendage 60° NE, constitué de failles courtes à fort rejet;
- système NE-SW, à pendage NW de 45 à 60° . Cette famille est la plus dense et la plus importante. Ces failles recoupent et décalent les corps minéralisés; elles affectent aussi les dykes de rhyolite, les dykes d'andésite porphyriques et dacitiques qui traversent les zones minéralisées. Le contact entre les dykes et la roche hôte est très broyé et intensément hématitisé.

II-6-Quelques comparaisons avec des plutons de même environnement

II-6-1-Introduction

Bien que l'évolution tectonique de l'Anti-Atlas oriental semble assez complexe, les investigations ont été jusqu'à lors relativement limitées. L'approche de Saquaque (1989); Benziane et Yazidi (1992) a ouvert une nouvelle voie vers la compréhension de cette histoire tectonique. Cette approche vise à étudier le magmatisme à différents points de l'Anti-Atlas oriental pour pouvoir documenter la relation entre le magmatisme et les événements qui se sont produits durant l'orogénèse pan-africaine. Si les roches d'une ceinture magmatique présentent des caractéristiques semblables, celles-ci peuvent être éventuellement considérées comme générées par un même mécanisme durant le même événement tectonique.

La cartographie de l'Anti-Atlas oriental et la datation des roches ignées ne sont pas très exhaustives; néanmoins nous possédons actuellement quelques données qui peuvent nous servir de base adéquate pour pouvoir comparer les roches magmatiques de l'Anti-Atlas oriental entre elles, de pouvoir les comparer avec d'autres roches de l'orogénèse pan-africaine dans d'autres domaines africains, et plus globalement, les comparer avec des roches d'un contexte tectonique similaire sur d'autres continents.

II-6-2-Comparaison régionale

Après une étude pétrographique et structurale des granitoïdes de la boutonnière de Sidi-flah/Bouskour, Nercy (1988) a corrélié la granodiorite de cette boutonnière (70 km au SW du secteur sous étude) au pluton de Tiout. La similitude pétrographique, stratigraphique et lithologique suggère que ces deux plutons sont probablement issus d'un même magma. Les études effectuées par Saquaque *et al.* (1992) et Saquaque

(1989), montrent que la majorité des plutons de l'Anti-Atlas oriental sont syn-tectoniques (diorite quartzique de l'Ousdrate, 600 ± 11 Ma, U-Pb sur zircon; la diorite quartzique de Bou-Azzer, 720 ± 16 Ma; la granodiorite de Bleida, 615 Ma, Sr/Rb, (Clauer 1976). Le pluton de Tiout auquel nous avons attribué un âge relatif entre 750 et 650 Ma est comparable avec ces derniers. Mrini *et al.* (1989) ont déduit que toutes ces intrusions sont probablement liées à l'activité d'un arc. Selon ces mêmes auteurs, l'âge décroissant des plutons datés, de Saghro à l'est jusqu'à Bou-Azzer dans la zone de suture (figure 4), permet de supposer que l'arc migrait du NE vers le SW, au cours du temps.

Les séries volcano-sédimentaires, de PII inférieur (figure 5 et 7), qui apparaissent dans tout l'Anti-Atlas oriental, de la boutonnière de Bou-Azzer, jusqu'à la boutonnière d'Ougnat (figure 5), sont intrudées par des plutons de composition allant de gabbros jusqu'aux granites (Saquaque 1992).

II-6-3-Comparaison à grande échelle

La granodiorite située à l'est de la bordure orientale de l'arc de Tilemsi (nord du Mali), a été datée par Caby *et al.* (1989) à 635 ± 10 Ma (U-Pb sur zircon). D'autres intrusions dans la partie centrale d'Iforas (Sahara algérien), ont donné un âge d'environ 620 Ma (Caby *et al.* 1989). Le modèle géodynamique proposé par ces auteurs pour décrire la tectonique des terrains de l'est de Tilemsi est très comparable au modèle géodynamique émis par Saquaque (1992) (figure 6). L'environnement tectonique et stratigraphique de la granodiorite de Tilemsi est donc comparable à l'environnement du pluton de Tiout.

Les terrains précambriens supérieurs de l'Avalonien peuvent être aussi corrélés avec ceux de l'orogénèse pan-africaine dans l'Anti-Atlas oriental, et ceci du point de vue stratigraphique, du contexte tectonique et de l'ordre de grandeur des âges. La granodiorite de Dedham a été datée à 630 ± 15 Ma (U-Pb sur Zr, Nance *et al.* 1991). Nance *et al.* (1991) ont conclu que l'activité volcano-plutonique liée à la zone de subduction (terrains avaloniens) a été intense pendant l'intervalle de ~675 à 540 Ma. Nous sommes donc en présence du même type de plutons de la zone de subduction de l'Anti-Atlas oriental et dans les terrains avaloniens de l'est de l'Amérique du nord. Nous pouvons noter aussi l'âge très comparable de leur mise en place.

CHAPITRE III

CARACTÉRISATION DU PLUTON DE TIOUIT

III-I-PÉTROGRAPHIE DE LA ROCHE NON ALTÉRÉE

III-I-1-Introduction

Le pluton de Tiouit est allongé d'est en ouest sur une distance d'environ 20 km. Sa largeur est d'environ 5 km. Le pendage est de direction N030. Le contact avec les roches volcano-sédimentaires est à environ 45°. Des fractures (N020, N030, N110 à N120, et NS) ont été observées (Benkirane 1987). La pétrographie de cette roche était jusqu'à présent mal connue. C'est un granite alcalin d'après El Maghraoui et Popov (1982), de composition allant d'une diorite quartzifère à un granite alcalin pour Argollo *et al.* (1982) et une granodiorite d'après Combe et Morrelli (1983) et Benkirane (1987). Ce type de controverse suggère soit: i) une erreur dans l'identification ou, ii) que le pluton de Tiouit-Iknioun est polyphasé. Benziane (1990) a confirmé que les échantillons des différents faciès de cette roche indiquent principalement une granodiorite à gros grains et, dans une moindre mesure, une diorite quartzifère sur le diagramme de Streckeisen. La pétrographie de ce pluton est simple. Malgré l'importance des différents phénomènes d'altération, la texture initiale n'a pas été

complètement détruite sauf localement dans les épontes de la minéralisation. Toutefois la rareté d'échantillons frais est l'un des facteurs qui peut masquer l'identité de ce pluton.

Le but préalable de cette partie sera de faire l'étude pétrographique de la roche hôte qui encaisse la minéralisation aurifère, particulièrement au sein du champ minier et dans les environs immédiats de celui-ci. La zone échantillonnée se limite entre Tiouit à l'ouest et Jamaa-n'Ougoulzi à l'est (environ 6 km²) (figure 8).

L'étude pétrographique est basée sur le choix des échantillons les plus frais et les plus représentatifs du terrain étudié. Une étude microscopique est nécessaire afin de discerner les textures magmatiques, et la modification de celles-ci par l'altération hydrothermale intense que le pluton de Tiouit a subi.

III-I-2-Pétrographie

C'est une roche grenue, de couleur grise pâle ponctuée par des amas millimétriques noirs d'amphibole (environ 4 mm), de pyroxène d'une taille d'environ 2 à 3 mm (qui se transforme en biotite ?). Le quartz interstitiel et le feldspath mesure de 2 à 6 mm en moyenne, l'amphibole et le pyroxène atteignent 25% dans cette roche (planche 1).

Sur le terrain, le pluton de Tiouit ne présente pas d'enclave dans le secteur échantillonné. Sous le microscope, la roche apparaît équigranulaire. L'unique enclave dans l'échantillon le plus frais (T50) a été analysée. Elle est plus mafique que le reste de la roche (planche 2a). Elle est constituée des mêmes minéraux que la roche: hornblende verte (environ 17 %); plagioclase (55 %: An 40 à 49 %); pyroxène (22 %) (probablement un clinopyroxène); feldspath potassique (quelques traces) et du quartz

Planche 1

Photographie montrant la texture typique de la granodiorite fraîche (T50). Cette échantillon a été prélevé dans les environs du gisement aurifère de Tiouit (à l'est des zones en exploitation).

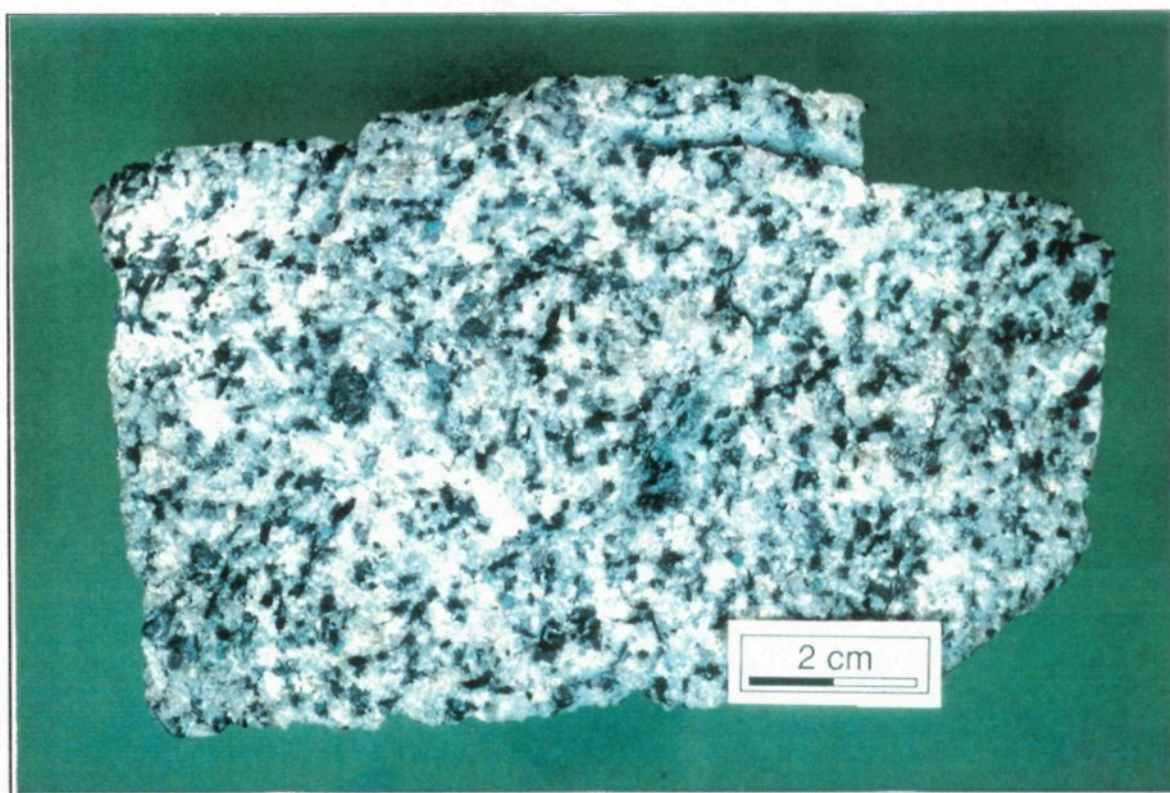


Planche 1

(environ 2 %), tous en cristaux fins. La minéralogie de cette enclave indique une composition dioritique.

La description des principaux minéraux de la roche (annexe II), suit.

III-I-2-1-Minéraux majeurs

Le plagioclase (44 à 46%):

Le plagioclase est représenté par deux générations:

-la première génération est automorphe souvent regroupée en syneusis, de taille variable, et pouvant être en inclusions dans le feldspath potassique ou dans le quartz. Ce plagioclase montre une légère séricitisation (planche 3a);

-la deuxième génération forme avec le quartz des structures myrmékitiques en bordure du plagioclase de la première génération (Benkirane 1987). Les grains de cette deuxième génération sont souvent noyés dans le feldspath potassique.

Les cristaux de ce minéral ne reflètent aucune déformation; leur texture magmatique est bien visible (planche 3a). Ces minéraux suivent globalement une orientation privilégiée indiquant la direction de l'écoulement magmatique. L'analyse à la microsonde électronique (annexe I) a révélé que ce plagioclase est composé de l'andésine (An40%), dans le centre du minéral et de l'oligoclase (An21%), vers les bordures (figure 14, échantillon T50)

Le feldspath potassique (12 à 19%)

Le feldspath-K est xénomorphe et interstitiel, très souvent corrodé par le quartz. Il se présente aussi sous de larges plages (5 à 8 mm) qui englobent tous les autres

minéraux majeurs (planche 5a). La composition du feldspath potassique, analysé à la microsonde électronique (annexe I), est quasiment de l'orthose (figure 14, T50).

Le quartz (22 à 26%)

Le quartz se présente en grandes plages automorphes, interstitielles où il moule les feldspaths et les ferromagnésiens. Il a une faible extinction ondulante. Il se trouve aussi, en fine vermicules xénomorphes dans les myrmékites, comme celles signalées par Benkirane (1987), et en petites inclusions dans les minéraux mafiques. Le quartz ne présente pas une grande déformation. Il a subi une microfracturation avec une remobilisation de la séricite et/ou carbonates dans ces microfractures (planche 5b). En s'approchant des zones de failles, des dykes et des filons minéralisés, les fractures du quartz deviennent plus larges et sont remplies par des oxydes de fer.

Le pyroxène (16%):

Le minéral avait été décrit dans toutes les études antérieures sur cette granodiorite, comme une biotite. Il se présente sous une forme tabulaire rectangulaire relativement plus altéré que les amphiboles avec lesquelles il est très souvent lié (planche 2b). Il présente une extinction droite, des clivages semblables à ceux de la biotite mais d'autres clivages, moins évidents, en intersection suborthogonale avec les premiers. La première famille de clivages est plus fine et remplie par la séricite, la deuxième famille, par contre, est remplie d'oxydes de fer et de titane. Il se trouve englobé dans le quartz ou dans le feldspath potassique.

Planche 2

a) Photomicrographie de la zone de contact d'une enclave avec la granodiorite de Tiouit, montrant le passage des grains fins de l'enclave aux grains moyens de la granodiorite.

Px = pyroxène.

b) Photomicrographie des minéraux constituant la granodiorite de Tiouit. Hb = hornblende, Pl = plagioclase, px = pyroxène.

a)

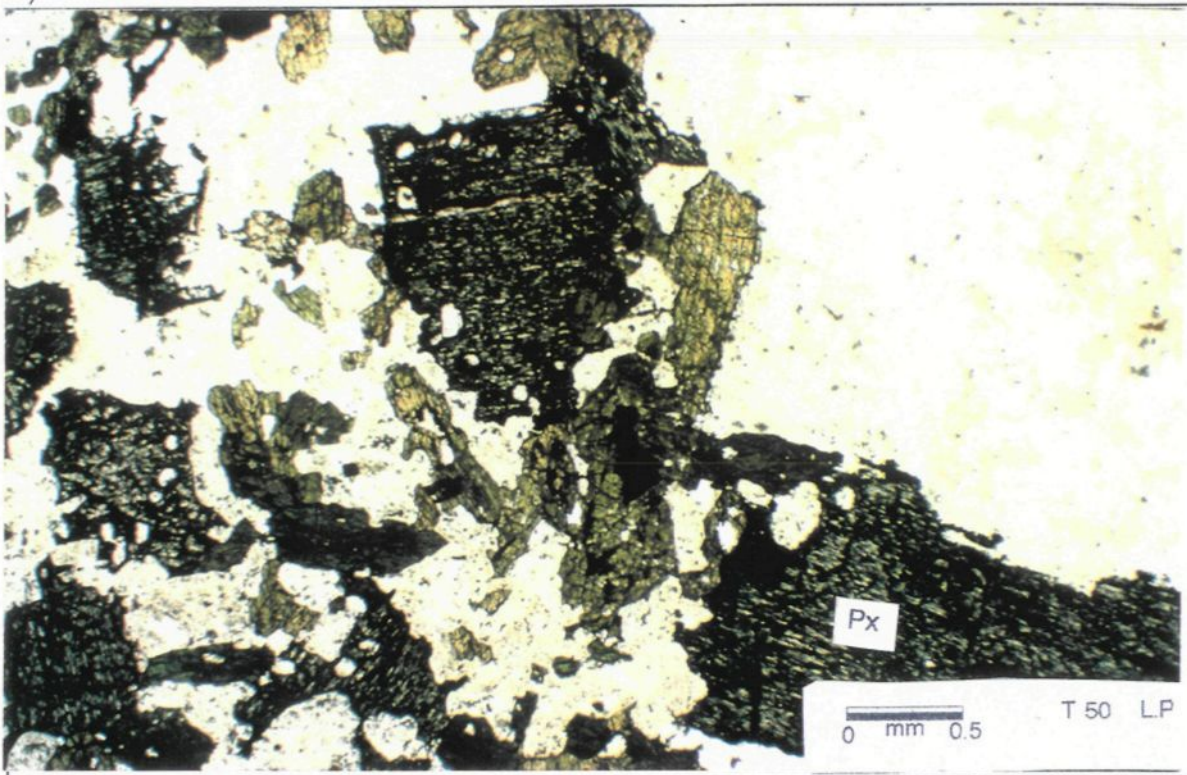
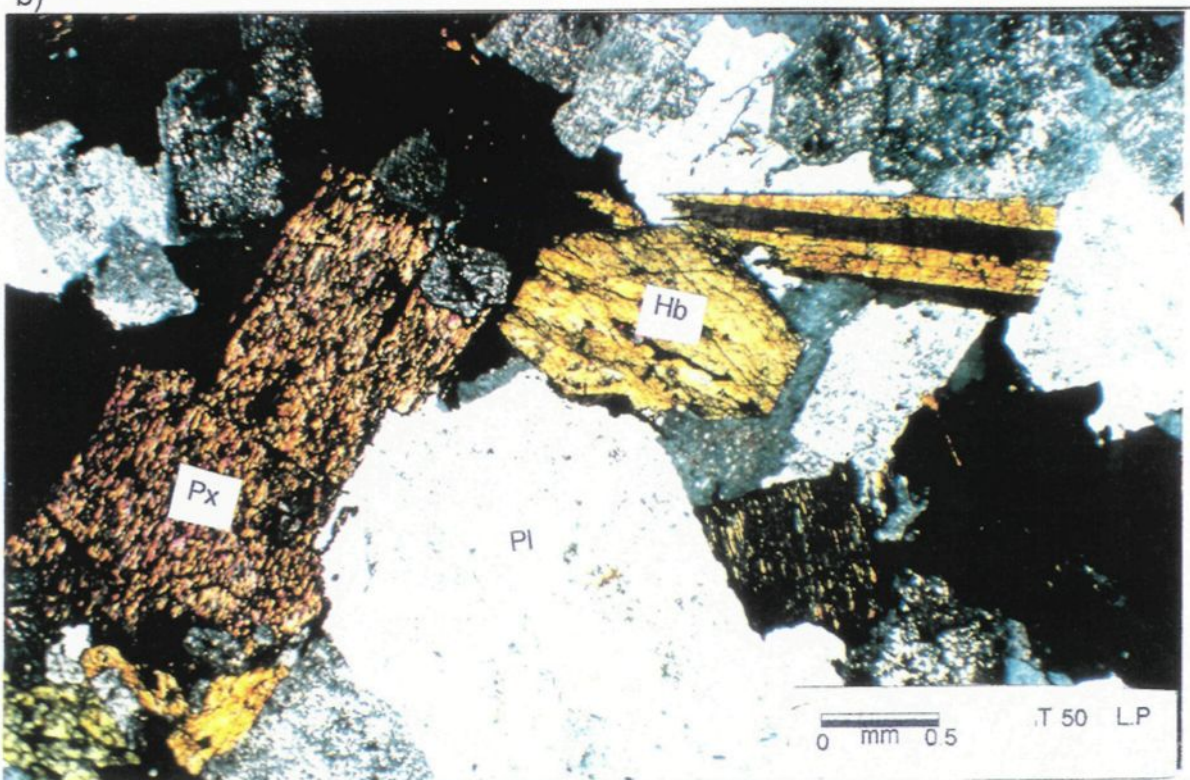


Planche 2

b)



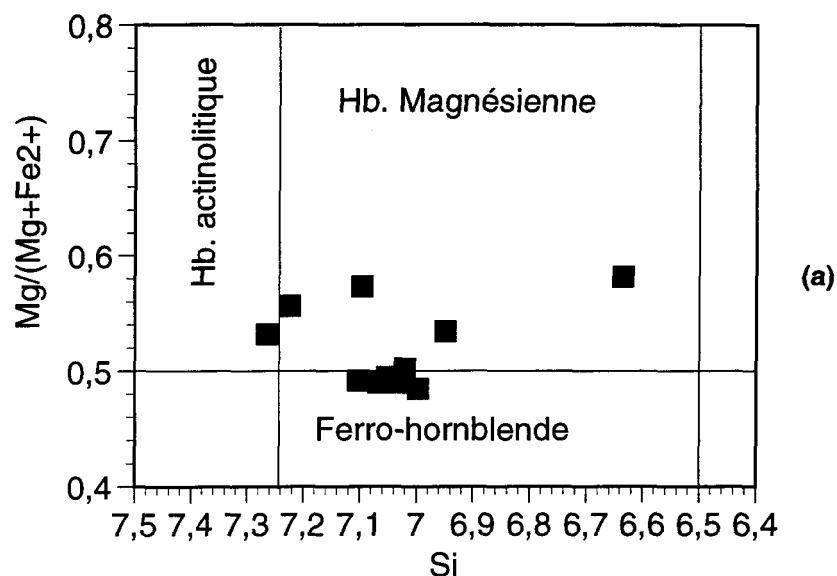
Ce minéral a été signalé par Benziane (1990) comme un ancien pyroxène totalement ouralitisé et chloritisé. Ce pyroxène a été bien affecté, probablement pour une partie, par l'augmentation de la quantité d'eau lors de la cristallisation de l'amphibole, ce qui rend impossible la détermination exacte de sa composition à la microsonde électronique. Il est possible que ce pyroxène soit en train d'être remplacé par la hornblende verte(?) car on observe parfois des grains de la hornblende verte dans le pyroxène altéré.

L'amphibole (6 à 10%):

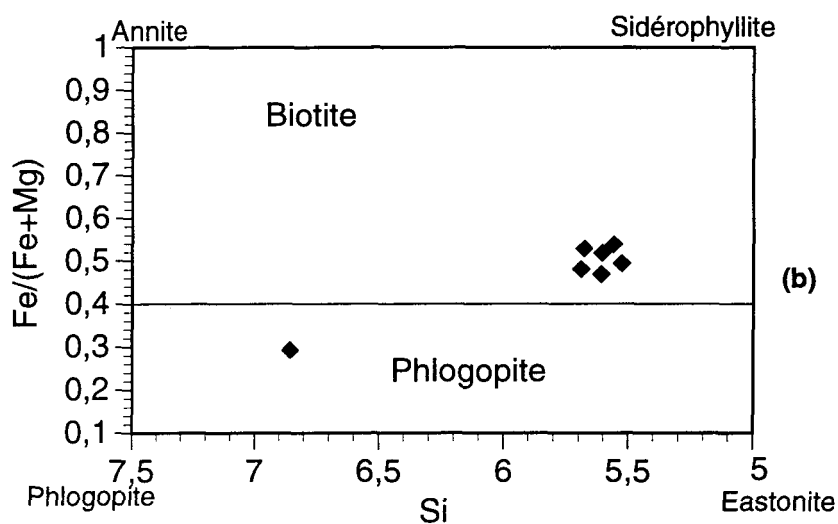
L'amphibole est une hornblende verte nettement automorphe (planche 2b). Elle est corrodée par le quartz et le feldspath potassique. Elle renferme des inclusions d'apatite, de zircon, d'épidote et des petits cristaux de plagioclase séricitisé. L'analyse à la microsonde révèle (annexe I) que cette hornblende est relativement riche en titane et plus ou moins ferrique. C'est de la hornblende magnésienne et ferrique selon la nomenclature de Leake (1978) (figure 11a).

La biotite

Un seul cristal de biotite primaire a été observée dans une grande plage de quartz (l'échantillon T50). Elle est fraîche et non chloritisée. Sa longueur est d'environ 1 mm (planche 4a,b). Cette biotite a probablement cristallisé juste avant la cristallisation des derniers cristaux de quartz. L'analyse à la microsonde électronique montre que cette biotite est très alumineuse, riche en Mg et relativement pauvre en fer (annexe I).



Nomenclature des amphiboles de la granodiorite de Tiouit; dans le diagramme de Leake (1978).



Position des biotites de la granodiorite de Tiouit;
dans le diagramme:
Phlogopite - Eastonite - Sidérophyllite - Annite.

Figure 11 (a) Diagramme de classement de la hornblende
(b) Diagramme de classement de la biotite

Planche 3

a) Photomicrographie montrant un plagioclase (Pl), légèrement séricitisé. Ce cristal ne montre pas de déformation.

b) Photomicrographie d'un autre cristal de plagioclase (Pl) plus séricitisé que dans a).

a)

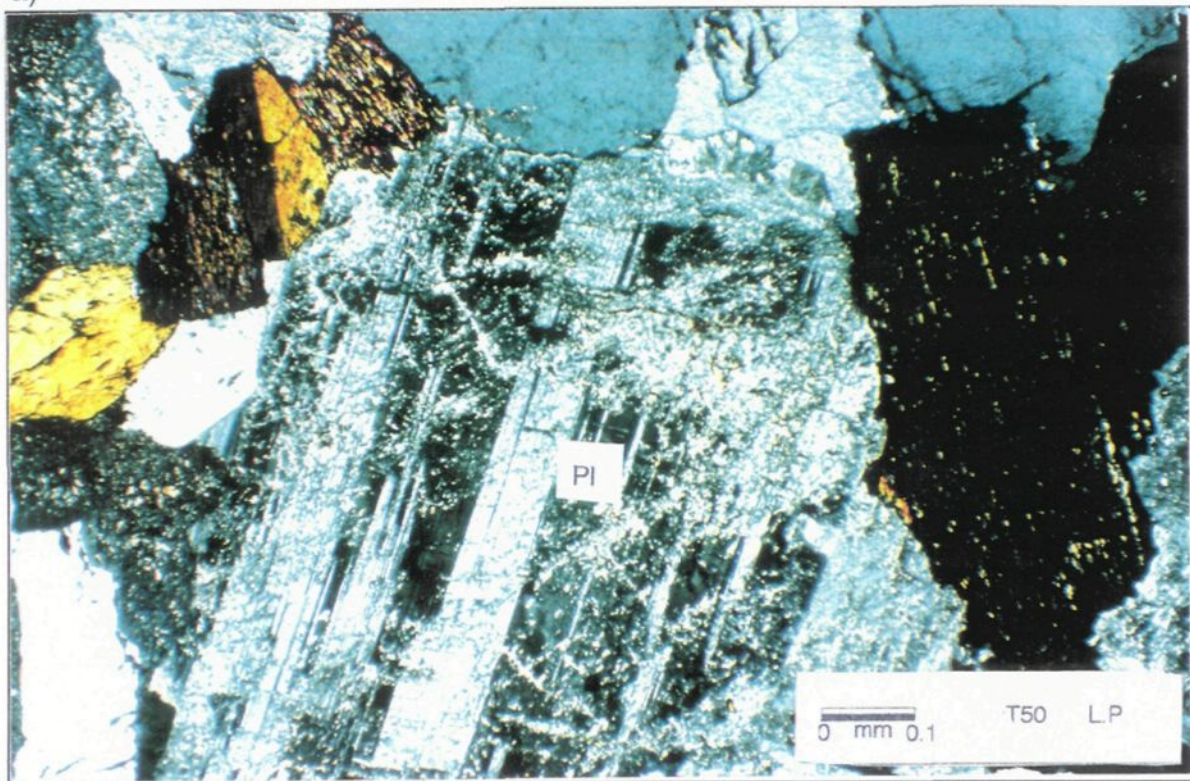
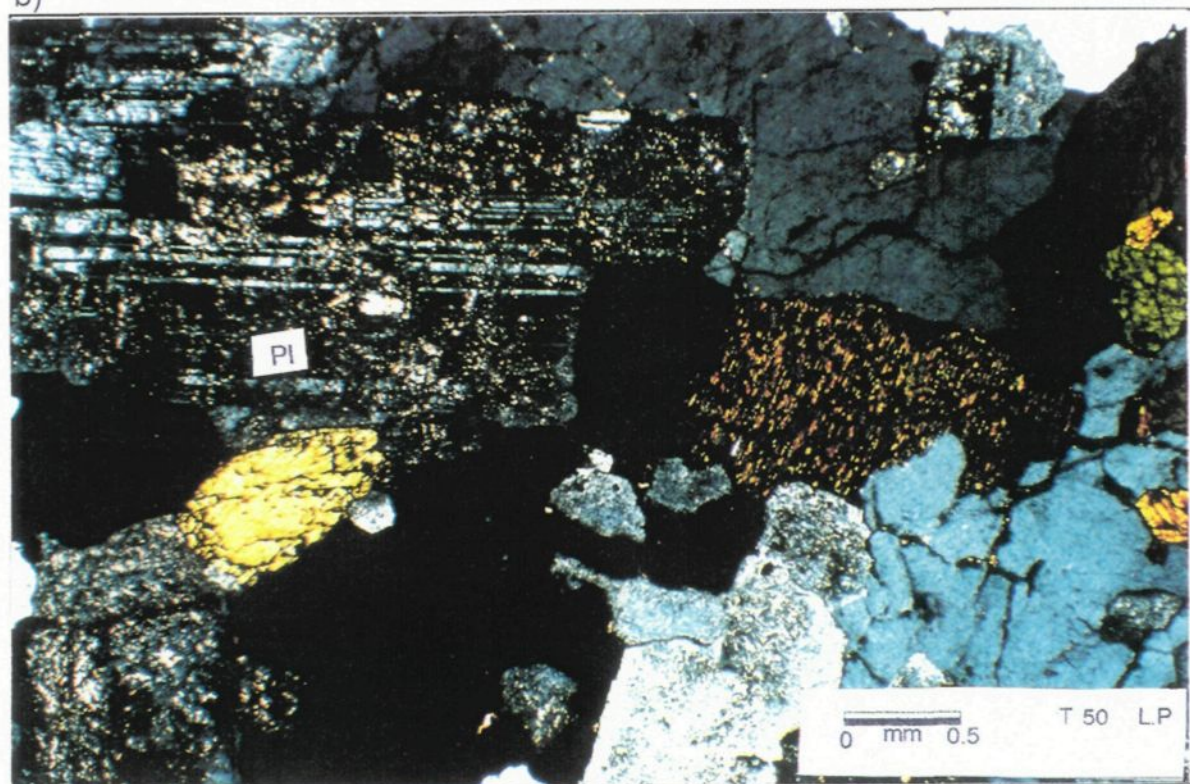


Planche 3

b)



La majorité des points correspondants à la biotite initiale non altérée tombent dans le champ des biotites; le seul point qui tombe dans le domaine de la phlogopite représente probablement une phlogopite néoformée au cours de l'altération ultérieure du pluton de Tiouit. (figure 11b). D'autres grains de biotite altérée ont été observés sporadiquement dans les épontes des corps minéralisés (planche 8b).

III-I-2-2-Minéraux accessoires.

- L'apatite (environ 0.1 %) est en petites baguettes automorphes. Elle s'observe en inclusions dans les plagioclases, dans les amphiboles, et rarement dans le pyroxène.

- Le zircon est observé principalement dans le pyroxène et dans le plagioclase.

- Le sphène est moins fréquent. Quelques grains ont été observés uniquement dans le pyroxène.

- Les oxydes de fer et de titane, se localisent principalement le long des clivages de l'amphibole et du pyroxène, et comme inclusions dans ces minéraux. Quelques inclusions de magnétite sont observées dans les minéraux mafiques.

III-I-2-3-Ordre de cristallisation

L'ordre de cristallisation est le suivant.

Le pyroxène est le premier minéral à cristalliser. Il est suivi par le plagioclase, puis par l'amphibole, et la biotite (rare), puis cristallise le feldspath potassique. Les solutions résiduelles de cette cristallisation conduisent à la formation de myrmékite induite par corrosion du plagioclase précoce. Enfin, alors que le feldspath potassique continue à cristalliser, le quartz amorce sa croissance, dans les interstices vacants. La

Planche 4

a) Photomicrographie d'un grain de quartz contenant un cristal de biotite fraîche.

b) Photomicrographie du même grain de biotite (Bt) qu'en a). Elle montre le minéral sans aucune altération.

a)



Planche 4

b)

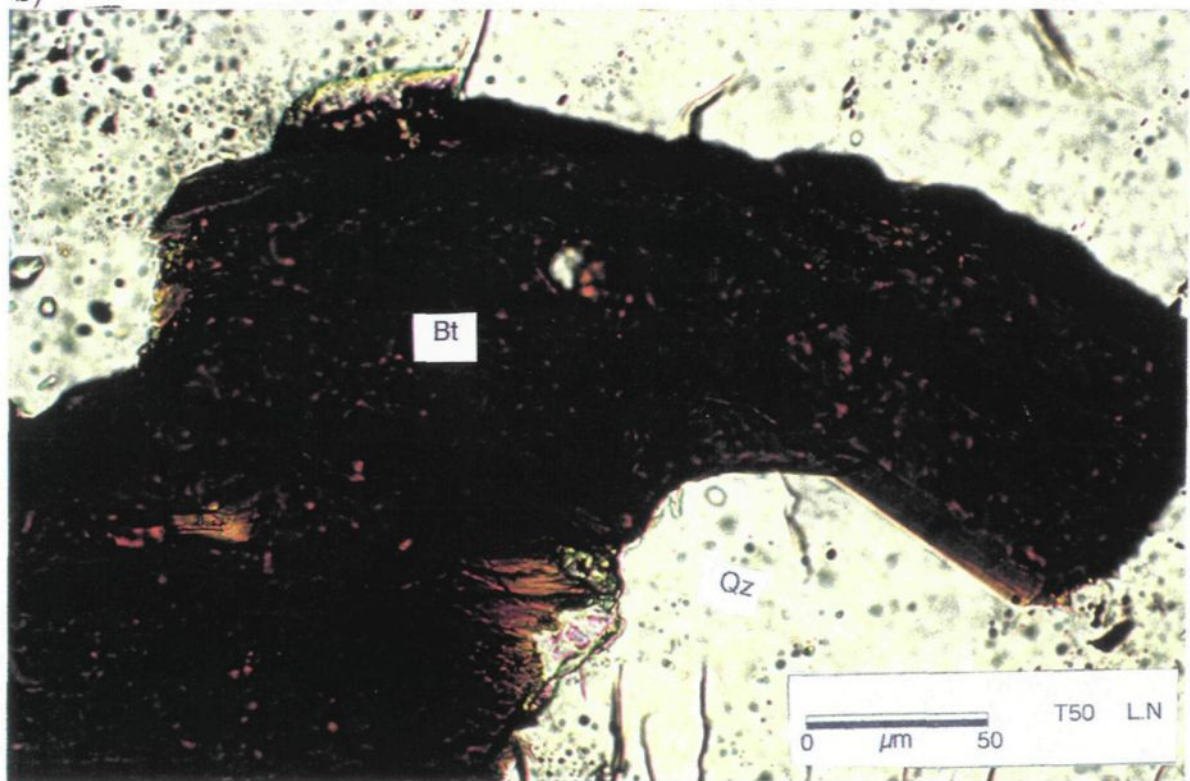


Planche 5

a) Photomicrographie d'une plage de feldspath potassique (FK) qui contient des petits cristaux de plagioclase et de pyroxène.

b) Photomicrographie du quartz (Qz) fracturé. Les fractures sont remplies, dans la majorité des cas, par la séricite et/ou les carbonates.

a)

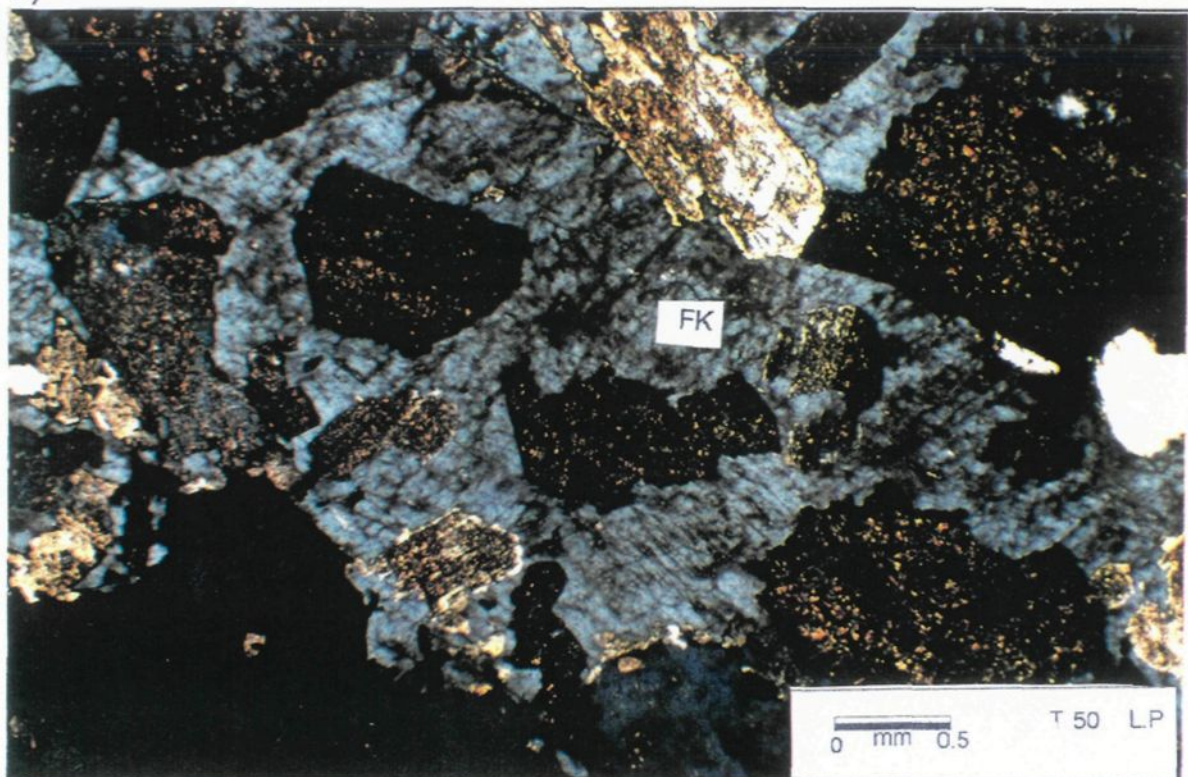
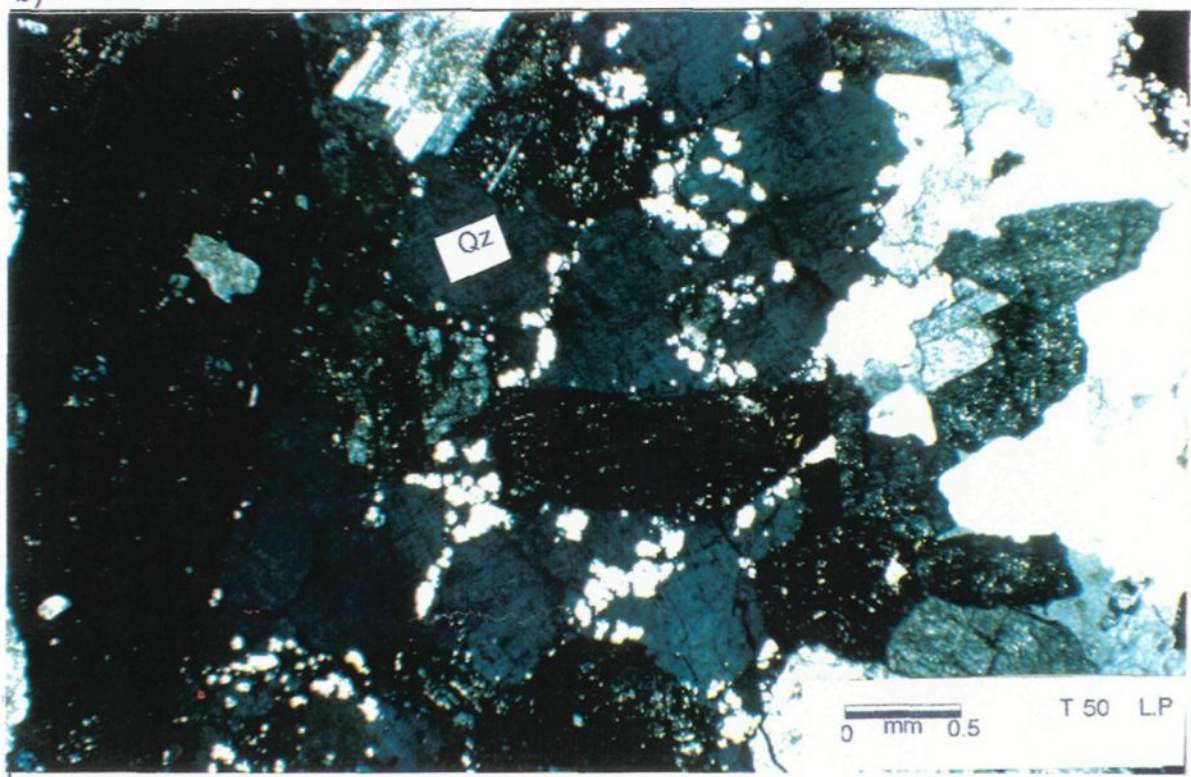


Planche 5

b)



croissance du quartz achève après celle du feldspath potassique. Le schéma suivant résume cette succession:

- Pyroxène ()_ _ _ _ _
- Plagioclase (An40 à 21) _ _ _ _ _
- Amphibole _ _ _ _ _
- Biotite (rare) ()_ _ _ _
- Feldspath potassique _ _ _ _ _
- Quartz _ _ _ _ _

L'analyse modale (annexe II) nous a permis de classer le pluton de Tiouit, comme une granodiorite selon le diagramme ternaire (AQF) de Streckeis (1976). À titre de comparaison, nous avons projeté, sur le même diagramme les résultats des travaux antérieurs (figure 12). L'ensemble des échantillons les moins altérés se localisent dans le champ de la granodiorite.

L'absence de muscovite, de grenat et de cordiérite (primaires), d'une part, et l'abondance en hornblende, d'autre part, favorisent le classement de cette granodiorite de Tiouit parmi les granitoïdes de type-I (Chappell et White 1974).

III-I-3-Estimation de la pression et de la température à partir de $Al_{(total)}$ de la hornblende

La hornblende est l'unique amphibole observée dans la granodiotite de Tiouit. Nous avons utilisé l' $Al_{(total)}$ de cette hornblende, comme géobaromètre. Cette méthode

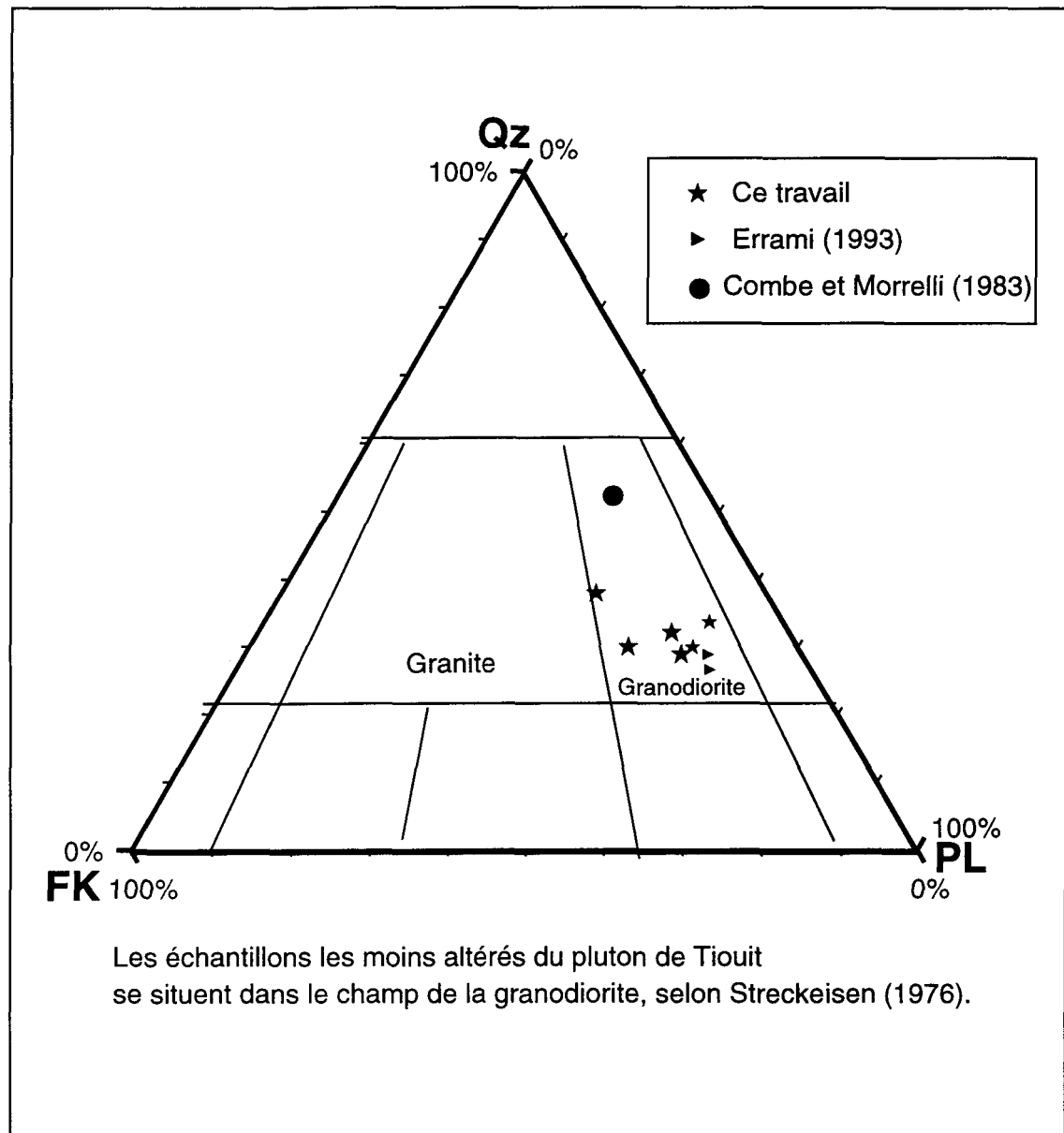


Figure 12 Nomenclature du pluton de Tiout selon Streckeisen (1976)

a été suggérée par plusieurs auteurs (Hammarstrom et Zen 1986; Hollister et al. 1987; Johnson et Rutherford 1989). Nous avons pris l'équation de Johnson et Rutherford $[(P \pm 60 \text{ MPa}) = -346 + 423Al(\text{total dans la hornblende})]$. Ce choix est guidé par le fait que le mélange minéralogique existant dans le pluton de Tiouit est peu différent de celui exigé par Johnson et Rutherford (1989). La pression déterminée est de l'ordre de $(171 \pm 60) \text{ MPa}$. En utilisant l'équation de Blundy et Holland (1990) $[T = 25,3P + 654,9 \text{ } ^\circ\text{C}]$, nous avons obtenu une température de mise en place du pluton de Tiouit qui varie de 683 à 713 $^\circ\text{C}$.

III-1-4-La microbréchification qui affecte le pluton de Tiouit

L'étude des lames minces, nous montre une déformation fragile allant de la microfracturation à une microbréchification. La déformation fragile qui a affecté le pluton de Tiouit est matérialisée par une microfracturation touchant principalement le quartz, une fracturation plus large qui traverse tous les minéraux, jusqu'à une microbréchification intense par endroits.

La microbréchification est concrétisée sous forme de fractures plus ou moins larges qui cassent les minéraux altérés. Ces fractures sont très souvent remplies par l'hématite et bordées par de la chlorite. On a observé des microbrèches plus larges avec des débris de minéraux altérés comme le plagioclase, le pyroxène, et la hornblende. La matrice est constituée majoritairement de quartz et en moindre mesure des carbonates (calcite et/ou aragonite, échantillon T110, T24). Les microbrèches les plus larges sont observées dans la zone sud du gisement aurifère de Tiouit. Aucun débris de roche encaissante n'a été observé dans les cheminées bréchiques. Généralement, dans certains

gisements les brèches contiennent des minéralisations exploitables tandis qu'à Tiouit les microbrèches observées ne semblent pas être minéralisées.

III-2-PÉTROGRAPHIE DE L'ALTÉRATION QUI AFFECTE LA GRANODIORITE DE TIOUIT

L'étude de la pétrographie des minéraux magmatiques nous a montré que la granodiorite de Tiouit a été affectée par trois étapes d'altération: i) altération produite par l'autométamorphisme causé par l'eau libérée par la granodiorite elle-même au cours de la cristallisation; l'effet de cette altération est relativement léger et concrétisé par une séricitisation des plagioclases; ii) altération associée à la minéralisation, cette dernière sera étudiée pétrographiquement en détail dans ce chapitre et iii) altération supergène qui va être signalée brièvement vers la fin de l'étude de la pétrographie et des minéraux altérés et néoformés. Quelques aspects de cette altération vont être signalés (chapitre IV et chapitre V) .

Nous avons effectué une étude détaillée des altérations qui ont affecté la granodiorite de Tiouit et celles liées à la minéralisation aurifère. Le mode de présentation des résultats peut se concevoir comme suit:

- La présentation par type d'altération est certainement le mode le plus élégant et le plus pédagogique. Mais compte tenu de l'extrême complexité des phénomènes, des imprécisions inhérentes à toute classification typologique, de l'aspect souvent très trompeur des relations spatiales et chronologiques apparentes existantes entre les divers types. Cette façon de faire ne nous semble pas présenter les garanties optimales d'objectivité. Pour cela, nous allons décrire, d'une manière systématique, les modifications qui affectent les minéraux majeurs de la roche encaissante des trois zones de la mine en exploitation (figure 1). Pour le moment, les trois zones du gisement sont

distinguées uniquement de point de vu géographique. Les types d'altération, dans ces zones, vont être ensuite décrits et regroupés afin de faire éventuellement apparaître une typologie des altérations (chapitre IV et chapitre V).

Pour visualiser l'altération hydrothermale qui a affecté la granodiorite de Tiouit et qui encaisse la minéralisation aurifère, nous exposons les échantillons sélectionnés (planche 6) pour remarquer le changement de couleur avec l'intensité de l'altération. De gauche à droite, la couleur de la roche devient plus foncée: l'amphibole et le pyroxène prennent une teinte orange à rouge en allant de l'échantillon frais à l'échantillon plus altéré et qui devient plus sombre.

L'observation sur le terrain permet de constater que la chloritisation et l'hématitisation sont les deux phénomènes d'altération dominants dans la granodiorite de Tiouit. En se basant sur leur répartition spatiale dans le champ minier, nous pouvons à priori identifier, macroscopiquement et à l'aide d'une loupe, trois faciès à limites chevauchantes (figure 13): i) dans la zone nord de Tiouit, une chloritisation dominante; ii) dans la zone centrale, une chloritisation-hématitisation, à proportions presque égales, et iii) dans la zone sud, une hématitisation quasi totale. Une quatrième zone sera évoquée uniquement pour signaler le lieu de prélèvement de quelques échantillons (T50 à T57, figure 19; chapitre III).

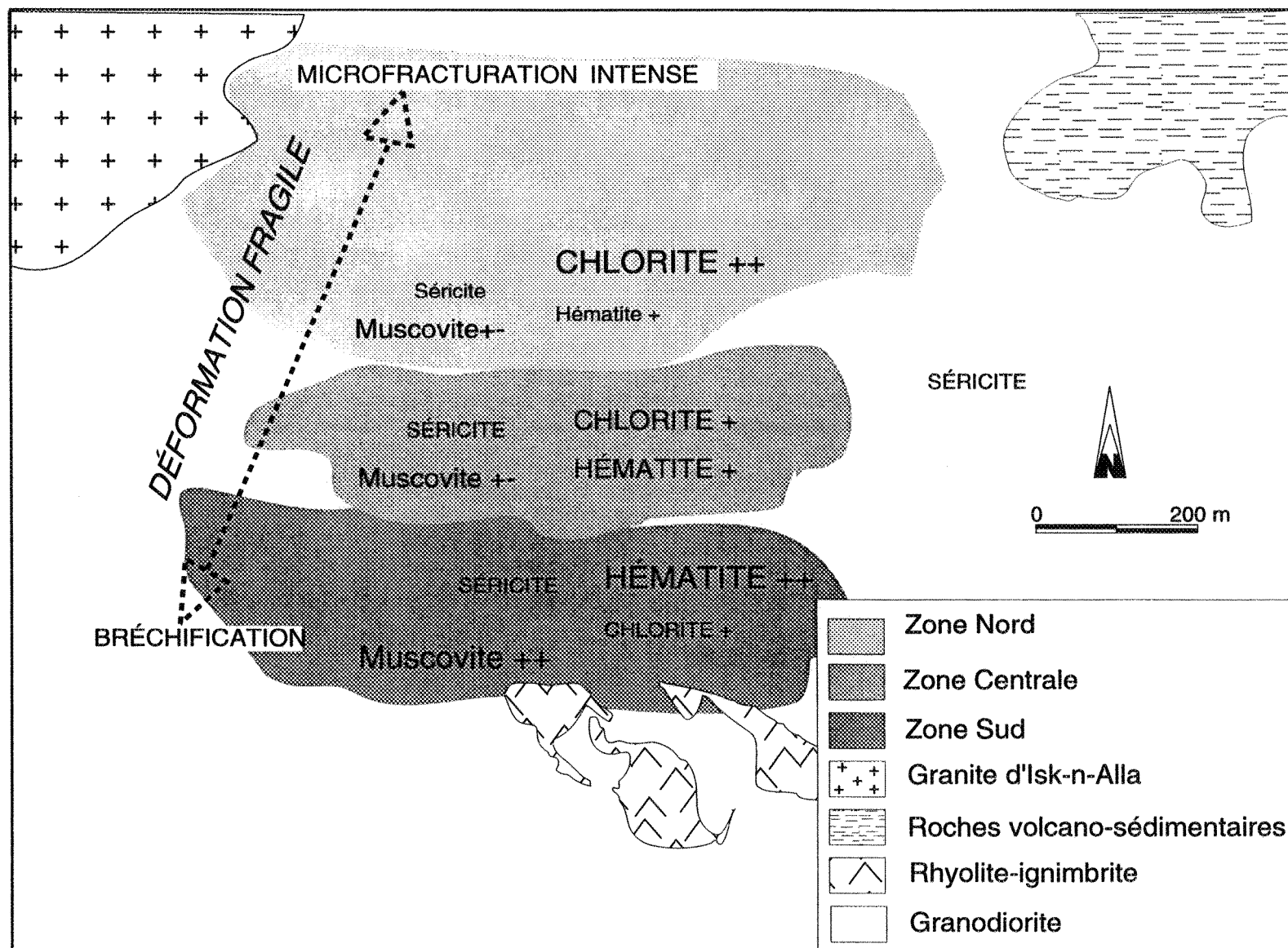
L'étude de l'altération nous a montré que les trois zones de Tiouit (figure 13) présentent plusieurs similitudes du point de vue de la roche encaissante, de la structure des veines, et du mode de mise en place de la minéralisation aurifère. Une légère

Planche 6

a) Photographie montrant les différents aspects macroscopiques (changement de couleur des ferromagnésiens, du plagioclase et du feldspath-K) des échantillons de la granodiorite de Tiouit. De gauche à droite: les échantillons sont classés du frais au plus altéré.



Planche 6



différence du type et/ou d'intensité d'altération hydrothermale est à signaler. Nous décrirons donc ces zones ensemble en précisant au passage les principaux caractères qui les distinguent

III-2-1- Pétrographie de l'altération

L'étude des transformations des minéraux constituant la granodiorite de Tiouit par l'altération hydrothermale est susceptible de fournir de précieuses indications sur les conditions physico-chimiques des dépôts des minéraux néoformés. Leur étude détaillée s'avère indispensable et constitue une part importante de ce travail. Dans la roche considérée comme fraîche, la séricite est visible à travers une partie de la surface des minéraux majeurs, particulièrement, le plagioclase (planche 3a) par l'effet d'autométamorphisme. Par contre dans la roche affectée par l'altération hydrothermale, la séricite est remobilisée le long des fractures ou en amas sphériques, qui apparaissent dans quasiment tous les cristaux des feldspaths alcalins, en particulier.

Les minéraux d'altération les plus abondants, dans les trois zones de la mine, sont: la chlorite, l'hématite, la séricite, la muscovite, avec plus ou moins d'épidote, d'albite secondaire et de calcite. La calcite est moins concentrée en dehors des microbrèches. Elle apparaît parfois sous forme de petites veines ou en remplissage des fractures tardives. Dans ce cas, il s'agit plutôt de l'aragonite-calcite. Ces carbonates peuvent être seuls ou avec du quartz.

L'observation pétrographique détaillée nous révèle donc, les modifications microscopiques enregistrées par les minéraux qui constituent la roche encaissante de la minéralisation aurifère.

Pyroxène

D'une manière générale, le pyroxène montre localement une légère déformation en "kink". Il est largement chloritisé. Quand l'intensité de l'altération augmente, on observe du quartz, produit par réaction du fluide avec le minéral, le long des clivages de ce pyroxène. Malgré ces transformations, ce minéral conserve toujours sa morphologie initiale, même dans les échantillons très altérés des épontes de la minéralisation, mais son aspect optique change selon le degré et la nature de l'altération qui l'a affecté. Il est entouré par des plages de chlorite dans la zone nord de Tiouit (planche 7a). Il affiche une chloritisation, et une hématitisation en proportions égales dans la zone centrale, et enfin, il est complètement hématitisé dans la zone sud (planche 7b).

Feldspaths alcalins

En allant vers les corps minéralisés, le plagioclase a subi plusieurs transformations allant de l'épidotisation et de l'albitisation à une muscovitisation quasi totale, particulièrement dans les épontes de la minéralisation. Nous avons observé du plagioclase séricitisé qui se transforme en albite ou en microcline (T26). Nous remarquons une parfaite altération progressive en allant de l'échantillon frais (T50) aux échantillons d'altération albitique la plus intense (T19; T109) en passant par une altération intermédiaire. Ces altérations (formation de l'albite et formation de la microcline) sont parfaitement illustrées par la figure (14). Dans l'échantillon (T26), nous observons la formation des feldspaths qui s'enrichissent en K. L'analyse à la microsonde électronique, nous montre que le plagioclase primaire se modifie pour avoir la composition d'un feldspath ternaire. L'albitisation apparaît à plusieurs endroits de la granodiorite de Tiouit. On observe même du feldspath potassique en voie d'albitisation (T19; T109; T113). L'albitisation devient plus faible en s'approchant des épontes de la

Planche 7

a) Photomicrographie montrant la poussée de la chlorite (Chl), dans un échantillon de la zone nord de Tiouit.

b) Photomicrographie d'une biotite altérée. Dans la zone sud, on constate l'hématitisation des minéraux mafiques: hornblende (Hb), pyroxène (Px) et biotite (Bt).

a)

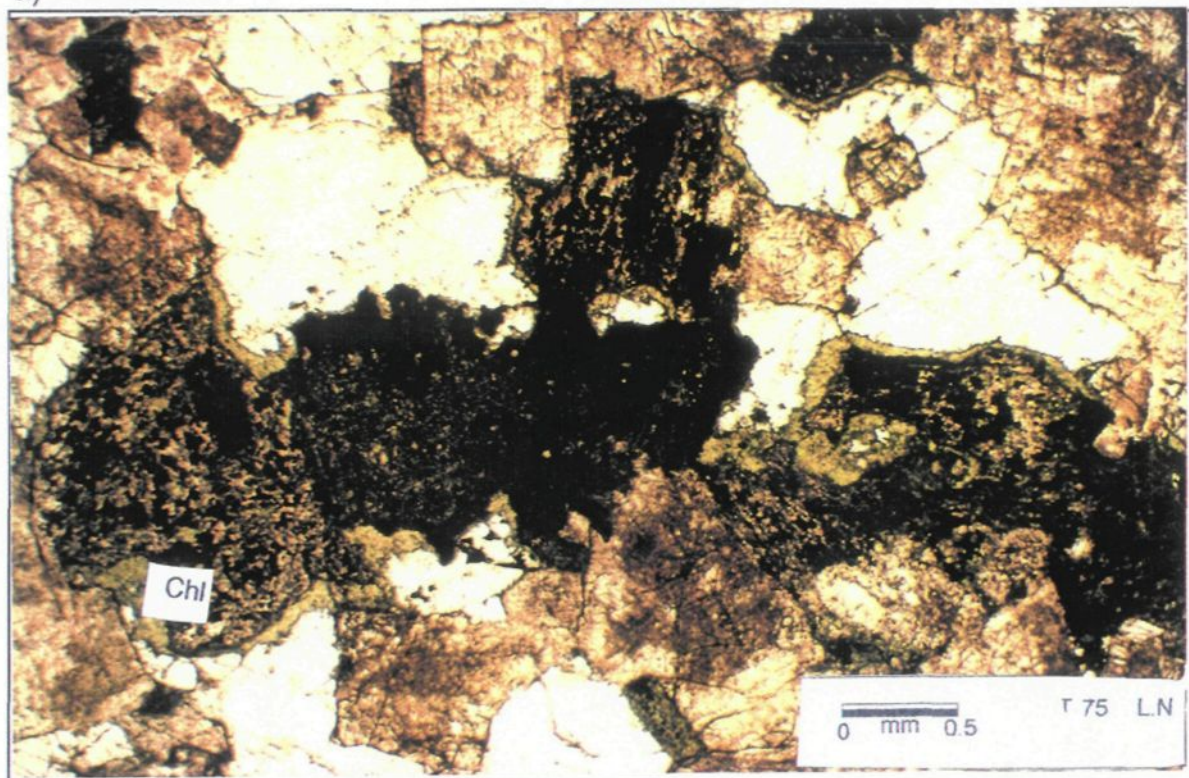
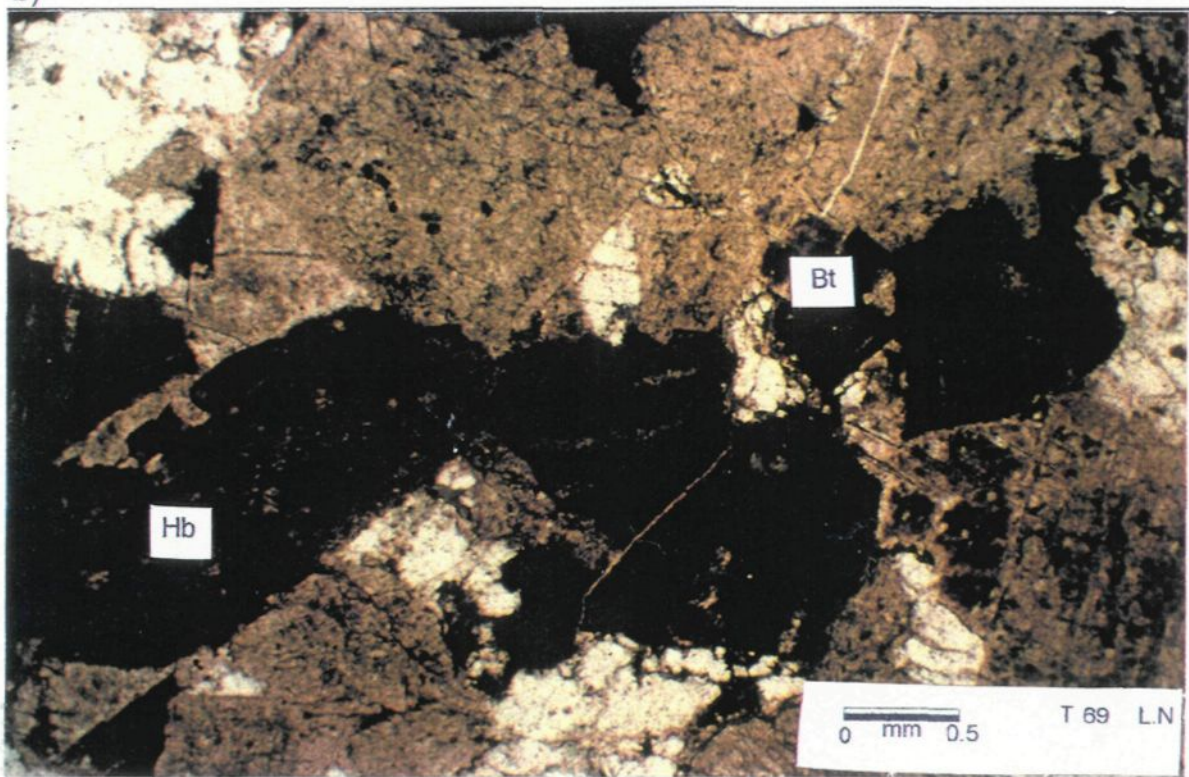


Planche 7

b)



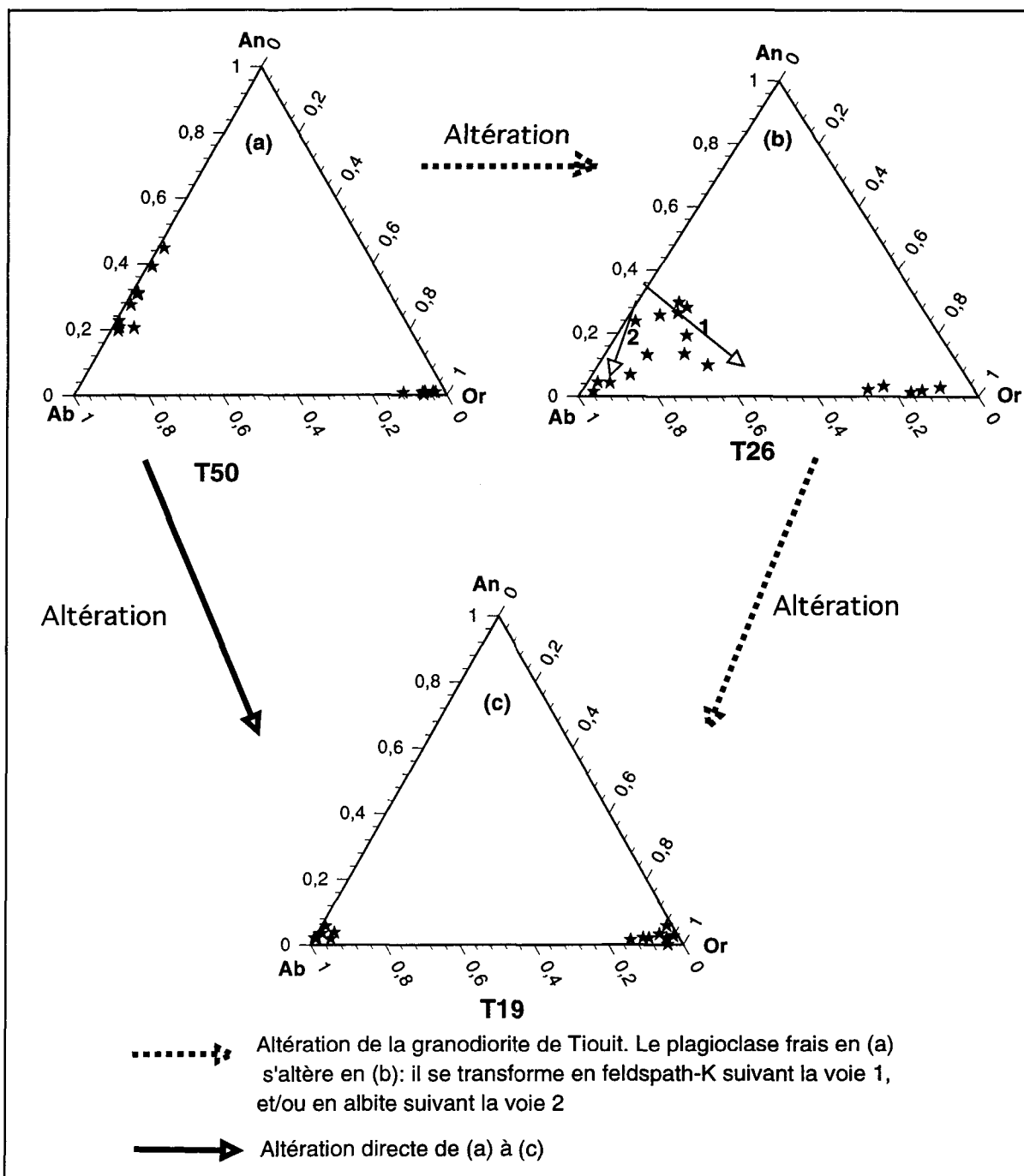


Figure 14 Altération du plagioclase en albite ou en feldspath potassique

minéralisation aurifère (T19; T27), où l'orthose ou les micas potassiques l'emportent sur l'albite.

Des myrmékites sont observées sur plusieurs cristaux de feldspath, partiellement ou pas albitisé. Dans la zone sud, nous observons des petites plages de calcite qui se forment sur la microcline fracturée et qui remplace l'ancien plagioclase (planche 8a). L'orthose est présente aussi sous une couleur sombre. L'analyse à la microsonde électronique montre que ce feldspath de couleur sombre est enrichi en fer et en Al. Il contient quelques traces de Na (T1).

Dans plusieurs endroits de la mine, on observe le feldspath potassique couvert d'hématite, ce qui lui confère une couleur rouge sang (exemple, T6; T105; T107; T75, planche 8b). Il est parfois difficile, particulièrement au sein des corps minéralisés, d'identifier avec certitude la variété du feldspath potassique dont il s'agit. Il est possible qu'elle corresponde à de l'adulaire, variété de feldspath potassique communément associée à l'altération hydrothermale (Steiner 1970). Williams (1994) a signalé que la présence du feldspath potassique dans les zones hématitisées, ne peut être identifiée en se basant uniquement sur les caractères optiques habituels du minéral, car le feldspath potassique affiche une couleur du rose au rouge, causée par la superposition d'une hématitisation tardive, et de la formation de phyllosilicates secondaires durant l'altération hydrothermale. Les feldspaths alcalins sont transformés en muscovite dans les endroits très silicifiés dans toutes les zones du gisement de Tiout.

Hornblende

La hornblende est remplacée légèrement, à partir des bordures, par l'actinote et l'épidote, comme produits d'altération. Dans les échantillons les moins touchés par

Planche 8

a) Photomicrographie montrant l'apparition des carbonates (Cb) sur un grain de microcline.

b) Photomicrographie d'une plage de feldspath potassique (FK), se couvrant d'une fine couche d'hématite.

a)

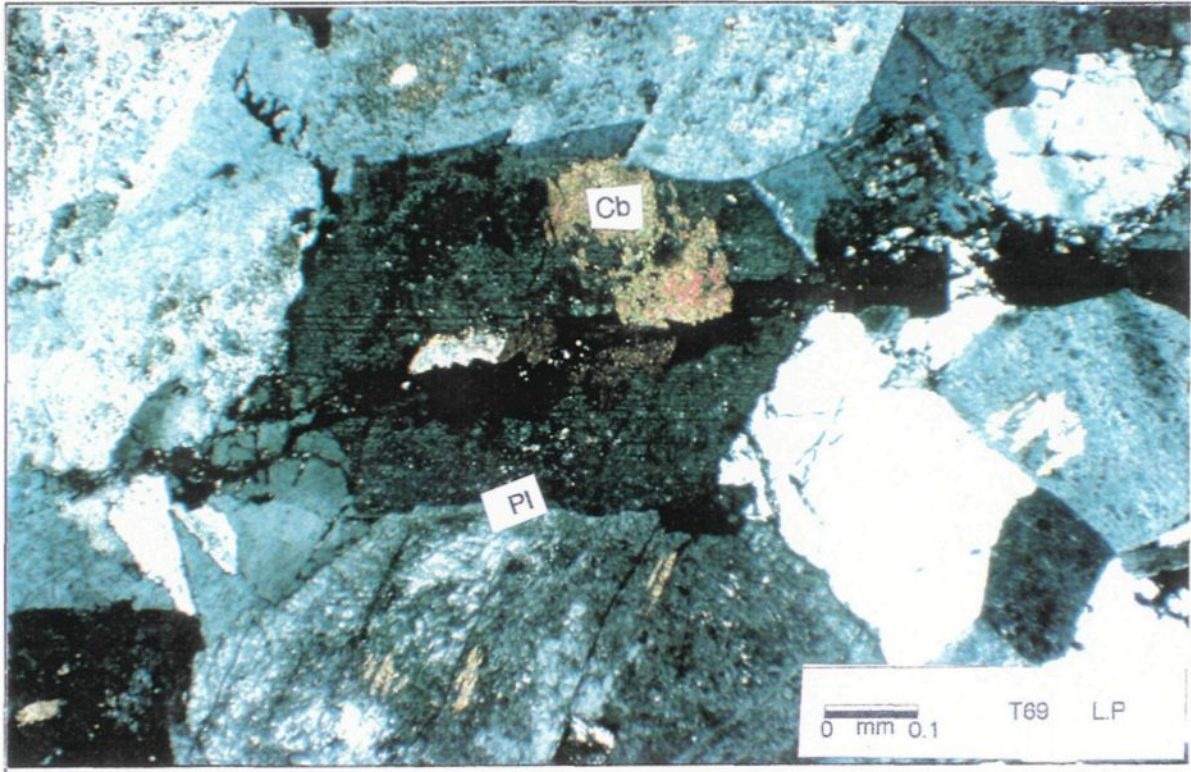
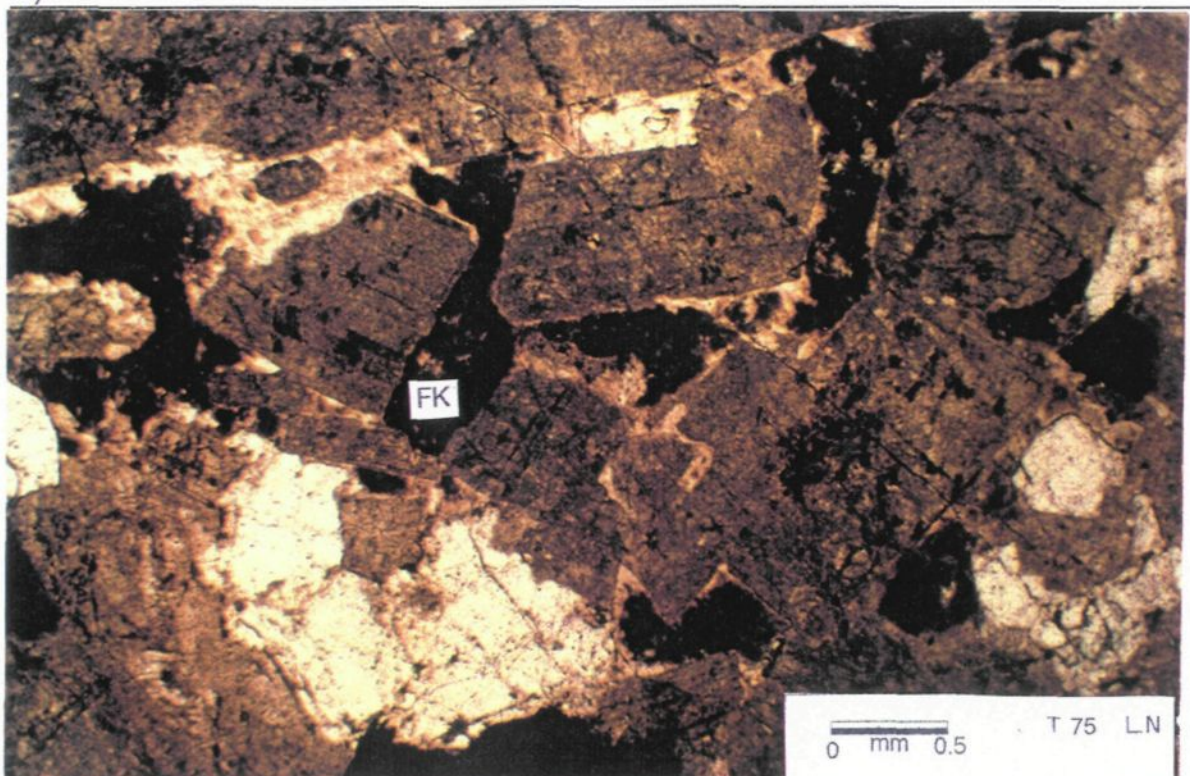


Planche 8

b)



l'altération hydrothermale, l'épidote est observée très souvent dans les zones de contact entre la hornblende et le pyroxène. Les minéraux ferromagnésiens sont complètement transformés en chlorite, avec l'intensité de l'altération, dans les zones nord et centrale (planche 7a). Par contre, il deviennent totalement hématitisés dans la zone sud (planche 7b). L'analyse à la microsonde électronique révèle que la hornblende s'appauvrit en Ca et qu'elle s'enrichit en K, en Al et, d'une manière irrégulière, en Ti (de 0,32 à 8 % TiO_2 , dans la hornblende). Ces modification se produisent particulièrement en se dirigeant vers les corps minéralisés de la zone sud.

