

République Algérienne Démocratique et populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR- ANNABA



جامعة باجي مختار- عنابة

Faculté des Sciences de la Terre

Département de Géologie

MEMOIRE

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de Magister en Géologie Minière

Option : *Recherche et Prospection des ressources Minérales et Energétiques*

Thème

Etude des inclusions fluides associées aux gisement à W-Sn du Hoggar Central

Présenté par :

BOUGUEBRINE JANET

Soutenu le : 23 Juin 2009

Devant le jury composé de :

M^f CHOUABBI . A	MC	Président	UNIV : ANNABA
M^f BOUABSA. L	MC	Rapporteur	UNIV : ANNABA
M^{me} ARAFA. DAIF. M	MC	Examineur	UNIV : ANNABA
M^f TOUBAL. A	MC	Examineur	UNIV : ANNABA

Résumé

Le terrain d'étude est localisé dans le Hoggar Central et renferme les plus importants gisements et indices Stanno-Wolframifères de la province métallogénique à étain et wolfram du Hoggar. Ces gisements sont toujours associés à un magmatisme panafricain post-orogénique (GMR) qui s'est mis en place sous forme de massifs granitiques circonscrits de taille relativement réduite ou en dykes de microgranites.

Les régions étudiées sont : In Tounine, Aléméda, Hanana-Hananère, Tim Amzi-El Karoussa.

Le traitement des données géochimique montre le caractère peralumineux riches en Li-F et métaux rares (MR).

Des pegmatites de type stocksheider, des formations de greisens et minéralisations Sn-W accompagnent ces granites.

La minéralisation Sn-W, particulièrement bien exprimée dans les filons de quartz et de greisen est spatialement et génétiquement liée au magmatisme spécifique à albite-topaze (GMR) (grenu et microgrenu). La paragenèse minérale est constituée essentiellement de wolframite et de cassitérite. Les minéraux de gangue sont représentés par le quartz, la topaze, les micas lithinifères et la fluorine.

Une étude microthermométrique des inclusions fluides liées aux granites fin à albite-topaze de Hanana, topazite de Hananère, le microgranite d'Aléméda, et les filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine) et de Tim Amzi ; permet de caractériser les fluides associés à ces gisements. Il ressort de cette étude l'abondance des inclusions aqueuses et trois types de fluides ont été déterminés :

-Des fluides chauds et salés riches en éléments volatils particulièrement CO₂ ;

-suivis par des fluides aquo-carboniques moins chauds et modérément salés avec des températures d'homogénéisations (TH) moyennes respectivement de 300°C et 180°C ;

-enfin des fluides aqueux très peu salés ($\leq 1\%$ pds .éq .NaCl) et nettement plus froids.

Une estimation des profondeurs a été faite à partir du diagramme de (Haas, 1971) dans le système H₂O-NaCl, les résultats sont les suivant :

- Les inclusions aqueuses (L et Lw) : correspondent à des profondeurs de l'ordre de 50 à 500 m.
- Les inclusions aquo-carbonique (Lcw et Lwc) : correspondent à des profondeurs de l'ordre de 600 à 1200 m.
- Les inclusions carboniques (Vcw) : correspondent à des profondeurs de l'ordre de 1400 à 1800 m.

Abstract

The terrane studies is localised in Central Hoggar and contains some of significant Sn-W occurrences of the metallogenic province of Hoggar (tind and wolfram). These occurrences are always associated with a post-organic Panafrican magmatism or in microgranit dyke.

The studies granites are: Intounine, Hanana, Hananére, and Tim Amzi.

Geochemical data processing show the peralumineux character and high Li-F.

The Sn-W mineralization, well developed in the quartz and greisen veins, is spatially and genetically related to the coarse and fin-grained albite-topaz magmatism. The paragenesis is constituted by wolframite and cassiterite.

The gangue's minerals are represented by quartz, topaz, micas Li and fluorite.

A microthermometric study of fluid inclusions related to the fine granites of Hanana.

It possible to characterize the various fluids associated with these layers.

It clearly comes out from this study abundance of the aqueous inclusions and three types of fluids were detected:

The deep saline fluid and hot, these fluids of the rich-type in volatile (mainly CO_2).

Fluids aquocarbonic with temperatures homogenisation (T_h) average respectively of 300 and 180°C.

Andepths estimate was the made from the (Haas, 1971) diagram in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$.

The main results are:

- Aqueous fluids inclusions: (L and L_w) depths ranging from 50 to 500m.
- Aquocarbonic fluids inclusions: (L_{cw} and L_{wc}) depths ranging from 600 to 1200m.
- Carbonic fluids inclusions (V_{cw}) depths ranging from 1400 to 1800m.

TABLE DES MATIERES

Remerciements.....	i
Résumé.....	ii
Abstract.....	iii
Introduction générale.....	1

Première Partie : Etude Géologique

I- Géologie du Hoggar et granites Panafricains tartifs.....	2
I-1- Introduction.....	2
I-2- Structure et cadre géodynamique.....	2
I-2-1- La chaîne pharusienne.....	2
I-2-2- Le Hoggar Central polycyclique.....	3
I-2-3- Le Hoggar Oriental.....	3
I-3- Structuration en terranes.....	4
I-3-1 : Les terranes du Hoggar Central.....	5
I-3-1-1 : La LATEA.....	5
I-3-1 -2 : Le terrane d'Issalane-Assodé.....	8
I-3-2 : Les granites Pan-africains tardifs et leur répartition.....	9
I-3-3 : Les granites Panafricains tardifs des terrains d'Iskel et de Laouni.....	12
I-4 : Conclusion.....	12

Deuxième Partie : Etude Pétrographique

I-Introduction.....	13
II-1- Présentation des massifs granitiques étudiés.....	14
II-2 Massif de l'In Tounine.....	14
II-2-1-Introduction.....	14
II-2-1-1-Granite grossier à biotite.....	16
II-2-1-1-A- Etude microscopique.....	16
II-2-1-1-B - Les variations apicales.....	16
II-2-1-2- Le microgranite porphyrique à biotite.....	17
II-2-1-2- A- Etude microscopique.....	17
II-2-1-3- Granite fin à deux micas.....	17
II-2-1- 3-A- Etude microscopique.....	17
II-2-1- 4- Le granite du Lafat.....	18
II-2-1- 5- Granite fin cordiérite.....	19
II-2-1- 6- Granite fin a albite et topaze « AT ou GMR » (granite de la boutonnière).....	19
II- 3-Conclusion.....	21
II - 4 - La coupole granitique de Hannan.....	22
II-4-A- Etude pétrographique.....	24
II-5- Etude des filons de microgranite porpyrique"AT".....	25
II-5-1-Gisement de Tim Amzi El-Karoussa.....	25
II-5-2- Gisement d'Aléméda.....	26
II-5-2-A- Etude microscopique.....	26
II-6- Conclusion.....	31
III- Les différents types d'altérations hydrothermales observées.....	32
PLANCHE I.....	36
PLANCHE II.....	37

PLANCHE III.....	38
PLANCHE IV.....	39
PLANCHE V.....	40

Troisième Partie : Etude Minéralogique

Partie I : Gîtologie du Hoggar Central.....	41
I- Les principaux indices à Etain et Tungstène.....	41
I-1- Introduction.....	41
I-2-Situation géographique des indices et gisements d'étain et tungstène étudié.....	41
I-2-A-Gisement d'In Tounine.....	42
I-2-A-1-Le gisement Tiftazounine.....	42
I-2-A-2- Le chantier Taheleg.....	43
I-2-B-Le gisement de Tin Amzi – El Karoussa.....	44
I-2-B-1-Répartition de la minéralisation.....	45
I-2-C--Les indices d'Aléméda.....	45
I-2-D -Les indices de Hanana et Hananère.....	46
I-2-D-1-Le Stockwerk de Hanana.....	46
2-D-2-La coupole greisenisée de Hananère.....	46
Partie II : Minéralisation en cassitérite et wolframite.....	47
II- Expression de la minéralisation.....	47
II-1-Minéralisation associée aux phases magmatiques.....	47
II-1-a-Conclusion.....	47
II-2-Minéralisations associées aux greisens diffus.....	48
II-3-Minéralisation guidée par des fractures.....	48
II-4-Minéralisation associée aux greisens filoniens.....	48
II-4-1-Les greisens à protolithionite et topaze.....	48
II-4-1-a- Minéralisation disséminée.....	50
II-4-1-b- Minéralisation d'éponte.....	50
II-5- Les veines de cassitérite et wolframite recoupant les filons de microgranites.....	51
II-6-Les greisens à muscovite et fluorine (Aléméda).....	52
II-7- Veines et filons de quartz à wolframite et cassitérite.....	53
II-7-1- Minéralisation disséminée dans le quartz.....	53
II-7-2- Altération de la wolframite.....	53
II-8-Conclusion à l'étude des minéralisations.....	53
III- Etude minéralogique.....	54
III-1-La cassitérite.....	54
III-1-a-Description microscopique.....	54
III-1-b-Analyse aux rayons X.....	54
III-2-La wolframite.....	56
III-2-a-Description microscopique (Microscope métallographique).....	56
III-2-b-Analyse aux rayons X.....	56

Quatrième Partie : Etude Géochimique

I-Principe de la méthode Debon-Le Fort (1983).....	60
I-1-Caractérisations géochimiques des granites "T" et "AT".....	60
I-2-Géochimie des altérations.....	62
I-2-1- Caractérisations géochimiques des greisens.....	62
a) Diagramme chimico-minéralogique Q/ F (de la roche ,1964).....	62
b) Diagramme SiO ₂ / (Fe+Mg+Ti).....	62

Cinquième Partie : Etude des inclusions fluides

Partie I- Rappels généraux sur les inclusions fluides.....	64
I-Introduction.....	64
I-1-Définition des inclusions fluides.....	64
I-2-Typologie des inclusions fluides.....	65
I-3-Occurrences des inclusions fluides.....	67
I-4-Morphologie des inclusions.....	67
I-5-Classifications des inclusions.....	68
I-5-1-Les inclusions primaires.....	68
I-5-2- Les inclusions secondaires.....	68
I-5-3- Les inclusions pseudo secondaires.....	68
I-6- Techniques d'étude des inclusions fluides.....	68
I-6-1-Les méthodes destructrices.....	69
I-6-2-Les méthodes non destructrices.....	69
II-La microthermométrie.....	69
II-1-Paramètres microthermométriques.....	70
II-2-Appareillage.....	72
III-La Microspectrométrie Raman.....	74
IV- Chromatographie en phase Gazeuse.....	74
V-Laser Inducted Breakdown Spectroscopy.....	75
Partie II : les inclusions fluides étudiées.....	76
I-1-Introduction.....	76
I-2-Présentation des résultats microthermométriques.....	76
I-3-La typologie des inclusions fluides étudiées.....	76
PLANCHE VI.....	78
I-4-Les inclusions fluides de la roche à quartz et topaze de Hananère.....	80
I-5-inclusions fluides dans le microgranite à Ab-Top d'Aléméda.....	82
I-6-Inclusions fluides dans le granite fin à top de Hanana.....	83
I-7-Inclusions fluides des filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine).....	83
I-8-Inclusions fluides dans le granite fin à albite-topaze de Hanana.....	84
I-9-Le filon de quartz de Tim Amzi-El Karoussa.....	85
I-10-Interprétation des Histogrammes des TH et Tfg.....	86
I-10-1-Les inclusions fluides de la topazite de Hananère.....	86
I-10-2- Les inclusions fluides dans le microgranite à Ab-Top d'Aléméda.....	87
I-10-3-Les inclusions fluides dans le granite fin à top de Hanana.....	88

I-10-4-Les inclusions fluides des filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine).....	89
I-10-5-Les inclusions fluides dans le granite fin à Ab-Top de Hanana.....	90
I-10-6-Le filons de quartz de Tim Amzi.....	91
II – Interprétation.....	92
II-1-Diagrammes de corrélation Tfg-TH.....	92
II-1-1-Les inclusions fluides de la topazite de hananère.....	92
II-1-2-inclusions fluides dans le microgranite à Ab-Top d'Aléméda.....	92
II-1-3-Inclusions fluides dans le granite fin à top de Hanana.....	93
II-1-4-Analyses Raman.....	94
II-1-5-Inclusions fluides dans les filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine).....	95
II-1-6-Inclusions dans le granite fin de Hananère et le filon de quartz de Tim Amzi.....	95
III-Synthèse.....	97
III-1-Conclusion.....	99
Les tableaux de mesures des inclusions fluides.....	101
Conclusions générale.....	108
Références bibliographiques.....	111
Annexes	

Liste des figures

Figure. 1 : Carte structurale du Bouclier Touareg avec représentation des différentes terranes (d'après Black et al.1994).....	5
Figure. 2 : Terranes du centre et de l'est du Bouclier Touareg au cours de la période de post collision (600 Ma). Le métacraton LATEA est séparé du terrane Assodé-Issalane par l'océan Serouenout (Liégeois et al., 2000) les flèches indiquent les mouvements généraux des terranes.....	7
Figure. 3 : Bloc diagramme dans le Hoggar Central (d'après Azzouni- Sekkal et al., 2003).....	8
Figure. 4 : Ensembles structuraux du Hoggar, et localisation des granites post-tectoniques Panafricain et anorogéniques du Bouclier Touareg (Hoggar +Adrar des Iforas+ Air) (D'après Bertrand, 1987).....	11
Figure .5 : Répartition des granites post-tectoniques et des minéralisations Sn-W-Ta- Nb dans le Hoggar Centrale.....	13
Figure. 6 : schéma géologique et structurale du massif In Tounine (D'après Boissonnas, 1973.modifié).....	15
Figure 7 : Coupe interprétative au Sud d'In Tounine (Bouabsa, 1987).....	21
Figure. 8 : Carte géologique de la région de Hanana (Bouabsa ,1987).....	23
Figure .9 : Coupe interprétative dans la coupole de Hananère (d'après sondages EREM 1975).....	24
Figure .10 : Coupe interprétative dans la coupole de Tim Amzi (EREM 1971 et Kasraoui 2000).....	26
Figure .11 : Localisation du secteur étudié.....	42
Figure .12 : Diffractogramme de la cassitérite de Tiftazounine (In Tounine).....	54
Figure .13 : Diffractogramme de la wolframite de Tiftazounine (In Tounine).....	56
Figure .14 : Diagramme de nomenclature appliqué aux granites "T" et "AT".....	61
Figure .15 : Diagramme des minéraux caractéristiques ou du bilan alumineux appliqué aux granites "T" et "AT".....	61
Figure .16 : Caractérisation des deux ensembles de greisens dans le diagramme binaire Q/F de H. de la Roche (1964) ;	63
Figure .17 : Diagramme SiO ₂ / Fe+Mg+Ti	63
Figure .18 : types les plus fréquents d'inclusions fluides.....	67
Figure .19 : Histogrammes pour les inclusions de la topazite de Hananère.....	86
Figure .20 : Histogrammes pour les inclusions des microgranites d'Aléméda.....	87
Figure .21 : Histogrammes des inclusions pour le granite fin de Hanana.....	88
Figure .22 : Histogrammes des inclusions pour le filon de quartz d'In Tounine.....	89
Figure .23 : Histogrammes des inclusions pour le granite de Hanana.....	90
Figure .24 : Histogrammes des inclusions pour le filon de Tim Amzi.....	91
Figure .25 : Diagramme Tfg-TH des inclusions de la Topazite de Hananère.....	92
Figure .26 : Diagramme Tfg-TH du microgranite à topaze d' Aléméda.....	93
Figure .27 : Diagramme Tfg –TH des inclusions du granite fin de Hanana.....	94
Figure .28 : Diagramme Tfg-TH des filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine).....	95
Figure .29 : Diagramme Tfg – TH du granite fin de Hanana.....	96
Figure .30 : Diagramme Tfg – TH dans le filon de quartz de Tim Amzi.....	96
Figure .31 : Diagramme de Tfg en fonction de température d'homogénéisation de l'ensemble des mesures.....	97
Figure .32 : Diagramme de température d'homogénéisation (°C) en relation avec la profondeur (m) et les courbes de salinité dans le système H ₂ O-NaCl (Haas, 1971).....	98

Liste des Photos

Photo 1 : Pegmatite litée du nord d'In Tounine.....	34
Photo 2 : vue détaillée (feldspath potassique en dent de cheval).....	34
Photo 3 : Affleurement du granite « AT » de la boutonnière (Sud In Tounine).....	35
Photo 4 : cassitérite recoupant le greisen à muscovite d'Aléméda.....	45
Photo 5 : Aspect du stockwerk développé dans la coupole de Hanana.....	46
Photo 6 : minéralisation cassitérite + wolframite dans la topazite de Hananère	48
Photo 7 : Minéralisation disséminée greisen à protolithionite et topaze, cassitérite + wolframite de Hanana.....	47
Photos 8 (A, B et C) : A : Aspect macroscopique. B : Aspect microscopique d'un filonnet de cassitérite et wolframite recoupant le microgranite « AT » de Tim Amzi et présentant une éponte topazifiée	49
C : Aspect macroscopique de la Cassitérite d'éponte de Tim Amzi.....	50
Photo 9 : Veinule de quartz à wolframite recoupant le greisen (minéralisation d'éponte)..	51
Photo 10 : La wolframite disséminée dans le quartz de Tiftazounine.....	52
Photos 11 (a et b) : Cassitérite maclée avec réflexions internes.....	55
Photo 12 : cassitérite maclée.....	55
Photos 13 : La Cassitérite présentant des inclusions (colombo-tantalite).....	55
Photos 14 : montrant la wolframite avec la chalcopryrite.....	57
Photo 15 : altération de la wolframite en pyrite et chalcopryrite.....	57

Liste des tableaux

Tableau 1 : Compositions chimiques des illménites (analyse à la microsonde).....	18
Tableau 2 : Analyses chimiques de la cassitérite et wolframite.....	58
Tableau 3 : Synthèse des différentes occurrences minéralisées.....	59
Tableau 4 : Mesures du faciès à quartz, topaze de Hananère, le granite fin de Hanana et les microgranites d'Aléméda.....	101
Tableau 5 : Mesures des massifs d'In Tounine, Hanana, Tim Amzi-El Karoussa.....	104
Tableau 6 : Mesures des salinités dans le système H ₂ O-NaCl avec l'équation de Bodnar (1993).....	106
Tableau 7 : Les roches d'In Tounine.....	Annexes
Tableau 8 : Granites à albite et topaze.....	Annexes
Tableau 9 : Microgranites porpyriques à albite et topaze.....	Annexes
Tableau 10 : Greisens à topaze et protholithionite.....	Annexes
Tableau 11 : Greisens à muscovite, quartz et fluorine.....	Annexes

Liste des Spectres

Spectre 1 : Monazite thorifère.....	30
Spectre 2 : Monazite sans thorium.....	30
Spectre 3 : Colombo-tantalite.....	56

Introduction Générale

Introduction générale

Le principal objectif de ce travail est l'élaboration d'un modèle génétique sur la base de données microthermométriques inédites sur les fluides associés à quelques gisements Sn-W du Hoggar Central. Celles-ci seront confrontées aux données classiques de la géologie, minéralogie et géochimie sur les granites panafricains tardifs de la région de Tamanrasset.

La première partie de cette étude fait la synthèse des données bibliographiques sur les grands ensembles structuraux du Hoggar en faisant ressortir les principales caractéristiques de l'orogène panafricain en relation avec la notion de Terrane appliquées à la région d'étude LATEA.

La deuxième partie consiste en la caractérisation pétrographique des granites composites « Taourirt » sur plusieurs massifs du Hoggar Central et les relations existantes entre ces granites et les minéralisations Sn-W associées.

La troisième partie abordera les différentes expressions de la minéralisation dans les régions d'In Tounine (Tiftazounine), Aléméda, Tim Amzi-El Karoussa, Hanana-Hananère et les propriétés des minéraux clés de ces granites particulier et les filons minéralisés associés (Wolframite- Cassitérite).

Le traitement des données géochimiques (éléments majeurs) a été abordé sous forme de différents diagrammes géochimiques dans le but de faire ressortir les grandes tendances.

La cinquième partie résume les principales techniques utilisées par la microthermométrie. Une application est réalisée sur les échantillons provenant de différents gisements Sn-W et d'essayer de déterminer les conditions physico-chimiques ayant précédé à leur formation : (densité, salinité, température d'homogénéisation.....).

L'étude microthermométrique a porté sur différents gisements (In Tounine, Aléméda, Hanana-Hananère, Tim Amzi)

Les principaux minéraux hôtes des inclusions étudiées étant le quartz (principalement) et la topaze.

Dans les conclusions générales on tâchera de faire ressortir les principaux résultats de cette étude, en particulier sur la nature des fluides responsables des minéralisations W et Sn et de leurs propriétés.

Partie I
Etude Géologique

I- Géologie du Hoggar et granites panafricains tartifs

I-1- Introduction

Le Hoggar constitue la partie centrale du bouclier Touareg qui se prolonge au Sud-Ouest par l'Adrar des Iforas (Mali) et au Sud par l'Air (Niger). Il offre à l'affleurement une grande diversité de roches essentiellement Précambriennes. La couverture Tassilienne en position discordante, est formée de grès ordovicien, et ne subsiste que dans les parties Nord et Sud. Son décapage a été provoqué, à la fin du jurassique, par une phase distensive liée à l'ouverture de l'Atlantique mais aussi par un bombement lithosphérique à grand rayon de courbure (Girod, 1976 ; Dautria, 1988). Ce dernier est accompagné par une grande activité volcanique tholeitique à alcaline d'âge cénozoïque à quaternaire.

La configuration structurale actuelle est héritée principalement de l'orogénèse Panafricaine (750 – 525 Ma). Elle se termine avec un événement à conséquence métallogénique majeure qui est la formation de suites post-orogéniques d'affinité alcaline et/ou peralumineux. Ce sont les granites « Taourirt » qui se mettent en place le long de « shear zones » en régimes de transpression – transtension, plus ou moins contemporains de la pénépléation et du développement de bassins molassiques intracontinentaux contrôlés par les failles (Bonin et al., 1998).

I-2- Structure et cadre géodynamique

Dans sa structure d'ensemble, connue depuis les travaux de Lelubre (1952) le Hoggar est classiquement divisé en trois grands domaines limités par les deux accidents majeurs du 4°50' et du 8°30'. (Bertrand et Caby 1978). Ce sont d'Ouest en Est :

-La chaîne pharusienne (le Hoggar occidental)

-le Hoggar central polycyclique

-Le Hoggar oriental

I-2-1- La chaîne pharusienne

Elle correspond au Hoggar occidental et à l'Adrar des Iforas à l'Ouest de la grande faille 4°50'.

Elle est formée de deux rameaux constitués par des terrains du Protérozoïque, séparée par un môle rigide granulitique

-Le môle In Ouzzal : constitué de terrains archéens représentant la partie inférieure de la croûte continentale ayant subi une tectonique compressive contemporaine du métamorphisme granulitique Eburnéen.

-Le rameau occidental : il est formé de matériel polycyclique Eburnéen surmonté de formations supracrustales du Protérozoïque supérieur avec la série à stromatolites (1.000 Ma). (Caby, 1970).

-Le rameau oriental : appelé anciennement fossé de la chaîne pharusienne présente deux cycles volcano- sédimentaires pharusien I et II (Gravelle, 1969).

-Le pharusien I se compose de termes sédimentaires et volcaniques et repose sur un socle d'âge Eburnéen probable (Lelubre et Gravelle, 1957).

Vers 800 Ma se met en place le pharusien II sous forme de cortège basique et ultrabasique avec un magmatisme calco-alcalin suivi du dépôt d'un complexe volcano-détritique (série verte), (Caby, 1969).

I-2-2- Le Hoggar central polycyclique

Il se divise en quatre régions :

- Aleksod
- Région d'Oumellalem-Temasint
- Région Tefedest-Atakor
- Domaine d'Issalane

Il montre une évolution polycyclique avec des sédiments du Protérozoïque supérieure qui forment des sillons étroits allongés nord-sud, au milieu d'un socle (protérozoïque inférieur et Archéen) réactivé et injecté de granitoïdes d'âge panafricain.

I-2-3- Le Hoggar oriental

Situé à l'est de l'accident 8°30', il est composé de deux domaines structuraux : la chaîne linéaire de Tiririne et le bloc de Tafassasset-Djanet.

Les sédiments de la formation de Tiririne se sont déposés vers 660 Ma et ont été plissés et métamorphisés au panafricain (600 Ma).

Le môle Tafassasset-Djanet est caractérisé par un grand nombre de batholites calco-alcalin syn à tardi tectoniques intrusifs datés à 725 Ma (Caby et al., 1987) dans une séquence volcano-sédimentaire.

I-3- Structuration en terranes

Les résultats obtenus ces dernières années ainsi que la difficulté à établir des corrélations entre les différentes régions ont amené les auteurs à revoir le modèle géodynamique et à introduire la notion de « terrane » (Black et al., 1994). Ces auteurs ont montré que le bouclier Touareg était constitué de 23 terranes déplacés ou charriés, pendant l'orogénèse panafricaine, le long de grandes zones de cisaillement ou « megashear zones ».

Ces terranes (figure 1) ont leurs propres lithologies et caractéristiques tant du point de vue du métamorphisme que du magmatisme ou de la tectonique.

Ils ont été assemblés au cours de deux phases principales (Liégeois et al., 1994) marquées par deux collisions majeures :

-La première entre le craton Est Africain, qui se comporte en marge passive, et les plus orientaux des terranes du bouclier Touareg à environ 700 Ma.

-La deuxième, plus oblique, avec le craton ouest africain à l'ouest. Elle débute à environ 630 Ma mais ses ultimes mouvements et magmatismes de post-collision se sont poursuivis jusqu'à approximativement 525 Ma. Cette période longue de 100 Ma est principalement matérialisée par des megashear-zones subverticales, la mise en place de plutons calco-alcalins hautement potassiques suivis localement par un magmatisme alcalin à peralcalin et enfin un métamorphisme dans le faciès schistes verts de haut degrés et dans le faciès amphibolite de bas degrés.

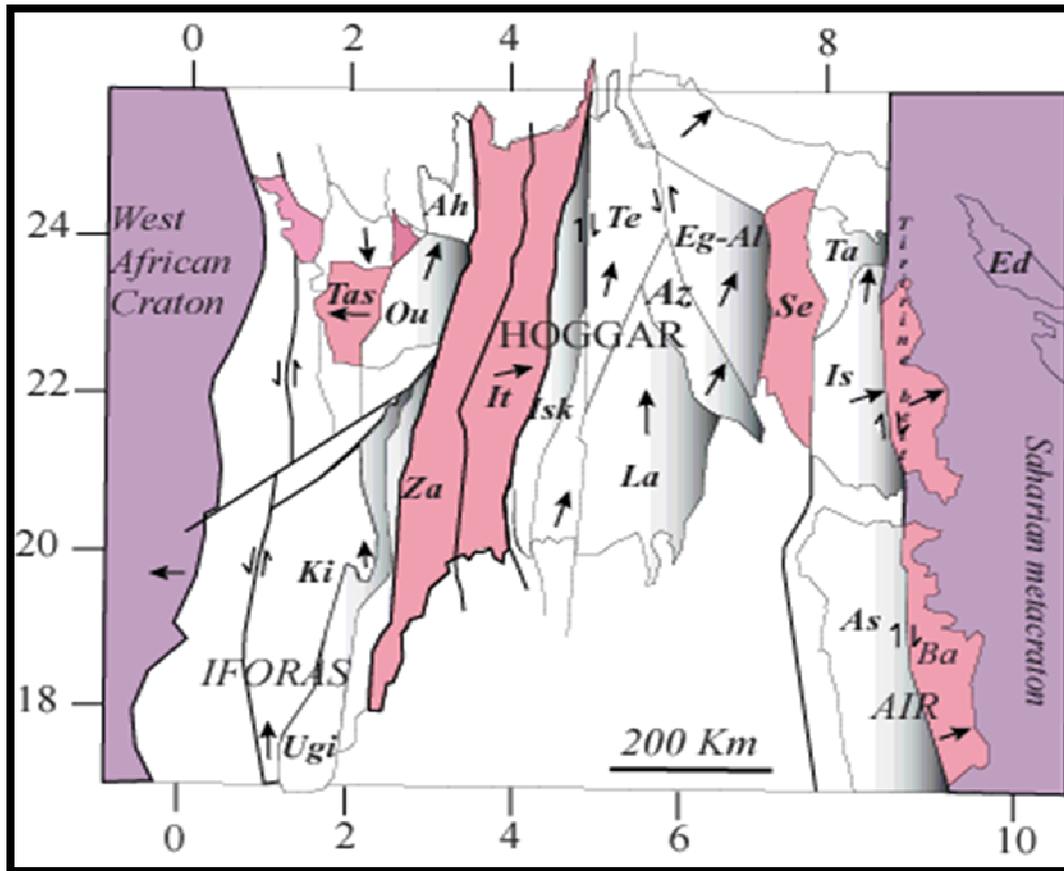


Fig. 1 : Carte structurale du Bouclier Touareg avec représentation des différentes terranes (d'après Black et al.1994).

I-3-1 : Les terranes du Hoggar central

La plus grande surface du Hoggar central est occupée par quatre terranes, ayant les mêmes caractéristiques, regroupés sous l'acronyme de « LATEA ». L'autre partie est constituée du terrane d'Issalane-Assodé, séparé de la LATEA par un terrane juvénile à ophiolites, le Serouenout, et du terrane très peu connu de Tazat (figure 2).

I-3-1-1 : La LATEA

Ce nom désigne l'ensemble formé des terranes de Laouni, d'Azrou n'fad, de la Tefedest et de l'Egeré-Aleksod. Ces derniers ont en commun un socle archéen et éburnéen (Latouche et Vidal, 1974 ; Bertrand et al.,2003). Ils constituent un bloc qui s'est comporté en petit craton au cours de la première phase de l'orogénèse panafricaine. La définition d'un craton est la suivante :

« Partie stable d'un continent n'ayant subit qu'une légère déformation au cours d'une période assez longue » (Bates et Jackson, 1980).

Cependant, au cours de la période de post-collision de l'orogénèse panafricaine (620-580 Ma mais qui s'est poursuivie jusqu'à 520 Ma), ce craton fut en partie déstabilisé et démembré (Liégeois et al., 2003) jusqu'à correspondre à un métacraton dont Abdeslam et al., (2002) donnent la définition suivante :

« Craton remobilisé au cours d'un événement orogénique mais encore reconnaissable en grande partie à cause de ses caractères rhéologique, géochronologique et isotopiques. Le préfixe méta est une abréviation du terme métamorphose dans son sens général et non seulement dans le sens géologique très restrictif de métamorphisme. »

Dans le cas de la LATEA, la collision n'est pas accompagnée d'un épaissement de croûte majeur et les effets d'un métamorphisme de haut degré restent très limités. Elle acquiert un caractère intermédiaire entre un craton et une chaîne mobile totalement affectée par une orogénèse. Ceci indique que le socle archéen et paléoprotérozoïque est bien préservé (Liégeois et al., 2003). Elle conserve un épais manteau lithosphérique de craton mais ce dernier a subi une importante délamination le long des méga-shear zones (figures 4). La réaction de celles-ci (539-523 Ma), dans un mouvement en transtension dextre, a permis la mise en place des granites « Taourirt » (Azouni-Sekkal et al., 2003).