Épidote

- L'épidote (environ 1%) se présente sous forme de petits grains dans les plagioclases, dans le feldspath potassique et dans l'amphibole. On l'observe aussi sous forme de plages dans les zones de contact entre le pyroxène et l'amphibole.

La chlorite

La chlorite se présente au sein de la minéralisation sous une teinte sombre. Elle se met dans les fractures du quartz et moule très souvent les sulfures. Elle se trouve aussi toujours liée aux oxydes de fer (hématite, goethite et quelques restes de la magnétite); cette chlorite est alors nettement ferrière (T6; T90). On observe de la chlorite verte massive, du quartz, de l'hématite, de la goethite, de la muscovite, des carbonates en traces et des petites plages de la chlorite brune avec des sulfures disséminés. Cette matrice semble être le milieu favorable, dans la zone nord, pour les grains d'or argentifères (électrum) (Planche 11b). Au sein des sulfures, le taux du fer de la chlorite brune atteint environ 34,16 % dans la zone sud. Elle est peu abondante par rapport à la chlorite verte.

En général, la couleur de biréfringence de la chlorite est fortement influencée par le rapport Fe/Mg de celle-ci; lorsque la chlorite est de couleur bleu pâle à bleu marin, le rapport Fe/Mg est élevé. Les teintes de violet et de brun indiquent un rapport intermédiaire et des teintes vertes foncées à vertes grisâtres pâles indiquent un rapport faible (Piché 1991). Les minéraux néoformés peuvent changer de couleur avec la succession des stages d'altération hydrothermale. Dans ce cas une superposition des types d'altération peut avoir lieu. Maclean et Lawrence (1991), ont illustré le même phénomène en signalant l'existence d'une zone chloritisée qui se superpose au quartz et à la séricite, dans la mine Horne (Noranda, Québec).

Nous avons analysé des plages de coloration verdâtre à la microsonde électronique (T27; T14). Alors qu'on s'attendait à une chlorite, on a constaté l'existence d'un mélange de feldspath potassique et de micas potassiques. Il est donc utile de signaler que l'identification d'un minéral, basée uniquement sur sa couleur habituelle, doit être considérée avec beaucoup de prudence, particulièrement dans les roches affectées par une altération hydrothermale, où coexistent plusieurs minéraux secondaires.

Les chlorites du gisement aurifère de Tiouit se répartissent dans plusieurs champs du diagramme de Hey (1954) (figure 15). Nous constatons que la majorité des échantillons contient trois types de chlorite. La variation des taux des cations de silice est remarquable dans les chlorites d'un même échantillon. Nous pouvons aussi remarquer que les points correspondants à ces chlorites suivent approximativement deux lignes parallèles selon leurs valeurs du rapport $Fe/(Fe+Mg)$. Ainsi, le premier

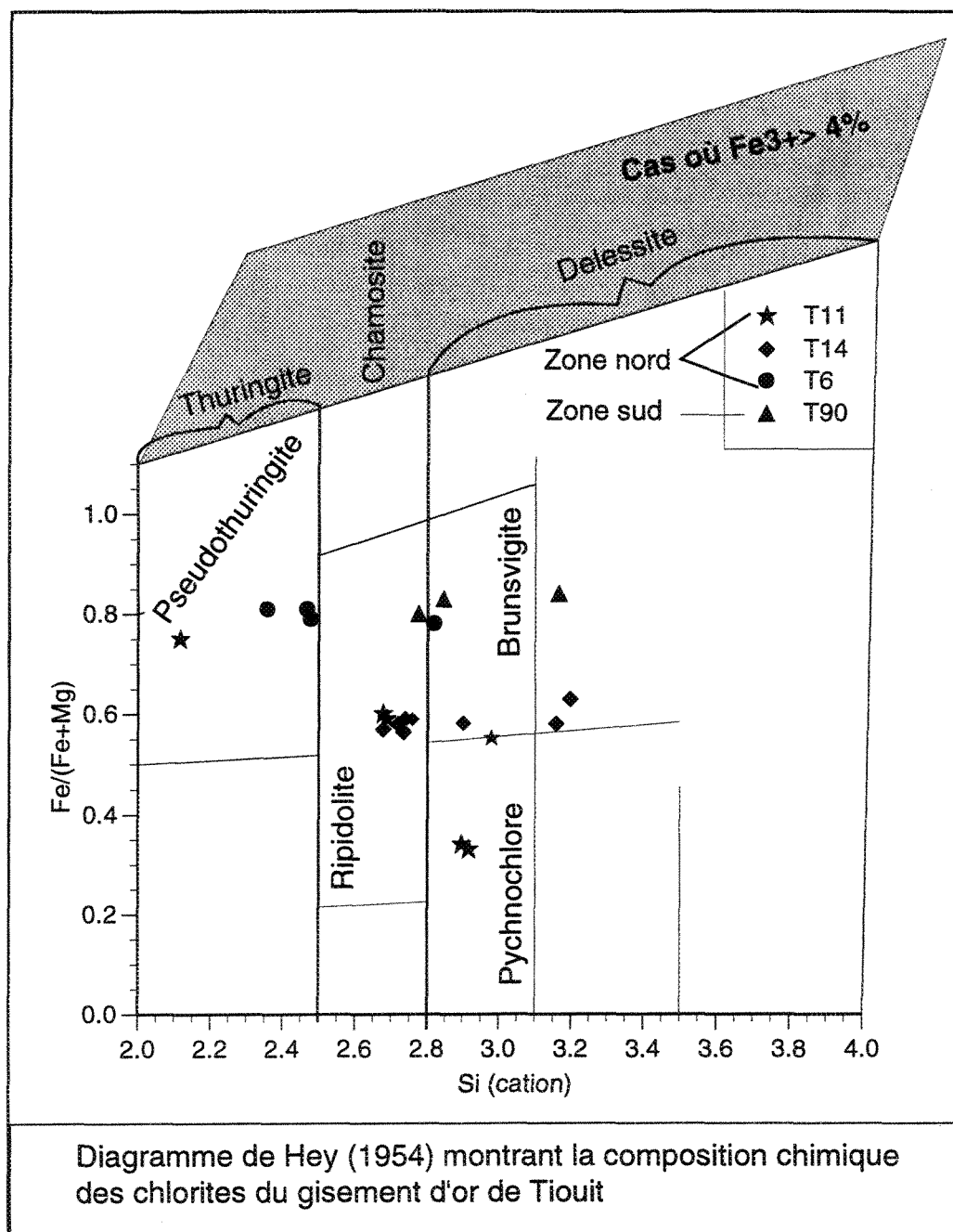


Figure 15 Classement des chlorites de Tiout dans le diagramme de Hey (1954).

groupe a un rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ compris entre 0,6 et 0,7, tandis que le deuxième a un rapport compris entre 0,7 et 0,8. La chlorite qui borde directement les veines de sulfures est plus riche en Fe et sa teinte est plus sombre. Par contre, la chlorite est souvent verte dans le gisement de Tiouit, quand elle est appauvrie en fer et/ou enrichie en Mg. La baisse du rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ s'affiche là où les sulfures sont moins abondants. La chlorite verte sera de type pychnochlore et ripidolite. Sa teinte sera d'un vert plus foncé vers le champ de la bransvigite, et elle devient plus sombre dans le champ de la pseudothuringite (figure 15; diagramme de Hey 1954). Le déséquilibre de charge peut être produit par un excès d'Al(VI) par rapport à l'Al(IV) dans les chlorites à rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) > 0,6$. Le déficit des charges est comblé par la création de sites octaédriques vacants (Kranidiotis et Maclean 1987). La chlorite cherchera à rétablir son équilibre électrostatique en piégeant un cation divalent, ou en faisant passer le Fe^{2+} en Fe^{3+} . Ce dernier mécanisme semble être le plus plausible pour la majorité des chlorites de Tiouit. La liaison étroite entre l'hématite et la chlorite, dans le gisement d'or de Tiouit, laisse suggérer que ces chlorites sont riches en Fe^{3+} (>4%). Donc, d'après la figure 15, nous avons trois grandes familles de chlorites: la délessite, la chamosite et la thuringite; elles coexistent souvent toutes les trois dans le même échantillon.

Sur le diagramme de Maclean et Lawrence (1991), nous remarquons trois groupes de chlorite (figure 16). Toutes ces populations de chlorite se trouvent dans le domaine relativement appauvri en Al (Maclean et Lawrence 1991). Vers les zones minéralisées, la chlorite s'enrichit en Fe et conséquemment elle s'appauvrit en Mg. L'enrichissement en fer est probablement dû à l'abondance des sulfures et de l'hématite dans les zones minéralisées. Le fer est présent dans les sulfures, et dans les oxydes de

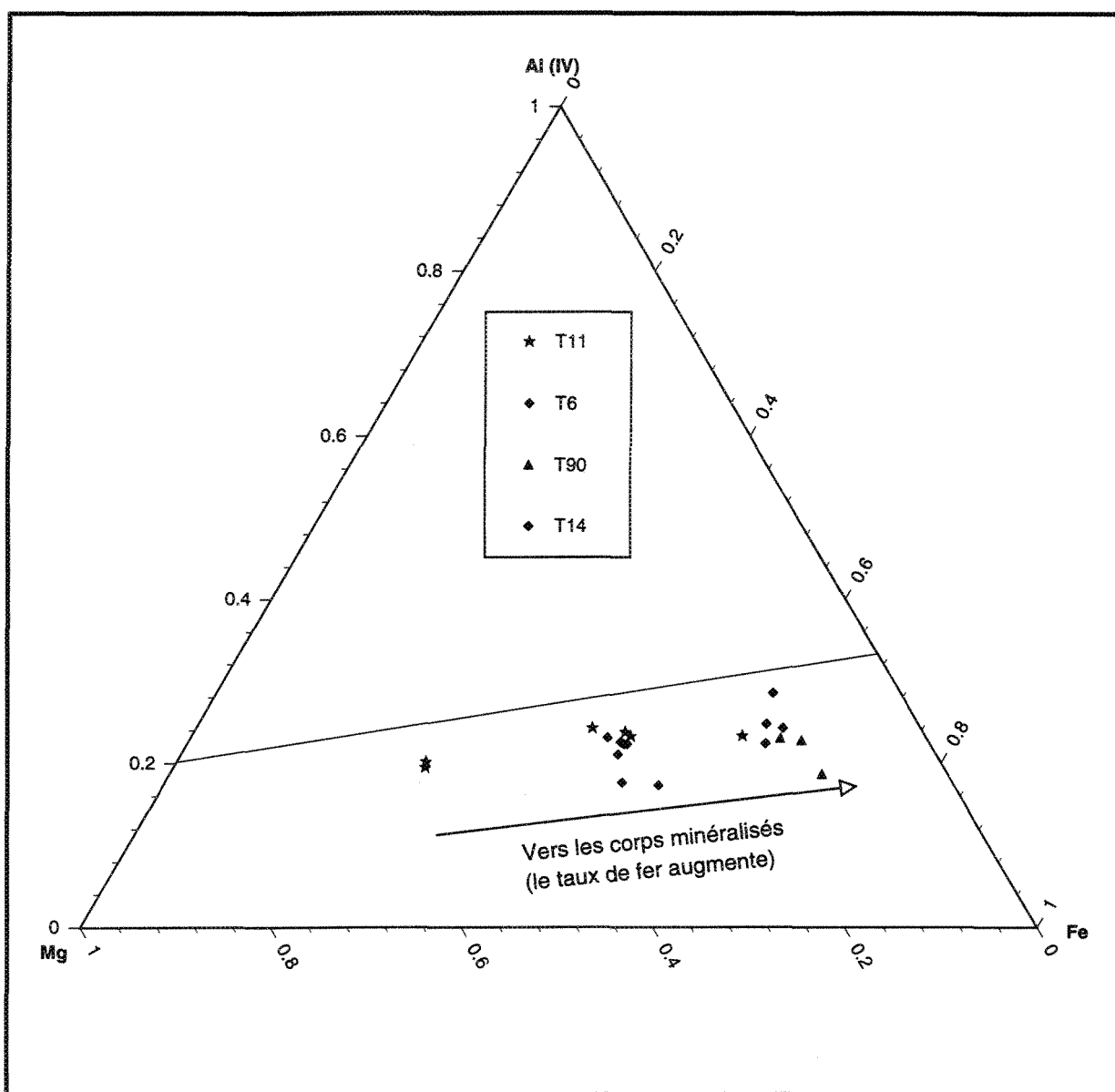


Figure 16 Les chlorites du gisement d'or de Tiouit dans le diagramme de MacLean et Lawrence (1991).

fer (hématite-magnétite-goethite) et dans les chlorites, par contre, le magnésium est principalement localisé dans la chlorite.

Il est possible que le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ entre 0,4 et 0,6 soit un indice qui montre que le Fe et le Mg de la chlorite verte proviennent de l'altération de la granodiorite elle-même, et que le rapport $Fe/(Fe+Mg)$ plus élevé dans la chlorite sombre, puisse être produit par le fer provenant de la solution hydrothermale minéralisatrice.

L'hématite:

Le phénomène de transformation de la magnétite en l'hématite (martitisation) est présent dans toutes les zones de la mine d'or de Tiout. Ce phénomène est plus accentué dans la zone sud (zone à hématite).

L'hématitisation s'associe à la présence du feldspath potassique. Ce dernier minéral se voit envahi fréquemment par des points de couleur rougeâtre correspondant à des cristaux sub-microscopique d'hématite (T107). Si l'hématite cristallise parfois dans le feldspath potassique sans néoformation d'autres minéraux aluminosilicatés (comme l'albite par exemple), la couleur pourra varier de rose à rouge (Williams 1994). L'hématitisation du feldspath potassique est un processus reconnu dans la littérature (Moorhouse 1959; Boone 1969; Dubé 1990) et il est de même pour son association avec l'or (Boyle 1979; Morasse *et al.* 1986; Cameron et Hattori 1987).

L'hématite affecte aussi le quartz dans plusieurs secteurs de la mine. Elle donne une couleur rouge à la majeure partie du quartz de la zone sud. Ce quartz hématitisé renferme parfois de la magnétite et des sulfures.

Nous avons remarqué la coexistence de différentes générations d'hématite dans un même échantillon (T14; T6; T31; T37), comme c'était le cas pour les chlorites déjà signalées précédemment. Dans la zone d'hématite, on remarque par endroits une relative abondance en petites plages de produits titanifères, probablement, du rutile intimement lié à l'hématite.

Micas

L'observation microscopique nous a révélé l'existence des grands micas (muscovite, et probablement phengite) observés avec l'hématite et la chlorite dans les échantillons (T34; T14; T17; T27; T101). Ces micas sont plus abondants, dans la zone sud, où ils sont étroitement liés à la minéralisation. L'analyse à la microsonde électronique nous donne la composition chimique des micas secondaires du gisement aurifère de Tiouit (annexe I). Sur le diagramme de McNamara (1965), les micas analysés apparaissent dans le domaine de la composition de la muscovite (figure 17). Nous remarquons, d'autre part, une substitution corrélative, dans les micas, entre le Si(IV), et l'Al(IV) en allant vers les corps minéralisés (figure 18). Maclean et Lawrence (1991), ont signalé que la substitution de Al(IV) avec le Si(IV), dépend de la température. Selon les mêmes auteurs, cette température de substitution varie entre 230°C et 275°C, dans la zone silicifiée et séricitisée. Ils ont déterminé une température allant de 250°C à 310°C dans la zone de chlorite de la mine Horne (Noranda, Quebec). Ces mêmes types de substitutions et d'altérations se rencontrent à la mine de Tiouit (figure 18; et chapitre IV), donc dans le même ordre de grandeur des température d'altération et de minéralisation associée peut être envisagé.

Nous devons signaler qu'une silicification a affecté les épontes immédiates des corps minéralisés de Tiouit. La quantité de quartz augmente dans les épontes

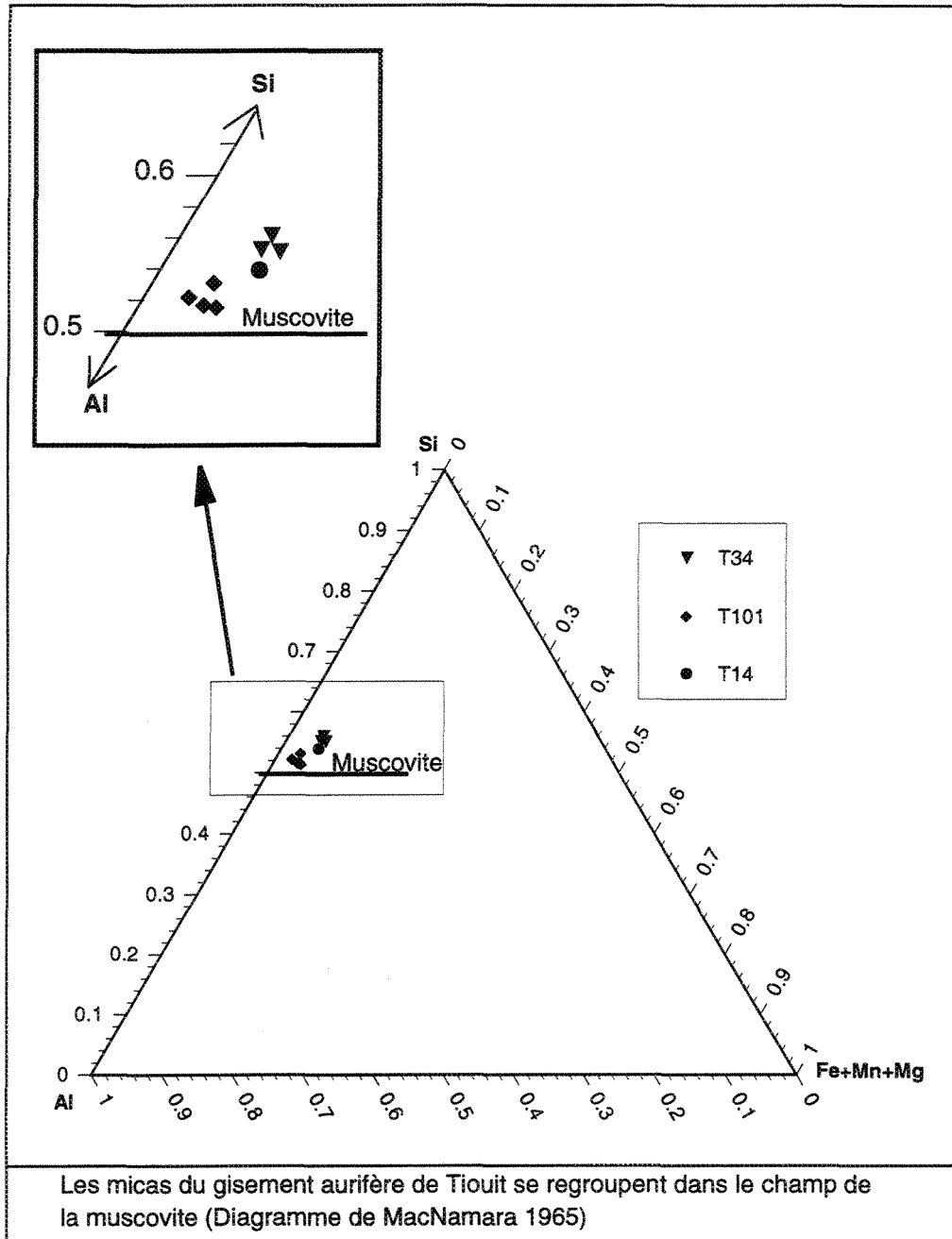


Figure 17 Classement des micas du gisement de Tiout dans le diagramme de MacNamara (1965).

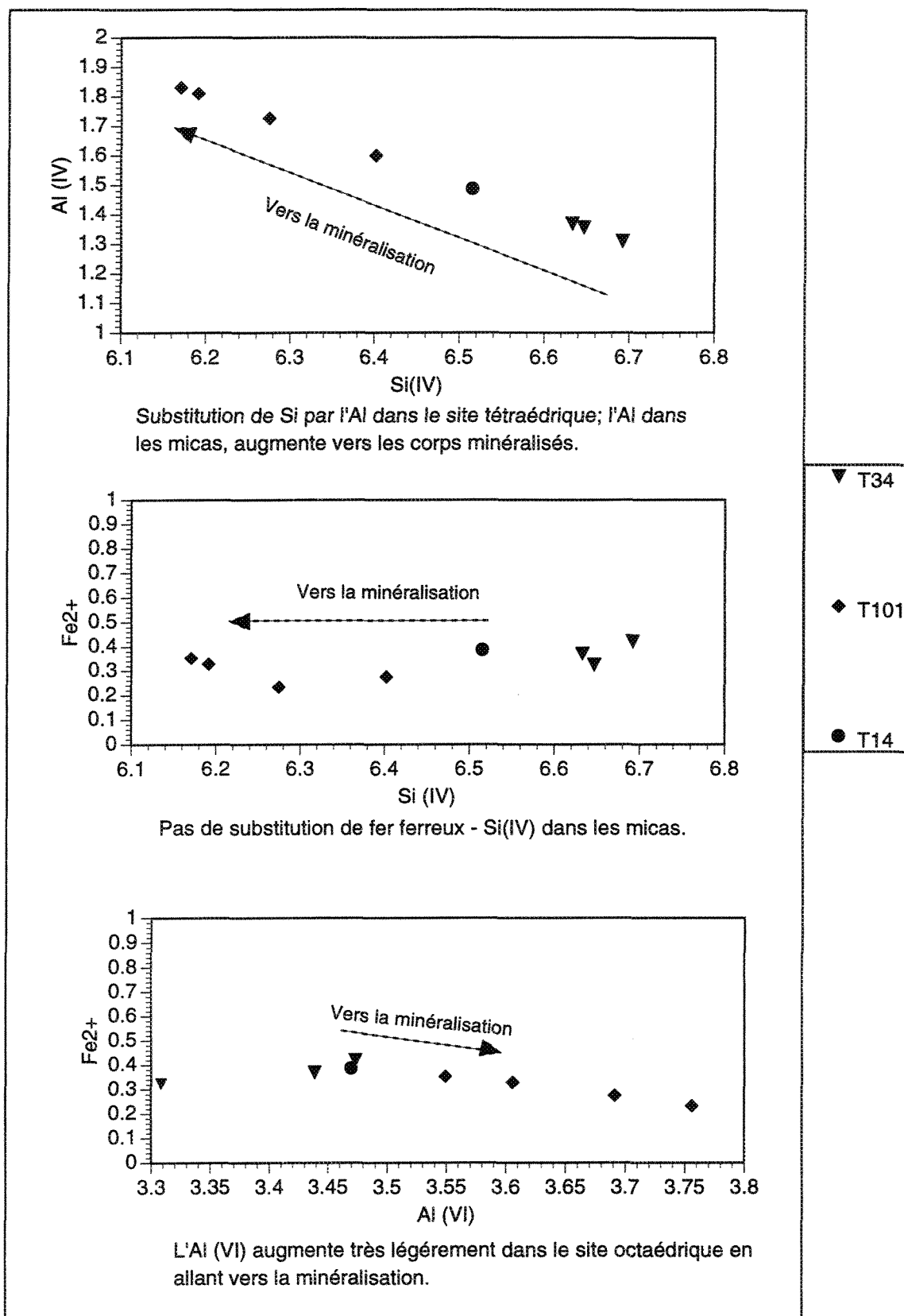


Figure 18 Variation des substitutions entre Si(IV)-Al(IV)-Fe²⁺-Al(VI) dans la muscovite.

des veines. Ce minéral devient particulièrement abondant dans les zones où on observe des grains d'or dans un assemblage de quartz-hématite-chlorite et des traces de muscovite. Nous avons détecté localement des traces d'alunite ($\text{KAl}_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})_6$) et une forte argilisation locale. Ce dernier type d'altération touche plusieurs zones du gisement. Les analyses à la diffraction des rayons-X révèlent l'existence de la kaolinite, de la montmorillonite, de l'illite et de la smectite (annexe III). Il a été signalé par Beane et Titley (1981), que l'hématitisation et la kaolinisation probablement tardives indiquent la faible température accompagnant une longue étape d'altération. La granodiorite de Tiouit a donc été affectée par des altérations dont la chronologie est complexe; elle peuvent être superposées et/ou synchrones.

À partir de cette description, nous remarquons que l'étude pétrographique de la roche encaissante altérée vient conforter l'observation mégascopique concernant la chloritisation et l'hématitisation ainsi que leur répartition spatiale (figure 13). L'observation microscopique nous a renseigné sur l'existence de la muscovitisation qui interfère avec les deux derniers phénomènes.

III-3-GÉOCHIMIE DE LA GRANODIORITE DE TIOUIT

III-3-1-Introduction

Un total de 39 échantillons ont été choisis pour l'analyse géochimique (annexe IV). Ces échantillons sont considérés représentatifs de la granodiorite qui encaisse la minéralisation aurifère de Tiouit, principalement entre Jamâ-n'Ougoulzi et la vallée de Tiouit (figure 7). Environ 19 échantillons représentatifs de la surface du camp minier ont été sélectionnés pour l'analyse chimique (figure 19). Le même groupe d'éléments a

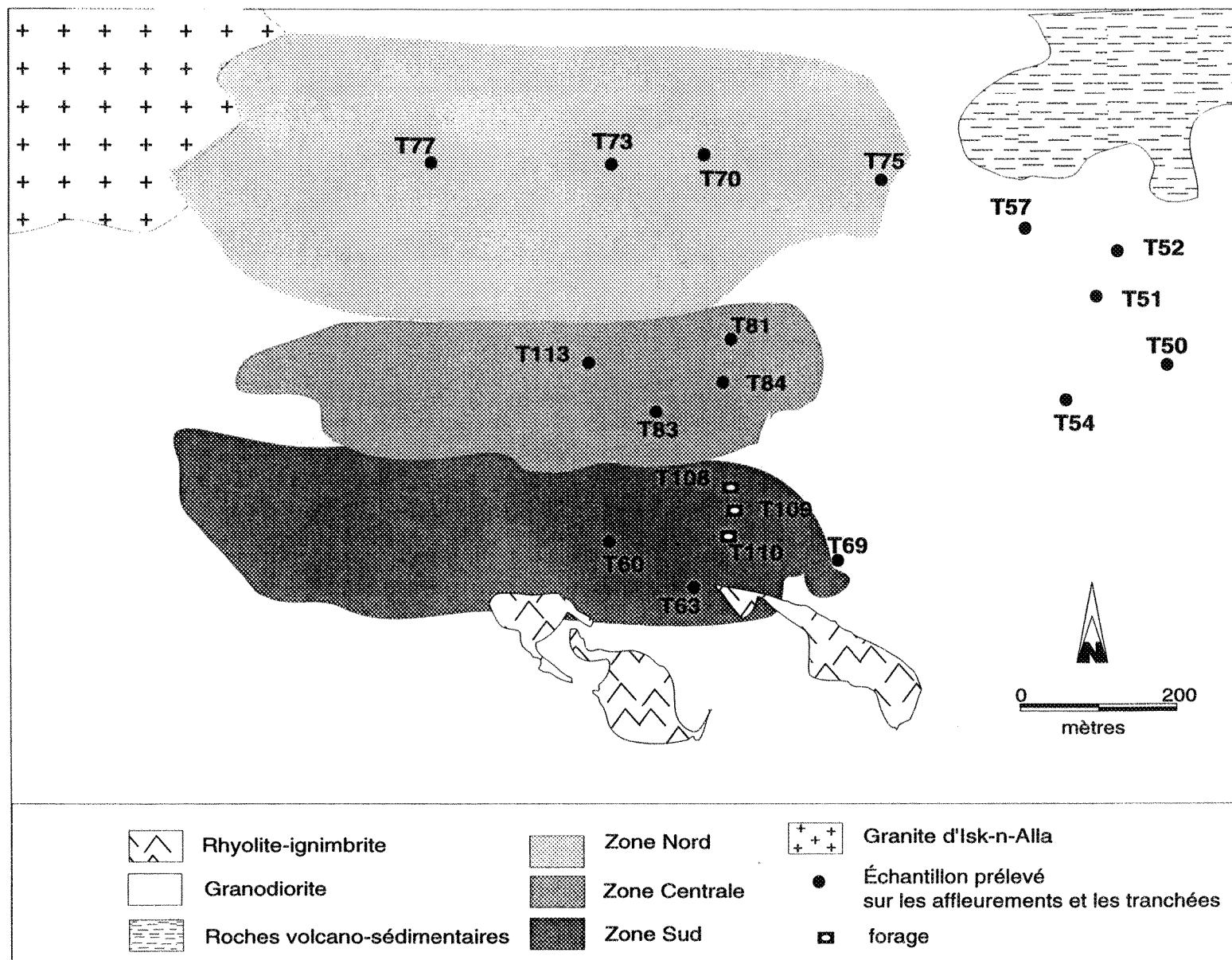


Figure 19 Carte simplifiée de localisation des échantillons analysés.

été analysé pour les échantillons les moins altérés, les échantillons altérés et ceux qui sont altérés et minéralisés. Ceci nous permet d'effectuer une comparaison rigoureuse et détaillée de la composition des roches les moins altérées avec celles qui montrent une altération plus avancée.

Pour fin de comparaison, nous allons intégrer quelques analyses des travaux antérieurs effectués sur la granodiorite de Tiouit ou sur d'autres roches voisines de celle-ci. Les échantillons utilisés n'apparaîtront pas systématiquement sur toutes les figures; ceci vient du fait que quelques échantillons n'ont pas été analysés pour l'ensemble des éléments chimiques exigés par les différents diagrammes.

Les analyses des oxydes majeurs et de certains éléments en traces (Rb, Sr, Ni, Y, Nb, Zr, Pb, Th, et U.) ont été effectuées par spectrométrie de fluorescence de rayons-X à l'Université McGill à Montréal. Les analyses des éléments de terres rares (TR) et quelques autres éléments (annexe IV), furent obtenues par activation neutronique au laboratoire de l'Université de Québec à Chicoutimi, selon la méthode décrite par Bédard et Barnes (1990). Les éléments Cu, Ni, Mn, Sb, Ag, Bi, Mo, ont été analysés par la méthode d'absorption atomique au laboratoire de l'Université du Québec à Chicoutimi (annexe IV).

Cette étude géochimique a été réalisée afin de caractériser l'encaissant du gisement aurifère de Tiouit, d'avoir des renseignements sur son environnement tectonique, ainsi que sur le type et la catégorie dont cette granodiorite fait partie. Ces analyses géochimiques, nous ont permis également d'étudier qualitativement les modifications minéralogiques et chimiques, et nous avons également utilisé ces

analyses pour une étude quantitative en vue de déterminer les pertes et les gains des espèces au cours du métasomatisme de la roche hôte (chapitre IV).

III-3-2-Diagrammes de classification

Les critères pétrographiques et géochimiques sont habituellement utilisés pour la classification et la discrimination entre différentes catégories de granitoïdes en utilisant les diagrammes binaires et ternaires. Si l'utilisation des pourcentages des oxydes majeurs n'est pas suffisante, on a recours pour la classification aux valeurs cationiques/moléculaires

La détermination du nom d'une roche peut se baser uniquement sur l'analyse modale selon Streickeisen (1976). Pour vérifier la nomenclature, il sera préférable d'utiliser la classification chimique comme celle décrite par De LaRoche *et al.* (1980); Debon et Le Fort (1983); Middlemost (1985) et Barker (1979). Dans les deux cas, si la roche a subi des réactions qui consomment ou qui produisent de la silice ou du feldspath potassique et si ces réactions introduisent un apport ou une diminution de la matière, ces effets déplacent les échantillons d'un domaine à l'autre dans les diagrammes de classification. Par conséquence, la nomenclature devient peu significative. Les flux hydrothermaux tardifs pourront produire le mêmes effet. Il va donc falloir, choisir les échantillons les moins altérés possible.

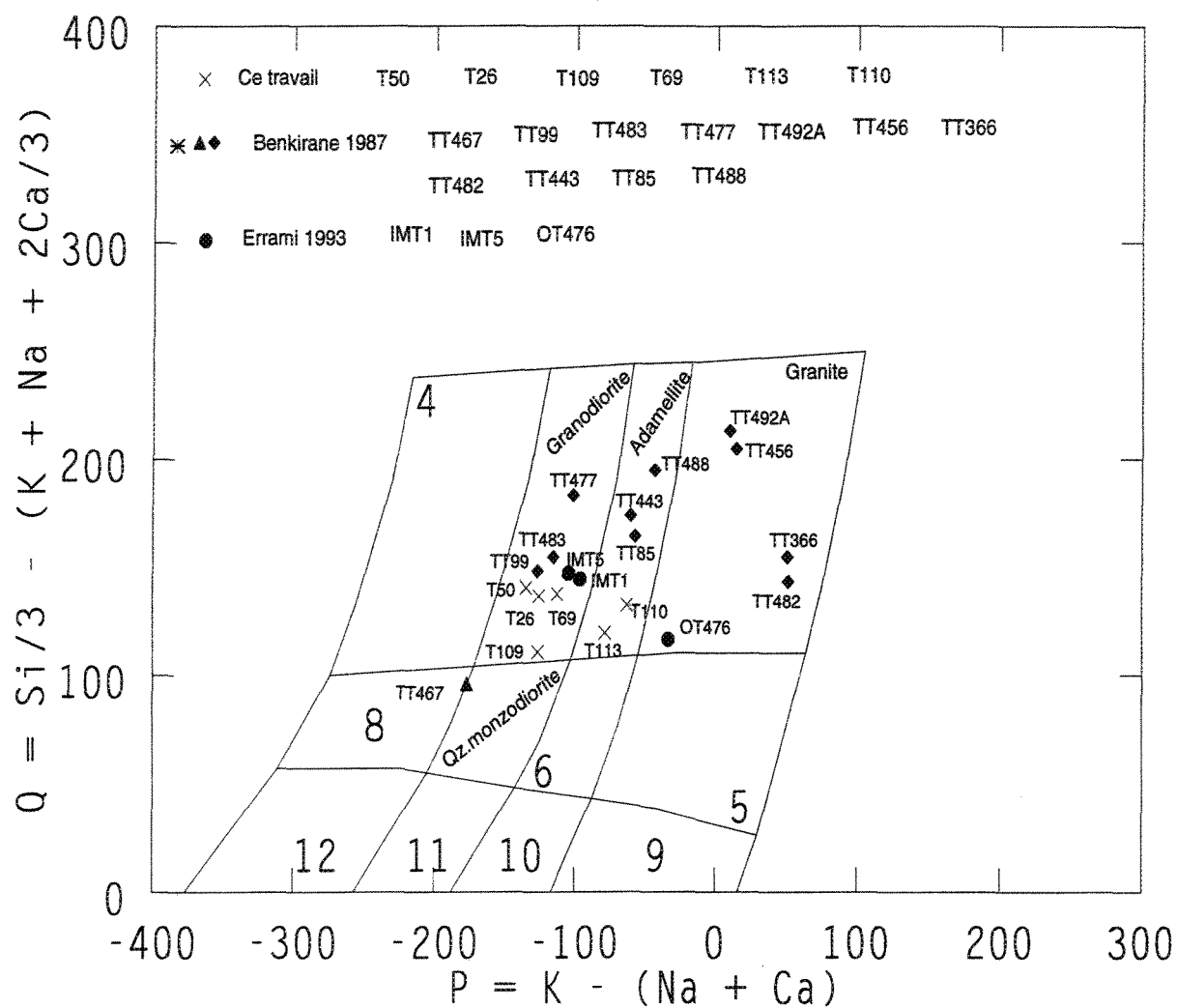
Sur le diagramme de Debon et Le Fort (1983), qui utilise les cations $\{Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)\}$ vs $P=K-(Na+Ca)$, nos échantillons, ainsi que ceux de Benkirane (1987) et Errami (1993), correspondant à la roche relativement fraîche se regroupent majoritairement dans le champ de la granodiorite (figure 20). Sur le diagramme de Barker (1979), qui utilise le triangle Anorthite-Orthoclase-Albite normatives (figure

21), nous remarquons que les échantillons les plus frais se localisent bien dans le domaine de la granodiorite et de la trondhjémite.

La granodiorite de Tiouit et les roches voisines étudiées par Benkirane (1987) sont des roches sub-alkalines selon le diagramme, alcalins/SiO₂ (Irvine et Baragar 1971). Ces auteurs ont appliqué le diagramme ternaire AFM (A=Na₂O+K₂O; F=FeO<calculé>+0.1<total>; M=MgO), pour distinguer les suites de roches tholéitiques et calco-alkalines. Nous y avons projeté les échantillons de la granodiorite de Tiouit, ainsi que d'autres échantillons correspondant à des roches acides à intermédiaires (granites, diorite quartzifère, dacites) de la boutonnière de Boumalne-n-Dades (Benkirane 1987). Le résultat de cette projection confirme que la granodiorite de Tiouit fait partie d'une suite calco-alkaline (figure 22).

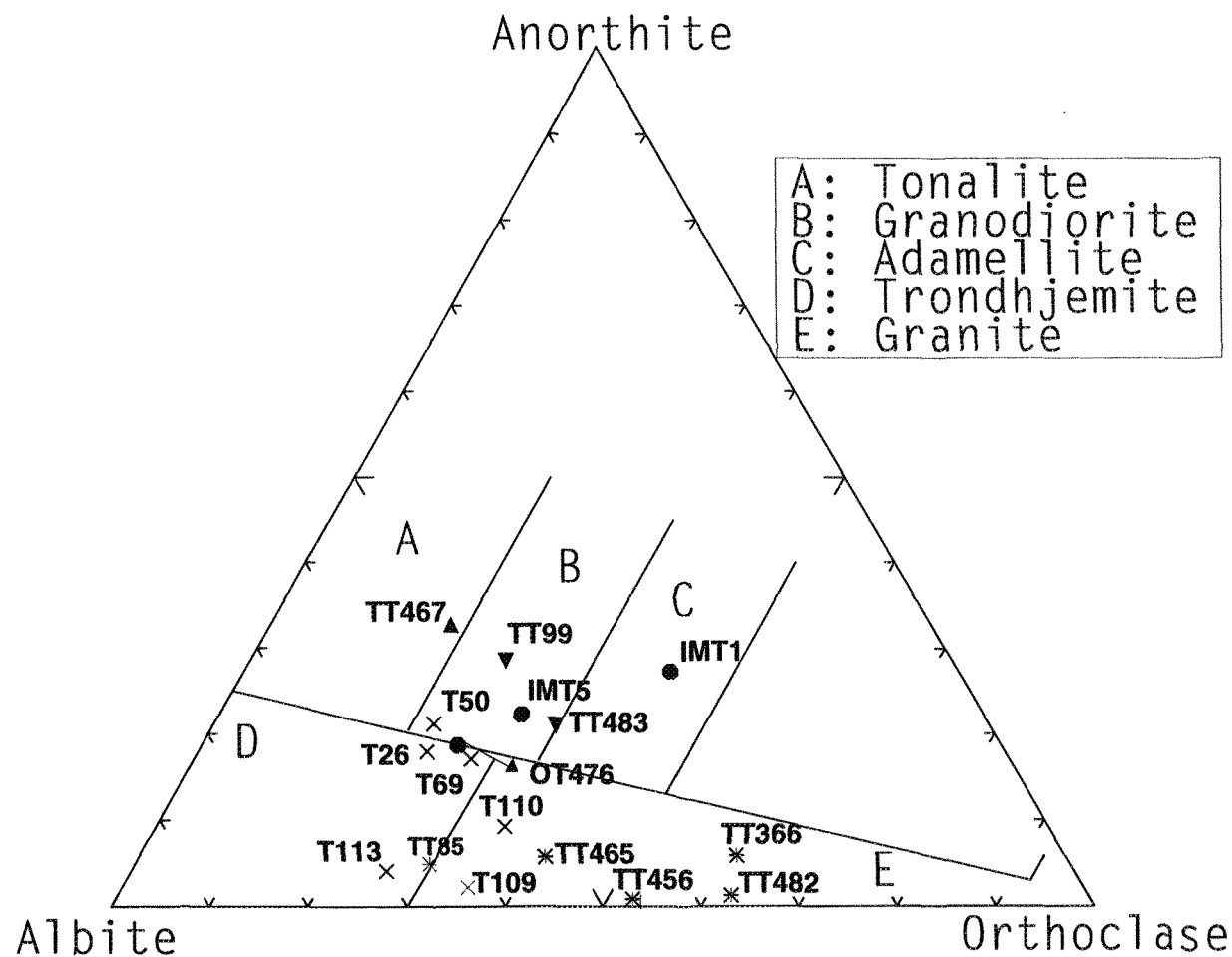
III-3-3-Diagrammes discriminants

Le diagramme de Maniar et Piccoli (1989) {Al₂O₃/(Na₂O+K₂O) (en moles) vs Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) (en moles)}, nous renseigne à la fois sur l'environnement tectonique d'un magma (figure 26) et sur sa classification en fonction de son contenu en Al₂O₃. Ainsi les échantillons les moins altérés de la granodiorite de Tiouit sont légèrement peralumineux. Un échantillon de cette roche (TT99; Benkirane 1987) se trouve dans le domaine méta-alumineux et celui-ci s'avère être deux fois plus riche en CaO que les autres {CaO de TT99 = 4.13 > 2.45 (moyenne), figure 23)}. Le passage des échantillons dans le domaine des roches peralumineuses, dans ce cas précis, ne signifie pas forcément que la granodiorite de Tiouit est de type-S. Lalonde (1989) a conclu qu'il peut y avoir contamination au moment de la mise en place d'un pluton. Le critère de peraluminosité n'est d'ailleurs pas suffisant pour définir le type d'un granitoïde. Le critère le plus important pour distinguer entre les granitoïdes de type-S et



Les échantillons les moins altérés du pluton de Tiouit se regroupent dans le champ de la granodiorite et de l'adamellite (Diagramme de Debon et Le Fort 1983)

Figure 20 Diagramme de classification de Debon et Le Fort (1983).



Les échantillons les moins altérés du pluton de Tiouit se répartissent entre la trondhjemite et la granodiorite (Diagramme de Barker 1979)
 (Pour plus de détail sur les échantillons voir texte et la figure 20)

Figure 21 Diagramme de classification de Barker (1979).

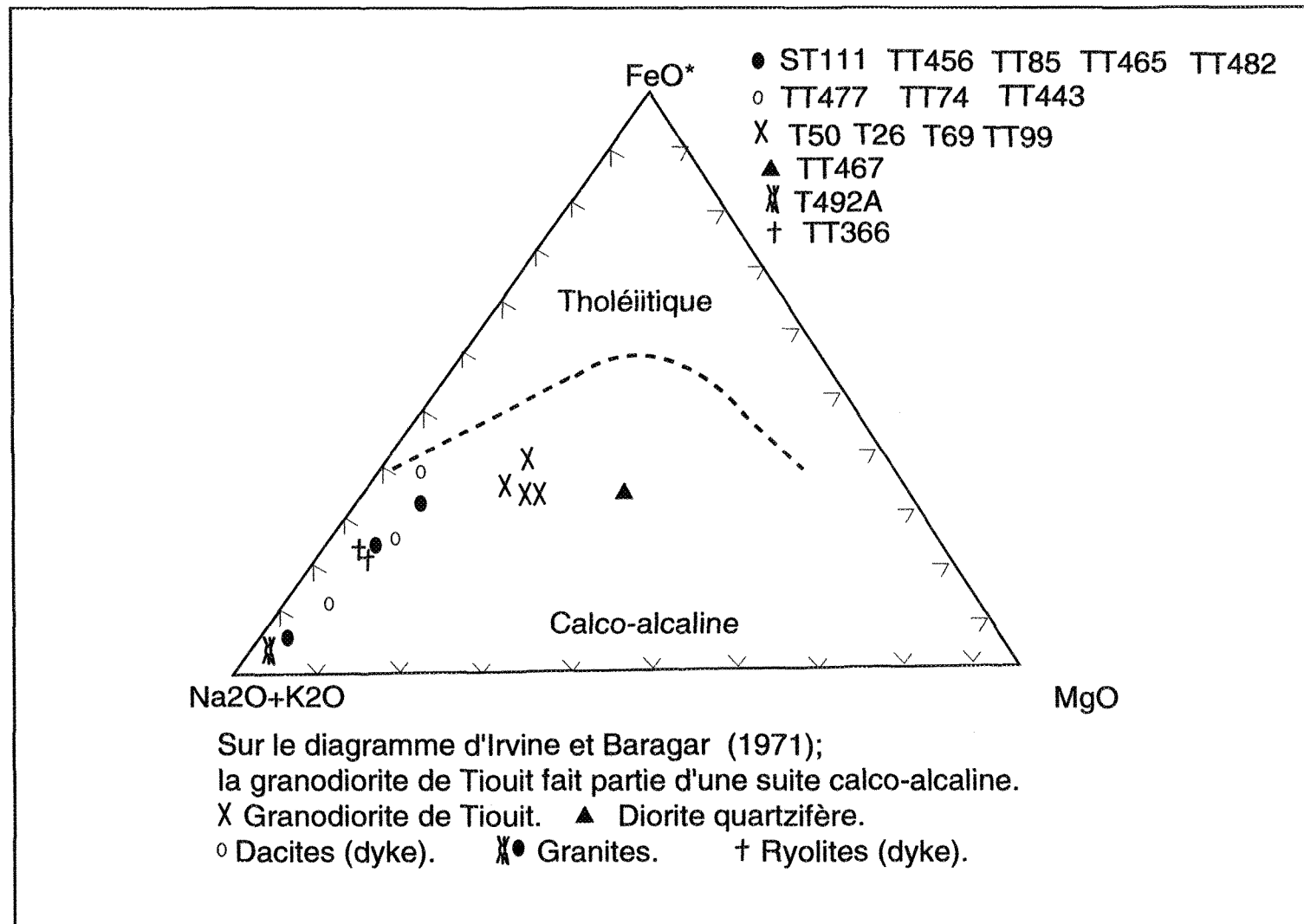
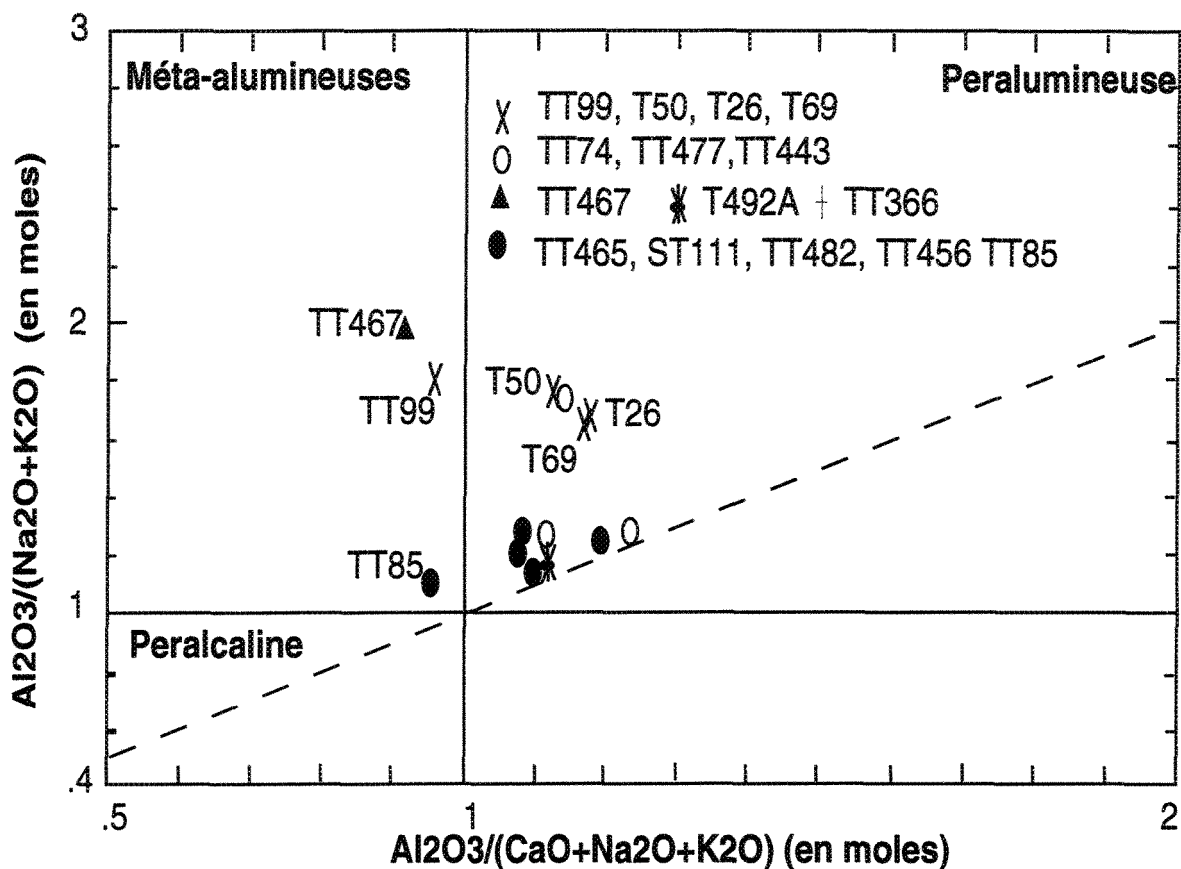


Figure 22 Diagramme de classification d'Irvine et Baragar (1971).



Sur le diagramme de Maniar et Piccoli (1989)

les échantillons de la granodiorite de Tiout figurent

dans le champ peralumineux (T50, T26, T69, ce travail)

un échantillon de cette roche se situe dans le champ méta-alumineux, (TT99, Benkirane, 1987). voir texte.

χ Granodiorite de Tiout \blacktriangle Diorite quartzifère \circ Dacite \ast \bullet Granites

$+$ Rhyolite TT85 \bullet = aplites à amphibole

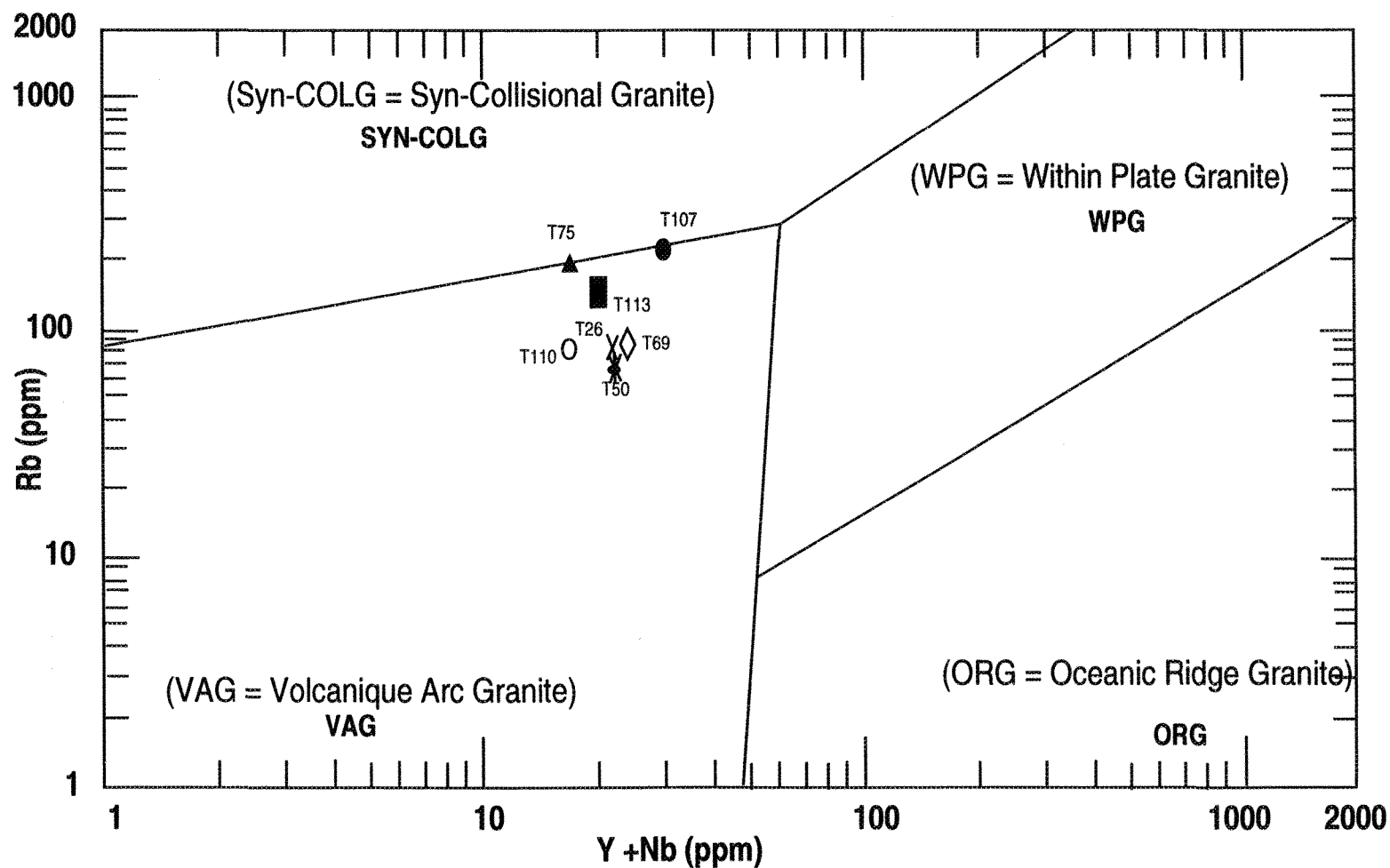
Figure 23 Diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989).

de type-I, reste la minéralogie: les granitoïdes de type-S sont des roches à deux micas (biotite et muscovite primaires) avec du corindon (supérieur à 3,5%, analyse normative) et du grenat (Silva et Neiva 1990). Dans la granodiorite de Tiouit la muscovite primaire ainsi que le grenat sont absents, la biotite primaire est très rare et le corindon ne dépasse pas 2,5 % en moyenne (annexe V).

Les éléments en trace s'avèrent être un outil très puissant qui permet la discrimination de l'environnement tectonique des granitoïdes. Pearce *et al.* (1984), ont proposé des diagrammes construits à l'aide des éléments en traces (K, Rb, Sr, Y, Zr, et Nb) pour discriminer entre un granite de dorsale océanique (ORG = Oceanic Ridge Granite), un granite d'arc volcanique (VAG = Volcanique Arc Granite), un granite intraplaque (WPG = Within Plate Granite), et un granite syn-collisionnel (Syn-COLG = Syn-Collisional Granite).

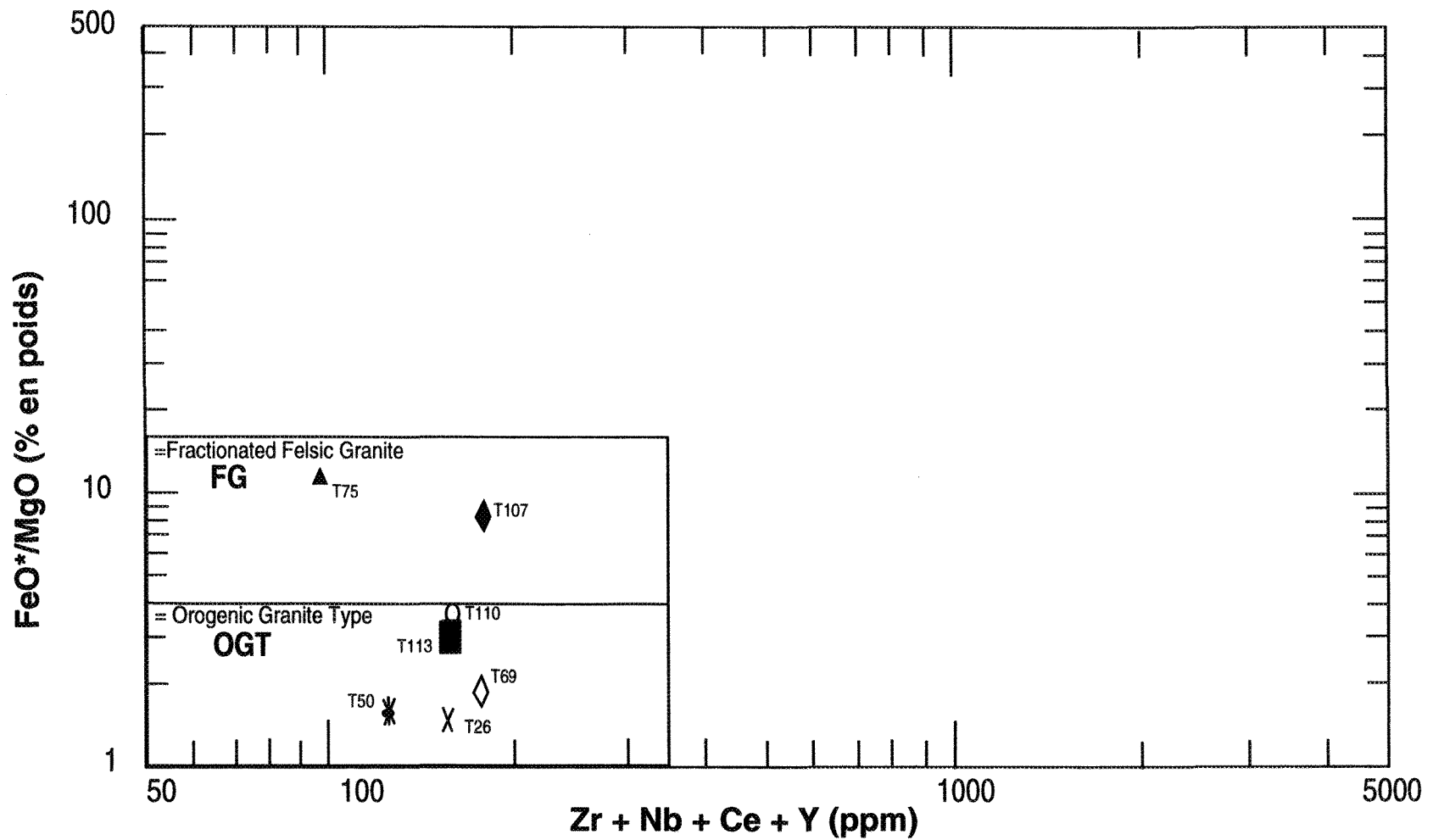
Nous avons projeté les échantillons de la granodiorite sur le diagramme Rb vs (Y+Nb), (Pearce *et al.* 1984) (figure 24). Nous constatons que tous les échantillons figurent dans le champ de VAG. La granodiorite de Tiouit fait donc partie de la famille des granites d'arc volcanique. Les granites d'arc volcanique correspondent à des granites de type-I (Chappell et White 1974), alors que les granites de type-S (Chappell et White 1974), correspondraient aux granites syn-collisionnels. Dans la figure 24, les échantillons qui sont à la limite des domaines de VAG et de Syn-COLG, dans ce cas précis, sont ceux qui ont été affectés par l'altération potassique. Par conséquent ils sont enrichis en Rb (chapitre IV).

Nous avons aussi appliqué la variation du rapport FeO^*/MgO vs (Zr+Nb+Ce+Y), Selon Whalen *et al.* (1987), la granodiorite minéralisée figure dans le champ des



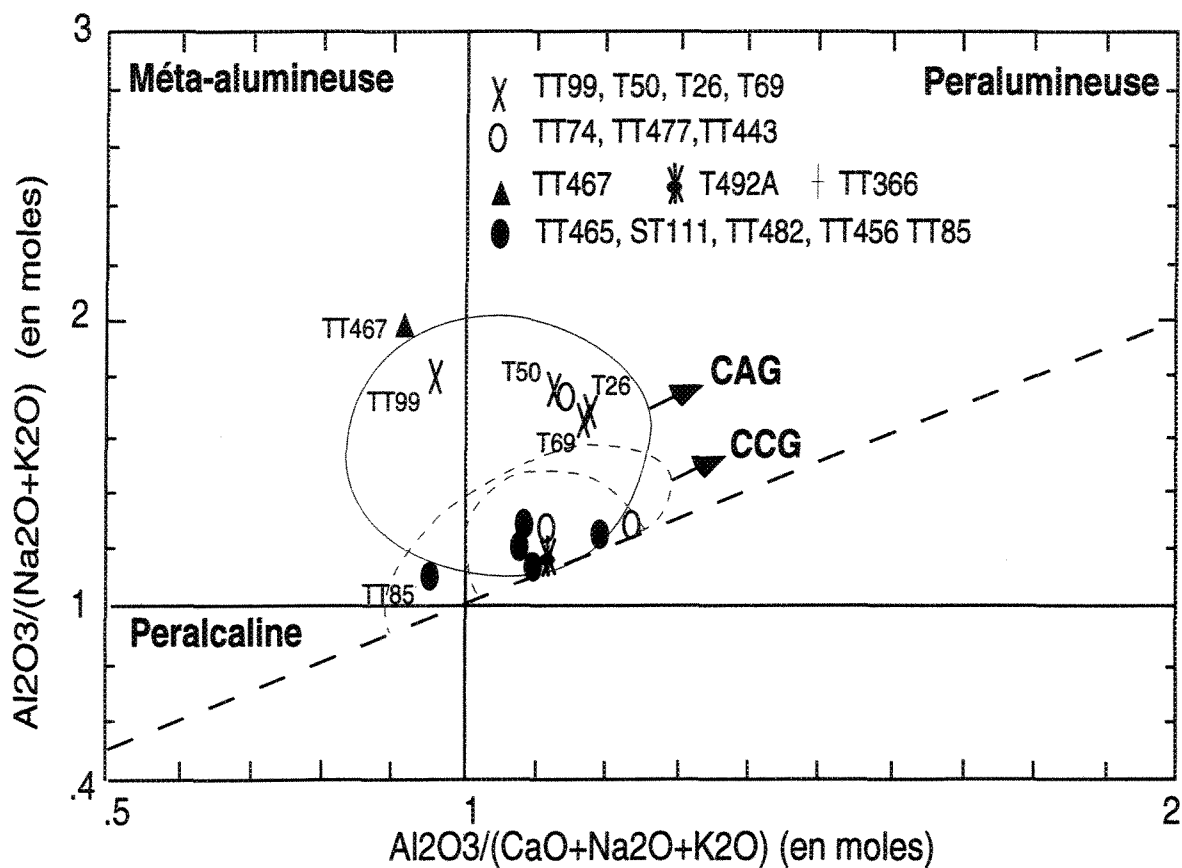
La projection des échantillons les moins altérés, dans le diagramme de Pearce *et al.* (1984), les situent dans le champ des granites d'arc volcanique.

Figure 24 Diagramme discriminant de Pearce *et al.* (1984), environnement tectonique.



Les échantillons les moins altérés de la granodiorite de Tiout, se localisent dans le domaine des granites de type orogénique (diagramme de Whalen *et al.* 1987).

Figure 25 Diagramme discriminant de Whalen et al. (1987), environnement tectonique.



Selon le diagramme de Maniar et Piccoli (1989) la majorité des échantillons de quelques roches acides et intermédiaires (Benkirane 1987 et ce travail), sont localisés dans les domaines orogéniques.

χ Granodiorite de Tiout ▲ Diorite quartzifère ○ Dacite (dyke) ✱ ● Granites
† Rhyolite (dyke) TT85 ● = Aplite à amphibole

Figure 26 Diagramme discriminant de Maniar et Piccoli (1989), environnement tectonique.

granites de type orogénique (OGT = Orogenic Granite Type), (figure 25). Les échantillons qui passent dans le domaine FG (=Fractionated Felsic Granite) ont subi une altération relativement intense. Ils se sont donc enrichis en hématite et/ou appauvris en MgO. Nous obtenons le même résultat en mettant les échantillons sélectionnés dans le diagramme de Maniar et Piccoli (1989). Tous les échantillons se trouvent dans le champ des granitoïdes orogéniques; les plus frais de ces échantillons se situent dans la zone des granites d'arc continental (CAG = Continental Arc Granite) (figure 26).

III-3-4-Diagramme multi-éléments et diagramme de terres rares

Le diagramme multi-éléments (Thompson 1983) montre des patrons avec une pente négative, une faible teneur en Ta, une anomalie négative en Nb, en Ti et une anomalie négative en phosphore, ce qui caractérisent les roches à tendance calco-alcaline (figure 27b). À titre de comparaison, nous avons projeté sur le même diagramme, nos échantillons avec un échantillon moyen de la roche fraîche et un échantillon altéré qui proviennent du gisement de Sierrita (Anthony et Titley 1994). Nous remarquons que la granodiorite de Tiouit est comparable à ce pluton récent (d'âge d'environ 50 Ma; Anthony et Titley 1994). Cassidy *et al.* (1991), ont décrit des intrusions archéennes mises en place dans la ceinture de roches vertes Norseman-Wiluna d'Australie, comme des plutons calco-alcalins. Ces plutons, manifestent un chimisme caractérisé par des anomalies négatives de Ta, Nb et Ti et un enrichissement relatif en LILE (=Large Ion Lithophile Element). Ces caractéristiques sont des indications que le magma source est associé à une zone de subduction; ce qui est probablement le cas du magma-source qui a donné naissance à la granodiorite de Tiouit. Cette dernière comparaison est faite tout en gardant à l'esprit que le contexte tectonique des roches archéennes reste encore mal défini.

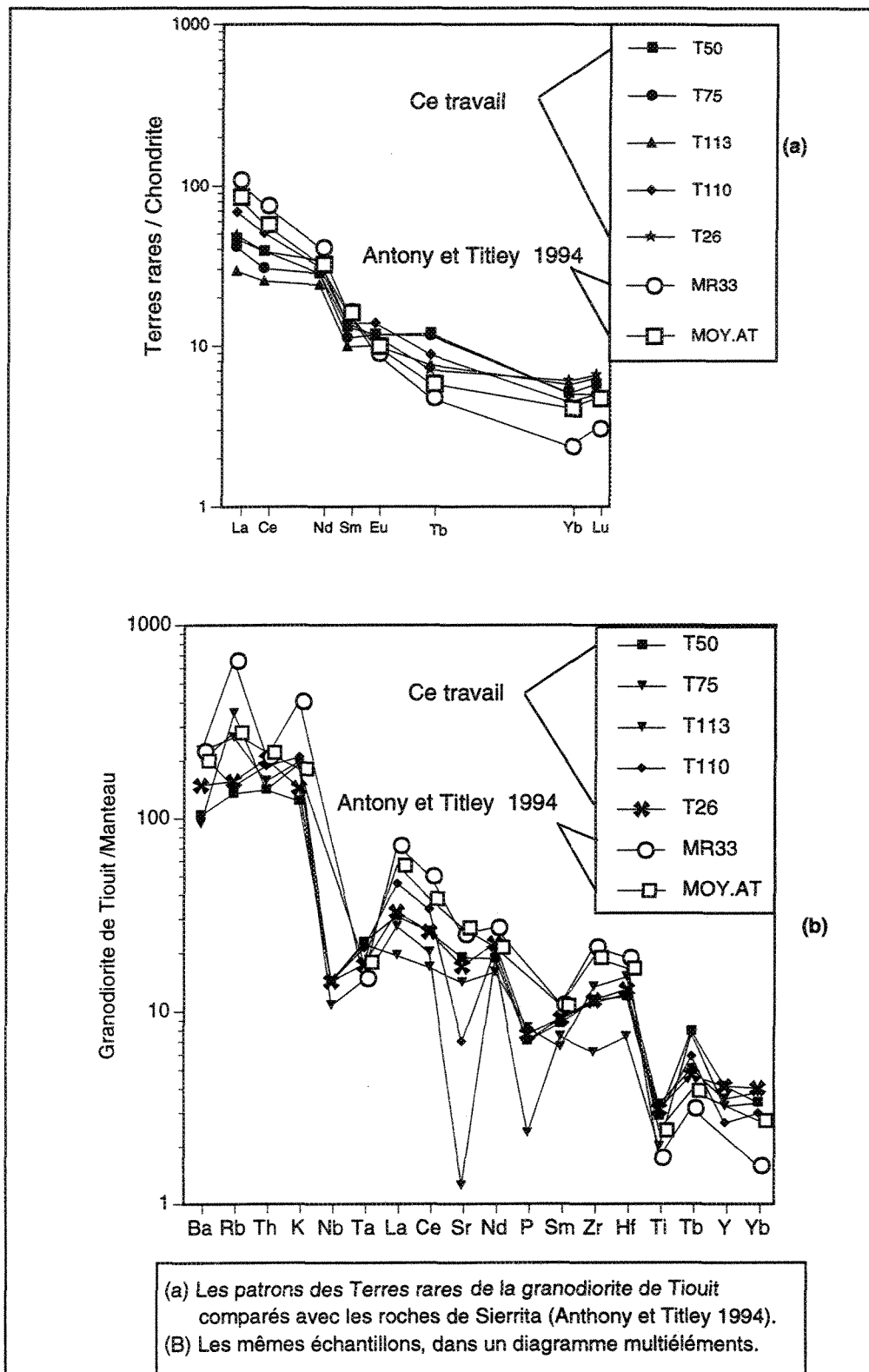


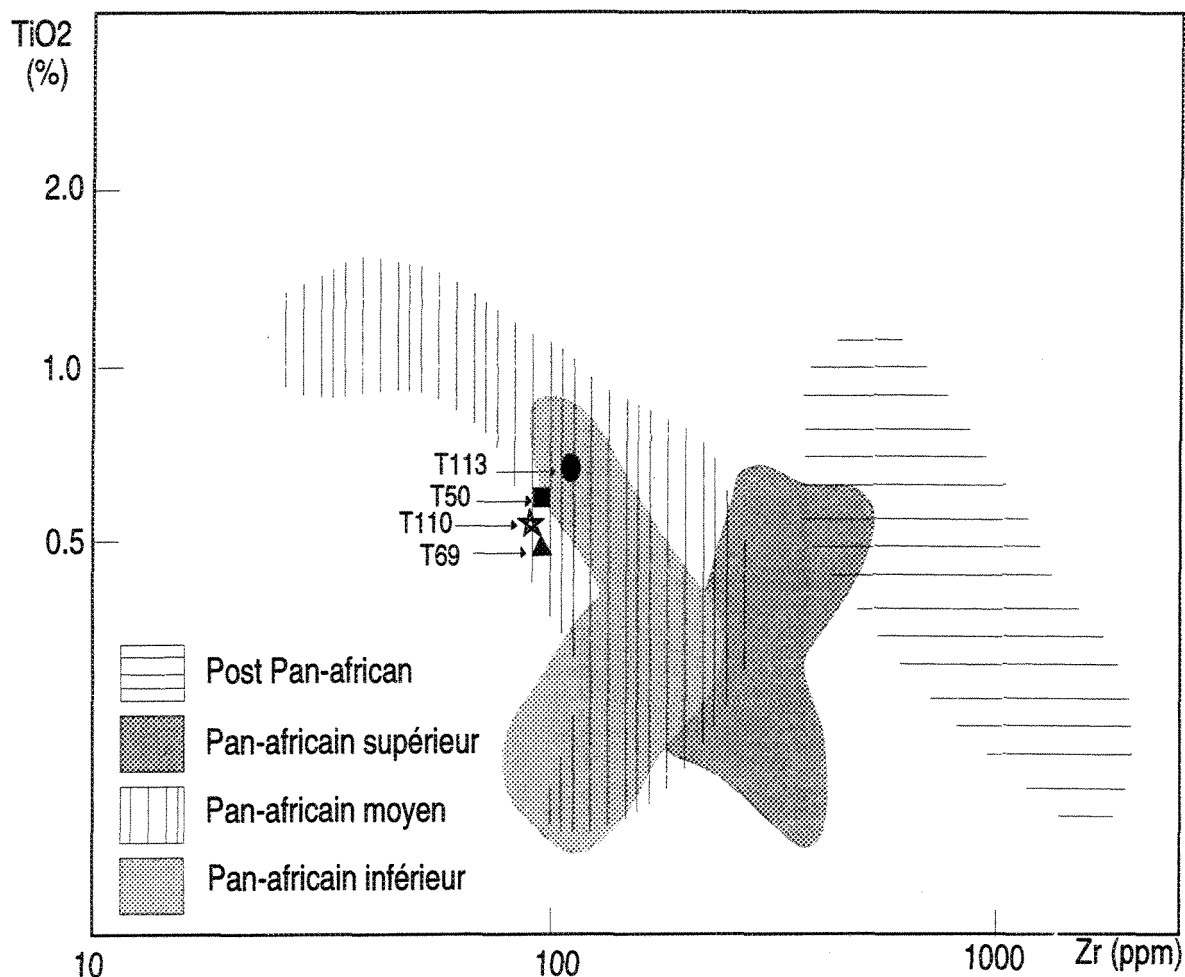
Figure 27 (a) Diagramme de terres rares, (b) Diagramme multiéléments.

Aussi en traçant les patrons des éléments de terres rares (Haskin *et al.* 1968), nous pouvons noter la pente négative (figure 27a) concrétisée par un enrichissement des éléments de terres-rares légers (TRLÉ) par rapport aux éléments lourds (TRLO). Toutes ces données confirment l'affinité calco-alcaline de la granodiorite de Tiouit. Par conséquent cette intrusion pourrait faire partie d'un magmatisme associé à une zone de subduction.

Nous avons projeté des échantillons du pluton de Tiouit sur le diagramme TiO_2 (%) vs Zr (ppm) (Kröner, 1981). Ce diagramme (figure 28) montre l'enrichissement en Zr avec le temps dans les terrains pan-africains. La granodiorite de Tiouit se situe dans les champs des intrusions mise en place pendant l'orgénèse pan-africaine inférieure à moyenne.

La grande majorité des plutons de l'Anti-Atlas oriental, de la boutonnière de Bou-Azzer, jusqu'à la boutonnière d'Ougnat (figure 4) ont un chimisme calco-alcalin; d'après nos résultats, la granodiorite de Tiouit fait partie de cette série. Durant la période de l'activité volcano-plutonique liée à la zone de subduction dans les terrains avaloniens, des plutons calco-alcalins de type-I (Nance *et al.* 1991) ont été mis en place. Nous voulons noter par cette comparaison que l'orgénèse pan-africaine et l'orgénèse avalonienne sont probablement synchrones. Les plutons calco-alcalins des deux orgénèses sont comparables.

L'ensemble des résultats exposés ci-dessus vient conforter les conclusions tirées par Saquaque (1992) sur la nature des roches plutoniques du PII inférieur (figure 6) et semble être cohérent avec le modèle géodynamique proposé par cet auteur (figure 6).



Variation de la teneur en Zr et TiO_2 avec le temps dans les roches ignées mises en place durant l'orogénèse pan-africaine. On note l'enrichissement de Zr et la faible variation de TiO_2 . (d'après Kröner 1981).

Les échantillons de la granodiorite de Tiout, sont localisés dans le champ pan-africain inférieur à moyen.

Figure 28 Diagramme de TiO_2 vs Zr, modifié d'après Kröner (1981).

CHAPITRE IV

CARACTÉRISATION DU GISEMENT D'OR DE TIOUIT

IV-1-PRÉSENTATION DU GISEMENT-PÉTROGRAPHIE

IV-1-1-Introduction

Nous allons traiter dans ce chapitre de l'étude des corps minéralisés en fonction des altérations et de leur paragenèse. Nous allons ensuite consacrer une bonne partie de notre étude à la géochimie de l'altération ainsi qu'à l'évaluation des échanges de matière au cours de cette altération; ceci pour pouvoir mieux comprendre les conditions de la mise en place de la minéralisation et mieux cerner la typologie des altérations. À la fin de ce chapitre, nous allons aborder l'étude des inclusions fluides liées à la minéralisation et à l'altération.

Le gisement d'or de Tiouit se localise dans la partie ouest de la granodiorite à environ 900 m du contact de cette dernière avec le granite d'Isk-n'Alla (figure 2, 5 et 8). Les trois zones en exploitation sont alignées du nord vers le sud le long de la vallée de Tiouit (figure 1). La granodiorite qui encaisse ce gisement affleure sous forme de montagnes plus ou moins arrondies. Les corps minéralisés affleurent d'une manière irrégulière particulièrement dans la zone nord. La minéralisation est entièrement encaissée dans la granodiorite. La longueur du camp minier est d'environ 1 km et sa largeur est de 400 m.

Le tonnages de ce gisement est d'environ 0,3 Mt à 0,7 Mt de minerai, avec une teneur moyenne en métaux précieux qui se situe entre 10 g/t d'Au et de 60 g/t d'Ag. La méthode utilisée pour exploiter la minéralisation aurifère de Tiouit est la méthode des "chambres et des piliers". Les zones exploitées de ce gisement comprennent des galeries de différents niveaux qui desservent les chambres d'exploitation. Nous avons échantillonné à l'intérieur des chambres particulièrement sur les piliers. Nous avons sélectionné 20 échantillons représentant les corps minéralisés et leurs épontes (figure 29 et 30). Seuls les échantillons analysés sont affichés sur ces dernières figures.

La minéralisation aurifère est associée à une altération hydrothermale très complexe et très étendue dont la pétrographie a été étudiée au chapitre III. L'étude de la géochimie de l'altération sera traitée dans ce chapitre. Nous pouvons à priori signaler l'existence d'une métasomatose potassique qui est caractérisée soit par la néoformation du feldspath potassique, soit par l'apparition des micas potassique. Ce type d'altération est probablement précoce. D'une manière globale l'altération hydrothermale liée à la minéralisation peut se traduire par trois faciès, dans chacune des trois zones. De l'extérieur du gisement vers le coeur: i) le faciès à chlorite dominante; ii) le faciès potassique avec de la chlorite et de l'hématite; et iii) le faciès phylliteux avec de la chlorite, de l'hématite dominante, de la muscovite et du quartz. Ces types d'altérations interfèrent entre eux ce qui rend difficile la délimitation précise des trois faciès.

Les corps minéralisés sont localisés dans des joints de refroidissement dessinant une forme en pelures d'oignon. Ils affichent aussi une structure antiforme dans toutes les zones de la mine de Tiouit (El Maghraoui et Popov 1982; Argollo *et al.* 1982; Combe et Morelli 1983). Ils sont subhorizontaux à pendage allant de 15° à l'ouest, jusqu'à 25° vers le SE et leur orientation est souvent entre 10° à 20° N. Les corps minéralisés apparaissent sous

forme de filonnets et de veines parallèles à subparallèles, l'ensemble de ces derniers formant les zones minéralisées (zone en couleur noir figure 29 et 30). Les coupes longitudinales des figures 29 et 30 montrent successivement un aspect de la zone nord et de la zone sud.

IV-1-2-Les types de la minéralisation

La minéralisation se présente sous plusieurs formes dans chacune des zones du gisement:

i) La forme lenticulaire montre une composition allant de 40 à 95% de sulfures (pyrite et arsénopyrite fracturées avec chalcoppyrite dans les fractures). La lentille de sulfures peut atteindre 50 cm à 2 m d'épaisseur, dans son centre, et quelques centimètres à ses deux extrémités. Leur longueur varie de 3 m à 10 m. La minéralisation lenticulaire est observée principalement dans le mur des trois zones de Tiouit. Ce type de minéralisation, avec les autres types qui seront énumérés dans les paragraphes suivants, apparaissent macroscopiquement comme des filons parallèles au sein de la granodiorite encaissante (figures 29 et 30). Cette dernière est fortement altérée au contact des filons. Les lentilles sont probablement formées en liaison avec l'altération potassique qui semble être précoce. Cette dernière est remplacée en grande partie par une chloritisation dans la zone nord à laquelle s'associe bientôt une muscovitisation. Cette dernière devient vite prépondérante à côté de l'hématite vers la zone sud du gisement. Les lentilles superposées

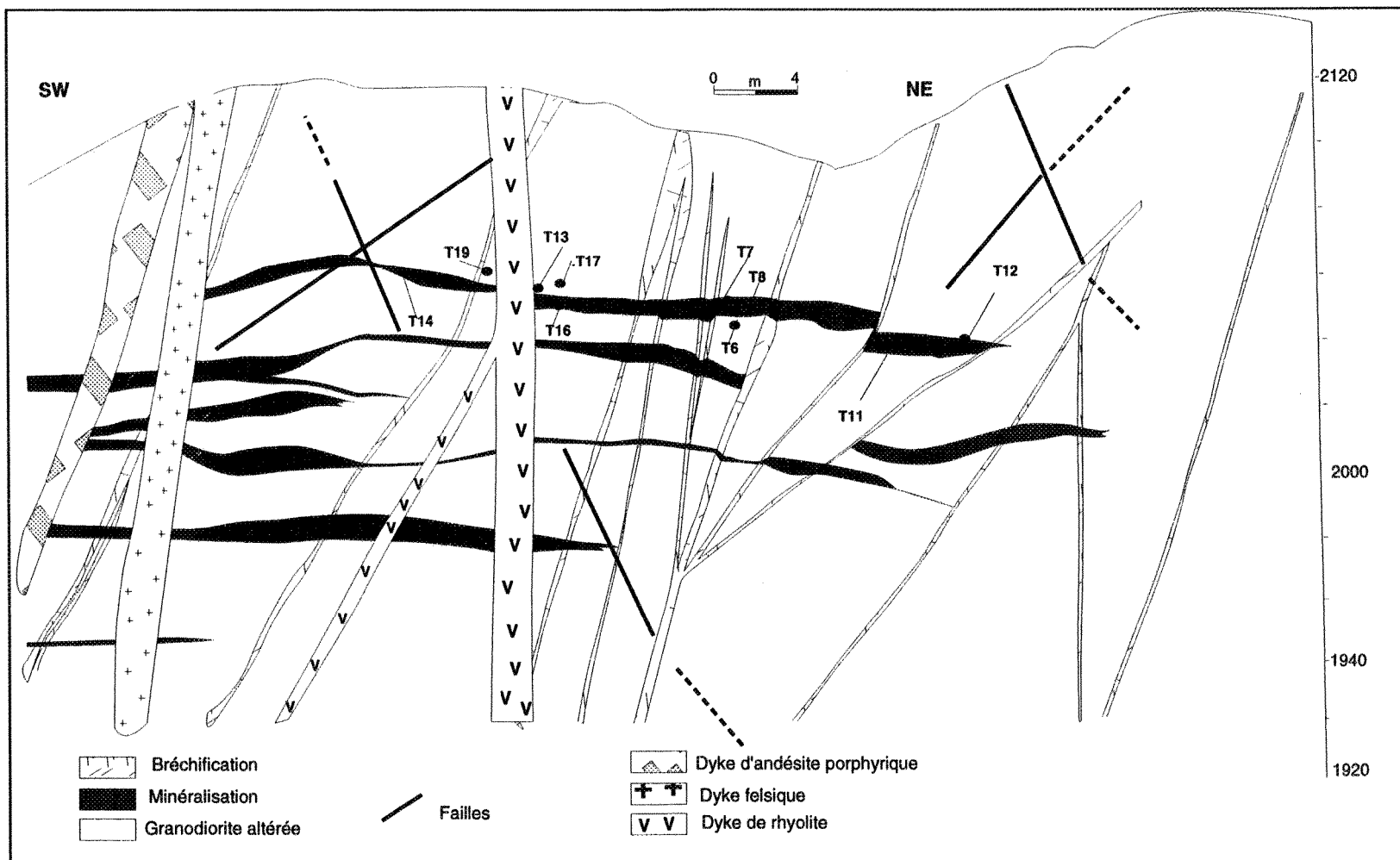
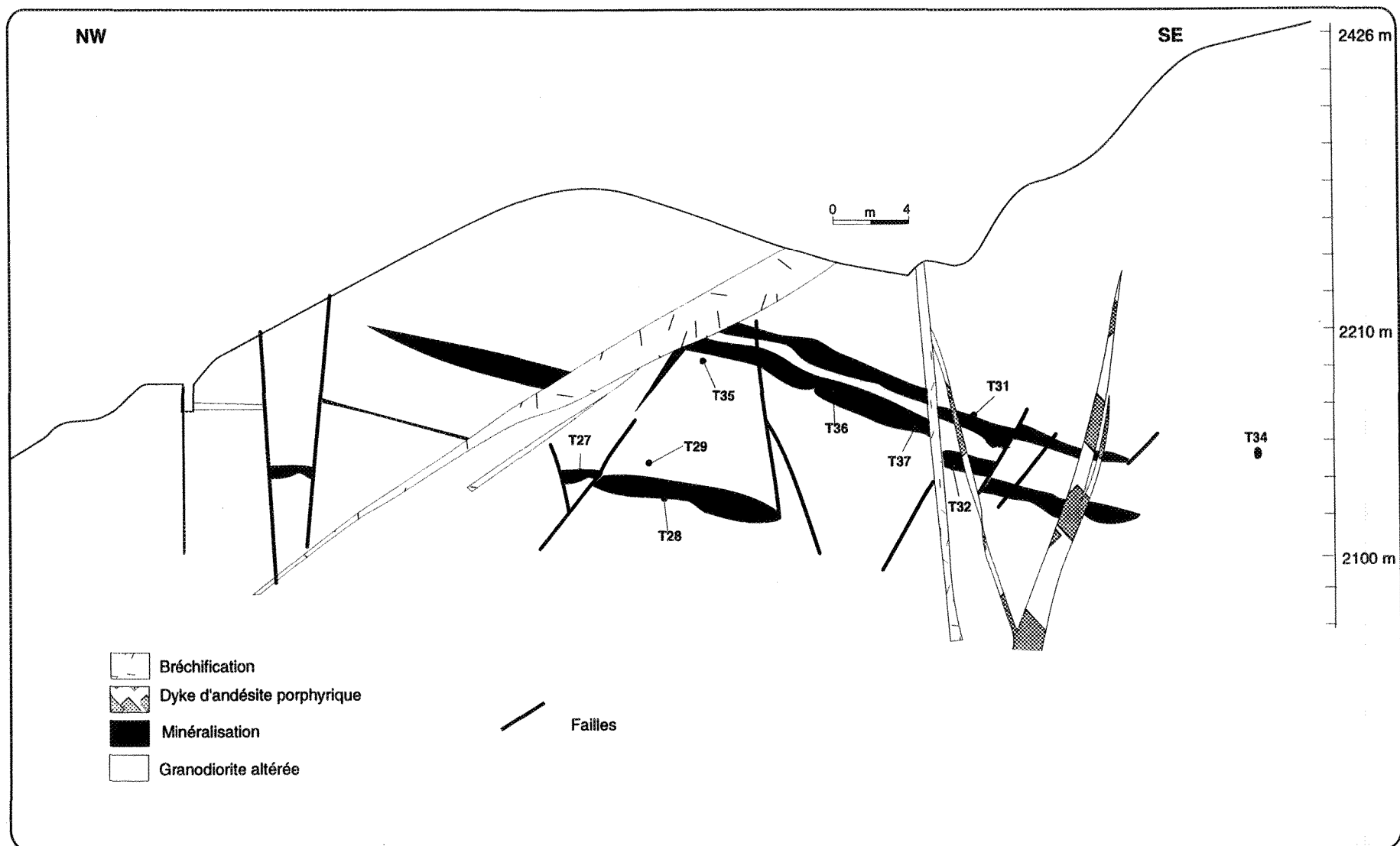


Figure 29 Coupe dans la zone nord de Tiouit.



ont une minéralisation identique. Les failles tardives ont sectionné les lentilles minéralisées; le décalage des parties d'une lentille est plus au moins grand selon la nature des failles ou/et le nombre de fois que ces failles ont été réactivées. Les lentilles des sulfures sont formées dans une matrice silicifiée où la quantité de quartz varie de 10 à 85%. Des débris de la roche encaissante, très altérée (chloritisation, hématitisation, silicification et/ou séricitisation), y ont été observés. La lentille est délimitée par une zone d'une dizaine de centimètres de largeur constituée par des produits argileux, de la chlorite et parfois du quartz (figure 31).

La granodiorite qui entoure ces lentilles est silicifiée et contient des sulfures en grains microscopiques disséminés. Dans la zone sud, le quartz contenu dans une lentille, et les fragments de la granodiorite sont d'une teinte rouge, probablement colorés par l'hématite;

ii) Une minéralisation liée aux zones de stockwerks. Ce type de minéralisation est précoce (par rapport à la minéralisation clairement tardive, type v, planches 13b et 14) comme le type lenticulaire, la différence avec ce dernier résidant dans les faciès immédiats qui les entourent. Cette minéralisation affichée sur la figure 32, montre les sulfures, principalement la pyrite, la chalcoppyrite, en moindre mesure l'arsénopyrite, la magnétite et l'hématite. Les sulfures (pyrite-arsénopyrite-chalcoppyrite) dessinent parfois, dans un faciès silicifié hématitisé, des rubans plus ou moins lenticulaires de 10 à 30 cm de puissance. Ceci est entouré d'abord par une couche de chlorite, de magnétite-hématite, puis un faciès spécifique de silice, d'hématite, de magnétite et peu de chlorite. Ce type de minéralisation est observé dans le mur (figure 32b). Un autre type de minéralisation est observé à un niveau supérieur; il est identique au précédent mais on remarque l'absence du faciès silicifié hématitisé avec de la magnétite (figure 32a). La granodiorite encaissante est hématitisée,

séricitisée et peu chloritisée du côté des stockwerks, et fortement chloritisée, hématitisée et séricitisée vers le toit. Les stockwerks sont sous forme de veinules de quartz rougeâtres très hématitisées uniquement dans le mur de la minéralisation (figure 32). Ils sont très peu minéralisés et leur étendue est très limitée. Ces stockwerks ont été observés dans la zone nord et dans la zone centrale; ils sont moins distinguables dans la zone sud. Ces deux types de minéralisation apparaissent mégascopiquement comme une minéralisation filonienne à cause de la quantité importante de quartz qui englobe les sulfures et aussi à cause de leur géométrie presque subhorizontale. Ils remplissent les diaclases de refroidissement qui ont été décrites par El Maghraoui et Popov (1982), Argollo *et al.* (1982) et Combe et Morelli (1983).

iii) Des veines de sulfures sont souvent englobées dans une zone formée par plusieurs veines de quartz séparées par de la granodiorite hématitisée, chloritisée, et fortement séricitisée. Entre les veines principales, on trouve fréquemment un système de veinules de même attitude. Ces veinules se présentent souvent suivant un arrangement en échelon, elles peuvent par endroit avoir une extrémité commune et elles dessinent la forme d'une "queue de cheval". Le système de veines est parfois plus serré et on observe des veines plus épaisses avec une altération d'épontes plus développée, à tel point que ces zones se rejoignent souvent, faisant ainsi quasiment disparaître la roche préexistante. Sous le microscope, ceci se traduit par la prédominance de la muscovite, de la chlorite de l'hématite, du quartz et des sulfures aurifères. Ce type de minéralisation peut être lié à l'altération phylliteuse et relié avec une déformation cassante qui semble affecter toute la granodiorite.

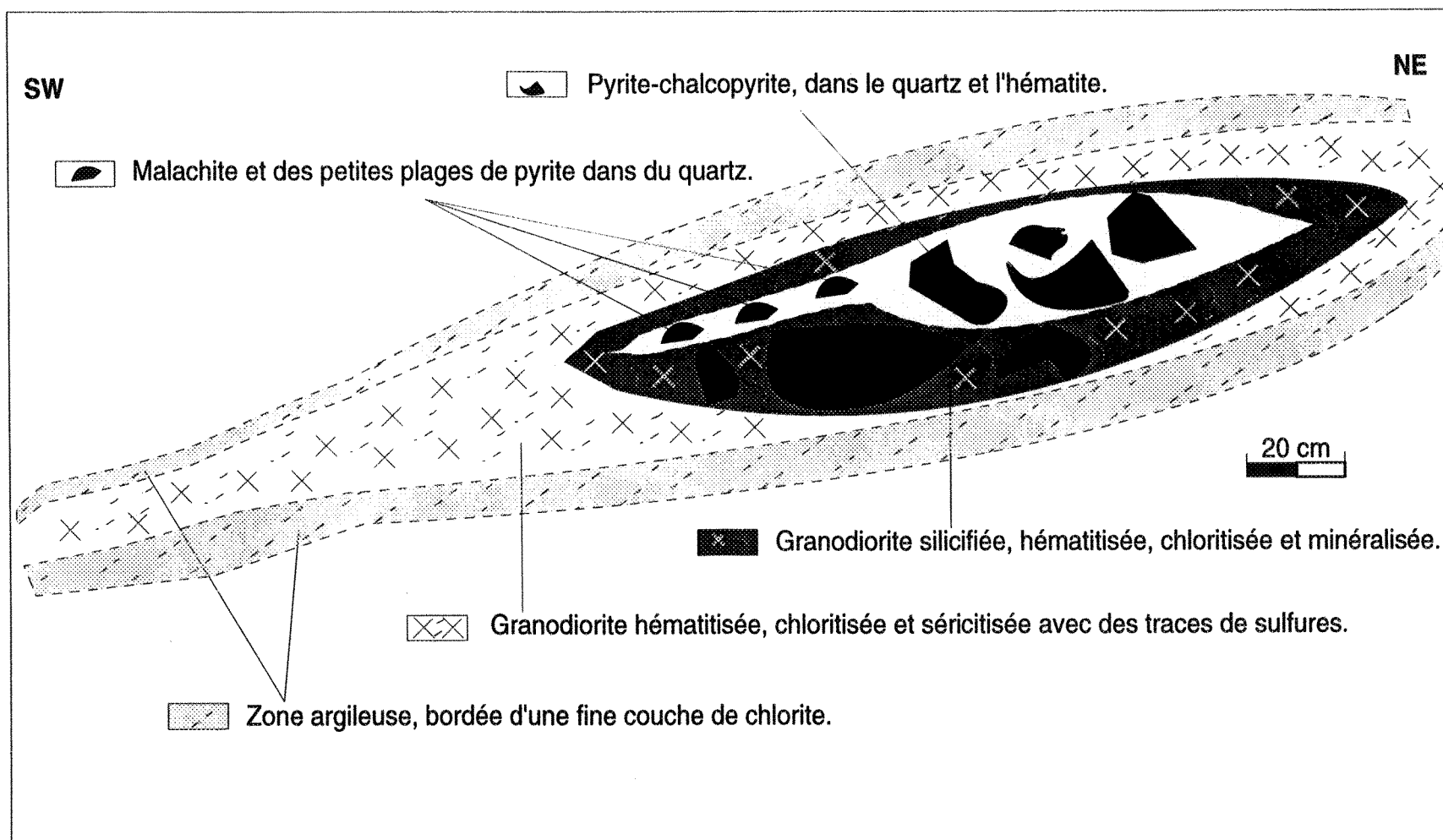


Figure 31 Lentille minéralisée observée dans la zone centrale de la mine d'or de Tiout.

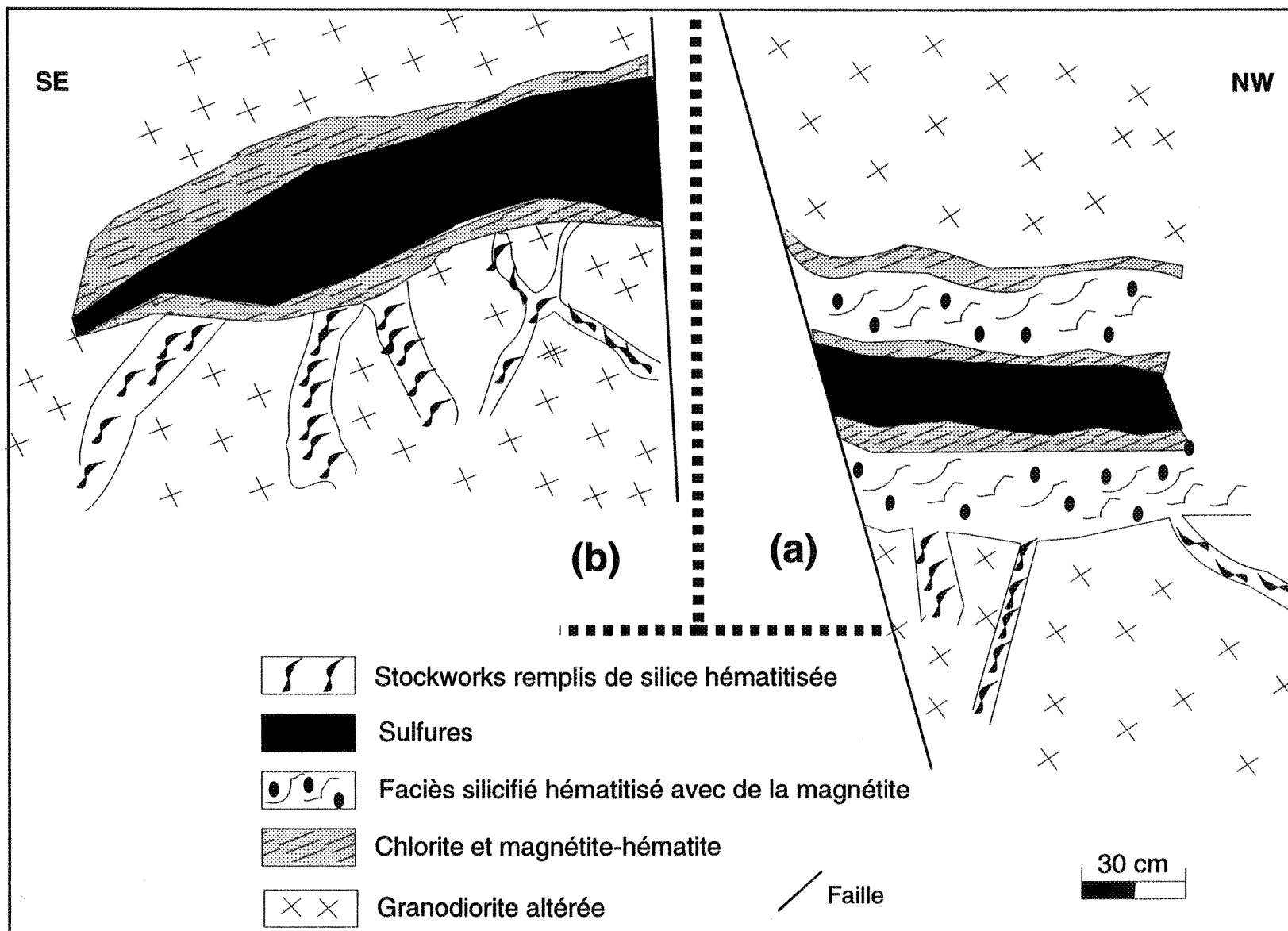


Figure 32 (a) Type de minéralisation dans un niveau inférieur de la zone nord.
 (b) Minéralisation observée dans un niveau supérieur dans la même zone.

iv) La minéralisation aurifère se présente aussi sous forme disséminée dans la granodiorite encaissante principalement dans les épontes des corps sulfurés décrits ci-dessus. Sur les épontes et entre deux veines éloignées, la granodiorite encaissante montre une destruction du feldspath potassique. Ceci s'accompagne aussi de rutile que nous avons observé en relative abondance dans la zone sud et en moindre mesure dans la zone nord.

v) Une minéralisation filonienne (principalement de la chalcoppyrite et plus au moins de sphalérite) avec le quartz blanc massif accompagné de veinules de pyrite tardive.

Ces filons, bien visibles par endroits, coupent la minéralisation de type i), ii) et iii) (planche 13b et 14a). Les minéralisations de type i) et ii) apparaissent, dans la majorité des cas, sensiblement parallèles l'une à l'autre; il semble bien que l'on puisse, en première approximation, les considérer comme contemporaines. Le type iii) recoupe ou s'anastomose avec les deux précédents et est chronologiquement plus tardif. En revanche, les relations géométriques et temporelles entre le type iv) et tous les autres ne sont pas claires.

D'une manière générale, le contact de la minéralisation et de la roche hôte du toit est net en plusieurs endroits (particulièrement dans la zone nord et la zone centrale). Par contre, le contact est moins net (zone sud) au mur entre la minéralisation et la granodiorite encaissante (figure 33). La colonne représentée par cette dernière figure schématise la minéralisation observée le long des piliers dans les chambres d'exploitation. Elle est synthétisée pour montrer le plus fidèlement possible les faciès immédiats, entourant la minéralisation, que nous avons observés dans le gisement aurifère de Tiout.

Les corps minéralisés sont coupés par des dykes tardifs (figure 29 et 30). Il est courant de voir une veine de quartz de deux côtés d'un dyke. On n'observe cependant pas

de xénolithes de dykes dans les veines ou, inversement de xénolithes des veines dans les dykes. La faible altération qui affecte plusieurs de ces dykes suggère que ceux-ci étaient présents lors de la circulation des fluides hydrothermaux tardifs qui ont accompagné les dernières générations de quartz. Cette constante association n'est probablement pas un hasard. Nous croyons en effet que la mise en place des veines de quartz tardives est reliée à la présence de ces dykes felsiques. La différence dans les propriétés mécaniques entre la roche encaissante "très fracturée" et les dykes felsiques très compétents favorise la création d'ouvertures.

La faible profondeur du niveau intrusif (chapitre III) se traduit par des phénomènes témoignant de l'ouverture du système sous les pressions hydrostatiques des fluides, en plus de la déformation cassante qui a affecté toute cette région durant le PII supérieur (chapitre II, figure 6 et 8). Ces phénomènes vont d'une fracturation intense jusqu'à la formation des petites cheminées et de microbrèches (figures 29 et 30). L'étude de quelques échantillons de ces microbrèches ont permis de voir, que l'ouverture du système a continué, après la mise en place de la minéralisation. En effet, certaines microbrèches dans la granodiorite de Tiouit renferment des fragments de quartz, des minéraux de la roche altérée hydrothermalement et les minéraux secondaires (comme les carbonates, la séricite, le quartz, échantillon T108).

La roche encaissante, en bordure des veines de quartz et sulfures, est minéralisée en sulfures disséminés et en or sur 1 à 2 m de part et d'autre des veines (figure 33).

Puisque le gisement de Tiouit affiche un aspect de minéralisation disséminée, entre autres (type iv), sa taille et sa forme sont décidées par une limite arbitraire sur le plan géologique.

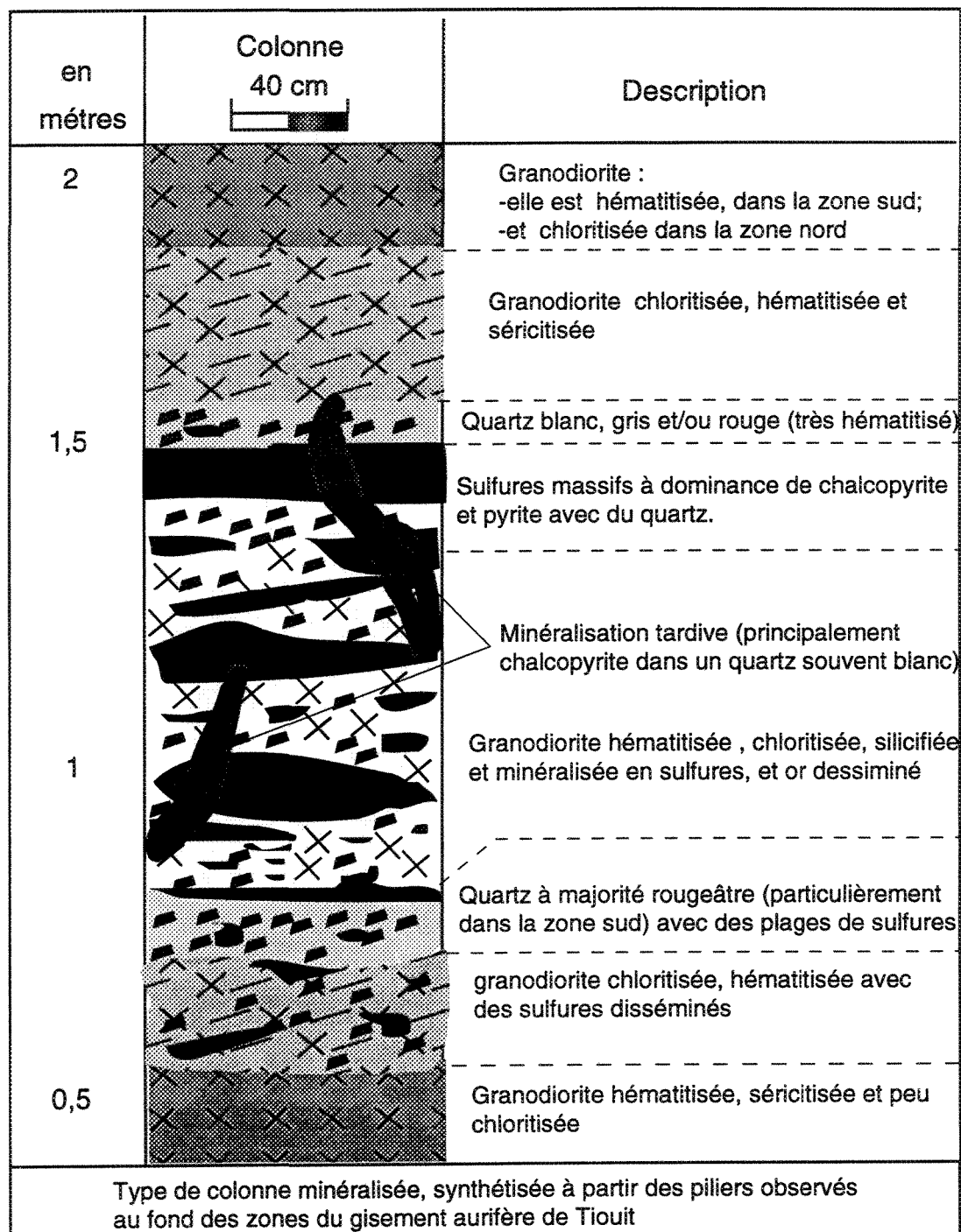


Figure 33 Schéma représentatif des colonnes observées dans les trois zones de Tiouit.

Il semble logique d'admettre qu'il existe une relation génétique étroite entre la minéralisation et l'altération. Ceci voudrait dire que probablement, chaque paragenèse a pu correspondre à un type particulier d'altération.

Ainsi, l'altération potassique semble être synchrone à la minéralisation primaire (type i), ii), et pour une partie iii) et iv) figure 31, 32 et 33). La chloritisation suivie par l'hématitisation seraient contemporaines à la déformation et à la minéralisation secondaire. La muscovitisation augmente au détriment de la chlorisation au cours de ce stade, particulièrement dans la zone sud du gisement de Tiout.

IV-1-3- La gangue et les phases métalliques

Cette étude des minéraux sulfurés et des oxydes métalliques est difficilement dissociable des produits d'altération non sulfurés (principalement silicatés). Ceci est dû aux interactions entre les fluides minéralisateurs et la paragenèse originelle de l'encaissant ainsi qu'avec d'autres roches de l'environnement du gisement.

Dans cette partie nous allons examiner la minéralogie ainsi que les textures des corps minéralisés. Cette étude, en grande partie minéragraphique, a été réalisée afin de préciser la nature des phases métalliques, leur concentration, leur texture de même que leur association et interrelation avec les minéraux de la gangue et avec l'altération.

Les principaux sulfures sont la pyrite, la chalcopryrite, en moindre mesure l'arsénopyrite et sporadiquement la pyrrhotite. L'or s'affiche principalement sous forme natif en alliage avec l'Ag (planche 11, 12 et 17), très souvent en grains microscopiques associés aux sulfures ou/et dans la gangue. On observe régulièrement des minéraux de gangue, notamment le quartz et/ou la chlorite et/ou (rarement) le feldspath potassique hématitisé, collés aux

bordures des veines. Les grains du quartz recristallisé ne montrent pas une direction préférentielle dans la veine, ce qui suggère une cristallisation dans des espaces ouverts, sans contrainte (T32). La partie centrale de la veine et des lentilles est constituée de quartz, de chlorite, d'hématite et de sulfures avec une présence irrégulière du feldspath potassique; le quartz devient dominant vers les extrémités d'une lentille. Le quartz en particulier a tendance à cristalliser d'une manière géodique à partir des bordures de quelques veines (T24, T28, T8, T105), car au centre de ces dernières, le quartz polygonisé ne suit pas une direction privilégiée. Cette texture suggère que les minéraux se sont formés par remplissage de cavités ouvertes "<open-space-filling>". Ce type de minéralisation au sein duquel on observe encore des traces de feldspath potassique garde encore la mémoire de la minéralisation initiale synchrone à l'altération potassique.

Les types de minéralisation **i**, **ii** et probablement une partie de type **iv**, se sont déposés avec la néoformation de feldspaths potassiques, l'ensemble de ces constituants ayant été par la suite assez déformé. Le quartz a été recristallisé et polygonisé (planche 10a). Les sulfures cassants (pyrite et arsénopyrite) ont été cataclasés, principalement dans la zone nord du gisement, tandis que les sulfures plus mous (chalcoppyrite et pyrrhotite?) ont été déformés ductilement, possiblement recristallisés et assurément redistribués dans les fractures des autres minéraux, essentiellement dans la pyrite et l'arsénopyrite intensément fracturées (planche 10b, 13a et 15b). Nous avons observé des inclusions de chalcoppyrite et de pyrrhotite dans la pyrite cataclasée, et l'arsénopyrite bréchifiée.

Les sulfures (pyrite et arsénopyrite) sont moins déformés, dans les zones centrale et sud, par rapport à ceux de la zone nord. Nous remarquons, dans certains endroits de la zone sud, des plages où coexistent pyrite, chalcoppyrite, sphalérite, tennantite et galène; quelques plages de rutil sont observées dans cette zone et en moindre mesure dans la zone

Planche 9

a) Photomicrographie montrant des petits grains de pyrite (py) dispersés. Quelques-uns de ces grains se transforment en covellite (cov).

b) Photomicrographie de la matrice des sulfures précédents. Cette matrice est constituée principalement de chlorite et d'hématite.

a)

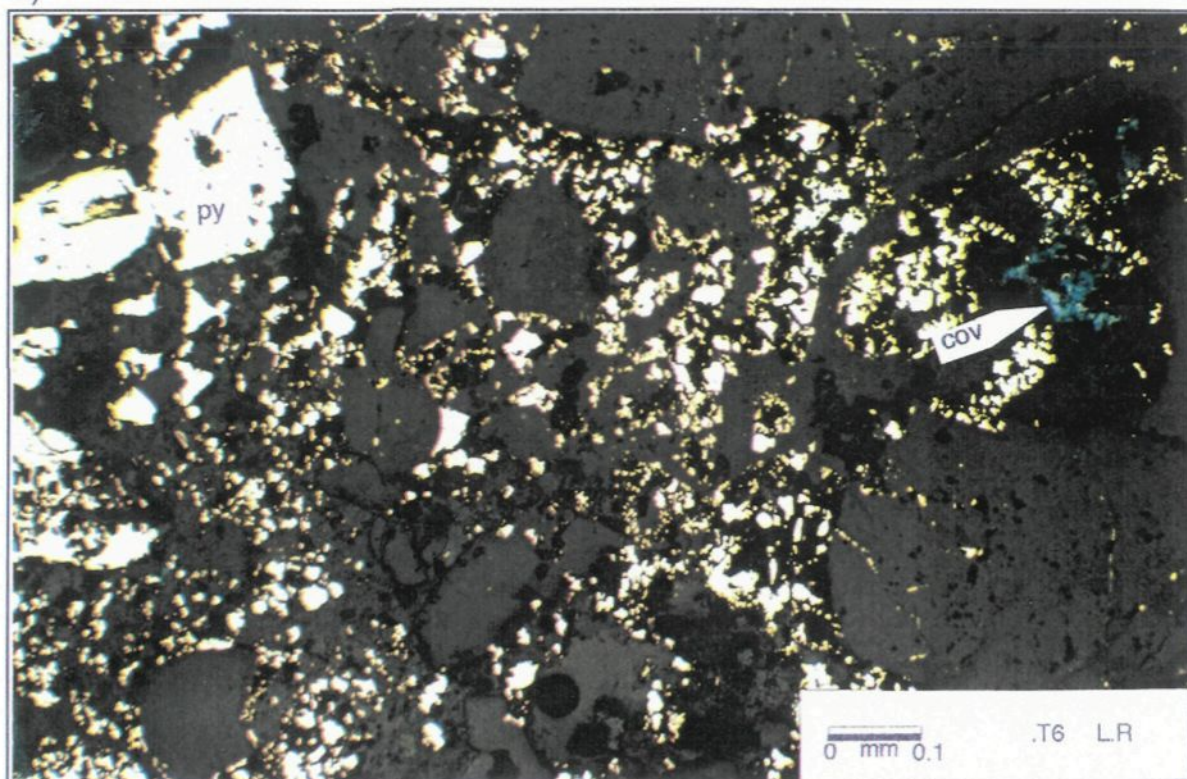


Planche 9

b)

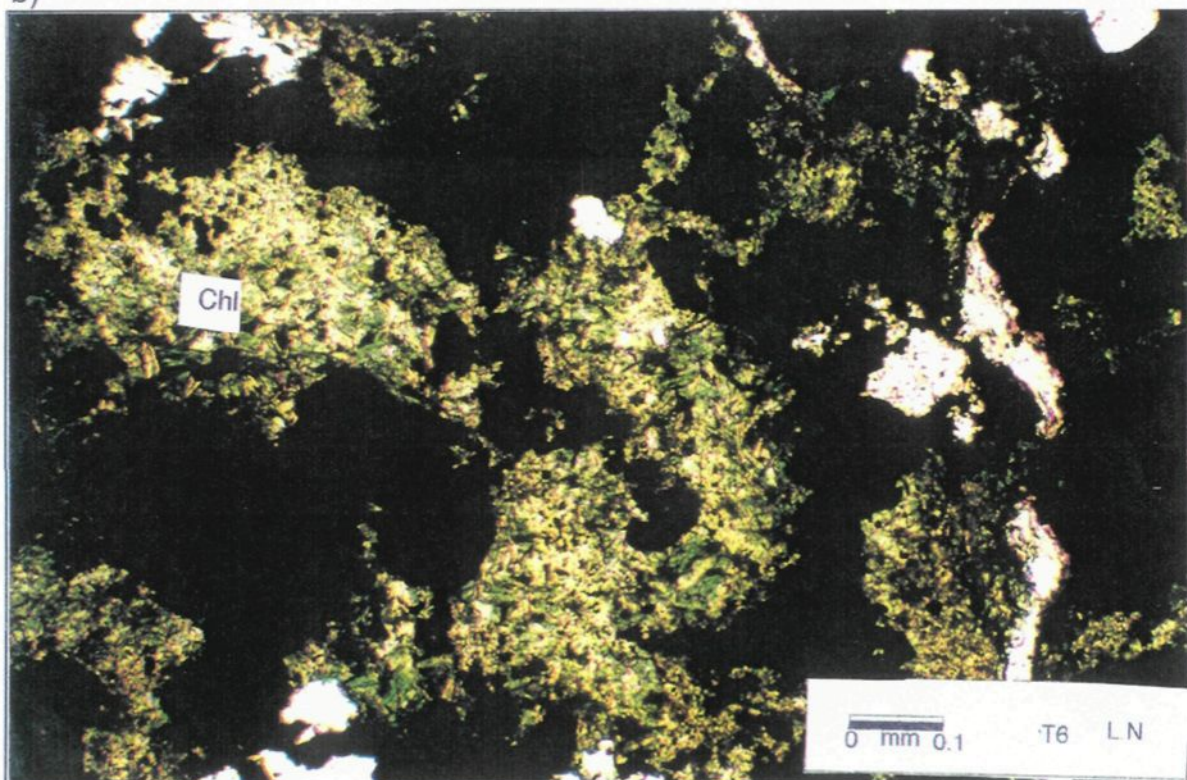


Planche 10

a) Photomicrographie montrant les points triples du quartz recristallisé. La zone nord de Tiouit.

b) Photomicrographie montrant la pyrite cataclasée et la remobilisation de la chalcoppyrite dans les fractures de la pyrite.

a)

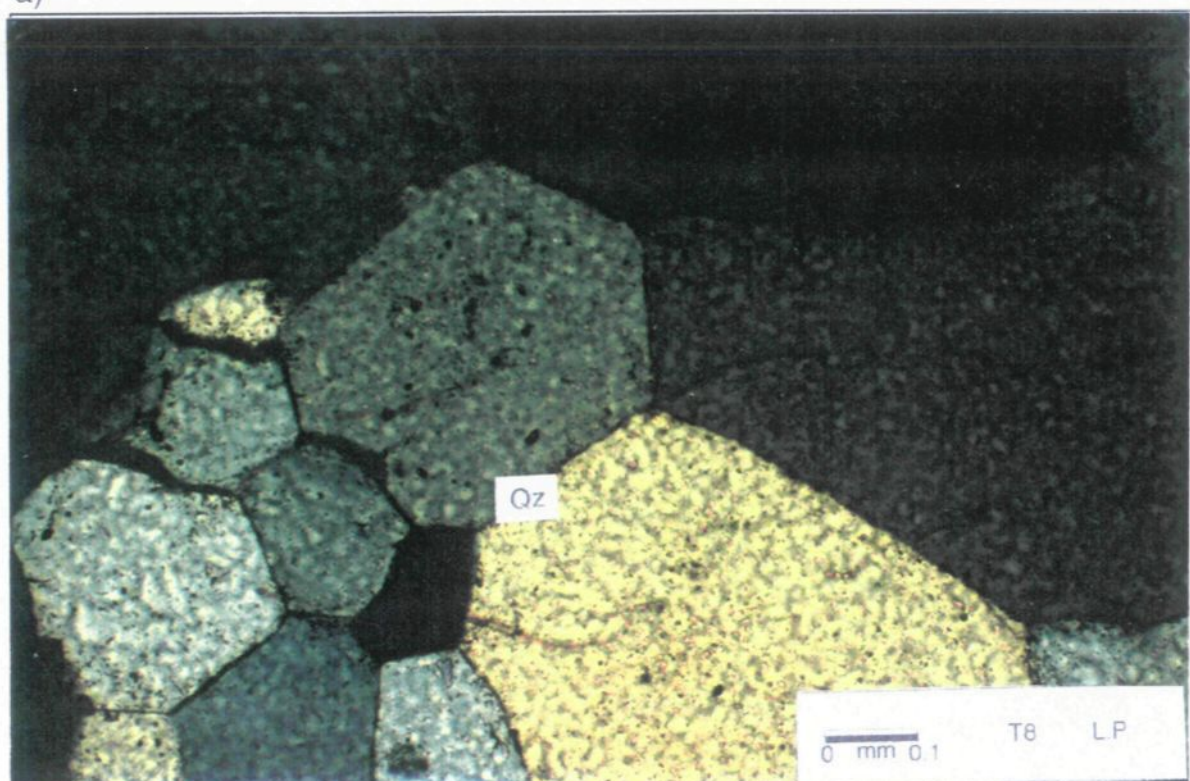
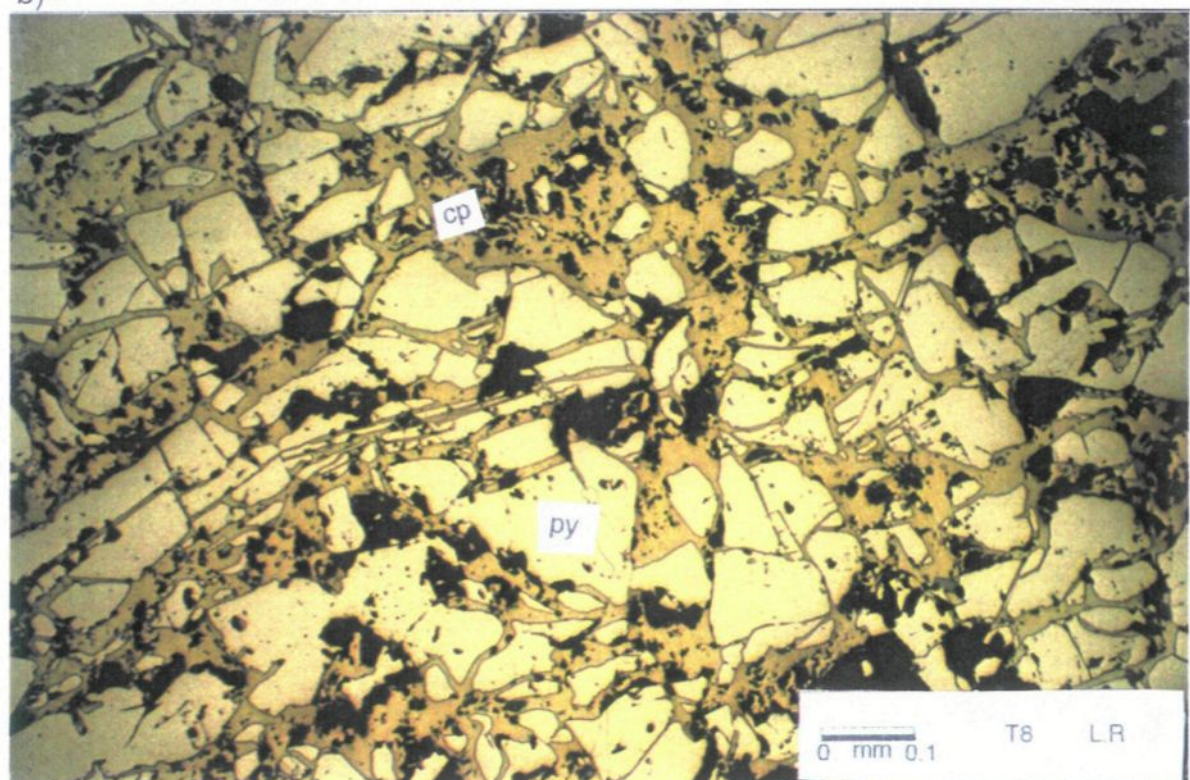


Planche 10

b)



nord où les minéraux titanifères (de l'ilménite ou/et rutile) sont observés dans les fractures du quartz et d'autres minéraux silicatés très altérés. La cubanite (CuFe_2S_3), la pyrrhotite (Fe_{1-x}S), la bornite (Cu_5FeS_4) et la digénite (Cu_9S_5) sont en traces principalement dans la zone nord et sud. Ces quatre minéraux sont rencontrés aussi, en petits grains dans les larges plages de la pyrite et de la chalcoppyrite. D'autres sulfures ont été signalés par Argollo *et al.* (1982) et Combe et Morelli (1983). Ces auteurs ont observé l'aïkinite (PbCuBiS_3), la luzonite (Cu_3AsS_4) dans la zone nord et dans la zone sud du gisement. Nous pouvons remarquer que la zone très chloritisée et légèrement hématitisée, affiche un rapport pyrite/chalcoppyrite souvent > 2 , dans ces endroits, et ces deux derniers minéraux dominent tous les autres sulfures, l'arsénopyrite venant en troisième position. Dans les larges fractures du quartz, on remarque de l'hématite qui cristallise au détriment de la magnétite. La pyrite se développe sur la magnétite dans quelques endroits de la zone nord et centrale. La sphalérite, la chalcoppyrite et la galène de ce gisement ne montrent pas des textures claires de recristallisation, mais la présence des deux premiers minéraux dans les fractures de la pyrite confirme la présence d'une remobilisation tardive. Dans d'autres points de la mine les trois sulfures se trouvent collés ensemble et avec la tennantite, la tétrahédrite et les oxydes de titane.

IV-1-3-1-Le quartz des corps minéralisés

La phase siliceuse constitue la matrice la plus importante des corps minéralisés. En premier lieu, nous allons donc décrire le quartz qui englobe la minéralisation avant d'aborder les phases métalliques proprement dites.

Il y a une génération précoce du quartz, très fracturée, qui forme la gangue la plus abondante de la minéralisation aurifère de Tiouit, et une autre formée tardivement, moins

fracturée. Toutes les deux sont formées par l'hydrothermalisme, car les deux sont associées aux sulfures et aux sulfosels. On a observé du quartz recristallisé (planche 11a) principalement dans les zones sulfurées et voisines des dykes qui coupent la minéralisation. Les sulfures sont étroitement liés au quartz recristallisé et/ou dans les fractures du quartz initial intensément fracturé et parfois cataclaté. Dans ces endroits, au sein des trois zones aurifères de Tiouit, le quartz initial ainsi fracturé, produit un lieu privilégié pour le passage des fluides minéralisants. La chlorite, l'hématite, la séricite et quelque traces de feldspath potassique sont observés dans les larges fractures de ce type de quartz. Il semble que ce quartz a commencé à cristalliser avant l'altération potassique, car il est fréquent observé que quelques cristaux de feldspath-K très hématitisés apparaissent dans les fractures de ce quartz.

Nous avons régulièrement observé la présence des zones très silicifiées, de couleur orangée à rouge produite par l'hématitisation, situées entre les sulfures et l'encaissant granodioritique lui-même chloritisé et hématitisé. Des fractures plus au moins larges traversent les minéraux de l'encaissant. Ces fractures sont remplies par du quartz, de l'hématite et bordées par de la chlorite ou de la séricite. Il existe un autre type de quartz nettement tardif. Il se présente sous forme de filonnets qui englobent principalement la chalcopryrite et parfois la pyrite. Ce type de quartz apparaît moins hématitisé que les autres types précédents.

IV-1-3-2-L'hématite

Ce minéral est très abondant dans le gisement aurifère de Tiouit, particulièrement dans la zone sud. Il existe sous divers habitus: en grandes baguettes dispersées, en gerbes, en petites plages xénomorphes formant des agglomérats, en baguettes isolées noyées dans la sphalérite, en association avec la pyrite, en grandes plages trapues montrant fréquemment

Planche 11

a) Photomicrographie des plages d'or-argent, collées aux sulfures de cuivre et à la sphalérite.

b) Photomicrographie montrant une matrice constituée de chlorite, hématite et quartz qui englobe les petits grains d'or-argent.

a)

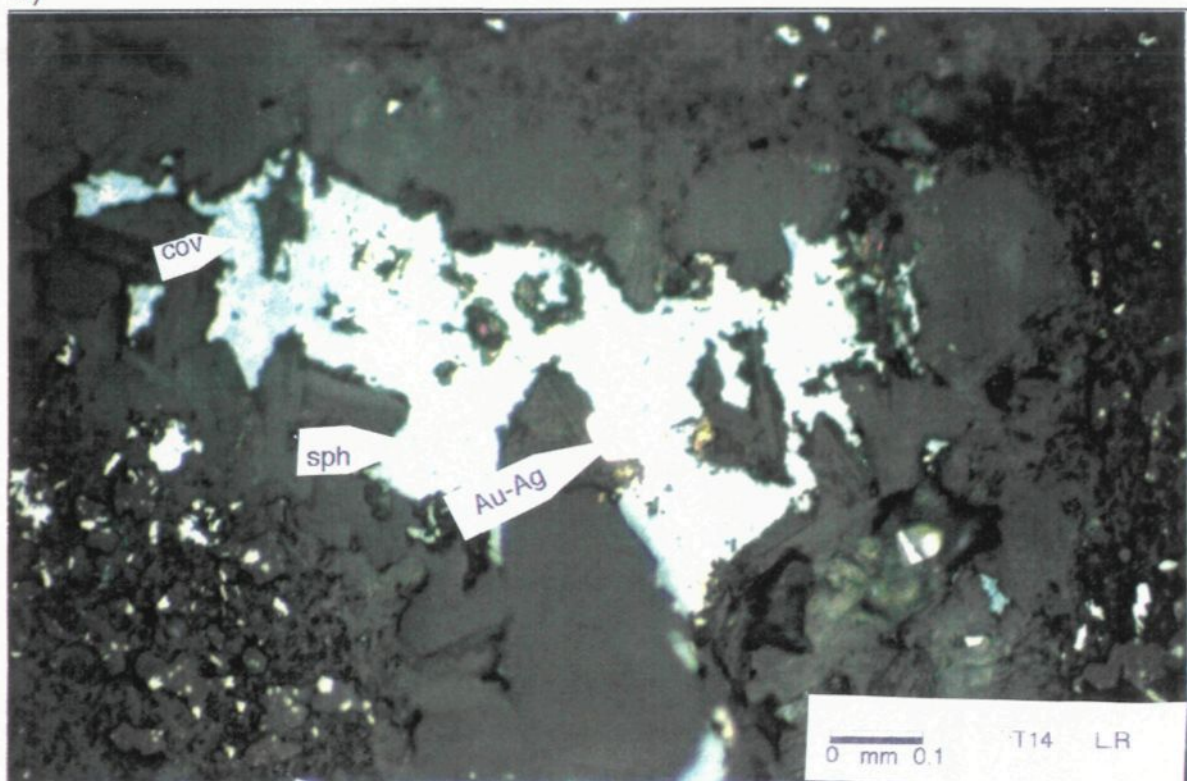


Planche 11

b)

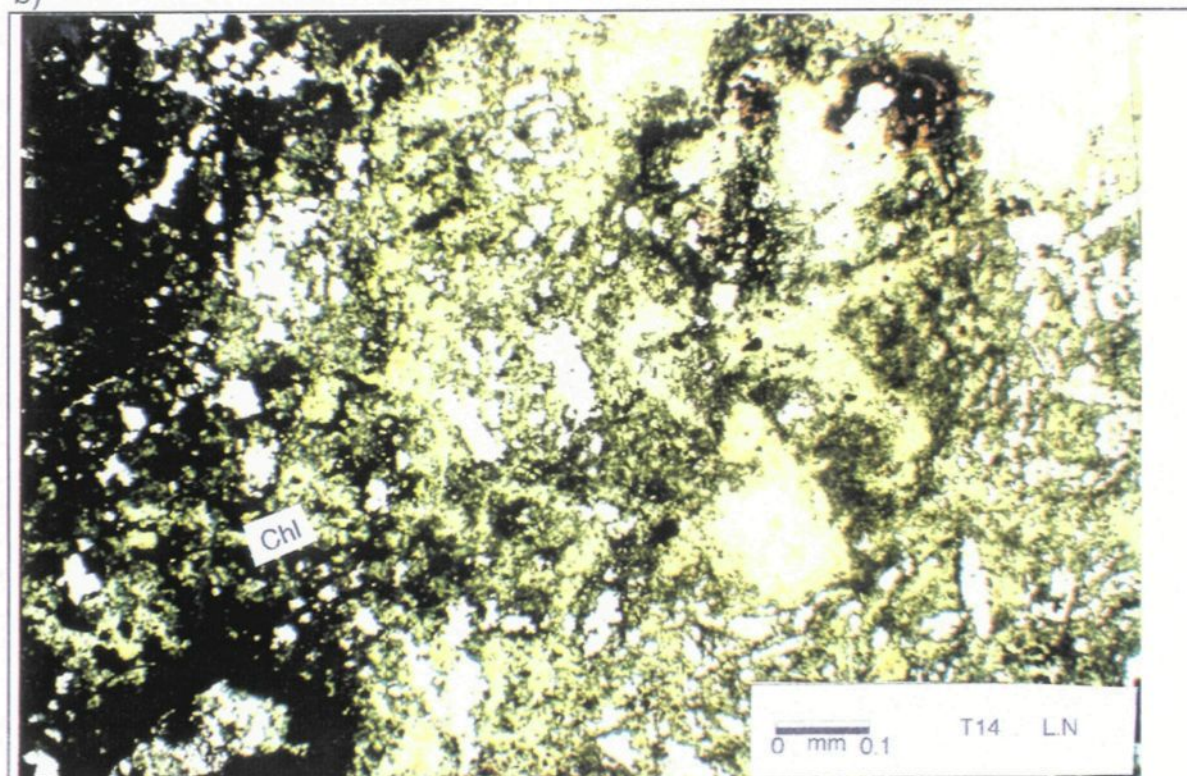


Planche 12

a) Photomicrographie des grains d'or argentifères (Au-Ag) dans une matrice constituée par du quartz et des petites baguettes d'hématite.

b) Photomicrographie montrant une plage d'Au-Ag collée à la tennantite (ten).

a)

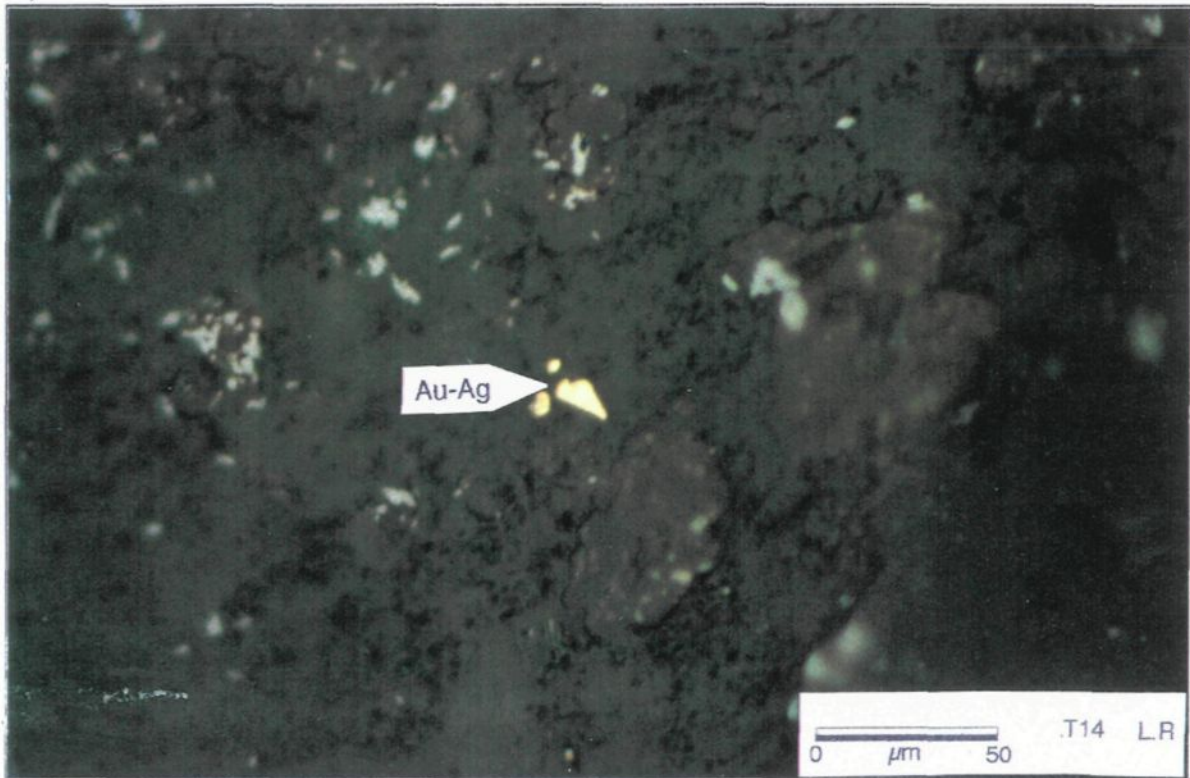
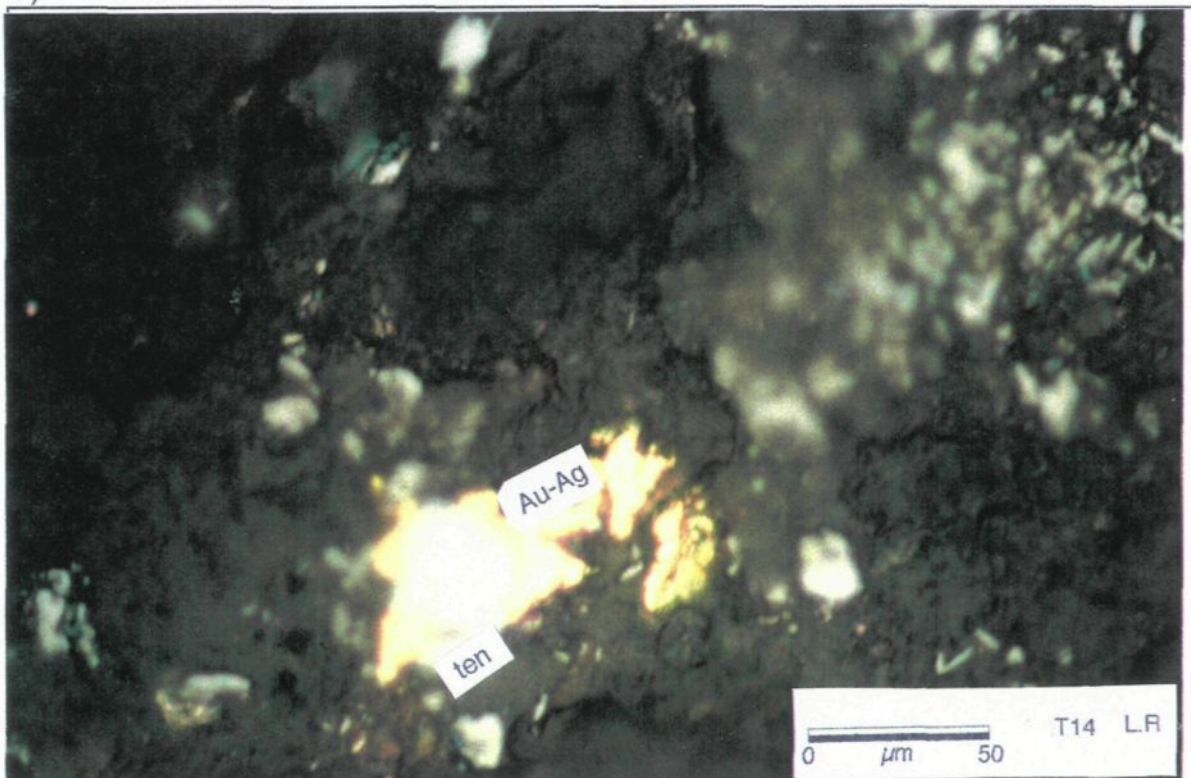


Planche 12

b)



des macles croisées en fuseaux, en fines plages disséminées dans la pyrite, la chalcoppyrite et la sphalérite, en fines veinules dans la gangue et dans les fractures du quartz. L'hématite est aussi sous forme de paillettes et de plages microscopiques en inclusions dans la pyrite. Elle est aussi sous forme de poudre rouge qui se retrouve dans plusieurs autres minéraux de l'encaissant particulièrement le feldspath potassique. L'abondance de l'hématite dans quasiment tout l'encaissant et d'une manière plus permanente dans le gisement de Tiouit nous pousse à supposer qu'au moins deux étapes d'hématitisation générale ont affecté le gisement aurifère de Tiouit.

IV-1-3-3-La magnétite

La magnétite a été observée en inclusions dans les sulfures principalement dans la pyrite et rarement dans l'arsénopyrite et peu fréquemment dans la chalcoppyrite et la sphalérite. La magnétite a été formée probablement en même temps que la pyrite précoce (type de minéralisation **i** et **ii**). Elle est transformée presque totalement en martite durant l'altération hydrothermale et probablement, durant une manifestation supergène.

IV-1-3-4-La pyrite

C'est la phase sulfurée la plus disséminée et la plus présente; elle s'observe à tous les niveaux du gîte. Elle constitue environ 30 à 55% de l'ensemble des constituants. Toutefois elle peut localement constituer 70 % à 80 % des sulfures présents. Elle se présente en plages automorphes ou/et subautomorphes, massive et peu fracturée dans la zone sud, et très souvent fracturée et cataclasée dans la zone nord et en moindre mesure dans la zone centrale. Malgré la diversité des aspects apparents de la pyrite du gisement aurifère de Tiouit nous pensons qu'il s'agit seulement de deux générations de ce minéral: une pyrite précoce liée à l'altération potassique et représentée dans la minéralisation de type **i** et **ii** et

probablement au type **iii** et **iv** aussi, une deuxième pyrite est tardive liée principalement à l'altération phylliteuse et en moindre mesure à l'altération propylitique. Cette pyrite est attribuée au type de minéralisation **v** et pour des faibles quantités à la minéralisation de type **iii** et **iv**.

La pyrite précoce présente les mêmes caractéristiques structurales et texturales que l'arsénopyrite, quoique ces deux minéraux ne sont pas toujours liés. Quand ils se trouvent ensemble, ils sont en effet toujours cataclasés et cimentés par de l'hématite, de la chlorite, ou de la chalcoppyrite. Des petits cristaux de ce dernier minéral sont fréquents dans la pyrite précoce. Par endroit, la pyrite baigne dans une matrice de chalcoppyrite (planche 13a). Les plages de pyrite renferment fréquemment des inclusions de pyrrhotite de chalcoppyrite, de magnétite, et en moindre mesure, de galène et rarement de sphalérite, particulièrement dans la zone nord et centrale. Dans la zone sud, ces derniers minéraux sont plus abondants et ils se répartissent d'une manière différente (dans des fractures de la pyrite, ou en petites plages voisines de ce minéral). Quelques plages de pyrite de la zone sud peu fracturées, semblent être recristallisées (planche 16b). La pyrite du gisement de Tiouit est peu aurifère. La pyrite s'associe fréquemment à des minéraux de gangue, en particulier au quartz, à la chlorite et à l'hématite. Elle semble aussi, par endroits, remplir des fractures du quartz cataclasé de la première génération; elle est également piégée entre les grains du quartz recristallisé.

Des analyses quantitatives et semi-quantitatives, à la microsonde électronique, révèlent un léger enrichissement de Cu dans quelques pyrites. Ces dernières s'appauvrissent en fer. D'autres pyrites de ce gisement affichent un excès de fer par rapport au soufre (annexe VI). Nous notons que la pyrite contient globalement un rapport $Co/Ni > 1$.

Planche 13

a) Photomicrographie montrant la pyrite (py) et l'arsénopyrite (arp) fracturées et bréchifiées. La chalcoppyrite (cp) colmate les fractures en compétition avec l'hématite (Hm). Cette dernière entoure des plages de magétite (Mt)

b) Photographie montrant un petit filon de quartz-chalcoppyrite tardif, traversant la minéralisation précoce.

a)

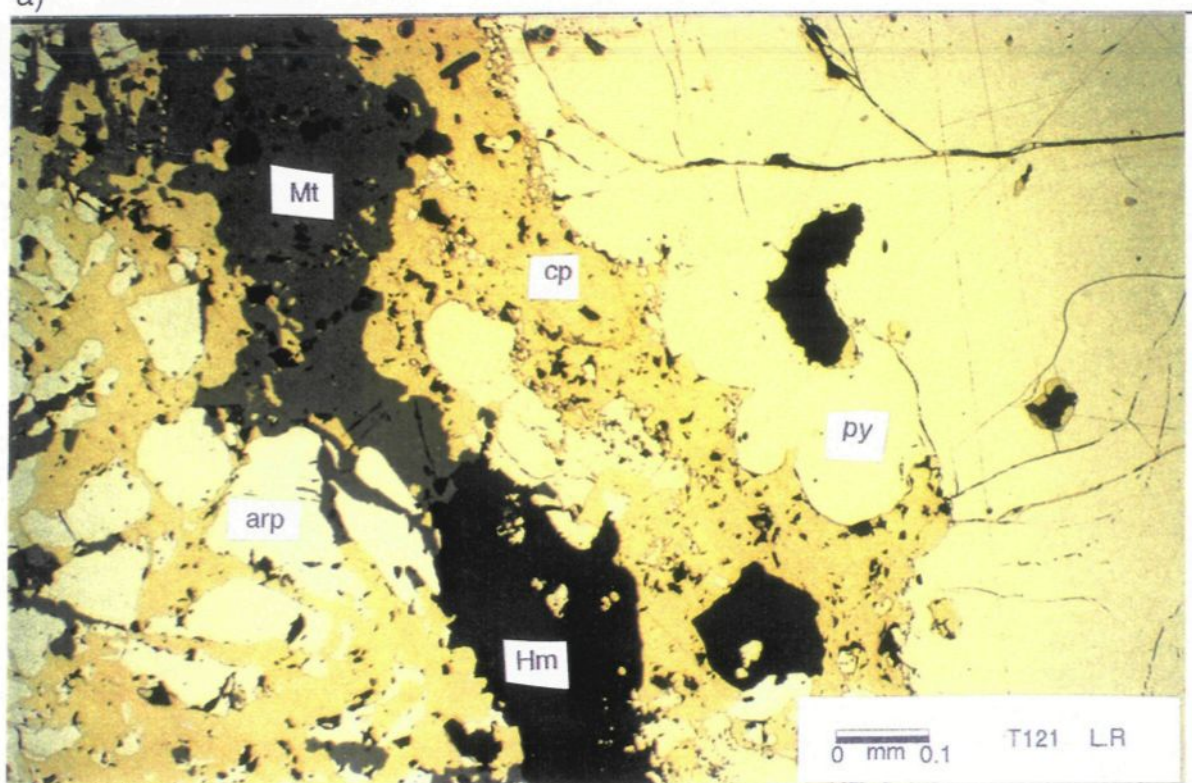


Planche 13

b)

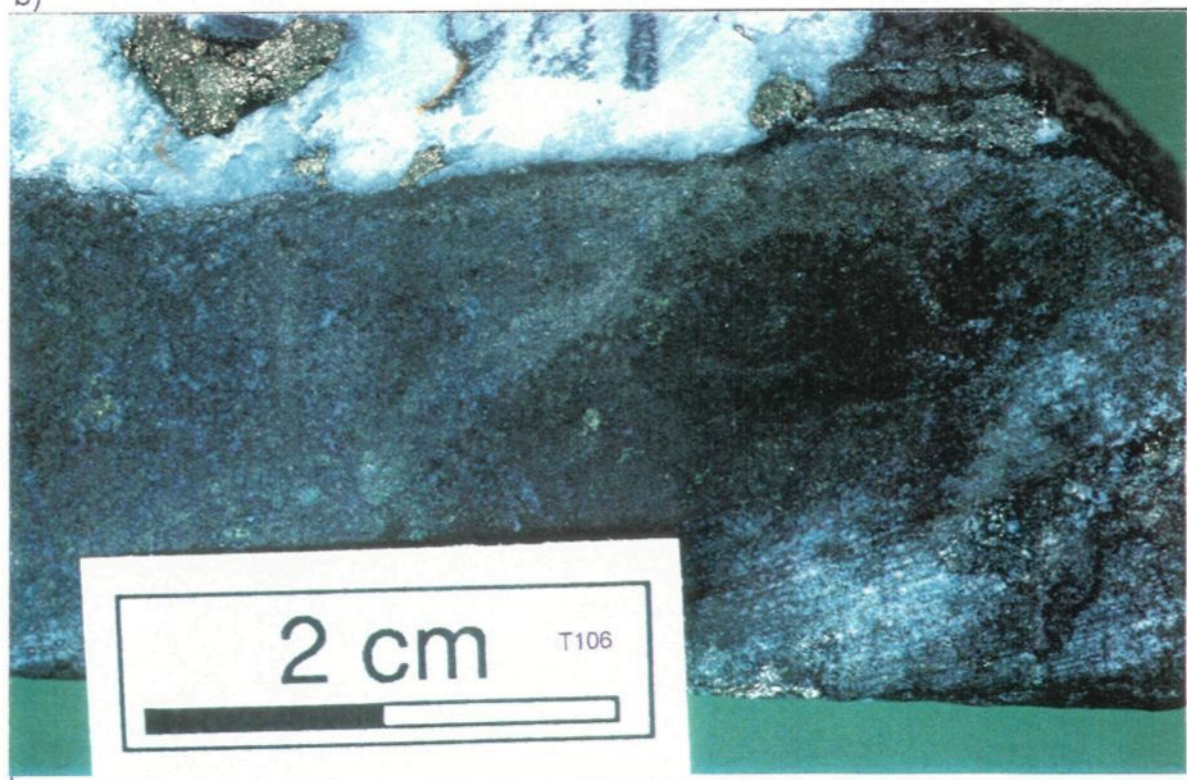


Planche 14

a) Photomicrographie de la veine de quartz (Qz), englobant la chalcoppyrite (cp) tardive, qui traverse la minéralisation initiale. La covellite (cov) borde la chalcoppyrite.

b) Photomicrographie montrant une petite veine de pyrite-quartz, qui coupe la minéralisation précoce.

a)

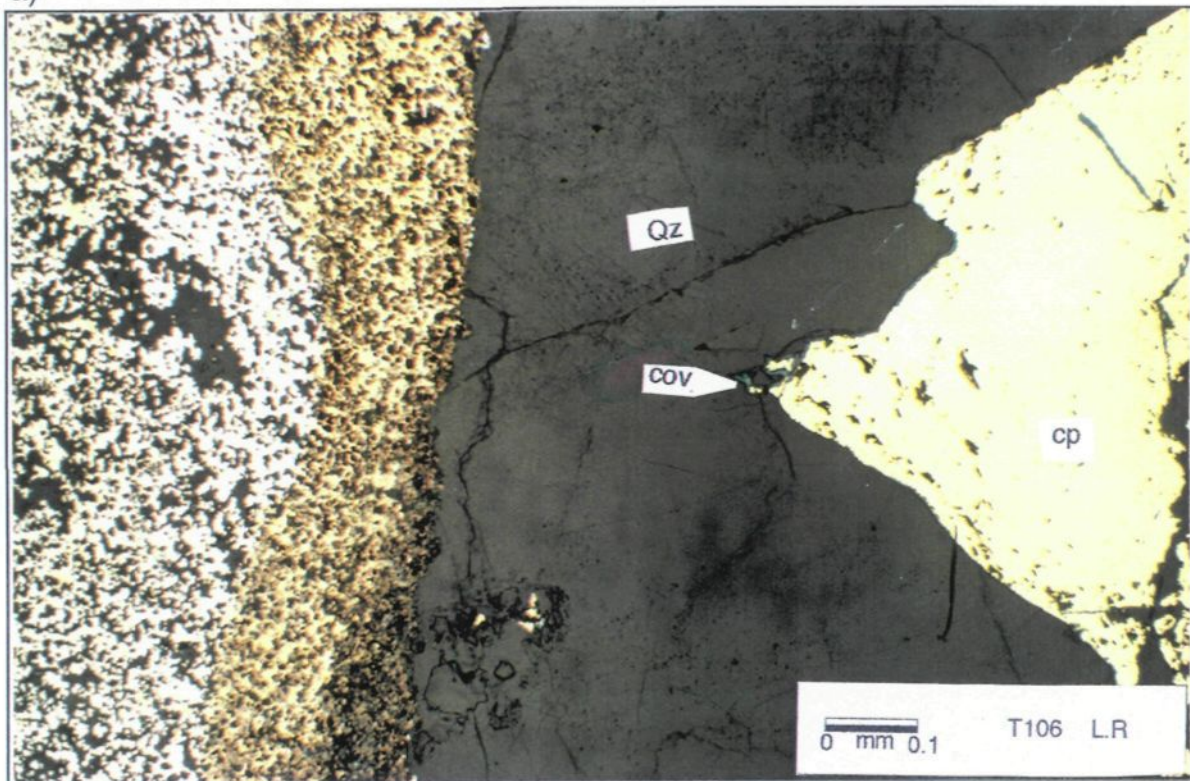
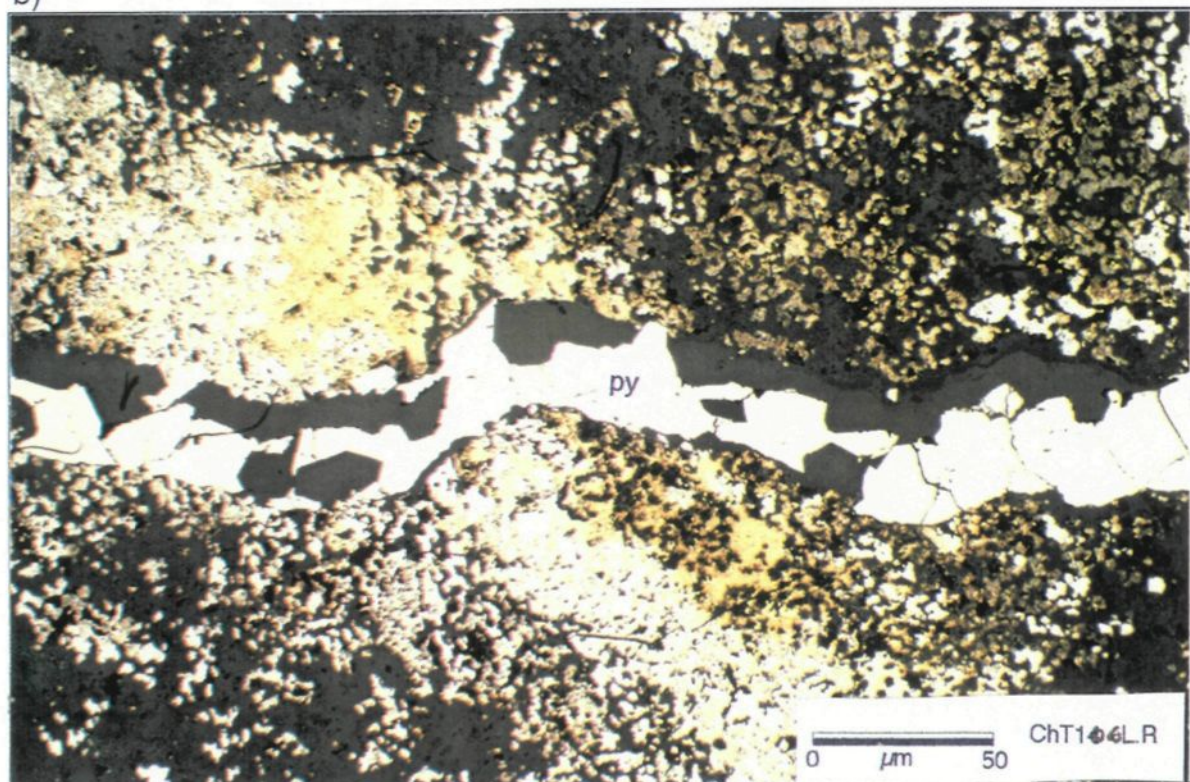


Planche 14

b)



Le Co est relativement plus élevé dans la pyrite de la minéralisation de type **i**, **ii**, **iii** et **iv** particulièrement dans la zone sud.