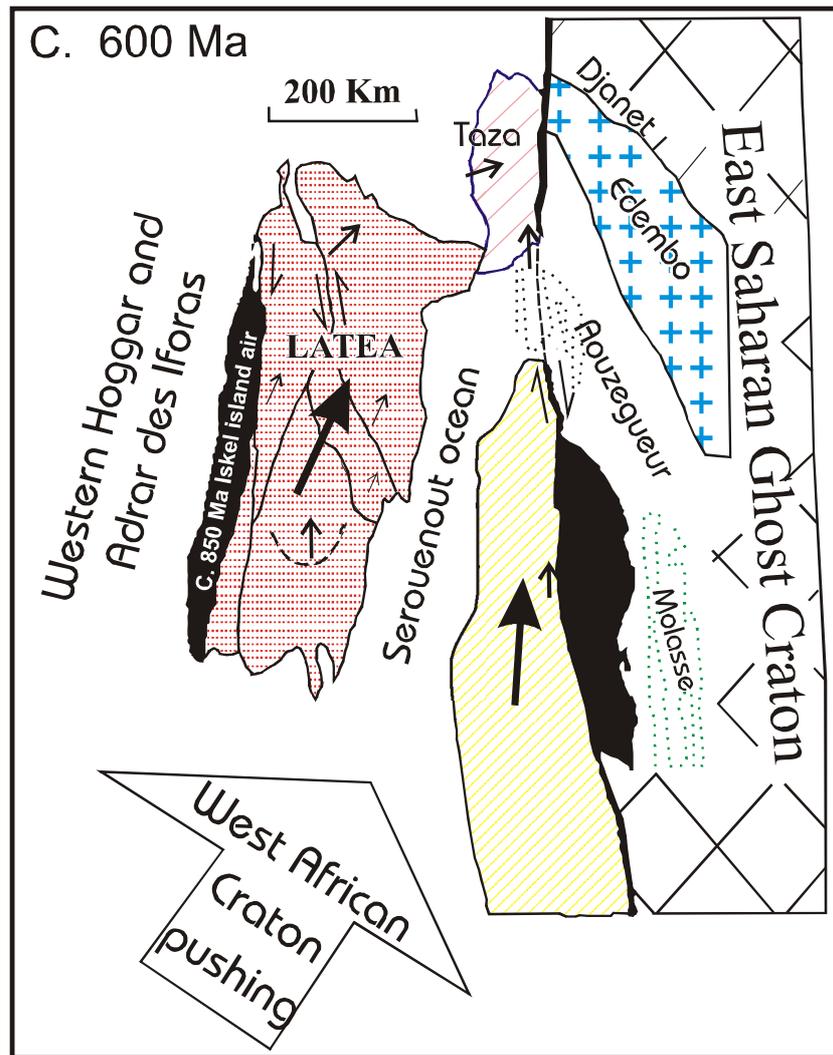


Fig. 2 : Terranes du centre et de l'est du bouclier touareg au cours de la période de post collision (600 Ma). Le métacraton LATEA est séparé du terrane Assodé-Issalane par l'océan Serouenout (Liégeois et al., 2000) les flèches indiquent les mouvements généraux des terranes.

Le terrane d'Iskel qui chevauche la LATEA n'a donc pas son propre manteau lithosphérique (figure 3). C'est un arc insulaire d'accrétion précoce (850 Ma), il forme la limite ouest des terranes du Hoggar central (Liégeois et al., 2000).

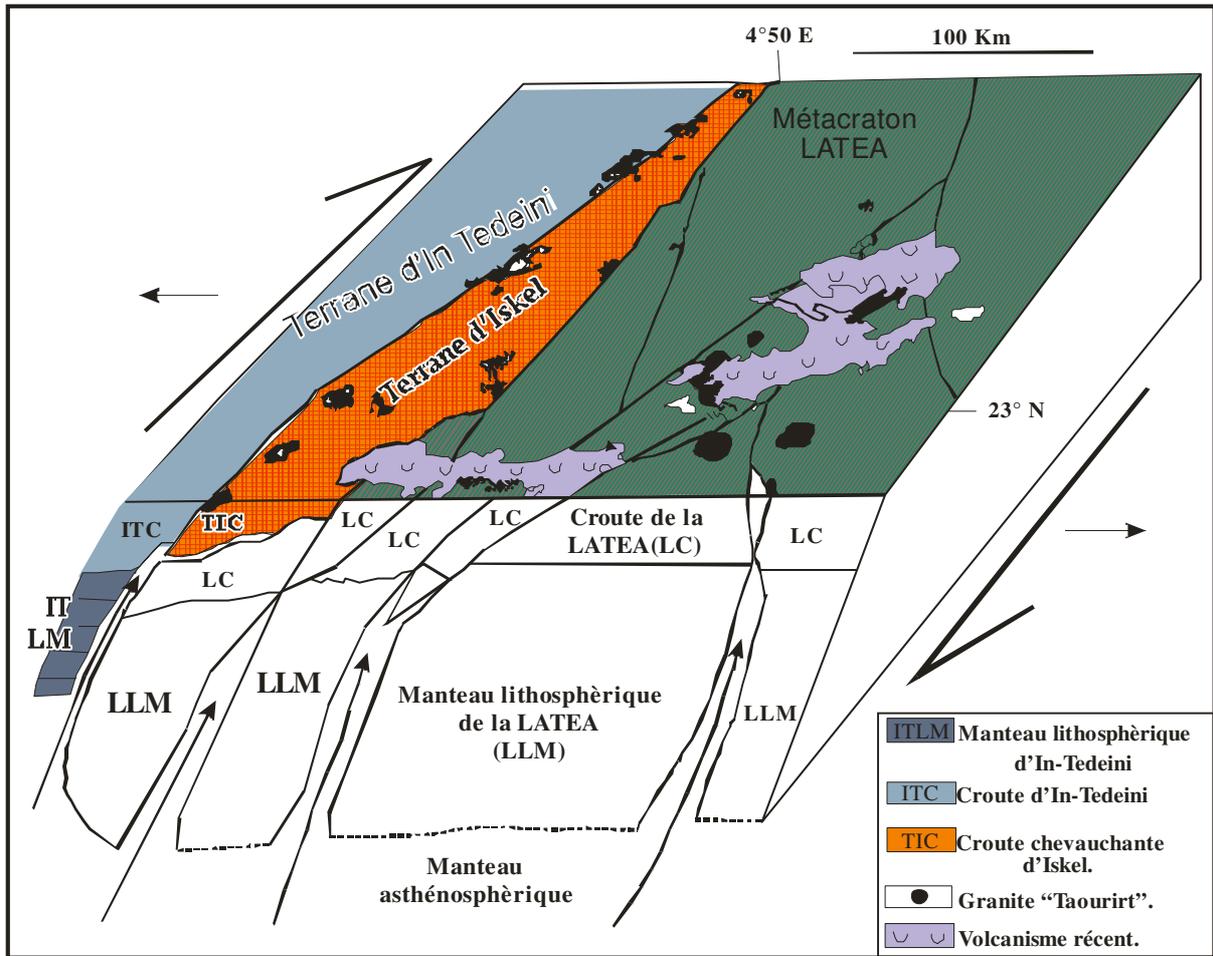


Fig. 3 : Bloc diagramme dans le Hoggar central (d'après Azzouni- Sekkal et al., 2003).

I-3-1 -2 : Le terrane d'Issalane-Assodé

Dans le schéma structural général qui découle de la carte aéromagnétique établie par Bournas et al., (2003), la zone de suture entre le Hoggar central et le craton Est Saharien constitue la limite orientale du terrane d'Issalane-Assodé. Au cours de la collision à 750 -700 Ma, ce dernier est séparé du terrane plus oriental de Barghot et ne chevauche pas le craton Est Saharien.

Le terrane d'Issalane-Assodé est formé d'un complexe gneissique à gneiss migmatiques rubanés et veinés et d'une série métasédimentaire composée de quartzites, gneiss à silicates calciques et marbres associés à des léptinites alcalines, gneiss à biotite et micaschistes, formant plusieurs séquences répétitives. Par analogie avec les régions voisines on l'attribue à la série de l'Arechoum d'âge éburnéen à 2000 Ma (Bertrand, 1974; Bertrand et al., 1978).

L'intrusion d'un leucogranite potassique d'extension régionale est considérée comme un événement tardi-métamorphique majeur. Il est interprété (Liégeois et al., 2000) comme le résultat d'une délamination lithosphérique qui fait remonter l'asthénosphère près du Moho suivi d'un effondrement de la croûte.

Le terrane d'Issalane-Assodé fut affecté par un important déplacement dextre tardi-panafricain (645- 580 Ma) le long de la « shear zone » de Raghane (limite ouest du craton Est Saharien) avec comme conséquence un métamorphisme de faciès amphibolite et l'emplacement de batholites calco-alcalins hautement potassiques. Ce mouvement cesse avec la fermeture du petit océan Serouenout et le rapprochement de la LATEA en marge passive (figure 2).

De nouvelles données (Liégeois, 2005) permettent actuellement de rattacher le terrane d'Assodé-Issalane à la LATEA telle que définie initialement.

I-3-2 : Les granites pan-africains tardifs et leur répartition

A travers l'étendue du bouclier Touareg, on rencontre des granites post-tectoniques (figure 4) avec des âges et caractères pétrographiques et géochimiques variables selon les terranes. Bonin et al. (1998) leur donnent le nom de suites post-orogéniques. Elles sont souvent alignées le long de décrochements dus à la collision panafricaine.

Selon une coupe W-E (Cheilletz et al., 1992), on rencontrera successivement :

-en Adrar des Iforas et au Nord-Ouest du Hoggar, des complexes annulaires hyperalcalins et des granites calco-alcalins circonscrits à 540-560 Ma (Boullier et al., 1986 ; Liégeois et al., 1987).

-Dans le terrane d'In-ouzal, préservé des effets de l'orogénèse panafricaine, des complexes alcalins à hyperalcalins à 530 Ma (Allègre et Caby, 1972).

-Dans les terranes d'Iskel et d'In-Tedei ni, ce sont les granites « Taourirt » typiques (Boissonnas, 1973 ; Azouni-Sekkal, 1989). Ils forment des massifs isolés ou complexes annulaires à structure concentrique, intrusifs dans des formations volcaniques et volcanoclastiques d'arc insulaire du néoprotérozoïque, plissées et métamorphisées dans le faciès schistes verts. Les âges initialement donnés de 575 ± 12 Ma et 592 ± 20 Ma (Boissonnas et al., 1969 ; Cahen et al., 1984) ont été revus (Azouni-Sekkal et al., 2003) et

considérés comme analogues de ceux des « Taourirt » du Hoggar central compris entre 539 et 525 Ma (Cheilletz et al., 1992).

-Dans le Hoggar central, la plupart des granites étudiés se situent dans le terrane de Laouni, ce sont les « Taourirt » du centre (Boissonnas, 1973). Ils sont sécants à reliefs tranchés sur leurs encaissements granitique ou gneissique. Ils sont alumineux et ont les âges les plus jeunes : 535 ± 3 Ma sur le pluton composite de l'In-Tounine (Cheilletz et al., 1972) ; 510 ± 15 Ma sur un filon de pegmatite de Rechla (datation Rb/Sr de Gravelle, 1972, in Cottin et al., 1990).

-Dans le Hoggar oriental, le peu de travaux nous donnent un seul âge repère qui est celui du pluton tardi-tectonique d'Adaf à 585 ± 14 Ma (Bertrand et al., 1978).

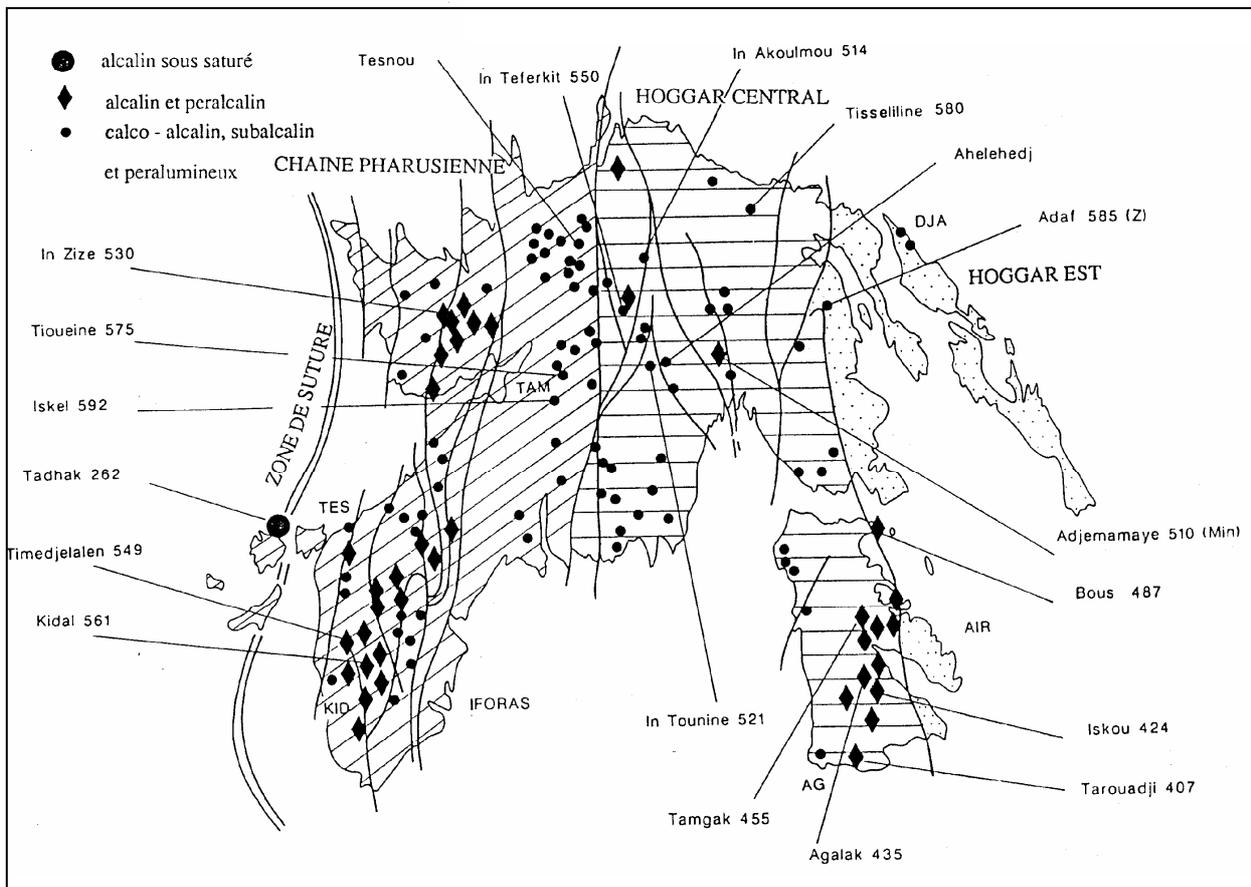


Fig. 4 : Ensembles structuraux du Hoggar, et localisation des granites post-tectoniques Panafricain et anorogéniques du bouclier Touareg (Hoggar + Adrar des Iforas + air) (D'après Bertrand, 1987).

I-3-3 : Les granites panafricains tardifs des terrains d'Iskel et de Laouni.

Dans le terrain d'Iskel, trois groupes, appartenant à deux séries bien distinctes, ont été définis sur la base des compositions minéralogiques et chimiques (Azzouni-Sekkal & Boissonnas, 1993) :

-la série alcali-calcique comprenant des monzogranites à biotite et hornblende (GI), des monzogranites syénogranites subsolvus (GIIa) et des alaskites qui sont les termes les plus évolués à albite, microcline et micas lithinifères.

-la série alcaline à syénite et granites hypersolvus métalumineux à peralcalins (GIII).

-Ces deux séries sont contemporaines et marquent une transition entre un magmatisme calco-alcalin tardi-orogénique post-collision et un magmatisme alcalin intraplaque ou anorogénique avec une contribution mantellique croissante due à la délamination lithosphérique et la remontée de la lithosphère et la remontée de l'asthénosphère (Figure 3).

Dans le terrain de Laouni, ils forment deux grands plutons composites (région de Tamanrassat), qui sont :

-L'Ahelehdj, dont la majeure partie du pluton est un granite à biotite et amphibole.

-L'In-tounine, avec un caractère plus évolué marqué par l'absence d'amphibole et sa nature alumineuse. Dans sa partie sud, il est composé de granites à biotite et de granite à cordiérite. Les rapports isotopiques élevés, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.72258$ (Moulaoum, 1988), indiquent une origine crustale.

Les granites à albite et topaze, les plus évolués, se mettent en place postérieurement à tous les autres granites. C'est à ceux là que sont liées spatialement et génétiquement les minéralisations dont il sera question dans cette étude (Bouabsa, 1987).

I-4 : Conclusion

Les événements qui se sont succédés et qui ont abouti à la configuration actuelle du Hoggar ont impliqué et généré des lithologies riches et variées. Les délaminations lithosphériques renouvelées à la fin de l'orogénèse panafricaine, notamment dans sa partie centrale, a permis des processus de fusions partielles impliquant l'asthénosphère et la croûte inférieure. Tous les derniers granites panafricains (Taourirt) portent cette signature isotopique, à la fois d'asthénosphère et de croûte ancienne (Azzouni-Sekkal et al., 2003). Ceci ne doit pas être non plus étranger à l'origine de la minéralisation de certains de ces granites.

Partie II
Etude Pétrographique

I- Etude pétrographique du magmatisme

I-1- Introduction

Ce chapitre sera consacré à l'étude de la pétrographie des différents granites Taourirts (les granites « T ») et les granites à albite et topaze (granites « AT » ou GMR) dans différents massifs (Figure 5).

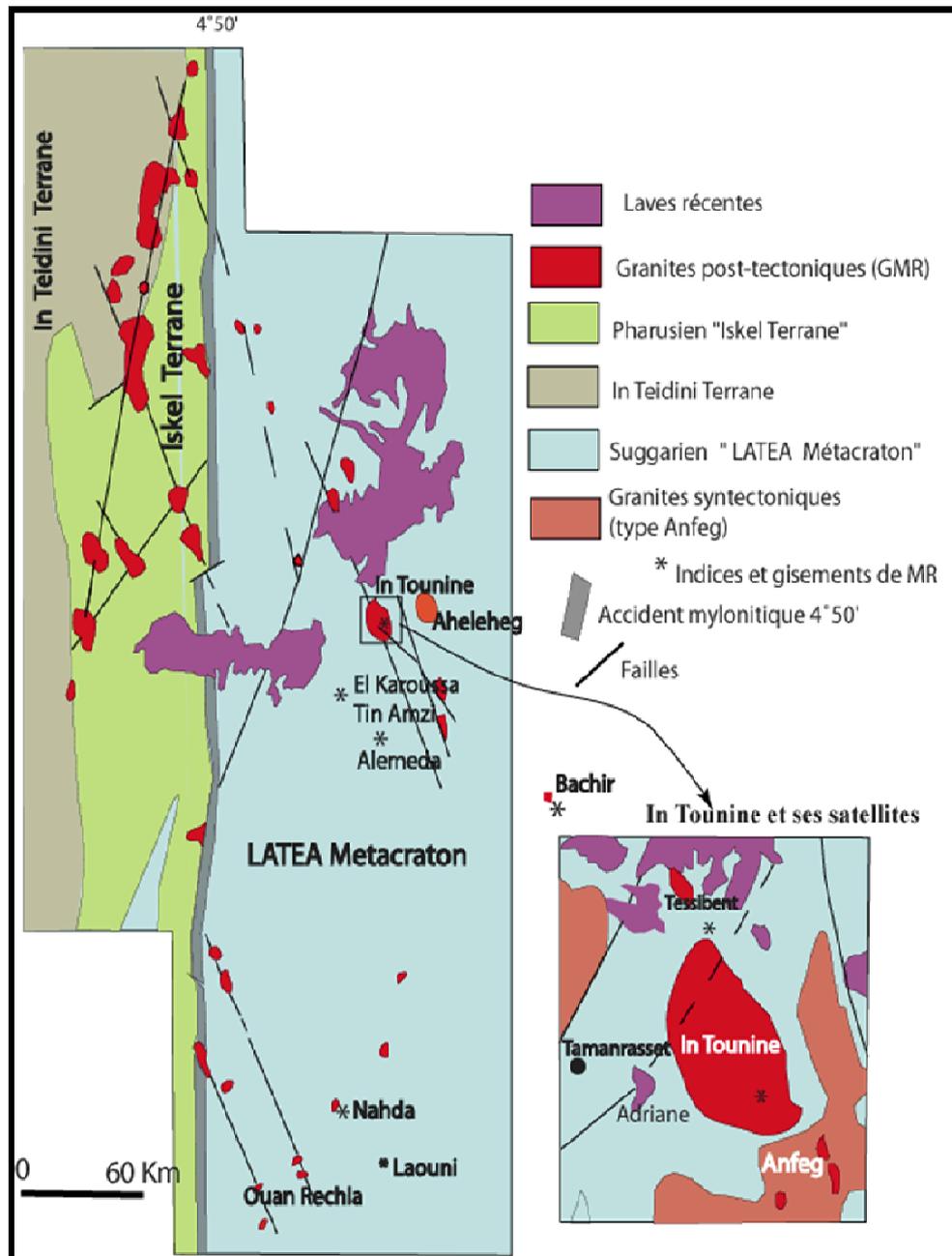


Fig .5 : Répartition des granites post-tectoniques et des minéralisations Sn-W-Ta- Nb dans le Hoggar centrale.

II-2- Présentation des massifs granitiques étudiés

II-2-1- Massif de l'In Tounine

La description du massif granitique de In Tounine est tirée essentiellement des travaux de thèse de Bouabsa (1987), Boissonnas (1973), et de Moulahoum (1988) .

II-2-1-1- Introduction

Le massif granitique d'In Tounine est situé à 15 Km à l'Est de Tamanrasset. Il présente une forme grossièrement elliptique (20Km x 12Km), allongé suivant une direction subméridienne.

M. Lelubre (1952) a été le premier à étudier le massif et à suggérer une certaine analogie avec les « Younger granites » stannifères du Nigéria.

De la même façon qu'Illy et Launey (1955), J. Boissonnas (1973) dans son étude sur les granites des Taourirts du Hoggar, fait ressortir l'ambiguïté des relations entre plusieurs types de granites. Dans le secteur SE du massif, une intrusion claire de dimensions 2km x 0,4km, qui ressort assez nettement en photo aérienne, a été distinguée.

J. Boissonnas (1973) qui a étudié en détail ce massif fait ressortir l'existence de six types de granites avec des variétés intermédiaires (Figure 6)

1-Granite grossier à biotite.

2- Microgranite porphyrique relié par des intermédiaires au granite grossier et aux variétés à albite et topaze II (partie N. du massif).

3- Granite fin à deux micas

4- Granite assez grossier (granite du Lafat)

5- Granite fin à cordièrite.

6- Granite fin à albite et topaze (secteur S-E)

- 4, 5 et 6 forment une unité distincte dans le massif appelé "Intrusion complexe du S- E".

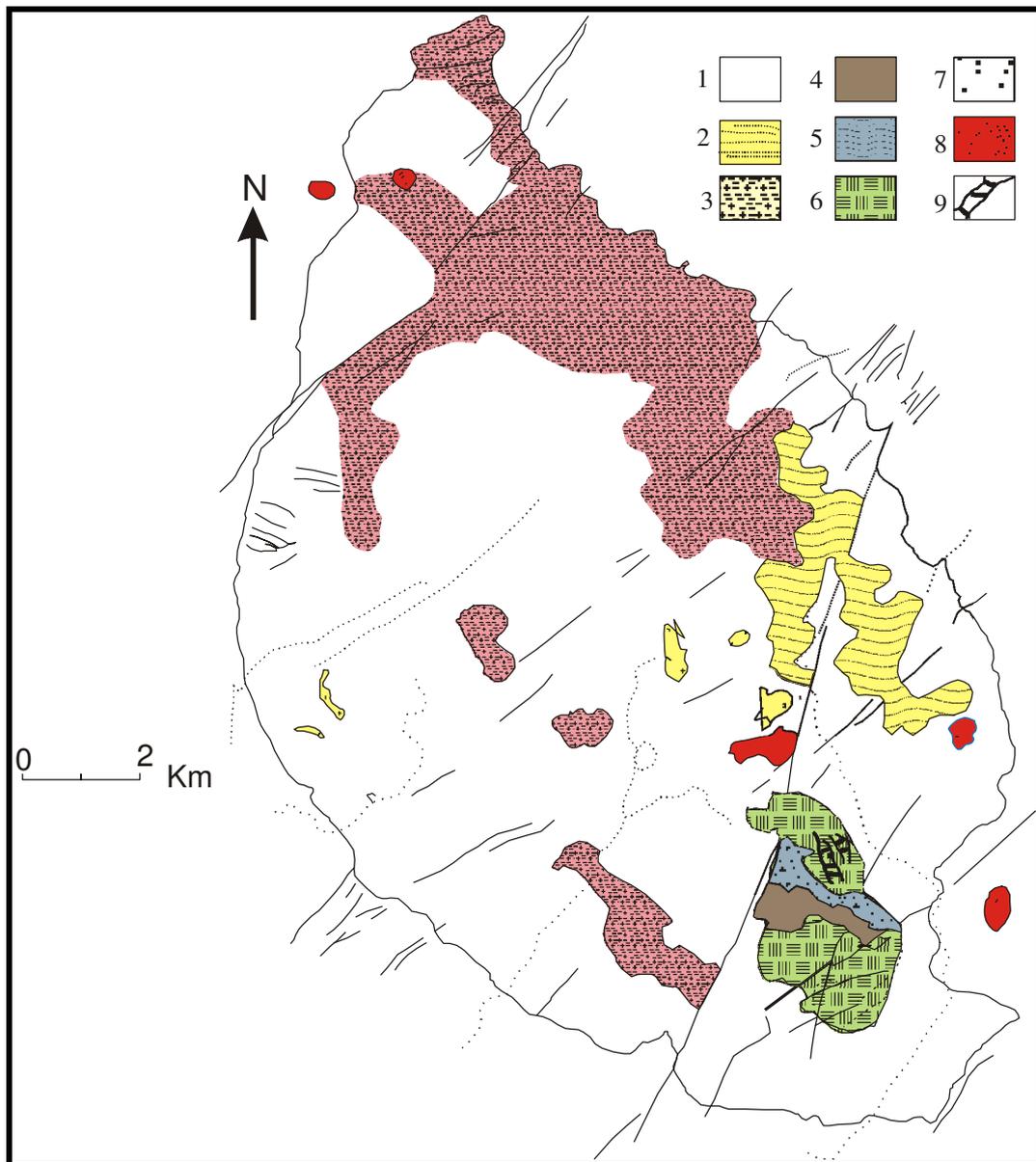


Fig. 6 : schéma géologique et structurale du massif In Tounine
(D'après Boissonnas, 1973.modifié)

- 1-Granite grossier à biotite.
- 2-Microgranite porphyrique à biotite.
- 3-Granite fin apical à topaze II.
- 4-Granite à albite et topaze « AT ».
- 5-Granite à cordiérite.
- 6-Granite à biotite à grain moyen du Lafat.
- 7-Pendentifs de gneiss.
- 8- Laves récentes.
- 9-Filons de quartz minéralisés en cassitérite et wolframite.

II-2-1-2 - Granite grossier à biotite

Les parties nord et centrale du massif sont constituées principalement par des granites grossiers, composés essentiellement de quartz globuleux ou disposé en plages polycristallines et la biotite forme souvent de petits agrégats. Le caractère porphyroïde de la roche est marqué par la présence de phénocristaux de feldspaths de couleur blanche dont la taille est d'ordre centimétrique (1cm-2cm).

II-2-1-2-A- Etude microscopique

- **Quartz** : essentiellement en plages polycristallines xénomorphes à extension roulante et inclusion d'individus de feldspath et de mica.
- **Feldspath potassique** : très perthitique est en plages rectangulaires maclées carlsbad.
- **l'oligoclase zoné** : (22 à 30%An) en cristaux subautomorphes allongés ou trapus.
- **Les myrmékites** : sont occasionnellement présentes au contact du feldspath alcalin.
- **Biotite** (+/- chloritisée): brun foncé à vert brunâtre est souvent interstitielle, elle renferme beaucoup d'inclusions de zircon (ph2, Pl I), d'apatite, d'allanite et des opaques (essentiellement ilménite).(ph 3, Pl I).
- **Fluorine** : se présente en cristaux xénomorphes (ph 1, Pl I) ou corrodant l'oligoclase.

II-2-1-2-B - Les variations apicales

Dans la partie nord de In Tounine, ce granite montre des variations apicales à grain fin, composées essentiellement de quartz, albite, feldspath potassique et micas peu colorés en brun clair + muscovite, avec de la topaze qui se développe aux dépens de l'albite. Dans les facies intermédiaires, les granules de fluorine s'exagèrent en grandes plages. La variation de composition minéralogique est progressive et s'accompagne d'une réduction de la granulométrie.

Le granite moyen a la même composition minéralogique que celle du granite grossier (quartz, oligoclase, feldspath potassique et biotite).

Le granite à grain fin situé au toit de l'intrusion jalonnée de pegmatites sub-horizontales est à quartz, albite, feldspath K, biotite décolorée, muscovite et topazeII. (Voir photos 1 et 2).

II-2-1-3- Le microgranite porphyrique à biotite

Ce faciès ressort très bien sur la photo aérienne grâce à sa patine sombre ; il forme généralement des empilements de boules noires et lisses (voir Photo 3).

La roche de couleur généralement grise à rose pâle est caractérisée par sa structure microgrenue et l'abondance de phénocristaux de feldspath. Ces derniers, de couleur blanche, varient de 0,2cm à 0,5cm. La biotite a tendance à se grouper et forme des agrégats pouvant parfois atteindre 0,5 cm.

II-2-1-3- A- Etude microscopique :

Les phénocristaux, très abondants, présentent les caractères suivants :

- **Quartz** : en grosses plages polycristallines à extinction roulante et inclusion de biotite et plagioclase.
- **Feldspath potassique**: il est perthitique et à inclusions de biotite et plagioclase.
- **Plagioclase** : en cristaux automorphes allongés, souvent altérés et fracturés. Il est fortement séricitisé .

La matrice : très finement grenue, est composée d'une association de quartz, FK, plagioclase et biotite.

- **Minéraux accessoires** : apatite automorphe abondante, grosses allanites zonées, zircons souvent zonés, probablement thorite et monazite (voir spectre).
- **Minéraux secondaires**. Ils sont représentés par les minéraux suivants : chlorite, épidote, muscovite, séricite, fluorine et minéraux opaques (ilménite).

II-2-1-4- Granite fin à deux micas :

Granite fin de couleur rose à grisâtre. On distingue de petits grains de quartz globuleux souvent groupés, et le mica en agrégats.

II-2-1- 4-A- Etude microscopique

- **Quartz** : en petites plages polycristallines xénomorphes, à extinction roulante.
- **Feldspath potassique**: en cristaux subautomorphes à xénomorphes maclés Carlsbad, à inclusions de quartz, mica, et plagioclase.

- **Plagioclase** : (An₄- An₁₅) en petites lattes souvent zonées, fracturées et fortement séricitisées surtout au cœur.
- **Biotite** : de couleur brun à marron, parfois verdie ; en lamelles déchiquetées, elle est soit disposée en petit agrégats, soit interstitielle.
- **Muscovite** : essentiellement secondaire, mais une origine primaire peut être envisagée ; elle s'observe alors en lattes isolées automorphes et en position interstitielle. Ces caractères indiqueraient selon certains auteurs (Lameyre, 1966 ; Miller et al. 1981) le caractère magmatique du minéral.
- **Minéraux accessoires** : Ils sont représentés par l'apatite et le zircon, probablement monazite, inclus dans la biotite.
- **Minéraux secondaires** : ils sont représentés par la chlorite, l'épidote, le mica blanc (séricite, muscovite), fluorine, rare topaze, et minéraux opaques (ilménite) (Tableau 1).