La pyrite tardive se présente sous forme disséminée et en veines ou filonnets, accompagnée de quartz, et recoupant les sulfures initiaux (planche 14b). Cette génération de pyrite se présente en cristaux micrométriques souvent automorphes. Dans la zone sud, la pyrite est soudée avec la chalcoppyrite, la sphalérite, la galène, la tennantite ou tétrahédrite et quelquefois avec le rutil (planche 15).

Dans la zone centrale nous avons observé la formation d'un cube de pyrite, apparemment en couches alternantes entre ce dernier minéral et la chalcoppyrite; le cube est légèrement fracturé et la chalcoppyrite colmate les fractures de ce cube. La planche 16a montre un triangle qui représente une coupe selon un plan séquent à trois faces différentes du cube. Quelques rares petites plages d'argentite (Ag_2S) ont été observées. Elles sont collées à de la pyrite tardive.

IV-1-3-5-L'arsénopyrite

L'arsénopyrite est relativement moins abondante par rapport à la pyrite et la chalcoppyrite. Localement elle peut constituer jusqu'à 30 %, intimement liée à la pyrite précoce. On la retrouve particulièrement dans quelques endroits de la zone nord et de la zone centrale. Par contre, dans la zone sud l'arsénopyrite est moins concentrée. Elle est associée à la minéralisation de type **i** et **ii**. D'une manière générale, l'arsénopyrite montre des proportions qui varient de 5 à 10 % dans le gisement aurifère de Tiout.

Ce minéral se présente sous une forme relativement massive, mais très souvent cataclaté ou craquelé et fragmenté. Toutefois, les fragments ont généralement subi de très

faibles déplacements de l'ordre du millimètre. L'arsénopyrite a donc subi une bréchification locale, l'espace entre les grains est rempli par la chalcoppyrite, rarement par de la sphalérite. L'arsénopyrite paraît, dans certains cas, être remplacée par de la pyrite. Ce premier minéral contient des inclusions d'autres sulfures et oxydes; il renferme des petites plages de chalcoppyrite, de pyrrhotite, de magnétite, et peu de galène et de sphalérite.

L'analyse à la microsonde électronique (annexe VI) révèle que l'arsénopyrite de Tiouit n'est pas systématiquement aurifère mais peut contenir des inclusions d'or argentifère comme signalé par Combe et Morelli (1983). Elle est appauvrie en soufre et enrichie en arsenic. L'arsénopyrite de ce gisement renferme des quantités de Pb relativement élevées (0,12 % en moyenne dans la zone nord; une moyenne de 0,17 % dans la zone centrale). La valeur élevée (3,40 %) dans la zone sud montre l'existence de la galène au voisinage des points analysés d'autant plus que ce dernier minéral est plus abondant dans cette zone relativement aux zones nord et centrale.

IV-1-3-6-La chalcoppyrite

La chalcoppyrite constitue la principale phase métallique. Dans certains échantillons, elle représente jusqu'à 80 % de l'ensemble des constituants des zones minéralisées. La chalcoppyrite a deux types d'occurrence. Le premier type serait celui observé dans les fractures de la pyrite et de l'arsénopyrite; ce type se présente aussi généralement en coulées et en plages dans les fractures de quartz initial accompagné de quartz recristallisé. On observe également la chalcoppyrite de ce type légèrement bréchifiée en petits grains à côté de la pyrite recristallisée (zone sud). Combe et Morrelli (1983), ont signalé l'existence d'une chalcoppyrite précoce synchrone à la pyrite et à l'arsénopyrite. La chalcoppyrite constitue aussi, localement une matrice dans laquelle baignent les autres phases métalliques, particulièrement des petits fragments de grains de pyrite et d'arsénopyrite. La

Planche 15

a) Photomicrographie de la pyrite (Py), en petits grains dispersés et en gros grains fracturés. La chalcoppyrite (Cp), en compétition avec la sphalérite (sph), remplit les fractures de la pyrite. La covellite (cov) remplit les fractures tardives.

b) Photomicrographie de la matrice qui contient les sulfures précédents (en a). Celle-ci est essentiellement constituée de muscovite (Mu).

a)

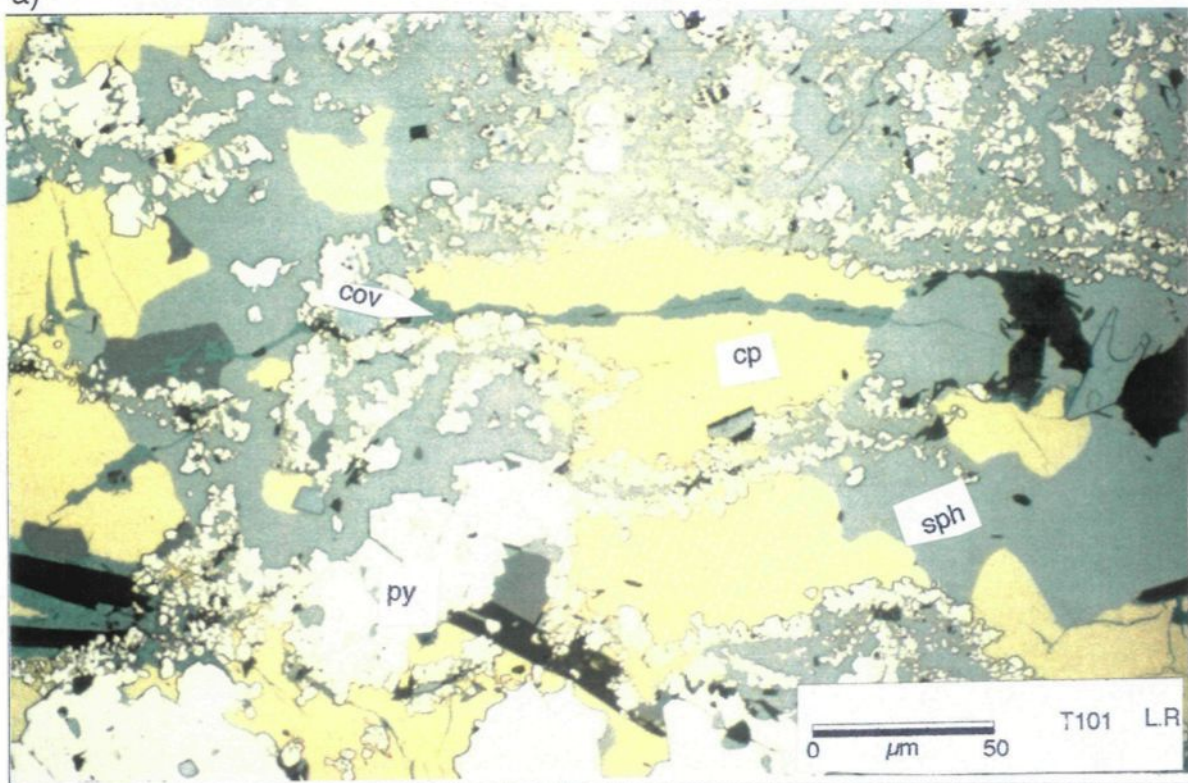


Planche 15

b)

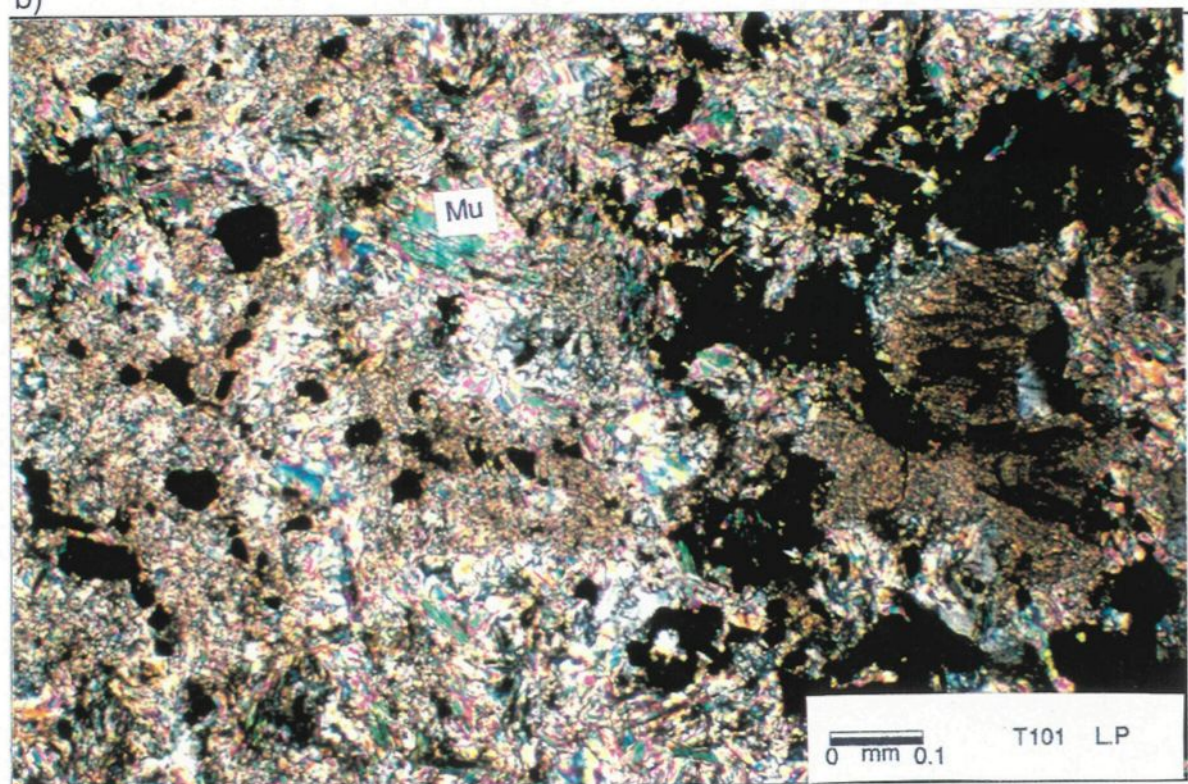


Planche 16

a) Photomicrographie montrant l'alternance entre la pyrite (py) et la chalcoppyrite (Cp). Ce dernier minéral remplit également les fractures de la pyrite.

b) Photomicrographie montrant une pyrite recristallisée et fracturée. La chalcoppyrite et l'hématite remplissent les fractures.

a)

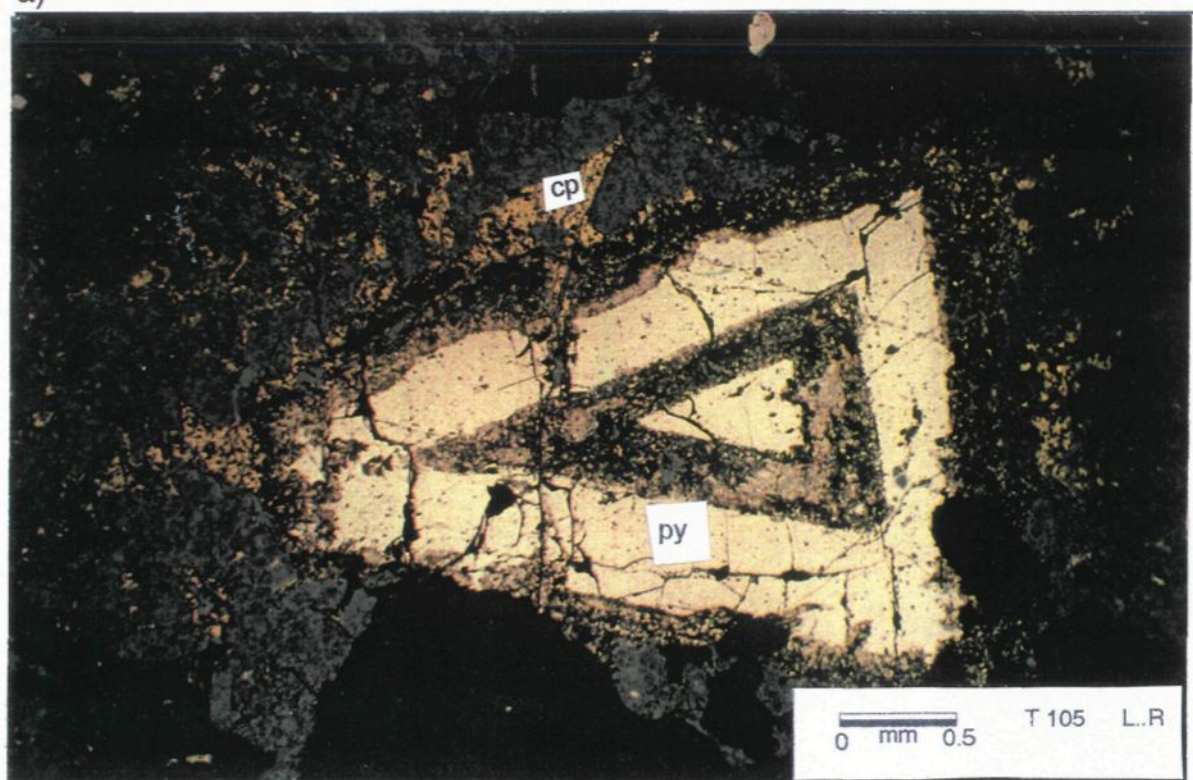
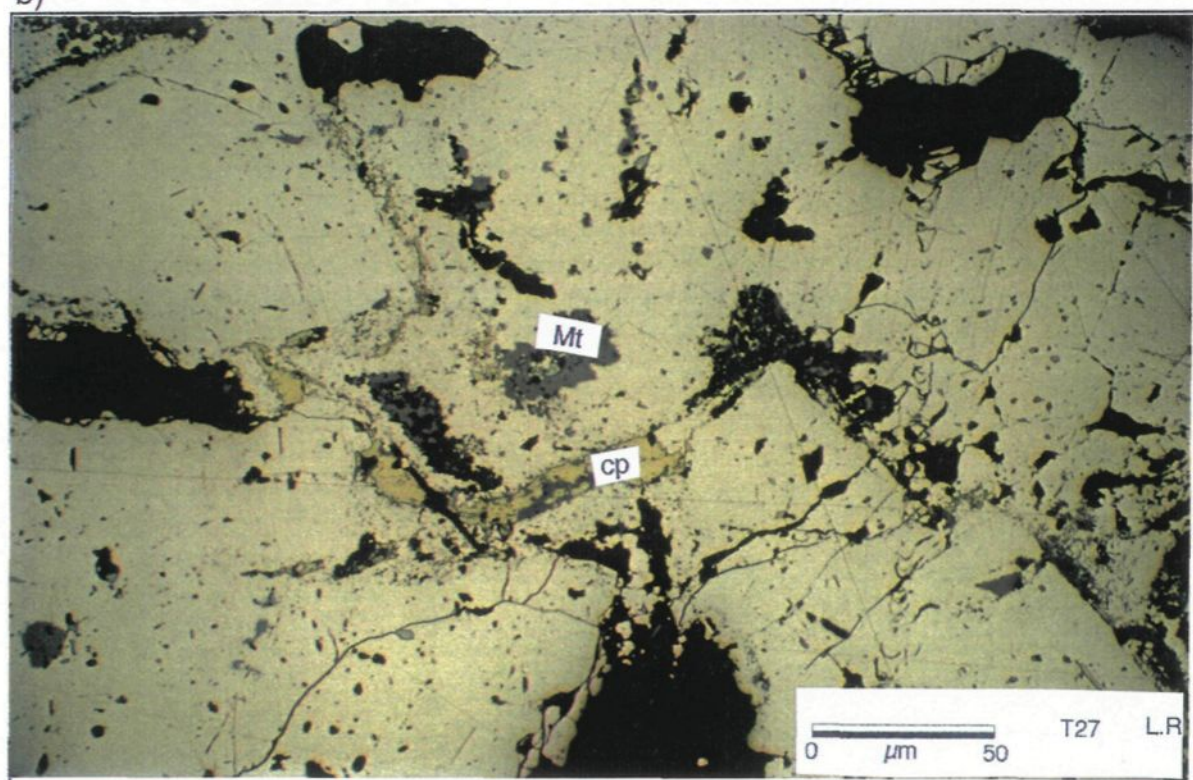


Planche 16

b)



chalcopryrite peut être attribuée à la minéralisation de type **i** et **ii**. Une partie de ce minéral a probablement été remobilisée dans les fractures après une déformation de la minéralisation **i** et **ii**. Elle peut être aussi synchrone au type **iii**. On l'observe également dans la minéralisation de type **iv**. Localement la chalcopryrite contient des cristaux de marcassite (FeS_2), de cubanite (CuFe_2S_3), de pyrrhotite (Fe_{1-x}S) et rarement de sphalérite (ZnS).

Le deuxième type de chalcopryrite, est englobé dans le quartz blanc filonien attribué à la minéralisation de type **v**. Ce quartz est peu, ou non fracturé et l'ensemble coupe tout le reste de la minéralisation (planche 13b et 14a).

La chalcopryrite est généralement bordée par la covellite. Ce dernier minéral remplace parfois la quasi totalité du cristal de la chalcopryrite, ce type de transformation est visiblement amplifié dans la zone sud, ceci confirme un des aspects de la minéralisation liée à l'altération supergène déjà signalée. En lame mince polie, la chalcopryrite ne montre pas d'évidences nettes de recristallisation.

L'analyse à la microsonde électronique (Annexe VI), nous a permis de constater que la chalcopryrite renferme parfois des quantités importantes d'As, de Zn de Pb et de Hg. Nous remarquons que ces derniers éléments sont régulièrement enrichis dans la zone sud et moins dans les zones nord et centrale. Le Hg et Pb en particulier apparaissent plus régulièrement dans les échantillons prélevés dans la zone sud.

IV-1-3-7-La sphalérite

La sphalérite est peu abondante dans la zone nord. Elle est observée en inclusions dans les autres sulfures, parfois en petites étoiles dans la chalcopryrite, ce qui témoigne d'un

phénomène d'exsolution. Quelques traces de sphalérite sont observées dans une matrice de chlorite-hématite-quartz, collées à des carbonates et voisines des grains disséminés de l'Au-Ag (planche 11a). La sphalérite est relativement plus abondante dans la zone sud. Elle moule les fragments de pyrite et elle semble rentrer en compétition avec la chalcoppyrite (planche 15a). Nous avons distingué deux types de sphalérite: une observée localement dans la zone nord, elle a une réflexion interne rouge orangée; l'autre avec une réflexion blanche et elle est rencontrée en trace dans les zones nord et centrale. Ce minéral est plus abondant dans la zone sud. La sphalérite est probablement venue avec les types **iii** et **iv**, et probablement aussi avec le type **v**. Elle semble être liée à l'altération phylliteuse en particulier et probablement, pour une partie, à l'altération propylitique (masquée par une chloritisation et une hématitisation intenses).

L'analyse à la microsonde électronique (annexe VI), nous révèle que le fer contenu dans la sphalérite varie de 0,62 % à environ 2,49%. La sphalérite contient aussi des quantités élevées de mercure, d'arsenic, de zinc, de plomb, de cuivre et d'or. Le pourcentage anormal de Cu (9,64 % T101b) dans la sphalérite de cet échantillon est probablement dû à l'étroite liaison entre la chalcoppyrite, la covellite et la sphalérite observée dans cet endroit de la zone sud. La sphalérite renferme probablement des petits grains d'or en inclusions ou peut être sous forme d'une petite pellicule sur sa surface, ce qui donne des pourcentages appréciables de ce métal dans la sphalérite.

IV-1-3-8-La covellite

La covellite est présente dans quasiment tous les faciès où la pyrite et la chalcoppyrite sont présentes. Elle est rarement accolée à la sphalérite, la bornite (Cu_5FeS_4), la galène et la tennantite-tétrahédrite. Elle constitue parfois environ 2 à 4 % à côté des autres sulfures.

Ce minéral est relativement plus concentré dans la zone sud et sporadiquement dans la zone nord et centrale. La présence de la covellite montre un phénomène supergène.

L'analyse à la microsonde électronique (annexe VI) montre que la covellite est argentifère (2,60 % à 3,94 %). Elle contient aussi des quantités relativement élevées de Pb, de Fe et d'or.

IV-1-3-9-La galène

La galène est relativement fréquente particulièrement dans la zone sud. Elle est observée également en zone nord. Ce minéral se présente en plages collées à des gros grains de pyrite et au voisinage de la sphalérite et de la tennantite-tétrahédrite. La galène affiche des taux de fer élevés (1,5 % à 5,90%), alors que l'Ag et le Hg sont présents en quantités appréciables (annexe VI).

IV-1-3-10-La tennantite et la tétrahédrite

Sous le microscope, la tennantite est difficilement distinguée de la tétrahédrite. Seule l'analyse à la microsonde électronique peut discriminer entre les deux minéraux. La tennantite est riche en As. Par contre, dans la tétrahédrite ce dernier élément est remplacé par le Sb. Ces deux minéraux (famille des cuivres gris) renferment plusieurs autres éléments, comme le Fe, le Zn, l'Ag, et le Hg.

La tennantite et la tétrahédrite sont en traces dans la zone nord. Elles sont plus fréquentes dans la zone sud. Elles sont intimement liées à la galène et en moindre mesure à la sphalérite. On les observe aussi avec la chalcopyrrite. Le rutile est isolé dans la gangue. Dans l'annexe VI, la tétrahédrite renferme une moyenne de 3,83 % d'Ag et 4,22 % de Fe. La tennantite semble être moins argentifère que la tétrahédrite.

IV-1-3-11-L'argentite

Un seul grain d'argentite a été observé dans la zone nord. Ce minéral apparaît collé à une pyrite secondaire. Le taux de Fe, dans l'argentite s'élève à 5,18 %; elle contient également du Cu, du Pb et de l'As

IV-1-3-12-L'or

L'or est principalement observé dans la matrice silicifiée, chloritisée et hématitisée (planches 14 et 15); il se présente en petits grains de l'ordre de 5 μm à environ 30 μm ; il est aussi en petites plages accolées à des sulfures de fer, de zinc, de cuivre, de plomb et à de l'hématite ou/et au quartz. Dans la majorité des cas, l'or est lié aux sulfures et oxydes de fer. Il se manifeste avec la chlorite, l'hématite et collé à des grains de quartz très hématitisés. Nous avons observé de l'or dans une petite fracture de la pyrite de la zone nord (T6). Dans la zone sud, on observe des grains d'or-Argent, qui sont placés au sein de la muscovite (planche 17b), dans les plans de contact entre le quartz et la muscovite au voisinage de sulfures et/ou de sulfosels. Par ailleurs, Combe et Morelli (1983), ont signalé l'existence fréquente de l'or dans les fractures de la pyrite, et en petites inclusions dans la chalcopryrite, ils ont observé une plage d'or qui couvre une surface de 110 μm sur 20 μm . Ces mêmes auteurs ont signalé également, après une analyse en image de rayons-X, une répartition homogène de l'Ag et de l'Au dans les plages de cet alliage. En générale, l'or prend les formes suivantes:

- la majorité des grains d'or observés sous le microscope sont dans la gangue (le quartz, la chlorite, l'hématite, la muscovite et rarement le feldspath potassique); ces grains sont liés à des petites plages de sulfures visibles au microscope; ils sont aussi présents dans la gangue sans la présence des grains de sulfures visibles;

Planche 17

a) Photomicrographie montrant une matrice constituée principalement de muscovite (Mu).

Ce dernier minéral renferme des sulfures, des sulfosels et de l'Au-Ag (électrum).

b) Photomicrographie montrant une plage d'électrum (Au-Ag) au voisinage de la tennantite (ten), le tout dans la muscovite.

a)

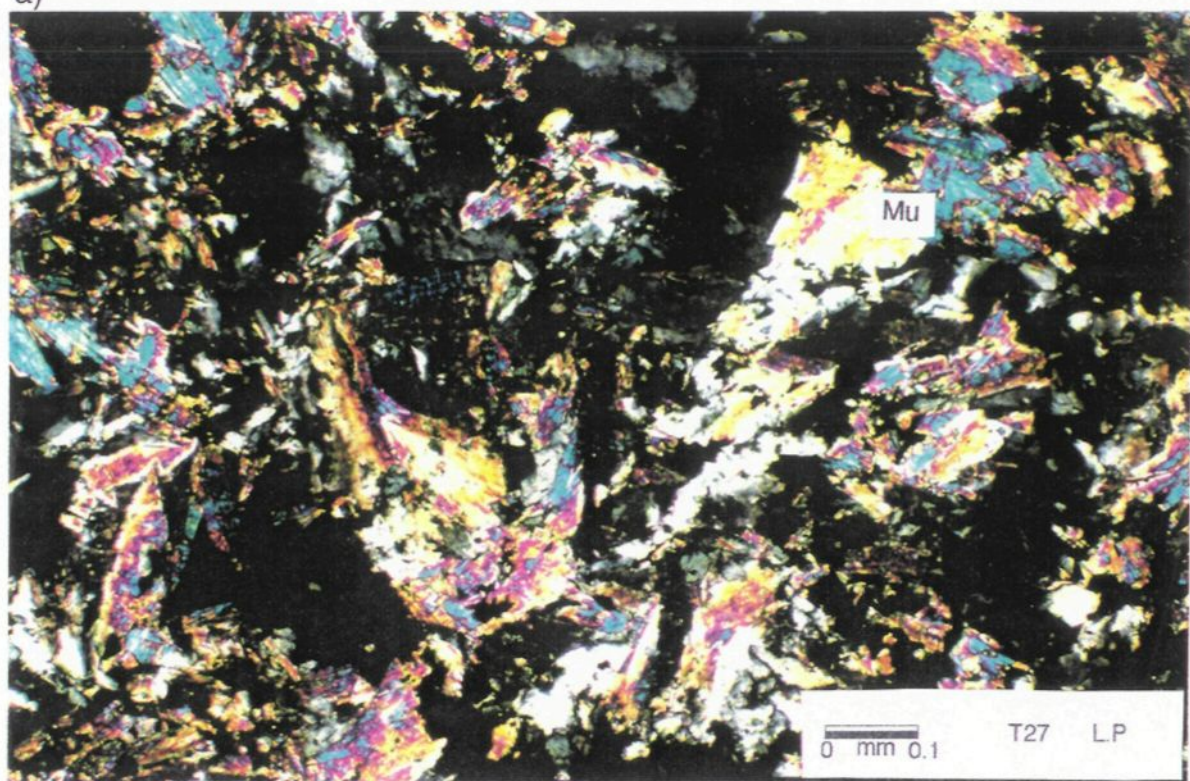
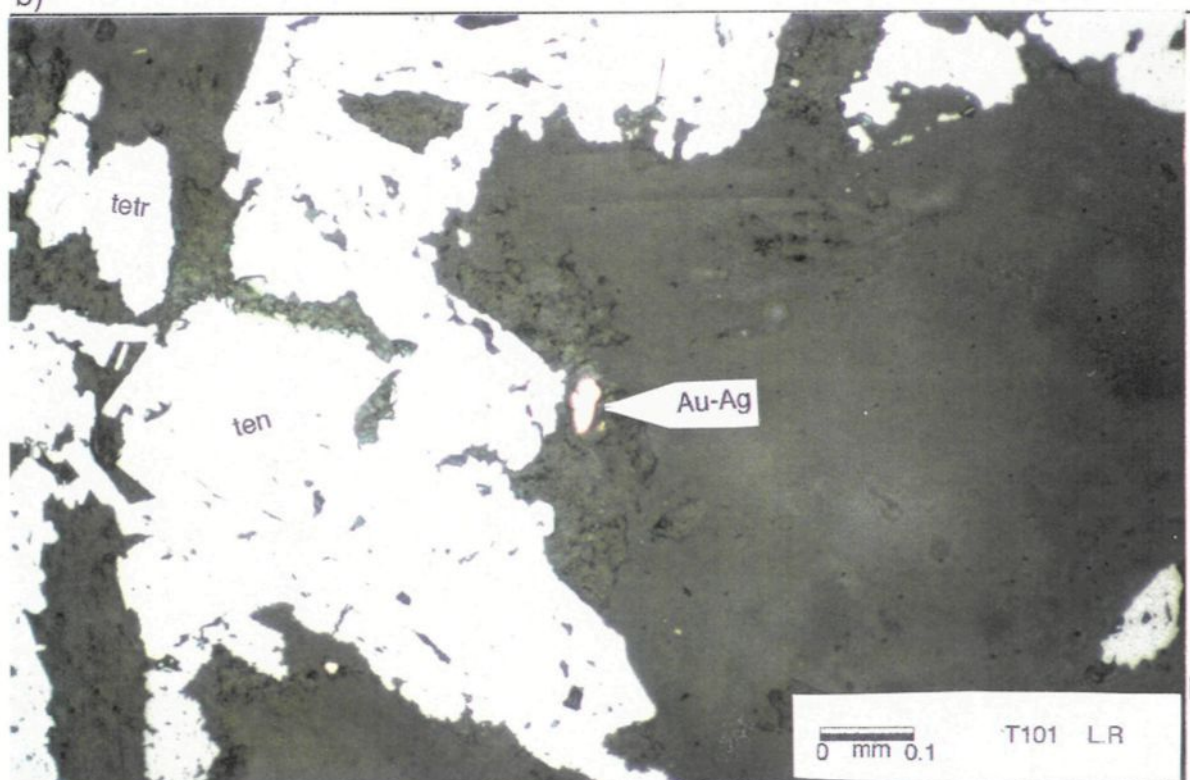


Planche 17

b)



-dans les cassures de la pyrite, parfois en petits rubans de chalcopryrite et d'or, où l'or se présente comme un fil à côté de la chalcopryrite qui remplit la totalité de la fracture de pyrite;

-l'or se présente en inclusions dans la pyrite mais souvent accolé à la chalcopryrite;

-en inclusions dans l'arsénopyrite, en association avec la galène et l'aïkinite (PbCuBiS_3), et en inclusions dans la sphalérite (Combe et Morelli 1983).

Tous les grains d'or observés furent analysés à la microsonde électronique (annexe VI). Cette analyse révèle une composition d'alliage Au-Ag (électrum). Cet alliage renferme souvent des quantités variables de Fe, de Hg, de As, de Cu, de Se, de Zn et de S. Cette composition chimique correspond à celle de l'or argentifère (Boyle 1979). Les grains d'or analysés sont constitués en moyenne, de 47% à 71% Au et de 26% à 34% Ag. Le rapport "fineness" varie de 639 à 732, selon la classification de Rose et Morrison (1988) (figure 34). Ceci confirme l'aspect de l'or argentifère.

Ces valeurs de "fineness" situent l'or de Tiouit soit dans la catégorie de l'or relié aux porphyres, soit dans celle fréquemment observée dans les gisements épithermaux, ou encore dans la catégorie de l'or volcanogène (Rose et Morrison 1988) (figure 34). Le pourcentage de Cu (0,23 % à 4,47 %), dans la majorité des grains d'or analysés, lui donne la caractéristique de l'or lié au porphyres cuprifères d'après le classement de Rose et Morrison (1988).

Le "fineness" élevé de l'or (or pur), est très largement avec la pyrite, et/ou le quartz, dans un porphyre primaire (Rose et Morrison, 1988). Il est probable que la minéralisation primaire de Tiouit, à pyrite dominante, contenait un "fineness" élevé, car selon Combe et

Morelli (1983), il existe de l'or relativement pur associé à des grains de pyrite, de chalcoppyrite et d'arsénopyrite qui constituent une partie des phases précoces, et que l'or a probablement subi une remobilisation pour se lier à d'autres éléments, particulièrement avec l'Ag. Donc l'or qui s'est déposé avec l'altération potassique, pourrait être transformé au cours d'une altération secondaire à chlorite-argiles, principalement dans les roches proches de la surface atteinte par l'érosion (Rose et Morrison 1988). D'après nos observations pétrographiques, l'apparition de l'or coïncide avec celles des sulfures, sans préférence notable pour un sulfure particulier.

Nos analyses chimiques (annexe IV) révèlent que l'or n'est pas lié uniquement aux échantillons riches en sulfures (T90, T91, T6; Au de 50,1 ppm à 7 ppm), car on constate des concentrations appréciables dans des échantillons de faibles quantités de sulfures (T101), et des concentrations relativement élevées dans des échantillons riches en quartz et hématite (T14, 33,74 ppm), ou dans des échantillons altérés sans sulfures détectables (T51, T52, T54; de 19,24 à 11 ppm). Nous remarquons que l'or est lié aux divers faciès d'altération: faciès potassique, faciès propylitique (dominé par la chlorite et l'hématite) et faciès phylliteux. D'après la figure 35, nous pouvons considérer, en première approximation, la chloritisation (liée souvent à l'hématite), comme un stade d'altération qui oblitère vraisemblablement tous les minéraux l'altération propylitique, l'argilitisation comme un aspect de l'altération phylliteuse et le métasomatisme potassique comme caractéristique de l'altération potassique. Donc l'or est lié aux cinq types de minéralisation précédemment cités, et par conséquence aux trois types d'altérations associées à ces minéralisations.

La répartition de l'or dans le gisement de Tiouit est donc liée aux altérations et aux sulfures déposés au cours de ces altérations. Combe et Morelli (1983) ont observé de l'or avec l'arsénopyrite et principalement avec la pyrite. Nos investigations ne nous ont pas

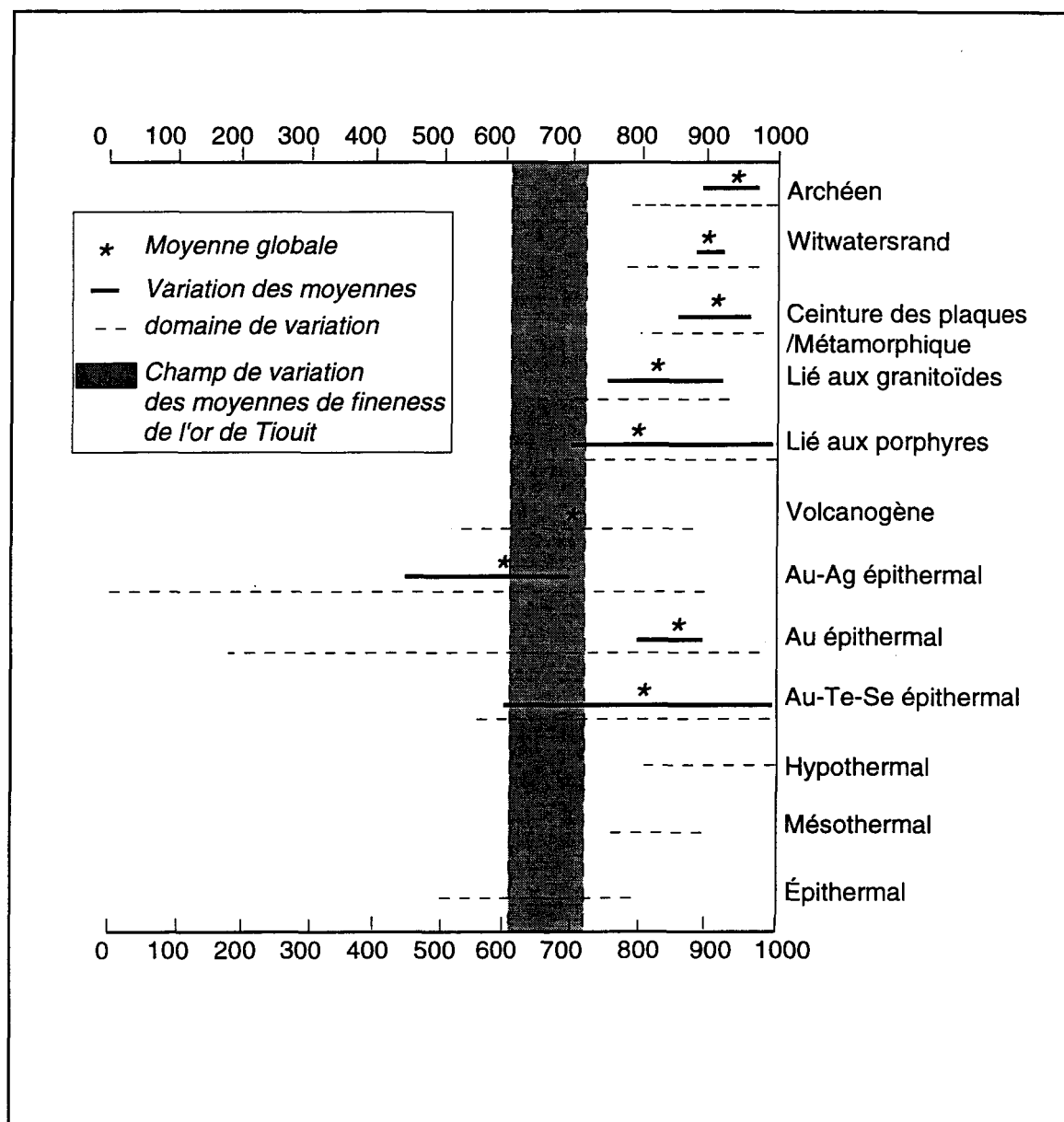


Figure 34 " Fineness" de l'or du gisement de Tiout dans le diagramme de Rose et Morrison (1988).

révélé une liaison systématique entre l'or et la pyrite. Le problème de l'association de l'or avec la pyrite, et les autres sulfures n'est pas encore élucidé. Quand la pyrite est aurifère, il n'est pas clair que l'or se met dans les réseaux de ce minéral (en solution solide) ou s'il se trouve sous forme de grains submicroscopiques sur la surface de celui-ci, ou encore, s'agit-il d'adsorption d'une mince couche d'or sur quelques parties de la surface de la pyrite, ou d'un autre sulfure?

Comme signalé précédemment, les analyses chimiques des échantillons prélevés du gisement d'or de Tiouit et de ses environs, montrent une relative dissémination de l'or. Elle montre aussi des concentrations localement élevées dans les épontes des corps minéralisés et aussi dans l'encaissant granodioritique altéré (annexe IV).

IV-1-4-La pargénèse métallique-Chronologie des espèces.

Les observations minéragraphiques que nous avons réalisées permettent de proposer une pargénèse métallique basée principalement sur les relations texturales observées. La pargénèse consiste à faire une interprétation de l'évolution minéralogique du gisement (Titley 1994).

Dans chacune des trois zones de Tiouit, nous remarquons l'existence de deux formes morphologiques de quartz:

i) le quartz, antérieur à la minéralisation précoce, se présente sous forme de grains grossiers et/ou sous forme de plages très fracturées. Certaines fractures sont remplies de pyrite-chalcoppyrite et/ou d'hématite et des reliques de magnétite. Aussi, entre les grains grossiers de ce quartz, on observe certains grains de pyrite et de chalcoppyrite qui sont alors porphyroblastiques et relativement peu déformés (zone sud). Ces sulfures sont donc en remplissage (comme c'est le cas pour ceux qui se trouvent dans les fractures) suite à une

précipitation légèrement postérieure à ce quartz ou suite à une redistribution provoquée par une déformation;

ii) le quartz recristallisé (planche 13a) peut se trouver dans les fractures du quartz précédent. Les sulfures présents avec ce type de quartz (pyrite et arsénopyrite) sont cataclasés, par endroits. La chalcopyrite est formée, plus localement, par une précipitation contemporaine à ce quartz recristallisé. On observe en effet des cristaux de chalcopyrite au contact avec des grains de quartz recristallisé et dans les fractures de la pyrite et de l'arsénopyrite cataclasiées, suggérant ainsi que ce sulfure n'est pas postérieure au quartz recristallisé, mais plutôt contemporain à celui-ci. Les minéraux de la gangue, comme la chlorite, l'hématite et la séricite, se trouvent dans ces zones déformées de la minéralisation, où le quartz recristallisé est plus abondant.

Il est probable que les fractures de refroidissement de la granodiorite de Tiouit (El Maghraoui et Popov 1982) ont été remplies, dans un premier temps, par du quartz avec des sulfures, de la magnétite et probablement de l'or aussi. Cette minéralisation primaire par remplissage a été reprise par une déformation ultérieure qui a produit la cataclase du quartz et des sulfures cassants (pyrite et arsénopyrite). L'intense cataclase subséquente subie par ces veines et veinules aurait engendré une néominéralisation et une formation de petits grains de quartz et créé des ouvertures permettant la mise en place et/ou la redistribution des sulfures, de l'or, de certains minéraux de gangue, et possiblement localement, une nouvelle injection de quartz stérile ou minéralisé en chalcopyrite et pyrite tardives (minéralisation de type v). Les sulfures présents dans les lentilles, les veines et les veinules se sont probablement formés en bonne partie par une réaction entre les fluides et les fragments de l'encaissant ou l'encaissant lui-même à son contact (figures 31 et 33), . Les sulfures sont en effet très fréquemment accolés directement à la granodiorite altérée.

Selon les observations pétrographiques, la majorité des phases métalliques ont commencé à précipiter simultanément. Toutefois, comme la pyrite contient des inclusions de quasiment toutes les autres phases métalliques, elle semble avoir continué à se développer après la formation des autres phases métalliques qu'elle a incorporée tout comme quelques cristaux de gangue.

Comme la plupart des sulfures sont soit disséminés dans le quartz et dans la granodiorite hématitisée et chloritisée des épontes, soit situés au contact entre les veines et l'encaissant ou très près de ce contact (figure 33), il semble donc exister un lien spatial et génétique entre la présence de la roche granodioritique encaissante et la présence des sulfures. Ce lien est mis en évidence par la relation intime entre la chlorite, l'hématite et la muscovite, issues du remplacement des minéraux de la granodiorite, et les phases métalliques. Il est probable qu'une partie du fer utilisé pour former les sulfures vient, entre autres, de l'encaissant granodioritique.

Les zones minéralisées de Tiouit ont été recoupées par des failles tardives (comme signalé précédemment). Ces failles ont probablement engendré des mouvements tardifs dans les corps minéralisés étant donné la ductilité de ce matériel relativement riche en sulfures. Ces zones minéralisées ont été traversées également par des dykes tardifs très compétents (figures 29 et 30). Ceci a créé une déformation supplémentaire intense de la minéralisation, de part et d'autre de ces dykes. Ce phénomène est concrétisé par l'observation des pyrites cataclasées ou intensément fracturées avec le colmatage de ces fractures par la chalcoppyrite ou, en moindre mesure, par la sphalérite. Cette déformation globale et locale des zones minéralisées, a engendré des textures et assemblages minéralogiques relativement complexes.

L'ordre de précipitation des sulfures serait donc le suivant: arsénopyrite, pyrite, et/ou pyrrhotite (peut abondante), magnétite, chalcopyrite, et enfin probablement or. Cet ensemble a été repris par les déformations (cassante globale et locale par les dykes) pour donner: la pyrite et l'arsénopyrite souvent cataclasées observées dans ce gisement. La chalcopyrite, et rarement l'or-argent, sont remobilisés dans les fractures des deux premiers minéraux cassants (l'or est observé spécifiquement dans les fractures de la pyrite). La sphalérite, la galène, la tennantite, la tétrahédrite, la pyrite tardive et des traces d'argentite sont probablement synchrones. Les inter-croissances chalcopyrite-sphalérite, observées dans la zone sud, évoquent un phénomène d'épigénisation montrant ainsi un remplacement progressif de la chalcopyrite par la sphalérite au cours du refroidissement (Johan, 1980). La chalcopyrite se transforme aussi en covellite. La figure 35, montre la paragenèse minérale probable et indique les stades principaux ainsi que les espèces minérales qui apparaissent durant chacune de ces étapes.

La minéralisation a probablement subi un enrichissement au cours d'un stade tardif. Une pyrite et une chalcopyrite tardives, avec du quartz blanc, coupent l'association minérale déformée. Nous avons aussi observé, avec ces sulfures: du rutile, quelques traces de digénite (Cu_9S_5), et d'énargite (Cu_3AsS_4). Combe et Morelli (1983) ont signalé également l'existence, dans le gisement d'or de Tiout, de la luzonite (Cu_5AsS_4), de l'aïkinite, de la marcassite, de la chalcocite, du cuivre natif (libre dans la gangue) et de l'argent natif. Cette minéralisation nettement tardive se distingue par son caractère fortement arsénié. La majorité de ces sulfures tardifs renferment des concentrations d'argent relativement élevées. Nous signalons qu'à côté de ces sulfures, nous avons observé des oxydes de fer: de l'hématite, de la goethite, de la limonite localement très abondante, et un peu de magnétite. Il existe aussi des oxydes de cuivre (la cuprite Cu_2O), des carbonates de cuivre hydratés (malachite $\text{Cu}_2(\text{CO}_3)\text{OH}_2$ et azurite $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2\text{OH}_2$) et des sulfates de

Étapes avec le temps	Hypogène		Supergène III
	I	II	
Types d'altérations Espèces	Potassique Chloritisation-hématitisation Phylliteuse Minéralisation ?		
Quartz	-----		
Chlorite	-----		
Muscovite (séricite)	-----		
Hématite	-----		
Magnétite	-----		
Arsénopyrite	-----		
Pyrite	-----		
Chalcopyrite	? -----		
Or-Ag	?_-----		
Galène	-----		
Sphalérite	-----		
Tennantite-tétrahédrite	-----		
Covellite	-----		
Rutile	-----		
Digénite	-----		
Goethite	-----		
Carbonates (dolomite)	-----		

Figure 35 Les séquences paragenétiques approximatives du gisement d'or de Tiout.

fer (Combe et Morelli 1983). Ces minéraux sont beaucoup plus abondants vers la surface des trois zones du gisement. La malachite en particulier a été observée au sein d'une lentille minéralisée (type de minéralisation i, figure 31). Dans la zone nord, nous avons observé le long d'une galerie d'un niveau supérieur les fractures d'une largeur de 5 cm à 10 cm cicatrisées par de la dolomite rose. Nous pensons que ceci représente la remobilisation tardive des carbonates.

L'étude de la paragenèse à électrum, sphalérite, pyrite, et argentite a permis à Shikazono (1985), de développer un "thermomètre cristalochimique" basé sur les teneurs en Fe de la sphalérite et les teneurs en Ag de l'électrum. Appliquée, dans la gamme des températures allant de 180°C à 300°C, cette méthode a fourni à l'auteur des résultats semblables, à $\pm 30^\circ\text{C}$ près, aux températures d'homogénéisation des inclusions fluides. Par comparaison, nous remarquons que les minéraux utilisés par cette méthode coexiste dans la mine d'or de Tiouit. Bien que nous ne pouvons pas prouver leur équilibre, néanmoins et par approximation, leur coexistence nous permet de suggérer la température de cristallisation de ce système à Tiouit. Cette température se trouve dans le domaine expérimenté par Shikazono (1985). Les températures d'homogénéisations des inclusions fluides de Tiouit (annexe VII, figure 56), appuient fortement l'application de la méthode de Shikazono (1985). La température de l'équilibre de l'assemblage électrum-sphalérite-pyrite-argentite de Tiouit est donc dans le domaine (180°C à 325°C).

Nous devons signaler que Shikazono (1985), a appliqué cette méthode sur un domaine minier du Japon qui affiche les mêmes caractéristiques (d'altération et d'association minérale) que le gisement d'or de Tiouit. Cette aspect justifie l'application de la méthode de Shikazono (1985) à ce gisement.

IV-2- GÉOCHIMIE DE L'ALTÉRATION

IV-2-1-Introduction

Nous avons étudié, dans un premier temps, la variation des oxydes majeurs, mineurs et la variation de quelques éléments chimiques, dans les trois zones de la mine d'or de Tiouit. Aussi, nous nous sommes basés sur les analyses chimiques (annexe IV), effectuées sur des échantillons sélectionnés et considérés représentatifs de la roche relativement fraîche, et de la roche altérée, et dans un deuxième temps nous avons quantifié les échanges de matière au cours des altérations. À partir de ces données nous allons traiter la lithogéochimie qualitative et quantitative afin de mieux caractériser les phénomènes d'altération.

IV-2-2-Lithogéochimie qualitative

Nous avons utilisé le diagramme (Rb vs Y+Nb) de Pearce (1984), pour comparer les échantillons les moins altérés avec ceux qui ont subi différents types d'altérations. La figure 36, illustre la majorité des types d'altération, précédemment décrits (chapitre III) et que la granodiorite de Tiouit a subis. Nous remarquons que l'enrichissement en Rb et K (figure 36) coïncide avec le développement des feldspaths potassiques et des micas potassiques au cours d'un métasomatisme potassique. La perte en Rb correspond à la formation de la chlorite et/ou de la silicification et argilisation. La chlorite stabilise bien l'Y et le Nb dans son réseau cristallin (Pearce *et al.* 1984). Donc nous pouvons noter que la roche mère a été affectée par une altération potassique, une chloritisation et une argilitisation.

En comparant qualitativement les rapports des pourcentages des espèces entre elles, nous minimisons ainsi l'effet des changements de volume associés à la

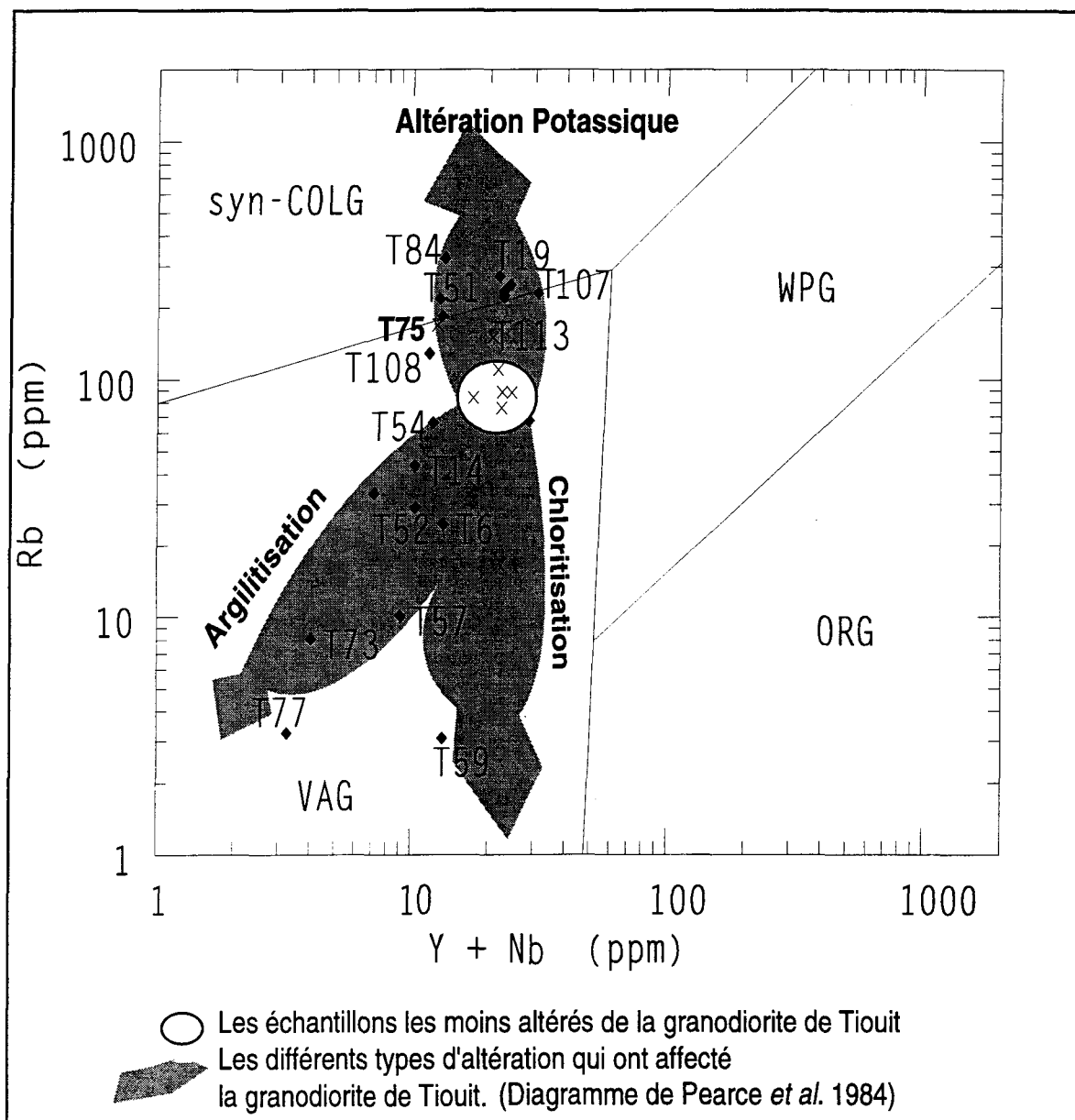


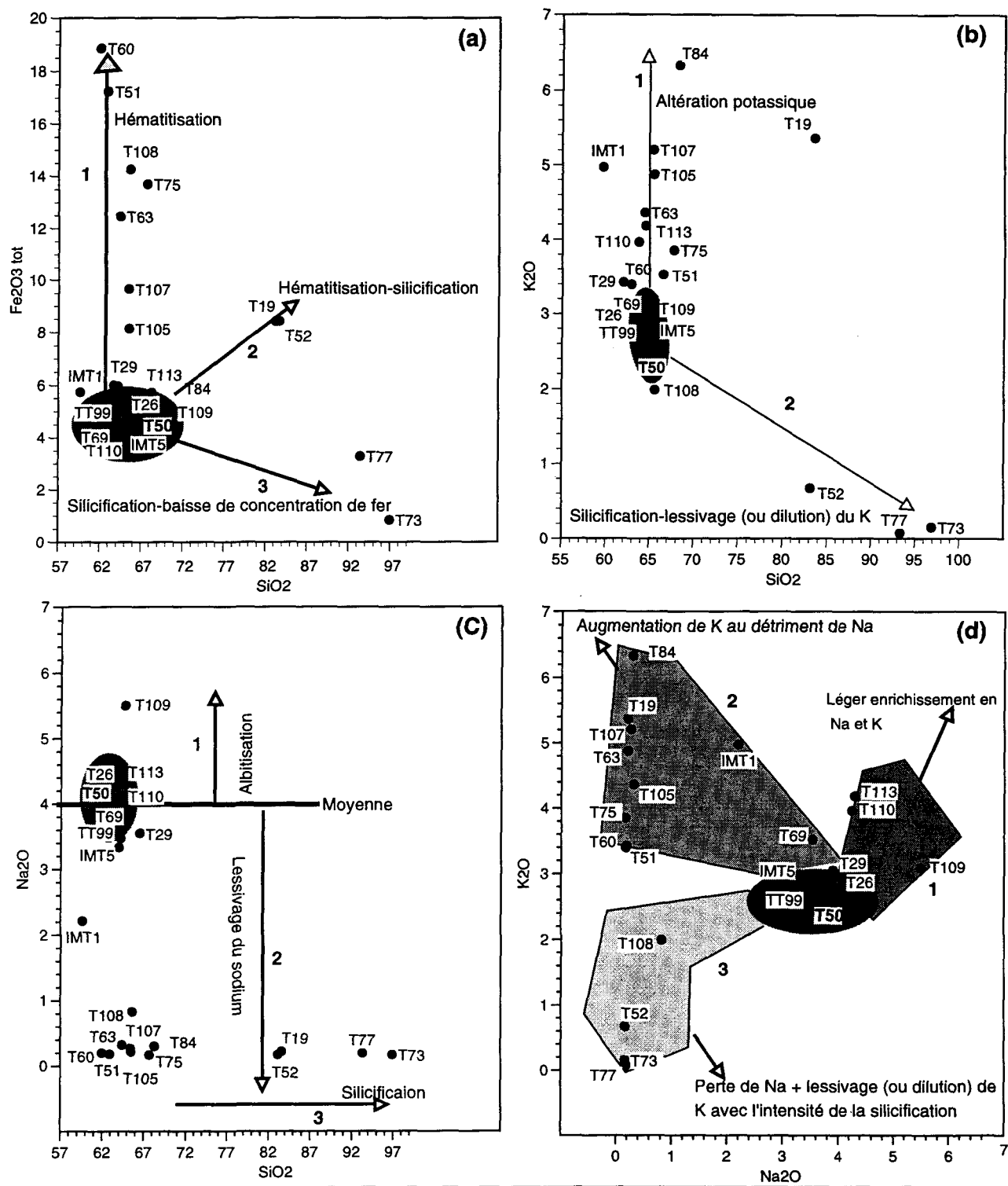
Figure 36 Types d'altération à partir du diagramme de Pearce *et al.* (1984).

modification chimique causée par l'altération hydrothermale. Cette approximation est justifiée, dans un premier temps, car l'encaissant de la minéralisation aurifère de Tiouit est toujours le faciès granodioritique dans les trois zones en exploitation. L'effet de différenciation magmatique est donc considéré comme minime.

Les rapports qui décrivent le mieux les modifications chimiques, dans ce cas précis, seront: $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, le dernier rapport pouvant être très utile dans la prospection géochimique de l'or comme il a été signalé par Boyle (1979). D'autres rapports (oxyde/oxyde ou élément/oxyde) seront utilisés, ceci dans le but de mieux comprendre les transformations chimiques et par conséquence minéralogiques au cours de la circulation des fluides minéralisateurs à travers la roche hôte.

L'hématitisation de la granodiorite de Tiouit est clairement affichée à la figure (37a-1). L'hydratation de la roche, en présence de $f\text{O}_2$ élevée, semble déstabiliser la magnétite qui se transforme en hématite. Ce dernier minéral devient de plus en plus abondant au fur et à mesure qu'on s'approche des zones minéralisées. L'enrichissement remarquable en fer dans ces zones résulte aussi de la formation des sulfures de fer. D'autres échantillons montrent une chloritisation des minéraux ferromagnésiens, au cours de ces réactions chimiques d'hématitisation-chloritisation. Des quantités appréciables de fer et de silice s'accumulent, ce qui donne une corrélation positive du Fe et de silice (figure 37a-2). Quand l'intensité de l'altération augmente, nous assistons à un lessivage et/ou une dilution progressifs du fer contenu dans la roche mère, en même temps que la roche se silicifie (figure 37a-3).

Le comportement de K_2O vs SiO_2 , est semblable au Fe_2O_3 vs SiO_2 , avec une augmentation moins régulière de l'oxyde du potassium (figure 36b-1). Le lessivage de



● Les échantillons les moins altérés (par rapport à T50)
 1; 2; et 3, représentent les directions des types d'altération qui ont affecté la granodiorite de Tiouit.
T50, échantillon plus frais

Figure 37 Diagrammes qualitatifs des types d'altération:
 (a) Fe₂O₃-SiO₂, (b) K₂O-SiO₂, (c) Na₂O-SiO₂, (d) K₂O-Na₂O.

K_2O est relativement bien corrélé avec l'augmentation de la silicification (figure 37b-2). En revanche, le Na_2O a connu une chute brusque, dans la majorité des échantillons (figure 36c) et la silicification commence donc à augmenter (figure 37c-2 et 3).

Le comportement de K_2O vs Na_2O (figure 37d) s'avère très significatif, dans la mesure où ce diagramme montre les étapes presque idéales de l'altération progressive dans le camp minier de Tiout. Nous constatons que la roche a subi une légère augmentation de Na_2O et de K_2O (figure 37d-1). Le remplacement de Na par K augmente en allant vers les zones minéralisées (figure 37d-2). Quand la totalité de Na_2O a été remplacée et/ou lessivée, la chute de l'oxyde de potassium progresse (figure 37d-3) et le pourcentage de K_2O devient nul dans les zones silicifiées (figure 37b-2).

Le calcium, comme le sodium a subi un lessivage brusque (figure 38a). Quand la roche perd presque totalement son CaO , la silice commence à augmenter. La décalcification (figure 38b-1) de la roche est accompagnée et suivie par un lessivage progressif de Sr (figure 38b-2). Donc la silicification, s'accompagne d'un lessivage de Ca et de Sr, de K, et de Fe_{tot} .

Les caractéristiques géochimiques de Na, Ca et Sr apparaissent comme les meilleurs éléments pour suivre l'étendue et l'intensité de l'altération hydrothermale dans la mine d'or de Tiout

Le Rb et l'oxyde de potassium sont intimement liés. Ils affichent une corrélation positive parfaite (figure 38c). Nous retrouvons là une caractéristique géochimique bien connue concernant ces deux espèces. La variation du Ba en fonction de l'oxyde de potassium est polydirectionnelle (figure 38d) avec une légère augmentation de Ba avec une faible augmentation de K_2O (figure 38d-1). La roche a connu un enrichissement en

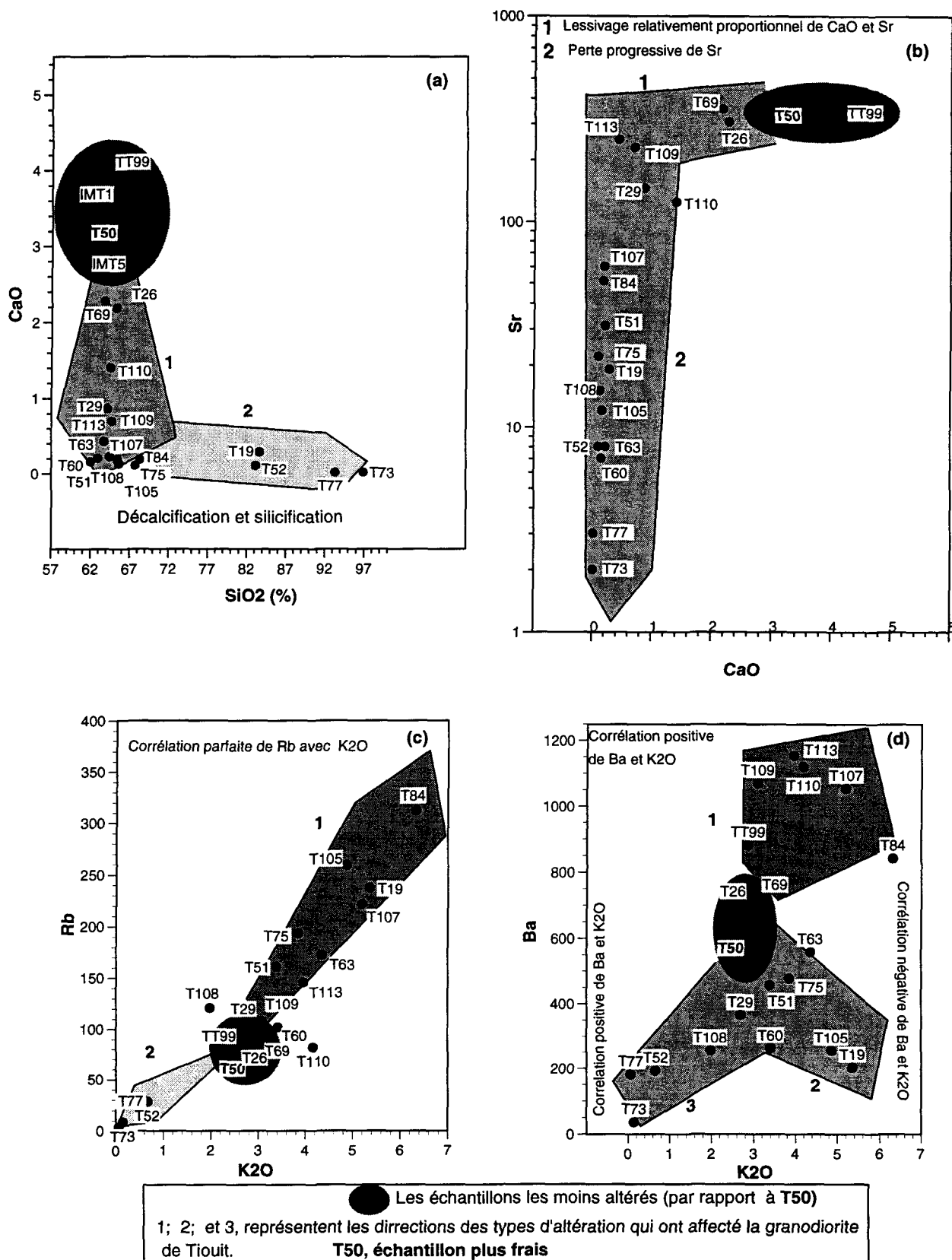


Figure 38 Diagrammes qualitatifs des types d'altération:
(a) CaO-SiO₂, (b) Sr-CaO, (c) Rb-K₂O, (d) Ba-K₂O.

K₂O et un lessivage de Ba (figure 38d-2). Avec l'intensité de l'altération, le lessivage du Ba et de l'oxyde de potassium s'effectue en même temps (figure 38d-3).

À partir de cette description systématique des figures 37 et 38, nous pouvons conclure que lorsque l'hématitisation de la roche se produit, le fer total augmente. Au cours de l'altération potassique nous remarquons une augmentation significative du K, une légère augmentation de Ba, et une diminution successive du Ca et de Na. Quand la silicification de la roche rentre en jeux nous assistons au départ important de Ca, de Na, de K, de Sr, et de fer total.

IV-2-3-Lithogéochimie quantitative

IV-2-3-1-Introduction

Nous avons réalisé une étude quantitative permettant d'appréhender les modifications de volume et de composition de la granodiorite aurifère de Tiouit. Cette étude viendra compléter les observations pétrographiques et l'étude qualitative déjà traitées.

La comparaison directe des résultats d'analyses géochimiques n'est pas suffisante pour décrire les changements survenus dans la roche. Les composants (oxydes majeurs et mineurs) sont astreints dans l'analyse chimique à une somme constante de 100%. Aucun composant individuel n'est donc indépendant des autres (Kerrick et Fyfe 1981). Il existe alors un nombre infini de solutions possibles pouvant expliquer les changements survenus dans le/ou les échantillons étudiés (figure 36 37 et 38). De plus, cette procédure indique que le volume de la roche est demeuré constant, ce qui s'avère très souvent une supposition erronée, particulièrement, dans le cas des gisements qui sont situés dans des zones de

cisaillements où le volume de la roche subit des changements très importants (Ramsay 1980).

L'objectif de cette étude est d'apporter de nouvelles observations sur la déstabilisation progressive des minéraux dans la granodiorite de Tiout. Nous visons aussi à quantifier la mobilité des espèces chimiques. Ces résultats seront ensuite confrontés aux données pétrographiques.

IV-2-3-2-Aperçu des méthodes utilisées, application

Différentes méthodes de calcul furent préconisées par plusieurs auteurs pour quantifier les échanges de matière en tenant compte des variations volume-composition de la roche au cours du métasomatisme. Nous avons appliqué trois méthodes de quantifications: Gresens (1967), Potdevin et Marquer (1987), et Grant (1986), pour mieux élucider le phénomène d'altération dans le camp minier de Tiout. Nous allons appliquer les deux premières méthodes pour identifier les oxydes les moins solubles et les éléments chimiques les moins mobiles. Les deux premières méthode viseront aussi à utiliser plus efficacement et simplement la méthode graphique de Grant (1986). Cette dernière méthode sera par ailleurs améliorée, et un autre type de diagramme sera présenté et appliqué dans cette partie de notre travail.

Ces méthodes se distinguent principalement par la manière d'aborder le choix de la référence employée dans les calculs des bilans (Potdevin et Marquer 1987). La méthode de Gresens (1967), est considérée comme la base mathématique pour quantifier les modifications chimiques qui se produisent au sein d'une roche (ou d'un minéral) au cours de l'altération. Gresens (1967) a incorporé les mesures de la densité ainsi que les analyses chimiques des constituants de la roche fraîche et de la roche altérée, dans des calculs

mathématiques concrétisés par l'élaboration d'une équation à deux inconnus (voir plus loin, équation 1) qui sont Δm , et f_v ; donc en théorie, cette équation est insoluble: car la quantité de masse Δm , perdue ou gagnée au cours de l'altération, ainsi que le facteur de volume f_v , sont inconnues. L'auteur a fait appel aux propriétés et au comportement géochimique de quelques composants de la roche pour résoudre l'équation. En effet, si on admet "l'immobilité" d'un ou de plusieurs espèces constituant la roche. Ces espèces joueront le rôle des témoins "inertes" au cours du métasomatisme de la roche, ces témoins peuvent être des minéraux "insolubles", ou/et des éléments chimiques "immobiles". Une fois ces espèces chimiques fixées, nous pouvons faire varier le volume et résoudre ainsi l'équation de Gresens (1967). Les pertes et les gains des autres composants de la roche pourront être ainsi calculés.

L'équation de Gresens peut être écrite sous la forme suivante:

$$\Delta m = m f_v (d/d_0) - m_0 \quad (1)$$

Δm est la quantité de masse gagnée ou perdue durant le métasomatisme de la roche, m_0 et m sont les teneurs en poids du constituant dans la roche fraîche et altérée, d_0 et d les densités de ces roches, f_v est le facteur de volume défini par Gresens (1967) comme le rapport du volume final (v) / volume initial (v_0).

Afin d'effectuer les calculs d'un grand nombre d'équations de Gresens, nous avons utilisé le programme informatique d'Appleyard et DeBeer (1983). Ce programme est subdivisé en trois sous-programmes:

i) SOMA1, nous donne un histogramme des valeurs de $\text{Log } f_v$ des échantillons altérés, comparés à un échantillon frais (annexe VII);

ii) SOMA2, calcul les changements de masse et les compositions nettes de chaque roche altérée en utilisant les données des facteurs volumiques ou une liste des espèces "immobiles";

iii) SOMA3, donne les graphiques, composition-volume, pour chaque couple d'échantillons (frais et altéré), un graphique pour les oxydes majeurs et un autre pour les éléments traces (figures 39 et 40).

Nous avons comparé l'échantillon le moins altéré (T50) avec l'échantillon moyennement altéré (T69) et l'échantillon "plus" altéré (T75). En appliquant le programme SOMA1, nous obtenons un histogramme pour chaque comparaison (annexe VII). Le pic qui aligne le nombre le plus élevé d'éléments, dans le cas de T50-T69, se situe vers la valeur du logarithme de $f_v=0,01$, ce qui signifie que $f_v=1,02$. Pour le couple T50-T75 la dispersion des éléments sur l'histogramme est plus grande (annexe VII). Néanmoins, les éléments relativement "immobiles", dans ce cas, se trouvent dans le domaine $0,6 < f_v < 1,6$.

Sur le diagramme de variation de masse en fonction du facteur de volume, la pente de chaque droite est proportionnelle à sa teneur initiale. Nous remarquons que les droites qui représentent SiO_2 , l'oxyde Al_2O_3 et Fe_2O_3 interceptent la droite ($\Delta m = 0$) vers une valeur de f_v comprise entre 1,00 et 1,10. Ceci signifie que pour une faible altération de la granodiorite T50 peut être considérée iso-volumique. L'Al peut subir une perte, ou dilution, vers $f_v > 1,2$ (figure 41). Les éléments qui longent la ligne $\Delta m=0$ sont isochimiques (Mn, P, Ti). Ils sont sensibles à une éventuelle variation de f_v . Leurs pertes et gains s'opposent comme dans la figure (39 et 41). Les oxydes majeurs et les éléments traces (figures 39 à 42) qui interceptent la droite $\Delta m = 0$, autour de la valeur $f_v=1$ sont considérés comme quasiment immobiles au cours d'un degré d'altération donné.