Tableau 1 : Compositions chimiques des Ilménites (Analyses à la microsonde)

Eléments	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	ZnO
Moyenne	0.03	51.76	40.49	5.15	0.03	0.00	0.00

Granite grossier porphyroïde à biotite d'In Tounine

Eléments	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MnO	MgO	Cr ₂ O ₃	ZnO
Moyenne	0.034	48.13	45.25	3.48	0.01	0.00	0.00

Microgranite porphyroïde apical (d'In Tounine)

II-2-1- 5- Le granite du Lafat

Sa composition minéralogique est comparable à celle du granite intermédiaire situé au N-E du massif ; elle montre :

- **Plagioclases** : zonés (An₂₀ à An₂₈)
- **Biotites** : brun verdâtre avec des recristallisations bordières vert clair.
- **Feldspaths K** : en grands cristaux perthitiques et maclés carlsbad.

- **Quartz** : globuleux à extinction roulante présentant des contacts francs avec les feldspaths K.

II-2-1- 6- Granite fin à cordiérite

Ce granite se localise parfois au contact du granite à albite et topaze. Il est essentiellement constitué de :

- **Quartz** : subautomorphe avec parfois des associations micropegmatitiques.
- **Feldspath K** : peu perthitique et maclé carlsbad.
- **Oligoclase** : bien zoné pouvant atteindre le pôle andésine.
- **Biotite** brune en lattes plus ou moins muscovitisées et chloritisées
- **Cordiérite**, rarement fraîche associée à la biotite et à des gouttelettes de quartz formant ainsi des nodules. La frange blanche est uniquement constituée d'une association feldspathique ; en dehors des nodules, la cordiérite est absente dans la roche.

II-2-1- 7- Granite fin à albite et topaze « AT ou GMR » (granite de la boutonnière) (voir photo 3)

Ce granite affleure dans la partie Sud du massif sous forme d'une petite intrusion aux limites nettes mais irrégulière (Figure 7). Il occupe une sorte de couloir déprimé de dimensions réduites (2 Km sur 0,4 Km). Sa couleur claire le fait ressortir sur les photos aériennes d'où le nom de boutonnière attribué par les géologues du BRMA.

II-2-1- 7-A- Etude microscopique

La roche est essentiellement constituée d'albite, quartz, feldspath K., mica lithinifère et topaze (ph 1-a, pl II).

- **Le quartz** en plages monocristallines globuleuses montre une tendance automorphe nette voire parfois franchement automorphe à extinction franche ou légèrement onduleuse. Il renferme de nombreuses lattes d'albite (ph 1-b, pl II) en inclusion ainsi que de rares paillettes de micas légèrement colorées en brun pale, parfois verdâtre. La symétrie hexagonale peut être soulignée par des cristallites d'albites, micas et niobo-tantalates disposés concentriquement .

- **L'albite** (An < 2%) se présente en lattes automorphes de taille moyenne remplie d'inclusions aciculaires (topaze); ou globuleuse; elle montre parfois un prolongement cristallographique dépourvu de ces inclusions; quelques albites de petite taille et finement maclées associées au feldspath K. peuvent être observables (ph 3,pl III).

- **Le feldspath potassique** apparaît généralement sans forme caractéristique ou très rarement automorphe, sans macle apparente, avec des perthites réduites à l'état de rares taches maclées albite. Il présente un caractère tardif et comble les vides laissés entre les cristaux d'albite; toujours très pigmenté, souvent il entoure et semble corroder les cristaux d'albite (ph 2,pl III).

- **Le mica**, très légèrement coloré en brun pale se présente en plages plus ou moins automorphes possédant un pléochroïsme faible (brun pale à incolore); ces micas riches en Lithium et fluor (« Bouabsa (1987); Kasraoui 2000) répondent aux caractères des protolithionites (Hall 1971) (ph1-c,pl II). L'intensité de la coloration s'accroît dans les auréoles brunes développées autour des inclusions radioactives de zircon et/ou monazite. Une muscovite à caractère secondaire, à aspect blastique borde le mica brun clair ou se développe aux dépens du feldspath K.

- **La topaze**, très fréquente dans ce faciès. Se présente en cristaux automorphes renfermant des inclusions d'albite; ses limites avec le quartz sont rectilignes, alors qu'au contact des feldspaths K. elle montre des couronnes de quartz réactionnel.

La topaze montre parfois un aspect fragmenté et résiduel qui ne laisse subsister que rarement ces formes losangiques. Elle peut être très fracturée avec développement de séricite et/ou muscovite le long des microfractures. Une topaze secondaire en fins granules se développe aux dépens des albites (phénomène surimposé de topazification). .

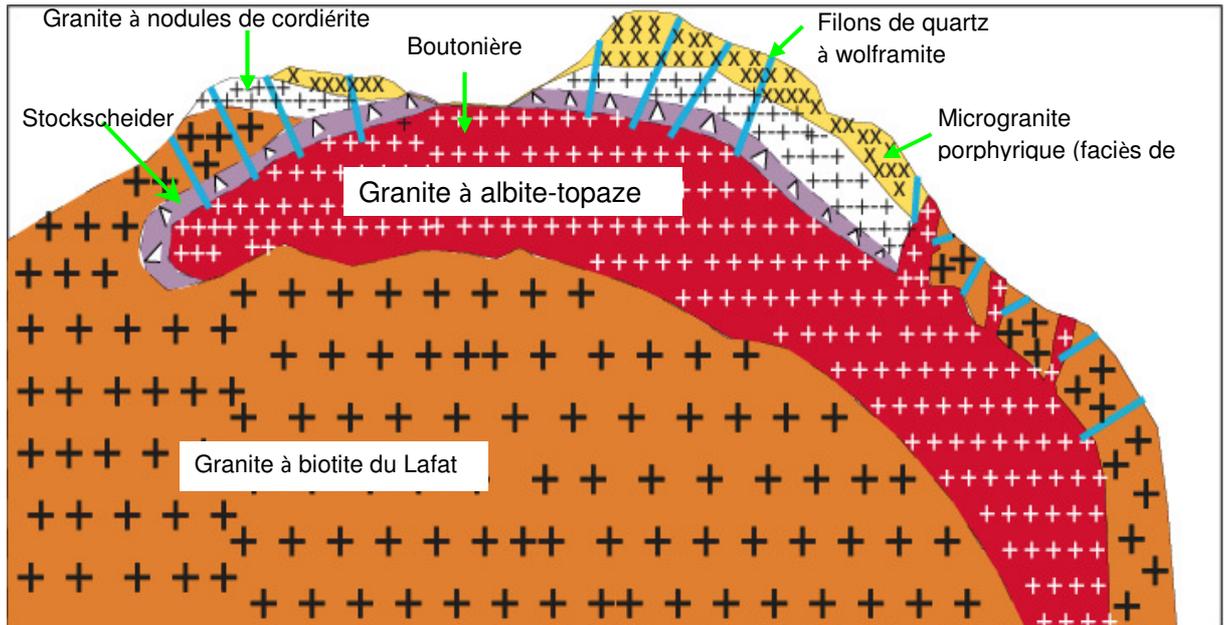


Fig 7 : Coupe interprétative au Sud d'In Tounine (Bouabsa, 1987)

II- 3- Conclusion

Les trois premiers faciès ont une minéralogie très semblable, mais diffèrent seulement par leur texture. Comme nous l'avons déjà signalé précédemment, le granite grossier à biotite est le faciès principal et occupe un volume important de l'intrusion. Le microgranite porphyrique à biotite et le granite fin à deux micas constituent les zones apicales du massif In-Tounine et correspondraient à une différenciation du faciès grossier.

Le granite fin à albite-topaze se distingue nettement des autres faciès aussi bien sur le terrain où il forme une entité repérable, que par sa composition particulière. Nous pensons donc qu'il est l'expression d'une venue magmatique franchement postérieure à l'ensemble du pluton.

II - 4 - La coupole granitique de Hannana (Figure 8)

Le pointement granitique de Hanana est situé à une vingtaine de kilomètre au Nord Est de Tamanrasset, sur la route menant au site touristique de l'Assekrem.

Il se localise au nord de la terminaison du massif de l'In-Tounine formée d'ailleurs d'un granite albitique évolué (le Takecherouet), Hanana semblant en être une apophyse (Boissonas, 1973). Les gneiss encaissants aux alentours de la coupole sont parsemés de petits filonnets à cassitérite et wolframite. Le pointement, tout proche complètement greisenisé de Hananère est aussi remarquable (Figure 9).

C'est un dôme aux contours elliptiques de 240m sur 100m . Il est constitué d'un granite à grain fin de couleur rose clair. Une pegmatite de bordure de type « stockscheider » sépare le granite de son encaissant. (ph 2,pl II)

Le stockscheider et le granite à biotite sont greisenisés, témoignant de la grande activité des fluides hydrothermaux. Des pegmatites filoniennes intra granitiques affleurent ça et là.

Enfin, des filons et filonnets minéralisés en cassitérite et wolframite et à épontes greisenisées forment un véritable stockwork et recoupent tous les faciès précédents.

Ils sont discontinus, d'épaisseurs variables de 2 à 20 cm. La minéralisation y est irrégulièrement répartie.



Fig. 8 : Carte géologique de la région de Hanana (Bouabsa ,1987)

II-4-A- Etude pétrographique

Sa composition minéralogique est identique à celle des faciès décrits précédemment, (granite du S – E de In Tounine), " macroscopiquement ces granites présentent une texture fine ; cependant quelques différences méritent d'être citées :

En plus des grosses lattes d'albite chargées en inclusions, on remarque un développement important de petites lattes d'albite limpide finement maclées et d'aspect très frais, dépourvues d'inclusions, s'entrecroisant les unes après les autres ; elles contribuent à donner à la roche sa texture particulière . Ces lattes d'albite peuvent être incluses dans le quartz, la topaze et la protolithionite.

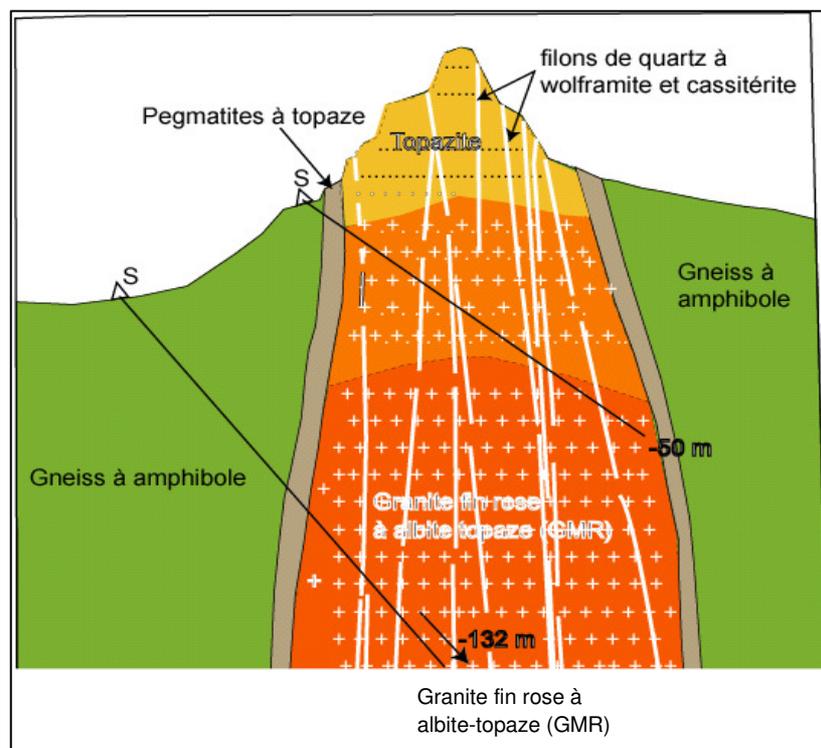


Fig .9 : Coupe interprétative dans la coupole de Hananère (d'après sondages EREM 1975)

II- 5- Etude des filons de microgranite porphyriques "AT"

II-5-1- Gisement de Tim Amzi-El Karoussa (30 km au sud de Tamanrasset).

La coupole granitique de Tin-Amzi a été mise en évidence vers 100m de profondeur. La campagne de sondages inclinés de la SONAREM (1973) ainsi que les carottes récupérées, ont permis de reconstituer sur une coupe schématique le dispositif de ce que l'on peut appeler gisement de Tin-Amzi (Kesraoui & Verkaeren, 1998 ; Kesraoui *et al.*, 2000) (Figure 10).

La coupole est sensiblement allongée dans une direction subméridienne, ce qui lui conférerait une forme elliptique. Elle est constituée d'un granite à topaze et protolithionite dont le toit a subi une forte greisenisation, et, à environ 150m de profondeur, d'un granite à topaze et muscovite s'emboîtant dans le faciès précédent. Nous remarquerons qu'aucune pegmatite de type « stockscheider », pouvant séparer les différents granites à topaze de leurs encaissants, n'est signalée dans les logs des sondages.

Au dessus de la coupole, à l'affleurement, on peut suivre des filons de microgranite porphyrique à topaze et muscovite. Ils suivent, sur une centaine de mètres, deux directions principales N10° et N160° avec un pendage vertical et des épaisseurs variables de 0,9 à 10 m.

Ils semblent s'enraciner dans les granites de la coupole, mais les données disponibles ne nous permettent pas d'établir une relation temporelle entre ces deux formations.

Le gisement de Tin-Amzi, lui-même, est constitué, en surface, d'une dizaine de zones minéralisées formées de filons quartzeux à wolframite et cassitérite (Kesraoui, 1990). Ces derniers s'enracinent dans le granite à topaze et muscovite. Il s'agit d'un remplissage de fractures orientées généralement N-S.

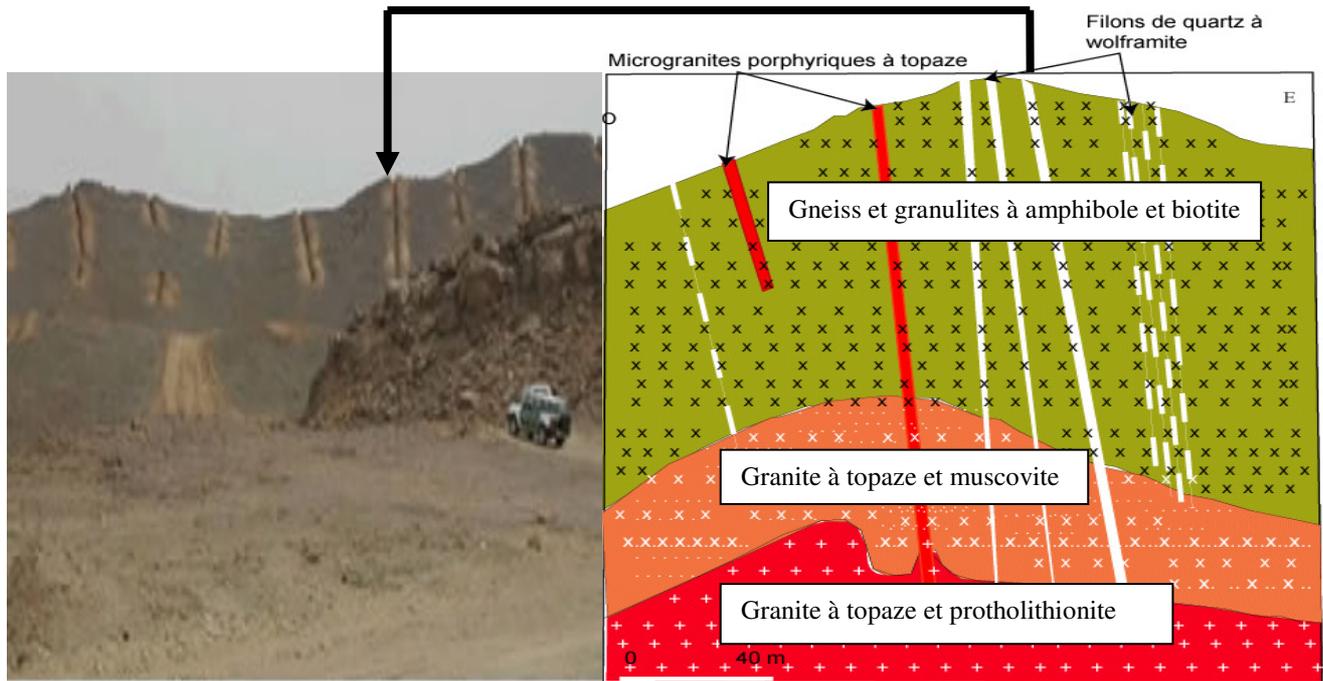


Fig .10 : Coupe interprétative dans la coupole de Tim Amzi (EREM 1971 et Kasraoui 2000)

II-5-2- Gisement d'Aléméda (50 km au S-SE de Tamanrasset)

Bouabsa (1987) a étudié deux filons sub parallèles, situés au nord de la faille d'Aléméda, ces filons présentent une puissance plus réduite que celle des précédents (< 6m) ; leur orientation est N35° E avec un pendage subvertical. Ils présentent les mêmes caractéristiques macroscopiques et microscopiques que ceux de Tin Amzi.

II-6-2-A- Etude microscopique

La composition minéralogique est la suivante :

- Les phénocristaux (ph.1, 2, 3 ; pl.III)

Albite

Feldspath K.

Quartz, topaze et protholithionite

- La matrice : est essentiellement quartzo-albitique avec feldspath K., mica et topaze subordonnée.

- **L'albite :**

On peut reconnaître plusieurs générations d'albite :

- **Les phénocristaux**, généralement groupés, sont automorphes, présentent des macles polysynthétiques complexes avec occasionnellement l'association "albite-ala" .

Le cœur est plus ou moins séricitisé et contient du feldspath K. qui peut se compliquer en une succession zonale d'albite et de feldspath K.

- **Une albite**, en petites lattes limpides et finement maclée dépourvue d'inclusions forme la plus grande partie de la mésostase.

- **Une albite** secondaire, se développe le long de microfissures dans des géodes.

- **Le feldspath potassique**

Il se présente en grands cristaux pigmentés en brun, montrant le quadrillage caractéristique du microcline, très rarement la macle de karlsbad. Les perthites sont abondantes, en veines ou en plages coalescentes maclées albite et se développent indifféremment à partir du cœur ou en bordure du minéral. Cette redistribution de la phase sodique peut être l'expression d'un phénomène d'albitisation (ph 2, pl.III) (Charoy 1970). Parfois le feldspath K. continue à croître et moule ainsi les cristaux d'albite de la mésostase ; on note l'absence de myrmékites réactionnelles.

- **Le quartz**

Il se présente sous deux aspects :

- **Des phénocristaux** en plages monocristallines à contours géométriques bien définis et à extinctions onduleuse, rarement franche. De nombreuses inclusions d'albite parfois corrodée par le feldspath K., de mica brun foncé et de rares aiguilles de topaze peuvent être incluses dans le quartz. Il peut également présenter des surcroissances qui englobent alors les minéraux de la matrice ; cette surcroissance peut se marquer par l'alignement de baguettes aciculaires de topaze.

- **En plage dentéiforme** finement cristalline et constituant l'essentiel de la matrice avec l'albite.

- Le mica :

Plusieurs générations de mica peuvent être reconnues :

- Mica I : En petites lattes rectangulaires brun foncé à verdâtre sont uniquement présentes en inclusion dans le quartz.

- Mica II ou protolithionite :

Très comparable à celle des granites "AT ", elle se présente en larges lattes rectangulaires isolées ou groupées, souvent déformées, fracturées, flexueuses avec extinction roulante et remplies d'inclusions radioactives. Cette protolithionite peut être bordée par une frange muscovitique à contour blastique.

- Mica III :

Il est représenté par la séricite qui envahit les feldspaths K. et les albites. Elle est micro à crypto cristalline, rarement bien cristallisée (muscovite).

- La topaze :

On peut distinguer plusieurs types correspondant à des générations différentes :

- La topaze I : Se présente en phénocristaux automorphes à section hexagonale millimétrique bien développée (ph.1 pl III) ; à extinction franche rarement onduleuse. Elle renferme beaucoup d'inclusions :

. De petites lattes d'albite

. De monazite et de zircon

. Très fines aiguilles ou cristallites de colombo-tantalite

Une fluorine xénomorphe, tardive semble corroder la topaze. Les parties périphériques de la topaze sont anormalement chargées en globules quartzeux soulignant les figures de croissance de celle-ci.

- La topaze II : Se présente en fines aiguilles tapissant toute la masse du microgranite elle est surtout très développée au niveau de la matrice ou dans les albites (ph 2, pl IV).

Deux origines sont possibles :

- origine magmatique.
- origine hydrothermale.

Ce type d'inclusions qui se trouvent dans les albites a fait l'objet de plusieurs études, notamment pour les granites du Portugal pour les quels Wilhelm (1977) a pu déterminer la nature de ces inclusions (topaze essentiellement) grâce à des micros prélèvement et des études aux RX ; dans ces études ce même auteur considère les inclusions comme un héritage magmatique (magma silicaté alumineux piégé dans les cristaux de feldspath et qui cristallise sous forme d'inclusions). Leur répartition homogène dans les cristaux nous conduit à préférer l'hypothèse du caractère précoce. Les cristaux de la matrice seraient dus davantage à l'effet de trempe (refroidissement rapide).

- **La topaze III** : est en grains émoussés isométriques de forme globuleuse corrodant les albites de la mésostase.

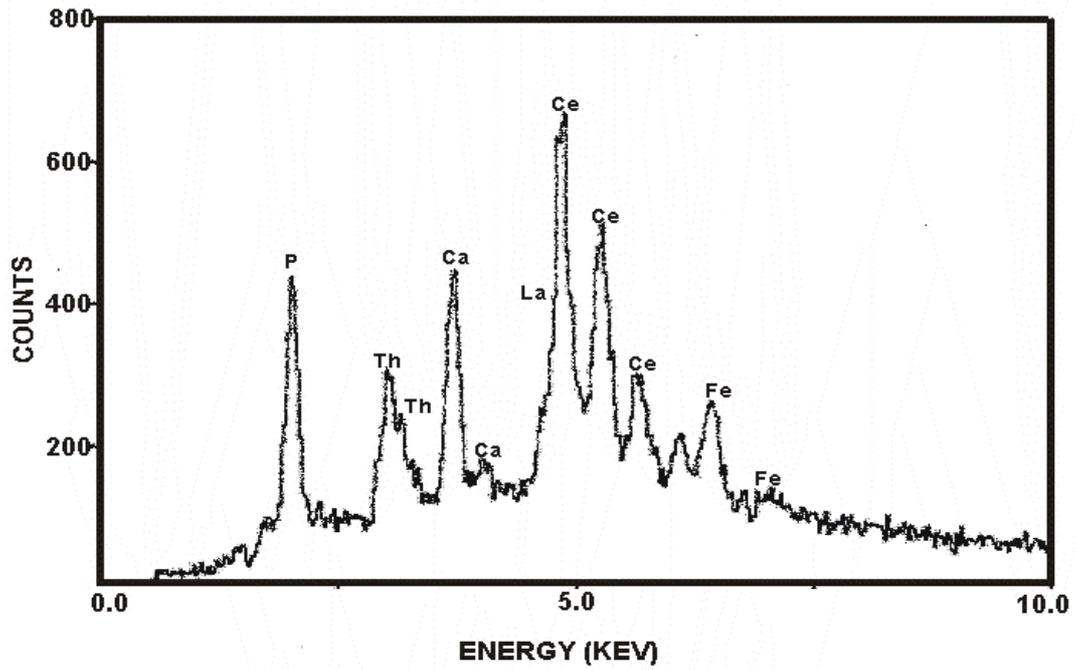
Finalement on peut dire qu'il y a trois générations de topaze :

- La topaze I précoce et franchement magmatique.
- La topaze II, postérieure à la topaze I, cristallise avec les minéraux de la matrice.
- La topaze III post magmatique.
- **La fluorine** : est en plage xénomorphe corrodant la topaze et la protolithionite en développant un halo pléochroïque.

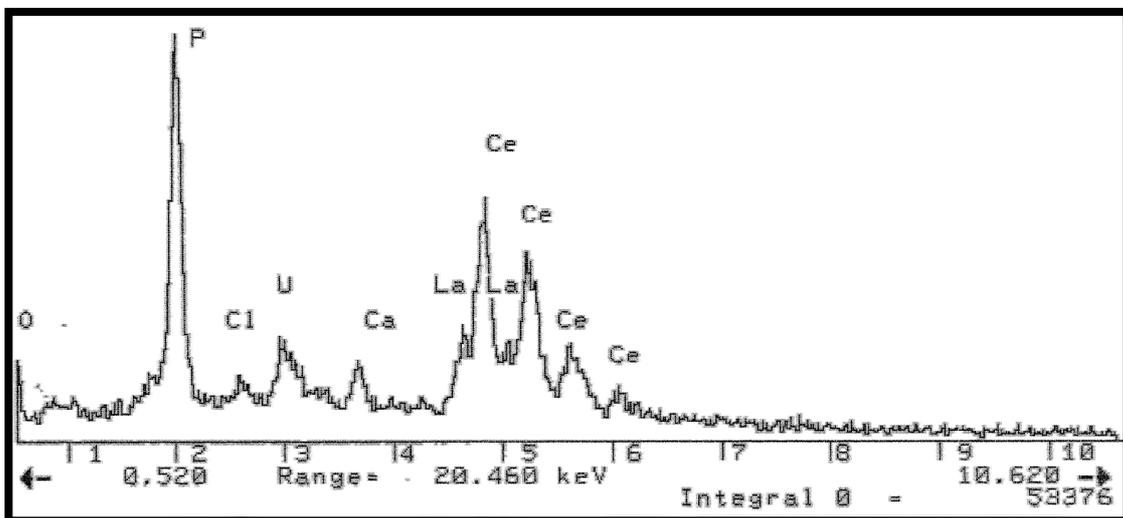
- Les minéraux accessoires

Les granites AT et leurs équivalents hypovolcaniques présentent la même association de minéraux accessoires.

- **La monazite** : très abondante en cristaux allongés, rarement xénomorphe ou en inclusions microscopiques, se trouve surtout incluse dans la protolithionite avec développement d'un halo pléochroïque brun foncé. Une monazite associée à la fluorine présente un caractère secondaire en poussant dans des géodes comblées ultérieurement par la fluorine. (Voir spectre 1 et 2)



Spectre 1: monazite thorifère



Spectre 2 : monazite sans thorium

- **Le zircon** : Il est moins abondant que la monazite, se présente en petits cristaux allongés, toujours en inclusion dans la protolithionite (ph2,pl I).

- **La colombo-tantalite** : en cristaux aciculaires montre un fort pléochroïsme (brun pâle à opaque), elle peut être incluse dans le quartz, la topaze ou le mica avec développement de halo pléochroïque au contact de ce dernier.

II-7- Conclusion

Les granites de Hanana (à grain très fin) formeraient les parties apicales et sommitales ; tandis que les filons de microgranite porphyrique « AT » représenteraient les expressions hypovolcaniques filoniennes (apophyses) du granite très spécialisé et différencié. Les granites de la Boutonnière seraient à des niveaux intermédiaires.

III- Les différents types d'altérations hydrothermales observées :

Aux épontes des veines minéralisées en cassitérite et/ou wolframite, la paragenèse primaire de la roche encaissante (granito-gneiss, granite « T », granite et microgranite « AT ») est fortement modifiée par une succession d'altérations deutériques ou hydrothermales qui, dans certains cas favorables, peuvent montrer la disposition zonaire suivante :

-Microclinisation : consiste en un remplacement des plagioclases par le feldspath potassique. Ce phénomène très localement développé se limite aux faciès granitique ou microgranitique « AT ».

-Albitisation : elle succède en général à la microclinisation précoce et se caractérise par l'envahissement des feldspaths potassique par l'albite qui présente souvent la texture en « chess-board »(ph 3, pl III) . (Starkey, 1959 ; Smith, 1974) .

-Greisinisation (planche V) : le mot « greisen » est un ancien terme de mineurs saxons ; il correspond à un assemblage de micas (muscovite, micas-Li, et biotite) et de quartz avec accessoirement tourmaline, topaze, fluorine ;.....accompagné d'une minéralisation dite de « départ acide » (Sn-W, essentiellement).

La nature du greisen issu dépend de :

-La nature de la roche saine

-La fracturation.

1-Pour les greisens à caractère fissural on observe trois types :

1-a-Greisen quartzo-micacé à topaze

1-b-greisen quartzo-micacé : les proportions quartz/micas sont variables, on peut même noter la présence de greisen uniquement à zinnwaldite plus muscovite aux épontes des filons quartzeux minéralisés en cassitérite et wolframite dans le secteur minier d'El Karoussa.

1-c- greisen quartzo-micacé à fluorine avec un seul greisen diffus représenté par la topazite de Hananère

2-La nature de la roche mère est déterminante pour les greisens :

2-a- greisens issus des granites et microgranites « AT »

2-a-1- **greisen à protolithionite et topaze** : ils sont composés de :

-quartz I : automorphe avec reliques d'albite.

-Micas I : avec inclusions radioactives.

-Topaze I : en phénocristaux automorphes.

La texture microgrenue porphyrique pour les uns et grenue pour d'autres semblent donc caractériser un greisen issu par altération hydrothermale filoniens. (Ph.1, 2. Pl V).

Toutes ces évidences texturales montrent que le quartz, la protolithionite et la topaze magmatiques sont assez peu affectés tandis que le reste des minéraux de la roche primaire a été remplacé par une association néoformée variable, à quartz, muscovite, topaze et fluorine subordonnée.

b-greisen massif à quartz et topaze (lorsque la topaze est abondante, on aboutit au greisen quartzo- topazifère qu'on peut qualifier de topazite ou silexite comme la topazite de Hananère (ph 9, pl V).

2-2- greisens issus des granites anciens et /ou granito-gneiss : ils sont soit à topaze, à fluorine ou uniquement quarto-micasé



Photo 1 : Pegmatite litée du nord d'In Tounine



Photo 2 : vue détaillée (feldspath potassique en dent de cheval)



Photo 3 : Affleurement du granite « AT » de la boutonnière (Sud In Tounine)

PLANCHE I

Aspects microscopiques des granites « T » d'In Tounine

Photos 1 : Aspect d'un feldspath chargé en inclusion de fluorine (ObjX10).