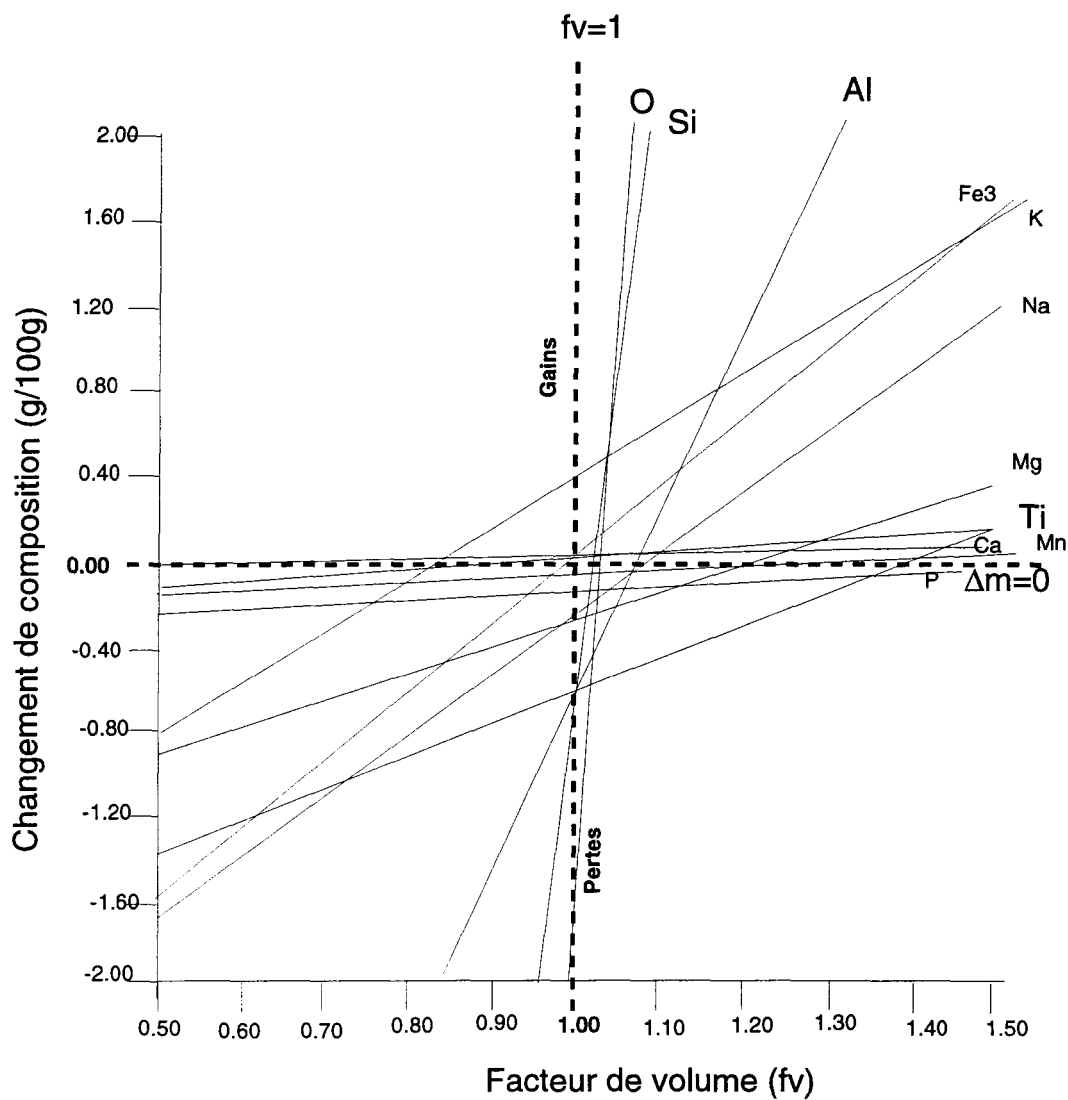


Diagramme de composition/volume des oxydes majeurs
Gresens 1967

Comparaison de l'échantillon relativement frais T50
et l'échantillon T69 peu altéré

Figure 39 Diagramme de Gresens (1967), comparaison
des échantillons T50-T69 (majeurs).

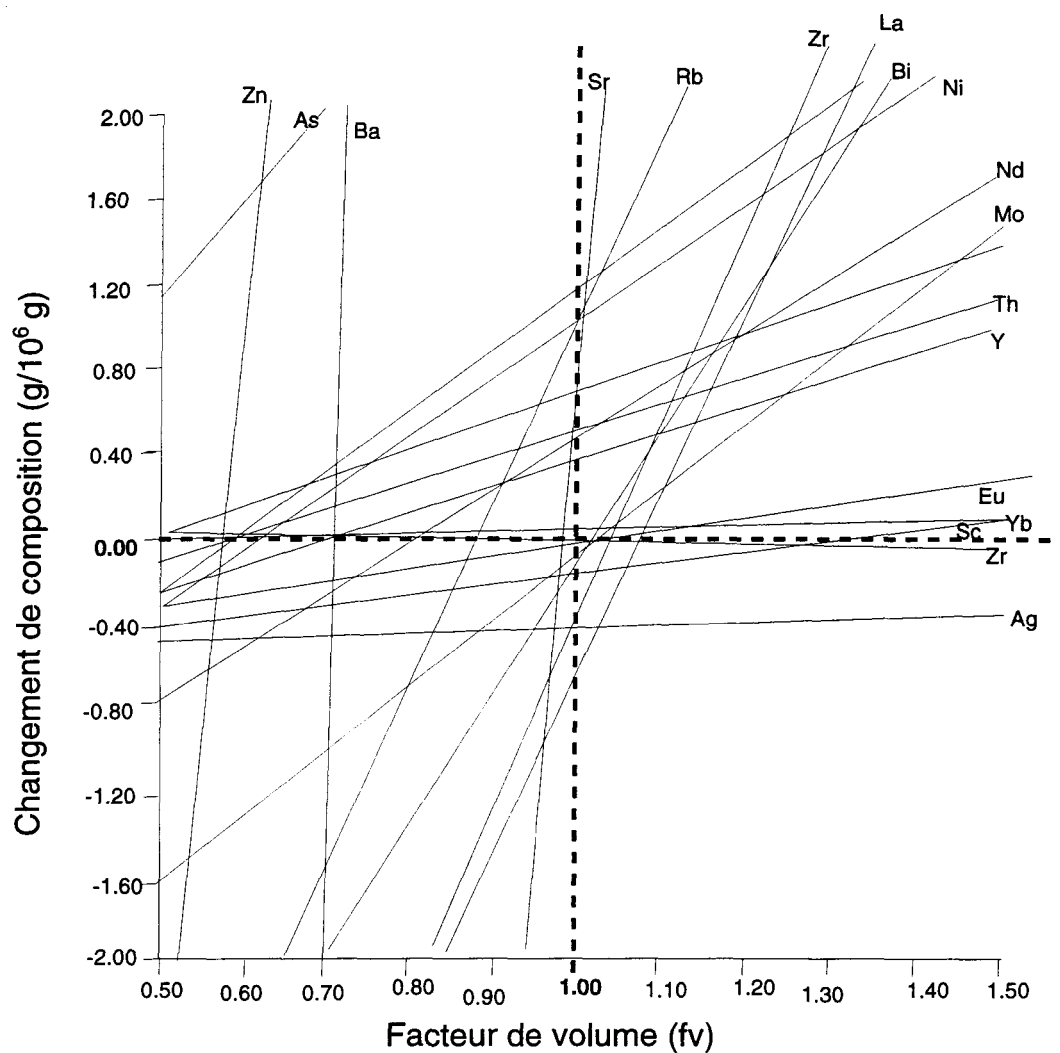


Diagramme de composition/volume des traces
 Gresens 1967
 Comparaison de l'échantillon relativement frais T50
 et l'échantillon T69 peu altéré

Figure 40 Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T69 (traces)

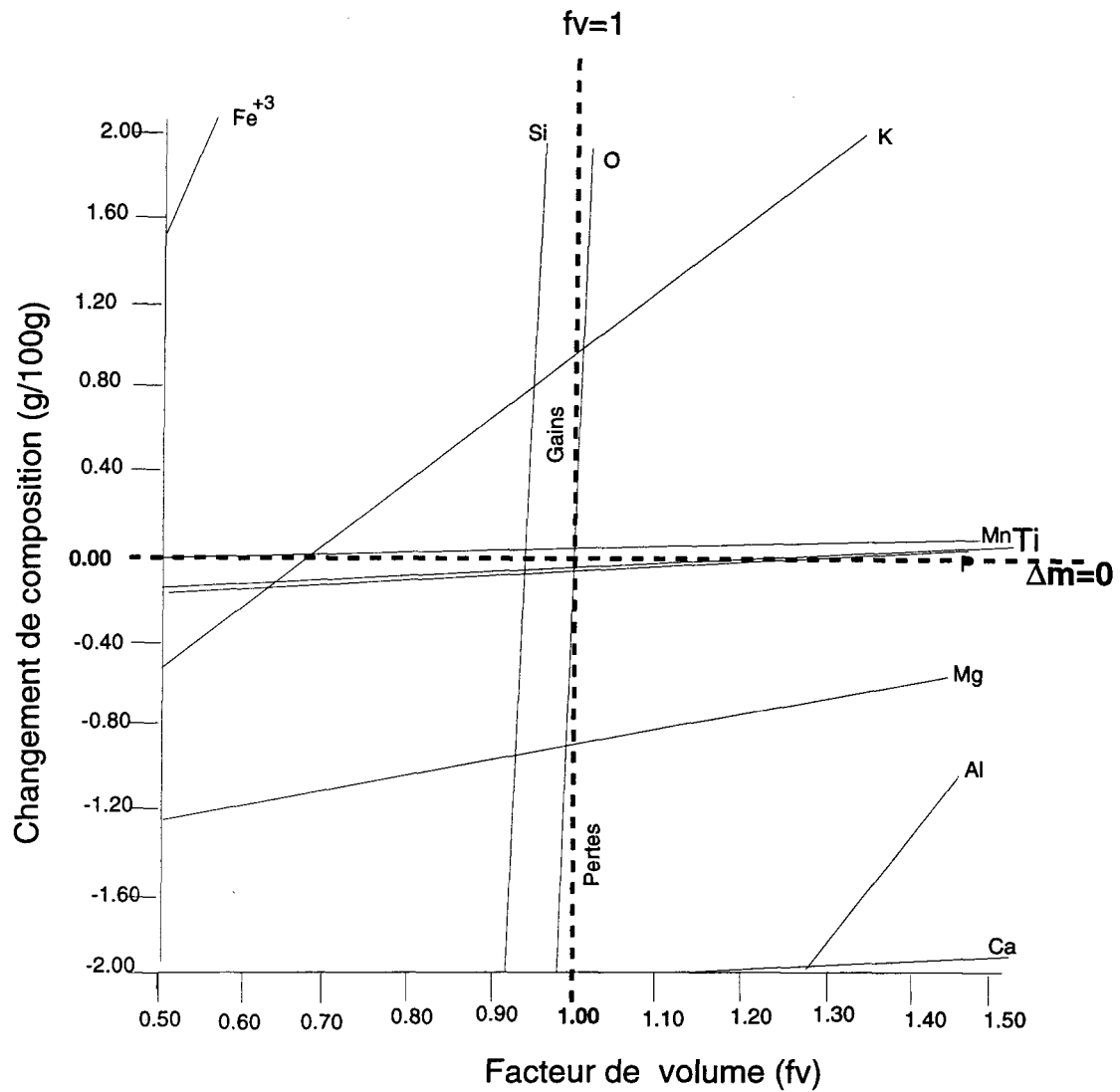


Diagramme de composition/volume des oxydes majeurs
(Gresens 1967)
Comparaison de l'échantillon relativement frais T50
et l'échantillon altéré T75

Figure 41 Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T75 (majeurs).

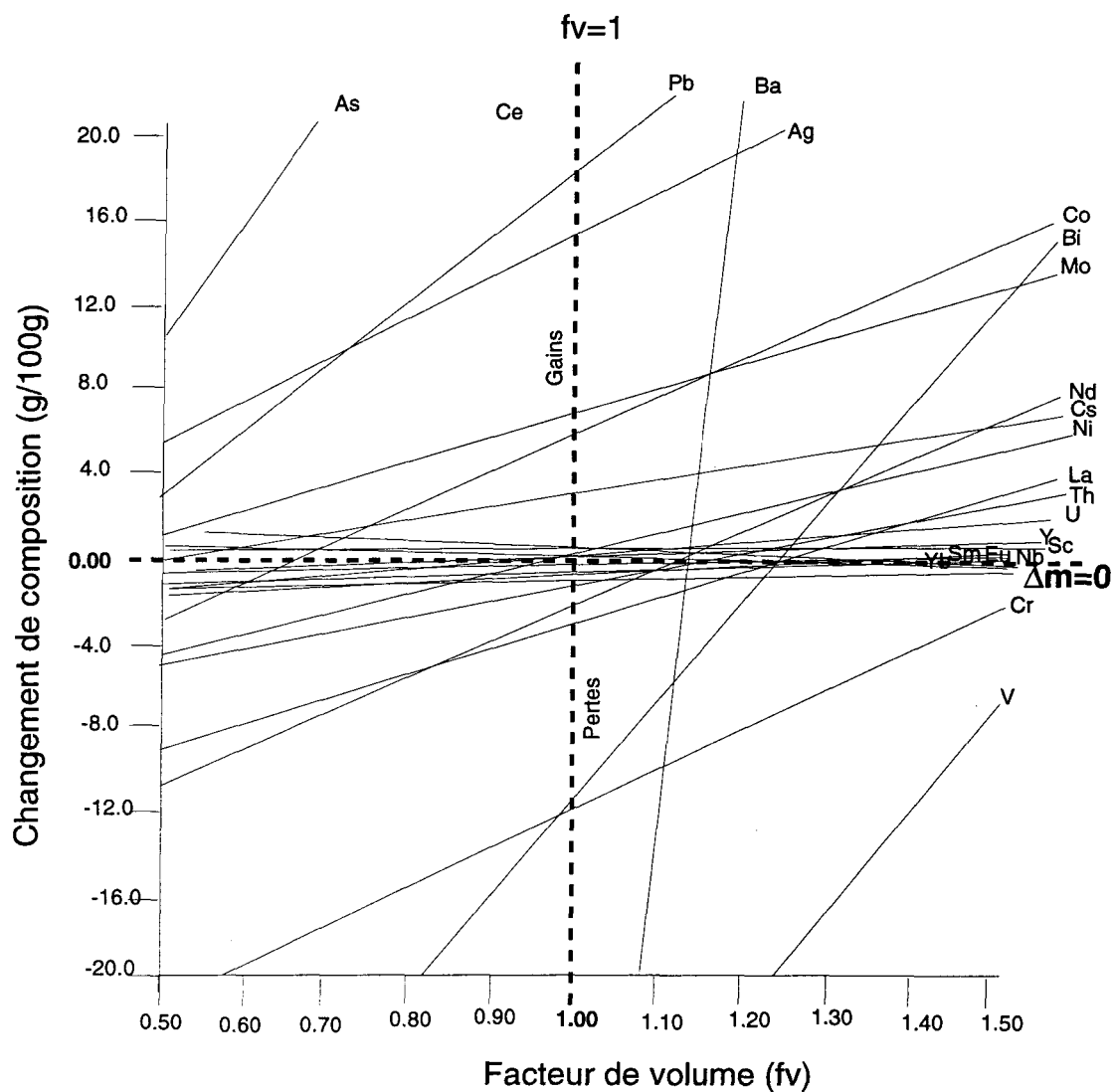


Diagramme de composition/volume des traces
(Gresens 1967)
Comparaison de l'échantillon relativement frais T50
et l'échantillon altéré T75

Figure 42 Diagramme de Gresens (1967), comparaison des échantillons T50-T75 (traces).

Le diagramme de comparaison (oxydes majeurs) des l'échantillons relativement frais T50 et plus altéré T75 nous montre que l'estimation du facteur du volume devient difficile (figure 41). Les intersections des oxydes majeurs, ainsi que celles des éléments en traces (figure 42), sont très éloignées.

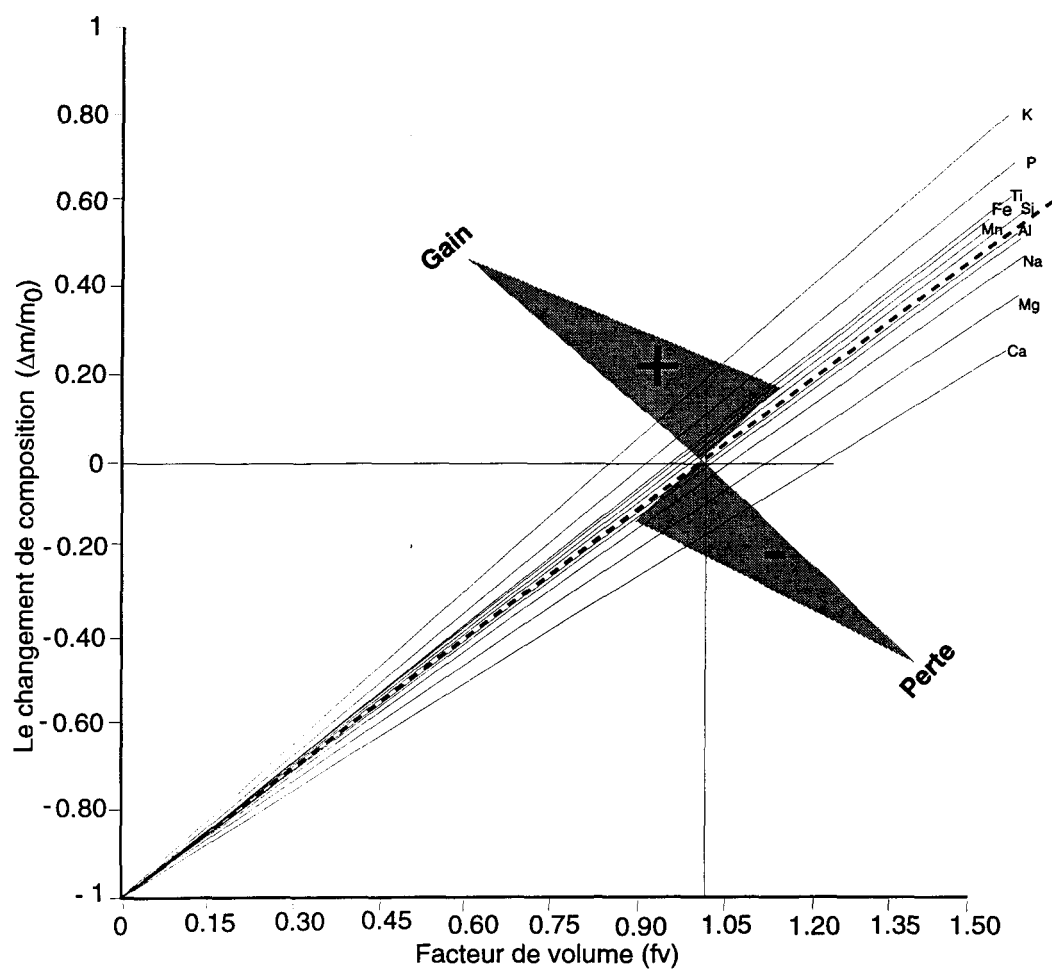
Potdevin et Marquer (1987) ont suggéré de diviser l'équation (1), par m_0 pour pouvoir obtenir un diagramme de mobilité relative au lieu du diagramme de mobilité absolue produit par Gresens (1967). Ceci permet de faire partir toutes les droites de l'origine des axes à deux dimensions. Ces droites décrivent la variation de $\Delta m/m_0$ en fonction de f_v . L'avantage des diagrammes de la mobilité relative est de pouvoir comparer, en même temps, les oxydes majeurs et les éléments en traces par une simple superposition des deux diagrammes correspondants (figure 43 à 46).

L'expression de l'équation (1), deviendra:

$$\Delta m/m_0 = (m/m_0).f_v.(d/d_0) - 1 \quad (2)$$

$\Delta m/m_0$, décrit la variation de la masse de chaque constituant sur sa teneur initiale dans la roche.

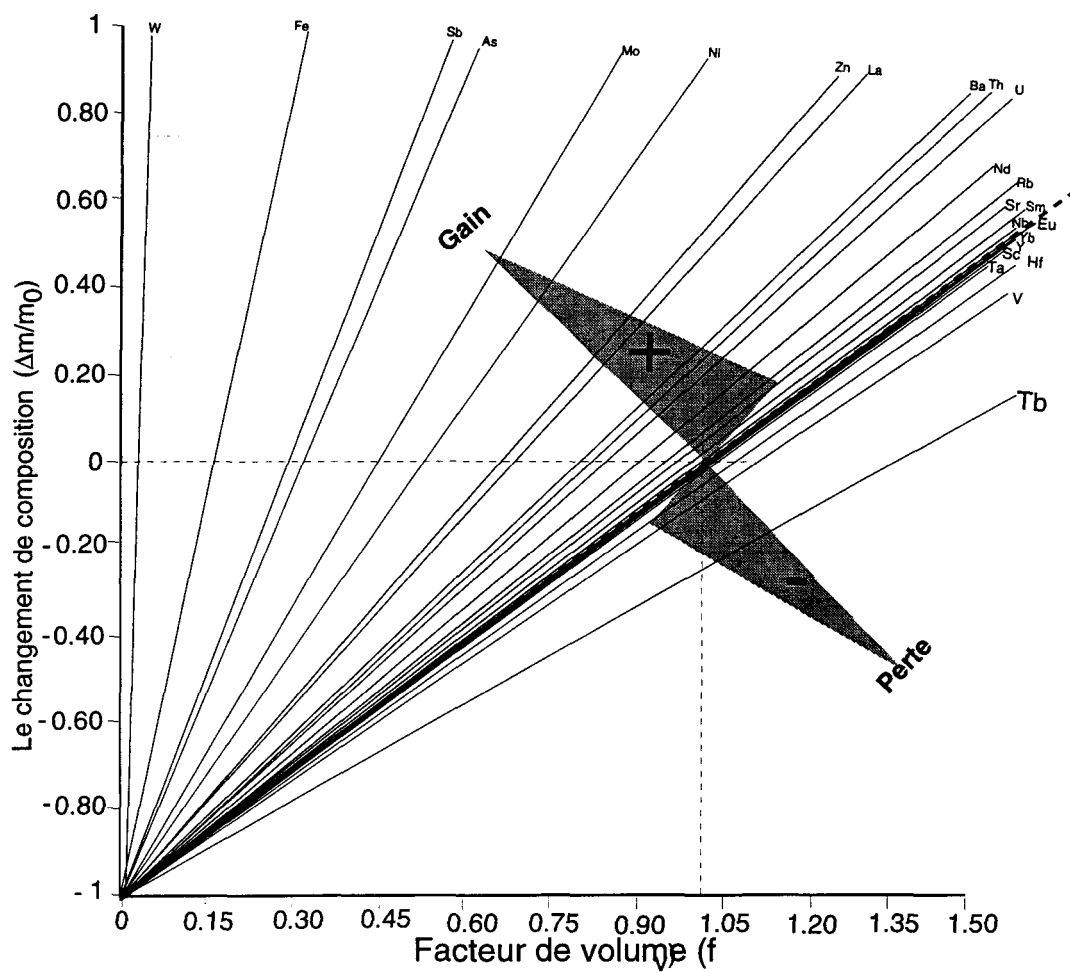
Les diagrammes de la mobilité relative sont établis à l'aide d'un autre sous-programme informatique SOMA4. Ce dernier donne les pertes et les gains en fonction du facteur de volume (figure 43 à 46). Sur la figure (43) nous pouvons remarquer que les droites correspondantes à Al_2O_3 et à SiO_2 sont très voisines de la droite de référence selon laquelle l'échantillon T69 comparé à T50, n'a subi ni perte ni gain au cours de l'altération. Cette droite passe par l'intersection de la droite horizontale ($\Delta m=0$) avec la droite verticale ($f_v=1$). Donc SiO_2 et l' Al_2O_3 peuvent être considérés comme quasiment immobiles. Le



Les Oxydes majeurs

Diagramme de composition en fonction du volume de l'échantillon
le moins altéré T50 comparé à T69 (peu altéré)

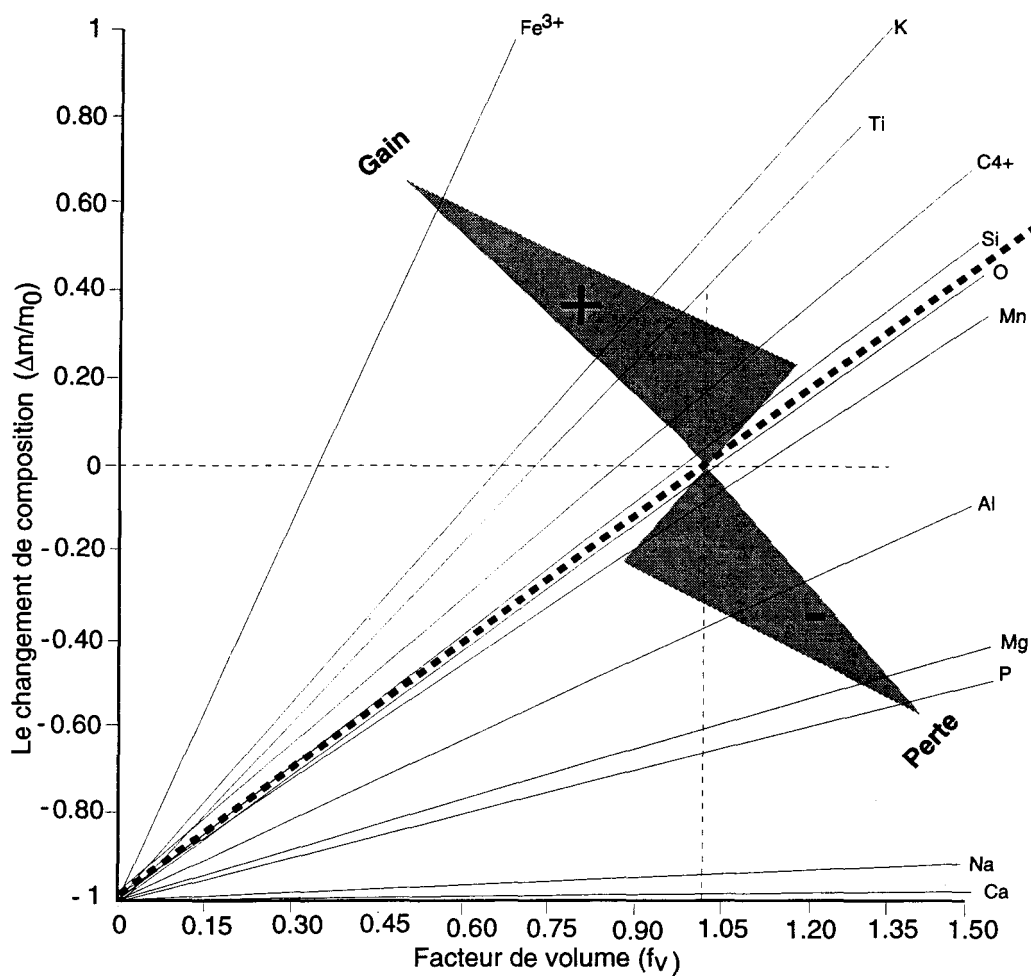
Figure 43 Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-T69 (majeurs).



Les éléments en traces

Diagramme de composition en fonction du volume de l'échantillon
le moins altéré T50 comparé à T69 (relativement altéré)

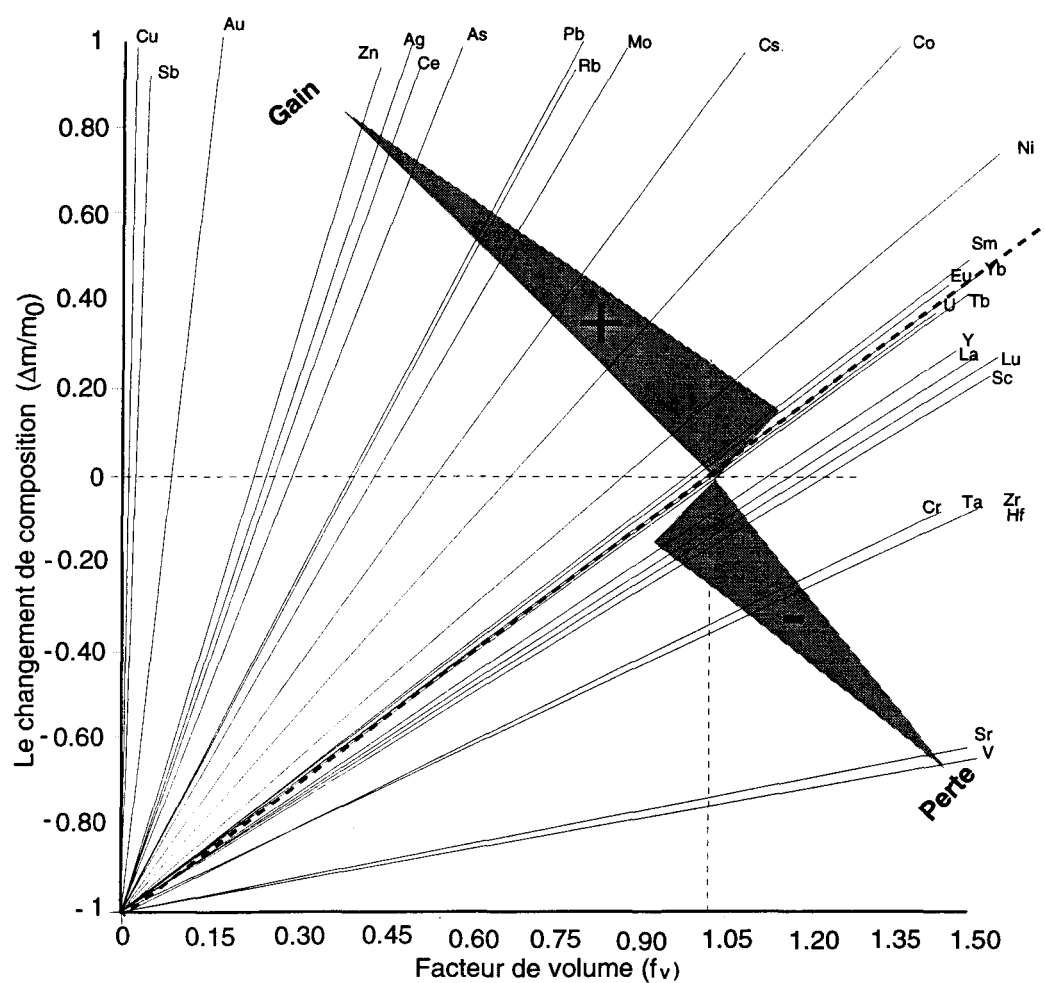
Figure 44 Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987),
comparaison des échantillons T50-T69 (traces).



Les Oxydes majeurs

Diagramme de composition en fonction du volume de l'échantillon
le moins altéré T50 comparé à T75 (altéré)

Figure 45 Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-75 (majeurs).



Les éléments traces

Diagramme de composition en fonction du volume de l'échantillon le moins altéré T50 comparé à T75 (altéré)

Figure 46 Diagramme modifié d'après Potdevin et Marquer (1987), comparaison des échantillons T50-75 (traces).

Ca, le Mg et en moindre mesure le Na ont connu une perte, tandis que le K se voit relativement enrichi (figure 43 et 45). Dans le cas des éléments en traces nous constatons que la droite de référence est entre la droite de Nb, Sc, Eu et de Sm. Ces éléments peuvent être considérés comme immobiles. Par ailleurs, nous assistons à un enrichissement important de Fe, W, Sb, As, Mo, Ni, Ag, Zn, Pb, et Au (figure 44 et 46).

Grant (1986), a réarrangé l'équation de Gresens (1967) pour obtenir une relation linéaire entre les concentrations de l'élément dans la roche altérée et dans la roche mère (non altérée.). L'équation (1) s'écrira donc après le réarrangement suivant comme:

$$\Delta M_i = \left[\left(\frac{M^A}{M^0} \right) C_i^A - C_i^0 \right] M^0$$

$$C_i^A = \frac{M^0}{M^A} (C_i^0 + \Delta C_i) \text{ on divise cette expression par } C_i^0, \text{ on aura}$$

$$\frac{C_i^A}{C_i^0} = \frac{M^0}{M^A} \frac{C_i^0}{C_i^0} + \frac{M^0}{M^A} \frac{\Delta C_i}{C_i^0} \Rightarrow \frac{C_i^A}{C_i^0} = \frac{M^0}{M^A} + \frac{M^0}{M^A} \frac{\Delta C_i}{C_i^0}$$

$$\Rightarrow \frac{\Delta C_i}{C_i^0} = \frac{M^A}{M^0} \frac{C_i^A}{C_i^0} - \frac{M^0}{M^A} \frac{M^A}{M^0}$$

C_i^0 : la concentration de l'espèce i dans la roche fraîche

C_i^A : la concentration de l'espèce i dans la roche altérée

M^0 : masse de référence de l'échantillon initial

M^A : masse de référence après l'altération

Cette démarche est connue sous le nom de la méthode des "isocons".

L'expression de l'équation de l'isocon a la forme suivante;

$$(\Delta C_i / C_i^0) = (M^A / M^0)(C_i^A / C_i^0) - 1 \quad (3)$$

Généralement le rapport (M^A / M^0) est donné par la pente de l'isocon choisi.

Tous les isocons passent par l'origine des axes à deux dimensions. Le meilleur isocon sera celui qui passe par le plus de points, particulièrement, par les points correspondants aux espèces jugées immobiles. Les points qui s'alignent le long d'un isocon ont le même rapport de concentration. Les gains et les pertes, en éléments majeurs et traces peuvent être qualitativement visualisés de par et d'autre de la ligne de masse et volume constants (figures 47 et 48). Les oxydes majeurs et les éléments en trace sont, selon le cas, multipliés ou divisés par un facteur de sorte qu'ils s'intègrent facilement dans le champ du diagramme. Les gains et les pertes en espèces chimiques peuvent ainsi être lus sur le diagramme d'après la distance verticale qui les sépare de la ligne de masse et volume constants par rapport à la distance verticale qui les sépare de l'abscisse. Cette méthode n'est pas toujours facile à exécuter et la manipulation des mesures sur le diagramme conduit à des résultats souvent erronés, et à priori, ces diagrammes seront utilisés d'une manière qualitative. La logique des diagrammes de Grant (1986) va donc être changée, et de nouveaux diagrammes quantitatifs seront présentés.

IV-2-3-3-Modification de la méthode de Grant (1986), nouvelle méthode graphique.

Pour simplifier la lecture directe des pourcentages des gains et des pertes sur les diagrammes, nous avons repris comme assise mathématique le système d'équations de Gresens (1967) et de Grant (1986). Nous avons mis au point une équation supplémentaire normalisant les gains à 100 %. Cette méthode graphique nouvelle nous permettra d'établir de façon quantitative les gains et les pertes des éléments.

À partir de l'équation des concentrations

$$C_i^A = \left[\frac{M^0}{M^A} (C_i^0 + \Delta C_i) \right] \quad (1);$$

nous pouvons tirer l'expression de ΔC_i

$$\Delta C_i = \frac{M^A}{M^0} C_i^A - C_i^0 \quad (1)_1$$

L'objectif visé par Grant (1986), en utilisant les équations précédentes, sera modifié. À partir de l'équation (1)₁, nous allons suivre deux voies distinctes mais complémentaires: la voie (A) et la voie (B).

(A) - Pour calculer les pertes lessivées de la roche-mère, on divise l'équation (1)₁ par C_i^0 (Grant 1986). L'équation des pertes sera ainsi déduite:

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^0} = \frac{M^A}{M^0} \frac{C_i^A}{C_i^0} - 1 \quad (2)$$

on a $\frac{C_i^A}{C_i^0} = \frac{M^0}{M^A}$, (Grant 1986).

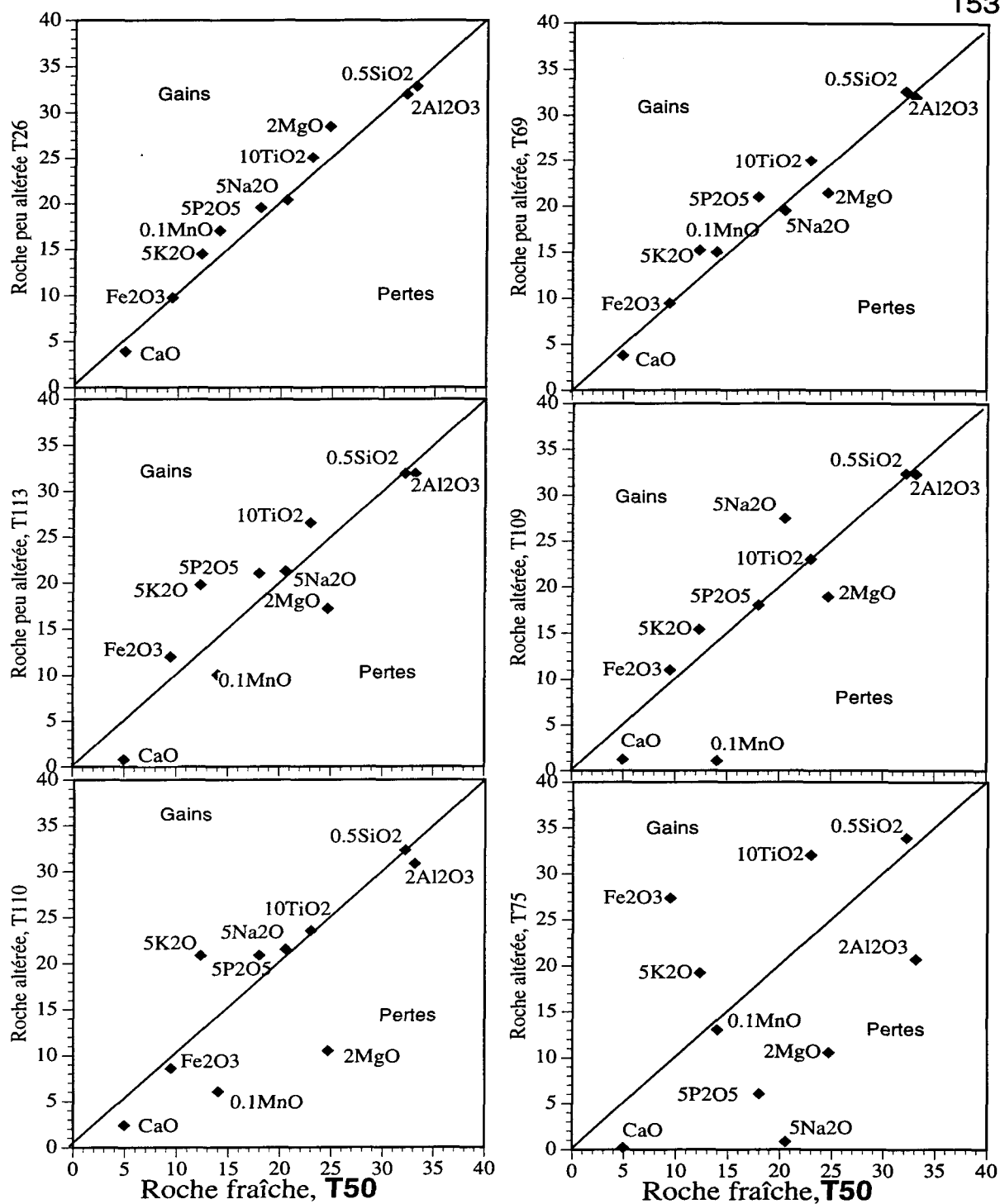
Si la masse de la roche n'a pas changé ($M^A = M^0$), on aura l'équation (2)₁:

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^0} = \frac{C_i^A}{C_i^0} - 1 \quad (2)_1$$

et si l'oxyde de l'aluminium est immobile on aura;

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^0} = \frac{C_{Al2O3}^0}{C_{Al2O3}^A} \frac{C_i^A}{C_i^0} - 1 \quad (2)_2, \quad (\text{voir figures 49 à 53 et annexe VII}).$$

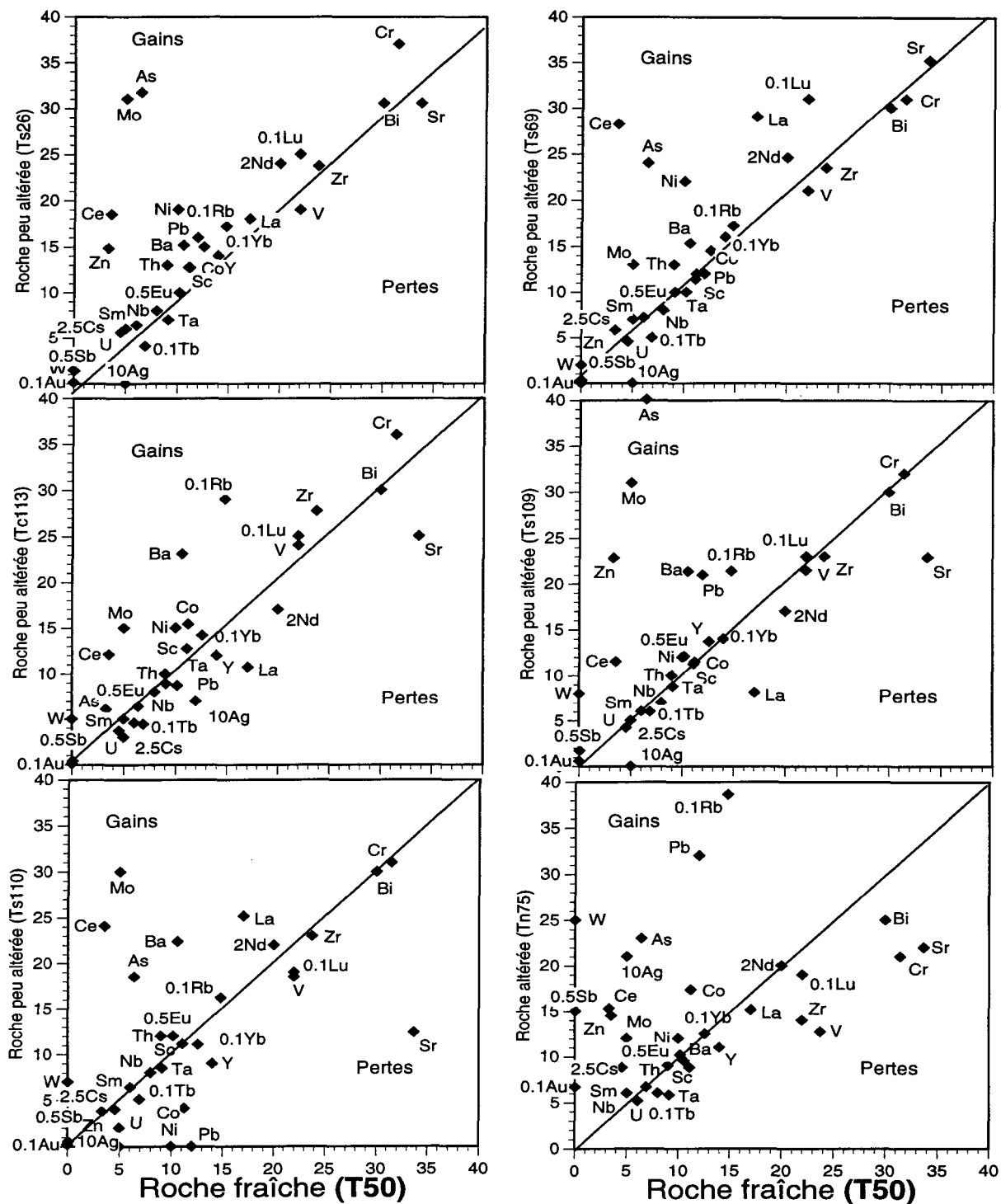
D'une manière générale, cette relation avait été utilisée, depuis Grant (1986), pour calculer les pertes et les gains, mais sa concrétisation graphique n'est pas toujours aisée.



Les oxydes majeurs

Aspect qualitatif des pertes et des gains (altération progressive)
de la granodiorite de Tiout, (simplifié d'après Grant 1986)

Figure 47 Diagramme simplifié d'après Grant (1986), comparaison entre une roche fraîche et une roche altérée (majeurs).



Les éléments traces

L'aspect qualitatif des pertes et des gains dans les mêmes échantillons que la figure 41;(simplifié d'après Grant, 1986)

Figure 48 Diagramme simplifié d'après Grant (1986), comparaison entre une roche fraîche et une roche altérée (traces).

Les calculs des pertes et des gains à l'aide de cette relation donnent des résultats très souvent différents de ceux trouvés par les mesures géométriques mises au point par Grant (1986).

En appliquant l'équation (2) pour calculer les gains des éléments, à concentration $C_i^0 = 0$, nous trouvons une valeur infinie, ce qui est physiquement pas très significatif. Selon la position du point correspondant à un élément sur le diagramme de Grant il peut être impossible de trouver son pourcentage exact.

Donc, cette formule $(\frac{\Delta C_i}{C_i^0} = \frac{M^A}{M^0} \frac{C_i^A}{C_i^0} - 1)$ sera considérée dans ce travail, comme valable seulement pour calculer les pertes.

(B) - Pour déduire une équation donnant les gains, le raisonnement mathématique suivant est proposé:

dans le cas du calcul des gains, nous allons diviser l'équation (1)₁, par C_i^A et obtenir l'équation suivante:

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^A} = \frac{M^A}{M^0} - \frac{C_i^0}{C_i^A}$$

$$\text{Si } \Delta C_i = 0, \text{ nous avons } C_i^A = \frac{M^0}{M^A} C_i^0,$$

et en remplaçant C_i^A par sa valeur dans le rapport $\frac{\Delta C_i}{C_i^A}$, nous obtenons;

$$\frac{M^A}{M^0} \frac{\Delta C_i}{C_i^0} = \frac{M^A}{M^0} - \frac{C_i^0}{C_i^A},$$

en réarrangeant cette expression nous allons trouver:

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^0} = 1 - \frac{M^0}{M^A} \frac{C_i^0}{C_i^A} \quad (3)$$

Si Al_2O_3 est considéré comme immobile on obtient une équation "image" de $(2)_2$, qui décrit les gains:

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^0} = 1 - \frac{C_{Al_2O_3}^A}{C_{Al_2O_3}^0} \frac{C_i^0}{C_i^A} \quad (3)_1$$

Le changement de volume sera déduit en utilisant la relation suivante:

$$\frac{V^A}{V^0} = \frac{M^A}{M^0} \frac{d^A}{d^0},$$

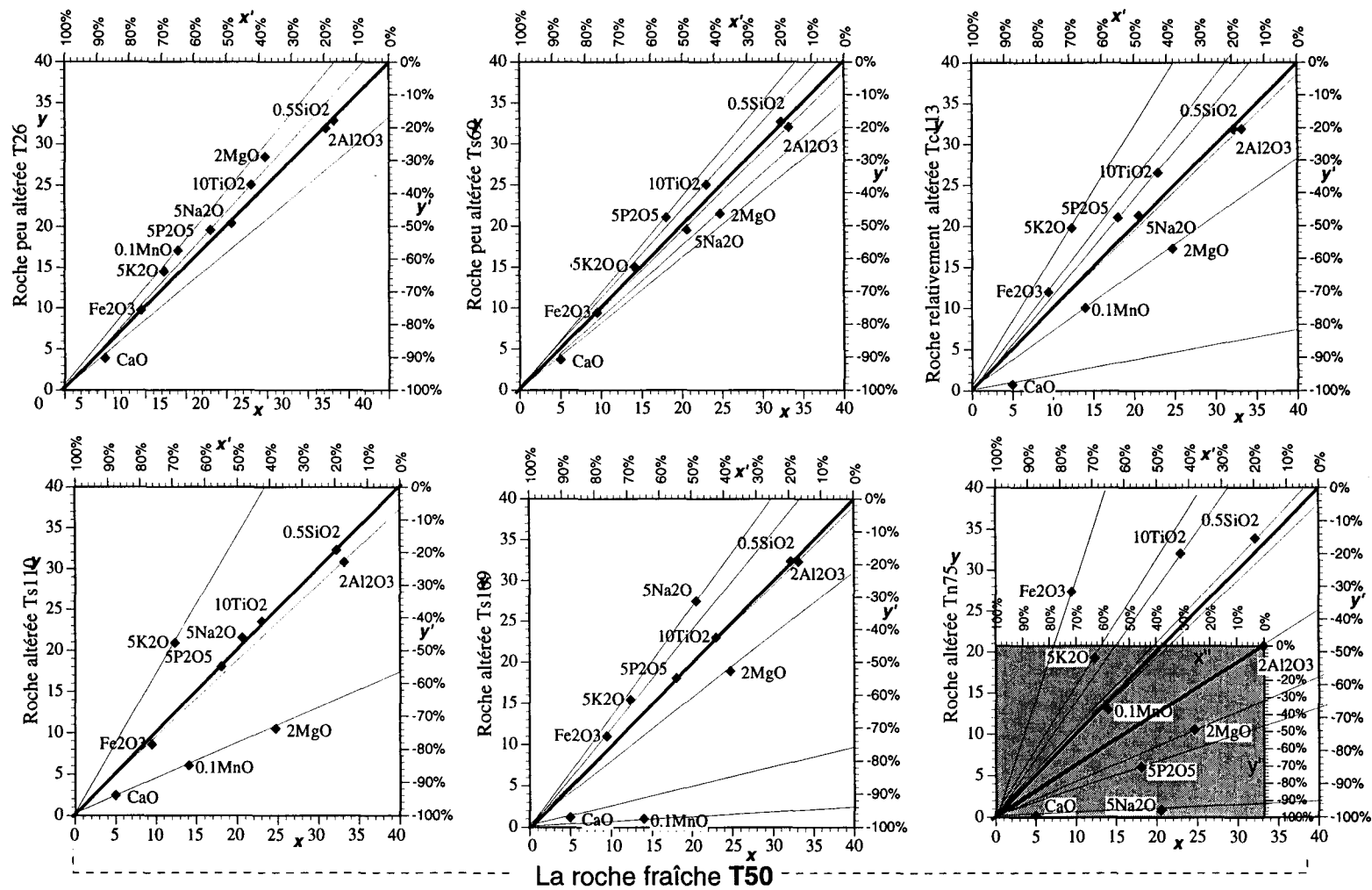
si la masse reste constante durant l'altération ($M^A = M^0$), les gains vont être déterminés par l'équation suivante:

$$\frac{\Delta C_i}{C_i^A} = 1 - \frac{C_i^0}{C_i^A} \quad (3)_1 \quad (\text{annexe VII}).$$

Ainsi nous projetons les résultats de l'analyse chimique de roches à comparer dans un diagramme carré, la diagonale de ce carré étant la ligne de constance de masse et de volume.

Ces démarches de calcul sont cohérentes avec les résultats obtenus par les diagrammes (figures 49 à 53). Donc la formule (2) sera utilisée pour le calcul des pertes et la formule (3) sera utilisée pour calculer les gains. Nous avons ensuite mis au point un type de diagramme qui concrétise aisément les résultats du calcul.

Sur la figure (50) nous avons le modèle de diagramme simple, qui nous a permis de lire directement les pourcentages des espèces chimiques perdues ou gagnées au cours d'un processus d'altération donné. Nous pouvons lire ainsi, le pourcentage des pertes au point



Lecture directe des pourcentages des gains et des pertes au cours d'une altération progressive
(pour plus de détails voir figure 44, et texte)

Figure 49 Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), (majeurs). Comparaison des échantillons T50-T26-T69-T113-T110-T109-T75

d'intersection de la droite émanant de l'origine, avec l'axe (y'), et les pourcentages des gains sur l'intersection des droites émanants de l'origine et passant par un ou plusieurs points, et interceptant l'axe (x'). En appliquant soigneusement cette méthode graphique simple, nous obtenons des pourcentages avec une précision satisfaisante qui peut être vérifiée par calcul mathématique à l'aide des équations (2) et (3). Les pertes sont données par la formule (2) de Grant, (1986), et les gains seront donnés par la formule (3), (Chaker, en préparation).

Le carré est la forme géométrique de base de cette méthode graphique. Si les oxydes et/ou les éléments reconnus "immobiles" s'alignent sur la diagonale du carré, les pourcentages des gains et des pertes des autres espèces seront lus comme signalé précédemment. Si l'approche géochimique nous renseigne sur des espèces chimiques immobiles et qui ne se trouvent pas sur la diagonale du carré, nous pouvons tracer un autre diagramme, en utilisant les concentrations de l'espèce de référence dans la roche fraîche et altérée. Ce nouveau diagramme sera forcément un rectangle dont la diagonale sera l'isocon de cette étape d'altération. Le carré et le rectangle seront superposés à l'origine et les pourcentages des pertes et des gains, au cours de ce stade d'altération, seront lus aux points d'intersection des axes (y'') et (x'') du rectangle, avec les lignes qui passent par une ou plusieurs espèces chimiques, et qui émanent de l'origine.

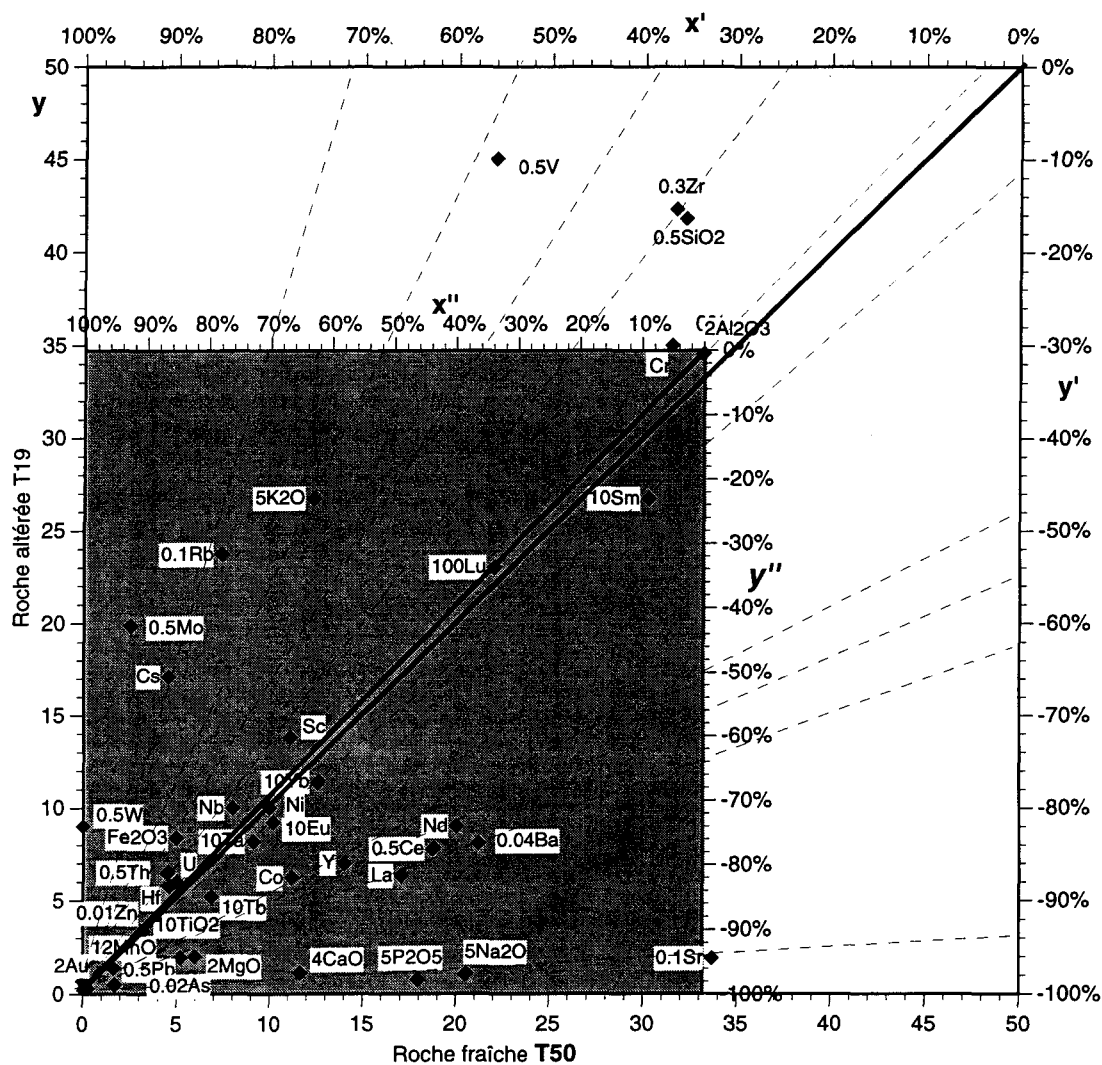
Dans le cas de la granodiorite de Tiout, l'évidence de la silicification est écartée durant plusieurs stades d'altération. Donc dans ce cas, le choix d'isocon de la masse constante sera plus plausible; par contre, si la silicification se produit, le meilleur isocon sera celui de l' Al_2O_3 constant, (échantillon T19; figure 51).

Nous allons utiliser cette méthode pour comparer l'échantillon le moins altéré (T50) avec des échantillons plus ou moins altérés, et d'autres intensément altérés, de la même

roche. Ainsi nous pouvons mieux nous rendre compte des gains et des pertes durant les différents stades d'altération hydrothermale au sein de la granodiorite de Tiouit.

Nous remarquons que l'augmentation de l'intensité de l'altération affecte les éléments d'une façon différente. Ainsi, le CaO décroît avec l'altération de -16 % dans l'échantillon le moins altéré (T26), jusqu'à environ -96 % dans la roche plus altérée (T75). Le Na₂O, a connu une chute brusque de 0% à -90%, le MgO et le MnO se lessivent progressivement de 0 à -30% dans l'échantillon Ts113 et jusqu'à -57% dans T110. Dans l'échantillon (T75): le MgO se lessive modérément (-58% si la masse est constante, et -32%, si l'Al₂O₃ est pris comme référence). Par contre le MnO reste immobile, si la masse est considérée constante, et il est enrichi d'environ 30% si on suppose l'Al₂O₃ constant. Le MnO a subi une perte de -94% dans l'échantillon T109.

Les valeurs des gains et pertes (figures 49 à 53 , annexe VII) permettent de faire la distinction entre différents types d'altération qui affectent la roche de Tiouit. Ainsi, en regroupant les échantillons qui montrent des gains et des pertes similaires, il est possible de discriminer les types et degrés d'altération. Ces regroupements d'échantillons sur la base géochimique, définissent également des zones bien délimitées sur la surface de l'encaissant de la minéralisation. Le nombre d'échantillons analysés dans ce travail ne nous permet pas de délimiter, d'une manière précise la zonation d'altération dans les environs du gisement d'or de Tiouit. Néanmoins, les observations sur le terrain, l'étude pétrographique et l'étude qualitative et quantitative concordent pour appuyer les trois zones précédemment délimitées (chapitre.III, figure 13).

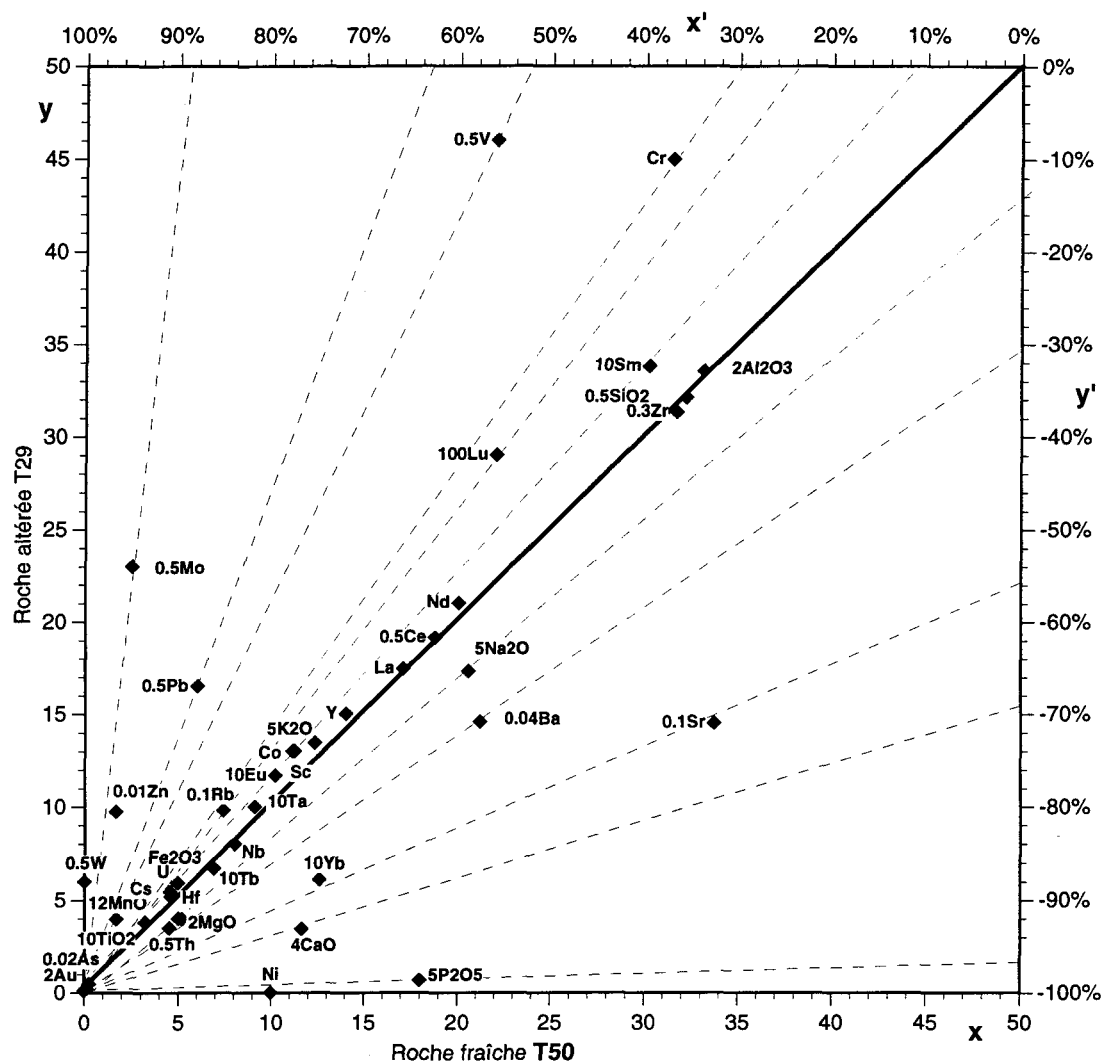


Même légende que la figure 50

Figure 51 Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des l'échantillons T50-T19.

Même légende que la figure 50

Figure 52 Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des échantillons T50-T107.



Cette étape d'altération (échantillon T29),
ne montre pas de changement de masse

Figure 53 Nouvelle méthode graphique (Chaker en préparation), amélioration de la méthode de Grant (1986), comparaison des échantillons T50-T29.

IV-2-4-Résultats et interprétation

Toutes les études décrites précédemment, peuvent être intégrées pour reconstruire quelques équations d'équilibres entre les espèces néoformées de la roche d'une part, et les fluides hydrothermaux minéralisateurs d'autre part. Ainsi, nous procéderons à une déduction typologique des altérations. Cette démarche nous aidera à mieux comprendre le processus de mise en place de la minéralisation dans le gisement d'or de Tiouit lui-même.

En comparant les résultats de l'étude pétrographique (chapitre III), avec l'étude qualitative et l'étude quantitative, nous pourrions ainsi cerner la typologie et la chronologie de ces altérations.

À l'aide de l'étude microscopique, nous avons observé que dans les échantillons relativement peu altérés, nous distinguons clairement les plagioclases et les minéraux mafiques constituant la roche. Ces minéraux ne sont pas encore remplacés par des minéraux néoformés. En dépit de la conservation apparente, ces minéraux magmatiques montrent, après l'analyse chimique, un degré de mobilité significatif de quelques éléments qui font partie de leurs réseaux. Le Sr et le V sont les premiers éléments traces à être déplacés en suivant la mobilité de CaO, Na₂O et le MgO. Nous remarquons aussi que le MnO, et en moindre mesure le Al₂O₃ ont connu un lessivage significatif. Lowell et Guilbert (1970) ont signalé que la hornblende peut être déstabilisée, dans certaines conditions, en présence de fluides chargés de Fe, de Ti et de Mn, l'interaction entre la hornblende et ces fluides produira un échange de Al, Mg, Na et H. Ainsi on assiste probablement à la formation de TiO₂ et à MnO_(n) (n =1, 2,...). D'autre part, le lessivage important de MnO et de fer peut témoigner d'une kaolinisation de la roche. Aussi, on assiste à un enrichissement de quelques échantillons, légèrement altérés, en éléments

métalliques, comme le Cu, le Zn, l'As, le W, le Pb (figures 40, 44 et 46). Nous pouvons penser que ces changements impliquent une variation de volume de la roche au cours de cette altération, mais en absence d'une déformation plastique importante, nous avons constaté que les minéraux gardent leurs habitus magmatiques et n'ont pas été affectés par un changement de volume significatif. Nous gardons à l'esprit le fait que l'estimation du volume à partir des observations géologiques et pétrographiques sera très subjective. Néanmoins, nous admettons que dans les cas d'une faible altération, la variation du volume est très souvent inférieure à 10 %; l'aperçu sur les diagrammes précédents confirme notre idée sur le volume.

Les éléments alcalins, alcalino-terreux et quelques éléments de transition: V, Pb, Zn, W et les éléments des terres rares, piégés dans des minéraux au cours de la cristallisation magmatique, se voient déplacer durant les différents degrés d'altération (échantillons ; T113; T110 et T75). Les échantillons (T26 et T69) montrent une faible mobilité de presque tous les éléments. (pour l'estimation quantitative voir figures 49)

En estimant le pourcentage de la partie affectée et transformée d'un minéral dans un échantillon, on peut déduire la corrélation existante entre le degré de transformation du minéral et les éléments qui ont bougés de ce minéral (Anthony et Titley 1994). Ainsi, le Na et Ca résident principalement dans les plagioclases; le K dans les feldspaths potassiques et dans les micas potassiques; le Fe est dans les amphiboles, dans la magnétite et l'ilménite et le Ta et les éléments de TR (de Ce au Lu), dans le sphène. D'autres études (Allègre et Fourcade 1981; Noyes *et al.* 1983), ont montré que le Ba, le Rb et le Cs suivent le potassium dans les feldspaths-K. Le comportement du Ba dans la granodiorite de Tiouit (figure 38d-1,2 et 3), suit le K en corrélation positive pour certains et négative pour d'autres. Selon les mêmes auteurs, le Sc, peut résider dans les hornblendes et les biotites; le

Zr et le Hf sont dans le zircon; le Th et l'U sont distribués dans l'allanite, le sphène, et le zircon (Anthony et Titley 1994; Gromet et Silver 1983). L'altération des minéraux principaux est suivie par une mobilité appréciable des éléments qui y résident. Donc quand l'altération des silicates devient plus intense, on peut prévoir la proximité du corps minéralisé.

Les éléments de TR (sauf Tb), sont immobiles dans les échantillons peu altérés (T26, T69); en revanche nous constatons une assez grande mobilité de TRLE et de TRLO d'une manière irrégulière avec l'intensité et/ou, probablement, avec le type de l'altération. Flynn et Barnham (1978) ont signalé qu'une solution de Cl^- fera lessiver les TRLE plus que les TRLO, sous une pression d'environ 125 MPa. Aussi, quand le coefficient de partage baisse pour les TRLO, nous pouvons penser à l'existence de sulfates (SO_4^{2-}) dans le milieu. Ce ligand lessive mieux les TRLE (Bilal et Koss 1980). En revanche, les CO_3^{2-} et le F^- sont des ligands qui préfèrent les TRLO (Taylor et Fryer 1983). En présence d'une faible concentration de F^- , le Tb peut être lessivé (Bilal *et al.* 1979). Ceci explique probablement la perte de Tb dans plusieurs échantillons prélevés dans le gisement d'or de Tiouit. La nature du ligand joue donc un rôle important.

Il est généralement accepté que les terres rares sont immobiles pendant l'altération, qu'il s'agisse d'altération hydrothermale ou d'un métamorphisme faible (schiste vert). Hellman (1977, 1979); Humphris et Thompson (1979); Nesbitt (1979); Taylor et Fryer (1983); démontrent que sous certaines conditions, les terres rares sont mobiles. Ces auteurs ont signalé que les terres rares sont largement considérées comme témoins, dans les études pétrogénétiques, mais ils sont moins satisfaisants dans les processus complexes de l'altération et de métamorphisme. Leur mobilité est difficile à saisir durant l'interaction des fluides hydrothermaux avec les roches.

Les phases secondaires porteuses des TR, dans la mine de Tiout peuvent être: le sphène (?), l'épidote et la chlorite. Ces éléments peuvent aussi être lessivés pour se concentrer dans les phases accessoires comme l'apatite et le rutile. Des cas semblables sont rapportés dans la littérature: Exley (1980) a analysé des phases accessoires excessivement riches en terres rares (allanite, zircon, apatite, sphène) dans des roches provenant du granite du NW de l'Ecosse, qui montrent une altération hydrothermale en bordure des veines.

Les éléments des phases accessoires sont considérés comme peu mobiles lors de l'altération, mais nous remarquons que P_2O_3 associé à l'apatite se lessive avec l'augmentation de l'intensité de l'altération dans le camp minier de Tiout (figures 45, 47 et 49, exemple de l'échantillon T75).

Nous jugeons utile de reprendre la comparaison qualitative de quelques échantillons représentés par les figure (47). Nous attirons l'attention sur le comportement des oxydes majeurs en relation avec de différentes intensités d'altération. Le SiO_2 et Al_2O_3 résistent au cours de l'altération de la granodiorite T50 à T26, T69, T113, T109, T110. L' Al_2O_3 , dans l'échantillon (T75), devient relativement mobile vers les valeurs de f_v plus élevées (à partir de 25% d'augmentation de volume; voir les figures 49 et 50, pour le quantitatif). Le SiO_2 , dans ce même échantillon est restée immobile. Ceci confirme parfaitement l'approche de Poldervaart (1953). Cet auteur a signalé que plusieurs évidences minéralogiques montrent la grande stabilité de la structure tétraédrique autour de Si et de Al, $(Si,Al)O_4$, il faut donc une grande énergie pour pouvoir franchir la haute barrière énergétique pour détruire cette structure. Par ailleurs, nous pouvons signaler que le fer et le potassium ont connu un enrichissement notable; en revanche, le magnésium, le calcium et le sodium ont subi un lessivage important. Le diagramme des éléments en traces, pour les différents couples

d'échantillons (figure 48), nous renseigne sur le gain important des éléments métalliques (As, Pb, Zn, Mo, W, Ag, Au) dans la roche altérée. Le Sc, Nb, Th, Sm, Eu, et le Zr semblent être relativement peu mobiles dans ces phases d'altération. L'apparente mobilité de Zr dans les échantillons (T75 et T51; figures 48 et 49), ou l'apparent enrichissement de cet élément dans les échantillons (T113 et T19; figure 48 et 52), peuvent être expliqués par une hétérogénéité de la roche-mère en zircon. Ce dernier minéral, peut être concentré initialement dans un échantillon plus que dans un autre. Le zirconium forme donc son propre minéral (le zircon). Il en résultera probablement un effet de "pépite". Nesbitt (1979), a conclu que le zircon ne réagit pas à l'altération, mais sa teneur, dans les granites, peut varier d'un échantillon à l'autre.

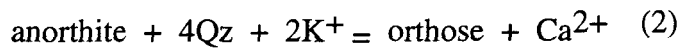
La granodiorite de Tiouit n'a donc pas été affectée par un changement de masse et de volume trop important. Cette observation, et les résultats visualisés dans les diagrammes des figures 39 à 48 nous incitent clairement à considérer le SiO_2 et en moindre mesure, le Al_2O_3 et le TiO_2 comme des oxydes de références, qui restent relativement immobiles durant l'altération hydrothermale qui affecte la granodiorite de Tiouit.

Cet aperçu, nous a permis de déduire que dans cette roche felsique de Tiouit, les éléments alcalins et les éléments alcalino-terreux ainsi que les éléments de transition résident, probablement, dans les phases minérales majeures. Par contre les éléments de terres rares résident dans les minéraux accessoires (?).

IV-3-COMPARAISON DE L'ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE ET DE L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE; BILAN CHIMIQUE

Le Na, le Ca et le Sr étant les premiers éléments à être lessivés suggèrent que l'albitisation et l'épidotisation sont les altérations “précoces” de la granodiorite. L'accumulation des oxydes de ces éléments en remplaçant une partie du plagioclase d'une part, et la coexistence de ces minéraux néoformés avec les minéraux magmatiques relativement encore frais d'autre part, confirment cette hypothèse.

Il peut exister aussi un mécanisme selon lequel on assiste aux transformations suivantes:

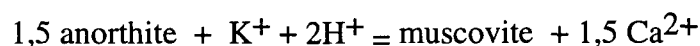
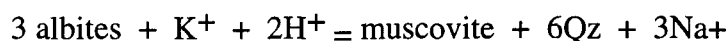


La compétition de K^+ avec le Na^+ se concrétise par la formation de l'albite ou d'un feldspath potassique, selon les activités de ces deux cations dans les fluides. Si un plagioclase se trouve en présence d'un fluide chargé de cations comme le K et le Na, entre autres, ce minéral peut s'appauvrir progressivement en Ca. Ainsi, la compétition du Na et du K s'amorce pour satisfaire l'équilibre des charges au sein du minéral. Si l'activité du Na est plus grande dans les fluides, le plagioclase initial se transforme en l'albite. En revanche, si l'activité du K domine, la formation d'un feldspath potassique l'emporte (microcline ou/et l'orthose). Si la perte de Ca n'est pas totale, la réaction peut produire un feldspath ternaire (figure 14).

La première réaction (1) peut s'effectuer à volume constant. Par contre la deuxième réaction (2) nécessite une augmentation de volume; ce qui rend cette dernière

réaction incomplète, donc l'existence du plagioclase apparemment non atteint. Les deux mécanismes (épidotisation-albitisation et la formation des feldspaths potassiques) peuvent être synchrones.

Le mécanisme de transformation du plagioclase en feldspath potassique, au cours de l'altération, ne sera possible que lorsque le rapport (K^+/H^+), dans la solution est supérieur à sa valeur d'équilibre pour l'association muscovite-orthose à une température et une pression données; dans le cas contraire on aura:



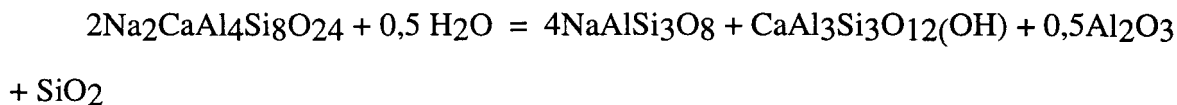
Nous remarquons que les réactions qui font intervenir une grande acidité conduisent à des produits phylliteux. Aussi, nous remarquons qu'à l'approche des corps minéralisés une augmentation importante de K^+ est enregistrée (figures 49 à 52), témoignant de la formation de la séricite. Le gain en Rb s'explique ainsi par la formation de ce dernier minéral, le Rb étant fortement compatible avec les micas. Ces gains s'accompagnent du lessivage remarquable du Ca, et du Sr associés à la séricitisation des plagioclases; le Sr suit donc le Ca étant donné la grande compatibilité du premier avec les plagioclases (Cox *et al.* 1979). Cette variation systématique du Sr et du Ca, et du Rb avec le potassium a également été notée par Kerrich et Hodder (1982), Kerrich (1983), Kishida et Kerrich (1987) et Kerrich (1988).

La composition chimique des minéraux secondaires est fonction de la composition chimique du fluide minéralisateur, de la composition chimique de la roche non altérée, de la température à laquelle se produit l'altération et du rapport eau/roche.

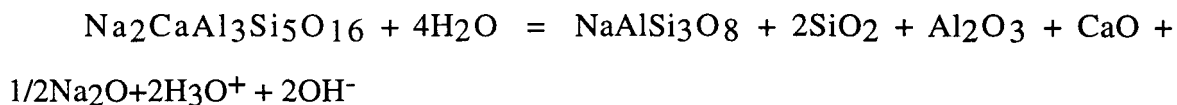
En se basant sur l'observation microscopique, on peut envisager une série de réactions chimiques qui traduisent l'équilibre entre les minéraux primaires et les minéraux secondaires. Dans ces équations on suppose que le Si et l'Al sont immobiles durant le processus de transformation d'un minéral à un autre, comme déduit de la majorité des diagrammes qualitatifs et quantitatifs des calculs de balance de masse.

La composition chimique des minéraux est donnée par l'analyse à la microsonde électronique. Nous allons simplifier l'écriture des espèces minérales en équilibre en prenant les minéraux comme des molécules idéales. Ainsi, nous traiterons les transformations suivantes.

Saussuritisation des plagiclases



Albitisation des plagioclases



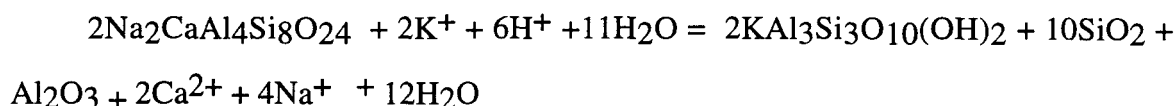
Comme signalé au chapitre III (pétrographie de l'altération), quelques grains de feldspath potassique ont subi une partielle albitisation à côté des plagioclases. Une telle albitisation des plagioclases et des feldspaths potassiques primaires, s'opère sous l'action de

solutions riches en ions Na^+ (Na_2CO_3 , par exemple) à des basses températures ne dépassant pas 250°C (Watmuff 1978).

Séricitisation des plagioclases

Une augmentation du rapport K^+/H^+ , peut produire directement la séricitisation des plagioclases

andésine = séricite



Cette réaction consomme du H^+ , ce qui provoque une augmentation locale de pH,

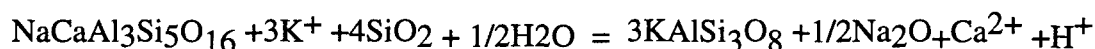
Ainsi, la séricitisation des plagioclases permet d'expliquer certains résultats de notre étude lithogéochimique quantitative, à savoir:

- le lessivage important du Ca^{2+}
- le gain important de K^+
- le gain important de Rb qui est associé à la formation des micas potassiques
- le lessivage important de Sr qui était présent dans les réseaux des plagioclases.

Transformation du plagioclase en feldspath-K

Cette transformation est très largement observée dans les épontes de la minéralisation aurifère de Tiout, et peut être schématisée comme suit:

andésine = feldspath-K

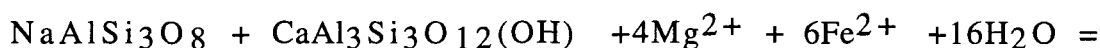


La chloritisation

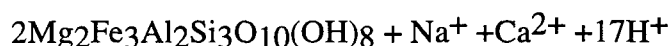
L'andésine saussuritisée (coexistence d'albite et d'épidote) peut être chloritisée comme suit:

albite

épidote



Chlorite

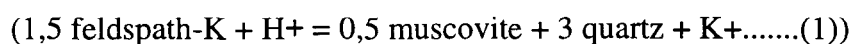


Reynolds et Beane, (1985) en étudiant le système $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, ont montré que dans les porphyres-Cu, le feldspath-K peut se former en équilibre avec la phlogopite vers une température d'environ 300°C, dans un milieu saturé en quartz et en vapeur de H_2O . Dans le gisement d'or de Tiouit la phlogopite n'est observée qu'en traces seulement (figure 11b). La formation de la chlorite l'emporte très largement au détriment de la biotite néoformée (Beane 1974): ce phénomène est expliqué par la substitution du Fe^{2+} avec le Mg^{2+} . Cette substitution élargit le champ de stabilité de la chlorite. Ainsi ce dernier minéral se met en équilibre avec le feldspath-K. à une température voisine de 300°C (Beane 1994). Selon le même auteur, la chlorite, le feldspath-K et la muscovite peuvent se trouver en équilibre vers la même température. Nous avons observé la coexistence de ces minéraux dans les trois zones du gisement aurifère de Tiouit. Nous précisons que dans les corps minéralisés, le feldspath potassique est en traces seulement.

Dans le système $K_2O-CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$, à des températures voisines de $300^{\circ}C$, et des valeurs données des rapports Ca^{2+}/H^{+} et K^{+}/H^{+} , nous assistons à un équilibre entre le feldspath-K, la muscovite et l'épidote d'une part, et entre la muscovite, le plagioclase-albite (Ab85) et l'épidote d'autre part. Cet assemblage minéral est typique des milieux d'altération propylitique (Beane 1994). Selon notre étude pétrographique, ce type d'association minérale est observé dans les environs de la minéralisation aurifère de Tiouit. À partir de ces informations, nous pouvons déjà suggérer, d'une manière assez qualitative, un ordre de grandeur de la température d'altération et de minéralisation qui pourra être autour de $300^{\circ}C$. Des informations supplémentaires suivront pour confirmer ou modifier cet ordre de grandeur de la température de la minéralisation aurifère de Tiouit.

La muscovitisation est bien développée au sein des corps minéralisés et dans leurs épontes, particulièrement dans la zone sud de Tiouit. Ce phénomène coexiste avec les traces de feldspath-K, et dans plusieurs endroits de la mine. Nous avons aussi constaté une intense argilisation (particulièrement la kaolinitisation) détectée par les analyses en diffraction de rayons-X (annexe III).

Hemley et Jones (1964); Montoya et Hemley (1975), ont étudié expérimentalement le système $K_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$ (figure 54). Ils ont montré que l'équation d'équilibre entre la muscovite et le feldspath potassique:



est représentée par la courbe (1), tandis que l'équation d'équilibre entre la muscovite et la kaolinite : $(\text{muscovite} + H^{+} + 1,5 H_2O = 1,5 \text{ kaolinite} + K^{+} + \dots \dots (2))$

est représentée par la courbe (2).

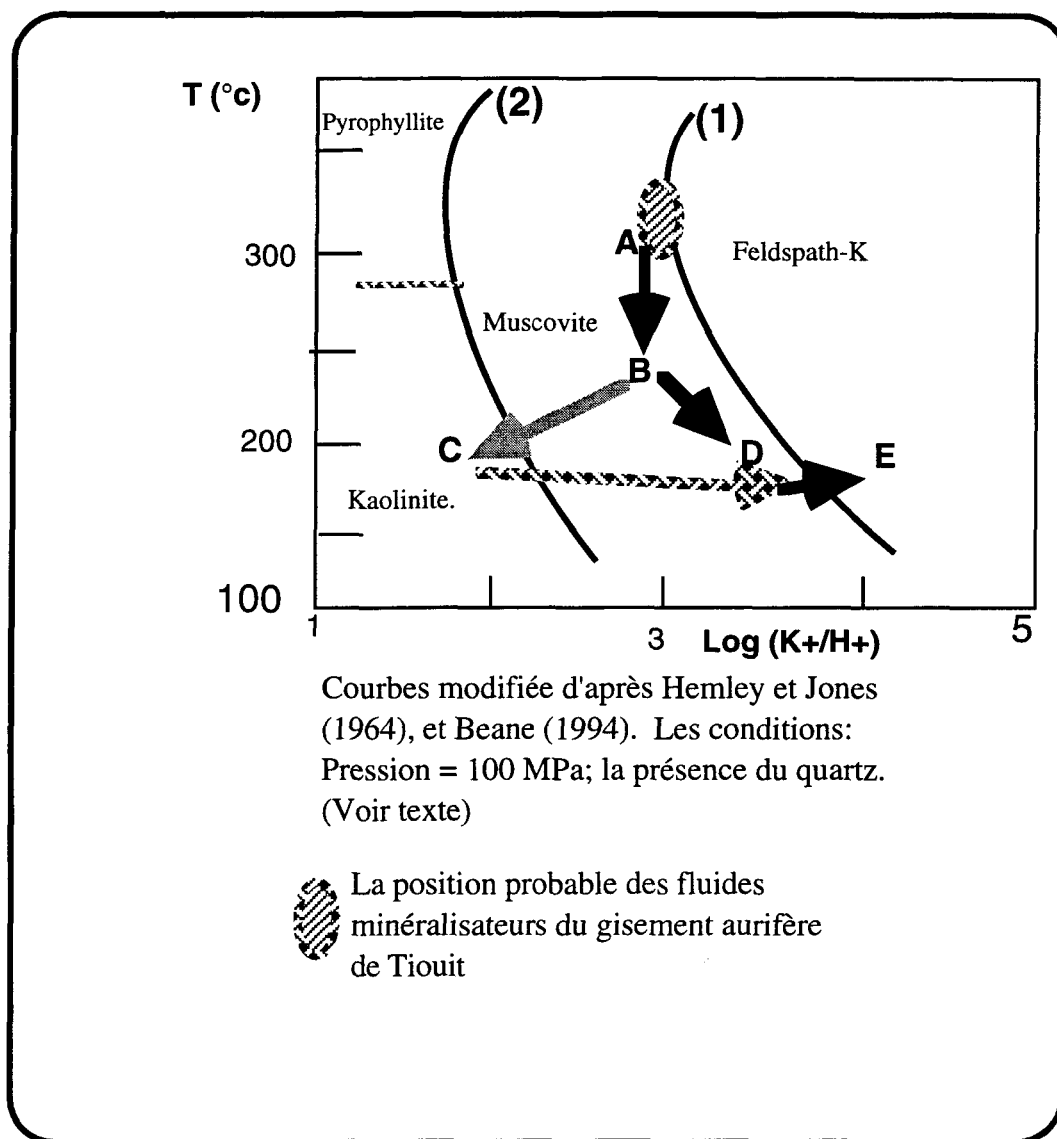
**Figure 54**

Diagramme modifié d'après Hemley et Jones (1964), et Beane (1994).

La formation du mica potassique ou du feldspath-K, à partir d'une solution hydrothermale, dépend de la température T et du rapport K^+/H^+ de la solution. Pour une température donnée, le déplacement de l'équilibre de l'équation (1) vers le domaine de stabilité du feldspath-K ou du mica-K, dépend des variations du rapport K^+/H^+ de la solution. Une diminution de pH, par exemple, issue de la séricitisation de la roche, provoque une augmentation du rapport K^+/H^+ de la solution et favorise le déplacement de l'équilibre vers le feldspath-K.

Si on adapte tous ces phénomènes d'équilibre au cas du gisement d'or de Tiouit, nous pouvons supposer que la montée des fluides vers la surface cause une diminution de la température. Cette montée est facilitée par un système de fracturation lié au refroidissement du pluton lui-même ou/et sous l'effet tectonique qui a provoqué la fracturation dans cette région. La baisse de la température des fluides provoque le déplacement de l'équilibre (1) suivant la direction **AB** (figure 54). La diminution de la pression et de la température cause une ébullition de la solution, cette dernière provoquant une démixtion. Cette dernière donne naissance à une phase vapeur enrichie en éléments volatils acides, et une phase liquide enrichie en alcalins qui présentent donc un rapport K^+/H^+ élevé (Hemley et Jones 1964). L'augmentation du rapport K^+/H^+ , du fluide a comme conséquence le déplacement de l'équilibre (1) suivant la direction **BD**. La phase vapeur par condensation donne naissance à un fluide qui se trouve dans le domaine de la kaolinitisation de la roche. Par consommation de H^+ et par libération des cations K^+ , on assiste de nouveau, à une augmentation du rapport K^+/H^+ et un déplacement de l'équilibre du fluide suivant la direction **CE**. La superposition de la deuxième composante du fluide sur la première donne naissance au feldspath-K

néoformé observé dans toutes les épontes de la minéralisation et qui reste en traces dans les corps minéralisés de Tiouit.

Altération des ferromagnésiens

La destruction des minéraux ferromagnésiens cèdent du Mg^{2+} qui migre plus vite que l' Al^{3+} . Le Mg^{2+} peut aller vers l'anorthite + H_2O + K^+ pour donner de la phlogopite et libérer le Ca^{2+} + $18H^+$. Cette réaction est plausible lorsque la biotite probablement secondaire apparaît.

La transformation de la hornblende et du pyroxène en chlorite a donné la large chloritisation observée dans la zone nord du gisement d'or de Tiouit. La réaction de la chloritisation de la hornblende peut s'écrire comme suit:

hornblende

$Ca_2(Mg_3,Fe_2)SiO_{22}(OH)_2 + Al(OH)_4 + Fe^{2+} + 6H_2O + 6H^+ =$
chlorite

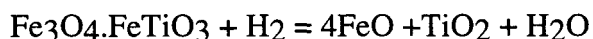
$Fe_3Mg_2Si_3Al_2O_{10}(OH)_8 + Mg^{2+} + 2Ca^{2+} + 5Si(OH)_4$

La zone d'altération (nord de Tiouit), caractérisée par la chloritisation, présente des gains importants en Fe_{tot} , Zn, Cu, Sb, Au, As, Ag. Quelques éléments lourds proviennent de la destruction des minéraux ferromagnésiens, comme la kaolinitisation du pyroxène, probablement de la biotite et de la hornblende, d'autres éléments (Cu, As, Ag, Au.) sont probablement présents dans les fluides minéralisateurs. Tous ces éléments sont associés à la présence de sulfures disséminés ou localisés dans des microveinules. La chloritisation consomme beaucoup de H_2O et produit du H^+ , ce qui pourrait alors provoquer la déstabilisation des titanomagnétites, mais on assiste qu'à

une augmentation assez faible de Ti (figures 49, T75) dans la zone nord du gisement, par contre le rutile est beaucoup plus visible dans la zone sud. En revanche, dans toutes les zones, le Ca et le Na (dérivés de la chloritisation des plagioclases), de même que le Sr, présentent des lessivages d'intensité variable selon les endroits, Il en est de même pour le Mg (dérivé de l'altération des amphiboles).

Il est important de noter que le Ca, le Sr, et le Na ont été lessivés dans toutes les zones d'altération (nord, centrale et sud du gisement de Tiouit), aussi le Fe, l'As, le Pb, le Zn ont subi des gains en tout points. Le lessivage presque complet de Na₂O et du CaO dans la majorité des points des épontes de la minéralisation indique que les processus d'altération ont eu lieu dans des conditions où le rapport eau/roche était élevé (Mottl et Holland 1978).

Les titanomagnétites ont subi une déstabilisation relativement importante en allant vers la minéralisation. Le rutile est abondant, en petites plages, au voisinage des sulfures particulièrement dans la zone sud. La réaction de transformation de ces produits peut être comme suit:



On note l'oxydation de l'hydrogène et la réduction du fer. Le fer ainsi libéré peut avoir été utilisé pour la formation des chlorites (Meyer et Hemley 1969). Le TiO₂ ainsi produit et l'ilménite qui résultera d'une réaction d'oxydation supplémentaire, peuvent cristalliser dans des fractures du quartz ou/et dans celles d'autres minéraux. Ce dernier phénomène est un témoin de l'activité hydrothermale. La chloritisation engendre la libération de H⁺. Cette libération a alors pour effet de diminuer le pH et ainsi de provoquer une oxydation de l'éponte voisine du corps minéralisé. Cette oxydation est

d'ailleurs concordante avec l'hématitisation abondante des feldspaths-K fréquemment observée dans toutes les zones de Tiouit, et elle est également suggérée comme mécanisme de précipitation des sulfures (Romberger 1986).

Le métasomatisme associé à la mise en place de la minéralisation aurifère peut provenir:

- des fluides minéralisateurs qui ont circulé dans les veines;
- d'une remobilisation de certains éléments de la roche (ou d'autres roches environnantes) encaissante vers la bordure altérée de la veine et/ou l'inverse.

Nous pensons que les fluides minéralisateurs au sein de la granodiorite de Tiouit sont produits par un effet combiné des deux effets précédents.

IV-4-ANALYSE ET RECONNAISSANCE DES INCLUSIONS FLUIDES ASSOCIÉES À LA MINÉRALISATION AURIFÈRE DE TIOUIT

IV-4-1-Introduction

L'objectif de l'étude des inclusions fluides dans notre cas, est de se renseigner, d'une manière qualitative à semi-quantitative, sur la composition globale et la température d'une part des fluides piégés pendant la formation de la minéralisation aurifère et d'autre part de ceux qui ont interagi avec la minéralisation elle-même.

Nous avons sélectionné onze échantillons pour l'analyse des inclusions fluides: trois échantillons représentant la granodiorite altérée des épontes immédiates de la minéralisation aurifère (T1, T19 et T7), et huit échantillons représentatifs des zones sulfurées et aurifères de Tiout. À partir des sections minces de ces échantillons, nous avons retenu les mesures effectuées sur une centaine d'inclusions fluides. Ces inclusions fluides ont été étudiées uniquement dans les différents types de cristaux de quartz. Le choix du quartz est guidé par l'abondance des inclusions fluides dans ce minéral et que ceci est largement abondant dans les corps minéralisés de Tiout.

IV-4-2-Critères du choix et pétrographie des inclusions fluides

Les catégories de quartz concernées par cette étude sont les suivantes:

-quartz primaire des corps minéralisés, fracturé avec des sulfures dans ces fractures. Nous avons analysé quelques inclusions piégées dans le quartz interstitiel magmatique de la granodiorite encaissante en choisissant un échantillon pas très loin des épontes de la minéralisation (T1), et un échantillon de l'éponte (T19) et un

échantillon de la granodiorite très altérée avec une minéralisation disséminée (T7). Les fluides dans ces deux types de quartz sont traités ensemble.

-quartz recristallisé, synchrone à la déformation et à la redistribution et/ou mise en place de la minéralisation.

Ces catégories de quartz sont classés par ordre chronologique de précoce à tardif. Dans la première catégorie de quartz, les inclusions fluides secondaires ont été choisies et analysées. L'étude des inclusions fluides secondaires piégées dans des microfractures d'un quartz magmatique renseigne sur les conditions physico-chimiques dominantes au cours de l'altération de la roche (Pecher *et al.* 1985; Cathelineau *et al.* 1989) . Sur la dernière catégorie de quartz, seules les inclusions fluides primaires et pseudosecondaires ont été sélectionnées pour les mesures. Toutes ces catégories d'inclusions fluides sélectionnées et analysées sont supposées, dans ce cas précis, être synchrones à la minéralisation et à l'altération associée, selon les critères suggérés par Roedder (1979; 1984) basés sur la morphologie des inclusions, leur emplacement, leur distribution, leur géométrie, leur caractère d'inclusions isolées ou en groupes.

Dans le gisement d'or de Tiouit, la plupart des inclusions fluides observées dans le quartz démontre une distribution et une géométrie très complexe. On ne remarque quasiment pas la présence d'une seule génération ou un seul régime d'inclusions par échantillon. Cette complexité rend difficile la discrimination des populations individuelles à partir des relations pétrographiques à température ambiante. Par conséquent, on a dû se contenter d'un choix très général d'inclusions représentatives de ce gisement. Nous avons distingué, dans ces différents grains de quartz du gisement aurifère de Tiouit, trois types d'inclusions fluides, (planche 18 à 20).

1) Type (A): les inclusions fluides à deux phases: une phase liquide et une phase vapeur, avec un pourcentage de la phase vapeur qui varie généralement de 10 à 50 % environ. La phase vapeur atteint rarement 70 %; cette dernière peut apparaître limpide (probablement H_2O_v), ou parfois foncée (CO_2_v ?). La phase liquide reflète souvent une teinte mauve et dans quelques cas la teinte est rouge sang. Ces inclusions fluides ont une morphologie quelconque rarement arrondie (ou ovale) plus ou moins automorphe. Elles sont observées en abondance dans tous les échantillons étudiés.

2) Type (B): les inclusions fluides triphasées: une phase aqueuse, une phase gazeuse et une phase cristalline cubique ou rhomboédrique; le volume de cette dernière est très souvent supérieur au volume de la phase vapeur. Dans la majorité de ces types d'inclusions fluides analysées, le volume de la phase cristallisée est relativement constant. Pour cette raison, la phase solide est donc souvent un minéral fils formé au sein de l'inclusion fluide et non piégé par cette dernière (Ansdell et Kyser 1991). On observe souvent des petites baguettes rouges à l'intérieur de l'inclusion fluide. Quelquefois la couleur rouge vive, probablement de l'hématite, gagne une partie, ou la totalité, du liquide de l'inclusion fluide (planche 20a). Généralement la forme de ce type d'inclusions fluides est irrégulière et leur taille va de 10 μm à 25 μm .

3) Type (C): les inclusions fluides constituées de trois phases, probablement de H_2O liquide, de CO_2 (?) liquide et de CO_2 vapeur (couleur très sombre à température ambiante). Ce type d'inclusion fluide est moins abondant par rapport aux deux premiers types, mais les inclusions (type C) peuvent être très nombreuses par endroits. Elles sont souvent de forme ovale avec la phase vapeur entièrement, ou partiellement, foncée en montrant parfois un centre clair et relativement brillant à température ambiante. Leur dimension varie de 6 μm à 18 μm . Leur phase vapeur peut manifester une vibration à température ambiante ou un peu plus élevée. Ce type est rencontré le plus

souvent dans le quartz du corps minéralisé recristallisé ou précocé. On peut penser que quelques inclusions de ce type ne sont que des inclusions à caractères intermédiaires.

Les inclusions fluides des quartz primaire de l'encaissant (planche 18 a), sont petites (entre 6 μm à 9 μm en général). Elles sont alignées, en traînées ou le long des fractures cicatrisées, en direction des plages sombres (sulfures). Celles-ci sont secondaires et elles sont considérées synchrones à la minéralisation. Nous avons rencontré ces types d'inclusions fluides dans la majorité des grains de quartz observés. D'autres générations d'inclusions ont été observées sur le quartz précocé fracturé au sein du corps minéralisé (planche 19 a, b et planche 20 b), ainsi que sur des grains de ce même quartz piégés dans les sulfures tardifs avec l'hématite et la chlorite (planche 20a). Sur le quartz recristallisé (planche 18 b), probablement synchrone à la déformation cassante, les inclusions fluides primaires et pseudosecondaires sont choisies.

Comme nous l'avons vu précédemment, la majeure partie des inclusions fluides choisies dans le quartz primaire (dans l'encaissant et dans les corps minéralisés) est secondaire. Une partie de celles-ci illustre donc l'intense fracturation qui s'est déroulée lors des épisodes d'altération et de minéralisation et qui ont été enregistrées sous la forme de fractures imparfaitement cicatrisées qui contiennent les fluides minéralisateurs (planche 18a). Par ailleurs, les inclusions fluides primaires et pseudosecondaires ont été analysées dans le quartz recristallisé, particulièrement au sein des corps minéralisés. Ces derniers types d'inclusions fluides se trouvent au centre du cristal de quartz ou sur les bords de celui-ci.

Une partie des inclusions fluides de l'échantillon (T1) peut être contemporaine de chacune des altérations potassique et propylitique ainsi qu'aux types de minéralisations associés. Ceci est suggéré par l'existence des quelques traces de feldspath potassique et

Planche 18

a) Photomicrographie montrant les inclusions fluides de type (A) dans un grain de quartz magmatique interstitiel de la granodiorite. Les petites inclusions fluides alignées, en traînées ou le long des fractures cicatrisées, en direction des plages sombres (les sulfures), sont syn-minéralisation. Zone nord de Tiouit.

b) Photomicrographie des inclusions fluides primaires (type A et type B et type C) sur un quartz recristallisé et entouré de sulfures et de la chlorite. Zone nord de Tiouit.

a)

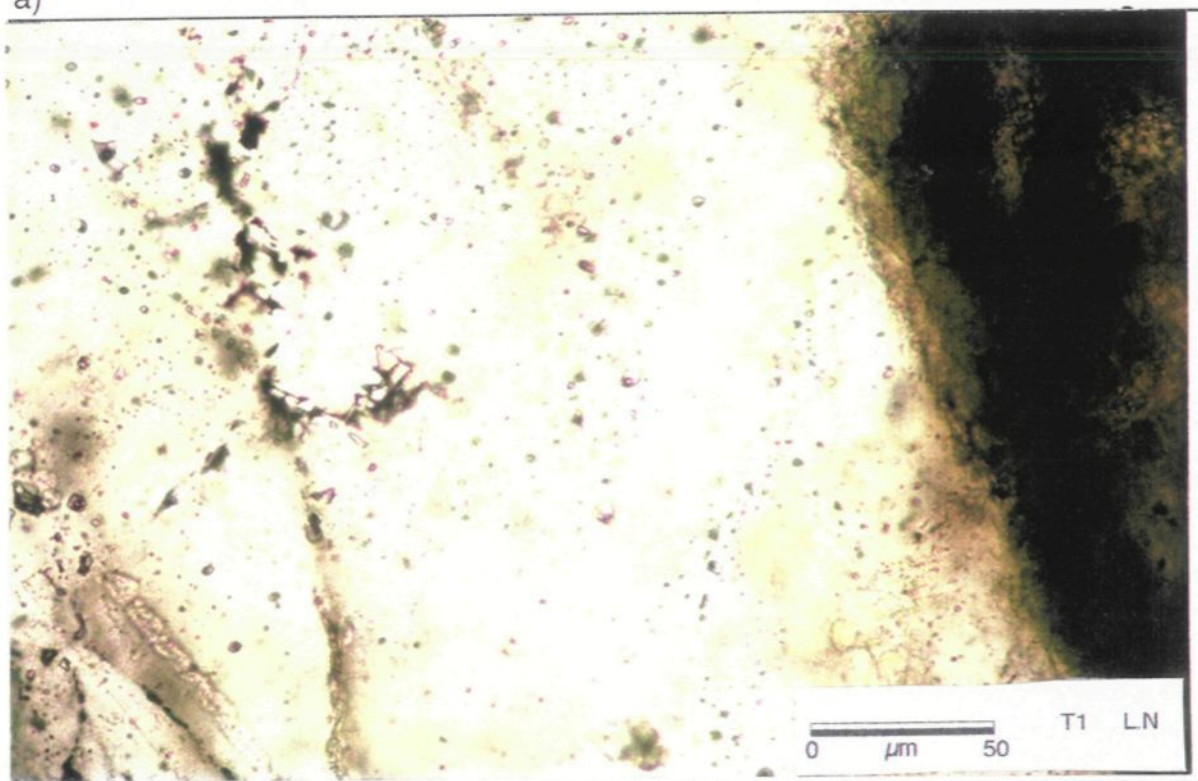


Planche 18

b)

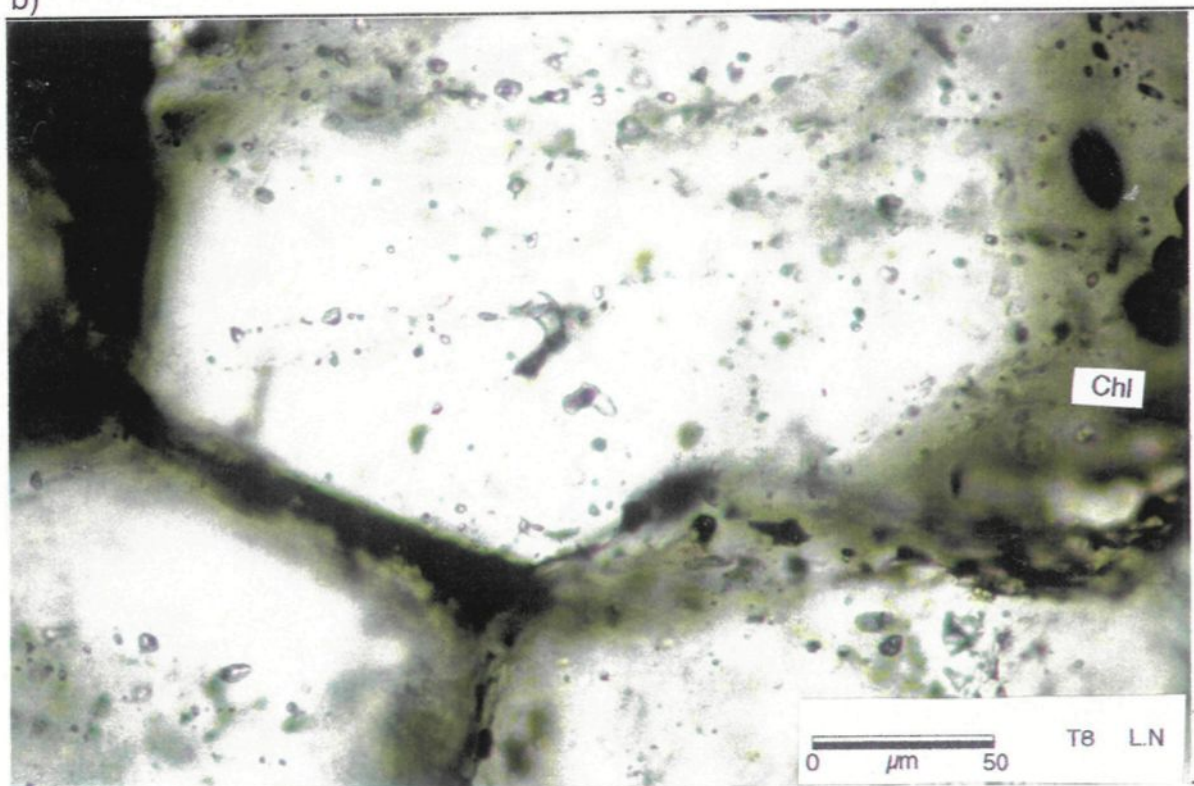


Planche 19

a) Photomicrographie d'une inclusion fluide (type A, type B) dans un grain de quartz englobé dans les sulfures, la chlorite et l'hématite. Zone nord de Tiouit.

b) Photomicrographie d'un grain de quartz avec les inclusions fluides de types A, B et C. Zone sud de Tiouit.

a)

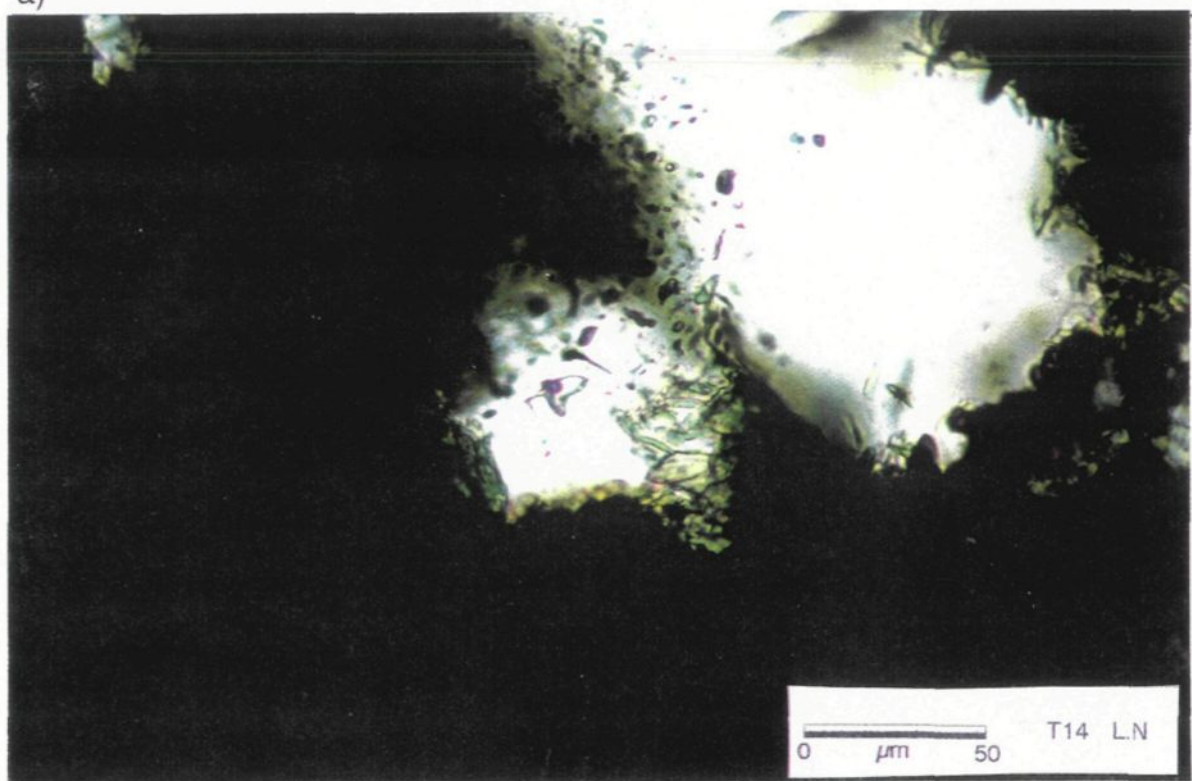


Planche 19

b)

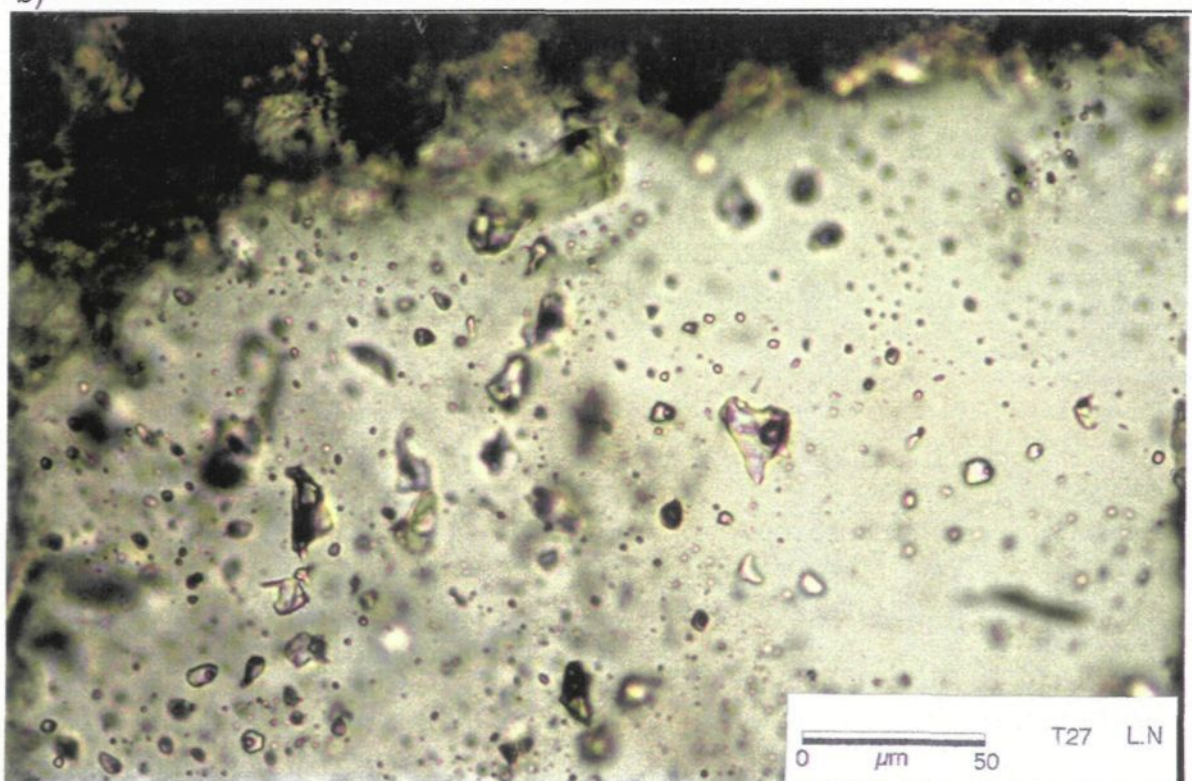


Planche 20

a) Photomicrographie des quelques inclusions fluides qui renferment probablement de l'hématite (type A et type B). Zone centrale de Tiout.

b) Photomicrographie montrant des inclusions fluides secondaires (type A, type B et type C) sur du quartz primaire. Zone sud de Tiout.

a)

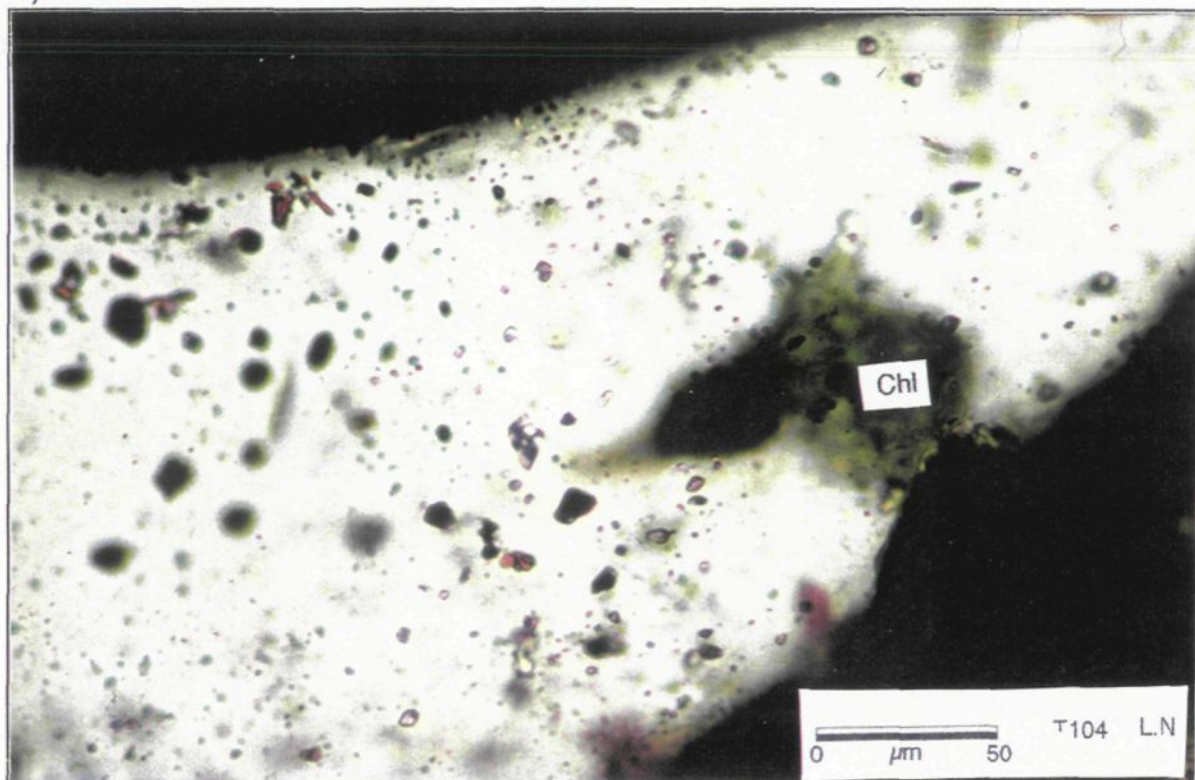
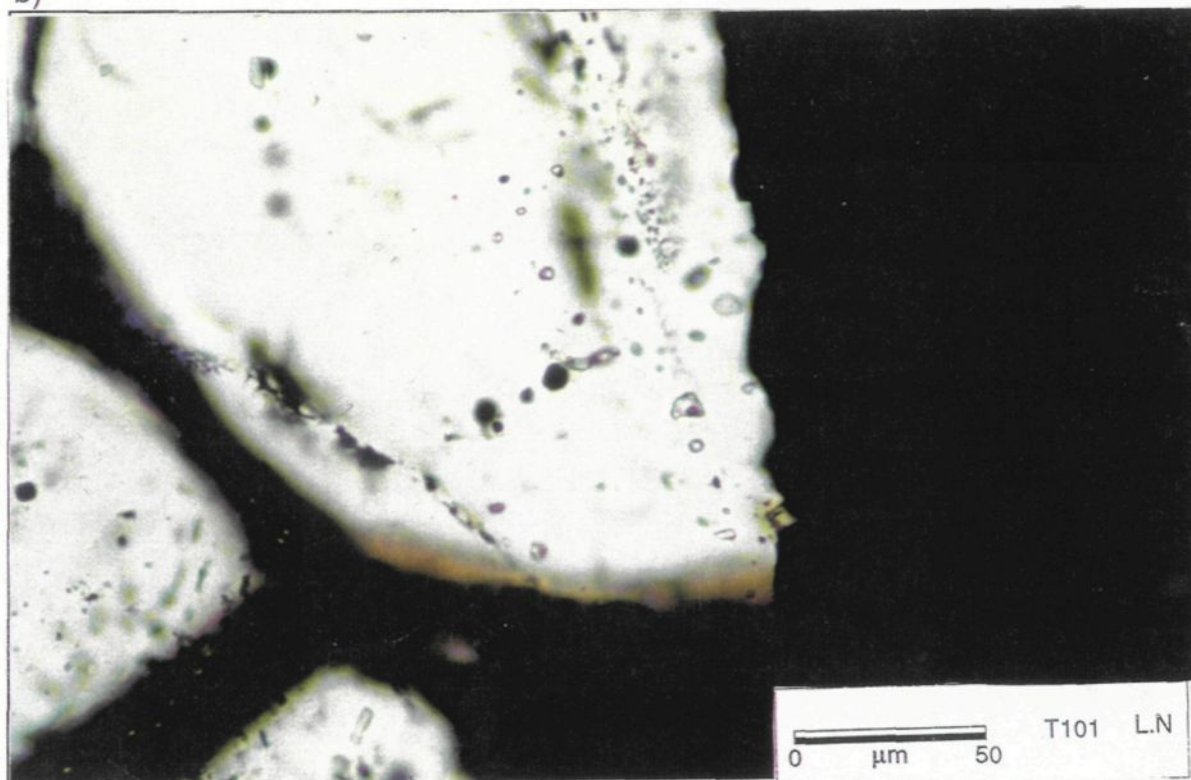


Planche 20

b)



une chloritisation dominante. L'échantillon T19 et T104 représentent la prépondérance de la chloritisation et de l'hématitisation. L'altération phylliteuse serait probablement représentée par des inclusions observées dans l'échantillon T7 (quartz recristallisé). Elle est plus abondante dans les échantillons T27 et T101.

IV-4-3-Microthermometrie

L'étude microthermométrie implique l'analyse détaillée des changements critiques de phase pendant la cryoscopie (refroidissement) et la pyroscopie (réchauffement). Dans notre cas, nous voulons nous renseigner particulièrement sur les températures du piégeage des fluides et éventuellement, sur leurs compositions approximatives.

Rappelons que le petit nombre de mesures dont nous disposons ne permet pas d'interpréter les observations autrement que par comparaison entre elles en vue d'obtenir des résultats qualitatifs à semi-quantitatifs.

On mesure:

- ($T_f\text{CO}_2$); pour évaluer la pureté de CO_2 ;
- la température eutectique de la glace (T_e) qui sert à déterminer qualitativement l'absence ou la présence des sels autres que NaCl dans l'inclusion fluide;
- la température de fusion de la glace (T_f glace) pour estimer la salinité;
- en chauffant on veut déterminer la température d'homogénéisation de CO_2 ($T_h\text{CO}_2$) dans le but de déterminer la densité de CO_2 ;
- la température d'homogénéisation en phase liquide (T_h), peut servir aussi à calculer la densité du mélange dans l'inclusion fluide et déduire ainsi la température minimale de piégeage du fluide dans l'inclusion .

Un sommaire des données concernant les inclusions fluides du gisement de Tiouit est affiché dans l'annexe (VIII)

La température (T_h), est déterminée pour toutes les inclusions fluides étudiées. Mais dans beaucoup de cas, le minéral hôte ne se dissout pas, et la température d'homogénéisation est masquée car la pression devient suffisamment élevée dans l'inclusion fluide pour produire une décrépitation de cette dernière (Burruss 1981); dans ce cas, on note cette température (T_d). Quelques inclusions fluides dont le volume de la phase vapeur est supérieur à 50%, décrépitent à des températures souvent entre 291,1°C et 399,5°C (annexe VIII).

Nous avons effectué des mesures systématiques de la température, dans le cas où la phase aqueuse est relativement importante. Le résultat n'a pas été concluant pour toutes les inclusions de ce type (type A). Lors du refroidissement, la formation d'hydrate de couleur jaunâtre, probablement de $\text{CO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, empêche la mesure précise du point de fusion de la glace; ceci s'explique probablement par une réaction entre le CO_2 et la solution aqueuse. Dans le cas des inclusions fluides de type (B), le refroidissement a montré rarement une température pouvant être reliée à la fusion de CO_2 . ($f\text{CO}_2$). Par contre, la formation de l'hydrate de CO_2 ? est quasiment systématique et il persiste jusqu'aux températures d'homogénéisation.

Nous avons tracé des histogrammes correspondants aux échantillons analysés (figure 55 et 56). Les histogrammes alignés verticalement correspondent aux quartz précoces et aux quartz recristallisés; ceux alignés horizontalement correspondent aux types des inclusions fluides (A, B et C) analysées dans chaque type de quartz. Généralement les inclusions fluides de types A sont relativement plus abondantes dans tous les échantillons. Par contre, le type C semble être moins répandu.

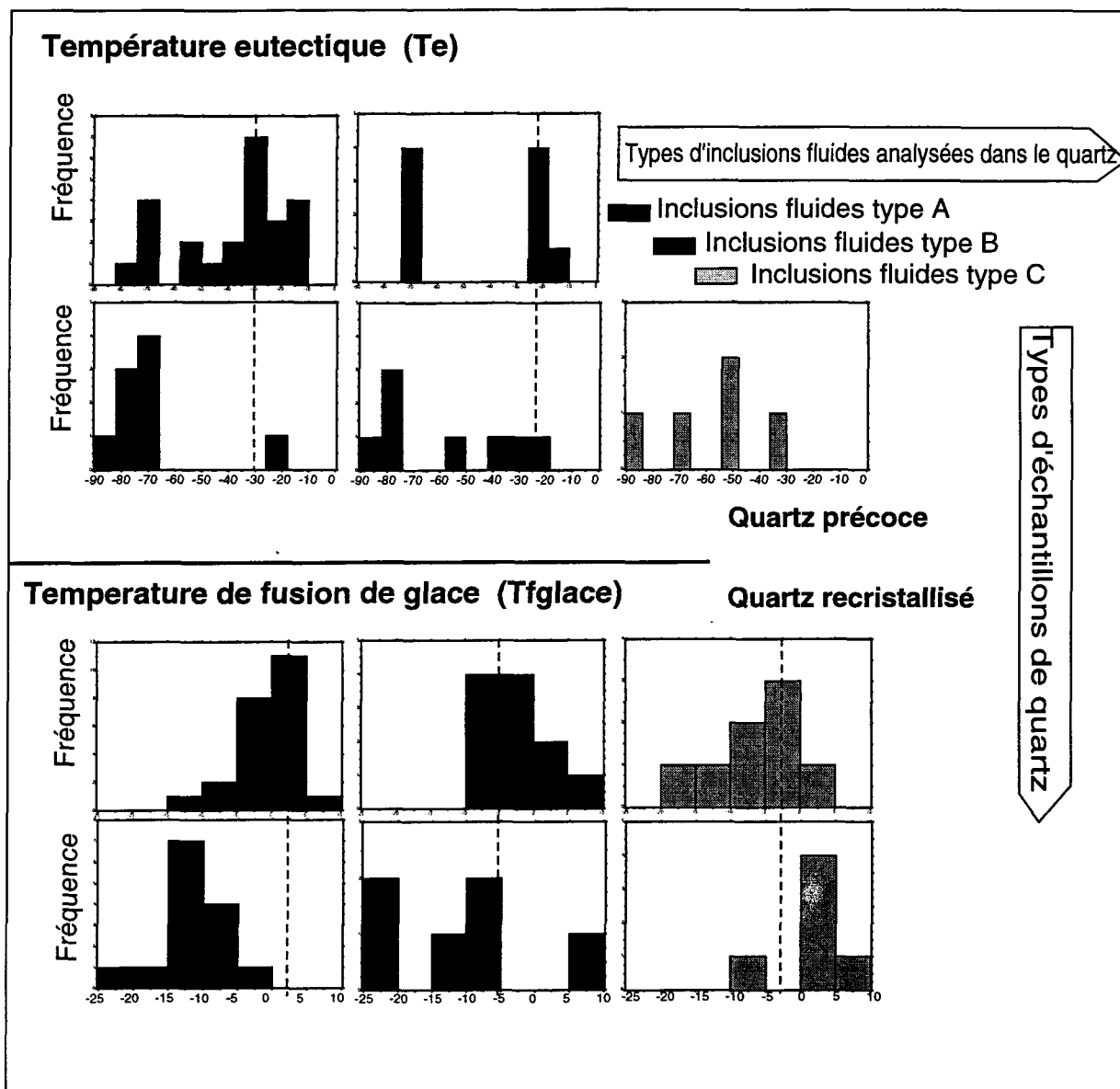


Figure 55 Histogrammes des températures eutectiques et de fusion de glace des inclusions fluides de Tiouit.

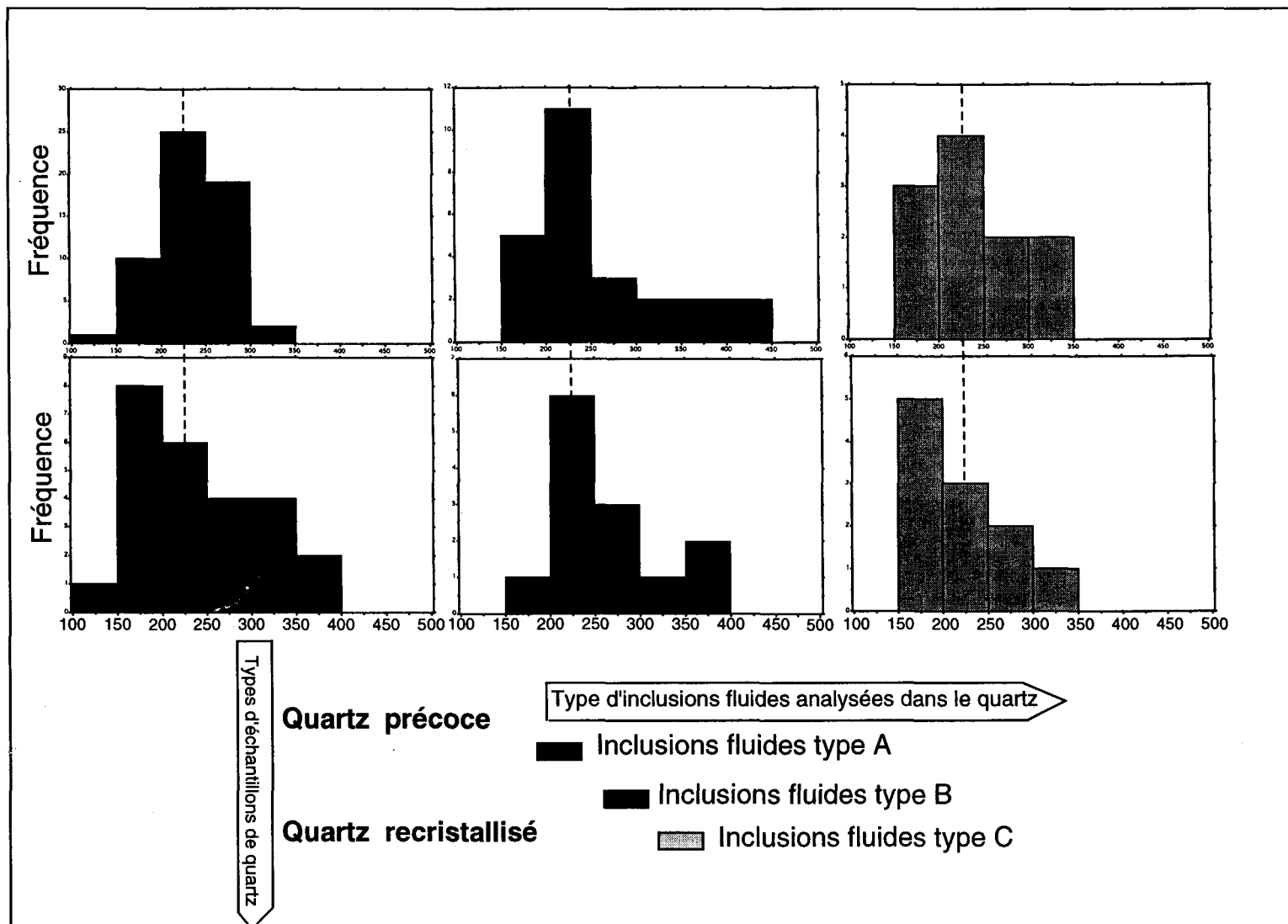


Figure 56 Histogrammes des températures d'homogénéisation des inclusions fluides du gisement d'or de Tiouit.

Une grande partie des inclusions fluides analysées a montré que la température eutectique est souvent entre -70°C et -30°C ; elle peut même être $<-70^{\circ}\text{C}$ (figure 55). Roedder (1984), a déterminé que l'eau océanique a une (T_e) en bas de -70°C : ceci suggère que les inclusions fluides, dont la température eutectique est de cet ordre, contiennent probablement du CaCl_2 , et du MgCl_2 . L'expression de salinité en terme d'équivalent en % poids, dans quelques types d'inclusions fluides, est considérée comme problématique lorsqu'il existe des cations divalents comme Ca^{2+} , Mg^{2+} et le K^{+} monovalent (Crawford 1981; Roedder 1984).

On observe nettement sous le microscope que la température de fusion de la glace ($T_{f\text{glace}}$) varie pour les inclusions situées au sein d'un même échantillon. D'une manière globale, la mesure de la température de fusion de la glace a donné des valeurs allant de $+9,2$ à $-45,2^{\circ}\text{C}$ (annexe VIII), ce qui correspond à des salinités de 0,1 % jusqu'à environ 63 % équivalent en poids de sel. La majorité des températures de fusion de la glace se situe autour de deux pics: un à -15°C et le second à 0°C (figure 55), ce qui correspond à de l'eau quasiment pure et une eau saline qui peut contenir jusqu'à 23 % en poids de sel, la température eutectique confirme ce taux élevé de salinité particulièrement pour les inclusions fluides de type B dans le quartz recristallisé (figure 55). La présence probable de cations de Ca^{2+} et de Mg^{2+} , à côté de Na^{+} et K^{+} dans les inclusions fluides fait baisser la température eutectique (autour de 70°C) et celle de fusion. Cette dernière peut baisser, dans ce cas, à des valeurs inférieures à -20°C (Roedder 1971). Dans un système $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$, la $T_{f\text{glace}}$, en présence de sels hydratés, est de -25°C , et pourrait donc avoir une salinité d'environ 25 % en poids de sel (Poutiainen 1993). Environ 40 % de sel dans une inclusion fluide peut engendrer la formation d'un minéral fils. Roedder (1971), a signalé que 20 % en poids du sel

pourrait correspondre à environ -15°C comme point de fusion, et environ 3 % en poids du sel dans l'inclusion fluide, ce qui peut donner à cette dernière un point de fusion qui va de $-1,6$ à -2°C . Les inclusions fluides de type A, particulièrement dans le quartz recristallisé, affichent une grande population autour de -15°C donc. Elles peuvent donc atteindre une salinité d'environ 20 % en poids de sel. Par ailleurs, les inclusions de type A, type C, et en moindre mesure celles de type B (dans le quartz précoce), montrent des températures de fusion d'environ -5°C à une température proche de 0°C . La salinité variera donc entre 6 et 0,1 % en poids de sel.

Deux températures d'homogénéisation de CO_2 en phase liquide ont pu être mesurées; une est de $+39,8^{\circ}\text{C}$, et l'autre d'environ $28,3^{\circ}\text{C}$ (type C, dans le quartz précoce fracturé T17, annexe VIII). Ceci correspond à une densité légèrement inférieure ou égale à 1. Nous avons pu noter quelques températures de fusion de CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$, de $-65,6^{\circ}\text{C}$ à $-50,3^{\circ}\text{C}$) des trois types d'inclusions fluides A, B et C sur du quartz recristallisé (T6 et T8, annexe VIII). Une seule température ($T_{f\text{CO}_2} = -69,5^{\circ}\text{C}$) du type C a été mesurée dans le quartz recristallisé de l'échantillon T7.

Selon cette étude (annexe VIII), la salinité des inclusions fluides analysées, peut varier de 45 % en poids de sel jusqu'à des valeurs voisines de 1 % en poids de sel.

La température de dissolution de la phase solide, dans les inclusions fluides triphasées de Tiouit (type B), n'est pas déterminée car après la disparition de la bulle, le chauffage conduit, dans la majorité des cas, à la décrépitation de l'inclusion fluide. Néanmoins, nous pouvons signaler que quelques cristaux deviennent de plus en plus petits vers des températures supérieures à 250°C . Ceci suggère la présence probable d'anhydrite (CaSO_4) (Roedder 1971).

Selon la figure (56), les histogrammes de la température d'homogénéisation (Th), affichent un domaine global allant de 180°C à 250°C. Nous remarquons que le quartz précoce représente bien ce domaine de Th vu que ce quartz a piégé les différents fluides tardifs. Les inclusions fluides de type A et de type B dans le quartz recristallisé, montrent une génération importante dans un domaine de températures légèrement plus faibles (entre 180°C et 220°C). Le domaine de Th le plus remarquable est entre 200°C et 250°C (figure 56).

IV-4-4-Interprétation

Nous avons remarqué que pour le même type d'inclusions fluides nous enregistrons un grand écart de la température d'homogénéisation (figure 56). Dans des cas semblables, Roedder (1971), suggère une fluctuation probable de pression, de température et de salinité aussi, au moment du piégeage. D'après les températures eutectiques (figure 55) et les températures de fusion (figure 55), très différentes et relativement basses, nous pouvons attribuer la fluctuation des températures d'homogénéisation, dans le cas de Tiouit, probablement, à la fluctuation remarquable de la salinité et probablement de la fluctuation de la pression aussi (Roedder 1971). Le phénomène de décrépitation est souvent observé entre 250°C et 380°C (phase vapeur > 50 %).

La présence d'inclusions fluides (H₂O-CO₂ ?), ayant subi des phénomènes de décrépitation naturelle dans plusieurs échantillons, (planche 20a) montre une variation importante de la pression. En effet, certaines observations déjà exposées, comme la présence des petites cheminées bréchiques, les structures multifissurées, et d'après l'observation microscopique, comme la présence de la microfracturation très intense exprimée par l'abondance extraordinaire des inclusions fluides secondaires le long des

fractures cicatrisées. Ces structures suggèrent une fracturation répétée durant la formation du gîte, possiblement reliées à des variations épisodique de la pression du fluide.

Selon le résultat de l'étude microthermometrique, la température de la minéralisation et des altérations associés varie globalement de 150°C à 300°C.

CHAPITRE V

SYNTHÈSE, INTERPRÉTATION ET MODÈLE DE MISE EN PLACE

V-1-Introduction

Ce chapitre propose: d'intégrer le contexte géologique local de la mine de Tiouit à l'évolution tectonique régionale, de dégager les facteurs géologiques nécessaires pour produire ce type de gisement, de synthétiser les types d'altération et de minéralisation associées, et d'effectuer une synthèse sur le mode de mise en place de la minéralisation aurifère. Par la suite, nous présentons un modèle métallogénique résumant les événements qui ont conduit à la mise en place de ce gisement en dégagant quelques guides d'exploration applicables à ce type de gîte.

V-2-Intégration des données sur la granodiorite encaissante de la minéralisation aurifère de Tiouit

La granodiorite de Tiouit, qui encaisse la minéralisation aurifère, a été mise en place dans un environnement volcanoplutonique actif, et relié à la zone de subduction de l'Anti-Atlas oriental (chapitre II), et son magma est de type-I. Il est bien documenté que les saumures hydrothermales magmatiques en interaction avec les intrusions de type-I riches en magnétite (2,5 %, dans le cas de Tiouit), peuvent être prometteuses pour une minéralisation;

ces magmas sont capables de transporter les métaux y compris l'or (Burnham et Ohmoto, 1980). La granodiorite de Tiouit est syn à tardi-tectonique, et elle s'est mise en place dans une zone de faiblesse caractérisée par une densité importante de dykes. Après sa mise en place dans la séries des roches volcanosédimentaires, une séquence assez complexe de processus d'altération et de minéralisation a suivi. La mise en place de la minéralisation de Tiouit serait tardive par rapport à celle de la granodiorite. La minéralisation précoce aurait été contrôlée par les diaclases de refroidissement signalées sommairement par El Maghraoui et Popov (1982). La fracturation hydraulique et les fractures de tension ont servi de drains pour les fluides hydrothermaux qui ont déposé la minéralisation dans les parties supérieures du pluton dans de grandes fractures de refroidissement (comme signalé précédemment) disposées d'une manière subhorizontale en pelures d'oignons (El Maghraoui et Popov 1982).

Le site géotectonique de la majorité des gisements d'or anciens reste encore peu documenté (Sillitoe 1991). En revanche, les intrusions aurifères de l'orgénèse hercynienne et de l'orgénèse pan-africaine qui encaissent le gisement de Salave en Espagne, le gisement de Tiouit, et le gisement de Navachab de Namibie ont été généralement considérées comme résultant d'une collision continentale produite par une convergence de plaques (Sillitoe 1991). Le magmatisme et la minéralisation aurifère associée peuvent être déclenchés par un épaissement crustal produit par de nouvelles collisions tectoniques, comme par exemple, celle de Damaran en Namibie qui fait partie intégrante de l'orgénèse pan-africaine (Miller 1983).

De nombreux dykes de différentes compositions traversent la granodiorite et la minéralisation aurifère. Elle a été affectée par la déformation cassante qui a touché tout l'Anti-Atlas oriental durant la phase tectonique **B2** (chapitre II). Cette déformation cassante a ainsi affecté la minéralisation aurifère de Tiouit. Un réseau important de microbrèches a

été observé dans les zones minéralisées causé probablement par des explosions de surpression hydraulique des fluides. Ces phénomènes semblent continuer même après la dernière étape de la minéralisation. Beaucoup de gîtes d'or se localisent dans des structures affectées par une déformation fragile (failles, fractures hydrauliques et brèches), et le gisement de Tiouit fait partie de ceux-ci.

Les rhyolites-ignimbrites sont déposées en dôme sur la partie sud du gisement de Tiouit et sur son prolongement altéré, et probablement minéralisé, vers le nord et vers l'est. Cette unité de coulées volcaniques a un contact discordant caractérisé par des conglomérats de base avec la granodiorite (Saquaque 1992). Ce contact indique une phase importante d'érosion entre la mise en place du gisement et cette unité. Les dykes constituent des entités très tranchées et le contact dykes-granodiorite est souvent subvertical. Ces dykes coupent la minéralisation, et ils sont probablement tardi-déformation.

La mise en place du granite d'Isk-n-alla a pu créer un léger métamorphisme dans les corps minéralisés, puisque le gisement de Tiouit se situe proche du contact entre la granodiorite et le granite tardif (chapitre II).

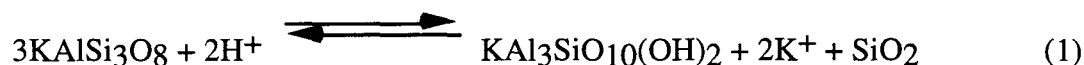
V-3-Altération et minéralisation, typologie du gisement

Nous allons décrire des types d'altérations classiques en les comparant avec ceux de Tiouit, et en utilisant l'ensemble des résultats fournis par les études descriptives, qualitatives et quantitatives. Nous allons aussi lier chacun des cinq types de minéralisation traités au chapitre (IV), au type approprié d'altération. Les types d'altérations seront synthétisés et traités tout en gardant à l'esprit la possibilité de synchronisme, du moins partiel, entre les trois altérations:

V-3-1-Altération potassique

Pour le cas de la minéralisation associée aux granitoïdes, le système le plus intéressant à préciser, selon LaGache (dans Johan 1980), est celui du feldspath alcalin.

Nous pouvons écrire, d'après (Johan 1980) les équations schématiques suivantes:



La réaction (1) est réversible jusqu'à 350°C

Ces réactions exigent une grande activité de H^+ (a_{H^+}), et libèrent une grande quantité de SiO_2 . Dans la majorité des éponges, nous remarquons l'existence de quartz+orthose et/ou microcline sur lesquels se superposent, hématite, chlorite et pyrite \pm chalcopryrite disséminées. Si l'on raisonne à quantité d'aluminium constante, ce qui est certainement justifié par notre étude quantitative des échanges de la matière concernant la majorité des échantillons, il est évident que cette paragenèse ne peut être obtenue, à partir des associations magmatiques que par un important remplacement du calcium et à titre moindre, de sodium, par le potassium (figure 49, T113; et figure 53, T29). Bien entendu, ceci n'exclut nullement d'autres échanges métasomatiques. Nous avons là un aspect essentiel de l'altération potassique. Mais ces feldspaths-K deviennent vite très affectés au contact des corps minéralisés. La chlorite domine, avec localement de l'hématite, dans la zone nord et centrale, alors que l'hématite et la muscovite deviennent prépondérantes dans la zone sud.

L'altération potassique semble être précoce, dans le gisement de Tiouit. Elle est liée à la minéralisation des types **i** (lentilles des sulfures) , **ii** (sulfures liés aux zones de

stockwerks) et probablement une partie des types **iii** (veines de sulfures dans du quartz) et **iv** (sulfures disséminés), et elle déborde largement l'espace occupé par la précipitation des sulfures. Il semble aussi que cette altération traduit souvent une baisse de pression et de température due probablement à l'ouverture du système (Hemley et Jones 1964).

V-3-2-Altération" propylitique":

La propylitisation se caractérise par: la chloritisation, l'épidotisation et l'apparition de la calcite, du quartz et de la séricite.

Au cours de l'altération propylitique, nous assistons à la formation de l'épidote à partir du plagioclase et de la hornblende; de la chlorite à partir de la hornblende, du pyroxène et de la biotite; et à la déstabilisation de la magnétite qui se transforme en hématite. Lorsque l'amphibole actinolitique devient instable, des quantités appréciables de SiO₂, de MgO et de CaO sont mobilisées. Il en est de même au cours de la chloritisation de quasiment tous les minéraux ferromagnésiens. La calcite est généralement fréquente dans les zones à altération propylitique éloignées des minéralisations. Ce minéral peut être localement abondant. Les fractures intenses qui traversent tous les minéraux ont probablement permis le dégazage tardif du CO₂ qui a formé, avec le calcium de l'ancien plagioclase, les amas de calcite sur la microcline néoformée.

Cette altération est bien caractérisée par l'instabilité de la magnétite et les principales conditions de cette altération seraient l'hydratation et l'oxydation (Johan 1980).

L'intensité de l'albitisation augmente ponctuellement en allant vers la minéralisation. Il s'agit d'un processus affectant systématiquement les roches des zones

de faiblesses jalonnées de dykes et fortement fracturées. Ces zones ont donc une perméabilité remarquable permettant la circulation des solutions hydrothermales qui ont produit les différents types d'altération. Les ferromagnésiens sont toujours déstabilisés lorsque l'albitisation intervient. Nous pouvons donc observer des roches propylitisées et non albitisées mais jamais le contraire (Johan 1980). Ceci s'explique par une forte pression d'eau qui est à l'origine de ce type d'altération hydrothermale. Pour prouver la néoformation de l'albite dans les épontes de la minéralisation aurifère de Tiouit, nous signalons les évidences suivantes:

- 1) remplacements du plagioclase et du feldspath potassique par l'albite;
- 2) l'albite xénomorphe à macles indistinctes;
- 3) grande mobilité de Sr, Ba, et Eu.

Quand l'albite est magmatique, on distingue bien les macles et les cristaux sont automorphes. Il n'y a pas de phénomène de remplacement, et les éléments en traces qui sont incorporés usuellement dans le plagioclase ne subissent pas un déplacement significatif.

La paragenèse de cette altération se résume donc par:

chlorite + quartz \pm calcite \pm albite \pm épidote + hématite + pyrite disséminée.

Bien que tous les minéraux de cet assemblage se trouvent autour du gisement aurifère de Tiouit, il n'est pas possible d'affirmer qu'il s'agit d'une véritable altération propylitique. Des minéraux caractéristiques de l'altération propylitique peuvent être localement abondants sans la présence des autres minéraux qui constituent l'assemblage. Il est possible d'envisager que l'intensité de la chloritisation et de l'hématitisation a effacé les

aspects caractéristiques de l'altération propylitique. Donc à présent, c'est la chloritisation qui prédomine.

Titley (1994), a signalé que dans la majorité des roches ignées felsiques qui contiennent une minéralisation, et qui peuvent avoir des quantités relativement élevées en Ca. L'épidote peut faire partie de l'altération potassique et ce minéral se former avec l'orthose, ces deux minéraux étant en équilibre (Bowers *et al.* 1984). Pourtant, l'épidote est considérée habituellement comme un minéral "indicateur" de l'altération propylitique.

Les minéralisation de type **i**, **ii** et **iii** peuvent être contemporaines à la chloritisation-hématitisation. Cette dernière a pu engendrer aussi une partie de la minéralisation de type **iv**.

V-3-3-Altération phylliteuse

L'altération phylliteuse est concrétisée par la séricite qui se transforme en muscovite très abondante par endroits dans la mine de Tiouit. On peut attribuer à ce type d'altération l'association minérale suivante:

quartz + muscovite + chlorite + hématite + pyrite + chalcopryrite.

La muscovite, est considérée ordinairement comme minéral indicateur de l'altération phylliteuse. Par ailleurs, ce minéral peut parfaitement coexister avec l'orthose dans une paragenèse de l'altération potassique. L'association orthose-chlorite peut accompagner aussi l'assemblage d'altération potassique. Tous ces assemblages peuvent posséder la chalcopryrite (Beane et Titley 1981).

L'altération phylliteuse est liée principalement à la minéralisation des types **iii**, **v** (sulfures tardifs avec le quartz blanc) et probablement de type **iv**. Spatialement lié à

l'altération phylliteuse, on trouve aussi une argilitisation locale intense. Dans ce cas, des minéraux de Ti, de Cu, de Zn, d'As, de Sb, de Pb, de W et d'Ag-Au deviennent disséminés dans la gangue et dans les épontes; cette minéralisation s'accompagne d'un métasomatisme potassique. Le K_2O augmente de 10 % à plus de 50 %, à Tiouit, ce qui correspond au domaine de stabilité des micas potassiques.

Nous voulons reprendre le point essentiel concernant la chronologie des altérations potassique et propylitique dans le gisement de Tiouit. Du fait que les altérations au niveau de ce gîte aurifère se chevauchent et probablement se superposent, il est donc difficile d'affirmer que l'altération propylitique est précoce ou tardive à l'altération potassique. En effet, nous pouvons envisager une autre possibilité probable qui consiste à admettre que l'altération propylitique est un phénomène précoce, probablement contemporain des premiers stades de l'altération potassique (Titley 1994). Ceci dit, alors que cette dernière se manifeste au coeur du gisement (une température relativement haute $\geq 300^\circ C$), l'altération propylitique se manifeste à la périphérie de ce gisement (température relativement basse $< 300^\circ C$).

Aussi, il est possible qu'une partie de l'association phylliteuse, comme la muscovite soit reliée à des manifestations périphériques et/ou tardives de l'altération potassique (figure 35)

V-3-4-Vue critique sur la typologie du gisement de Tiouit

Les intrusions proches de la surface offrent des sites favorables pour la formation et le développement d'une minéralisation qui possède des caractéristiques allant d'épithermales à celles d'un porphyre cuprifère (Sillitoe 1983; 1991).

La majorité des gisements porphyriques ont la même histoire globale d'évolution, bien qu'ils puissent être différents dans le détail. Nous pouvons considérer que leurs différences résultent du degré de développement de la minéralisation précoce comparée à celle qui est tardive. L'assemblage minéral tardif semble être développé durant un temps beaucoup plus long que l'assemblage précoce. La minéralisation tardive semble aussi affecter un plus grand volume que la minéralisation initiale.

Le gisement d'or de Tiouit affiche quelques caractéristiques connues pour les gîtes calco-alcalins porphyriques cuprifères, mais il diffère de ceux-ci par son altération considérablement généralisée et très imprégnée ainsi que sa richesse globale en hématite.

La granodiorite aurifère de Tiouit n'affiche pas une texture porphyrique, et pourtant, la minéralisation encaissée dans cette roche manifeste des aspects de l'évolution d'un système de stocks porphyriques. Vila *et al.* (1991), ont signalé que les propriétés et les caractéristiques intra et inter-minéralisation, peuvent prouver et confirmer le vrai caractère d'un gisement de type porphyrique, même si ce gisement n'est pas encaissé dans une roche à caractère porphyrique. La relation temporelle (donc génétique), la relation spatiale de Au-Cu avec la roche-hôte, l'existence des brèches hydrothermales actives durant et/ou entre les stades de formation, les stockwerks, tout ceci constitue les apparences d'un gisement de type porphyrique. En revanche, la complexité chronologique des altérations et la superposition de ces dernières et leur étendue, l'altération argileuse et la morphologie du gisement, tout ces autres aspects viennent affaiblir la tendance à classifier le gisement de Tiouit comme un gîte de type porphyre-Cu classique.

Il est utile de signaler une particularité de ce gisement. Par son abondance, l'hématite est le produit d'altération le plus particulier dans ce gisement. Cette hématitisation probablement intermittente et de différentes sources, distingue ce gisement des porphyres

cuprifères usuels. Selon les expériences (Kilinc 1969; Whitney *et al.* 1985; Fein *et al.* 1992), des quantités considérables de Fe peuvent être extraites d'un magma, intermédiaire à acide. Les roches qui se trouvent en contact avec un phénomène d'ébullition rétrograde des fluides chargés des saumures, sont capables de libérer des quantités appréciables de fer (Arancibia et Clark 1996). Aussi, dans des conditions de pH faible, un milieu oxydant et des températures $\leq 360^{\circ}\text{C}$, la magnétite se transforme en hématite, avec un assemblage d'altération séricite-argiles-chlorite. Ces conditions favorisent aussi la concentration de l'Au (Arancibia et Clark 1996). La quantité appréciable d'hématite, dans la mine de Tiouit, est probablement produite, entre autres, par la martitisation de la magnétite hypogène hydrothermale ou accessoirement la magnétite magmatique. Ce dernier minéral et une partie de l'hématite se transforment localement en pyrite (chapitre IV). À titre de comparaison, l'abondance du fer dans la mine de Marte (nord du Chili, Vila *et al.* 1991, encaissant dioritique), est principalement représentée par la magnétite qui n'a pas été martitisée comme dans le cas de Tiouit.

Les résultats obtenus par cette étude, permettent de voir que quelques aspects d'altération qui caractérisent les gisements de type porphyre-Cu (Johan 1980), existent bien autour du gisement de Tiouit. Leur répartition est cependant moins régulière et relativement plus complexe que celle correspondante à la zonalité classique décrite par les auteurs qui ont travaillé sur les porphyres-Cu (Lowell et Guilbert 1970; Page et McDougall 1972; Sillitoe 1972, 1983; Sutherland-Brown 1976; Johan 1980; Beane et Titley 1981; Roth *et al.* 1991). La majorité des études de ces auteurs concernent des gisements récents où, zonation des altérations et minéralisation associée ne sont pas affectées par des épisodes ultérieurs (métamorphisme, déformation, érosion). Par contre les gisements plus anciens (comme celui de Tiouit d'âge protérozoïque supérieur) sont probablement affectés, changés

ou déplacés; donc leur reconnaissance et leur classification deviennent relativement problématiques.

Néanmoins, la synthèse de nos informations géologiques, pétrographiques, minéragraphiques, géochimiques et l'étude des inclusions fluides, a permis de dégager les caractéristiques particulières du gisement aurifère de Tiouit. Celles-ci vont par conséquent influencer la méthode et la stratégie d'exploration d'autres zones minéralisées, et guider la recherche de gisements comparables.