Photos 2 : Aspect d'un zircon dans le granite « T »

Photo 3 : Aspect général montrant la texture grenue des granites « T »

Photo 4 : Granite à albite-topaze de la Boutonnière avec les Miaroles

PLANCHE I

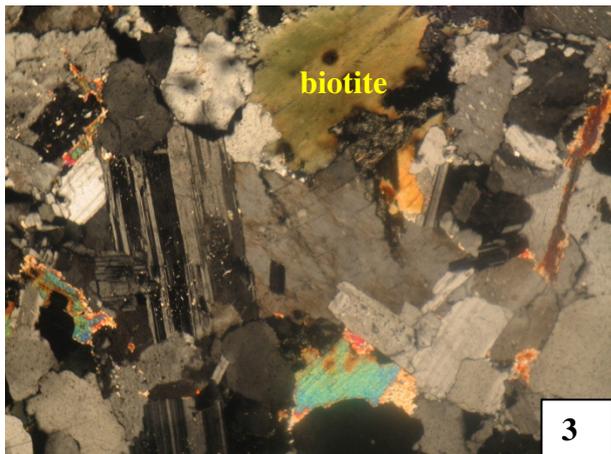
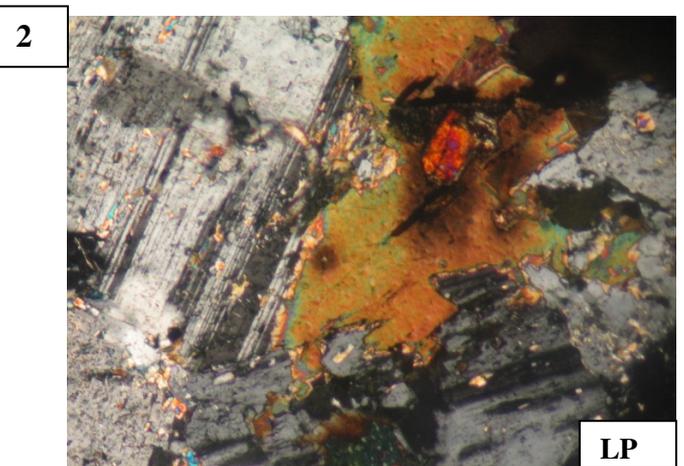
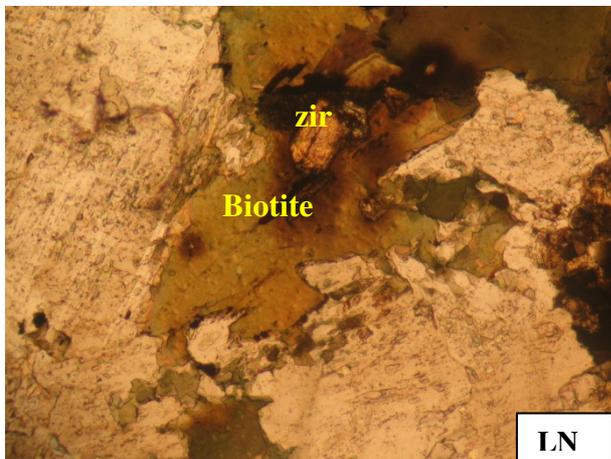
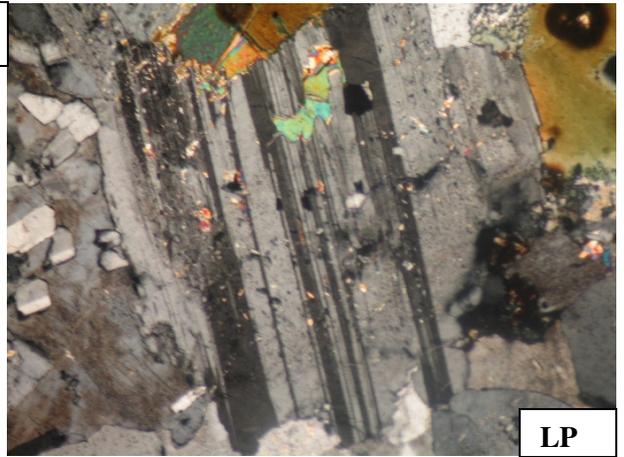
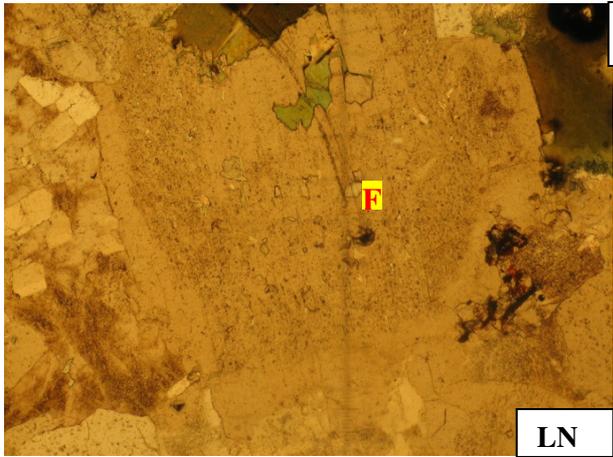


PLANCHE II

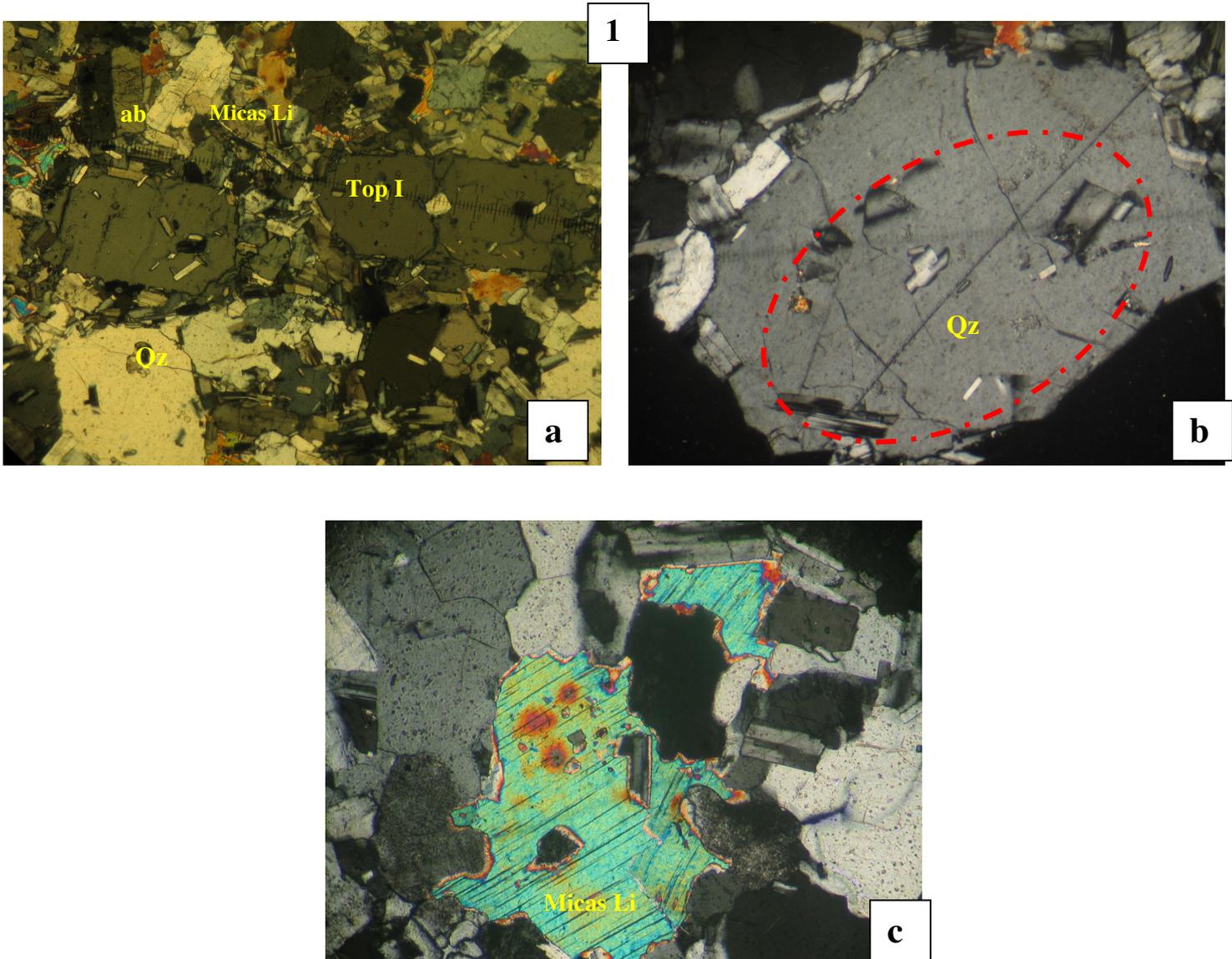


Photo 1 (a,b,c) : Aspect microscopique du granites « AT » de Hanana

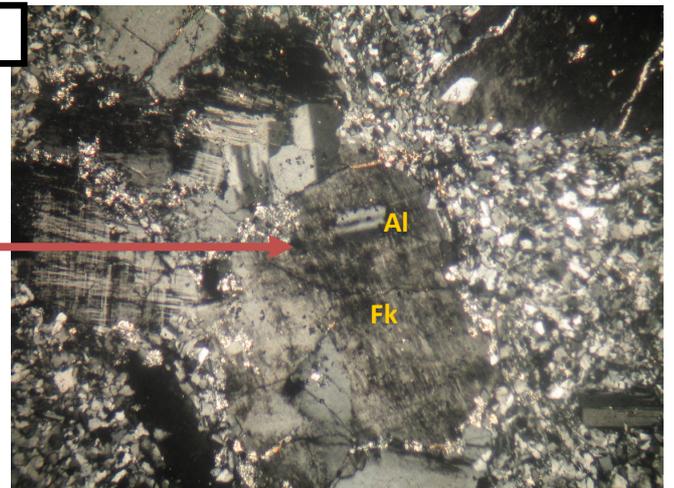
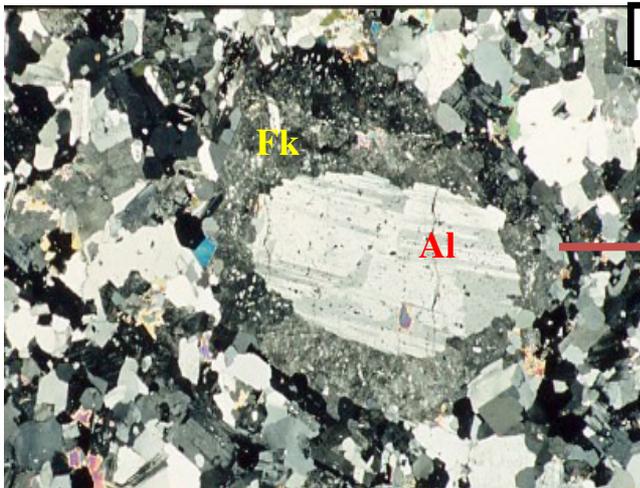
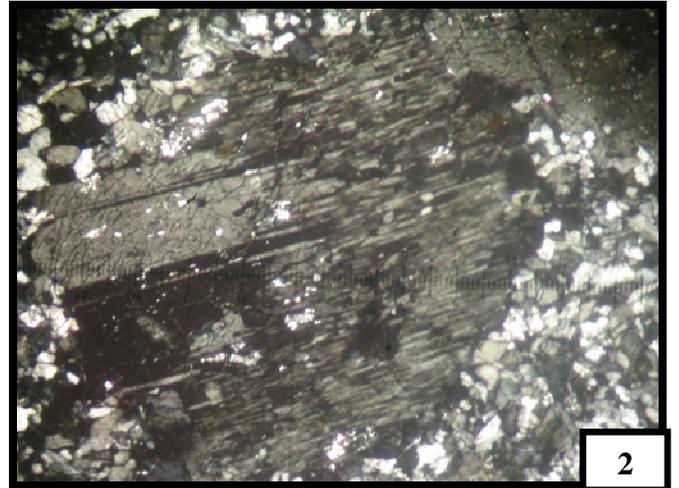
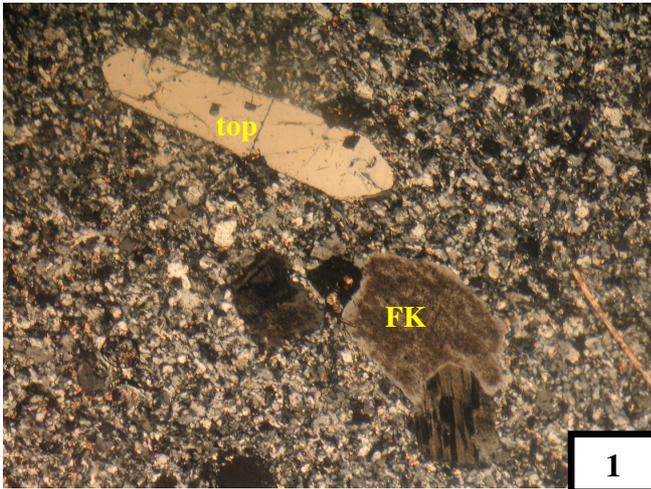
a : Aspect microscopique du granite à Albite et topaze (Obj X5).

b : Aspect d'un quartz subautomorphe à texture « Snow-ball » (Obj X10).

c : Aspect des protolithionites chargées en inclusions radioactives (monazite thorifère) (Obj X10).

PLANCHE III

Aspects microscopique des filons de microgranites porphyrique « AT » El-Karoussa et Aléméda



Premier stade

Deuxième stade

Photo 1: microgranite « AT » : les phénocristaux de topaze et de feldspaths potassique sont très abondants. (Obj X5) (Le feldspath potassique à aspect trouble)

Photo 2: Albite présentant la texture en « chess-board » caractéristique du phénomène d'albitisation (Obj X10)

Photo 3 : microclinitisation : le feldspath K a envahi et corrode l'ensemble du minéral (phénomène d'altération) (Obj X10).

PLANCHE IV

Phénomènes d'altérations observés

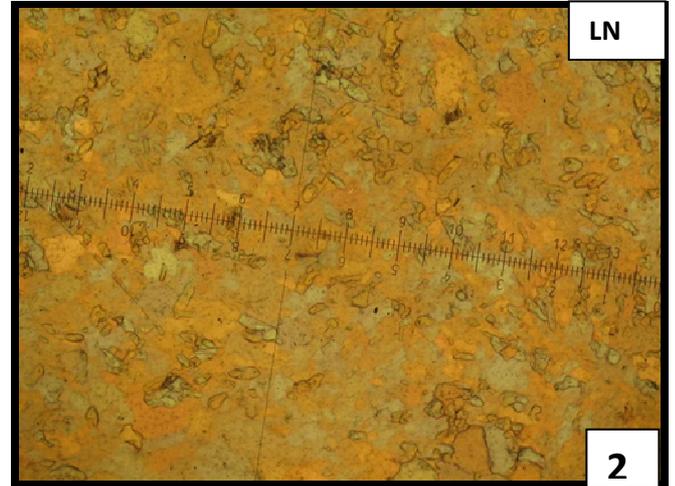
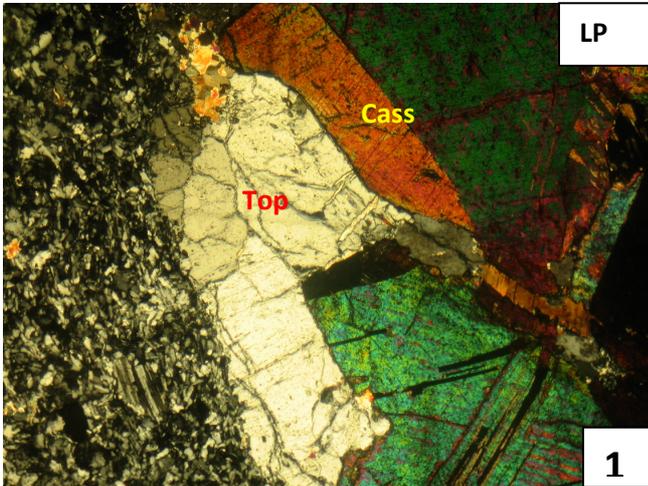


Photo 1: phénomène de topazification du microgranite « AT » (Obj 10).

Photo 2 : Cristaux de topaze II liés à l'altération hydrothermale se développant aux dépens des albites de la mésostase (Obj10).

PLANCHE V

Aspect microscopique des greisens à protolithionite et topaze

Nord In Tounine

Photo 1 : Greisen à topaze -cassitérite issu du granite à grain fin.

Photo 3: greisen à muscovite + fluorine issu du granite "T" à grain fin. (Obj X5).

Tim Amzi

Photo 2 : Greisen issu du microgranite porphyrique

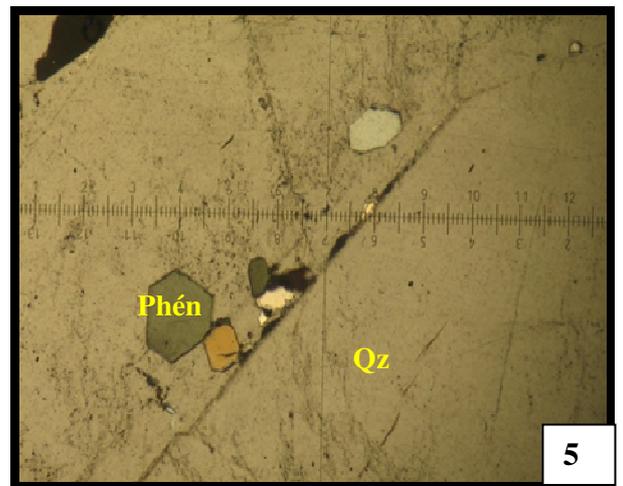
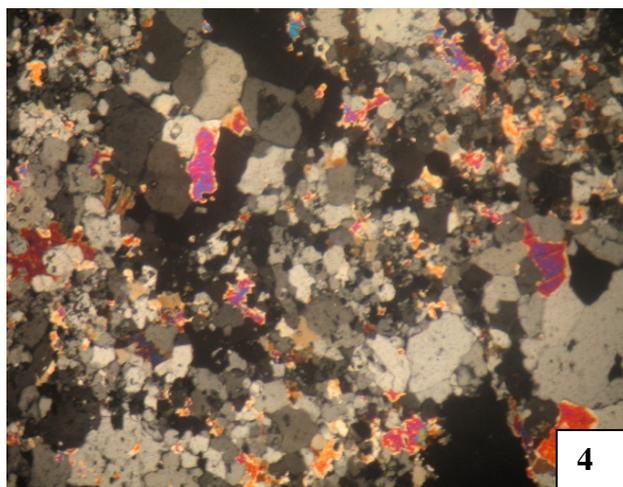
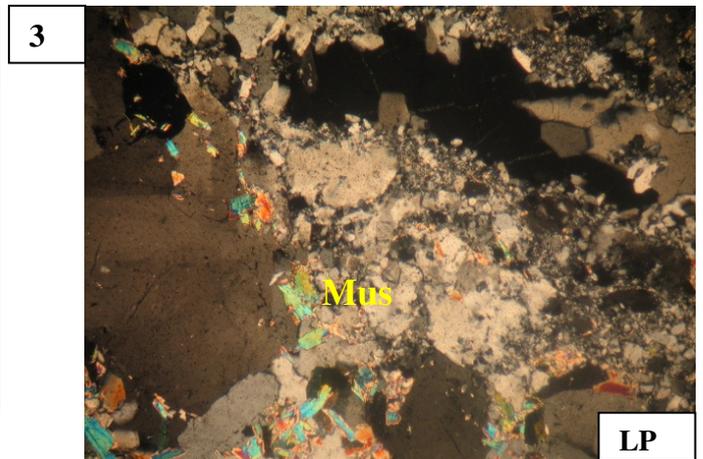
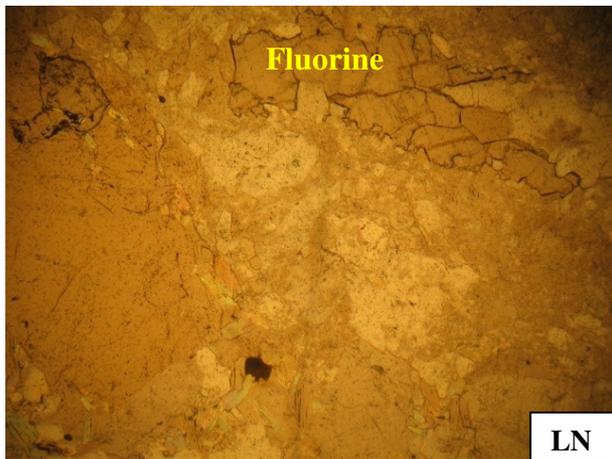
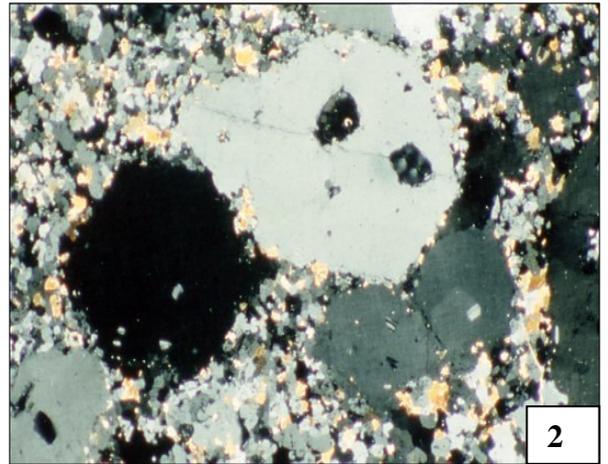
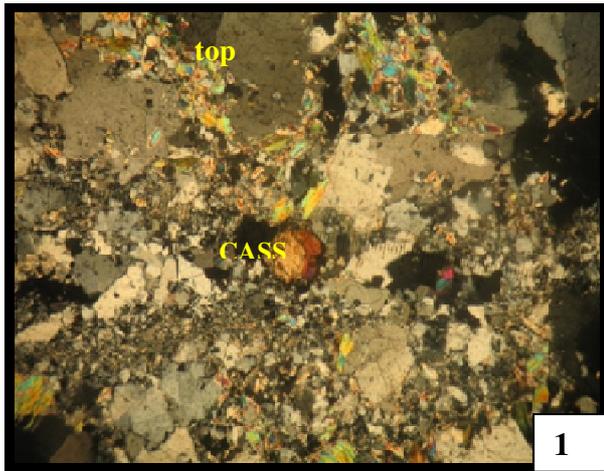
Hanana

Photo 4: greisen à protolithionite et topaze, minéralisé en cassitérite-wolframite (la texture microgrenue porphyrique conservée) (Obj X5).

Aléméda

Photo 5: aspect microscopique d'un quartz géodique chargé en inclusions fluides + phénacite .

PLANCHE V



Partie III
Etude de la Minéralisation Sn-W

Partie I : Géologie du Hoggar central

I- Les principaux indices à Etain et Tungstène

I-1-Introduction

A part l'or et l'uranium qui sont les principaux métaux du Hoggar, l'étain et le tungstène peuvent être considéré comme économiquement représentatifs. Accessoirement, on trouve également du niobium, du tantale ainsi que des traces de cuivres. Au Hoggar Central la minéralisation stannio-wolframifère la plus intéressante se concentre dans des filons quartzeux à épontes greisenisées (Tin Amzi-El Karoussa, in Tounine, Hanana, Ahelehedj et Aléméda) ou en dissémination dans les greisens fissuraux (Hanana et Aléméda) et les greisens diffus (Hananère). Une minéralisation stannifère sans intérêt économique se trouve également disséminée dans les granites et microgranites "AT".

I-2-Situation géographique des indices et gisements d'étain et tungstène étudiés :

Quatre indices et gisements ont fait l'objet de cette étude (Figure 11) :

- In Tounine (gisement Tiftazounine)
- Tin Amzi – El Karoussa
- Aléméda
- Hanana, Hananère

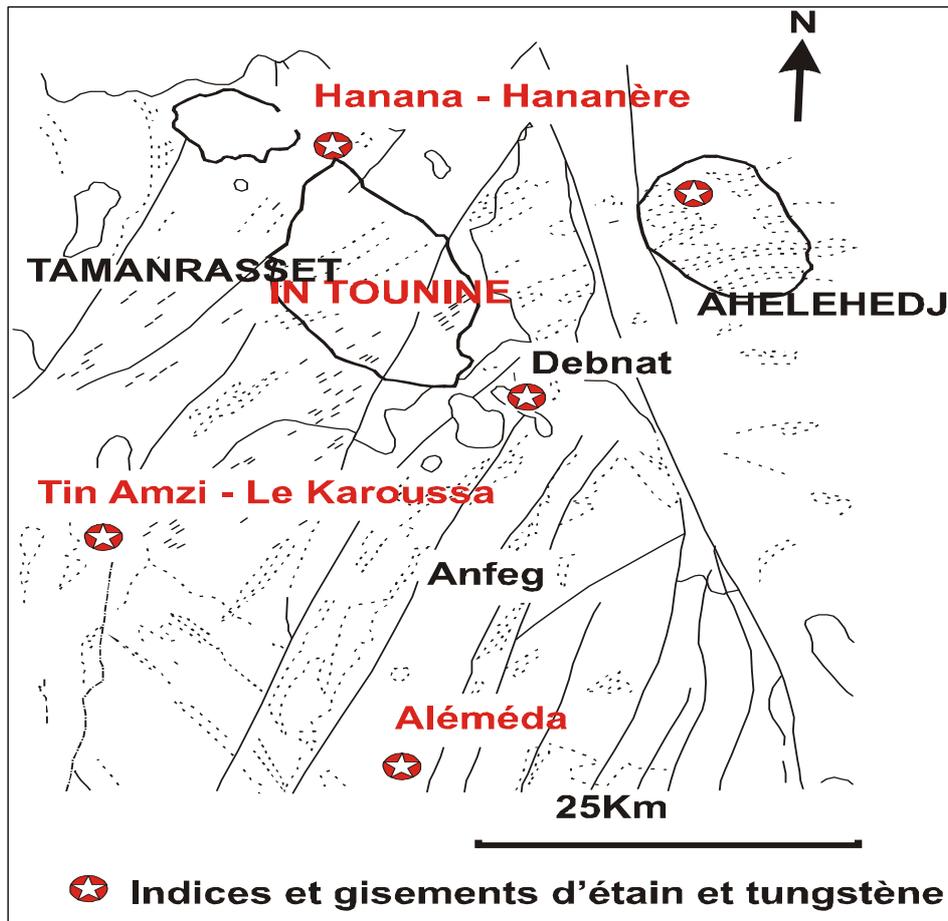


Fig .11 : Localisation du secteur étudié

I-2-A-Gisement d'In Tounine

Ce gisement est situé à 15 km à l'Est de Tamenrasset. Les travaux de l'E.RE.M. (1969, 1971, 1973, 1975) divisent ce secteur en deux parties :

- Gisement Tiftazounine .
- Chantier Taheleg

I-2-A-1-Le gisement Tiftazounine

La cassitérite et la wolframite sont pour l'essentiel présentes dans des veines quartzieuses aux épontes greisenisées dans les granites du Lafat, le microgranite du toit, le granite à cordiérite et le granite commun porphyroïde. Le gisement est divisé en quatre zones formant un système filonien complexe :

- a- La zone filonienne principale
- b- La zone intermédiaire
- c- La zone occidentale
- d- La zone diagonale

a- La zone filonienne principale

Elle constitue le corps minéralisé le plus important du gisement ; sa longueur est de 1300m, sa puissance moyenne est de 0.56 m ; orientée à N 165°, elle présente un pendage sub-vertical (85° vers le S-W). Au nord, elle est limitée par la faille d'Assaren ; au sud, elle se ramifie et s'amincit graduellement. La partie centrale de la zone est la plus riche ($WO_3 + Sn = 1\%$) sur une puissance de 1.85 m. Cette zone a été étudiée en profondeur jusqu'à 170 m par des sondages ; outre la wolframite, le filon renferme aussi de gros cristaux de topaze (10 cm) bleu vert ainsi que des " nids " de cassitérite en remplissage de vacuoles, de cavités et de fissures.

b- Le filon occidental

Il s'étend sur 600 m une direction constante de 140°N et un pendage de 80° vers l'Ouest ; au S-W il se raccorde à la zone principale. Ce filon présente des ramifications disposées en relais avec une minéralisation mixte dans sa branche S-E. Cette zone filonienne qui a une puissance de 0.3 à 0.35 m a été reconnue en profondeur jusqu'à 140 m ; la teneur en WO_3 varie entre 0.52 et 1.85%.

c- Le filon intermédiaire

Il est situé à 25 m à l'est du filon principal qu'il suit parallèlement après l'avoir recoupé ; sa longueur est de 1200 m, mais seule sa partie nord présenter un réel intérêt économique. Quelques sondages prouvent l'extension verticale de la minéralisation jusqu'à 180 m de profondeur : la puissance moyenne est de 0.40 m avec des teneurs en $WO_3 = 0.51\%$ et $Sn = 0.22\%$.

d-Le filon diagonal

La longueur de la zone la plus intéressante est de 260 m avec une puissance de 0.60 m, de direction 150°N et pendage sub-vertical. La minéralisation est extrêmement hétérogène comme le montre les teneurs : $WO_3 = 0.05$ à 7% ; $Sn = 0.02$ à 1.6%.

I-2-A-2- Le chantier Taheleg

Il est situé à 2 km au S-E gisement Tiftazounine ; la minéralisation (W – Sn) s'exprime pour l'essentiel dans des veines quartzeuses sous forme disséminée ; elle déborde rarement dans les greisens d'éponte ; l'orientation des filons est N 125° avec extension latérale de 100 à 400.

Ce secteur minier est divisé en deux zones :

a- La zone nord

Elle est présentée par des filons de quartz aux épontes greisenisées encaissées dans le granite grossier courant ; la puissance des filons est variable entre 5 cm et 50 cm, les parties les plus riches du filon sont les parties centrales et S-E avec des teneurs moyennes en $WO_3 = 0.46\%$ (exceptionnellement 3.6%) et $Sn = 0.16\%$.

b-La zone sud

Située à 50 m au Sud de la précédente, elle s'étend sur 100 m et présente une structure et une composition comparable à celle du nord ; les filons de quartz sont plus minces. La minéralisation la plus riche est rencontrée dans la partie médiane du filon en WO_3 atteignant 2.25% ; la teneur moyenne est de 0.66% en WO_3 et 0.14% en Sn pour une puissance cumulée moyenne de 0.60 m.

L'ensemble des filons minéralisés est constitué de grandes plages de quartz à extinction onduleuse ; la wolframite en lattes ou baguettes de quelques centimètres dispersées ou disposées perpendiculairement aux épontes du filon montre parfois des déformations plus ou moins importantes ou des fractures remplies de quartz gris bleuté.

I-2-B-Le gisement de Tin Amzi – El Karoussa

Il est situé à 35 km au Sud de Tamenrasset et a été découvert en 1971 par l'E.RE.M..

Il occupe une superficie de 12 km² recoupée par Tin Amzi. Les principales zones quartzeuses minéralisées forment un champ filonien sub méridien ; la puissance et l'orientation des filons sont variables :

-Les filons principaux peuvent atteindre une puissance de 10 m surtout dans leur partie centrale à minéralisation plus importante, leur orientation varie entre N 25° et N 35° avec des pendages sub – verticaux.

-Les filons d'épaisseur plus réduites (< 0.30 m) forment souvent les ramifications aux deux extrémités des filons majeurs ; ces filonnets ont des orientations variables qu'on peut classer en deux familles :

- La première famille entre N 50 et 70° et des pendages sub-verticaux.
- La deuxième famille de N-S à N 10° et des pendages toujours sub-verticaux.

Les travaux de l'E.RE.M. ont montré l'existence d'une dizaine de zones de filons et filonnets de quartz qui forment un champ filonien très complexe. La minéralisation a été reconnue jusqu'à 200 m de profondeur par sondage.

I-2-B-1-Répartition de la minéralisation

La minéralisation stannio – wolframifère s'exprime pour l'essentiel dans des filons de quartz aux épontes greisenisées, rarement dans des greisens filoniens ou granite greisenisé ; elle peut être en veinules ou filonnets de quelques centimètres recoupant le microgranite « AT ».

I-2-C--Les indices d'Aléméda

Dans ce secteur la minéralisation, représentée surtout par la cassitérite, semble disséminée dans des greisens filoniens orientés globalement N-E, sub-verticaux et de puissance variable allant jusqu'au mètre et quelquefois plus. Elle est rarement visible à l'œil nu et se localise dans des filonnets de greisens quartzo micacés (à quartz dominant) ou préférentiellement aux épontes des greisens micacés à fluorine et en association étroite avec la muscovite.

Les travaux de l'E.RE.M. (1977) ont été surtout orientés vers les « porphyres de quartz » (ce que nous avons appelé microgranite porphyrique) et les greisens qui leur sont associés.

Les microgranites appartiennent à la même famille que les granites d'Anfeg (ils montrent la même minéralogie) qu'on trouve à l'est de cette même région. Les gros filons de greisens à fluorine ne présentent pas de minéralisation (Bouabsa, 1987). Par contre des veinules de muscovite et de quartz minéralisées en cassitérite recoupent ou suivent l'orientation des ces greisens (Photo 4)

Des filons de microgranite porphyrique « AT » sont présents à l'est de la zone minière, et témoignent de la présence de granite spécialisé (GMR) en relation avec ce cortège filonien minéralisé.

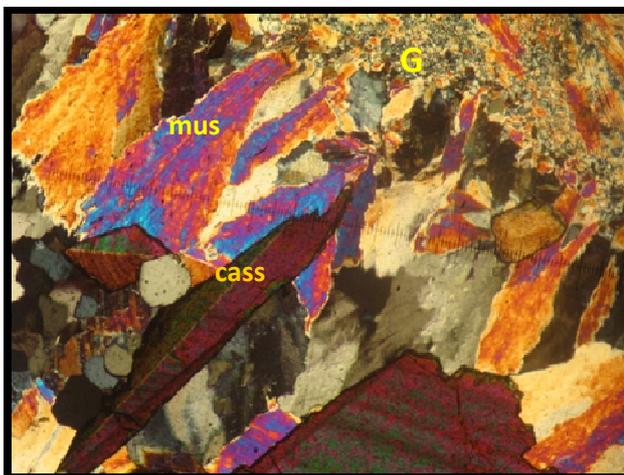


Photo 4 : cassitérite recoupant le greisen à muscovite d'Aléméda

I-2-D -Les indices de Hanana et Hananère

I-2-D-1-Le Stockwerk de Hanana (Photo 5)

Il est représenté par de nombreux filons de quartz aux épontes greisenisées et par des filons de greisens à topaze et protolithionite ou des veinules réticulées (cf Karoussa – Tin amzi) à cassitérite et wolframite. Les filons de quartz et greisens sont peu puissants (0.05 à 0.15 m pour les veines quartzieuses et jusqu'à 0.5 m pour les greisens) et court (70 à 100 m). Ils débordent rarement du stock granitique (granite « AT ») dans lequel ils sont encaissés et présente une orientation globale N-E (très rarement N-W) ; la wolframite est comparativement rare par rapport à la cassitérite.

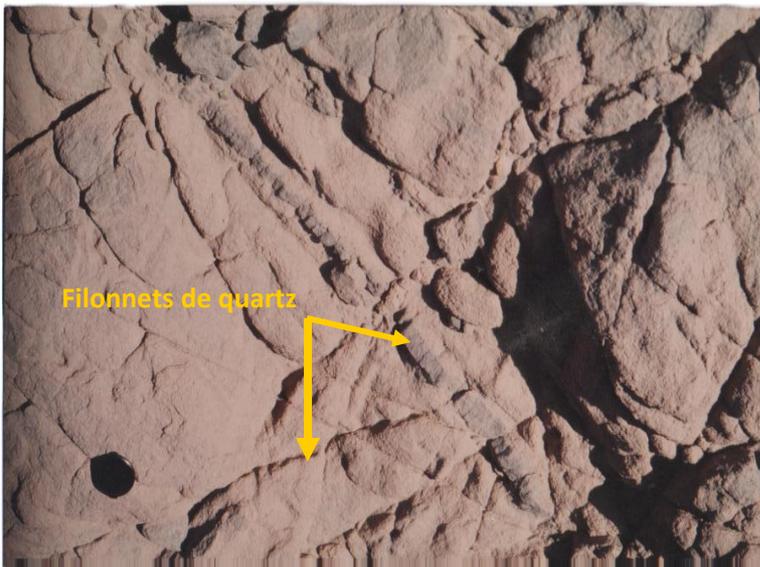


Photo 5 : Aspect du stockwerk développé dans la coupole de Hanana

I-2-D-2-La coupole greisenisée de Hananère

La minéralisation en cassitérite se présente en « nids » disséminés dans le greisen, ainsi qu'à l'intersection des fractures à remplissages quartzieux diversement orientées ; la taille de ces nids est de 1 à 3 cm. La wolframite est rare est jalonne essentiellement des fractures plus tardives.

Partie II : Minéralisation en cassitérite et wolframite

II- Expression de la minéralisation

Les différents systèmes minéralisés peuvent être classés en trois groupes :

A- Minéralisation disséminée dans les granites et microgranites "AT".

B- Minéralisation disséminée dans les greisens diffus (apicaux).

C- Minéralisation contrôlée par des fractures à remplissage de quartz ou greisen (la plus importante économiquement).

II-1-Minéralisation associée aux phases magmatiques :

Dans les faciès "AT" la cassitérite doit être considérée comme un minéral accessoire omniprésent ; elle se présente en cristaux isolés ou groupés développant un halo pléochroïque au contact de la protolithionite. Ce halo peut être dû à la présence d'inclusions radioactives de colombo-tantalite (cf Perez 1985) ; en effet des minéraux opaques aciculaires peuvent être observés dans la cassitérite, et qui peuvent être à l'origine du halo pléochroïque ; les clivages de la protolithionite sont déformés au contact de la cassitérite.

Dans les granites "AT", la cassitérite, franchement automorphe ou en masse xénomorphe à aspect dentelé, est systématiquement liée à la protolithionite.

Au contraire de la cassitérite, la wolframite n'a jamais été observé dans les faciès "AT". Par contre une minéralisation niobo-tantalifère est toujours présente dans ces granites.

Le stockscheider ne semble pas contenir de minéralisations stanno-wolframifère, mais il est très riche en niobo-tantalite.

La cassitérite, la wolframite et la niobo-tantalite sont totalement absentes dans les autres variétés de granite "T" (granite grossier, granite du Lafat, microgranite porphyrique du toit et granite à cordiérite).

II-1-a-Conclusion

La présence de la cassitérite semble toujours contrôlée par l'association topaze – protolithionite, formant parfois des miaroles (Ph.4. Pl. I). Cette paragenèse correspond à la dernière phase de cristallisation magmatique à partir de fluide résiduel enrichi en éléments volatiles et métalliques. La richesse de ce granite en cassitérite nous permet de le qualifier de granite générateur ou spécialisé (GMR).

Nous examinerons dans ce qui suit les liens qui existent entre la minéralisation associée aux granites "AT" et son expression dans les phases d'altération hydrothermale.

II-2-Minéralisations associées aux greisens diffus

Dans ce cas, nous avons pris le seul exemple de la coupole greiseinisée de Hananère et qui correspond à une topazite (association quartz + topaze). La cassitérite est tardive par rapport à la paragenèse hydrothermale (quartz + topaze I et II) ; elle est sous forme de "nids" intergranulaires en remplissage de cavités. La wolframite recoupe la topazite et jalonne des fractures à remplissage de quartz plus ou moins topaze III.

-Microscopiquement : la wolframite apparaît en lattes automorphes, rarement xénomorphes et se dispose le long de joints entre les cristaux de quartz et/ou topaze.(Photo 6)

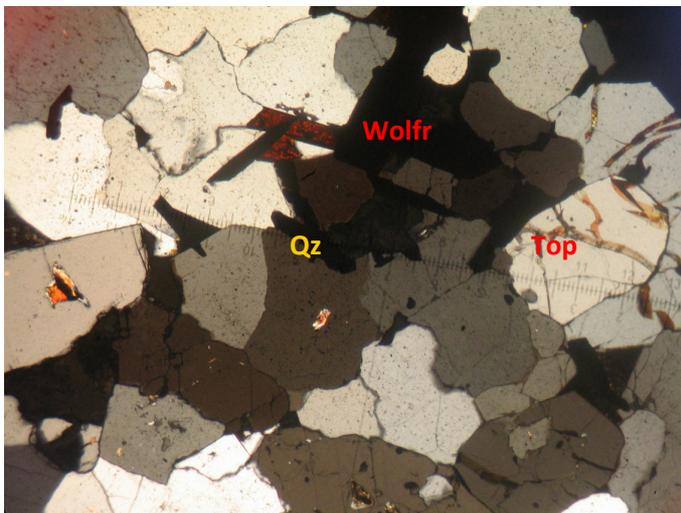


Photo 6: minéralisation cassitérite + wolframite dans la topazite de Hananère (LN, Obj X5)

L'extension verticale des greisens a été suivie jusqu'à 40m, localement jusqu'à 80m (cf sondage E.RE.M) ; dans l'ensemble pour une puissance de 20m, la teneur moyenne en étain est de 0.20% et 0.03% pour WO_3 . Une minéralisation tardive à pyrite et chalcoppyrite se trouve disséminée dans des filonnets quartzeux qui recoupent l'ensemble des formations greiseinisées.

II-3-Minéralisation guidée par des fractures

D'une façon générale au Hoggar Central, la minéralisation semble liée à un système de fractures d'orientation N-E très rarement N-W ; les filons quartzeux E-W sont souvent stériles.

II-4-Minéralisation associée aux greisens

II-4-1-Les greisens à protolithionite et topaze (Hanana, Tin Amzi – El Karoussa)

La cassitérite et la wolframite sont soit disséminées dans la masse du greisen (Photo 7), soit localisées aux épontes de ce dernier.(Photo 8)

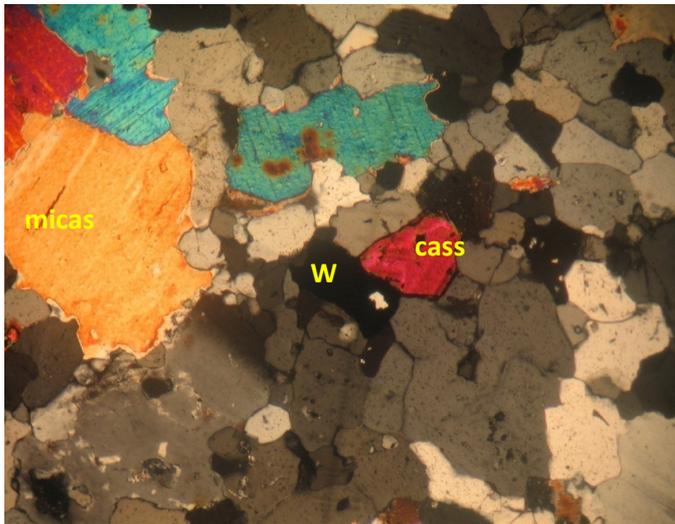
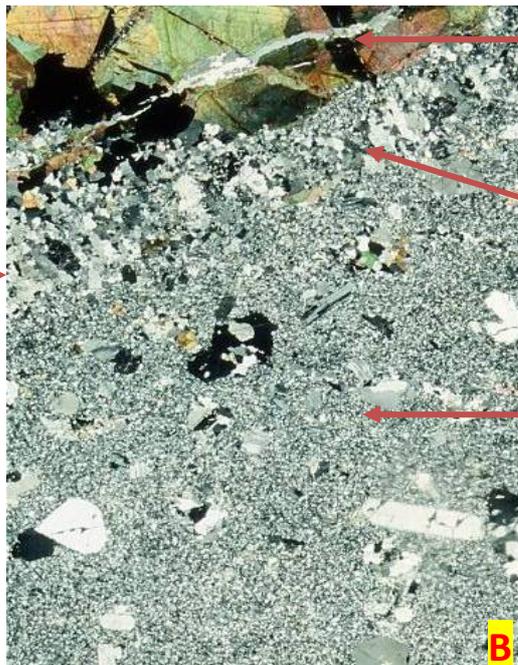


Photo 7 : Minéralisation disséminée greisen à protolithionite et topaze, cassitérite + wolframite de Hanana (D. CHIVA)



Filonnet de cassitérite+W
 Eponte topazifiée
 Microgranite porphyrique

Photos 8 : (A, B et C)
 A : Aspect macroscopique
 B : Aspect microscopique d'un filonnet de cassitérite et wolframite recoupant le microgranite « AT » de Tim Amzi et présentant une



Photo 8-C : Aspect macroscopique de la Cassitérite d'éponte de Tim Amzi

II-4-1-a- Minéralisation disséminée

Dans tous les cas la cassitérite est plus abondante que la wolframite ; elles sont toutes les deux associées à la topaze et la protolithionite.

II-4-1-b- Minéralisation d'éponte

La minéralisation a tendance à se concentrer aux épontes des greisens ; cette disposition externe témoigne de la postériorité de cette minéralisation par rapport à celle dispersée dans le greisen (2^{ème} génération de cassitérite et wolframite). Microscopiquement, on remarque que la cassitérite et la wolframite sont étroitement liées à la topaze et la protolithionite dans lesquelles elles sont incluses (photo 8) . La cassitérite semble avoir éclaté sous l'effet d'une forte fracturation hydraulique puis recimentée par du quartz tardif ; elle montre un aspect bréchi. Parfois l'éponte est surmicacée (protolithionite parfois zonée "El Karoussa") avec développement de cassitérite perpendiculairement à cette éponte.

Ces filonnets à cassitérite + wolframite peuvent atteindre 5 cm de puissance.

Microscopiquement : la cassitérite brun clair et zonée semble être recoupée par la wolframite (la cassitérite peut être incluse dans la wolframite) ; l'ensemble cassitérite + wolframite est corrodé et recoupé par le quartz, la muscovite et la topaze.

Dans certains cas (greisen à topaze, protolithionite et fluorine de Tin Amzi) les minéralisations en cassitérite et wolframite sont distribuées dans des séquences bien distinctes. A proximité des filonnets de quartz, le greisen s'appauvrit en topaze qui se remobilise et se concentre dans des veines quartzeuses.

II-5- Les veines de cassitérite et wolframite recoupant les filons de microgranites « AT »

En bordure Ouest de l'oued Tin Amzi des veines à cassitérite avec wolframite accessoire recoupent les filons de microgranite « AT ».

Microscopiquement : la cassitérite et la wolframite sont étroitement liés à la topaze (Photo 9) qui tapisse les épontes de la veine minéralisée. Ces deux minéralisations semblent contemporaines (la cassitérite peut être incluse dans la wolframite et inversement). La cassitérite renferme des inclusions de niobo-tantalite présentant un halo pléochroïque brunâtre.

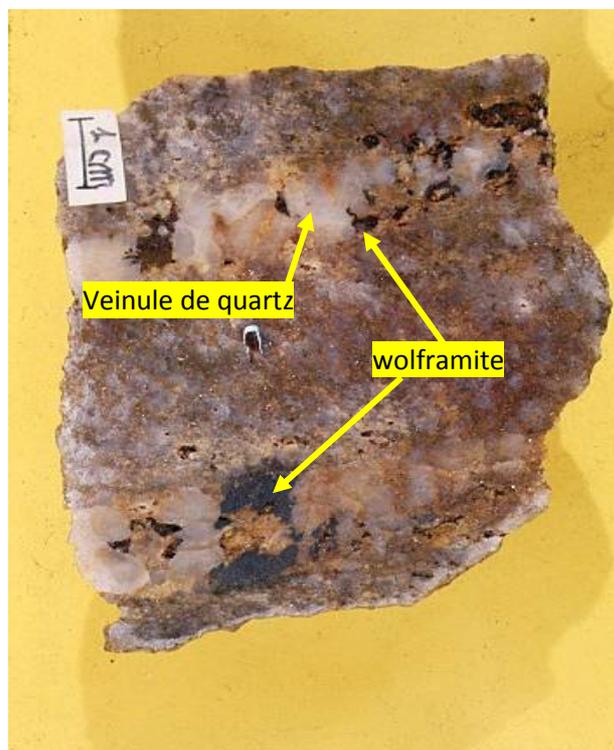


Photo 9 : Veinule de quartz à wolframite recoupant le greisen (minéralisation d'éponte)

II-6- Les greisens à muscovite et fluorine (Aléméda) :

Ces greisens ne présentent pas de minéralisation visible ; la seule minéralisation observée est liée à des veinules centimétrique de quartz microcristallin et de muscovite rayonnante, recoupant les filons de greisens à fluorine et le quartz géodiques stériles.

Microscopiquement la cassitérite I est noyée dans les plages de muscovite ; une deuxième génération de cassitérite (cassitérite II) se présente en cristaux automorphes brun clair et bien zonés poussant à partir de l'éponte du greisen (cf. Photo 4) ; elle continue à croître librement vers le cœur du filon à remplissage de quartz géodique. Cette disposition est similaire à celle des wolframites qui poussent à partir de l'éponte ; l'aspect géodique du quartz témoigne que

le quartz et la minéralisation se déposent dans des fractures ouvertes cimentées ultérieurement par du quartz non minéralisé .

La cassitérite peut être déformée et fracturée avec remplissage de quartz microcristallin et de cassitérite III de recristallisation qui apparaît plus clair que celle des générations précédentes.

II-7- Veines et filons de quartz à wolframite et cassitérite

II-7-1- Minéralisation disséminée dans le quartz (In Tounine, Tiftazounine).

La cassitérite et la wolframite sont toujours associées dans les mêmes filons quartzeux.

La wolframite est soit :

- Sous forme de prisme allongé dispersés dans la masse du quartz (Photo 10).
- Soit disposée perpendiculairement aux épontes du filon.

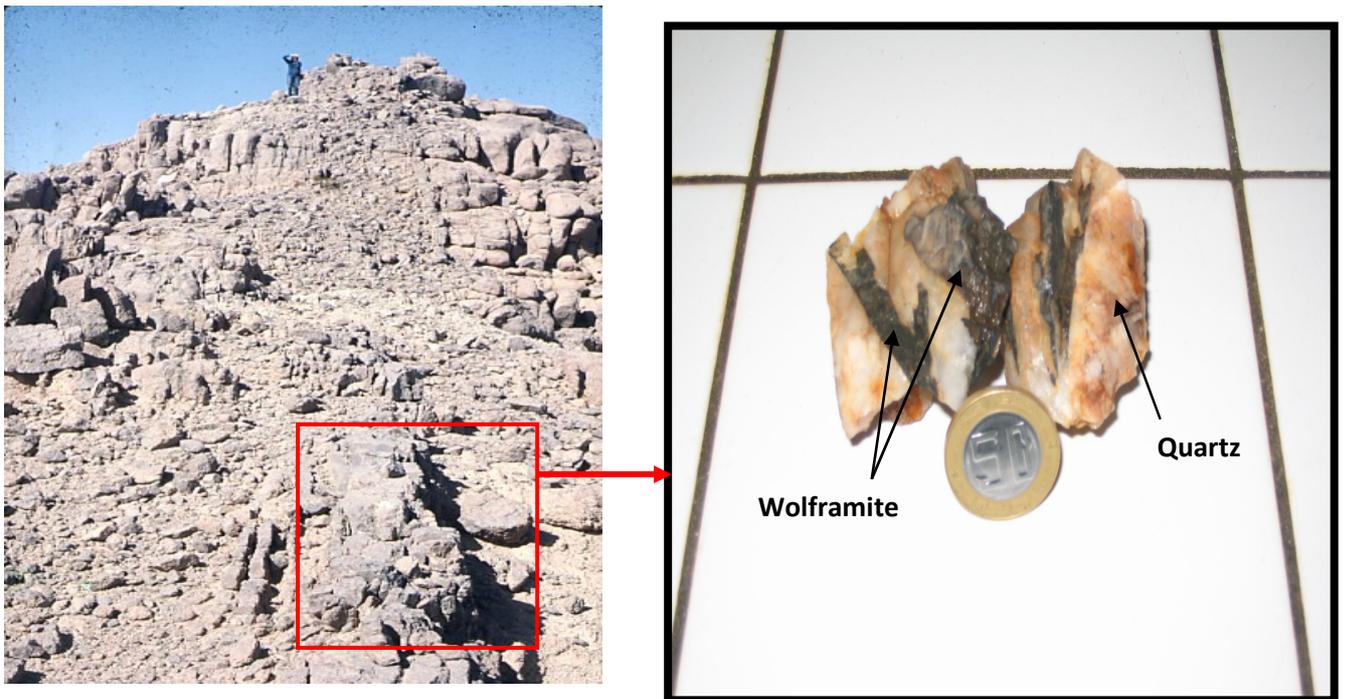


Photo 10: Wolframite disséminée dans le quartz de Tiftazounine.

Le quartz est en grandes plages xénomorphes à extinction roulante de couleur variable (blanc laiteux, translucide à brun rougeâtre).

La wolframite peut être déformée et fracturée avec remplissage de quartz gris bleuté.

L'étude métallographique a montré que la wolframite est recoupé et corrodée par des veinules d'hématite.

II-7-2- Altération de la wolframite

La wolframite est souvent dissoute et est remplacée par l'association de tungstite (couleur jaune) et hématite – goethite (aspect terreux et de couleur brun rougeâtre) ; quelquefois, on remarque le développement de chalcopyrite et pyrite le long des clivages ou des mini-fractures dans la wolframite ; à des stades beaucoup plus avancés de l'altération une paragenèse à carbonates (azurite + malachite) tend à remplacer complètement ou partiellement les sulfures néoformés.

II-8-Conclusion à l'étude des minéralisations

Le remplissage des fractures contrôlant la minéralisation varie considérablement du point de vue morphologique et minéralogique, mais quelques caractéristiques essentielles et principales peuvent être dégagées :

- Leur liaison avec les intrusions de granite et microgranite "AT".
- La minéralisation semble spatialement contrôlée par un système de fracture (cisaillement et fentes de tension)
- La paragenèse des altérations subsolidus (protolithionite, zinnwaldite, fluorine et topaze) témoigne de la circulation de fluides hydrothermaux riches en fluor et lithium ; le quartz qui est souvent tardif par rapport à la minéralisation ne semble avoir joué qu'un rôle de support.

III- Etude minéralogique :

III-1-La cassitérite :

La cassitérite SnO_2 constitue avec la stannite les seuls minerais d'étains exploités. De formule idéale SnO_2 , elle contient en général plusieurs autres métaux : Fe_2O_3 , Ta_2O_5 , TiO_2 , MnO , FeO , et plus rarement ZrO_2 et WO_3 .

III-1-a-Caractères morphologiques et macroscopiques :

La cassitérite se présente en petits cristaux trapus disséminés dans les filons et filonnets de quartz. Ces cristaux sont bipyramidés et leur taille peut atteindre jusqu'à 1cm. Ils ont une couleur brune et un éclat adamantin.

III-1-b-Description microscopique : (Photos 11, 12 et 13)

Elle est de couleur grise avec un pouvoir réflecteur très faible plus sombre que tous les autres minéraux métalliques.

Elle est automorphe et maclée, les réflexions internes abondantes. On observe aussi des inclusions qui peuvent être de la colombo-tantalite (Spectre 3).

III-1-c-Analyse aux rayons X : (Figure 12)

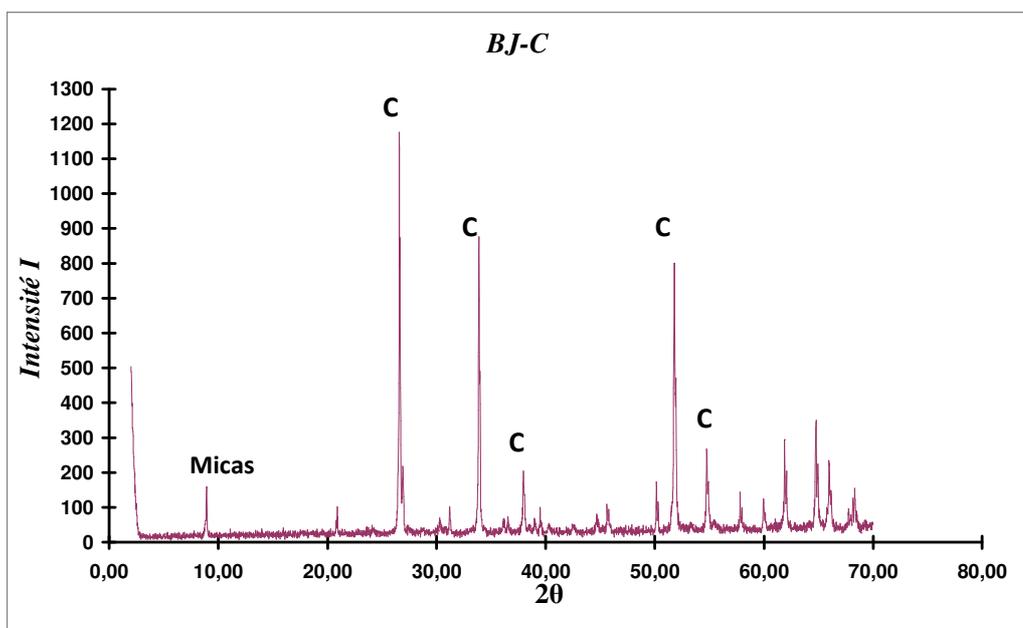
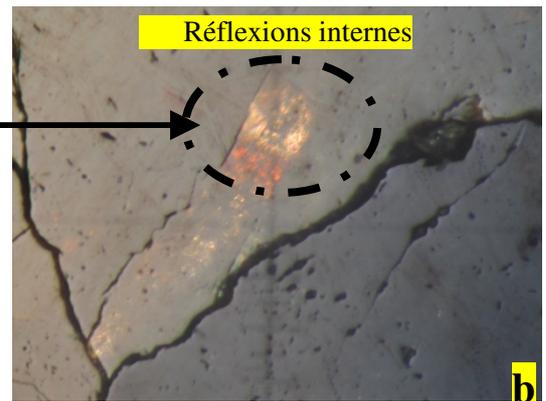
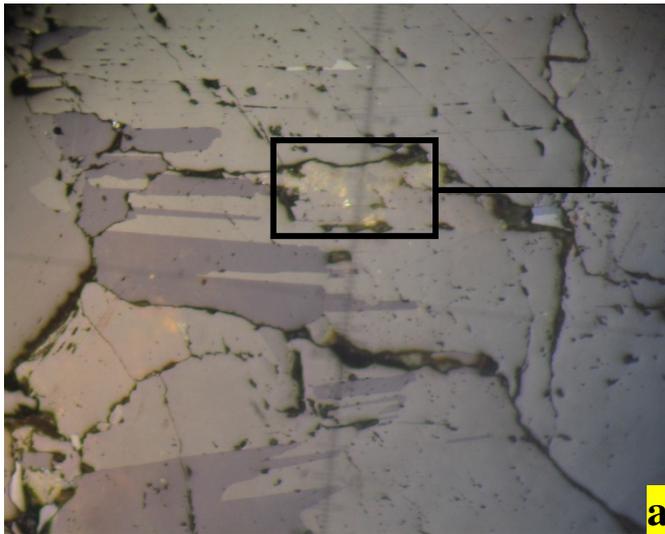


Fig .12 : Diffractogramme de la cassitérite de Tiftazounine (In Tounine)



Photos 11 (a et b) : Cassitérite maclée avec réflexions internes (LP.Obj , X10)

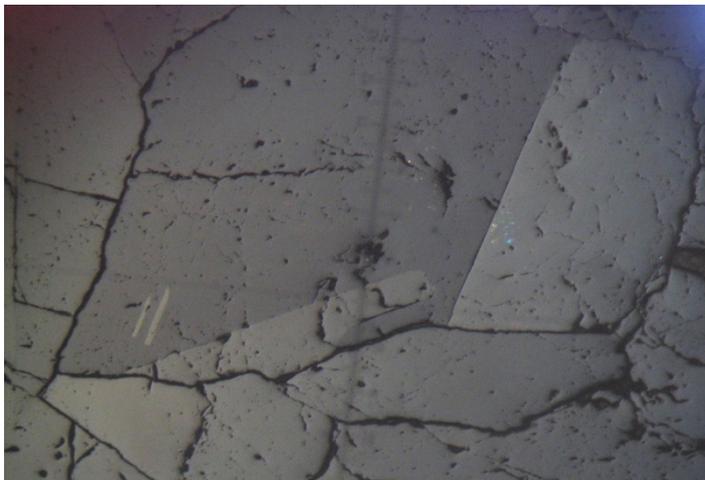
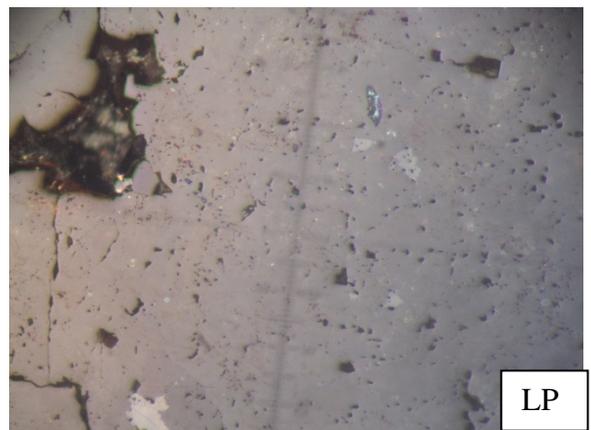
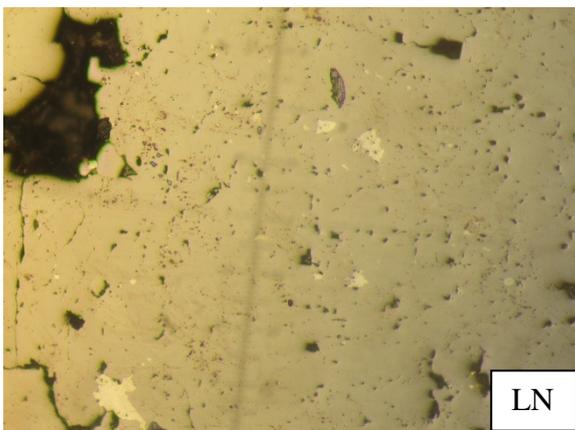
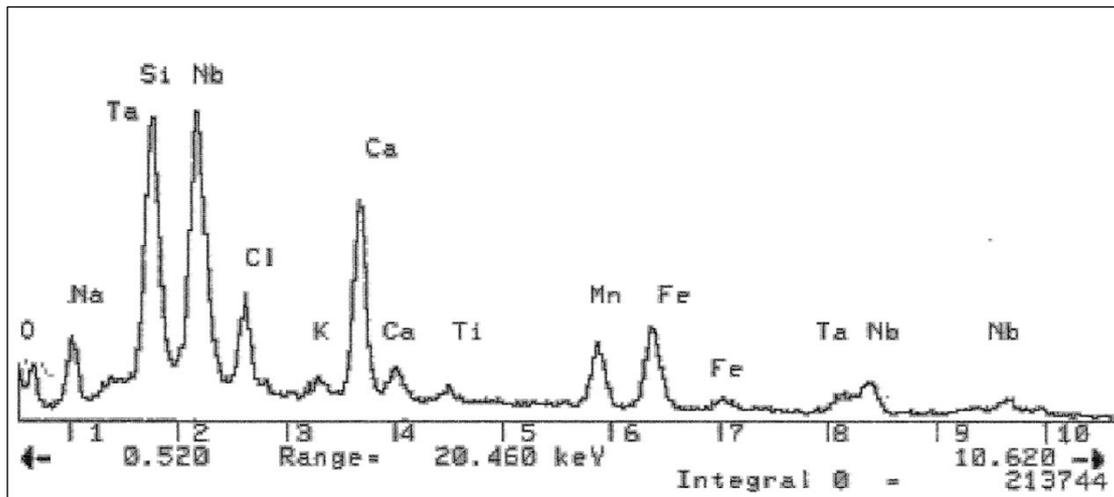


Photo 12 : cassitérite maclée (LP.Obj , X10)



Photos 13 : La Cassitérite présentant des inclusions (colombo-tantalite)
Les inclusions à pouvoir réflecteur élevé (Obj , X10)



Spectre 3 : Spectre de la colombo-tantalite (MEB)

III-2-La wolframite

Les membres du groupe de la wolframite constituent une série isomorphe variant du terme ferbérîte $FeWO_4$ au terme hubnérite $MnWO_4$. Ils cristallisent dans le système monoclinique.