Partout dans le monde, les résultats obtenus par plusieurs auteurs, sur les processus d'altération des systèmes porphyres-Cu, s'avèrent être quasiment similaires dans leur aspect et leur nature. Ils diffèrent cependant par leurs styles de mise en place, la minéralogie de leurs encaissants et la profondeur où ce système est observé (Sillitoe 1989).

Globalement, nous constatons que le gisement aurifère de Tiouit possède des caractéristiques de l'évolution d'un système de type porphyre-Cu (température de minéralisation, types d'inclusions fluides et leurs salinités). D'autres caractéristiques indiquent une similitude avec les parties supérieures à caractère épithermal, d'un gisement porphyrique-Cu, (paléo-profondeur, température, type d'assemblage des minéraux métalliques, l'abondance d'As et de Sb et l'abondance, bien que ponctuelle des minéraux argileux).

Malgré ses particularités, le gisement d'or de Tiouit donc, est comparable au type de gîte de «New Red Mountain» au NW de la Colombie Britannique. Ceci nous suggère de considérer le gisement aurifère de Tiouit aussi comme une manifestation superficielle d'un système porphyrique plus profond, vu ses caractéristiques semblables à celles du gisement de «New Red Mountain» étudié par Rhys *et al.* (1995). Cet auteur a signalé que ce gîte est

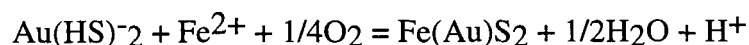
formé dans la périphérie d'un système porphyrique. Thompson (1995), rapporte aussi que quelques gîtes de la cordillère de l'Amérique du Nord, se manifestent par une zonation latérale et une superposition des altérations, quasiment identiques à celles décrites pour Tiouit. Selon le même auteur quelques uns de ces gîtes peuvent être une manifestation d'une partie du système porphyrique, la partie principale de ce système est restée encore dans la profondeur. La minéralisation aurifère de Tiouit est très assimilable à ce type de manifestation et d'autres dans des massifs similaires de la Cordillère.

V-4-Le mécanisme de précipitation des minéraux métalliques, liaison avec l'altération

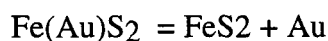
L'analyse combinée des altérations hydrothermales, des paragenèses et des inclusions fluides permet de préciser les conditions de mise en place de l'or et des métaux associés, et nous allons maintenant tenter d'évaluer quels sont les mécanismes possibles de leur précipitation dans les veines de la mine de Tiouit. Pour ce faire, nous allons principalement considérer les assemblages minéralogiques, que nous considérons comme précoces et les complexes susceptibles de transporter l'or. Afin de pouvoir déterminer quels sont les mécanismes de précipitation, on doit d'abord évaluer si l'or est transporté sous forme de complexes bisulfurés (Seward 1988). Les conclusions de Romberger (1986), à partir de ses travaux sur la solubilité de l'or et la stabilité de ses différents complexes, démontrent que l'or est soluble en tant que complexe chloruré dans une solution acide, et comme un complexe bisulfuré sur un grand domaine de pH dans une solution réductrice dans laquelle les sulfures sont présents soit sous forme de H_2S ou soit comme HS^- . De plus selon des mesures de solubilité de l'or réalisées par Seward (1988), le complexe $AuCl_2^-$ est vingt fois moins stable que le complexe $Au(SH)_2^-$. Il en conclut donc que le transport de l'or dans la croûte terrestre par les complexes chlorurés est d'importance négligeable.

Ainsi, dans la mine de Tiouit, l'or précocé était associé à l'arsénopyrite, la pyrite et la chalcopryrite (Combe et Morrelli 1983). Dans ce cas, les résultats expérimentaux présentés par Seward (1988) et Romberger (1986), suggèrent que l'or a été transporté sous forme de complexe bisulfuré du type $\text{Au}(\text{SH})^{-2}$ et $\text{Au}_2\text{S}(\text{HS})^{-2}$ (Seward 1973). Ces complexes agissent comme transporteurs d'or et comme source de soufre.

Comme signalé au chapitre (IV), le problème de liaison de l'or avec les sulfures, particulièrement dans leur réseaux cristallins, reste encore obscur. Par ailleurs, l'or dissout dans une solution aqueuse cherche à récupérer ses électrons pour se réduire à l'état natif, particulièrement dans un milieu donneur d'électrons comme les sulfures cristallisés. L'or peut donc entrer en inclusions dans un sulfure sous forme submicroscopique; il sera ainsi observé en inclusion dans l'arsénopyrite, la pyrite, la chalcopryrite et dans n'importe quel sulfure ou sulfosel. L'exemple d'une compétition possible entre l'or et le fer ferreux (Fe^{2+}) lors de formation de la pyrite est donné par Romberger (1986) comme suit:



Avec l'apport continu de fluides hydrothermaux, l'or pourra cristalliser le long des bordures de grains de sulfures (T14, zone nord), et le long des zones de croissances de ces derniers. Nous prendrons comme exemple de la réaction de formation de la pyrite et de l'or natif proposée par Romberger (1986):



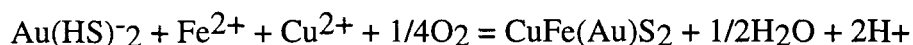
Il est également possible que l'or soit transporté sous forme de complexes de thioarséniure (AuAsS_2 ; $\text{Au}(\text{AsS}_3)^{-2}$) (Seward 1973; Grigoryeva et Sukneva 1981). La réaction suivante est alors possible:



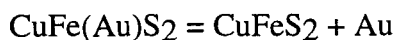
À la mine de Tiouit, le Fe^{2+} nécessaire à cette réaction proviendrait, du moins en partie, de la titanomagnétite et de la magnétite primaire altérées principalement en hématite très abondante. Une grande partie du fer est probablement véhiculé par les fluides comme le suggère les résultats de notre étude lithogéochimique quantitative (chapitre IV).

Nous avons exposé jusqu'à maintenant le mécanisme global de transport et de précipitation de l'or avec les sulfures au cours de la minéralisation précoce à Tiouit. La minéralisation aurifère initiale de Tiouit semble avoir subi au moins une déformation importante qui a produit la recristallisation du quartz et la cataclase de la pyrite et de l'arsénopyrite primaire. La chalcoppyrite est redistribuée dans les fractures des minéraux fracturés et cataclasés. La sphalérite, la chalcoppyrite secondaire, la galène à côté d'autres sulfures, sulfosels l'Ag et l'Au, toutes ces espèces constituent la minéralisation secondaire (chapitre IV). Il est possible que la minéralisation aurifère de Tiouit ait été enrichie durant et après la déformation.

L'abondance de la chalcoppyrite, dans la mine de Tiouit, et la présence d'or en inclusions dans celle-ci suggère la réaction suivante:



Comme dans le cas précédent de la pyrite, la chalcoppyrite aurifère avec un flux important de fluide produira la réaction suivante:



Romberger (1986) a étudié l'effet provoqué par la variation de l'activité du soufre et de l'oxygène sur la solubilité de l'or. Sous une pression et une température données,

Romberger (1986) montre que la diminution de l'activité du soufre et l'oxydation sont des mécanismes efficaces pour provoquer la précipitation de l'or à la suite de la diminution de la solubilité de ce dernier.

L'ébullition du fluide est un des processus pouvant provoquer l'oxydation (Drummond 1981) et, par le fait même, la précipitation de l'or. Selon le même auteur, l'ébullition provoque une diminution de la température, une perte des composants volatils (CO_2 , H_2O), un changement d'activité de O_2 et S_2 et évidemment un changement de pH. Les données de l'analyse des inclusions fluides sont insuffisantes pour affirmer la production d'une ébullition. Néanmoins, en admettant l'ouverture du système (chapitre IV), nous pouvons suggérer une ébullition du moins locale à Tiout. Ce processus hydrothermal est invoqué par Drummond et Ohmoto (1985) pour expliquer la précipitation de l'or.

La relation spatiale entre les différents sulfures d'une part, et l'or d'autre part, signalée au chapitre IV (type de minéralisation: **I**, **II** et **III**), suggère fortement que la diminution de l'activité du soufre, suite à la précipitation des sulfures, est un mécanisme efficace pour provoquer la précipitation de l'or piégé dans les fractures de sulfures (principalement la pyrite).

La présence de feldspath potassique hématitisé de quelques épontes, où l'or disséminé est détecté, est une indication que l'oxydation est probablement le mécanisme le plus plausible pour l'or (minéralisation de type **iv**, chapitre IV) sans sulfures visibles. Dans le même sens, Romberger (1986), suggère que l'oxydation va provoquer la diminution de la solubilité de l'or et la formation possible de la chlorite et de l'hématite étant donné que le fluide peut se déplacer dans le champ de la stabilité de ces deux minéraux. À la mine d'or de Tiout, la chlorite et l'hématite sont les deux minéraux d'altération les plus dominants et ils sont intimement liés et accolés aux veines. Donc le phénomène d'oxydation est

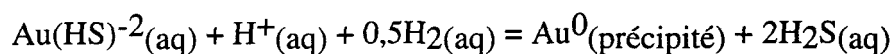
probablement le plus important au cours de la dernière étape de la minéralisation aurifère de Tiouit.

La diminution de la pression dans le milieu de déposition, suite par exemple à la cataclase des veines, comme observée à la mine d'or de Tiouit, est un processus important pouvant combiner plusieurs des mécanismes décrits précédemment. En effet, la diminution de la pression du fluide minéralisateur va provoquer un abaissement de la température et son ébullition (Skinner 1979). Robert (1985), mentionne que cette ébullition va alors provoquer une phase riche en CO_2 et la précipitation subséquente de carbonates (amas de carbonates sur le feldspath-K fracturé), comme mentionné au chapitre III. De plus la baisse de température qui l'accompagne aura pour effet de diminuer l'activité du soufre et la solubilité de l'or provoquant ainsi la précipitation de ce dernier. Cette hypothèse est en accord avec les travaux expérimentaux réalisés par Seward (1988). Ce dernier, signale que l'ébullition va provoquer la précipitation de l'or seulement après des changements majeurs: dans l'activité du soufre (perte de H_2S après réduction), dans le potentiel d'oxydation (perte d'hydrogène), et dans le changement de pH (perte de CO_2).

À Tiouit, dans le cas où l'or est directement lié aux sulfures, nous pensons qu'un des mécanismes de précipitation probable, serait la diminution de l'activité du soufre provoquée par la précipitation des sulfures et associée à la diminution de la pression du fluide minéralisateur suite à l'ouverture du système. Ceci peut être le cas de la minéralisation primaire (type **i**, **ii**, **iii** et probablement une partie de **iv**). Le fluide minéralisateur a alors commencé à s'infiltrer le long des fractures associées à l'ascension du fluide sous pression. La minéralisation précoce remplit donc les diaclases de refroidissement subhorizontales (El Maghraoui et Popov 1982). L'infiltration du fluide a engendré le développement d'une altération hydrothermale suite au déséquilibre physico-

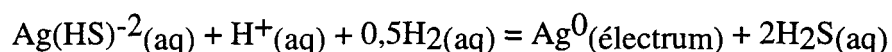
chimique qui existe entre ce fluide et l'encaissant granodioritique. Cette altération précoce (altération potassique) est représentée par les restes du feldspath-K observés par endroits collé au bordures de veine et dans les épontes du corps minéralisé. Vers l'extérieur du corps minéralisé, l'épidote et l'albite apparaissent ponctuellement. En revanche, la séricite s'est développée sur une large distance, alors que vers l'intérieur la chlorite devient abondante au détriment du feldspath-K. Nous remarquons là un chevauchement des altérations propylitique et potassique, qui sont probablement synchrones. On observe souvent des produits argileux qui viennent se situer ponctuellement entre ces types d'altération.

Lorsque cette minéralisation a été affectée par la déformation cassante et par l'intrusion des dykes, le même mécanisme aurait affecté le fluide minéralisateur probablement plus riche en cuivre, qui voit sa pression diminuer suite à la cataclase des veines déjà en place. La richesse de ce fluide en cuivre est concrétisée par les nombreux sulfures de cet élément, le pourcentage de Cu élevé dans les sulfures des autres éléments analysés à la microsonde électronique (annexe VII) et par le résultat de nos analyses chimiques (annexe IV). Le mécanisme causant donc la diminution de l'activité du soufre expliquerait l'intime relation spatiale et génétique qui existe entre l'or et les sulfures étant donné qu'ils sont issus des mêmes complexes sulfurés. Des études thermodynamiques plus approfondies ont révélé que l'Au peut être soluble dans la phase aqueuse sous forme des complexes suivants: $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$, $\text{Au}_2(\text{HS})^{-2}\text{S}^{2-}$, AuCl^{-2} (Seward 1984); $\text{HAu}(\text{HS})^0_2$ (Hiyashi et Ohmoto 1991); et sous forme de polysulfures d'or AuSnS^{-} (Berndt *et al.* 1994; Seward 1989-1991). La solubilité de l'or donc dans un fluide riche en H_2S est contrôlée par la réaction suivante:



L'Au qui précipite peut être un alliage d'Au-Ag, car l'Ag est transporté dans les mêmes conditions que l'Au.

Gammons et Barnes (1989), ont démontré que $\text{Ag}(\text{HS})^-$ peut être l'espèce dominante dans une solution hydrothermale diluée, réductrice, quasi neutre ou franchement alcaline, et qui contient une ΣS élevée, de température inférieure à 300°C. L'Ag et l'Au, ont probablement été transportés ensemble puisqu'ils ont sensiblement le même comportement et peuvent précipiter tous les deux sous forme d'électrum (Au-Ag), comme observé dans le gisement de Tiout. Le mécanisme de précipitation de l'Ag, comme celui de l'Au, serait le suivant:



Comme dans le cas de l'or la diminution de soufre total, la réduction ou une baisse de pH, peuvent causer la précipitation de l'argent.

D'une manière générale, nous pouvons déduire que le transport et la déposition des espèces chimiques par les fluides hydrothermaux dépendent largement de changement de pression, de température et de composition des fluides. Par ailleurs, il existe d'autres paramètres fondamentaux qui agissent sur le transport et la déposition des espèces minérales. Les plus importants sont: le pH, le soufre total (ΣS), f_{O_2} , (H_2) , (H_2S) et les activités des espèces véhiculées par les fluides. La caractéristique concernant la profondeur où un système est observé a un effet important sur la précipitation de l'or (Sillitoe 1989). En effet, l'or contenu dans les fluides magmatiques, avec les volatils inclus, peuvent être mélangés avec une importante quantité d'eau météorique. Aussi, l'intrusion qui s'est mise en place près de la surface, est une source de chaleur pour les fluides ascendants et descendants.

Le mécanisme d'oxydation est plus plausible dans le cas de la minéralisation secondaire (type v, une partie de iii et de iv). Ce mécanisme est probablement synchrone à une bonne partie de la période de l'altération phylliteuse. La coexistence de la chlorite, de l'hématite, de la muscovite, très abondante par endroits, de la chalcoppyrite et de la pyrite nous suggère le type d'altération phylliteuse. Selon Cooke *et al.* (1996), la chlorite peut être en équilibre, à 250°C et à 300°C, avec au moins quatre minéraux silicatés (feldspath-K, muscovite, kaolinite et phlogopite), en plus d'être en équilibre avec l'hématite comme signalé précédemment. Cet ordre de grandeur de température pouvait être celui de la minéralisation précoce associée à une large altération potassique (chapitre IV) et probablement propylitique aussi. La température de minéralisation déduite de notre étude sur les inclusions fluides s'affiche dans un domaine allant de 180°C à 250°C. Nous tenons à signaler que la température d'homogénéisation mesurée à partir des inclusions fluides n'est qu'une température minimale de piégeage de ces dernières.

Dans la mine d'or de Tiouit, une bonne partie de la déformation des veines a été tardive. De plus, les trois zones minéralisées de Tiouit ont été ultérieurement recoupées par des dykes compétents et des failles cassantes qui ont engendré des mouvements tardifs dans ces veines minéralisées. Ces déformations ont engendré des textures et des assemblages minéralogiques complexes résultant de la redistribution des phases minérales. La superposition probable des déformations dans ce gisement, a engendré la cataclase intense du quartz et la redistribution et/ou la mise en place des sulfures, de l'or et de certains minéraux de gangue.

V-4-1-Développement de la minéralisation supergène

Bien que la minéralisation "hypogène" puisse constituer la partie principale de la minéralisation économique, l'altération supergène a conduit à la formation d'une quantité

supplémentaire de minerais très importante. Il est bon de rappeler que dans de nombreux cas, ce sont les effets de l'altération supergène qui donnent à un indice de type porphyrique cuprifère à teneur hypogène faible sa teneur exploitable (Routhier 1980).

En plus de la minéralisation hypogène décrite précédemment, une activité supergène est venue s'ajouter au cours de l'évolution du gisement de Tiouit. L'existence de martite (transformation de la magnétite en hématite) et de covellite suggère une activité supergène. Aussi, l'observation de la malachite ($\text{Cu}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_2$), au sein d'une lentille minéralisée (figure 31), ne fait que confirmer l'effet supergène. Ce dernier minéral s'enrichit vers la surface du gisement à côté de l'azurite, de la cuprite, du cuivre natif (Combe et Morrelli 1983). En certains endroits, au sein des corps minéralisés, nous avons observé des zones riches en oxydes de fer. Ces derniers peuvent être regroupés ensemble comme limonite (T77). Selon Titley (1994), ce minéral peut contenir un mélange de Cu et de Fe dont les proportions sont contrôlées par la pyrite et la chalcoppyrite préexistantes et la minéralogie de l'encaissant. D'après le même auteur, la jarosite peut être incluse parmi les oxydes de Fe vu sa liaison étroite avec eux. Ce minéral est constitué de K et de sulfate de Fe ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$). La réaction d'une solution acide sur la pyrite et les silicates potassiques produit la jarosite (qui est de la famille de l'alunite). Quand le pH est élevé la jarosite se décompose en hématite et goethite (Titley 1994). Vu l'abondance considérable de l'hématite, dans le gisement de Tiouit, et l'existence plus ou moins fréquente de la goethite, nous pensons qu'une partie de ces deux oxydes de Fe a pu venir de la décomposition de la jarosite suite aux changements successifs des conditions physico-chimiques de l'eau météorique ou/et un mélange de cette dernière avec les fluides hydrothermaux.

V-6-Modèle de la mise en place du gisement d'or de Tiouit

Dans la formulation d'un modèle génétique, il est souvent nécessaire d'interpréter des observations empiriques qui se veulent limitées. Néanmoins, une meilleure compréhension des aspects essentiels est possible.

V-6-1-Succession des événements lors de la formation du gisement de Tiouit

La succession suivante des événements peut être proposée pour la genèse du gisement aurifère de Tiouit (figure 57):

1) Mise en place de la granodiorite Tiouit (entre 750 Ma et 650 Ma âge relatif) dans la série des roches volcanosédimentaires vers la fin de la déformation de ces dernières (**B1**, chapitre II) à des profondeurs allant de 2,5 à 5,7 km (pression approximative, entre 111 MPa à 231 MPa, chapitre III) (figure 57A). Au cours de la cristallisation plus ou moins rapide, des diaclasses se sont formées sous forme de pelures d'oignons (El Maghraoui et Popov 1982). Le tout est suivi par l'expulsion de la phase aqueuse lors du refroidissement et par la remontée des fluides, venant des profondeurs, et entraînant une fracturation relativement intense et une chute de pression.;

2) Cristallisation du magma qui a ainsi permis le piégeage des sulfures par remplissage des fractures et des diaclasses, lors du refroidissement progressif du pluton. Le dépôt de la minéralisation précoce de type **i** (lentilles des sulfures) se produisait en même temps que l'altération potassique de type **ii** (sulfures liés aux zones de stockwerks), et probablement une partie des types **iii** (veines de sulfures dans du quartz) et **iv** (sulfures disséminées). Les épisodes 1 et 2 sont quasi contemporains. À la fin de cette période l'eau météorique commençait à pénétrer dans le système (figure 57B).

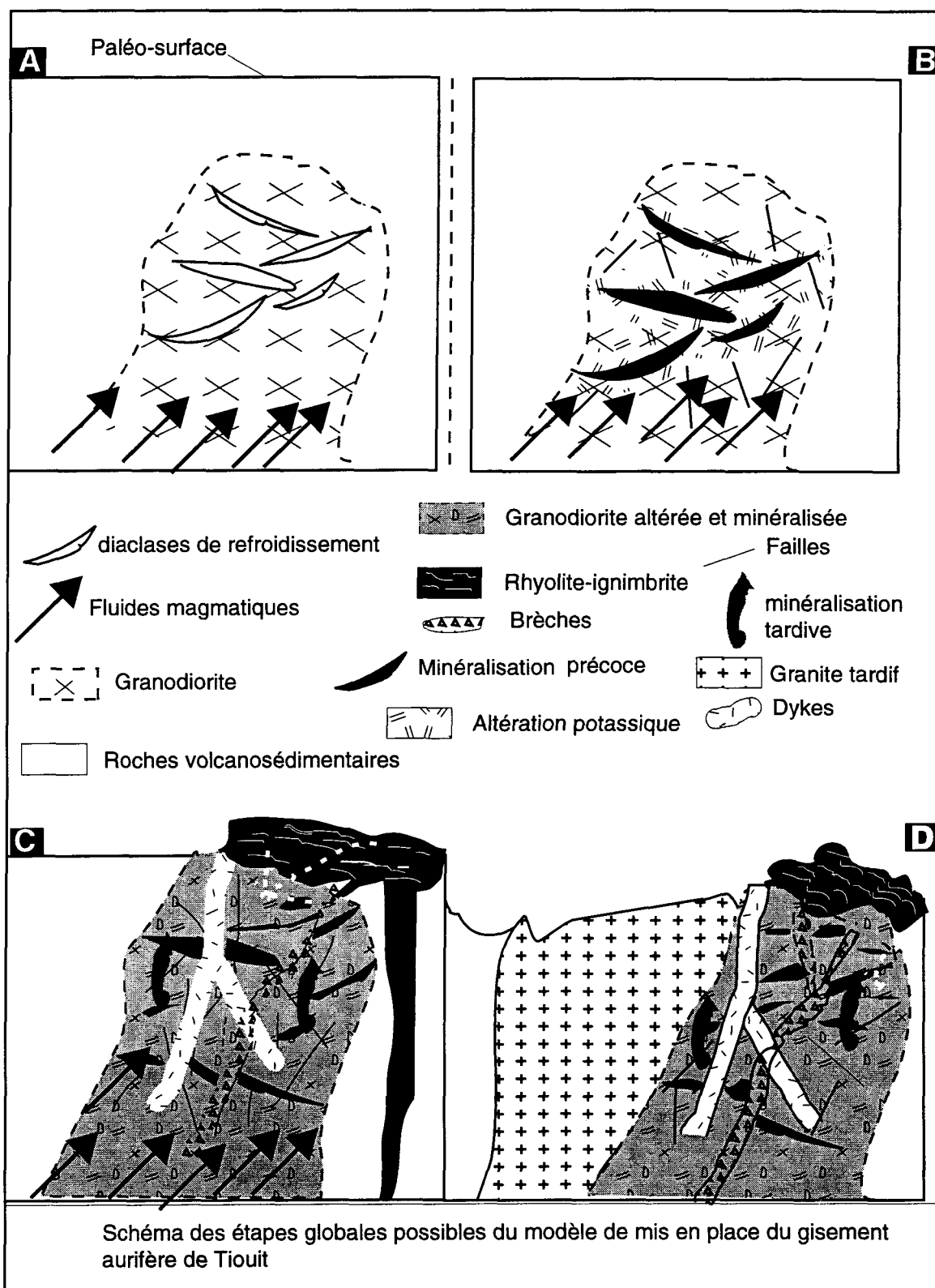


Figure 57 Schéma proposé pour le modèle de mise en place du gisement.

Un système hydrothermal se met en route avec ébullition, formation de saumures, dissolution de Cu (Burnham 1967), et probablement d'autres éléments lourds existants dans l'encaissant et dans le pluton. Ces éléments seront déposés dans les fractures et les poches préexistantes, après le refroidissement, dans la roche. D'autre part, la libération des saumures au cours d'une ébullition rétrograde probable est capable de produire suffisamment d'énergie pour générer la formation de stockwerks souvent observés dans les porphyres (Burnham 1979). Cette énergie est aussi capable de causer la formation des cheminées bréchiques (Sillitoe 1985).

3) Déformation cassante (**B2. chapitre II**) qui affecte toute la région durant l'évolution du système hydrothermal de Tiouit (LeBlanc et Lancelot, 1980; Saquaque, 1992). L'encaissant granodioritique a été fracturé ainsi que la minéralisation déjà en place. Ces conditions ont favorisé l'accentuation et l'intensité du système hydrothermal. Ceci a produit probablement une remobilisation de la chalcoppyrite, après une déformation de la minéralisation précoce, d'une partie de la minéralisation de type **III** (veines de sulfures dans du quartz) et de celle de type **iv** (sulfures disséminées). Cette circulation de fluide a causé également l'hématitisation et la chloritisation quasi générales, et probablement une grande partie de l'altération phylliteuse (figure 57C).

4) Mise en place d'une série de dykes qui coupe cette minéralisation. LE volcanisme rhyolitique et ignimbritique était actif recouvrant une partie de la granodiorite minéralisée, suivi de la mise en place de la minéralisation tardive de type **V** (chalcoppyrite dans le quartz blanc). (figure 57C),

5) Mis en place du granite d'Isk-n-alla, érosion (figure 57D);

7) Longue période d'érosion jusqu'aux l'affleurements actuels de la granodiorite de Tiouit et des dômes rhyolitiques et ignimbritiques qui couvrent principalement la zone sud du gisement.

V-6-2-Quelques considérations et éléments de prospection

À l'échelle régionale, en intégrant le modèle de Saquaque (chapitre II), la granodiorite qui encaisse le gisement aurifère de Tiouit est dans un contexte d'arrière-arc lié à un environnement volcanoplutonique. Ceci est comparable aux environnements des gisements de type porphyrique cuprifère récents définis par Sillitoe (1972), Titley et Beane (1981) et Titley (1982). La minéralisation est mise en place dans des conditions structurales favorables. Titley et Beane (1981) ont signalé que dans les régions d'arc insulaire les gisements de Cu-Au ont comme roche hôte des stocks intermédiaires à felsique pouvant aller de diorite à granodiorite.

Donc, l'Anti-Atlas marocain et particulièrement le Jbel Saghro (ou se localise le gisement étudié) est un site favorable pour chercher d'autres gisements semblables à celui de Tiouit.

À l'échelle locale, la minéralisation déjà caractérisée suggère un type connu dans les parties supérieures d'un système porphyrique. Ceci veut dire que l'exploration orienté vers les forages profonds peut être bénéfique pour le gisement actuel de Tiouit. La minéralisation étudiée au cours de ce travail a des caractéristiques épithermales qui se manifestent par: i) la morphologie du gisement et ii) les paramètres physico-chimiques qui démontrent une mise en place à une profondeur plus faible produisant certaines caractéristiques d'un gisement de type épithermal. Ces faits indiquent qu'il y a eu effectivement développement d'un système hydrothermal semblable à un système lié au

type porphyre. En revanche, lors du développement d'un système hydrothermal en profondeur, les fluides conduits par des failles peuvent atteindre un niveau plus élevé dans la croûte formant ainsi des veines qui montrent à la fois les caractères de mise en place d'un gisement de type porphyre et d'un gisement de type épithermal. Ce dernier phénomène est observé dans quelques gîtes de la Cordillère accidentale Canadienne (Thompson 1995).

CHAPITRE VI

VI-1-CONCLUSION

Le but de ce travail était d'identifier et de caractériser l'encaissant granodioritique au sein duquel le gisement aurifère de Tiouit s'est déposé, de caractériser la minéralisation sulfurée et aurifère, de se renseigner sur les mécanismes de la mise en place du minerai, l'ensemble permettant de bâtir un modèle de mise en place utilisable en prospection.

Le gisement aurifère de Tiouit est encaissé dans un pluton d'âge protérozoïque supérieur (entre 750 et 650 Ma ?). Il se trouve à environ 22 km au sud-est de la ville de Boumalne-n-Dades. Il se localise à l'est du Jbel Saghro: le plus grand massif de l'Anti-Atlas oriental (sud du Maroc).

Le pluton qui encaisse la minéralisation est identifié comme une granodiorite de type-I, qui fait partie d'une série calco-alcaline mise en place dans une zone de subduction. Nous avons obtenu une température de mise en place du pluton de Tiouit qui varie de 683 à 713 °C et une pression de l'ordre de (171 ± 60) MPa. Cette granodiorite a subi plusieurs processus d'altération et de minéralisation. Elle a été atteinte par la déformation cassante causée par la phase **B2** de l'orogénèse panafricaine.

Une série de dykes coupe la granodiorite et la minéralisation aurifère encaissée dans cette roche. Un réseau de microbrèches très dense par endroits a été constaté dans le gisement de Tiout.

L'étude pétrographique des minéraux magmatiques nous a montré que la granodiorite de Tiout a été affectée par deux étapes d'altérations: i) la première produite par l'autométamorphisme causé par l'eau libérée par la granodiorite au cours de la cristallisation; l'effet de cette altération est relativement léger et concrétisé par une séricitisation des plagioclases; ii) la seconde est associée à la minéralisation et comprend l'altération potassique, quelques aspects de l'altération propylitique et l'altération phylliteuse. Ces types d'altération ont été observés dans les trois zones en exploitation actuellement (zone nord, zone centrale et zone sud).

Cinq manifestations de minéralisation ont été identifiées dans le gisement d'or de Tiout:

- type **i** (lentilles de sulfures);
- type **ii** (sulfures liés aux zones de stockwerks);
- types **iii** (veines de sulfures dans du quartz);
- type **iv** (sulfures disséminées); et
- type **v** (chalcopyrite dans le quartz blanc).

Les types **i** et **ii** et une partie des types **iii** et **iv** sont précoces, et liés à l'altération potassique, à la chloritisation-hématitisation et probablement à une étape de l'altération phylliteuse. Celles-ci sont liées aux différentes altérations. Leur relation tant spatiale

que chronologique est relativement complexe. Le type v, et une partie de type iii et de type iv sont tardifs. Puisque le gisement de Tiouit possède une minéralisation disséminée, entre autres (type iv), sa taille et sa forme sont donc décidées de façon à délimiter les zones qu'on juge économiquement exploitables sur le plan géologique.

À partir des associations minérales, des silicates néoformés et des minéraux métalliques nous avons déduit un intervalle de température d'altération et de minéralisation d'environ 250°C à 300°C. Par ailleurs, l'étude des inclusions fluides nous révèle des températures minimales d'homogénéisation qui varient de 180°C à 250°C. Cette étude nous révèle l'existence, d'au moins, deux fluides différents: i) un fluide d'une salinité modérée et ii) un autre de forte salinité.

Le gisement d'or de Tiouit affiche quelques caractéristiques connues pour les gîtes calco-alcalins porphyriques cuprifères, mais il diffère de ceux-ci par son altération généralisée et très imprégnée ainsi que sa richesse globale en hématite. La minéralisation aurifère de Tiouit, possède donc des caractéristiques à la fois d'une évolution d'un système porphyrique cuprifère, et d'un système épithermal. La relation temporelle (donc génétique), la relation spatiale de Au-Cu avec la roche-hôte, l'existence des brèches hydrothermales actives durant et/ou entre les stades de formation, les stockwerks, tout ceci constitue les apparences d'un gisement de type porphyrique. En revanche, d'autres aspects viennent affaiblir la tendance de classifier le gisement de Tiouit comme un gîte de type porphyre-Cu classique: la complexité chronologique des altérations, la superposition de ces dernières et leur étendue, l'altération argileuse et la morphologie du gisement.

A la suite de cette étude des altérations, des minéralisations associées aux différentes altérations et des inclusions fluides, on peut affirmer que la formation du

gisement aurifère de Tiouit est actuellement beaucoup mieux comprise. Nous avons déduit de notre étude sur ce gisement que ce dernier peut être une manifestation superficielle d'un véritable système porphyrique cuprifère qui existe probablement en profondeur sous les zones actuellement en exploitation. Il serait donc intéressant d'effectuer des sondages plus profonds. Cette recommandation argumentée, peut être non seulement très constructive pour l'avenir du gisement aurifère de Tiouit mais aussi être utile pour la stratégie de prospection dans les régions de l'Anti-Atlas. Aussi, nous avons pu mettre à la disposition de la prospection minière, particulièrement dans la région de ce gisement, des moyens et des techniques pour mieux s'orienter vers les zones de même type de minéralisation. Cela permettrait la sélection, à relativement bon marché, des cibles plus prometteuses sur lesquelles l'effort de prospection pourrait être intensifié.

Références

- Agar, R.A., 1987. The Nagd fault system revisited, a two-way strike-slip origin in the Saudi Arabian shield. *Journal of Structural Geology*, **9**: 41-48.
- Agard, J., Emberger, A. et Saadi, M., 1980. Le cadre géologique des minéralisations du Maroc. *Géologie des gites minéraux marocains. Notes du Service géologique du Maroc*, **276**: 21-35.
- Alvarez, A.A. et Noble, D.C., 1988. Sedimentary rock hosted disseminated precious metal mineralization at Purisima Concepcion, Youricocha district, central Peru. *Economic Geology*, **83**: 1368-1378.
- Ansdell, M.K. et Kyser, T.K., 1991. The geochemistry and fluid history of Proterozoic Laurel Lake Ag-Au deposit, Flin Flon greenstone belt. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**: 155-171.
- Anthony, E.Y. et Titley, S.R., 1994. Patterns of element mobility during hydrothermal alteration of the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona. *Economic Geology*, **89**: 186-192.
- Appleyard, E.C. et DeBeer, C.J., 1983. SOMA- a package of Fortran IV programs for calculating mass exchange in metasomatic and altered rocks. *Technical Communication*, **70**: CSIRO, 75p.
- Arancibia, O.N. et Clark, A.H., 1996. Early magnetite-amphibole-plagioclase alteration-mineralization in the Island Copper porphyry copper-gold-molybdenum deposit, British Columbia. *Economic Geology*, **91**: 402-438.
- Argollo, J., Loredó-Pérez, J. et Matheus, P., (1982). Étude minéralogique et pétrographique de la mine de Tiouit (Maroc). Section d'étude géologique et minière, option géologie minière-ENSUP. Paris, 60 p.
- Bache, J.J., 1982. Les gisements d'or dans le monde. Essai de typologie quantitative. *Mémoire du BRGM.*, n° 118: 102 p.
- Bajja, A., 1987. Nouvelles données pétrographiques et géochimiques sur les formations précambriennes du Jbel Saghro (Anti-Atlas marocain). Basaltes en coussin de PII et volcanites de série de Ouarzazate PIII. Thèse de 3ème cycle, Nancy-I, 225 p.
- Barker, F., 1979. Trondhjemites: Definition, environment and hypotheses of origin, in *Trondhjemite, dacite and related rocks*, edited by F. Barker, Elsevier scientific, New York, 1-12.

- Barley, M.E., 1982. Porphyry-style mineralization associated with early Archean calc-alkaline igneous activity, eastern Pilbara, western Australia. *Economic Geology*, **77**: 1230-1236
- Barley, M.E., Eisenlohr, B., Groves, D.I., Perring, C.R. et Vearncombe, J.R., 1989. Late Archean convergent margin tectonics and gold mineralization: A new look at the Norseman-Wiluna belt, Western Australia. *Geology*, **17**: 826-829.
- Bassias, Y., Wallbrecher, E. et Willgallis, A., 1988. Tectonic evolution of the pan-African orogeny in the central Anti-Atlas, (Southern Morocco) -In: Jacobshagen, V. (editeur). The Atlas system of Morocco, contribution of its geodynamic evolution. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **15** (Springer): 43-59.
- Batchelor, R. et Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, **48**: 43-55.
- Beane, R. E. 1994. A graphic view of hydrothermal mineral stabilities In Lentz, D.R., ed., *Alteration and alteration processes association with ore-forming systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, **11**: 1-30.
- Beane, R.E. et Titley, S.R., 1981. Porphyry copper deposits, part II, Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, **75th Anniversary volume**, 235-269.
- Beane, R.E., 1974. Biotite stability in porphyry copper environment. *Economic Geology*, **69**: 241-256.
- Bédard, P. et Barnes, S.J., 1990. Instrumental neutron activation analysis by collecting only one spectrum: results for international geochemical reference samples. *Geostandards Newsletter*, **14**: 479-484.
- Benkirane, Y., 1987. Les minéralisations à W (Sn, Mo, Au, Bi, Ag, Cu, Pb, Zn) du granite de Taourirt-Tamellalt dans leur cadre géologique. La boutonnière protérozoïque du S-E de Boumalne-n-Dades (Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc). Thèse d'université, Paris 6. 375 p.
- Benziane, F. et Yazidi, A., 1992. Corrélation des formations du protérozoïque supérieur. *Notes et Mémoires. Société Géologique du Maroc-Rabat*, n° 366: 147-157.
- Benziane, F., 1990. Aperçue géologique du Jbel Saghro (Anti-Atlas oriental). Colloque géologique international. *Livret-Guide. Fascicule 6-Annexe 6-2. excursion trans-Maroc*. Société Géologique du Maroc-Rabat, et Société Géologique de France Paris.
- Benziane, F., Prost, A.E. et Yazidi, A., 1983. Le passage du précambrien précoce, volcanique et sédimentaire de l'Anti-Atlas oriental, comparaison avec l'Anti-Atlas occidental. *Bulletin de Société Géologique de France*, t XXV, n° 4: 549-556.

- Berger, B.R. et Henley, R.W., 1988. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States. *Economic Geology*, monograph., **6**: 405-423.
- Bernd et, M.E.; Buttram, T.; Earley, D. et Seyfried, W.E., 1994. The stability of gold polysulfide complexes in aqueous sulfide solution 100°C to 150°C and 100 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**: 587-594.
- Bilal, B.A.; Herrmann, F. et Fleischer, W., 1979. Complex formation of trace elements, geochemical systems; I, Potentiometric study of fluoro-complexes of rare earth elements in fluorite bearing model systems. *Journal of Inorganic and Nuclear Chemistry*, **41**: 347-350.
- Black, R., 1980. Precambrian of West Africa. *Episodes*, **4**: 3-8.
- Black, R.; Caby, R.; Muossine-Pouchkine, A.; Bayer, R.; Bertrand, J.M.; Boullier, A.M.; Fabre, J. et Lesques, A., 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, n° 278: 223-227.
- Blundy, J.D. et Holland, T.J.B., 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 208-224.
- Bonnemaison, M. et Marcoux, E., 1987. Les zones de cisaillement aurifère du socle hercynien français. *Chronique de recherche minière*, n° 488; 29-42.
- Bonnemaison, M., 1986. Les filons de quartz aurifères: un cas particulier de shear zone aurifère. *Chronique de recherche minière*, n°482; 55-66.
- Boone, G.M., 1969. Origin of clouded red feldspars, petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Science*, **267**: 633-668.
- Boyle, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element). *Geological Survey of Canada Bulletin*, **280**: 584 p
- Brown, P.E. et Lamb, W.M., 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 1209-1221.
- Burnham, C.W. et Ohmoto, H., 1980. Late-stage processes of felsic magmatism. Dans "Granitic Magmatism and Related Mineralization", eds. Ishihara, S. et Takenouchi, S., *Mining Geology (Japan)*, **8**: 1-11
- Burnham, C.W., 1967. Hydrothermal fluids at the magmatic stages. Dans "Geochemistry of hydrothermal ore deposits". Edité par Barnes H.L.[chapter] 2, 34-76.

- Burnham, C.W., 1979. Magma and hydrothermal fluids. Dans *geochemistry of ore Deposits* (2nd edn), édité par Barnes, H.L. Wiley, New York, 71-136
- Burrows, D.R. et Spooner, T.C., 1988. Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusion in the Val d'Or and Timmins Areas Abitibi subprovince, Canada. *Economic Geology Monograph*, **6**: 424-444.
- Burruss, R.C., 1981. Analysis of fluid inclusions: phase equilibria at constant volume. *American Journal of Science*, **281**: 1104-1126.
- Caby, R., 1970. La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orgénèse de précambrien supérieur en Afrique. Thèse d'État. Université de Montpellier, 335 p
- Caby, R., 1972. Évolution pré-orogénique, site et agencement de la chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien). Sa place dans l'orgénèse pan-africaine occidentale. *Notes et Mémoires de Service Géologique du Maroc*, 65-80.
- Caby, R., Andreopoulos, U.R. et Pin, C.I., 1989. Late Proterozoic arc-continent and continent-continent collision in the pan-african trans-Saharan belt of Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 136-146.
- Cameron, E.M. et Hattori, K., 1987. Archean gold mineralization and oxidized hydrothermal fluids. *Economic Geology*, **82**: 1177-1191.
- Cassidy, K.F., Libby, J.W., Perring, C.S. et Hallberg, J.A., 1991. Associated Intrusion Rocks; Granitoids, in *Gold Deposits of The Archaen Yilgarn Block, Western Australia: Nature, Genesis and exploration guides*, n° 20. Edited by, Ho, S.E.; Groves, D.I.; Bennett, J.M **20**: 102-113
- Cathelineau, M., Izquierdo, G. et Nieva, D., 1989. Thermobarometry of hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermalsystem: Significance of fluid inclusion data. *Chemical Geology*, **76**: 229-238.
- Chabane, A., 1991. Les roches vertes du protérozoïque supérieur de Khzama (Siroua, Anti-Atlas central, Maroc). Un exemple de précambrien d'ophiolite d'avant-arc formée en contexte transformant. Thèse d'État, Université de Marrakech. 570 p.
- Chaker, M., (en préparation). Modification de la méthode de Grant (1986). Mis au point d'une méthode graphique simple quantifiant les pertes et les gains des éléments au cours de l'alteration.
- Chaker, M., 1989. Stage effectué au laboratoire de géochimie et métallogénie de l'Université de Pierre et Marie Curie, Paris 6. Mise au point du projet du Doctorat. Quelques analyses à la microsonde électronique et en diffraction de rayon-X ont été effectuées.

- Chappell, B.W. et White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, **8**: 173-174.
- Charlot, R., 1976. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis. *Precambrian Research*, **3**: 273-299.
- Charlot, R., 1978. Caractérisation des événements éburnéens et pan-africain dans l'Anti-Atlas Marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. Thèse de 3^{ème} cycle. Université. de Reines, France. 220 p.
- Choubert, G., 1947. L'accident majeur de l'Anti-Atlas. C.R., Académie des Sciences, Paris, **224**: 1172-1173.
- Choubert, G., 1963. Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoire de Service Géologique du Maroc. n° 162, (Thèse sciences), 352 p.
- Clauer, N., 1974. Utilisation de la méthode rubidium-strontium pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés: application au précambrien-II de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc). *Earth and Planetary Science Letters*, **22**: 404-412.
- Clauer, N., 1976. Géochimie isotopique de strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie de la couverture du craton ouest-africain. Thèse Science. Université de Strasbourg, 256 p.
- Combe, M. et Morrelli, S., 1983. Étude de la paragenèse aurifère de la mine de Tiouit (Jbel Saghro, Maroc). Section d'étude géologique et minière, option géologie minière-ENSUP. Paris. 82 p.
- Cooke, D.R., McPhail, D.C. et Bloom, M.S.; 1996. Epithermal gold mineralization, Acupan District, Philippines: Geology, mineralization, alteration, and the thermochemical environment of ore deposition. *Economic Geology*, **91**: 243-272.
- Cox, K.G., Bell, J.D. et Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 450p.
- Crawford, E.M., 1981. Phase equilibria in aqueous inclusion. *Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook*, **6**: 75-100.
- De LaRoche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. et Marchal, M., 1980. Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**: 183-210.
- Debon, F. et Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association. Institute of geology, Punjab University, Lahore; Pakistan, 407-423.

- Della Ventura, G., Di Lisa, G.A., Marcelli, D.L., Mottana, M. et Paris, E., 1992. Composition and structural state of alkali feldspars, from ejecta in the Roman potassic province, petrological implications, Italy; *European Journal of Mineralogy*, **4**: 410-424.
- Della Ventura, G.D., Robert, J.L. et Hawthorne, M.R.F., 1993. Site occupancies in monoclinic amphiboles: Rietveld structure refinement of synthetic nickel magnesium richterite. *American Mineralogist*, **78**: 633-640.
- Didier, J., 1973. Granite and their enclaves. The bearing of enclaves on the origin of granites, New York, Elsevier, 393 p.
- Didier, J., 1987. Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magma. *Geologische Rundschau*, **76**: 41-50.
- Dorais, M.J.; Whitney, J.A. et Roden, M.F., 1990. Origin of mafic enclaves in the Dinky creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, **31**: 853-881.
- Drummond, S.E. et Ohmoto, H., 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Economic Geology*, **80**: 126-147
- Drummond, S.E., 1981. Boiling and mixing hydrothermal fluids: Chemical effects on mineral precipitation; thèse de Doctorat non publiée, Penn State University, University park, PA, 379 p.
- Ducrot, J. et Lancelot, J.R., 1977. Problème de la limite précambrien-cambrien: étude radiochronologique par la méthode U-Pb, sur Zircon des volcans de Jbel Boho (Anti-Atlas marocain). *Canadian Journal of Earth Sciences*, **140**: 2771-2777.
- Ducrot, J., 1979. Datation à 615 Ma. de la granodiorite de Bleida et sa conséquence sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques, et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Bulletin de la Société géologique de France* (7), t. XXXI. **4**: 495-499.
- Ducrot, J., 1986. Corrélations, chronologiques des événements tectoniques métamorphiques, et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Société géologique de France*, 56 p.
- El Boukhari, A., 1991. Magmatisme et méta-sédiments associés du protérozoïque supérieur de la zone de N'Khob (Siroua SE, Anti-Atlas Central. Maroc. Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest-africain. Thèse d'État, Université de Marrakech, 540 p.
- El Maghraoui, L. et Popov, A., 1982. Les critères géologiques de la recherche des gisements subaffleureurs d'or et d'argent (W, Cu, Mo), dans le Saghro oriental. Rapport interne. BRPM. 52 p.

- Emmons, D.L. et Coyle, R.D., 1988. Echo bay details of exploration activities at its Cove gold deposits in Nevada. *Mining Engineering*, **40**: 791-794.
- Errami, E., 1993. Granitoïdes d'Oussilkane et roches associées (Précambrien du Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc). *Pétrographie, Minéralogie et Géochemie, Approche structurale*. Université Cadi Hayyad Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech, Thèse de 3ème cycle 200 p.
- Exley, R.A., 1980. Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implication for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **48**: 97-110.
- Fein, J.B., Henley, J.J., D'Angelo, W.H., Kanninou, A. et Sverjendy, G.A., 1992. Experimental study of iron-chloride complexing in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**: 3179-3190.
- Flynn, R.T. et Barnham, C.W., 1978. An experimental determination of rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 685-702.
- Foster, R.P., 1985. Major controls of Archean gold mineralization in Zimbabwe: *Transactions of the Geological Society of South Africa*, **88**: 109-133.
- Fourcade, S. et Allegres, C.J., 1981. Trace element behavior in granite genesis, a case study; the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**: 177-195.
- Gammons, C.H. et Branes, H.L., 1989. The solubility of Ag₂S in near-neutral aqueous sulfide solution at 25°C to 300°C: *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**: 279-290
- Giggenbach, W.F., 1984. Mass transfer in hydrothermal alteration systems. A conceptual approach, **48**: 2693-2711.
- Goldfarb, R.J., Leach, D.L., Rose, S.C. et Landis, G.P., 1989. Fluid inclusion geochemistry of gold-bearing quartz veins of the Juneau gold belt, southeastern Alaska: implication for ore genesis. Dans the geology of gold deposits: the perspective in 1988. *Economic Geology Monograph*, **6**: 363-375
- Graf, J.L. et Skinner, B.J., 1970. Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite. *Economic Geology*, **65**: 206-215.
- Grant, J.A., 1986. The Isocon diagram- a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, **81**: 1976-1982.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, **2**: 47-65.

- Grigoryeva, T.A. et Sukneva, L.S. 1981. Effects on sulfur and of antimony and arsenic sulfides on the solubility of gold. *Geochemistry International*, 152-158.
- Gromet, L.P. et Silver, L.T., 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implication. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**: 925-940
- Groves, I.M., 1987. Epithermal/porphyry style base-metal and precious-metal mineralization in the Miralga Creek area, eastern Pilbara Block. B.Sc. (Honours) thesis, Univ. Western Australia, Nedlands, 82 p. (unpubl.)
- Groves, I.M., 1988. Epithermal gold and porphyry copper deposits: end members of a continuum *Advances in understanding Precambrian gold deposits*, **2**: 321-334.
- Gustafson, L.B. et Hunt, J.P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, **70**: 857-912.
- Hamilton, W., 1979. Tectonics of the Indonesian region: U.S. Geological Survey Professional Paper, 345 p.
- Hammarstrom, J.M. et Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, **71**: 1297-1313.
- Harms, U., Schandelmeier, H. et Darbyshire, D.P.F., 1990. Pan-African reworked early/middle Proterozoic crust in NE Africa West of the Nile: Sr and Nd isotope evidence. *Journal of Geological Society, London*, **147**: 859-872.
- Harris, M., 1980a. Gold mineralization at the Salave gold prospect, northwest Spain. *Transactions Institution of Mining and Metallurgy*, **B89**: B1-B4.
- Harris, M., 1980b. Hydrothermal alteration at Salave gold prospect, northwest Spain. *Transactions Institution of Mining and Metallurgy*, **B89**: B5-B15.
- Hassanforder, 1987. La tectonique pan-africaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse Doctorat en Sciences, Université Louis Pasteur, Strasbourg; France, 237 p.
- Haynes, F.M. et Titley, E.R., 1980. The evolution of fracture-related permeability within the Ruby Star granodiorite Sierrita porphyry copper deposit. Pima County Arizona. *Economic Geology*, **75**: 673-683.
- Hedenquist, J.W., Matsuhisa, Y., Izawa, E., White, N.C., Aoki, M. et Giggenbach, W.F., 1994. Geology and geochemistry, and origin of high sulfidation Cu-Au mineralization in the Nansatsu district, Japan. *Economic Geology*, **89**: 1-30.

- Hefferan, P.K., Karson, J.A. et Saquaque, A., 1992. Proterozoic collisional basins in Pan-African suture zone, Anti-Atlas mountains, Morocco. *Precambrian Research*, **54**: 295-319.
- Hein, K.A.A., Both, R. A. et Bone, Y., 1994. The geology and genesis of the Tarcoola gold deposits, South Australia, *Mineralium Deposita*, **29**: 224-236.
- Hellman, P.L., et Henderson, P., 1977. Are Rare Earths mobile during spilitisation? *Nature*, **267**: 38-40.
- Hellman, P.L., Smith, R.E. et Henderson, P., 1979. The mobility of the rare earth elements: evidence and implication from selected terrain affected by burial metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **71**: 23-44.
- Hemley, J.J. et Jones, W. R., (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, **59**: 538-569.
- Henley, R.W., 1986. The geothermal framework for epithermal deposits. Dans "Geology and Geochemistry of Epithermal Systems", B.R.Berger and P.M. Bethke (éditeurs), (Economic Geology Society) *Reviews in Economic Geology*, **2**: 1-24 .
- Hey, M.H., 1954. A new review of chlorite. *Mineralogical Magazine*, **30**: 277-292.
- Higgins, N. C., Solomon, M. et Varne, R., 1985. The genesis of the Blue Tier Batholith, northeastern Tasmania. Australia. *Lithos*, **18**: 129-149.
- Hindermeyer, J., 1977. Carte géologique du Maroc au 1/200 000, Jbel Saghro-Dadés. Notes et Mémoire du Service Géologique du Maroc, n° 161.
- Hiyashi, K. et Ohomoto, H., 1991. Solubility of gold in NaCl and H₂S-bearing aqueous solution at 250°C-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**: 2111-2126.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. et Gisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, **72**: 231-239.
- Humphris, S.E. et Thompson, G., 1979. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **1**: 127-136.
- Irvine, T.N. et Baragar, W.R.A., (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **8**: 523-548.
- Jeannette, D. et Tisserant, D., 1977. Les épisodes tectoniques et intrusifs du précambrien supérieur de l'Anti-Atlas occidental. *Estudios Geologicos*, (Madrid), **33**: 315-326.

- Jeannette, D., Benziane, F. et Yazidi, A. 1981. Lithostratigraphie et datation du protérozoïque de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas, Maroc). *Precambrian Research*, **14**: 363-378.
- Johan, Z., 1980. Minéralisations liées aux granitoïdes, coordination par Z. Johan. Porphyres cuprifères dans leur contexte magmatique, genèse des skarns à tungstène dans les pyrénées. *Mémoire du BRGM*, n° 99: 326p.
- Johnson, M.C. et Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.
- Karig, D.E. et Sharman, G.F., 1975. Subduction and accretion in trenches. *Geological Society of America Bulletin*, **86**: 377-389.
- Karig, D.E., Sarewitz, D.R. et Haeck, G.D., 1986. Role of strike-slip faulting in the evolution of allochthonous terranes in the Philippines. R.W. Hodder et W. Petruk, Canadian Institute of Mining and Metallurgy. Special Volume. **14**: 852-855.
- Kerrick, R.S. et Hodder, R.W., 1982. Archean lode gold and base metal deposits: Chemical evidence for metal separation into independent hydrothermal systems. *Geology of Canadian Gold deposits*, **24**: 144-160.
- Kerrick, R.S. et Wyman, D., 1990. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits: An association with accretionary tectonic regimes. *Geology*, **18**: 882-885.
- Kerrick, R.S., 1983. Geochemistry of gold deposits in the Abitibi green-stone belt. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special volume, **27**: 75 p.
- Kerrick, R.S., 1988. Lithophile element systematics of Archean lode gold deposits: II discriminants of metamorphic vs magmatic processes. Dans *Bicentennial gold 88. Extended abstracts poster programme*, 2 (édité par A.D.T. Goode, E.L. Smyth, W.D. Birch, L.I. Bosma. Geological society of Australia, abstracts series number **23**: 604-605
- Kerrick, R.S., 1989a. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal gold deposits. *Geological Association of Canada. Short course notes*, **6**: 129-197.
- Kerrick, R.S., 1989b. Source processes Archean Au-Ag vein deposits: evidence from lithophile-element systematics of Hollinger-McIntyre Buffalo Ankerite deposits, Timmins. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **26**: 755-781.
- Kerrick, R.S., 1991. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypotheses. Dans Robert, F.; Sheahan, P.A.; Green, S.B. (éditeur), *NUNA conference volume. Greenstone gold and crustal evolution. Proceedings of workshop held at Val d'Or, Québec 1990*, 13-31

- Kilinc, I.A., 1969. Experimental metamorphism and anatexis of shales and graywackes. College Park, Pennsylvania. Pennsylvania State University. Unpublished Ph.D thesis, 253 p.
- Kishida, A. et Kerrich, R.S., 1987. Hydrothermal alteration zoning and gold concentration at the Karr-Addison Archean lode gold deposit, Kirkland Lake. Ontario. *Economic Geology*, **82**: 649-690.
- Kranidiotis, P. et MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**: 1898-1911.
- Kröner, A., 1981. Precambrian plate tectonics. *Developments in Precambrian Geology*, **4**: Elsevier Scientific publishing company, 781 p.
- Kröner, A., Eyal, M. et Eyal, Y., 1990. Early Pan-African evolution of the basement around Elat, and the Sinai Peninsula revealed by single-zircon evaporation dating and implications for crustal accretion rates. *Geology*, **18**: 545-548.
- Krupp, R.E. et Seward, T.M., 1990. Transport and deposition of metals in the Rotokawa geothermal system. New Zealand. *Mineralium Deposita*, **25**: 73-81.
- Lalonde, A.E., 1989. Hepburn intrusive suite: peraluminous plutonism within a closing back-arc basin, Wopmay orogen, Canada. *Geology*, **17**: 78-92.
- Leake, B.E., 1978a. Nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine and Journal of the Mineralogical Society*, **42**: 533-563.
- Leake, B.E., 1978b. Nomenclature of the amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **16**: 501-520.
- LeBlanc, M. et Lancelot, J.R., 1980. Interprétation géodynamique du domaine pan-africain (précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir des données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**: 142-155.
- LeBlanc, M. et Moussine-Pouchkine, A., 1994. Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). *Precambrian Research*, **70**: 25-44.
- LeBlanc, M., 1973. Tectonique du précambrien-II de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central). *Notes et Mémoires, Service Géologique du Maroc*, **33**: 59-81.
- LeBlanc, M., 1975. Ophiolites précambriennes et gîte arséniés de cobalt (Bou Azzar, Maroc). *Notes et Mémoires Service Géologique du Maroc*, n° 280, 236 p.
- Lowell, J.D. et Guilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, **65**: 373-408.

- MacLay, K.R. et Ellis, P.G., 1984. Deformation of pyrite. *Economic Geology*, **79**: 400-403.
- MacLean, W.H. et Lawrence, D.H., 1991. Geochemistry of hydrothermally altered rocks at the Horne mine, Noranda, Quebec. *Economic Geology*, **86**: 506-528.
- MacLean, W.H., 1990. Mass change calculation in altered rock series. *Mineralium Deposita*, **25**: 44-49.
- Maniar, P.D., et Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, **101**: 635-643.
- McAllister, J.F.; Flores, W.H. et Ruiz, F.C., (1950). Quick silver deposits of Chile. *US Geological Survey Bulletin*, **964-E**: 361-400.
- McNamara, M., (1965). The lower greenschist in the Scottish Highlands. *Geologiska Föreningen Föreläsningar*. Geological Society of Sweden; Stockholm , **87**: 347-359.
- Meyer, C. et Hemley, J.J., 1969. Wall rock alteration. Dans *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, édité par Barnes, H.L. Première édition. Holt Rinehart and Winston, 166-232.
- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatic rocks. An introduction to igneous petrography, Longman group; London, United Kingdom, 266 p.
- Montoya, J.W. et Hemley, J.J., 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reaction. *Economic Geology*, **70**: 577-594.
- Moorhouse, W.W., 1959. The study of rocks in thin section. Harper and Row, 514p.
- Morasse, S.; Hodgson, C.J.; Guha, J. et Coulombe, A., 1986. Preliminary report on the geology of the lac Shortt Gold deposit. Desmaraisville area, Quebec Canada. Dans *Proceedings gold, an international Symposium on the geology of gold*; (Toronto, édité par McDonald, A.J.), 191-196.
- Mottl, M.J. et Holland, H.D., 1978. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater-1. Experimental results for major and minor components of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **42**: 1103-1115.
- Mrini, Z., Saquaque, A., Ighid, L., Cisse, A. et Benyoucef, A.H., 1989. Données radiométriques sur l'Anti-Atlas central (méthode Rb/Sr), -Colloque.Géologique Franco-Marocain, Strasbourg-, (abstract). 155 p.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Srahan, R.A., D'Lemos, R.S. et Taylor, G.K., 1991. Late Proterozoic tectonostratigraphic evolution of the Avalonian and Cadomian terranes. *Precambrian Research*, **53**: 41-78.

- Neiva, A.M.R.; Neiva, J.M.C. et Silva, M.V.G., 1990. Geochemistry of gold quartz vein walls from Jales (northern Portugal). *Chemical Geology*, **82**: 217-251.
- Nercy, K., 1988. Boutonnière de Sidi-Flah-Bou Skour: évolution tectonique, magmatique et métallogénique. thèse de 3^{ème} cycle. École Normale Supérieure de Rabat, Maroc, 222 p
- Nesbitt, H.W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, **279**: 206-210.
- Norton, D. et Cathles, L.M., 1973. Breccia pipes. Products of exsolved vapor from magma. *Economic Geology U.S.A.*, **68**: 540-546.
- Norton, D., 1972. Concepts relating anhydrite deposition and flow in hydrothermal systems. 24th. International Geological Congress. Montreal, section, **10**: 237-244.
- Norton, D., 1978. Sourcelines, source regions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling pluton. *Economic Geology*, **73**: 21-28.
- Noyes, H.J., Frey, F.A. et Wones, D.R., (1983). A tale of two plutons; geochemical evidence bearing on the origin and differentiation of the Red Lake and Eagle Peak pluton, central Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*, **91**: 487-509
- Oberti, R., Ungaretti, L., Cannillo, E. et Hawthorne, F.C., 1992. The behaviour of Ti in amphiboles: I. Four and six-coordinate Ti in richterite. *European Journal of Mineralogy*, **4**: 425-439.
- Oreskes, N. et Einaudi, M., 1990. Origin of Rare Earth Element-Enriched hematite breccias at the Olympic Dam. Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby, Downs. South Australia. *Economic Geology*, **85**: 1-28.
- Page, R.W. et McDougall, I., 1972. Ages of mineralization of gold and porphyry copper deposits in the New Guinea Highlands. *Economic Geology*, **67**: 1034-1048.
- Paris, E., Mottana, A., Della Ventura, G. et Robert, J.L., 1993. Titanium valence and coordination in synthetic richterite-Ti-rich richterite amphiboles. A synchrotron-radiation XAS study. *European Journal of Mineralogy*, **5**: 455-464.
- Patterson, C.J., Uzonlar, N., Groff, J. et Longstaffe, J., 1989. A view through an epithermal-mesothermal precious metal system in the Northern Black Hills, South Dakota: a magmatic origin for the ore-forming fluid. *Economic Geology Monograph*, **6**: 564-570.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. et Tindel, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983.

- Pecher, A., Lespinasse, M. et Leroy, J., 1985. Relations between fluid inclusions trails and regional stress field; a tool for fluid chronology. An example of intragranitic uranium ore deposit (northwestern Massif Central, France). *Lithos*, **18**: 229-287.
- Poldervaart, A., 1953. Petrological calculations in metasomatic processes. *American Journal of Sciences*, **251**: 481-504.
- Potdevin, J.L. et Marquer, D., 1987. Méthodes de quantification des transferts de matière par les fluides dans les roches métamorphiques déformées. *Geodynamica Acta* (Paris), **3**: 193-206.
- Poutiainen, M., 1993. Fluid inclusion geochemistry of the early Proterozoic. Piriläglöd deposit in Rantasalmi, southeastern Finland. *Mineralium Deposita*, **28**: 129-135.
- Ramsay, J.G., 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, **2**: 83-99.
- Reynolds, T.J. et Beane, R.E., 1985. Variation in characteristics of hydrothermal fluids through time at the Santa Rita porphyry copper deposits, New Mexico. *Economic Geology*, **80**: 1328-1347.
- Rhys, D.A., Mortensen, J.K., Sieb, M., Swanson, C.L., Frostad, S.R., Prefontaine, M.A. et Smit, H.Q., 1995. Geology and setting of the Red Mountain gold-silver deposits, northwestern British Columbia. Dans *Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America*, édité par T.G. Schroeter. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Volume **49**: 838-850.
- Rjimiati, E., Derre, C., Lecolle, M., Lillie, F., Nercy, K., Azza, A. et Bennani, A., (1990). Caractéristique de la tectonique pan-africaine dans le Jbel Saghro (anti-Atlas). Colloque International. Rabat, Ministère de l'énergie et des mines. (Rapport interne, 6p).
- Robert, F., Brown, A.C. et Audet, A.J., 1983. Structural control of gold mineralization at the Sigma mine, Val d'Or, Québec. *C.I.M. Bulletin*, **76**: 72-90.
- Roedder, E., 1971. Fluid Inclusion studies on the porphyry type ore deposits at Bingham, Utah, Montana and Climax, Colorado. *Economic Geology*, **66**: 98-120.
- Roedder, E., 1979. Fluid inclusions as samples of ore fluids, édité par, H.L. Barnes. Wiley, New York in *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 684-737.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy* **12**: Mineralogical Society of America, 644 p.
- Romberger, S.B., 1986. The solution chemistry of gold applied to the origin of hydrothermal deposits. Dans: *gold in the Western Shield*, édité par Clark, L.A. et Francis, D.R. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, **38**: 168-186.

- Rose, W.J., et Morrison, G.W. 1988. Classification of gold deposits using the silver content (fineness) of gold. Dans: Bicentennial Gold 88, extended abstracts poster programme, vo 12. Edité par A.D.T. Goode, E.L. Smyth; W.D. Birtch et L.I. Bosma, Geological Society of Australia, abstracts series number 23, 464-468.
- Roth, E., Groves, D.I., Anderson, G., Daley, L. et Staley, R., 1991. Primary mineralization at Boddington gold mine, Western Australia: An Archean porphyry Cu-Au-Mo deposit. Brazil Gold'91, E.A.Laderia (ed) (Balkema, Rotterdam), 281-488.
- Routhier, P., 1980. Où sont les métaux pour l'avenir? Les provinces métalliques. Essai de la métallogénie globale. Mémoire du BRGM, 409 p.
- Saadane, A., 1993. Les complexes magmatique de Skoura-Sidi-Flah, (Anti-Atlas, Maroc). Étude pétrogéochimique, minéralogique, structurale et métallogénique. 3ème cycle, Univ. Mohammed-V, Faculté des sciences, Rabat. 250 p
- Sang, J. et Ho, S.C., 1987. A review of gold deposits in China. Geology. Department et extension University of W. Australia, Publication, 11: 307-320.
- Saquaque, A., 1992. Un exemple de suture-arc, le précambrien de l'Anti-Atlas central et oriental (Maroc). Thèse d'état, Université Cadi Ayyad, Faculté des sciences-Semlalia-Marrakech.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hofferan, K. et Reuder, I., 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. Geology, 17: 1107-1110.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I. et Karson, J.A., 1992. Evidence for a Pan-African volcanic arc and wrench fault tectonics in Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. Geologische Rundschau, 81/1: 1-13.
- Sebbag, I., 1969. Inventaire général des gîtes et d'indices de Cu, Mn, Pb, Fe, Au et Ag, du Jbel Saghro oriental. Mines et géologie, Rabat, p 35-48.
- See, J., 1994. L'analyse des inclusions fluides et magmatiques des dépôts aurifères dans la région du Lac Shortt, Abitibi, Québec: l'interprétation thermodynamique et métallogénétique du rôle des fluides minéralisants à l'archéen; Ph.D., Université du Québec à Chicoutimi, 239 P.
- Seward, T.M., 1973. Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. Geochimica Cosmochimica Acta, 37: 379-399
- Seward, T.M., 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems, édité par Foster, R.P., Gold 82. Amsterdam. A.A.Balkema, 165-181

- Seward, T.M., 1988. The hydrothermal chemistry of gold and its implications for ore formation. Dans, Bicentennial Gold 88, extended abstracts. Geological Society of Australia, abstracts series number 22.
- Seward, T.M., 1989. The hydrothermal chemistry of gold and its implication for ore formation Boiling and conductive cooling as examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 398-404
- Seward, T.M., 1991. The hydrothermal geochemistry of gold, dans Foster, R.P., édité, *Gold metalogeny and exploration*: London. Blackie and Son Ltd., p 37-62.
- Shannon, J.R., 1979. Igneous petrology, geochemistry and fission track ages of a portion of the Baguio mineral district, northern Luzon. Philippines Unpublished M.Sc., thesis. Colorado School of mines. Golden, 173p.
- Shikazono, N., 1985. A comparison of temperatures estimated from the electrum-sphalerite-pyrite-argentite assemblage and filling temperatures of fluid inclusions from epithermal Au-Ag vein type deposits in Japan. *Economic Geology*, **80**: 1415-1424.
- Sillitoe, R. H., (1991). Intrusion-related gold deposits: dans *Gold Metallogeny and exploration*, édité par Foster, R.P. Blackie; Glasgow and London, 432 p.
- Sillitoe, R. H., 1989. Gold deposits in western Pacific Island arcs: the magmatic connection: dans "the Geology of gold deposits": The perspective in 1988", R. Keays, R. Ramsay, and D. Groves, ed. *Economic Geology Monograph*, **6**: 274-291.
- Sillitoe, R.H., 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **67**: 184-197.
- Sillitoe, R.H., 1979. Some thoughts on gold-rich porphyry copper deposits. *Mineralium Deposita*, **14**: 1-61.
- Sillitoe, R.H., 1983a. Unconventional metals in porphyry systems. Dans Cameron Volume on Unconventional Mineral Deposits, édité par Shanks, W.C.III Society of mining and engineering, A.I.M.E., New York, 207-221.
- Sillitoe, R.H., 1983b. Enargite bearing massive sulfide deposits high in porphyry copper systems. *Economic Geology*, **78**: 348-352.
- Sillitoe, R.H., 1983c. Styles of low grade gold mineralization in volcano-plutonic arcs. In papers given at the precious metals. Symposium, Sparks, report. Nevada Bureau of Mines and Geology, **36**: 52-68.
- Sillitoe, R.H., 1985. Ore-related breccias in volcano plutonic arcs. *Economic Geology*, **80**: 1467-1514

- Silva, M.V.G. et Neiva, A.M.R., 1990. Geochemistry of the granites and their minerals from Paredes da Beira-Ponedono, Portugal. *Chemical Geology*, **85**: 147-170.
- Skinner, B.J., 1979. The many origins of hydrothermal mineral deposits. Dans *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, édité par Barnes, H.L.; Holt, Rinehart et Winston, Inc., New York, 1-21.
- Skwarneck, M.S., (1988). Cisaillement et circulation hydrothermale dans les roches mafiques et ultramafiques. *Advances in understanding Precambrian gold deposits*, **II**: 111-139.
- Steiner, A., 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in active geothermal environment at Wairakei, New Zealand, *Mineralogical Magazine*, **37**: no 292, 916-922.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, **12**: 1-33.
- Sutherland-Brown, A., 1976. Morphology and classification, dans Sutherland-Brown, A., (ed.). *Porphyry deposits of the Canadian Cordillera*. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special volume, **15**: 44-51.
- Taira, A., Saito, Y. et Hashimoto, M., 1983. The role of oblique subduction and strike-slip tectonics in the evolution of Japan, in Hilde, T. and Uyeda, S., (éditeurs). *The western Pacific-Indonesian region: American Geophysical Union Geodynamics Series*, **11**: 313-316.
- Taylor, R.P. et Fryer, B.J., 1983. Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *CIM Bulletin*, **76**: 74-84
- Thompson, J.F.H., 1995. Exploration and research related to porphyry deposits. Dans *Porphyry Deposits of the Northwestern Cordillera of North America*, édité par T.G. Schroeter. Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special Volume **49**: 857-870
- Titley, S.R. et Beane, R.E., 1981. Porphyry copper deposits: Part I. Geological settings, petrology and tectogenesis. Part. II. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniv. vol, 214-269.
- Titley, S.R., 1982. Geological setting of porphyry copper deposits: southeastern Arizona. Dans Titley S.R. (ed). *Advances in Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America*, pp. 37-58. Arizona Press. Tucson, Arizona.
- Titley, S.R., 1994. Evolutionary habits of hydrothermal and supergene alteration in intrusion-centred ore systems, southwestern north America. Lentz, D.R., ed., *Alteration and alteration processus association with ore-forming systems: Geological Association of Canada, Short Course Notes*, **11**: 237-259.

- Touray, J.C., 1987. Transport et dépôt de l'or dans les fluides de la croûte continentale, l'apport des études d'inclusions fluides. *Chronique de recherche minérale*, n° 488, 43-53.
- Urabe, T. 1985. Aluminous Granite as a source magma of hydrothermal ore deposits: An experimental study. *Economic Geology*, **80**: 148-157.
- Vail, J.R., 1985. Pan-african (late Precambrian) tectonic terranes and the reconstruction of the Arabian-Nubian shield. *Geology*, **13**: 822-839.
- Vila, T., Sillitoe, R.H., Betzhold, J. et Viteri, E., 1991. The porphyry gold deposit at Marte, Northern Chile. *Economic Geology*, **86**: 1271-1286.
- Wallace, K.W. et Engebretson, D.,C., 1984. Relationships between plate motions and late Cretaceous to Paleogene magmatism in Southwestern Alaska. *Tectonics*, **3**: 295-315.
- Watmuff, G., 1978. Geology and alteration-mineralization zoning in the central portion of the Yandera porphyry copper prospect, Papua New Guinea. *Economic Geology*, **73**: 829-856.
- Whalen, J.B., Currie, K.I. et Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419.
- White, D.E., 1968. Environment of generation of some base-metal ore deposits. *Economic Geology*, **63**: 301-335.
- Whitney, J.A., Hemley, J.J. et Simon, F.O., 1985. The concentration of iron in chloride solutions equilibrated with synthetic granite compositions: The sulfur-free system. *Economic Geology*, **80**: 444-460.
- Williams, P.J., 1994. Diverse nature of hematization ("Red Rock Alteration") in the Cloncurry district, northwest Queensland. *Australian Journal of Sciences*, **41**: 381-382.
- Wyman, D. et Kerrich, R. 1988. Alkaline magmatism, major structures, and gold deposits: Implication of greenstone belt gold metallogeny. *Economic Geology*, **83**: 454-461.
- Zhu, F., 1988. Study of geochemistry lithology and metallogeny of Zhao-Ye migmatitic hydrothermal gold deposits belt. Dans bicentennial Gold 88, Melbourne. Geological Society of Australia Abstracts, **1**: 336-338.