III-2-a-Description microscopique (Microscope métallographique) :

Notre wolframite est une ferbérîte $FeWO_4$, ($X_{Fe} = Fe/Fe+Mn = 3,36$), elle est de couleur grise assez clair.(Photos 14 et 15)

La wolframite se présente en cristaux idiomorphes sous forme de tablettes allongées, rarement maclées, incluse dans du quartz. Les réflexions internes et le pouvoir réflecteur assez faible.

II-2-b-Analyse aux rayons X : (Figure 13)

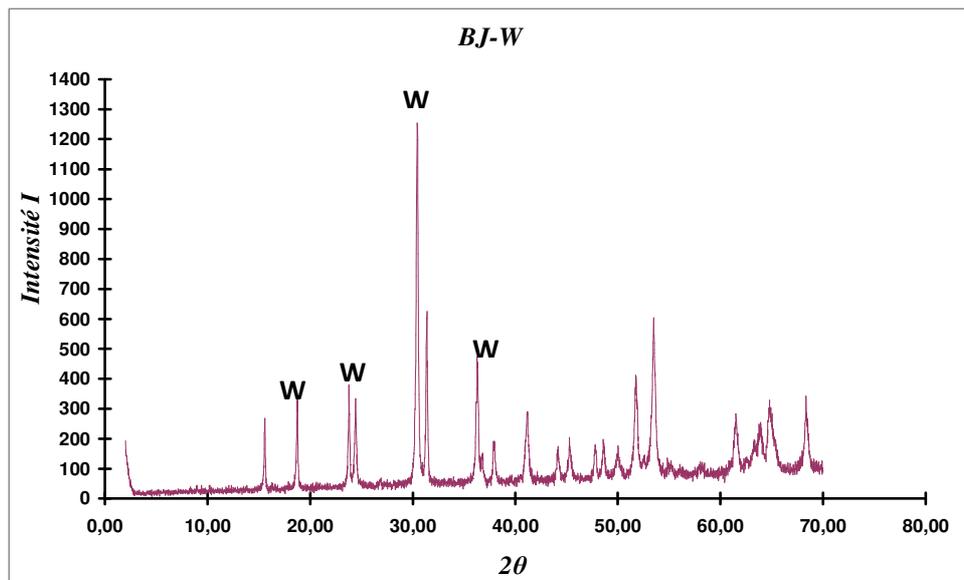
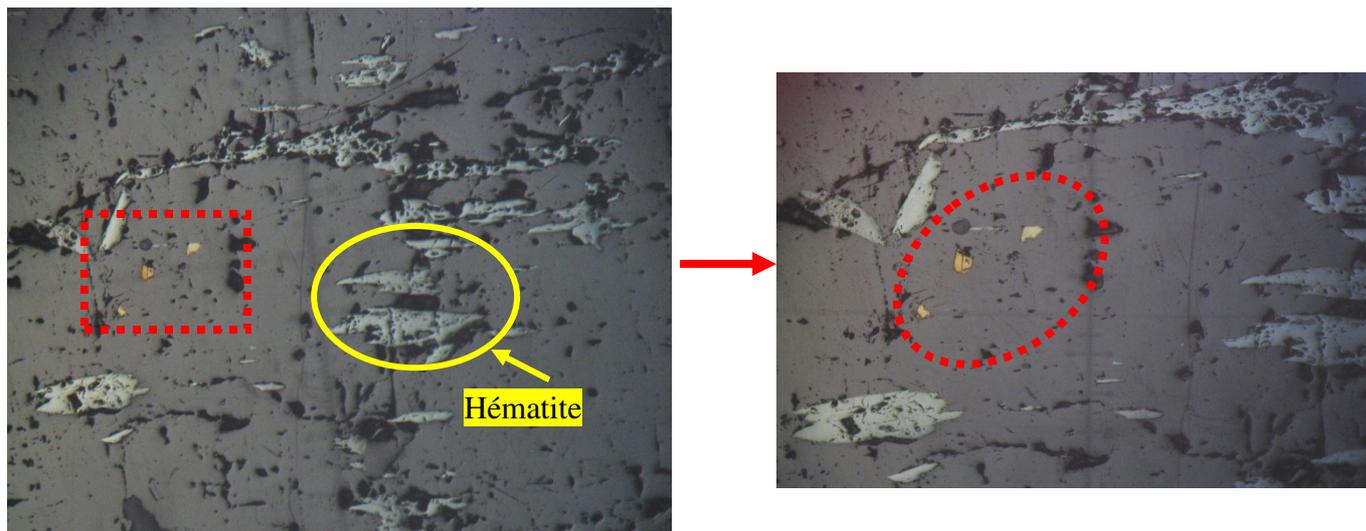


Fig .13 : Diffractogramme de la wolframite de Tiftazounine (In Tounine)



Photos 14 : Aspect microscopique de la wolframite avec inclusions de chalcopryrite (le développement d'hématite le long des clivages (LN, Obj X5, X10)

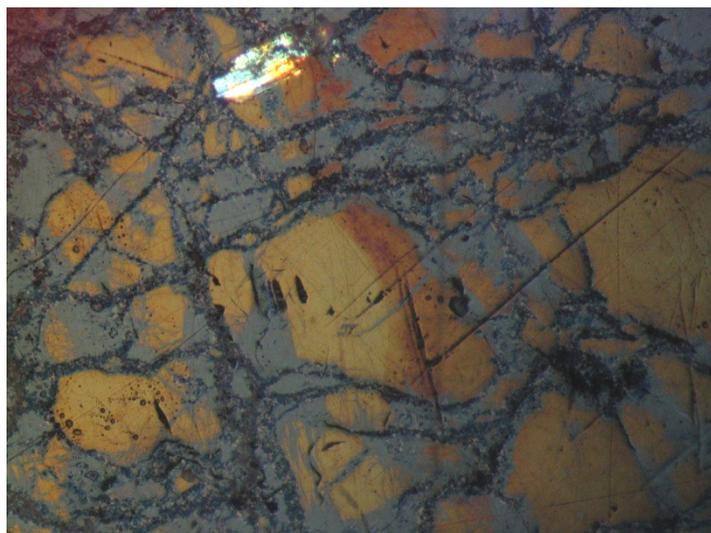


Photo 15 : altération de la wolframite en pyrite et chalcopryrite (LN, Obj X10)

Tableau 2: les analyses chimiques de la cassitérite et la wolframite

Elm/Ech	BJ-W	BJ-C
SiO ₂	0,4	1,6
Al ₂ O ₃	0,75	1,09
Fe ₂ O ₃	20,73	4,17
MnO	6,16	0,66
CaO	0,23	0,45
K ₂ O	0,23	0,98
P ₂ O ₅	-	0,03
TiO ₂	0,07	0,22
Nb	1,04	0,41
Sn	1,88	83,14
W	66,05	0,56
Ce	0,5	2,15
SO ₃	0,45	0,24
Cu	0,1	-

Tableau 3 : synthèse des différentes occurrences minéralisées

Régions	Différents expressions de la minéralisation
In Tounine Tiftazoumine	<ul style="list-style-type: none"> _ présente dans des veines et filons de quartz aux épontes greisenisées. _ la cassitérite toujours dans des filons quartzeux. _ la wolframite soit: <ul style="list-style-type: none"> _ dispersée dans la masse du quartz. _ disposée à l'éponte du filon.
Tim Amzi El_ Karoussa	<ul style="list-style-type: none"> _ Dans les veines et filons de quartz. _ Associée aux greisens toujours liées à la protolithionite et la topaze. (minéralisation d'éponte). _ Minéralisation associée aux filons de microgranite "AT" à l'Ouest de l'oued.
Aléméda	<ul style="list-style-type: none"> _ cassitérite >> wolframite. _ disséminée dans des greisens filoniens. _ Phénacite associée à des fillonnets de quartz.
Hanana _ Hananère	<p><u>Hanana:</u> cassitérite >> wolframite.</p> <ul style="list-style-type: none"> _ Minéralisation disséminée dans des filons de greisen à topaze et protolithionite. _ Disséminée dans des filons de quartz aux épontes greisenisées. <p><u>Hananère:</u> cassitérite >> wolframite.</p> <ul style="list-style-type: none"> _ Minéralisation disséminées dans les greisens diffus sous forme de "nids". topazite (association quartz + topaze).

Partie IV
Etude Géochimique

I-Principe de la méthode Debon-Le Fort (1983)

Cette méthode est basée sur la classification des données chimiques quantitatives (éléments majeurs) de l'ensemble des roches plutoniques (ou volcaniques) communes et de leurs associations.

Dans ce travail nous avons utilisé deux diagrammes chimico-minéralogiques:

1) Diagramme de nomenclature

$Q = \text{Si}/3 - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})/3$ fonction de $P = \text{K} - (\text{Na} + \text{Ca})$ (De La Roche, 1964)

2) Diagramme des minéraux caractéristiques ou du bilan alumineux

$A = \text{Al} - (\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$ fonction de $B = \text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$

I-1-Caractérisations géochimiques des granites "T" et "AT"

Les données sont tirées de la thèse de Bouabsa .L(1987). (Annexes).

Les roches d'In Tounine, (le granite à albite – topaze et le microgranite porphyrique) se localisent principalement dans la case des granites et un peu dans celle des adamillites du diagramme de nomenclature Q-P (Figure 14). Se sont des roches peralumineuses se localisant essentiellement dans les cases I, II, III du diagramme A-B. (Figure 15)

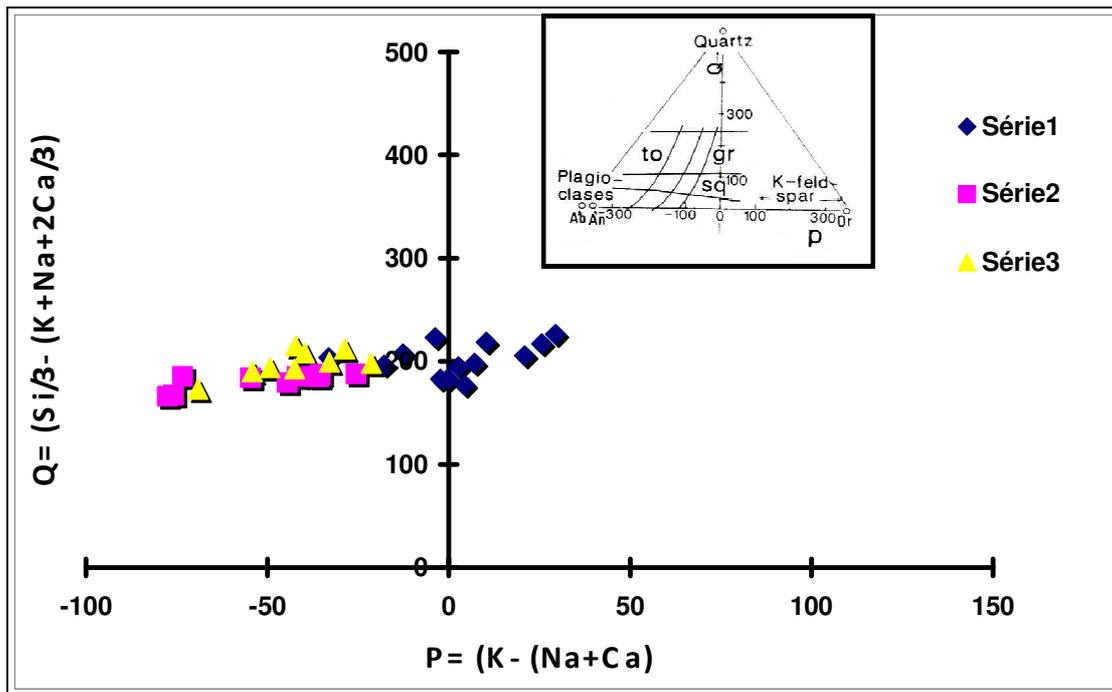


Fig .14 : Diagramme de nomenclature appliqué aux granites "T" et "AT"

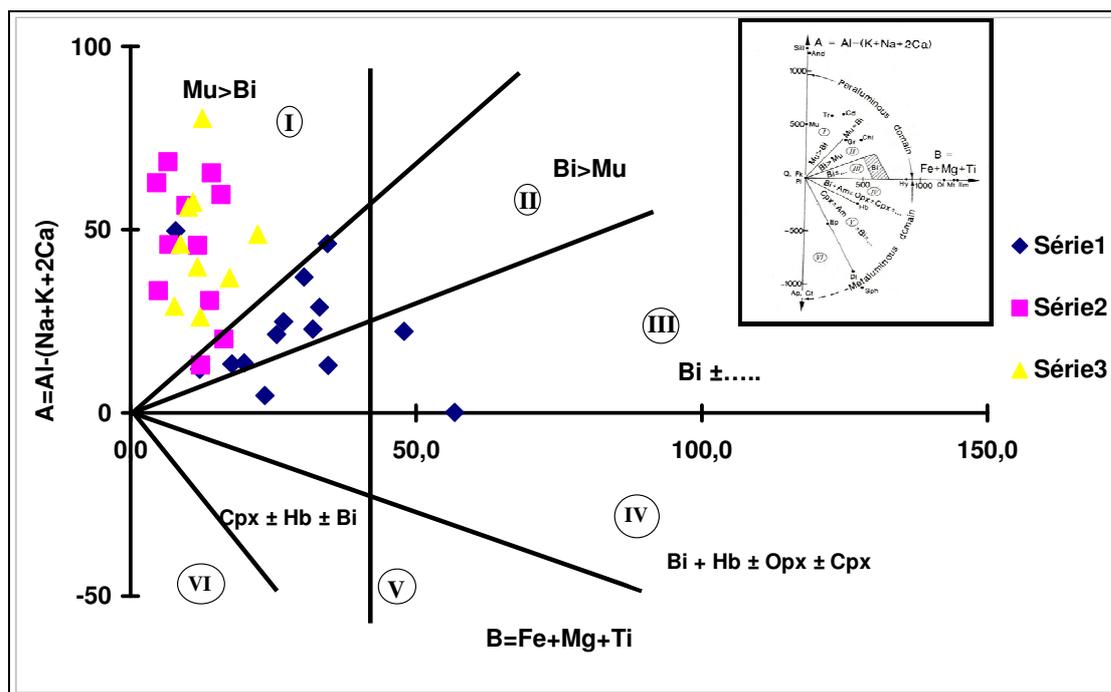


Fig .15: Diagramme des minéraux caractéristiques ou du bilan alumineux appliqué aux granites "T" et "AT"

Série 1 : Granite d'In Tounine

Série 2 : microgranite porphyrique à albite et topaze

Série 3 : granite à albite et topaze

I-2-Géochimie des altérations

La géochimie des greisens et des phénomènes de greisenisation ne suit pas une règle bien précise parce que chaque région présente un comportement géochimique spécifique, surtout dépendant de la nature de la roche saine et du produit d'altération.

I-2-1 Caractérisations géochimiques des greisens :

a) Diagramme chimico-minéralogique Q/ F (De La roche ,1964)

$Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$: silice libre (quartz)

$F = K - (Na + Ca)$: opposition feldspath potassique- plagioclase Ca + albite

Ce diagramme destiné à la caractérisation géochimique des ensembles granitiques a été utilisé par Charoy (1979) pour l'adapter aux problèmes d'altérations liés aux granites (greisenisation) : cet auteur a défini une droite "gg" de coordonnées $XF=100$ et $YQ= 345$ qui sépare le domaine des granitoïdes du domaine des greisens qui leur sont associés. Le report des analyses dans ce diagramme montre que les greisens de cette étude se localisent à droite de "gg" (domaine des greisens) on note aussi le caractère plus siliceux des greisens à topaze (Figure 16).

b) Diagramme $SiO_2/ (Fe+Mg+Ti)$ (Figure 17)

Ce diagramme montre que les greisens à muscovite, quartz et fluorine sont plus riche en Fe, Mg, Ti par rapport aux greisens à topaze et protolithionite qui sont plus siliceux.

Pétrographiquement les greisens à topaze sont essentiellement le produit d'altération des granites "AT" et granito-gneiss. De ceci et vu la position des deux ensembles des greisens dans le diagramme, on peut déduire que les granites s'enrichissent en éléments ferro-magnésiens au cours de leur transformation (greisenisation) .

Le caractère alumineux des greisens à topaze et ferro-magnésiens des greisens à muscovite, quartz et fluorine peut être mis en évidence dans le diagramme du bilan alumineux de Debon, le Fort (1983) .

Le traitement des données géochimiques montre le caractère peralumineux riches en Li-F et métaux rares. (cf. Étude pétrographique).

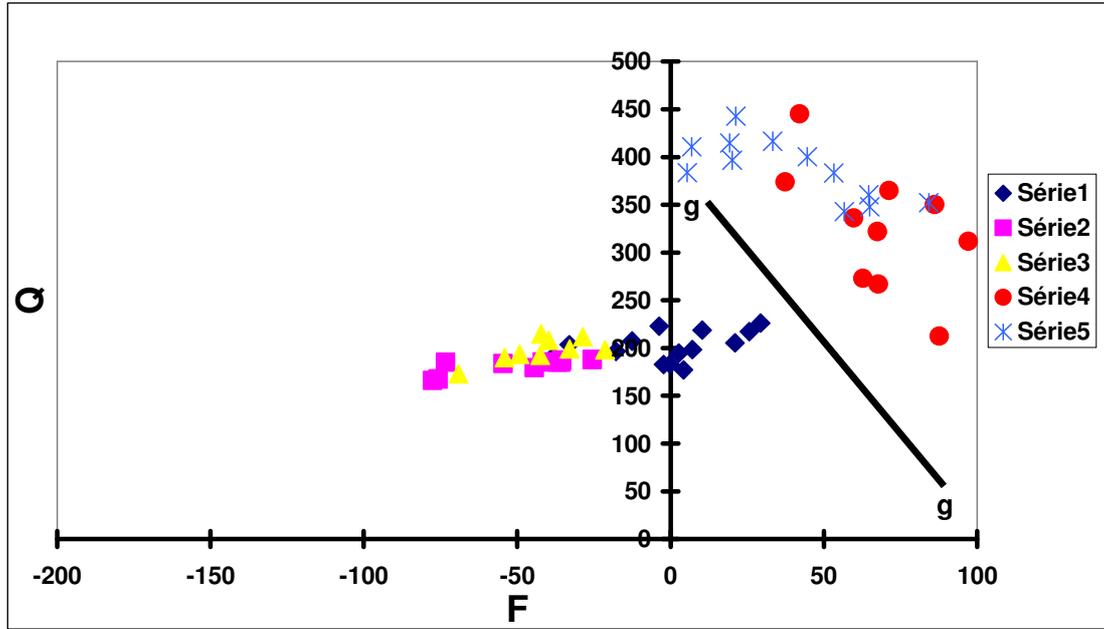


Fig .16 : Caractérisation des deux ensembles de greisens dans le diagramme binaire Q/F de H. de la Roche (1964) ; l'ensemble des greisens est situé à droite du "gg" , les greisens à topaze sont plus siliceux

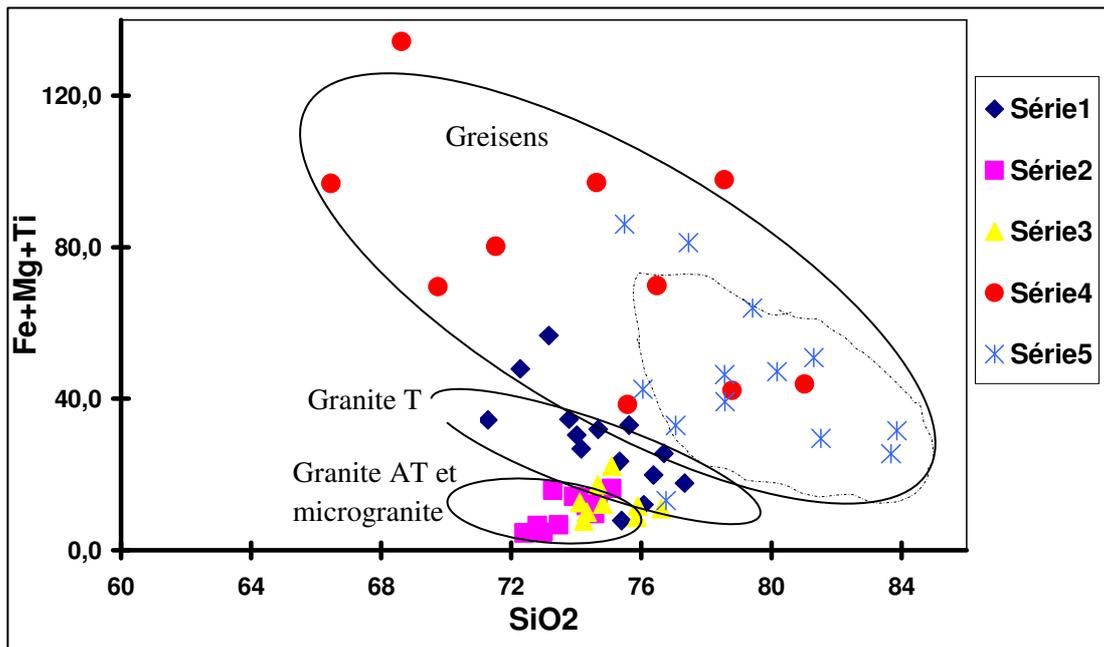


Fig .17 : Diagramme SiO₂ / Fe+Mg+Ti montrant le caractère plus ferro-magnésien des greisens à muscovite, quartz et fluorine

Légende:

S1 : Granite d'In Tounine

S2 : microgranite porphyrique à albite et topaze

S4 : granite à albite et topaze

S4 : greisens à muscovite , quartz et fluorine

S5 : greisens à topaze et protolithionite

Partie V
Etude Des Inclusions Fluides

Partie I : Rappels généraux sur les inclusions fluides

I-Introduction

Les fluides sont des constituants majeurs de l'écorce terrestre, qui jouent un rôle extrêmement importants dans les phénomènes de transferts et les interactions avec les roches qui constituent la charpente de l'écorce. Ils jouent un rôle fondamental dans pratiquement tous les processus physico-chimiques qui affectent la croûte terrestre :

- Ils sont souvent un catalyseur ou un constituant indispensable au déroulement des réactions chimiques (ils participent aux réactions),
- Leur composition influence la nature des roches ou des sédiments dans lesquelles ils sont présents et circulent,
- Ils sont le vecteur privilégié de la mobilité des éléments chimiques, mobilité qui permet les réactions chimiques et se traduit par des transferts de matières à différentes échelles.

Parmi les méthodes pour caractériser les fluides actuels et dans les processus fossiles, les inclusions fluides se révèlent être un outil précieux, dont les postulats ont été établis dès le XIXe siècle ; les travaux les plus anciens cités dans la littérature sont les études faites par Davy, H. (1822) ; Brewster, D (1835) ; Sorby (1858).

Deitcha, 1943 publie une étude des saumures dans les inclusions de certains « fers de lance ».

L'utilisation de la platine microthermométrie et l'application de la thermodynamique par les anglo-saxons au début des années soixante, T Shepherd ; A. Weisbrod ; Roedder ; Bodnar ... donnent un essor tout particulier à cette méthode, incontournable depuis, pour beaucoup d'études géologiques. Et les champs d'application se sont progressivement élargis vers la surface et vers la profondeur.

I-1- Définition des inclusions fluides

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

Si elles restent intactes ces inclusions seront représentatives des conditions physico-chimiques qui régnaient lors de leur piégeage.

Comme toute étude, il existe une série d'hypothèse de base qu'il faut rappeler ici :

➤ Roedder et Bodnar, (1980) ; Weisbrod, 1982 dictent des conditions de fiabilité à leurs études :

- 1- Le fluide doit être homogène à son piégeage ;**
- 2- La cavité ne doit par avoir changée de volume ;**
- 3- La cavité doit être étanche ;**
- 4- L'origine des inclusions doit être connue.**

En effet, il arrive parfois que certains phénomènes ayant lieu lors du piégeage ou postérieurement à celui-ci modifient la composition ou / et le volume de l'inclusion. C'est le cas :

Du piégeage hétérogène : si le fluide originel piégé était multiphasé, alors le piégeage aléatoire de plusieurs phases de ce fluide donnera des inclusions aux propriétés thermodynamiques sensiblement différentes.

De l'étranglement ("necking down") : phénomène qui scinde une cavité déjà formée en deux ou plusieurs inclusions de compositions et de densités qui n'ont plus rien à voir avec l'inclusion originelle. Un "necking down" peut se reconnaître par critères morphologiques ou par un comportement microthermométrique qui tranche complètement avec les inclusions voisines de la même famille.

De la décrépitation : si la différence entre la pression interne de l'inclusion et la pression exercée sur le minéral hôte excède la résistance du minéral, la présence d'une fracture ou d'une déformation autour de l'inclusion entraîne une augmentation de volume dans l'inclusion ("**stretching**"), et peut conduire à la perte totale (décrépitation) ou partielle ("**leakage**") du contenu de l'inclusion. La décrépitation des inclusions peut-être décelée à l'aide de certains critères tels que des formes très déchiquetées ou par des halos de micro-inclusions autour de l'inclusion décrépitée.

La décrépitation est un phénomène marqueur d'événements thermiques postérieurs à la formation des inclusions

I-2-Typologie des inclusions

Elles peuvent contenir plusieurs phases, **liquide**, **gazeuse** et **solide**. Les types de remplissage les plus fréquents sont les suivants : (Figure 18)

- Monophasé liquide (L)
- Monophasé vapeur (V): CO₂, H₂O, N₂.....
- Biphasé liquide : (L domine) (L+V)
- Biphasé vapeur :(V domine) (V+L)
- Multiphasés : (L+V+S)
- Inclusion à liquide non miscible: L1 +L2 ex: H₂O +CO₂ (liquide)

Les inclusions biphasées (liquide +vapeur) peuvent être décrites par le remplissage vapeur qui est donné par :

Rv= (volume de la vapeur / volume total de l'inclusion) à T ambiante

-Les inclusions dont le remplissage est faible seront désignées par la lettre "L".

-Les inclusions dont le remplissage est fort seront désignées par la lettre "V".

-L'existence d'un second liquide immiscible dans le liquide aqueux à une température inférieure à +31°C témoigne de l'existence d'une phase carbonique. On ajoutera la lettre "C" au nom de la famille (exemple Lc, Lv) même si la phase carbonique n'est pas directement visible, mais seulement révélée par microthermométrie.

Les solides éventuellement présents dans l'inclusion peuvent être des cubes de sel dont l'origine est :

-soit des minéraux qui ont précipité de la solution lors du refroidissement du fluide qui atteint la saturation : on parlera de piégeage homogène puisqu'il n'y avait qu'un fluide au moment du piégeage et les cubes de sel sont appelés minéraux-fils ;

-soit des minéraux déjà présents dans le fluide au moment du piégeage : on parlera de piégeage hétérogène puisque le piégeage a impliqué plus d'une phase.

Les familles d'inclusions présentant des cubes de sel sont désignées par la lettre "S".

On peut trouver dans les inclusions d'autres solides tels que des phyllites, des opaques (minéraux métalliques, carbone) ou d'autres minéraux.

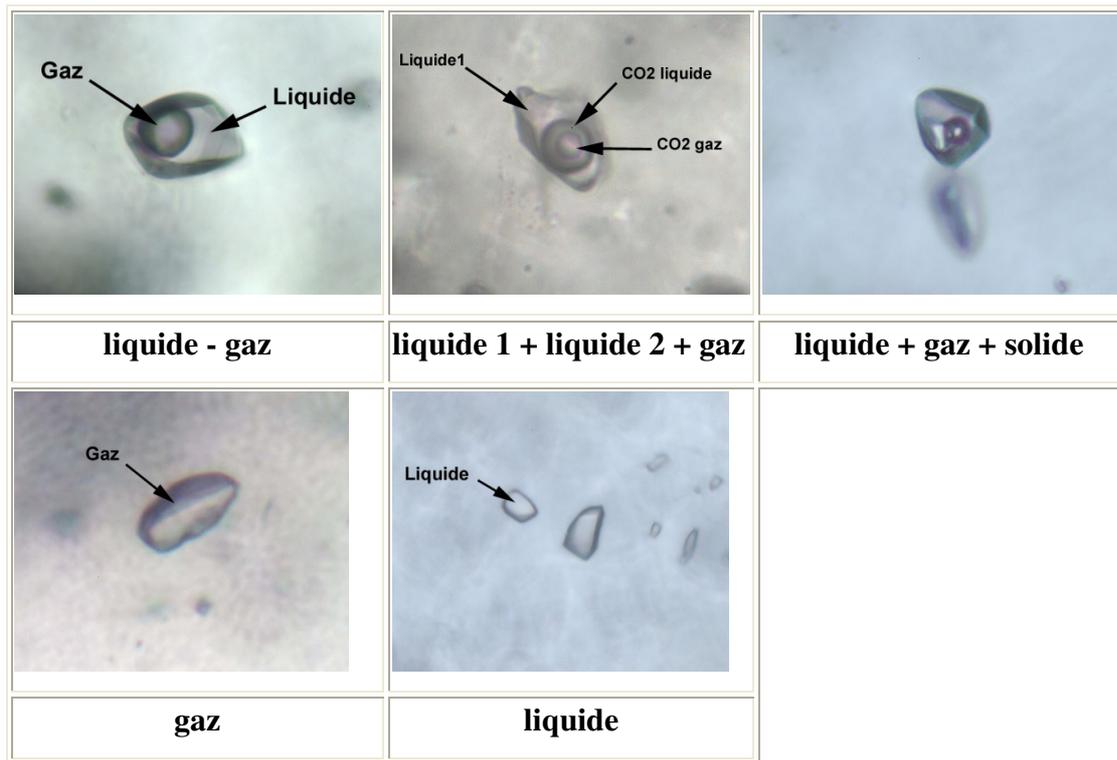


Fig .18 : types les plus fréquents d'inclusions fluides.

I-3-Occurrences des inclusions fluides

La taille des inclusions fluides est généralement comprise entre 2 et 20 μm et peut atteindre plusieurs dizaines voire exceptionnellement quelques centaines de micromètres.

Les minéraux à inclusions observables au microscope sont surtout :

1. Quartz : il fait l'objet des études d'inclusions fluides dans 80% des cas (Shepherd et al .1985), fluorine , apatite, calcite, dolomite, topaze, sphalérite, Barytine, halite, cassitérite.

À cause de leurs caractères physiques (transparence, faible réfringence, absence de clivage visibles) et chimiques (minéraux généralement très pur). L'utilisation du microscope infrarouge permet depuis peu l'étude des minéraux opaques comme la wolframite ou la sphalérite.(V.Luders and Reutel,1996).

I-4-Morphologie des inclusions

Les inclusions ne présentent pas de formes caractéristiques et sont partiellement contrôlées par la cristallographie du minéral hôte exemple :

- **Forme cubique** : comme les inclusions de l'halite présentent la forme d'un cristal négatif parfait;
- **Forme irrégulière**: dans les minéraux qui présentent un bon clivage comme les carbonates rhomboédriques;
- **Forme alignée**: le long des clivages (orienté et aplati selon le clivage);
- **Forme sphérique**: sont caractéristiques du quartz;
- **Forme aciculaire**: dans les apatites.

I-5-Classifications des inclusions

Roedder (1984) a défini trois classes d'inclusions

I-5-1- Le piégeage des inclusions peut se produire lors de la croissance de minéraux : elles sont alors dites «**primaires**» : elles se localisent dans les zones de croissance des minéraux et se disposent parallèlement aux faces de cristaux. Et sont les témoins des conditions physico-chimiques du milieu de croissance.

I-5-2- Les inclusions secondaires : résultent quant à elles de la fracturation des minéraux et de la cicatrisation des plans de fracture. Plusieurs phases de fracture peuvent se succéder dans un même minéral et, dans des cas très favorables, des critères géométriques permettent d'établir une chronologie relative entre les déformations cassantes matérialisée par les plans d'inclusions fluides.

I-5-3- Les inclusions pseudo secondaires : se localisent dans les plans de fracture qui affectent le minéral alors qu'il croît encore : elles présentent les mêmes caractéristiques que les inclusions secondaires sauf que les fractures ne franchissent pas les limites des cristaux (Roedder, 1984).

I-6- Techniques d'étude des inclusions fluides

Introduction

La première et indispensable étape d'une bonne étude d'inclusions fluides consiste simplement à examiner, sous microscope, les divers types d'inclusions présentes dans l'échantillon, puis de grouper ces types en "populations" ou, mieux, en "générations plus ou

moins distinctes. On tente ensuite d'établir la chronologie relative de ces générations, puis de corréliser avec les paragenèses minérales successives.

- Le contenu des inclusions est accessible par différentes techniques :

I-6-1-Les méthodes destructrices

Elles ne sont que rarement utilisées, et consistent essentiellement en une analyse des ions dissous par broyage et lessivage (Roedder, 1963) ; ou analyse des gaz par **spectroscopie de masse** ou par **chromatographie** (Cuney et al, 1976).

Ces méthodes, en plus d'être destructives, présentent l'inconvénient de ne pas permettre de différencier les diverses générations de fluides, et d'être très sensibles aux pollutions par les micro-inclusions solides du minéral-hôte.

I-6-2-Les méthodes non destructrices

Les techniques les plus utilisées sont la **microthermométrie** et la **microsonde à effets Raman**.

II-La microthermométrie

La microthermométrie consiste en la mesure des températures des changements de phase qui interviennent dans une inclusion fluide lors du refroidissement ou de son chauffage. L'échantillon étudié consiste en un fragment de lame épaisse polie sur les deux faces (épaisseur de l'ordre de 150 μm). Le matériel utilisé est un microscope optique à transmission équipé d'une platine qui permet classiquement de refroidir jusqu'à -180°C et de chauffer jusqu'à 600°C (voire jusqu'à des température $>$ à 1000°C , pour l'étude d'inclusions magmatiques). Selon le type de platine, le refroidissement est obtenu par la circulation directe d'azote liquide ou d'azote gaz refroidi, le chauffage étant assuré par une résistance électrique.

Plusieurs modèles de platines chauffantes et réfrigérantes sont commercialisées :

La platine Chaix-Méca conçue à Nancy par B.Poty et Coll, (1976).

La platine commercialisée par la société Britannique Linkam.

La platine conçue par l'US Geological Survey et commercialisée par Fluid Inc.

Ces trois platines permettent d'obtenir des mesures microthermométriques de qualité. La description détaillée et les performances de ces platines ont été données par E.Roedder, (1984) et H.E.Belkin (1994) .

La calibration de la platine microthermométrique doit être réalisée régulièrement afin de contrôler la reproductibilité et la précision des mesures. Aux basses températures, elle est effectuée à l'aide d'inclusions standards naturelles à CO₂ pur (point triple de CO₂ = -56,6°C) et synthétiques de composition connue. La précision aux basses températures (T < 20°C) est de 0,1°C, grâce à des vérifications de l'étalonnage tous les mois et éventuellement des vérifications au cours de cet intervalle.

La calibration à haute température (T > 100°C) est réalisée par la fusion de solides standards l'incertitude est de ± 2°C ou plus (± 5°C) pour les très hautes températures (≥ 400°C).

II-1-Paramètres microthermométriques

Le refroidissement des inclusions fluides permet d'accéder à des paramètres importants concernant la nature des systèmes, et plus particulièrement l'estimation de la salinité globale du fluide par la mesure de la température de fusion de la glace, d'hydrates de sels, de gaz,...., et l'identification des espèces de la phase gazeuse. Le chauffage permet de déterminer la température minimale de piègeage du fluide (température d'homogénéisation) et la densité globale des fluides à H₂O-sels.

Les différents paramètres microthermométriques qui peuvent être mesurés sont :

Te (température eutectique) : elle correspond au début de la fusion de la glace lors du chauffage de l'inclusion gelée. Cette température peut donner des renseignements, qualitatifs, sur la nature des sels dissous dans la solution liquide. En pratique, la température eutectique est très délicate à mesurer, puisqu'elle correspond à l'apparition de la première goutte du liquide que la résolution des microscopes classiques ne permet pas souvent d'observer. Ce qu'on mesure de façon générale est une température eutectique surestimée.

TfCO₂ (température de fusion de la phase carbonique) : Elle correspond à l'apparition de CO₂ liquide (transition solide-liquide). Il s'agit de la température du point triple du CO₂ qui est de (≤ -56,6°C) dans le cas de CO₂ pur. La présence d'autres volatils (CH₄, N₂, H₂S,.....) abaisse cette température (Roedder, 1984).

Tfg (température de fusion de la glace $\leq 0,0^{\circ}\text{C}$) : Elle est liée à la salinité des liquides. Elle permet de déterminer la concentration des sels en solutions, grâce à des tables de référence et des équations de calcul pour chaque système. Dans le cas des fluides à forte concentration de volatils cette mesure est faussée par la présence des hydrates de gaz (clathrates) qui pour leur formation absorbent une partie de l'eau (Bozzo et al., 1973 ; Ramboz, 1980) et augmentent ainsi la concentration en sel, dans ce cas la combinaison de la Tfg et la température de fusion des clathrates est nécessaire pour déterminer la salinité. Dans le cas des fluides contenant plus d'un sel, la Tfg est insuffisante pour le calcul de la salinité, il faut, alors, la température de fusion de l'hydrohalite (Vanko et al. 1988).

Tf clath (température de fusion des clathrates (hydrates de gaz) : c'est une mesure qui, combinée soit avec la température d'homogénéisation du CO_2 , soit avec la Tfg permet d'appréhender la quantité de sels en solution dans le cas d'inclusions aquo-carboniques (Bakker, 1997). Elle renseigne aussi sur la pureté du CO_2 dans la phase volatile, puisqu'elle augmente avec l'augmentation de la teneur en CH_4 ou diminue en présence de N_2 .

Tf hyd (température de fusion d'hydrate de sel (**TfHh** pour l'hydrohalite) : elle est mesurée dans le cas des systèmes chlorurés complexes ou se forment des hydrates de sels. Cette température combinée avec la température de fusion de la glace permet de quantifier la composition des solutions, dans le système modèle $\text{CaCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ (Vanko et al., 1988) ou dans le système modèle $\text{MgCl}_2\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ (Dobois et Marignac, 1997).

ThCO2 (température d'homogénéisation de la phase carbonique ($\leq 31,1^{\circ}\text{C}$) : elle correspond à l'homogénéisation de la phase volatile, qui se fait en phase liquide ou vapeur. Cette mesure permet avec les TfClath, Th,..... ; de déterminer les paramètres volumétriques des phases volatiles.

Th : température d'homogénéisation de la phase liquide et vapeur qui peut se faire soit en phase liquide soit en phase vapeur en fonction de la densité.

Td : température de décrépitation

TfS : température de fusion du solide qui peut être soit un cube de sel dans le cas des solutions sursaturées, soit des phases minérales ou organiques qui peuvent provenir du fluide

primaire ou de l'interaction entre le fluide et l'encaissant lors de sa circulation. La fusion de ces solide peut se produire avant l'homogénéisation de la phase fluide ou après.

La température d'homogénéisation totale correspond à la température ou l'inclusion fluide ne contient qu'une seule phase. Elle correspond à la température minimale de piégeage qui peut être soit T_{fs} , dans le cas de l'homogénéisation de la phase fluide avant la fusion du solide, soit T_h lorsque la fusion du solide parvient avant l'homogénéisation de la phase fluide.

Dans le cas de cette étude l'homogénéisation se fait soit en phase liquide soit en phase vapeur et jamais par la fusion des solides, la température T_h correspond, donc, à la température d'homogénéisation totale.

II-2-Appareillage :

Dans le cadre de cette étude les mesures microthermométriques ont été effectuées par deux types de platines :

A -La première série des mesures microthermométriques ont été effectuées au **CRPG - CNRS à Nancy**, sur une platine type USGS adaptée par Fluid Inc (Denver, USA). Elle couvre un intervalle de température allant de -190°C à 700°C . Cette platine est constituée d'une chambre métallique divisée en six compartiments par sept lamelles de verre. Pour des températures de chauffage qui dépasse 500°C , les lamelles en verre sont remplacées par des lamelles en silice. La taille de cette chambre est plus grande que celle des autres platines du commerce (Chaix-Méca, Linkam), elle permet de travailler sur des échantillons qui font au maximum 22mm de diamètre et 3mm d'épaisseur.

Pour la cryométrie on fait circuler de l'azote gaz refroidi par l'azote liquide. Alors que pour la thermométrie c'est une résistance intégrée qui permet de chauffer l'air comprimé du laboratoire dans le cas des températures $< 500^{\circ}\text{C}$, et de chauffer l'azote gaz pour les températures $>500^{\circ}\text{C}$.

La température est mesurée grâce à un thermocouple placé au contact de l'échantillon, à moins de 300 μm de l'inclusion à analyser. Le thermocouple est relié à un « trendicator » qui affiche les températures réelles. la reproductibilité est de $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ pour le refroidissement et de $\pm 2^{\circ}\text{C}$ pour le chauffage. La calibration est faite en utilisant les standards de Syn.Flinc.

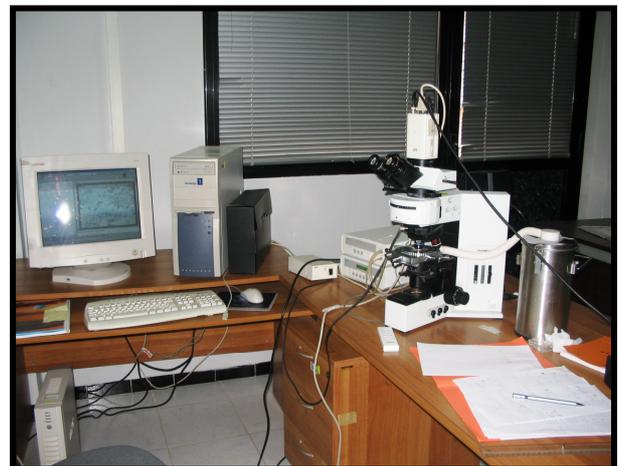
Ce sont des inclusions synthétiques dont les températures de changement de phase sont bien connues. Elles couvrent un large intervalle allant de $-56,6^{\circ}\text{C}$ (température du point triple de CO_2 pur) jusqu'à $374,1^{\circ}\text{C}$ (température du point critique de H_2O pur).

B-la deuxième série de mesures ont été effectuées au CRD (Centre de Recherche et Développement-Sonatrach-Boumerdes "2008") sur une platine de marque **Linkam TH MS 600** montée sur un microscope à lumière transmise Reichert muni d'un chariot X-Y, les dimensions de l'enceinte impliquent l'utilisation d'un oculaire convergent à longue focale et surtout d'objectifs à grande distance de travail.

Cet appareillage est conçu pour des températures allant de -180°C jusqu'à $+600^{\circ}\text{C}$.

L'échantillon est déposé sur un bloc d'argent placé au centre d'une double enceinte d'aluminium anodisé dont la partie supérieure est amovible. Le bloc d'argent est percé en son centre pour permettre le passage de la lumière à travers une fenêtre de saphir dans ce support d'argent.

L'élévation de température est assurée par une résistance, alors que le refroidissement est contrôlé par la circulation d'azote liquide. Ces changements de température peuvent être programmés et leur vitesse contrôlée depuis $0,1^{\circ}\text{C} / \text{minute}$ jusqu'à $90^{\circ}\text{C} / \text{minute}$.



Platine microthermométrique Linkam TH MS 600

III-La Microspectrometrie Raman

La microspectrométrie Raman est une spectrométrie vibrationnelle qui permet d'identifier de façon non destructive les constituants moléculaires de composés minéraux ou organiques, à l'état solide, liquide ou gazeux. En géologie, cette technique d'analyse est indispensable pour l'étude des inclusions fluides. La microspectrométrie Raman permet d'identifier les espèces moléculaires constitutives des fluides géologiques (CO₂, CH₄, N₂, H₂S), de déterminer leur composition relative dans la phase analysée. L'identification des composés analysés s'effectue grâce à la longueur d'onde de leurs raies Raman et leurs teneurs (mol.%) sont déduites de l'aire sous pic (Dubessy, 1984; Delhaye et Dhamelincourt, 1975 ; Dhamelincourt, 1979; Dhamelincourt et al ., 1979).

Les données Raman couplées avec la microthermométrie permettent de déterminer les compositions et densités globales des inclusions fluides. L'analyse Raman d'un cristal apporte des informations sur sa structure et permet aussi d'évaluer le type d'interactions intermoléculaires dans le réseau cristallin (liaison de Van der Waals, liaison hydrogène,) et de caractériser le degré d'ordre ou de désordre.

L'échantillon à analyser, qui peut se présenter sous forme de poudre, lame mince, lame épaisse ou fragment, est irradié par la lumière monochromatique intense d'un faisceau laser. Il diffuse une lumière sans changement de longueur d'onde (diffusion Rayleigh) et une lumière avec changement de longueur d'onde : c'est la diffusion Raman. Les raies Raman obtenues sont caractéristiques des vibrations des liaisons intra- et intermoléculaires de l'échantillon éclairé.

IV- Chromatographie en phase Gazeuse

Cette méthode permet d'obtenir une **analyse quantitative** de la phase fluide des inclusions. Elle analyse en particulier H₂O , CO₂ , CH₄ , N₂.

Principe :

La chromatographie en phase gazeuse permet la séparation d'un mélange de gaz par l'utilisation de leur propriété particulière qui est la migration différentielle au travers d'un milieu poreux .cette migration différentielle est contrôlée par les différences dans les propriétés d'adsorption- désorption et de partage entre les gaz.

L'échantillon est véhiculé par un gaz-vecteur au travers d'une colonne dans laquelle les retards différentiels se font. L'émergence des gaz à l'autre bout de la colonne est enregistrée

par différents détecteurs de gaz. Il ne s'agit pas vraiment d'une identification chimique. La colonne peut être étalonnée car le temps d'émergence est reproductible et caractéristique d'un gaz donné.

L'extraction du fluide des inclusions est obtenue par écrasement de l'échantillon sous atmosphère inerte.

V-Laser Inducted Breakdown Spectroscopy (LIBS, Fabre et al., 1999; Fabre, 2000)

La spectrométrie d'émission optique couplée à l'ablation laser (LIBS) est une méthode d'analyse quantitative, mais destructive. Il s'agit d'une analyse ponctuelle pour quantifier un certain nombre d'éléments (les alcalins, les alcalino-terreux, les métaux) dans des inclusions individuelles. Cette méthode consiste à produire, à une pression atmosphérique sous un flux d'argon, un micro-plasma ($T = 10000^{\circ}\text{K}$) à l'aide d'un laser Nd-YAG quadruplé en fréquence. Les éléments du micro-plasma portés à l'état excité émettent des radiations caractéristiques des transitions électroniques lorsqu'ils repassent à l'état fondamental. La résolution latérale, mesurée dans différents matériaux (quartz, halite, calcite,...) est de l'ordre de $6\ \mu\text{m}$. ainsi, le laser permet à la fois de creuser un micro-puits sous la surface de l'échantillon afin d'atteindre l'inclusion en profondeur puis de créer un plasma de la phase aqueuse à analyser.

Des courbes de calibrations de rapports de concentrations d'éléments (Na/K, Na/Li, Na/Ca, Ca/Mg, Ba/Sr, Ca/ Sr....) ont été réalisées à l'aide de différents types de standards : verres synthétiques, minéraux et inclusions fluides synthétiques. Elles permettent alors de connaître les rapports molaires du fluide piégé.

Cette méthode ne nécessite aucune préparation de l'échantillon, toutefois, les inclusions doivent avoir une taille de l'ordre de $20\ \mu\text{m}$ et une salinité autour de 7 % poids éq. NaCl.

Partie II : les inclusions fluides étudiées

I-1-Introduction

Les paramètres microthermométriques sont présentés sous forme d'histogrammes grâce auxquels sont définis des modes pour chaque type d'inclusions fluides. Des diagrammes binaires notamment température de fusion de la glace (ou salinité) en fonction de la température d'homogénéisation sont utilisés pour interpréter les résultats.

Les températures de fusion de la glace seront traitées dans le système NaCl-H₂O et l'ensemble des températures eutectiques mesurées est proche de l'eutectique du système NaCl-H₂O (-21°C). les salinités seront, donc, calculées dans le système NaCl-H₂O avec l'équation de Bodnar (1993) (Tableaux 6):

Salinité (% poidsNaCl) = 0.00+1.78T-0.0442T²+0.000557T³, avec T= - Tfg

I-2-Présentation des résultats microthermométriques :

Les mesures de refroidissement ont été menées sur les échantillons suivants :

- 1- Le faciès à quartz, topaze de Hananère.
- 2- Le granite fin à albite- topaze de Hanana (situé à environ 500 m du pointement de Hananère).
- 3- Les microgranites à albite-topaze d'Aléméda.
- 4- Les filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine)
- 5- Les filons de quartz de Tim Amzi-El Karoussa.

Remarque

- Les mesures du faciès à quartz-topaze de Hananère, le granite de Hanana et les microgranites d'Aléméda ont été effectuées au **CRPG -CNRS à Nancy** sur une platine type USGS par M Bouabsa.L (2002). (Tableaux 4)
- Les mesures des massifs d'In tounine, Hanana, Tim Amzi ont été faite sur le quartz, sur une platine de marque **Linkam TH MS 600** au CRD (Centre de Recherche et Développement-Sonatrach-Boumèrdes "2008"). (Tableaux 5)

I-3-La typologie des inclusions fluides étudiées : (Planche VI)

La typologie des inclusions fluides retenues pour cette étude est celle décrite par Boiron et al. (1992). Elle est basée sur l'homogénéisation globale des inclusions fluides et leur composition.

V correspond aux inclusions homogénéisant en phase vapeur.

L correspond aux inclusions dont l'homogénéisation se fait en phase liquide.

L'indice **C** est attribué aux inclusions dont les composées C-H-O-S sont dominantes.

C-W correspond aux inclusions qui contiennent aussi bien des composées carboniques que aqueux avec une dominance des composés carboniques (inclusions triphasées).

W-C correspond à des inclusions, plus riche en eau, ou il n'y a que les clathrates pour indiquer la présence de phases carboniques (inclusions biphasées à toute température inférieure à 30°C).

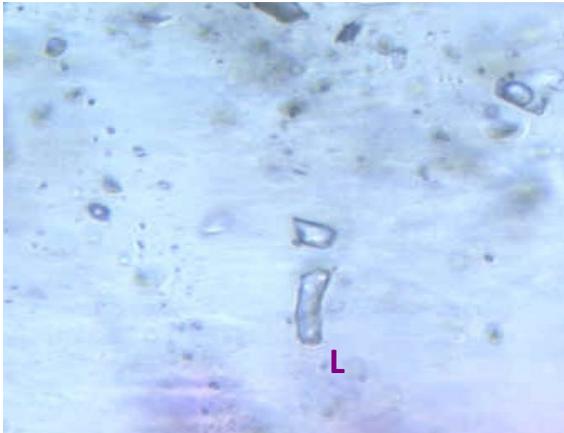
L'indice **W-(C)** correspond à des inclusions aqueuses qui contiennent des phases carboniques dont la présence n'a été révélée qu'en microspectrométrie Raman.

L'indice **W** correspond aux inclusions fluides purement aqueuses.

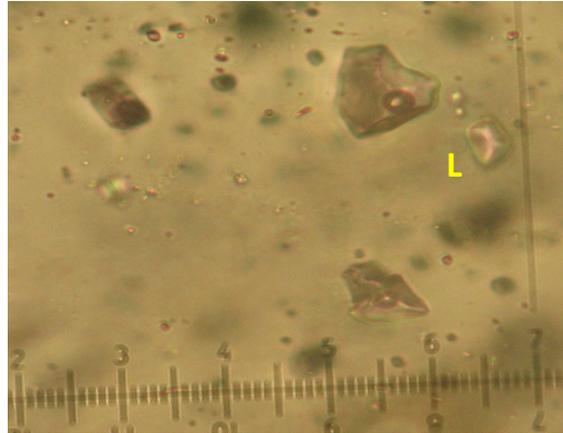
L'indice **S** indique la présence de phases solide.

PLANCHE VI

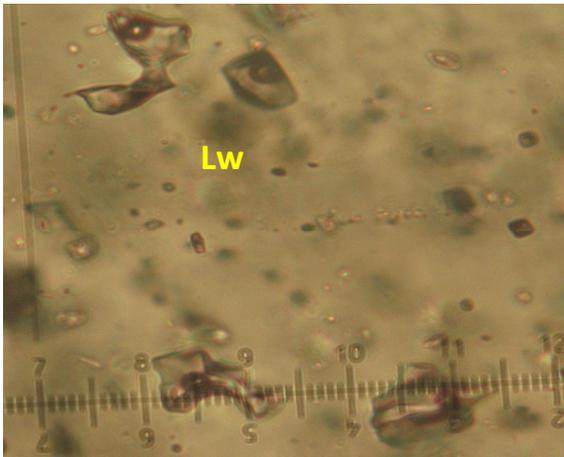
Les différents types d'inclusions fluides étudiées (dans le quartz)



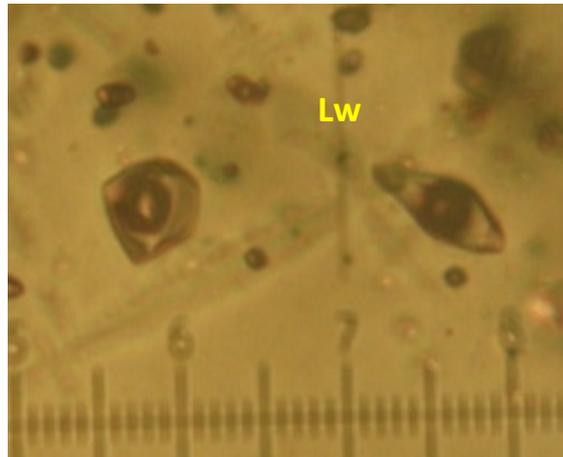
Filons de Quartz de Tiftazounine



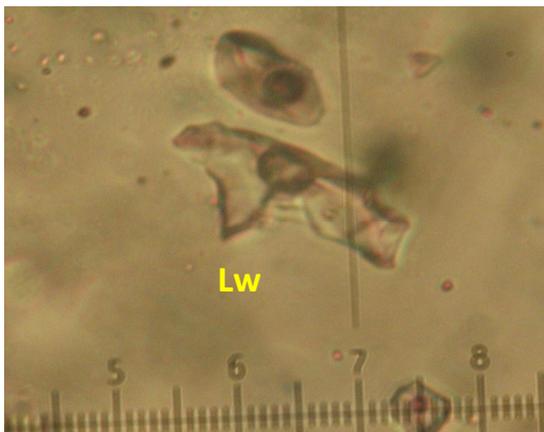
Filons de quartz de Tim Amzi



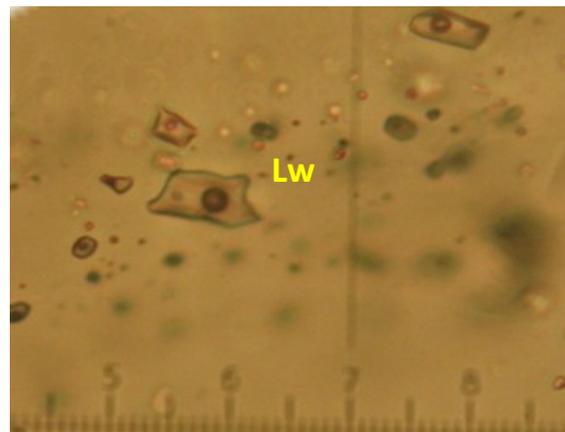
Filons de quartz de Tim Amzi



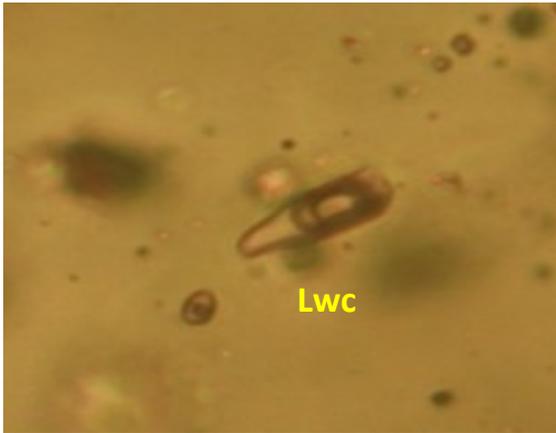
Filons de Quartz de Tiftazounine



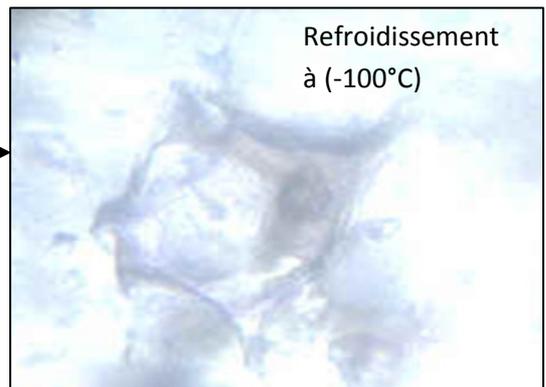
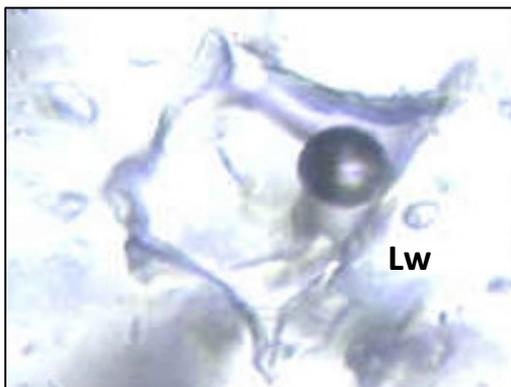
Filons de quartz de Tim Amzi



Filons de Quartz de Tiftazounine



Granite fin à Ab – Top de Hanan



Filons de quartz de Tiftazounine

I-4-Les inclusions fluides de la topazite de hananère :

Dans ce faciès, nous avons étudié les inclusions, aussi bien dans le quartz que dans la topaze.

I-4-A-les inclusions fluides dans le quartz : Elles ont des tailles variant entre 10 et 60µm (voir 80µm). Elles sont réparties d'une façon irrégulière sur tout le cristal, mais montre parfois un certain alignement selon deux plan distincts.

Les principaux types d'inclusions rencontrés sont : **Lw**, **Lwcs** (très rares), **Vc** et **Vc-w**. **Lwc**, **Lcw**. En plus de ces types on note la présence d'inclusions purement aqueuses et des reliques magmatiques.

Les inclusions aqueuses (L et Lw)

Inclusion de type L

Elles sont rares et présentent des températures de fusion de la glace comprises entre -3,1 et -6°C ; les **Te** sont de l'ordre de -22, la densité est de 0,71.

Inclusion de type Lw

Elles sont dominantes dans l'échantillon et peuvent être divisées en deux sous groupes :

1- Les inclusions à faible remplissage (**Rv** < 10%),

Te = -18 à -20°C, **Tfg** = -2,5°C.

2- les inclusions à remplissage moyen (20 < **Rv** < 40%),

Te = -22 à -24°C, **Tfg** = -4 à -5°C.

Ces deux groupes ou familles d'inclusions se trouvent sur un même plan et seraient cogénétiques et présentent des densités de 0,71 à 0,82.

Les inclusions aquo-carboniques (Lw-c et Vc-w)

Inclusion de type Lw-c

Ces inclusions sont réparties sur l'ensemble du minéral, sans aucune orientation donnée (probablement les plus précoces). Elles ont un remplissage faible (**Rv** = 10%), avec des densités de 0,73 à 0,94.

Te = -19 à -20°C,

Tf clath = +0,4 à +1,2.

Inclusion de type Vc-w

Se basant sur leur **Rv**, ces inclusions ont été divisées en trois sous groupes :

1- Les inclusions à fort remplissage (80 < **Rv** < 95%),

Th(v) CO2 = 28 à 29,2°C.

Tf CO₂ = -57,1°C.

2- Les inclusions à remplissage moyen (**Rv**=50%)

Th(c) CO₂= 27,2 à 30°C.

Tf CO₂ = -56,8 à -57°C.

(c) : le ménisque disparaît brutalement entre les deux phases.

3-remplissage moyen à faible (**Rv**<40%),

Th(L) CO₂= 18,8 à 29°C.

Tf CO₂ = -56,6 à -60,8°C.

Tf clath = +6 à +8,4°C.

Toutes ces inclusions **Vc-w** semblent appartenir à un même plan qui est sécant par rapport au premier (incluant les inclusions **Lw**). La relation entre les deux n'est pas très nette, mais il semblerait que les inclusions carboniques recoupent les autres inclusions (reste évidemment à confirmer ou à infirmer par d'autres observations sur plusieurs sections).

I-4-B- Inclusions dans la topaze :

Les inclusions rencontrées dans les cristaux de topaze sont moins abondantes mais de taille plus grande (30 à 100µm). Ces inclusions sont réparties d'une façon irrégulière et présente parfois des orientations perpendiculaires à l'allongement du minéral.

Les principaux types rencontrés sont :

Les inclusions aqueuses (Lw)

Inclusion de type Lw

Avec un remplissage variant entre 30 et 50%,

Te = -19 à -20°C.

Tfg = -3,5 à -4,1°C, et peuvent descendre plus bas (jusqu'à -7°C) pour des inclusions à **Rv** <20%. Les densités sont de l'ordre de 0,49 à 0,68.

Les inclusions aquo-carboniques

Inclusion de type Lwc

Avec un remplissage de 40%, et des densités de l'ordre de 0,51 à 0,57.

Te = -18°C.

Tfg = -4,6°C,

Le solide est resté intact pendant le refroidissement. Il faut noter que ce type d'inclusions est très rare.

Inclusion de type Vc-w

Avec un remplissage de 60% environ

Th CO₂ n'a pas pu être mesuré.

Tf CO₂ = -56, 7°C.

Te = -17°C.

Tf clath = +4, 5°C.

I-5-inclusions fluides dans le microgranite à Ab-Top d'Aléméda :

Les mesures n'ont été faites que sur le quartz de première génération (magmatique), qui est souvent automorphe et fracturé. Les inclusions rencontrées sont de taille variant entre 15 et 60µm et sont réparties d'une façon irrégulière sur l'ensemble du minéral elles sont du type :L,

Lw, Lws, Lw-Cs, Vc-w.

Les inclusions aqueuses

Inclusion de type Lw

Sont les plus abondantes et présentent des remplissages variant entre 15 et 40%, avec des densités de 0,48 à 0,78.

Te = -18 à -25°C et des ;

Tfg = -1,5 à -4°C.

Inclusion de type Lws

Inclusions avec d'autres solides, à Rv de 10 à 20%,

Te = -26°C.

Tfg = -3 à -5,8°C.

Les inclusions aquo-carboniques

Inclusion de type Lw-cs

Ce type d'inclusion est rare, les solides sont de type halite (?) (Une seule inclusion a été rencontrée) ; la densité est de 0,47.

Rv = 10%

Début **TfH** = -21°C.

Tfg = -26°C,

Tf clath = +8, 5°C.