ANNEXES

ANNEXE I

Analyse des minéraux silicatés à la microsonde électronique

Analyse à la microsonde électronique du plagioclase du pluton de Tiout l'échantillon le plus frais **T50**

Plagioclases primaires (Bordure vers le coeur)														
SiO2	63.39	62.15	62.13	62.01	60.53	62.04	58.67	56.62	64.41	61.94	64.01	62.05	62.23	61.37
TiO2	0	0	0	0.12	0.17	0	0	0	0.14	0	0	0	0	0
Al2O3	21.89	23.15	23.22	24.52	24	24.4	25.39	26.34	22.33	21.94	22.45	22.02	22.11	23.96
FeO	0	0.21	0	0.19	0.15	0.19	0.13	0.15	0.31	0.13	0	0.11	0	0.38
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0	0	0	0.15	0	0	0	0	0	0	0	0.14	0	0
CaO	3.94	4.2	5.66	6.58	6.46	6.34	7.9	9.1	4.24	4.42	4.63	4.73	4.76	5.32
Na2O	8.69	8.41	0.15	7.88	7.82	7.79	6.67	6.06	8.84	8.13	8.78	8.22	8.13	7.66
K2O	0.33	1.01	0.27	0.29	0.32	0.27	0.23	0.29	0.65	0.33	0.15	0.7	0.71	1.35
Total	98.24	99.12	99.42	101.8	99.43	101	99	98.57	100.6	97.52	100	97.97	97.94	100
Nombre d'ions sur les 32 oxygènes														
Si	11.37	11.13	11.08	10.85	10.85	10.91	10.58	10.31	11.32	11.25	11.3	11.24	11.25	10.95
Al	4.63	4.885	4.88	5.072	5.069	5.059	5.396	5.652	4.625	4.696	4.671	4.698	4.711	5.038
	16	16.02	15.96	15.92	15.92	15.97	15.98	15.96	15.95	15.94	15.97	15.93	15.96	15.98
Fe	0	0.031	0	0.028	0.022	0.028	0.019	0.023	0.045	0.205	0	0.016	0	0.057
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Na	3.023	2.919	2.818	2.676	2.719	2.657	2.331	2.139	3.011	3.083	3.003	2.887	2.851	2.649
Ca	0.757	0.805	1.081	1.234	1.24	1.196	1.528	1.776	0.798	0.86	0.875	0.918	0.921	1.016
k	0.075	0.23	0.061	0.065	0.072	0.061	0.057	0.067	0.072	0.076	0.035	0.161	0.164	0.307
	3.855	3.954	3.961	3.975	4.03	3.914	3.916	3.982	3.881	4.019	3.913	3.966	3.936	3.972
Ab	78.42	73.82	71.16	67.32	67.45	67.89	59.53	53.72	77.59	76.72	76.74	72.80	72.42	66.70
An	19.63	20.37	27.30	31.04	30.76	30.55	39.01	44.60	20.55	21.39	22.37	23.15	23.41	25.58
Or	1.94	5.82	1.54	1.64	1.79	1.56	1.46	1.68	1.86	1.90	0.89	4.05	4.17	7.72

Analyse du plagioclase (suite)

	T26 Plagioclase en voie d'altération									T19 Albitisation secondaire					
SiO ₂	60.68	59.29	63.82	63.77	59.05	63.85	60.3	66.1	67.49	68.35	68.34	66.96	72.25	68.99	69.19
TiO ₂	0	0.17	0.09	0	0	0	0.08	0	0	0	0	0	0	0	0
Al ₂ O ₃	24.05	25.14	22.22	22.59	25.72	22.91	24.98	21.64	20.89	20.34	19.16	18.93	19.78	21.36	19.5
FeO	0.64	0.56	0.5	0.29	0.25	0	0.17	0.32	0.11	0.18	0	0.19	0	0.58	0.35
MgO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1.5	0
MnO	0	0	0	0.16	0	0	0.14	0	0	0	0.12	0	0	0	0.13
CaO	5.08	5.53	1.91	2.59	5.84	5.08	2.65	1.33	0.83	0.9	0.43	0.75	0.42	0.83	0.77
Na ₂ O	6.62	6.43	6.81	8.32	9.52	8.79	6.64	9.22	10.13	10.78	11.66	11.59	11.62	9.97	10.37
K ₂ O	1.93	2.22	4.56	1.79	1.75	0.47	2.83	1.63	1	0.47	0	0.23	0.12	1.23	0.55
Total	99.01	99.35	99.91	99.52	99.13	101.1	98.79	100.3	100.5	101	99.71	98.65	104.2	104	100.8
	Nombre d'ions sur les 32 oxygènes									Nombre d'ions sur les 32 oxygènes					
Si	10.94	10.7	11.41	11.35	10.65	11.2	10.88	11.61	11.78	11.85	11.99	11.92	12.09	11.63	12
Al	5.109	5.346	4.68	4.737	5.465	4.735	5.314	4.48	4.297	4.157	3.961	3.971	3.899	4.246	3.986
	16.05	16.04	16.09	16.08	16.11	15.93	16.2	16.09	16.08	16.01	15.95	15.89	15.99	15.88	15.99
Fe	0.096	0.085	0.075	0.043	0.371	0	0.026	0.048	0.017	0.026	0	0.029	0	0.082	0.05
Mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.378	0
Na	2.312	2.25	2.36	2.871	2.281	2.99	2.323	3.142	3.428	3.625	3.965	4	3.77	3.259	3.486
Ca	0.982	1.069	0.367	0.494	1.128	0.955	0.707	0.25	0.156	0.167	0.081	0.143	0.076	0.151	0.143
K	0.448	0.511	1.039	0.407	0.403	0.104	0.651	0.365	0.221	0.105	0	0.052	0.027	0.264	0.121
	3.742	3.83	3.765	3.772	3.812	4.049	3.68	3.757	3.805	3.896	4.046	4.196	3.872	3.673	3.75
Ab	61.79	58.74	62.67	76.12	59.83	73.84	63.12	83.63	90.09	93.04	98	95.34	97.35	88.72	92.96
An	26.24	27.91	9.74	13.09	29.59	23.59	19.20	6.66	4.10	4.27	2	3.418	1.96	4.097	3.805
Or	11.97	13.35	27.60	10.78	10.58	2.57	17.68	9.71	5.81	2.68	0	1.246	0.69	7.179	3.232

Analyse à la microsonde électronique de la biotite du pluton de Tiouit

T50						T27 Biot. secondaires	
SiO ₂	37.25	37.79	37.16	37.36	37.4	37.47	41.18
TiO ₂	2.93	3.25	3.05	3.61	3.17	3.35	0.43
Al ₂ O ₃	14.57	14.89	14.9	14.91	14.17	14.94	15.8
FeO	19.83	20.78	20.97	20.5	21.48	20.57	11.39
MgO	12.68	11.53	11.01	10.86	10.85	11.01	15.6
MnO	0.39	0.33	0.28	0.45	0.35	0.44	0.65
CaO	0	0.06	0.08	0	0.06	0	0.67
Na ₂ O	0	0.35	0.23	0.25	0.26	0.19	1.66
K ₂ O	8.79	9.91	9.54	9.72	9.69	9.76	3.57
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0
Cl	0.11	0.15	0.12	0.09	0.12	0.06	0
Total	96.56	99.02	97.35	97.76	97.53	97.79	90.94
Nombre d'ions sur 22 oxygènes							
Si	5.6094	5.604	5.606	5.6032	5.6546	5.6157	6.857
Al	2.3906	2.396	2.394	2.3968	2.3454	2.3843	1.143
	8	8	8	8	8	8	8
Al	0.1946	0.2083	0.2548	0.2396	0.1786	0.2543	1.6084
Ti	0.3321	0.362	0.3464	0.4071	0.3602	0.3777	0.0477
Fe	2.4965	2.5773	2.6456	2.5717	2.716	2.5779	1.4072
Mn	0.05	0.0413	0.0362	0.0577	0.0445	0.0561	0.0815
Mg	2.8477	2.5483	2.4763	2.4273	2.4419	2.4602	3.4365
Ca	0	0.0092	0.0123	0	0.0092	0	0.1061
Na	0	0.1009	0.0659	0.074	0.0753	0.0543	0.4758
K	1.6882	1.8745	1.8354	1.8601	1.8686	1.8661	0.6721
Cl	0.0293	0.0378	0.0311	0.0218	0.0307	0.0153	0
Fe/(Fe+Mg)	0.4671	0.5028	0.5165	0.5144	0.5266	0.5117	0.2905

Analyse à la microsonde électronique de la hornblende du pluton de Tiout

	T50					T26						
SiO ₂	47.82	46.15	46.8	46.22	48.18	45.79	47.93	46.39	45.71	46.12	45.1	
TiO ₂	1.43	1.1	1.02	0.94	0.9	1.39	0.51	1.17	1	0.73	2.55	
Al ₂ O ₃	5.48	6.19	5.82	5.73	4.76	6.23	4.53	6.32	5.97	5.89	15.68	
FeO	17.16	19.09	19.51	20.03	17.98	18.41	18.65	19.8	20.46	19.84	14.06	
MgO	12.89	10.78	10.58	10.78	12.63	11.83	11.87	10.65	10.79	10.89	10.94	
MnO	0.18	0.43	0.46	0.53	0.24	0.21	0.39	0.46	0.44	0.44	0.4	
CaO	11.32	11.57	10.97	10.78	11.1	11.05	11.29	10.67	10.58	10.94	0.08	
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0.12	0	0	0.11	0.1	
Na ₂ O	1.23	1.1	1.54	1.23	1.14	1.41	0.96	1.34	1.54	1.18	1.11	
K ₂ O	0.7	0.64	0.6	0.64	0.29	0.72	0.49	0.64	0.59	0.72	7.64	
Cl	0.06	0	0.12	0.11	0.09	0.14	0.11	0.14	0.16	0.11	0	
Total	98.28	97.06	97.42	97	97.31	97.17	96.84	97.58	97.22	96.97	97.67	
Nombre d'ions sur 23 oxygènes												
Si	7.0968	7.0212	7.1031	7.0678	7.2248	6.9499	7.2655	7.0347	6.998	7.0522	6.6351	
Al	0.9032	1.9788	0.8969	0.9322	0.7752	1.0501	0.7345	0.9653	1.002	0.9478	1.3649	
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Al	0.0555	0.1309	0.1439	0.1004	0.0653	0.0639	0.0741	0.1641	0.0744	0.1139	1.3538	
Ti	0.1599	0.1262	0.1166	0.1083	0.1017	0.1582	0.0577	0.1329	0.1153	0.0837	0.2824	
Fe	2.1296	2.429	2.4767	2.5611	2.2542	2.3358	2.3637	2.5102	2.6193	2.5374	1.7303	
Mn	0.0229	0.0554	0.0588	0.0691	0.0305	0.0271	0.0501	0.0594	0.0569	0.0569	0.0504	
Mg	2.8527	2.4455	2.3944	2.4563	2.8243	2.6763	2.6827	2.4086	2.4619	2.4822	2.4	
Ca	1.7997	1.8856	1.7834	1.7666	1.7835	1.7964	1.8338	1.7326	1.7345	1.7924	0.013	
Na	0.1317	0.3251	0.4539	0.3649	0.3304	0.414	0.2808	0.3944	0.456	0.3499	0.3162	
K	0.1317	0.1233	0.1159	0.1248	0.0554	0.1388	0.0957	0.1237	0.1145	0.1406	1.4331	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.5726	0.5017	0.4916	0.4896	0.5561	0.534	0.5316	0.4897	0.4845	0.4945	0.5811	

Analyse à la microsonde électronique des chlorites du gisement aurifère de Tiout

	T14						T90				T6		T11							
SiO2	25.34	25.42	31.23	25.61	27.48	25.7	30.92	24.95	24.23	28.79	20.98	25.52	21.02	21.22	25.35	17.75	25		29.77	29.13
TiO2	0.07	0	0.1	0.17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.12	0	0	2.43	0.85
Al2O3	21.61	20.62	19.78	20.73	20.48	21.13	19.58	21.2	20.96	19.9	18	20.75	19.89	19.85	21.64	15.84	21.09	20.41	18.38	18.86
FeO	28.15	28.71	28.07	28.62	27.32	29.03	26.73	33.89	34.16	33.19	39.56	34.46	35.96	37.28	29.64	46.82	27.81	20.13	17.26	18.14
MgO	12.05	11.24	9.35	11.01	11.13	11.57	10.79	3.9	4.72	3.57	5.19	5.48	4.61	5.57	11.11	8.68	10.72	9.32	19.8	20.78
MnO	1.64	1.67	1.58	1.64	1.64	1.64	1.28	0.29	0.53	0.2	1.04	1.07	0.89	1.22	1.73	1.24	3.17	9.98	1.16	0.97
CaO	0	0	0	0	0.25	0	0.11	0.2	0.1	0.11	0.12	0.05	0	0	0.12	0	0.26	1.26	1.65	0.53
Na2O	0.29	0.32	0.23	0	0.32	0.45	0.52	0.31	0.13	0	0	0.16	0	0	0.32	0.51	0.59	0.26	0.3	0.18
K2O	0	0	0	0	0.37	0.04	0	0.22	0	0.15	0.16	0.12	0	0	0.06	0	0.09	0	0.19	0.09
Cr2O3	0	0	0	0.11	0	0	0	0	0.11	0	0.14	0	0	0	0.11	0	0	0	0	0.09
Cl	0	0	0	0	0	0	0	0.07	0.09	0	0	0.03	0	0	0	0	0.12	0	0	0
SO3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.42	1.4	0.26	4.46	0.69	0	0	0	0	0	0
Total	89.15	87.98	90.33	87.9	88.97	89.57	90.24	85.02	85.04	86.33	86.59	87.9	86.83	85.83	90.02	90.95	88.84	89.78	90.95	89.64
Nombre d'ions sur 28 oxygènes																				
Si	5.368	5.484	6.405	5.517	5.795	5.445	6.326	5.706	5.563	6.338	4.935	5.65	4.711	4.968	5.357	4.235	5.38	5.951	5.837	5.793
Al	2.632	2.517	1.595	2.483	2.205	2.555	1.674	2.294	2.437	1.662	3.065	2.35	3.289	3.032	2.643	3.765	2.621	2.049	2.163	2.207
	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	2.763	2.727	3.185	2.778	2.884	2.723	4.048	3.419	3.217	3.503	1.924	3.063	1.965	2.445	2.755	0.69	2.729	2.988	2.085	2.212
Ti	0.011	0	0.015	0.028	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.022	0	0	0.359	0.127
Fe	4.987	5.18	4.813	5.155	4.817	5.144	4.573	6.48	6.559	6.11	7.781	6.38	6.738	7.298	5.246	9.344	5.004	3.525	2.829	3.017
Mn	0.294	0.304	0.275	0.299	0.293	0.294	0.273	0.056	0.103	0.038	0.206	0.2	0.169	0.241	0.309	0.25	0.577	1.77	0.193	0.163
Mg	3.806	3.616	2.857	3.536	3.499	3.655	3.291	1.331	1.617	1.172	1.821	1.808	1.539	1.944	3.507	3.089	3.439	2.911	5.787	6.162
Ca	0	0	0	0	0.051	0	0.024	0.048	0.025	0.027	0.03	0.012	0	0	0.026	0	0.061	0.282	0.347	0.118
Na	0.119	0.133	0.09	0	0.13	0.187	0.208	0.138	0.058	0	0	0.069	0	0	0.131	0.237	0.246	0.107	0.112	0.07
K	0	0	0	0	0.099	0.012	0	0.064	0	0.041	0.048	0.034	0	0	0.015	0	0.024	0	0.049	0.022
	11.98	11.96	11.23	11.8	11.77	12.01	12.42	11.54	11.58	10.89	11.81	11.56	10.41	11.93	11.99	13.63	12.08	11.58	11.76	11.89
Fe/(Fe+Mg)	0.567	0.589	0.628	0.593	0.579	0.585	0.582	0.83	0.802	0.839	0.81	0.779	0.814	0.79	0.599	0.752	0.593	0.548	0.328	0.329
Si	2.684	2.742	3.202	2.758	2.898	2.723	3.163	2.853	2.782	3.169	2.468	2.825	2.356	2.484	2.679	2.118	2.69	2.975	2.919	2.897

Analyse à la microsonde électronique de la muscovite du gisement aurifère de Tiout

	T34			T101			T14	
SiO ₂	51.32	51.42	50.89	48.3	47.58	54.97	46	48.07
TiO ₂	0.09	0	0.27	0	0	0.54	0.61	0
Al ₂ O ₃	31.12	31.92	31.29	33.86	35.27	34.11	34.02	31.07
FeO	3.84	2.9	3.38	2.47	2.1	2.91	3.14	3.39
MgO	1.48	1.36	1.27	0.56	0.3	0.53	0.72	1.32
MnO	0	0.15	0	0	0	0	0	0
CaO	0.09	0.2	0.1	0	0.08	0	0	0.11
Na ₂ O	0	0.2	0.19	0.19	0.15	0	0.18	0
K ₂ O	8.51	9.08	9.52	10.08	10.58	11.06	10.84	10.06
Cr ₂ O ₃	0	0.08	0.18	0	0	0	0	0
Cl	0	0	0.04	0	0	0	0	0
Total	96.44	97.39	97.14	95.46	96.14	95.14	95.65	93.97
Nombre d'ions sur 22 oxygènes								
Si	6.6919	6.6463	6.6326	6.4018	6.2747	6.1914	6.1706	6.515
Al	1.3081	1.3537	1.3674	1.5982	1.7253	1.8086	1.8294	1.485
	8	8	8	8	8	8	8	8
Al	3.4734	3.3084	3.4387	3.6915	3.7563	3.6056	3.5489	3.4696
Ti	0.0084	0	0.0261	0	0.0083	0.0551	0.0616	0
Fe	0.419	0.3224	0.3688	0.2732	0.2317	0.3278	0.352	0.3847
Mn	0	0.0163	0	0	0	0	0	0
Mg	0.2869	0.2613	0.2472	0.111	0.0581	0.1068	0.1435	0.2667
Ca	0.013	0.0281	0.0145	0	0.0115	0	0	0.0162
Na	0	0.0502	0.0477	0.0496	0.0394	0	0.0479	0
K	1.4151	1.4968	1.5825	1.7042	1.7799	1.9007	1.8552	1.7392
Cl	0	0	0.0093	0	0	0	0	0
	5.6158	5.4835	5.7348	5.8295	5.8852	5.996	6.0091	5.8764

ANNEXE II

Analyse modale des roches du pluton de Tiouit

Analyse modale des échantillons du pluton de Tiout

Roche relativement fraîche				
Échantillons	T50-1	T50-2	T26	
Quartz	22	23.5	29.1	
Plagioclase	45.2	44	45	
Feldspath potassique	11.8	10.4	12.2	
Hornblende	9.2	6	3.7	
Pyroxène	9.7	13.5	3.8	
Biotite	0	rare	0	
Épidote	0.8	1	0.2	
Apatite	0.2	0.1	0.2	
Zircon	0.1	0.3	1.1	
Sphène	rare	rare	rare	
Oxydes	1	1.2	4.7	
Total	100	100	100	
Nombre de points	1000	700	700	
Nom de la roche	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	
Roche moyennement altérée à altérée				
Échantillons	T69	T113	T34	T75
Quartz	27.5	24.4	28.3	33.1
Plagioclase	41.6	45.7	47.6	32.1
Feldspath potassique	18	10.5	7.8	17.7
Hornblende	4.4	8.1	11.8	7.3
Pyroxène	5.6	9.1	12.9	6.2
Biotite	0	0	0	0
Épidote	2.3	0	0.6	0.8
Apatite	0.2	0.1	rare	0.2
Zircon	0.1	0.2	0.1	0.3
Sphène	rare	0	0	0
Oxydes	0.3	1.9	3.8	2.3
Total	100	100	100	100
Nombre de points	500	500	700	500
Nom de la roche	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite	Granodiorite

ANNEXE III

Analyse des minéraux argileux à la diffraction de rayons-X



ANNEXE IV

Analyse chimique

Zones: est, nord, centrale et sud

Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone Est de Tiout

Échantillons	T - 50	T - 51	T - 52	T - 54	T - 57	T - 59
Oxydes majeurs (en %, sauf indiqué)						
SiO ₂	64.35	62.91	83.15	86.43	94.54	92.84
TiO ₂	0.46	0.42	0.1	0.17	0.04	0.01
Al ₂ O ₃	16.57	11.65	3.89	4.82	1.71	0.62
Fe ₂ O ₃	4.56	17.21	8.38	6.06	1.77	3.48
MnO	0.14	0.03	0.12	0.01	0.46	0.44
MgO	2.6	0.59	0.34	0.28	0.17	0.14
CaO	2.91	0.2	0.1	0.06	0.06	0.18
Na ₂ O	4.11	0.17	0.16	0.13	0.18	0.09
K ₂ O	2.46	3.38	0.66	1.43	0.22	0.06
P ₂ O ₅	0.12	0.21	0.06	0.03	0.01	0.01
Cr ₂ O ₃ (ppm)	40	20	15	15	15	15
BaO ppm	485	376	158	195	12	10
L.O.I	1.7	4.48	2.84	0.94	0.77	0.88
Total	100.05*	101.31*	99.83*	100.45*	99.93*	98.75*
Éléments traces (en ppm)						
Sc	11.1	10.15	3.07	3.56	1.08	1.1
V	88	79	31	37	19	16
Cr	31.45	41	17.1	27	21	17
Co	11.21	2.54	16.26	2.4	3.82	3.5
Mn	1010	200		110		
Ni	67	134	26	48	10	12
Cu	0	2200	0	50	0	0
Zn	165	418	430	165	144	1325
As	12.82	928	1146	75	24.47	348
Se	1	9	13	0	0	0
Rb	74	161	28	65	10	3
Sr	337	31	8	9	8	7
Y	14	6	5	8	7	11
Zr	95	71	16	30	10	2
Nb	8	6	5	4	2	2
Sb	0.73	18	47.95	90	87.62	880
Bi	60	120		30		
Os	4.56	5.38	2.44	2.95	0.93	0
Ba	528.65	456	192	238	33	0
Hf	3.22	2.3	0.57	1.2	0.31	0
Ta	0.91	0.4	0.26	0.24	0	0
Mo	5	93		7		
W	0	78	62	26	6	259
Au	0	19.24	22.49	11	2.2	3.5
Ag	5	48		153		
Pb	12	54	95	64	160	644
Th	9	57	114	5	2	37
U	5	6	6	2	2	2
Éléments de terres rares (en ppm)						
La	17.07	9.93	0	2.91	10.02	7.7
Ce	37.08	20	4.75	25.49	20.47	13
Nd	20.02	19	7.01	15.48	14.62	8
Sm	3.02	1.55	1.02	2.1	1.74	1.13
Eu	1.02	0.71	0.36	0.67	0.74	2
Tb	0.69	0	0	0	0.36	0
Ho	0.58	64.8	15.6	10.43	2.03	0
Yb	1.26	0	0.38	0.6	0.2	0
Lu	0.22	0.22	0.09	0.12	0.08	0
Densité	2.731	2.475	2.647	2.623	2.617	2.582

* La somme inclue le V et le Ni

Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone Nord de Tiouit

Échantillon	T - 75	T - 73	T - 77	T - 15	T - 11	T - 6	T - 7	T - 12	T - 14	T - 19
Oxydes majeurs (en %, sauf indiqué)										
SiO ₂	67.7	96.92	93.34	56.54	62.38	82.3	64.59	59.82	67.18	83.62
TiO ₂	0.32	0.03	0.02	0.91	0.53	0.14	0.62	0.58	0.14	0.58
Al ₂ O ₃	10.36	0.89	0.56	17.39	16.97	3.98	16.06	17.37	5.55	17.28
Fe ₂ O ₃	13.66	0.82	3.26	9.39	7.05	9.86	10.59	8.3	20.73	8.39
MnO	0.13	0.05	0.01	0.39	0.15	0.12	0.09	0.17	0.76	0.04
MgO	1.11	0.01	0.01	5.07	2.26	0.5	0.85	2.85	2.05	0.97
CaO	0.1	0.01	0.01	0.58	0.36	0.14	0.43	0.45	0.96	0.28
Na ₂ O	0.16	0.16	0.18	4.37	1.5	0.15	0.28	0.3	0.06	0.21
K ₂ O	3.84	0.14	0.06	2.62	4.39	0.63	4.38	5.53	0.69	5.35
P ₂ O ₅	0.04	0.01	0.02	0.21	0.15	0.03	0.15	0.14	0.01	0.15
Cr ₂ O ₃ (ppm)	24	15	10	158	50	50	19	15	21	25
BaO ppm	538	13	243	595	416	21	147	550	10	139
L.O.I	2	0.25	0.79	3.42	4.22	2.29	2.99	4.71	2.67	3.47
Total	99.66*	99.23*	98.21*	100.99*	100.02*	100.26*	101.05*	100.28*	100.81*	100.37*
Éléments traces (en ppm)										
Sc	8.8	0.4	0.53	40.65	13.1	2.44	13.03	14.44	4.26	13.76
V	56	10	11	154	87	23	108	94	18	90
Cr	21	3.43	3	249	40	41	45	46	23	35
Co	17.34	1.42	1.09	40	13.56	25	10.65	20.12	24.73	6.22
Mn	2090	350				840	610			
Ni	47	30	12	47	14	36	38	13	10	10
Cu	5600	1400				2200	2100			
Zn	764	445	19	773	347	61	4400	1412	94	138
As	45.9	65.18	176	56	59.11	143	65.53	61.16	88.43	39.76
Se	0	0	0	0	6	6	7	0	12	0
Rb	193	8	3	86	162	24	167	236	42	237
Sr	22	2	3	130	54	12	13	34	15	19
Y	11	2	2	16	12	6	14	13	5	7
Zr	51	2	2	99	93	23	97	112	30	127
Nb	6	2	2	10	9	7	10	10	5	10
Sb	150	6.75	7.05	9.1	4.37	6.88	90	13.33	97.65	14.67
Bi	50	50				40	70			
Cs	8.8	0.5	0.46	9.16	10.68	1.27	9.32	24.58	2.26	17.13
Ba	477	35	181	942	405	51	178	577	120	202
Hf	1.98	0	0	5.16	3.33	0	2.44	3.81	0.85	3.37
Ta	0.58	0	0	1.18	0.73	0.38	0.92	0.55	0.52	0.82
Mo	12	11				14	10			
W	50	5.02	47.34	0	13	21	64	11.5	38	18
Au	0.67	6.28	18.04	0.33	0.03	7	0.65	0.11	33.74	0.34
Ag	21	25				16	8			
Pb	32	4	218	7	4	21	10	4	51	4
Th	9	15	5	5	9	7	13	12	227	13
U	6	2	4	7	5	4	9	5	9	6
Éléments de terres rares (en ppm)										
La	15.13	0.89	0	14.14	14.14	7.48	12.5	13.17	3.03	6.34
Ce	29	1.1	0	37	30.29	16	31.22	24	11	15.57
Nd	20	0	5	23	30	10	20	14.3	9	9
Sm	2.58	0.21	0	4.55	3.44	1.29	3.84	2.13	1.23	2.67
Eu	1.02	0.17	0.18	1.41	1.28	0.57	0.78	0.83	0.76	0.92
Tb	0.67	0	0	0.95	0.5	0.41	0.56	0.6	0	0.52
Ho	0.4	2.55	18.31	0	51	3.17	0.89	0.38	47.04	0.69
Yb	1.25	0.06	0	3.14	1.15	0.61	1.38	1.68	0.8	1.14
Lu	0.19	0.04	0	0.56	0.19	0.13	0.29	0.3	0	0.23
Densité	2.672	2.738	2.364	2.689	2.647	2.956	2.808	2.649	2.954	2.785

* La somme inclue le V et le Ni

Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone Centrale de Tiout

Échantillons	T - 113	T - 83	T - 84	T - 104	(T - 105)1	(T - 105)2	(T - 105)3	T - 106	T - 107
Oxydes majeurs (en %, sauf indiqué)									
SiO ₂	63.72		68.3		65.47	60.55			65.43
TiO ₂	0.53		0.5		0.48	0.51			0.47
Al ₂ O ₃	15.93		14.93		15.94	15.85			14.84
Fe ₂ O ₃	5.97		5.69		8.11	10.2			9.63
MnO	0.1		0.03		0.04	0.06			0.09
MgO	1.81		0.72		0.91	1.34			1.07
CaO	0.42		0.18		0.16	0.19			0.19
Na ₂ O	4.25		0.29		0.21	0.11			0.26
K ₂ O	3.95		6.32		4.86	4.44			5.19
P ₂ O ₅	0.14		0.11		0.12	0.11			0.12
Cr ₂ O ₃ (ppm)	15		36		114	15			15
BaO ppm	1190		849		305	215			1027
L.O.I	1.65		2.02		2.81	2.97			2.37
Total	98.58*		99.18*		99.18*	96.38*			99.77*
Éléments traces (en ppm)									
Sc	12.72	0.43	12.05	10.36	11.83	11.34	19	0.62	10.6
V	100		86		79	80			72
Cr	36	12	33	30.55	31	32	16	7	34
Co	15.41	4	5.49	19.1	8.12	13.88	93.76	273	12.1
Mn	720	50	190	730					590
Ni	59	125	117	311	71	15			48
Cu	0	0.16	800	5800					400
Zn	304	171	347	1789	1205	1536	3089	6751	4003
As	12.77	180.8	28.24	106.1	46.78	59.37	389	5740	37.03
Se	0	19	0	5	0	0	19	12	0
Rb	145	7	312	183	259	248	35	28	221
Sr	250	17	51	11	12	9	2	2	60
Y	12	2	6	14	11	11	10	5	21
Zr	111	2	100	105	93	102	49	2	94
Nb	8	4	7	8	10	10	6	5	9
Sb	3.34	90	70	22.6	9.52	7.14	7.25	50	100
Bi	60	140	30	120					60
Cs	3.71	0	17.07	8.87	12.53	14.63	1.4	0	14.28
Ba	1153	0	841	137	255	207	0	0	1053
Hf	4.06	0	3	2.99	3.31	3.41	0.74	0	4.13
Ta	0.89	0	0.74	50	0.78	0.67	0	0	1
Mo	15	31	26	37					17
W	10	37	35	38	19	28	21	90	15
Au	0.01	0.65	0.13	5	15	0.39	9.45	13.87	0.25
Ag	5	309	30	30					7
Pb	7	567	258	51	41	4	26	2236	48
Th	10	80	7.3	64	57	26	34	56	5
U	3	8	3	10	6	5	10	2	6
Éléments de terres rares (en ppm)									
La	10.7	0	0.69	7.19	7.96	4.59	4.38	2.74	32.7
Ce	24.21	0	3.13	8.52	18	6.62	13	6	53
Nd	17	0	3	6	10	5	5	6	29
Sm	2.28	0	1.21	1.9	2	1.51	1.56	0.4	4.45
Eu	0.87	0	0.5	0.35	46	0.45	0.18	60	1.04
Tb	0.44	0	0.13	0.39	0.38	0.42	0.32	0	0.82
Ho	0	639	0	0.05	7.34	0.42	5.54	7.12	0.47
Yb	1.42	0	0.77	1.06	1.25	1.45	1.02	0	2.06
Lu	42	0	0.16	0.21	0.26	0.26	0.23	0	0.33
Densité	2.641	3.592	2.685	3.094	2.719	3.128	2.698	3.036	2.756

* La somme inclue le V et le Ni

Analyse des oxydes majeurs, des éléments traces et des éléments de terres rares de la zone Sud de Tiout

Echantillon:	T - 90	T - 69	T - 60	T - 63	T - 70	T - 71	T - 108	T - 109	T - 110	(T - 101)1	(T - 101)2	T - 26	T - 25	T - 28	T - 29	T - 30	T - 32	T - 37	T - 91
Oxydes majeurs (en %, sauf indiqué)																			
SiO ₂	46.91	65.27	61.99	64.42	63.96	67.16	65.62	64.69	64.52			63.8	63.97	61.59	64.19	58.01	65.03		
TiO ₂	0.22	0.5	0.35	0.5	0.49	0.48	0.3	0.46	0.47			0.5	0.48	0.35	0.52	0.47	0.06		
Al ₂ O ₃	6.17	16	11.97	15.4	15.32	14.86	9.37	16.15	15.39			16.4	15.68	10.1	16.76	14.6	2.18		
Fe ₂ O ₃	31.13	4.71	18.84	12.43	10.54	8.71	14.22	5.49	4.27			4.85	6.26	17.19	5.93	5.39	32.51		
MnO	0.1	0.15	0.01	0.07	0.03	0.04	0.18	0.01	0.06			0.17	0.26	1.39	0.33	0.2	0.01		
MgO	0.58	2.26	0.14	0.71	0.84	0.68	2.09	1.99	1.1			2.99	2.46	1.05	1.99	2.15	0.01		
CaO	0.06	2.18	0.15	0.22	0.25	0.26	0.12	0.69	1.4			2.27	0.4	1.04	0.86	3.35	0.02		
Na ₂ O	0.25	3.9	0.19	0.31	0.2	0.24	0.82	5.49	4.3			4.07	1.38	0.54	3.46	2.05	0.29		
K ₂ O	0.55	3.04	3.41	4.35	5.15	4.3	1.98	3.08	4.17			2.89	5.73	1.74	2.69	3.32	0.47		
P ₂ O ₅	0.03	0.14	0.07	0.11	0.12	0.11	0.06	0.12	0.12			0.13	0.14	0.08	0.13	0.11	0.01		
Cr ₂ O ₃ (ppm)	22	15	15	15	15	21	21	15	15			15	15	28	15	15	15		
BaO ppm	169	821	227	590	464	292	10	1023	1070			758	1322	40	361	721	10		
LOI	12.42	1.76	2.26	2.26	2.64	2.65	2.6	1.27	2.77			2.17	3.16	4.99	2.8	8.41	0.36		
Total	98.42*	100.01*	99.42*	100.86*	99.58*	99.54*	97.34*	99.74*	98.69*			100.33*	100.07*	100.05*	99.82*	98.14*	100.93*		
Éléments traces (en ppm)																			
Sc	3.77	11.4	9.5	10.52	12.23	10.3	7.84	11.23	11.16	0	0	12.74	11.3	8.5	13	12	1.43	4	0.24
V	11	84	85	78	78	106	66	86	74			76	98	66	92	85	10		
Cr	13	31	32	33	38	37	21	32	31	41	0	37	34	30	45	27	17	10	0
Co	145	12	9	6	12.42	11.4	58	11.46	4.12	97	94	12.73	11.63	19.1	13	11	7.3	12	36
Mn		1010					1260	780				130	1200		9200		70		
Ni	15	54	10	10	10	13	149	149	10			163	192	14	142	10	134		
Cu		0					100	100				17500	240		6900		450		
Zn	3770	291	2656	342	254	1082	37619	1141	190	74333	37350	740	3933	8573	973	646	6521	24388	20305
As	229	48	216.5	118	94	75	65	80.2	37	544	529	63.4	96.4	191	46	136	724	2948	492
Se	18	0	3.4	3	0	0	0	0	0	39	32	4	5	11	3	0	18	16	20
Rb	28	86	101.2	172	224	221	120	107	81	11	23	86	215	63	98	108	23	45	8
Sr	42	353	7	8	16	7	15	229	124	2	2	305	102	10	145	167	3	8	8
Y	2	16	12	5	14	8	4	14	9	11	15	14	14	20	15	15	2	4	0
Zr	26	94	67	86	99	96	68	92	92	2	10	95	86	62	94	87	8	20	0
Nb	6	8	8	7	8	8	7	7	8	6	5	8	8	7	8	8	5	6	7
Sb	2.87	3	156	66	5.19	4.7	110	110	5.24	575	1990	14	51.2	310	23.12	48.6	50	148	13
Bi		60					50	60				730	70		100		50	2.18	0
Cs	0.77	4.54	7	7	15.31	29.7	7.87	4.21	4	0	0	5.6	14.43	3	5.45	10	2.6	40	0
Ba	210	766	262	558	451	239	255	1069	1119	0	0	758	1311	0	364	735	0	0.62	0
Hf	0.56	3.55	2.5	2.4	3.27	2.5	1.96	3.21	3.31	0	0	3.51	2.76	1.75	3.79	3.1	0.41	0.31	0
Ta	0.37	1	0.72	0.7	0.84	0.7	0.46	88	0.85	0	0	0.7	0.78	0.45	1	0.53	0		
Mo		13					30	31				31			27		29		
W	46	4	42	2.4	30	28.7	20	16	14	190	185	3	10	27	12	7.2	17	62	87
Au	24.62	0	1.2	2.6	0.03	0.03	7.25	0.06	0.02	15	14.54	0.01	0.09	3.84	0.04	0.04	5	7.5	50.1
Ag		5					18	5				281	5		72		46		
Pb	104	12	35	6	23	139	7	21	4	3628	1174	16	119	252	33	44	22	651	44
Th	17	13	43	15	12	2	15	10	12	2	582	13	14	25	7	9	18	13	17
U	3	7	6	7	8	5	5	5	2	2	2	6	4	6	4	3	5	5	17
Éléments de terres rares (en ppm)																			
La	0	29	15	28.5	14.4	2.6	3.4	8.13	25.17	1.6	1.57	18	22.23	32.6	17.45	20	1.38	1.02	0
Ce	2.2	56.42	30	47	33	6.42	5	23	48.16	0	0	37	40.83	76	38.24	35.65	56	55	0
Nd	0	24.6	9	19	17	6	5	17	22	0	0	24	21	41	21	17	0	0	0
Sm	0.36	3.6	2	2.1	3	1.4	0.8	3.02	3.2	0	0	3.2	3.53	4.23	3.38	3.46	0.28	0.4	0
Eu	1.18	1	0.52	0.5	0.66	0.33	0.36	1.21	1.2	0	0	1	1.04	1	1.17	0.75	0	0.33	0
Tb	0	0.5	0.62	0.24	0.5	0.37	0	0.6	0.51	0	0	0.41	0.46	0.72	0.67	0.42	0	0.2	0
Ho	19.34	0.45	0.6	2.4	0.3	0.54	6.3	1	0.25	9	8	1	0.88	2.86	2.79	0.29	2.21	5.67	39
Yb	0.11	1.45	1.5	0.9	1.5	1.36	0.5	1.37	1.11	0		1.5	1.62	1.03	0.61	1.2	0.37	29	0
Lu	0	0.31	0.24	0.14	0.3	0.3	0.14	0.23	0.19	0	0	0.25	0.28	0.16	0.29	0.23	0.06	0	0
Densité	3.782	2.629	2.785	2.843	2.788	2.767	2.805	2.67	2.566	2.772	3.011	2.68	2.652	3.075	2.643	2.587	3.101	3.163	3.832

* La somme inclue le V et le Ni

ANNEXE V

Analyse normative

CIPW Norm from file: B:GF12.ROC
sample: T26

Oxide	WT %	Mole%	Mineral	WT %	Formula	Mole%
SiO2	65.25	71.11	Q Quartz	19.12	SiO2	48.99
TiO2	0.51	0.42	C Corundum	2.73	Al2O3	4.12
Al2O3	16.77	10.77	Z Zircon	0.02	KrB104	0.02
Fe2O3	1.93	0.79	Or Orthoclase	17.50	(K,Na)AlSi3O8	9.68
FeO	2.72	2.48	Ab Albite	35.22	(K,Na)AlSi3O8	20.68
MnO	0.17	0.16	An Anorthite	10.97	(Na,K)AlSi2O8	6.04
MgO	3.06	4.97	Lc Leucite	0.00	KAl(SiO3)2	0.00
CaO	2.32	2.71	Ne Nepheline	0.00	(Na,K)(Al,Si)2O4	0.00
Na2O	4.16	4.40	Kp Kaliophilite	0.00	AlSiO4	0.00
K2O	2.96	2.05	Hal Halite	0.00	NaCl	0.00
P2O5	0.13	0.06	Th Thenardite	0.00	Na2SO4	0.00
Cr2O3	0.01	0.00	Nc Na Carbonate	0.00	Na2CO3	0.00
			Ac Acmite	0.00	NaFe(SiO2)2	0.00
			Ns Na Metasilica	0.00	Na2SiO2	0.00
			Ks K Metasilica	0.00	K2SiO3	0.00
			Di Diopside	0.00	Ca(Mg,Fe)(SiO2)3	0.00
			Wo Wollastonite	0.00	CaSiO3	0.00
			Hy Hypersthene	10.50	(Mg,Fe)SiO3	7.52
			Ol Olivine	0.00	(Mg,Fe)2SiO4	0.00
			Cs DiCaSilicate	0.00	Ca2SiO4	0.00
			Mt Magnetite	2.80	FeIIFeIII2O4	1.87
			Cm Chromite	0.01	Cr2O4	0.01
			Hm Hematite	0.00	Fe2O3	0.00
			Il Ilmenite	0.97	FeTiO3	0.99
			Tn Sphene	0.00	CaTiSiO5	0.00
			Pf Perovskovite	0.00	CaTiO3	0.00
			Ru Rutile	0.00	TiO2	0.00
			Ap Apatite	0.32	Ca5(PO4)3F	0.10
			Hy Hydrapane	0.00	SiO2(H2O)x	0.00
			Fl Fluorite	0.00	CaF2	0.00
			Pr Pyrite	0.00	FeS2	0.00
			Cc Calcite	0.00	CaCO3	0.00
			Ma Magnesite	0.00	MgCO3	0.00
			Si Siderite	0.00	FeCO3	0.00
			Sp Spodumene	0.00	LiAl(SiO3)2	0.00
			H2 H2O+	0.00	H2O+	0.00
			H2 H2O-	0.00	H2O-	0.00
			Ot Others	0.00		0.00
			Si Si Def	0.00		0.00
			To Total	100.16		100.00

Projection Data

Green				Walker				Groves				Elthon	
param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%
Ol	6.40	Qtz	88.25	Di	-6.35	Pl	81.95	Qtz	90.07	Qtz	56.81	Cpx	-4.77
Qtz	70.85	Ol	11.75	Ol	21.30	Ol	25.70	Ol	16.34	Ol	10.30	Ol	9.52
Jd+	22.74	Di	0.00	Si	85.05	Di	-7.66	Cpx	-6.40	Pl	32.89	Si	95.25

CIPW Norm from file: B:qF12.ROC
sample: TT99

Oxide	WT %	Mole%	Mineral	WT %	Formula	Mole%
SiO2	65.55	71.17	Q Quartz	20.45	SiO2	52.70
TiO2	0.53	0.43	C Corundum	0.00	Al2O3	0.00
Al2O3	15.77	10.10	Z Zircon	0.00	ZrSiO4	0.00
Fe2O3	1.42	0.58	Or Orthoclase	17.35	(K,Na)AlSi3O8	9.65
FeO	3.71	3.37	Ab Albite	28.73	(K,Na)AlSi3O8	16.96
MnO	0.10	0.09	An Anorthite	19.21	(Na,K)AlSi2O8	10.65
MgO	2.22	3.60	Lc Leucite	0.00	KAl(SiO3)2	0.00
CaO	4.23	4.92	Ne Nepheline	0.00	(Na,K)(Al,Si)2O4	0.00
Na2O	3.40	3.57	Kp Kaliophilite	0.00	AlSiO4	0.00
K2O	2.93	2.03	Hal Halite	0.00	NaCl	0.00
P2O5	0.13	0.06	Th Thenardite	0.00	Na2SO4	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	Nc Na Carbonate	0.00	Na2CO3	0.00
			Ac Acmite	0.00	NaFe(SiO2)3	0.00
			Nm NaMetasilica	0.00	Na2SiO3	0.00
			Km K Metasilica	0.00	K2SiO3	0.00
			Di Diopside	1.06	Ca(Mg,Fe)(SiO2)3	0.71
			Wo Wollastonite	0.00	CaSiO3	0.00
			Hy Hypersthene	9.96	(Mg,Fe)SiO3	6.81
			Ol Olivine	0.00	(Mg,Fe)2SiO4	0.00
			Cs DiCaSilicate	0.00	Ca2SiO4	0.00
			Mt Magnetite	2.06	FeIIFeIII2O4	1.38
			Cm Chromite	0.00	Cr2O4	0.00
			Hm Hematite	0.00	Fe2O3	0.00
			Il Ilmenite	1.01	FeTiO3	1.03
			Tn Sphene	0.00	CaTiSiO5	0.00
			Pf Perovskovite	0.00	CaTiO3	0.00
			Ru Rutile	0.00	TiO2	0.00
			Ap Apatite	0.32	Ca5(PO4)3F	0.10
			Hy Hydrphane	0.00	SiO2(H2O)x	0.00
			Fl Fluorite	0.00	CaF2	0.00
			Pr Pyrite	0.00	FeS2	0.00
			Cc Calcite	0.00	CaCO3	0.00
			Ma Magnesite	0.00	MgCO3	0.00
			Si Siderite	0.00	FeCO3	0.00
			Sp Spodumene	0.00	LiAl(SiO3)2	0.00
			H2 H2O+	0.00	H2O+	0.00
			H2 H2O-	0.00	H2O-	0.00
			Ot Others	0.00		0.00
			Si Si Def	0.00		0.00
			To Total	100.16		100.00

Projection Data

Green				Walker				Groves				Elthon	
param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%
Ol	5.61	Qtz	88.78	Di	1.53	Pl	78.39	Qtz	88.31	Qtz	63.01	Cpx	-0.30
Qtz	71.68	Ol	10.16	Ol	13.85	Ol	19.46	Ol	10.14	Ol	7.24	Ol	6.78
Jd+	22.72	Di	1.06	Si1	84.62	Di	2.15	Cpx	1.54	Pl	29.75	Si1	93.52

CIPW Norm from file: B:GF12.ROC
sample: TT483

Oxide	WT %	Mole%	Mineral	WT %	Formula	Mole%
SiO2	66.13	71.82	Q Quartz	22.27	SiO2	54.32
TiO2	0.52	0.42	C Corundum	1.90	Al2O3	2.73
Al2O3	15.63	10.00	Z Zircon	0.00	ZrSiO4	0.00
Fe2O3	1.41	0.58	Or Orthoclase	21.53	(K,Na)AlSi3O8	11.34
FeO	3.85	3.50	Ab Albite	25.75	(K,Na)AlSi3O8	14.39
MnO	0.14	0.13	An Anorthite	13.13	(Na,K)AlSi2O8	6.88
MgO	2.79	4.51	Lc Leucite	0.00	KAl(SiO3)2	0.00
CaO	2.74	3.19	Ne Nepheline	0.00	(Na,K)(Al,Si)2O4	0.00
Na2O	3.04	3.20	Kp Kaliophilite	0.00	AlSiO4	0.00
K2O	3.64	2.52	Hi Halite	0.00	NaCl	0.00
P2O5	0.12	0.06	Th Thenardite	0.00	Na2SO4	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	Nc Na Carbonate	0.00	Na2CO3	0.00
			Ac Acmite	0.00	NaFe(SiO2)3	0.00
			Na NaMetasilica	0.00	Na2SiO3	0.00
			Ks K Metasilica	0.00	K2SiO3	0.00
			Di Diopside	0.00	Ca(Mg,Fe)(SiO2)3	0.00
			Wo Wollastonite	0.00	CaSiO3	0.00
			Hy Hypersthene	12.24	(Mg,Fe)SiO3	8.01
			Ol Olivine	0.00	(Mg,Fe)2SiO4	0.00
			Ca DiCaSilicate	0.00	Ca2SiO4	0.00
			Mt Magnetite	2.04	FeIIFeIII2O4	1.29
			Cr Chromite	0.00	Cr2O4	0.00
			Hm Hematite	0.00	Fe2O3	0.00
			Il Ilmenite	0.99	FeTiO3	0.95
			Tn Sphene	0.00	CaTiSiO5	0.00
			Pf Perovskovite	0.00	CaTiO3	0.00
			Ru Rutile	0.00	TiO2	0.00
			Ap Apatite	0.29	Ca5(PO4)3F	0.08
			Hy Hydrphana	0.00	SiO2(H2O)x	0.00
			Fl Fluorite	0.00	CaF2	0.00
			Pr Pyrite	0.00	FeS2	0.00
			Cc Calcite	0.00	CaCO3	0.00
			Ma Magnesite	0.00	MgCO3	0.00
			Si Siderite	0.00	FeCO3	0.00
			Sp Spodumene	0.00	LiAl(SiO3)2	0.00
			H2 H2O+	0.00	H2O+	0.00
			H2 H2O-	0.00	H2O-	0.00
			Ot Others	0.00		0.00
			Si Si Def	0.00		0.00
			To Total	100.15		100.00

Projection Data

Green				Walker				Groves				Elthon	
param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%
Ol	7.10	Qtz	88.61	Di	-3.64	Pl	79.33	Qtz	89.82	Qtz	64.36	Cpx	-3.19
Qtz	74.06	Ol	11.39	Ol	17.30	Ol	26.18	Ol	13.85	Ol	9.93	Ol	8.96
Jd+	18.84	Di	0.00	Si1	86.34	Di	-5.52	Cpx	-3.67	Pl	25.71	Si1	94.23

CIPW Norm from file: B:GF12.ROC
sample: T113

Oxide	WT %	Mole%	Mineral	WT %	Formula	Mole%
SiO2	66.06	73.12	Q	Quartz	SiO2	49.31
TiO2	0.55	0.46	C	Corundum	Al2O3	6.31
Al2O3	16.52	10.77	Z	Zircon	ZrSiO4	0.02
Fe2O3	2.41	1.01	Or	Orthoclase	(K,Na)AlSi3O8	13.14
FeO	3.40	3.15	Ab	Albite	(K,Na)AlSi3O8	21.44
MnO	0.10	0.10	An	Anorthite	(Na,K)AlSi2O8	0.83
MgO	1.88	3.10	Lc	Leucite	KAl(SiO3)2	0.00
CaO	0.44	0.52	Ne	Nepheline	(Na,K)(Al,Si)2O4	0.00
Na2O	4.41	4.73	Kp	Kaliophilite	AlSiO4	0.00
K2O	4.10	2.89	Hal	Halite	NaCl	0.00
P2O5	0.15	0.07	Th	Thenardite	Na2SO4	0.00
Cr2O3	0.01	0.00	Nc	Na Carbonate	Na2CO3	0.00
			Ac	Acmite	NaFe(SiO2)3	0.00
			Na	NaMetasilica	Na2SiO3	0.00
			Ks	K Metasilica	K2SiO3	0.00
			Di	Diopside	Ca(Mg,Fe)(SiO2)3	0.00
			Wo	Wollastonite	CaSiO3	0.00
			Hy	Hypersthene	(Mg,Fe)SiO3	5.53
			Ol	Olivine	(Mg,Fe)2SiO4	0.00
			Cs	DiCaSilicate	Ca2SiO4	0.00
			Mt	Magnetite	FeIIFeIII2O4	2.28
			Cm	Chromite	Cr2O4	0.01
			Hm	Hematite	Fe2O3	0.00
			Il	Ilmenite	FeTiO3	1.04
			Tn	Sphene	CaTiSiO5	0.00
			Pf	Perovskovite	CaTiO3	0.00
			Ru	Rutile	TiO2	0.00
			Ap	Apatite	Ca5(PO4)3F	0.10
			Hy	Hydraphane	SiO2(H2O)x	0.00
			Fl	Fluorite	CaF2	0.00
			Pr	Pyrite	FeS2	0.00
			Cc	Calcite	CaCO3	0.00
			Ma	Magnesite	MgCO3	0.00
			Si	Siderite	FeCO3	0.00
			Sp	Spodumene	LiAl(SiO3)2	0.00
			H2	H2O+	H2O+	0.00
			H2	H2O-	H2O-	0.00
			Ot	Others		0.00
			Si	Si Def		0.00
			To	Total		100.21

Projection Data

Green				Walker				Groves				Elthon	
param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%
Ol	5.27	Qtz	90.84	D1	-11.12	P1	86.56	Qtz	94.29	Qtz	57.19	Cpx	-6.85
Qtz	73.50	Ol	9.16	Ol	23.15	Ol	25.85	Ol	16.94	Ol	10.27	Ol	8.95
Jd+	21.23	D1	0.00	S11	87.97	D1	-12.42	Cpx	-11.22	P1	32.54	S11	97.90

CIPW Norm from file: B:GF12.ROC
sample: T109

Oxide	WT %	Mole%	Mineral	WT %	Formula	Mole%
SiO2	66.12	72.68	Q Quartz	15.67	SiO2	43.18
TiO2	0.47	0.39	C Corundum	2.77	Al2O3	4.49
Al2O3	16.51	10.69	Z Zircon	0.02	ZrSiO4	0.02
Fe2O3	2.19	0.91	Or Orthoclase	18.65	(K,Na)AlSi3O8	11.09
FeO	3.08	2.83	Ab Albite	47.48	(K,Na)AlSi3O8	29.98
MnO	0.01	0.01	An Anorthite	3.06	(Na,K)AlSi2O8	1.78
MgO	2.03	3.33	Lc Leucite	0.00	KAl(SiO3)2	0.00
CaO	0.71	0.83	Ne Nepheline	0.00	(Na,K)(Al,Si)2O4	0.00
Na2O	5.61	5.98	Kp Kaliophilite	0.00	AlSiO4	0.00
K2O	3.15	2.21	Hal Halite	0.00	NaCl	0.00
P2O5	0.12	0.06	Th Thenardite	0.00	Na2SO4	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	Nc Na Carbonate	0.00	Na2CO3	0.00
			Ac Acmite	0.00	NaFe(SiO2)3	0.00
			Ns NaMetasilica	0.00	Na2SiO3	0.00
			Ks K Metasilica	0.00	K2SiO3	0.00
			Di Diopside	0.00	Ca(Mg,Fe)(SiO2)3	0.00
			Wo Wollastonite	0.00	CaSiO3	0.00
			Hy Hypersthene	8.16	(Mg,Fe)SiO3	6.12
			Ol Olivine	0.00	(Mg,Fe)2SiO4	0.00
			Cs DiCaSilicate	0.00	Ca2SiO4	0.00
			Mt Magnetite	3.17	FeIIFeIII2O4	2.27
			Cr Chromite	0.01	Cr2O4	0.01
			Hm Hematite	0.00	Fe2O3	0.00
			Il Ilmenite	0.89	FeTiO3	0.97
			Tn Sphene	0.00	CaTiSiO5	0.00
			Pf Perovskovite	0.00	CaTiO3	0.00
			Ru Rutile	0.00	TiO2	0.00
			Ap Apatite	0.31	Ca5(PO4)3F	0.10
			Hy Hydraphane	0.00	SiO2(H2O)x	0.00
			Fl Fluorite	0.00	CaF2	0.00
			Pr Pyrite	0.00	FeS2	0.00
			Cc Calcite	0.00	CaCO3	0.00
			Ma Magnesite	0.00	MgCO3	0.00
			Si Siderite	0.00	FeCO3	0.00
			Sp Spodumene	0.00	LiAl(SiO3)2	0.00
			H2 H2O+	0.00	H2O+	0.00
			H2 H2O-	0.00	H2O-	0.00
			Ot Others	0.00		0.00
			Si Si Def	0.00		0.00
			To Total	100.19		100.00

Projection Data

Green				Walker				Groves				Elthon	
param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%
Ol	5.14	Qtz	88.96	Di	-8.29	Pl	85.69	Qtz	90.74	Qtz	50.24	Cpx	-4.96
Qtz	68.15	Ol	11.04	Ol	23.89	Ol	21.92	Ol	17.63	Ol	9.76	Ol	8.04
Jd+	26.70	Di	0.00	Si1	84.40	Di	-7.61	Cpx	-8.37	Pl	39.99	Si1	96.92

CIPW Norm from file: B:GF12.ROC
sample: T110

Oxide	WT %	Mole%	Mineral	WT %	Formula	Mole%
SiO2	67.53	74.44	Q Quartz	18.92	SiO2	49.75
TiO2	0.49	0.41	C Corundum	1.51	Al2O3	2.34
Al2O3	16.11	10.47	Z Zircon	0.02	ZrSiO4	0.02
Fe2O3	1.74	0.72	Or Orthoclase	25.83	(K,Na)AlSi3O8	14.66
FeO	2.45	2.26	Ab Albite	38.08	(K,Na)AlSi3O8	22.94
MnO	0.06	0.06	An Anorthite	6.81	(Na,K)AlSi2O8	3.82
MgO	1.15	1.89	Lc Leucite	0.00	KAl(SiO3)2	0.00
CaO	1.47	1.73	Ne Nepheline	0.00	(Na,K)(Al,Si)2O4	0.00
Na2O	4.50	4.81	Kp Kaliophilite	0.00	AlSiO4	0.00
K2O	4.36	3.07	Hal Halite	0.00	NaCl	0.00
P2O5	0.13	0.06	Th Thenardite	0.00	Na2SO4	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	Nc Na Carbonate	0.00	Na2CO3	0.00
			Ac Acmite	0.00	NaFe(SiO2)3	0.00
			Ns NaMetasilica	0.00	Na2SiO3	0.00
			Ks K Metasilica	0.00	K2SiO3	0.00
			Di Diopside	0.00	Ca(Mg,Fe)(SiO2)3	0.00
			Wo Wollastonite	0.00	CaSiO3	0.00
			Hy Hypersthene	5.23	(Mg,Fe)SiO3	3.67
			Ol Olivine	0.00	(Mg,Fe)2SiO4	0.00
			Cs DiCaSilicate	0.00	Ca2SiO4	0.00
			Mt Magnetite	2.53	FeIIFeIII2O4	1.72
			Cm Chromite	0.01	Cr2O4	0.00
			Hm Hematite	0.00	Fe2O3	0.00
			Il Ilmenite	0.93	FeTiO3	0.97
			Tn Sphene	0.00	CaTiSiO5	0.00
			Pf Perovskovite	0.00	CaTiO3	0.00
			Ru Rutile	0.00	TiO2	0.00
			Ap Apatite	0.31	Ca5(PO4)3F	0.09
			Hy Hydraphane	0.00	SiO2(H2O)x	0.00
			Fl Fluorite	0.00	CaF2	0.00
			Pr Pyrite	0.00	FeS2	0.00
			Cc Calcite	0.00	CaCO3	0.00
			Ma Magnesite	0.00	MgCO3	0.00
			Si Siderite	0.00	FeCO3	0.00
			Sp Spodumene	0.00	LiAl(SiO3)2	0.00
			H2 H2O+	0.00	H2O+	0.00
			H2 H2O-	0.00	H2O-	0.00
			Ot Others	0.00		0.00
			Si Si Def	0.00		0.00
			To Total	100.18		100.00

Projection Data

Green				Walker				Groves				Elthon	
param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%	param	%
Ol	3.32	Qtz	93.57	Di	-3.75	Pl	88.43	Qtz	94.53	Qtz	59.95	Cpx	-2.94
Qtz	72.49	Ol	6.43	Ol	14.25	Ol	15.70	Ol	9.25	Ol	5.87	Ol	5.02
Jd+	24.19	Di	0.00	Si1	89.49	Di	-4.13	Cpx	-3.78	Pl	34.18	Si1	97.93

ANNEXE VI

Analyse des sulfures à la microsonde électronique

Composition chimique moyenne des pyrites de la mine d'or de Tiout. Analyse quantitative à la microsonde électronique
(Lab. de géochimie et métallogénie Paris 6, Paris)

	zone nord								zone sud					
Échantillons	T6a	T6b	T8a	T14a	T16a	T16b	T17a	T17b	27c	T28a	T29	31a	T37a	37b
n	16	11	13	4	7	8	21	11	5	5	8	4	8	7
S	52.44	52.14	52.13	52.97	51.38	52.09	50.58	50.55	52.86	53.05	52.27	52.81	51.63	51.09
Fe	46.03	44.81	45.97	45.08	46.12	46.13	47.65	48.59	44.42	44.24	45.37	45.17	45.19	44.45
Cu	0.70	0.99	0.03	0.29	0.95	0.75	0.50	0.62	0.40	0.33	0.00	0.13	0.37	0.40
Zn	0.00	0.51	0.10	0.18	1.32	0.34	0.50	0.22	0.05	0.01	0.00	0.12	0.20	1.62
As	0.90	0.53	0.05	0.11	0.06	0.41	0.16	0.04	0.18	0.16	0.65	0.02	0.12	0.33
Hg	0.00	0.00	0.20	0.31	0.13	0.00	0.13	0.15	0.09	0.31	0.00	0.00	0.17	0.10
Ni	0.00	0.14	0.30	0.00	0.07	0.00	0.15	0.14	0.08	0.25	0.45	0.12	0.03	0.38
Co	0.00	0.74	0.10	0.00	0.08	0.14	0.34	0.17	0.11	0.11	0.74	0.19	0.31	0.18
Total %	100.06	99.86	98.86	98.93	100.10	99.87	100.01	100.47	98.18	98.46	99.47	98.55	98.02	98.55
Formule chimique														
S	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Fe	1.05	1.03	1.05	1.05	1.04	1.02	1.08	1.10	1.05	1.04	1.04	1.04	1.04	1.02
Cu	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Zn	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
As	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Hg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Co	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Total %	3.10	3.07	3.07	3.06	3.08	3.09	3.11	3.13	3.06	3.06	3.08	3.05	3.07	3.08

Composition chimique des pyrites de la mine d'or de Tiouit (suite).

Analyse semi-quantitative (UQAC)

	zone nord	zone centrale		zone sud		
Échantillons	T6	T105	T106	T27	T28	T101
n	7	3	3	9	2	3
S	55.19	54.52	53.69	55.39	54.14	54.44
Fe	44.60	43.82	43.88	44.30	42.81	43.85
Cu	0.08	1.13	1.33	0.13	1.93	0.97
Total	99.88	99.48	98.90	99.82	98.88	99.26

Composition chimique moyenne de l'arsénopyrite
de la mine d'or de Tiouit. Analyse semi-quantitative.

	zone nord	zone centrale	zone sud
Échantillons	T121	T106	T37
n	7	5	3
S%	16.00	18.10	17.40
Fe	27.23	29.00	32.76
Pb	0.12	0.17	3.40
As	50.42	49.07	45.71
Co	5.00	2.04	0.00
Total	98.78	98.38	99.27

Composition chimique de la chalcopirite de Tiout. Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

	zone nord								zone centrale		zone sud					
Échant.	T6	T8a-1	T8a-2	T8b	T16a	T16b	T17a-1	T17a-2	T105	T106	T27a	T27c	T28a	T28b	T37	T101
n	4	4	9	3	8	3	2	4	3	3	4	1	3	1	3	1
S	35.20	34.60	36.95	36.58	36.94	36.14	34.54	34.66	39.32	35.96	36.28	34.59	34.54	37.17	33.30	34.94
Fe	28.50	29.65	29.61	29.11	29.21	27.90	28.90	29.87	30.11	28.76	26.65	29.48	32.84	27.23	26.09	28.56
Cu	32.58	32.96	33.85	33.39	33.10	34.94	33.62	34.46	29.95	32.66	31.82	33.74	31.26	32.06	38.12	33.20
Pb	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	1.63	0.00	0.00	0.00	0.00	1.79	1.30	0.12	0.28	0.95
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.77	0.00
As	2.78	1.92	0.00	0.00	1.20	0.00	0.98	0.00	0.00	2.61	2.46	0.00	0.00	2.43	0.00	2.16
Hg	0.61	0.32	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.97	0.00	0.09	0.91	1.30	0.00
Total	99.67	99.45	100.40	99.09	100.45	99.21	99.68	98.99	99.38	99.99	99.18	99.60	100.03	99.92	99.86	99.80

Composition chimique moyenne de la covélite de la mine d'or de Tiout.
Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

	zone nord		zone sud
Échant.	T16b-1	T16b-2	TS-37a
n	7	5	4
S	30.50	32.84	30.04
Fe	4.80	6.76	6.97
Cu	57.09	56.94	55.75
Pb	3.25	0.00	2.55
Au	0.70	0.74	0.00
Ag	3.51	2.60	3.94
Total	99.84	99.88	99.25
n=nombre d'analyses			

Composition chimique des sphalérites de la mine d'or de Tiout Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

	zone centrale			zone sud			
	T106a	T106b	T121	T27a	T27b	T101a	T101b
n	4	2	7	5	3	6	4
S	32.02	33.73	33.42	32.43	34.41	33.12	31.17
Fe	2.49	2.24	2.38	2.24	1.07	0.62	0.97
Cu	1.92	0.00	0.63	0.00	0.00	2.02	9.64
Pb	0.00	1.69	1.30	3.19	1.08	0.00	2.28
Zn	58.32	60.19	60.29	58.04	62.03	60.83	54.24
As	2.10	1.15	0.94	1.46	1.25	1.24	0.83
Hg	2.86	0.08	0.00	2.60	0.00	1.05	0.00
Au	0.00	0.52	0.66	0.00	0.41	0.00	0.00
Total	99.71	99.60	99.61	99.95	100.25	98.88	99.11

Composition chimique de la galène de la mine d'or de Tiout.
Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

Échant.	zone sud	
	T27	T31a
n	4	4
S	13.02	15.40
Fe	1.59	5.90
Pb	83.78	77.50
Ag	0.30	0.17
Hg	0.76	0.14
Total	99.43	99.11
n=nombre d'analyses		

Composition chimique moyenne de la tennantite-tétrahédrite, de la mine d'or de Tiouit.
Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

zone sud

Échant.	T31a	T101
n	3	8
S	24.31	24.35
Fe	4.13	1.88
Cu	33.33	36.06
Pb	4.22	5.81
Zn	7.01	5.13
As	5.09	21.16
Sb	16.11	4.68
Ag	3.83	0.80
Hg	0.88	0.00
Total	98.91	99.86

n=nombre d'analyses

Composition chimique moyenne de l'argentite de la mine d'or de Tiout.
Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

	<u>zone nord</u>
Échantillon	<u>T17a</u>
n	2
S	20.98
Fe	5.18
Cu	3.40
Pb	2.33
As	1.06
Ag	66.72
Total	<u>99.68</u>
	n=nombre d'analyses

Les différentes compositions chimiques de l'or de la mine de Tiouit Analyse semi-quantitative à la microsonde électronique

	zone nord					zone sud	
Échantillon	T6	T14a	T14b	T16a-1	T16a-2	T37a	T101
n	9	5	2	2	3	2	3
Au	71.39	68.47	63.29	46.65	60.84	59.46	61.15
Ag	26.07	26.49	29.94	29.10	34.34	30.70	32.5
Fe	1.81	2.54	6.35	8.67	3.84	2.65	0.92
Cu	0.23	0.78	0	4.47	0	4.42	1.29
Zn	0	0.69	0	0	0	0	0.12
As	0.40	1.03	0	0	0	0	1.19
Hg	0	0	0	6.54	0	0	1.75
Se	0	0	0	1.24	0	1.25	0.06
S	0	0	0	2.32	0	1.03	0.95
Total	99.90	99.99	99.59	98.99	99.02	99.51	99.93
Fineness	732	721	679	616	639	660	653

ANNEXE VII

Calcul des échanges de la matière au cours de l'altération

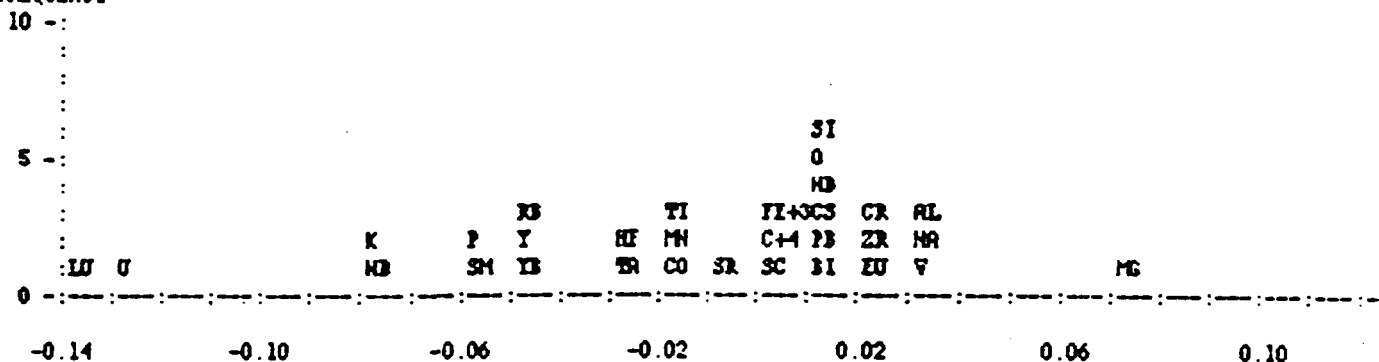
ZERO CHANGE VOLUME FACTORS
FOR ALTERED ROCK Gran

0T0069

COMPARED TO 0T0050

AO	0.000E+00
FE	0.104E+01
SI	0.104E+01
TH	0.719E+00
U	0.742E+00

HISTOGRAM FOR ALTERED ROCK 0T0069 COMPARED WITH UNALTERED ROCKS, 0T0050,
FREQUENCY



LOG 10 VOLUME FACTORS FOR ZERO ELEMENTAL MASS CHANGE

ENTRIES WHICH ARE BELOW THE LOWER LIMIT OF THE RANGE

NI CU ZN AS SI MD AG SB BA LA CI F AU TH

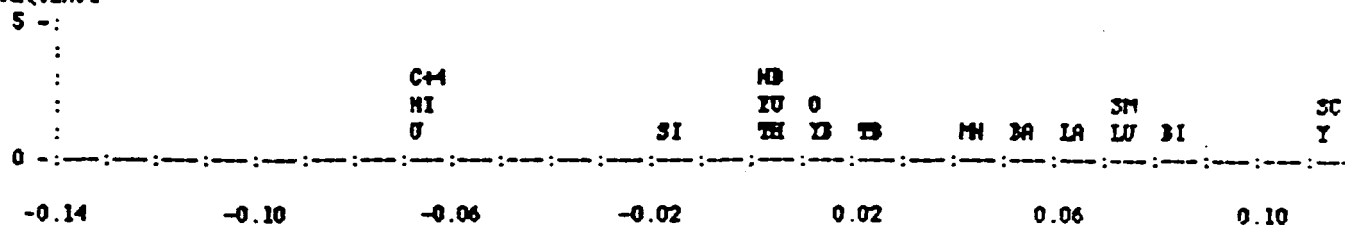
ZERO CHANGE VOLUME FACTORS
FOR ALTERED ROCK Gran

0T0075

COMPARED TO 0T0050.

AU	0.000E+00
PB	0.383E+00
BI	0.123E+01
TH	0.102E+01
U	0.852E+00

HISTOGRAM FOR ALTERED ROCK 0T0075 COMPARED WITH UNALTERED ROCKS, 0T0050,
FREQUENCY



LOG 10 VOLUME FACTORS FOR ZERO ELEMENTAL MASS CHANGE

ENTRIES WHICH ARE BELOW THE LOWER LIMIT OF THE RANGE

FE+3	K	CO	CU	ZN	AS	SI	XS	PD	AG	SB	CS	CI	W
AU	PB												

ENTRIES WHICH ARE ABOVE THE UPPER LIMIT OF THE RANGE

TI	AL	MG	CA	NA	P	V	CR	SR	ZR	BT	TR
----	----	----	----	----	---	---	----	----	----	----	----

NOUVELLE METHODE DE CALCUL DES ECHANGES DE LA MATIÈRE

Calcul des pertes et des gains selon la méthode
modifiée par Chaker (ce travail), d'après Grant (1986).

Te50 est la roche mère	MA=M0			
	Pertes(-) et Gains (+)			
	T51/T50	T19/T50	T107/T50	T29/T50
0.5SiO ₂	-2	23	2	0
10TiO ₂	-9	21	2	12
2Al ₂ O ₃	-30	4	-10	1
Fe ₂ O ₃	71	41	48	16
12MnO	-79	-71	-36	58
2MgO	-77	-63	-59	-23
4CaO	-93	-90	-93	-70
5Na ₂ O	-96	-95	-94	-16
5K ₂ O	27	54	53	9
5P ₂ O ₅	-94	-96	-97	-96
Cr	23	10	8	30
Ni	74	0	0	-100
Co	-77	-45	7	14
Sc	-9	19	-5	15
0.5V	44	51	39	52
0.5Pb	78	-67	75	64
0.01Zn	61	-16	96	83
0.5W	100	100	100	100
0.5Mo	95	87	71	89
0.02As	99	13	65	45
2Au	100	100	100	100
0.1Rb	54	69	67	24
Cs	15	73	68	16
0.04Ba	-14	-62	50	-31
0.1Sr	-91	-94	-82	-57
10Ta	-56	-10	9	9
Nb	-25	20	11	0
Hf	-29	4	22	15
0.3Zr	-25	25	-1	-1
Y	-57	-50	33	7
0.5Th	84	31	-44	-22
U	17	17	17	-20
La	-42	-63	48	2
0.5Ce	-47	-58	29	2
Nd	-5	-55	31	5
10Sm	-49	-12	32	11
10Eu	-30	-10	2	13
10Tb	-100	-25	16	-3
10Yb	-100	-10	39	-52
100Lu	0	4	33	24

Calcul des pertes et des gains selon la méthode modifiée par chaker (ce travail), d'après Grant (1986).

MA=M0		MA#M0, Al2O3 pris comme constant	
Pertes(-) et Gains (+)		Pertes(-) et Gains (+)	
Échantillon	T51/T50		T51/T50
0.5SiO2	-2		28
10TiO2	-9		23
2Al2O3	-30		0
Fe2O3	71		80
12MnO	-79		-70
2MgO	-77		-68
4CaO	-93		-90
5Na2O	-96		-94
5K2O	27		49
5P2O5	-94		-92
Cr	23		46
Ni	74		82
Co	-77		-68
Sc	-9		23
0.5V	44		61
0.5Pb	78		84
0.01Zn	61		72
0.5W	100		100
0.5Mo	95		96
0.02As	99		99
2Au	100		100
0.1Rb	54		68
Cs	15		40
0.04Ba	-14		18
0.1Sr	-91		-87
10Ta	-56		-37
Nb	-25		6
Hf	-29		2
0.3Zr	-25		6
Y	-57		-39
0.5Th	84		89
U	17		41
La	-42		-17
0.5Ce	-47		-24
Nd	-5		26
10Sm	-49		-27
10Eu	-30		-1
10Tb	-100		-100
10Yb	-100		-100
100Lu	0		30

ANNEXE VIII

Analyse microthermométrie des inclusions fluides

Résultats d'analyses microthermométriques (en °C) des inclusions fluides de la mine d'or de Tiouit

	Échantillon	Type d'IF	n	Te	Tf(glacé)	TiCO2	ThCO2	Th(vap-liq.)	Td
Quartz précoce ou (initial) zone nord échantillons de l'encaissant	T1	(A)	14	(-32,3 à -20,3)	(-8,8 à 9,2)	-	-	119,8 à 336,9	-
		(B)	6	(-24,5 à -16,8)	(-8,8 à -7)	-	-	195,7 à 370,2	344,8 (une IF)
		(C)	2	(-78,8 à ?)	(-1,6 à ?)	-	-	253,2 à 311,2	-
	T19	(A)	3	(-70,1 à -26,2)	(-4,1 à -3,7)	-	-	(210,3 à 230,8	-
		(B)	2	(-24,3 à -22,9	(-4,1 à -2,1	-	-	(200,8 à 247,2)	-
		(C)	2	-	-	-	-	(198,2 à 217,8)	-
	T14	(A)	5	(-63,7 à -39,2)	(-45,2 à -0,1)	-	-	(197,5 à 289,2	-
		(B)	7	(-71,9 à -70,2	(-45,2 à -2,2)	-	-	(187,2 à 450)	291,1 (une IF)
		(C)	-	-	-	-	-	-	-
	T17	(A)	4	(-47,3 à -15,4)	(2,1 à -0,4)	-	-	(169,3 à 258,5)	-
		(B)	1	(-23,7)	-1,2	-	-	-200,7	-
		(C)	2	-	(-7,8 et -1,8)	(-69,5 et ?	(29,8 et 28,3)	(195,8 et 250,9)	-
zone centrale	T104	(A)	9	(-71,2 à -31,7	(-14,3 à -1,7	-	-	(198,2 à 259,1)	-
		(B)	2	-	-	-	-	(214,7 à 247,9	-
		(C)	-	-	-	-	-	-	-
	T105	(A)	3	(-24,2 à ?)	(-3,5 à ?)	-	-	(150,3 à 280,2	-
		(B)	2	(-62,3 et ?)	(-10,2 et -6,2)	-	-	(239,3 et 241,6	(295 et 295)
		(C)	2	-	(-6,2 et ?	-	-	300,9 et 325,1)	-
zone sud	T27	(A)	12	(-80,2 à -11,3	(-0,9 à 1,7)	-	-	(185,2 à 277,5)	-
		(B)	-	-	-	-	-	-	-
		(C)	2	-	-	-	-	160 et 214,9	-
	T101	(A)	10	(-34,2 à -10,1)	(-2,7 à -0,1)	-	-	(269,7 à 220,1)	-
		(B)	3	(-54 à -32,1)	(-8,1 à 1,2)	-	-	(195,4 à 234,6)	-
		(C)	1	(-51,7)	(-1,6)	-	-	233,2	-
Quartz recristallisé Le corps minéralisé zone nord	T7	(A)	6	-	(-1,9 à ?)	-	-	(172,2 à 354,3)	-
		(B)	6	(-85,6 à ?)	(-22,9 à ?)	-	-	211,9 à 398,7	399,5 (une IF)
		(C)	1	(-23,2)	-	-	-	220,9	-
	T6	(A)	7	(-82,4 à -70,4)	(-23,2 à -7,5)	-	-	148,5 à 392,5	-
		(B)	4	(-77,1 à -31,2)	(-22,4 à -7,1)	-	-	-	-
		(C)	6	(-87,1 à -18)	(-45,2 à 3,3)	(-65,6 à -52,2)	-	(108,7 à 300,2)	298,5 (une IF)
	T8	(A)	12	(-85,2 à -25,2	(-18,9 à -7,1)	(-59,3 à -50,3)	-	(172,5 à 315,4)	349,5 (une IF)
		(B)	3	(-81,8 à -78,2)	(-15,3 à -8,8)	(-57,7 à -50,4)	-	(176,8 à 317,5)	-
		(C)	6	(-70,2 à -30,9	(-16,1 à -9,5)	-	-	(179,1 à 303,7)	-