Inclusion Vc-w

À remplissage variable entre 40 et 80%,

Th (L) CO₂ = +25, 5°C.

TfCO₂ = -56, 7 à -57, 5°C.

Te = -26 (?).

Tf clath = +7 à + 7,8°C.

I-6-Inclusions fluides dans le granite fin à top de Hanana :

Dans cet échantillon seul les inclusions dans le quartz I, automorphe ont fait l'objet de mesures. Les inclusions ont des tailles plus réduites que les inclusions rencontrées dans les autres faciès (entre 10 et 40 µm).

Les principaux types rencontrés sont :

Les inclusions aqueuses

Inclusion de type Lw

Elles sont les plus abondantes, avec un **Rv** variant de 10 à 20%, et des densités de l'ordre de 0,46 à 0,75.

Te = -16 à -22°C

Tfg = -0,5 à -2°C.

Les inclusions aquo-carbonique

Inclusion de type Vc-w

Elles ont un remplissage moyen, compris entre 40 et 60%,

Th (L) CO₂ = +27, 6 à 28, 2°C

TfCO₂ = -56, 6 à -57, 4°C.

Tf clath n'ont pas pu être observé.

Dans la topaze : Les principaux types rencontrés sont :

Les inclusions aqueuses de **type Lw** : présentent des TH variant de 340 à 360°C avec des Tfg autour de -2 et -6°C. Les densités sont de l'ordre de 0,5 à 0,6.

Les inclusions aquo-carboniques de **type Lwc** : la densité est de 0,66 et présentent des TH autour 300°C.

I-7-Inclusions fluides des filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine) :

Les inclusions aqueuses

Inclusion de type Lw

C'est Le type le plus dominant, les inclusions ont des formes très variables et des tailles allant de (10 à 30 μ m) avec un remplissage relativement moyen, il est de 16 à 40%, et des densités de l'ordre de 0,5 à 0,93.

Te = -19 à -26°C

Tfg = -0,3 à -7,4°C.

Tf clath = +1,9 à +7°C.

Les inclusions à faible remplissage **Th** = 133°C à 277°C,

Les inclusions à moyen remplissage (10<**Rv**< 40%),

Tfg= -0,8 à -5,1°C, **Th(L)** = 196°C à 486°C.

Les inclusions à fort remplissage (**Rv**=60%),

Tfg = -5 °C , **Th (v)** = 449°C à 513°C.

Les inclusions aquo-carboniques

Inclusion de type Lcw

Avec un remplissage de 25%, la densité est de 0,64.

Te = -21°C

Tfg = -0,4°C.

TH = 270°C.

I-8-Inclusions fluides dans le granite fin à albite-topaze de Hanana:

Les inclusions aqueuses

Inclusion de type L

Elles sont rares et présentent des températures d'homogénéisation basse 196°C avec un remplissage entre 10 et 40%. La densité est de 0,87.

Inclusion de type Lw :

Avec un remplissage relativement faible entre 12 et 42 %, et des densités de l'ordre de 0,58 à 0,93.

Tf CO2 = -57 à -57, 7°C

ThCO2 = +21, 8 à +24, 3°C.

Les inclusions aquo-carboniques

Inclusion de type Lcw

Elles ont un remplissage fort 62%. La densité est de 0,64

Tf CO₂ = -59°C **ThCO₂** = +22, 3°C.

Tf clath = +2, 3°C. **Te** = -22,2°C.

Tfg = -2°C. **Th** = 318°C.

I-9-Le filon de quartz de Tim Amzi-El Karoussa :

Les inclusions aqueuses

Inclusion de type Lw

Les inclusions rencontrées sont de taille plus grande (10 à 60 µm), présentant un remplissage faible variant de 10 à 30%, les densités sont de l'ordre de 0,9 à 0,93.

Te = -23 à -26,5°C

Tfg = -4,3 à -6,4°C.

Th(L) faible = 136 à 170°C.

I-10-Interpretation des Histogramme des TH et des Tfg

I-10-1-Les inclusions fluides de la topazite de Hananère : (Figure 19)

Les températures d'homogénéisation montrent une repartition bimodale ; un mode variant entre 330°C et 390°C pour les inclusions aquo-carboniques et un autre mode de basse température 230°C et 300°C pour les inclusions aqueuses.

Les températures de fusion de la glace montrent une repartition modale avec un groupe à basses températures -2 à -7°C.

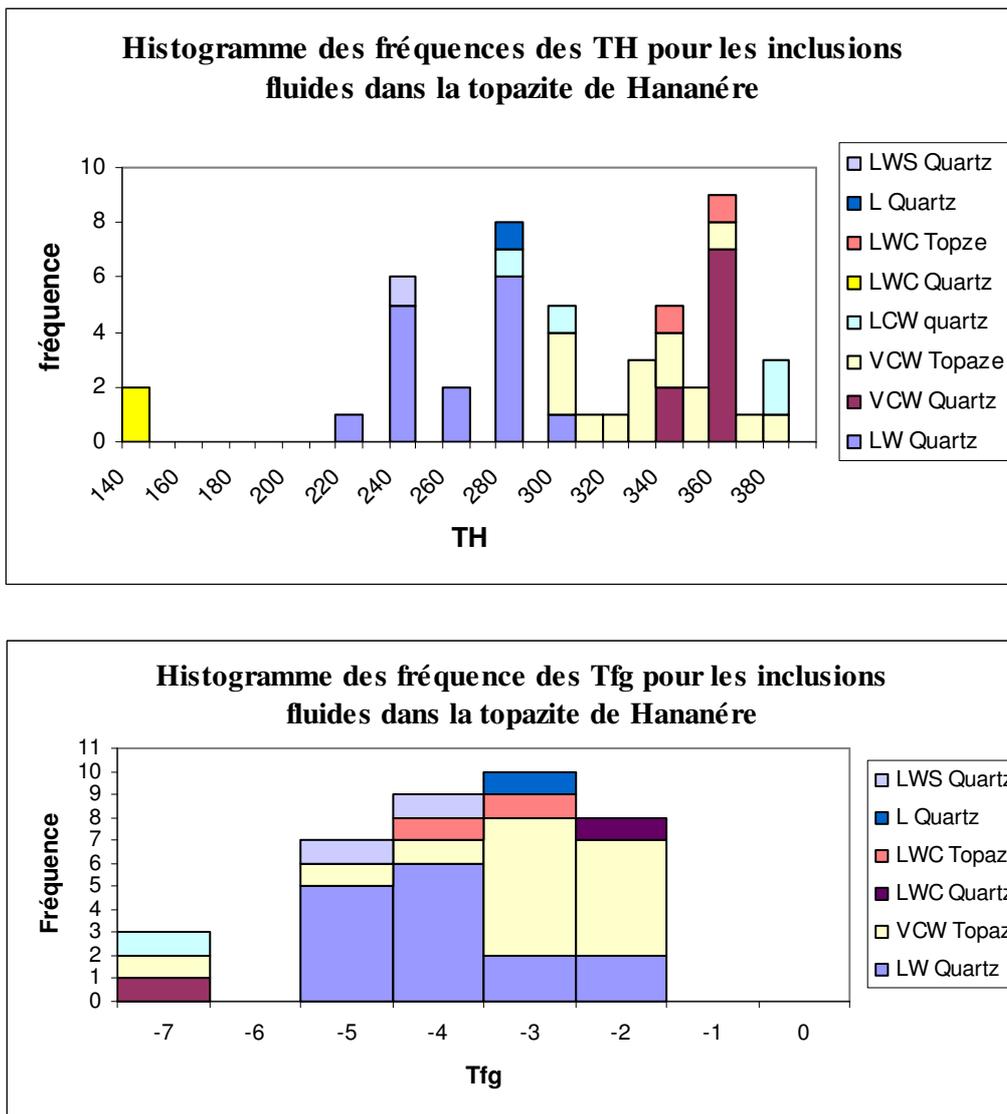


Fig .19 : Histogrammes pour les inclusions de la topazite de Hananère

I-10-2-les inclusions fluides dans le microgranite à Ab-Top d'Aléméda : (Figure 20)

Les températures d'homogénéisation dans le cas des inclusions aqueuses sont beaucoup plus étalées de 250°C à 370°C que celles des inclusions aquo-carboniques de 330°C à 370°C.

Les températures de fusion de la glace montrent une répartition modale avec des températures de -1 à -7°C avec un mode principale autour de -1°C.

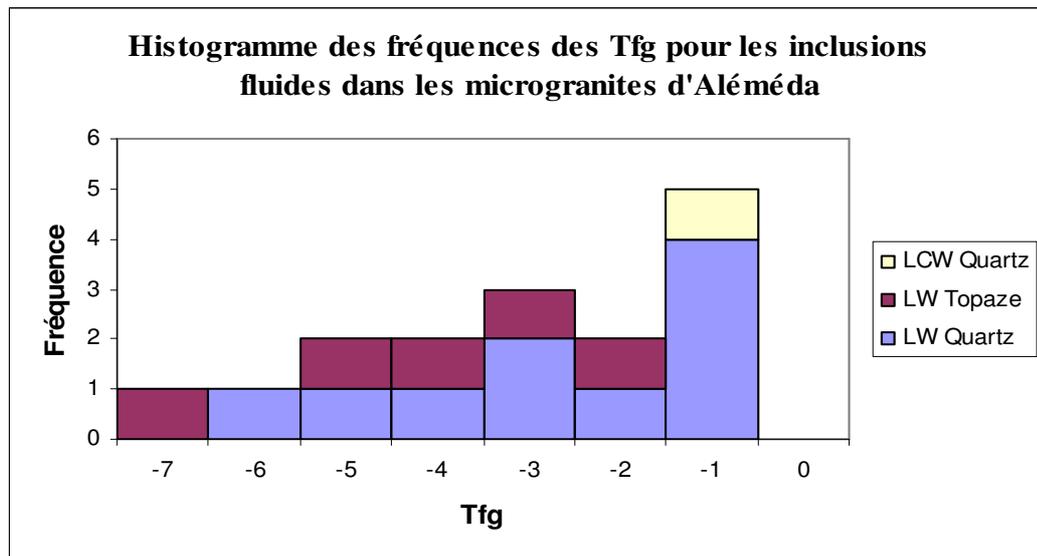
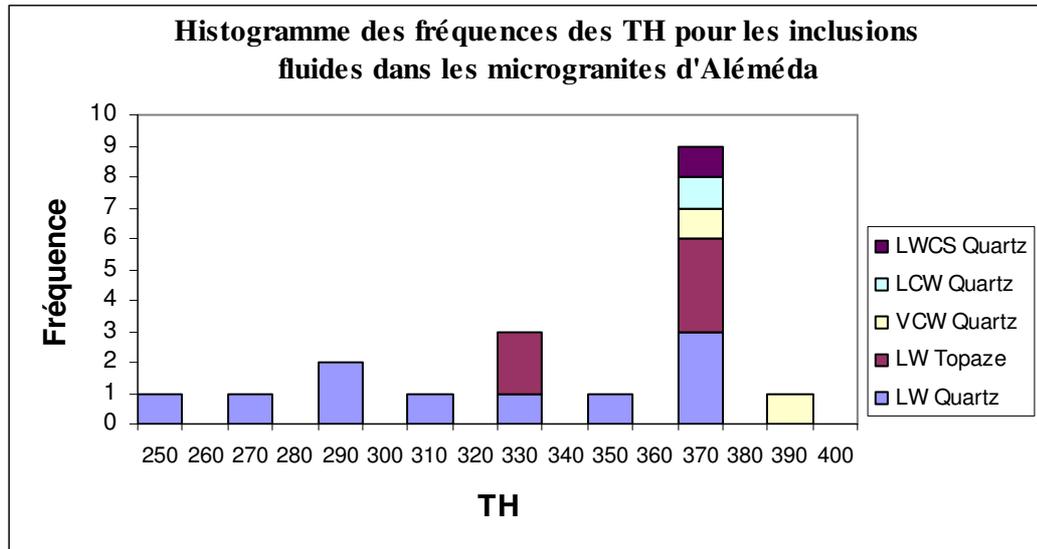


Fig .20: Histogrammes pour les inclusions des microgranites d'Aléméda

I-10-3-Les inclusions fluides dans le granite fin à top de Hanana : (Figure 21)

Les températures d'homogénéisation montrent une répartition modale variant de 280°C à 400°C avec un mode principale autour de 380°C.

Les températures de fusion de la glace sont très étendues elles varient de 0 à -6°C montrant une répartition modale.

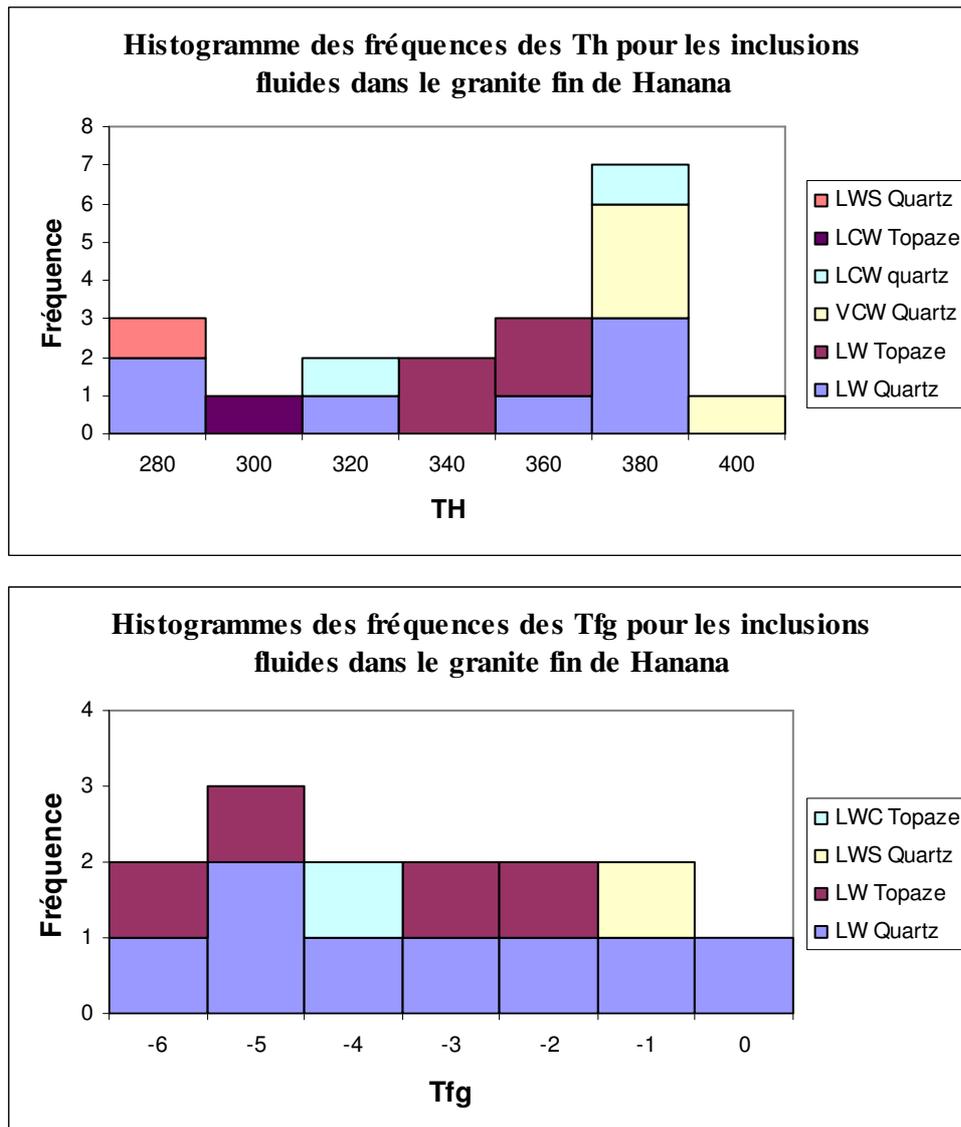


Fig .21 :

Histogrammes des inclusions pour le granite fin de Hanana

I-10-4-les inclusions fluides des filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine) : (Figure 22)

Les températures d'homogénéisation dans les inclusions aqueuses montrent une répartition modale et très étendue elles varient de 130°C à 370°C.

Les températures de fusion de la glace sont très étendues aussi elles varient de 0 à -7°C montrant une répartition bimodale, un mode à 0°C et l'autre mode entre -1 et -7°C.

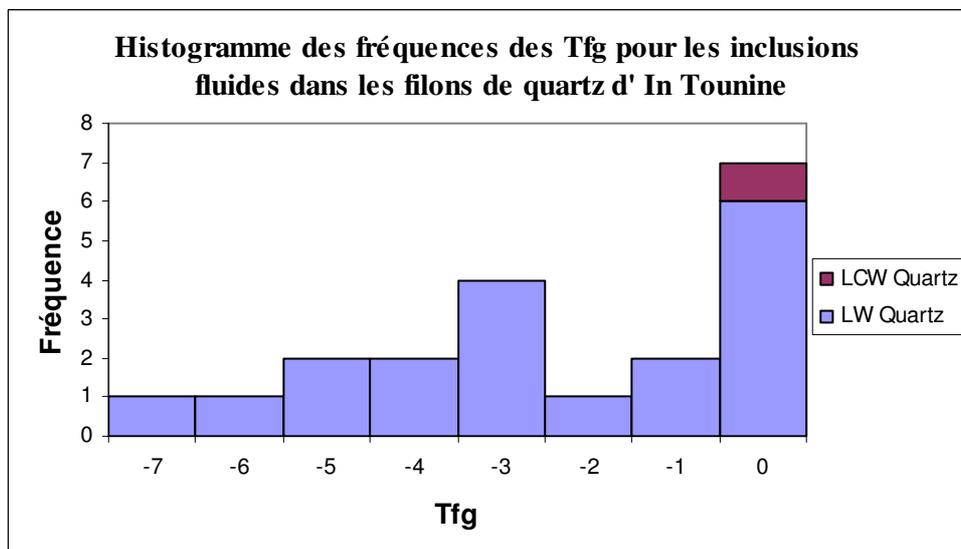
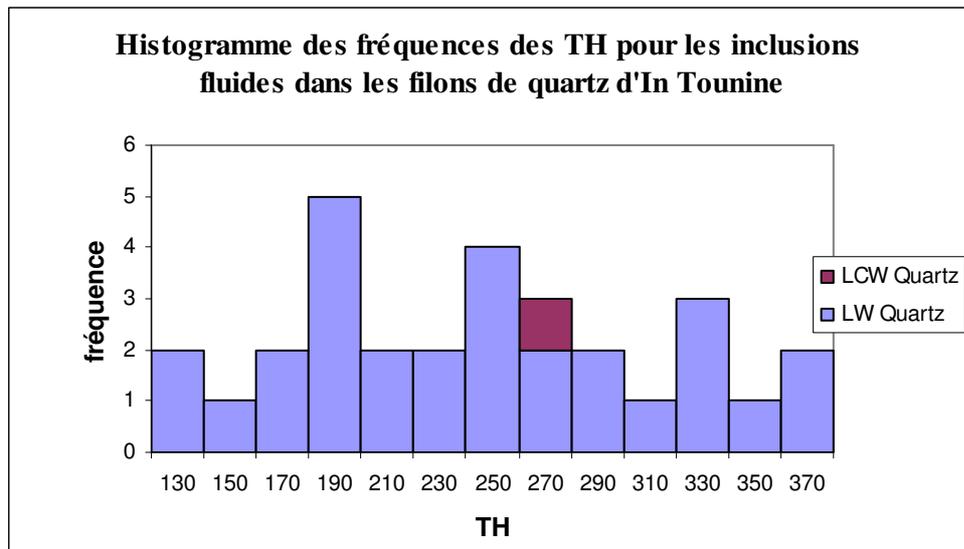


Fig .22 : Histogrammes des inclusions pour le filon de quartz d'In Tounine

I-10-5-Les inclusions fluides dans le granite fin à albite-topaze de Hanana: (Figure 23)

Les températures d'homogénéisation sont très dispersées elles varient entre 150°C et 350°C pour les Lw trois groupes se distinguent :

-Des TH élevées (330-350°C) ;qui correspond aussi aux TH des inclusions Lcw ;

Un groupe de TH autour de 250°C ;

-Un dernier groupe avec un mode autour de 150°C .

-Les temperatures de fusion de la glace montrent une repartition modale avec des temperatures de -1 à -4°C.

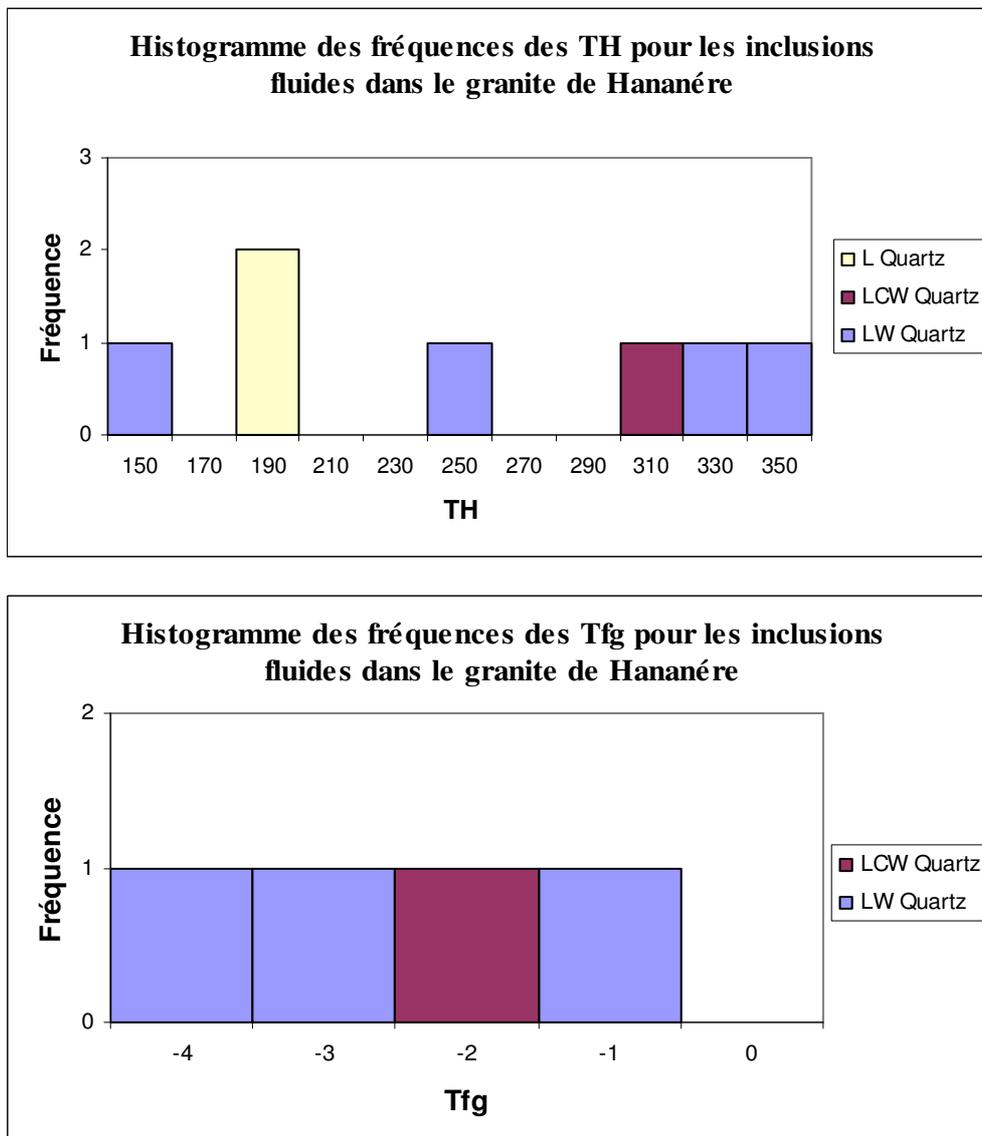


Fig .23: Histogrammes des inclusions pour le granite de Hananére

I-10-6-Le filon de quartz de Tim Amzi-El Karoussa : (Figure 24)

Les températures d'homogénéisation dans les inclusions aqueuses sont très basses, elles varient entre 130°C et 170°C avec un seul mode.

Les températures de fusion de la glace dans les inclusions Lw montrent une répartition modale -4°C et -6°C.

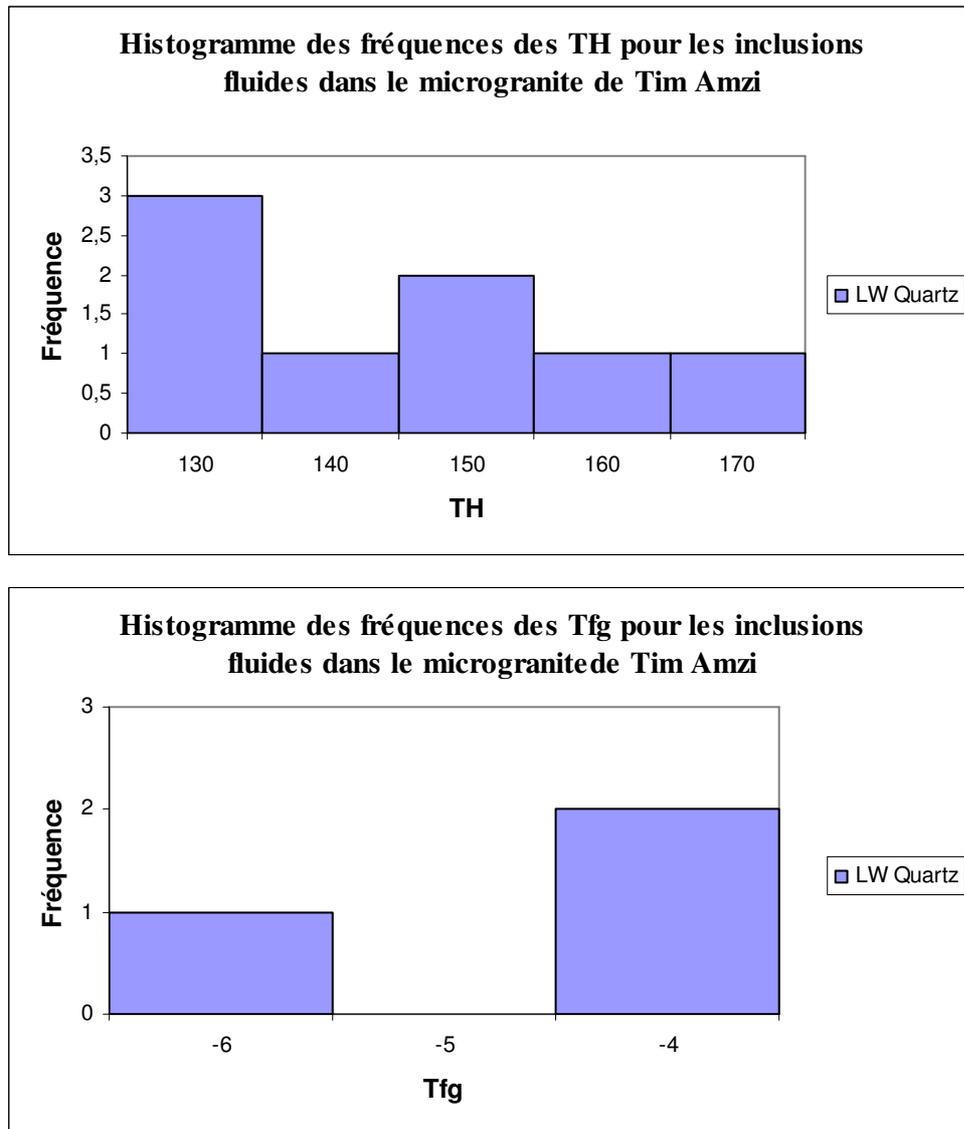


Fig .24 : Histogrammes des inclusions pour le filon de Tim Amzi

II - Interprétation

II-1-Analyse des diagrammes de corrélation Tfg-TH

II-1-1-Les inclusions fluides de topazite de hananère

Le diagramme de température de fusion de la glace en fonction de la température d'homogénéisation de la figure 25 montre deux fluides :

Un fluide moyennement salé (la salinité est entre 4 et 8% eq.NaCl) ; Tfg autour de -2 à -6°C et les TH sont basses autour de 230°C à 280°C dans l'échantillon du quartz.

L'autre fluide est moyennement salé (la salinité est entre 4 et 10 % eq.NaCl) et un peu chaud avec des TH allant de 300°C à 370°C dans l'échantillon de la topaze

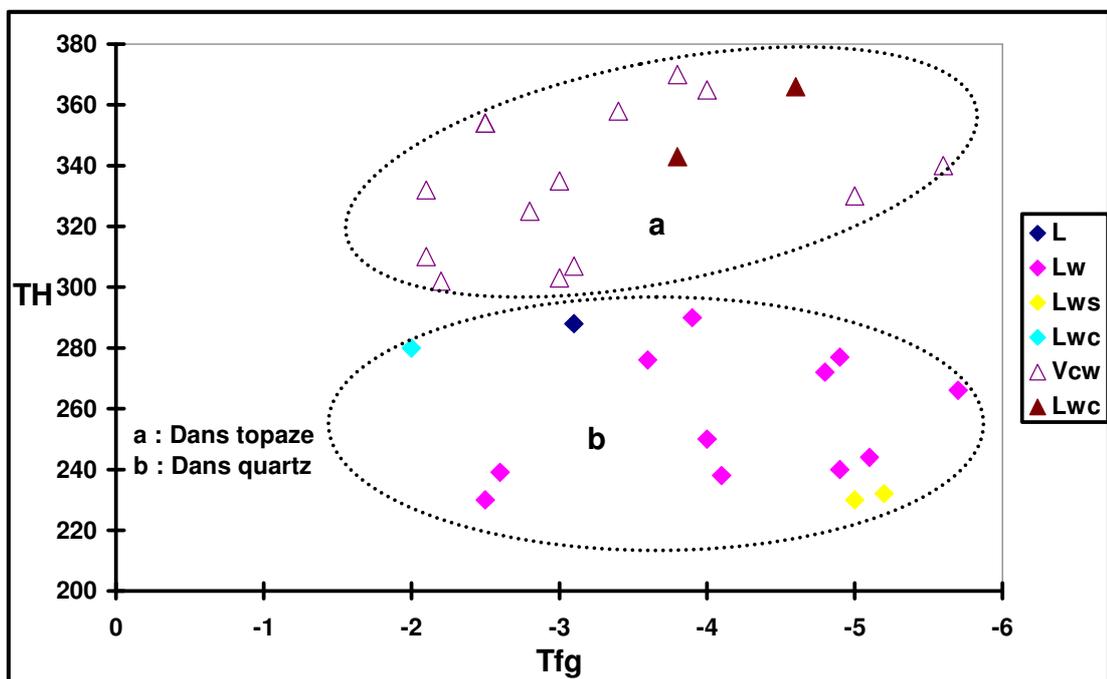


Fig .25 : Diagramme Tfg-TH des inclusions de la Topazite de Hananère

II-1-2-inclusions fluides dans le microgranite à Ab-Top d'Aléméda

Le diagramme de température de fusion de la glace en fonction de la température d'homogénéisation de la figure 26 montre une large dispersion correspondant au mélange de deux populations de fluide :

Un fluide chaud avec des TH allant de 360°C à 380°C avec une dispersion des Tfg allant de -1,2 à -7,2°C pour les inclusions à remplissage moyen.

Le deuxième fluide est moyennement chaud (TH allant de 250°C à 310°C) et moins salé que l'autre fluide (Tfg autour de -1,2 à -5°C) pour les inclusions à remplissage faible, la salinité est entre 2 et 9 % eq.NaCl.

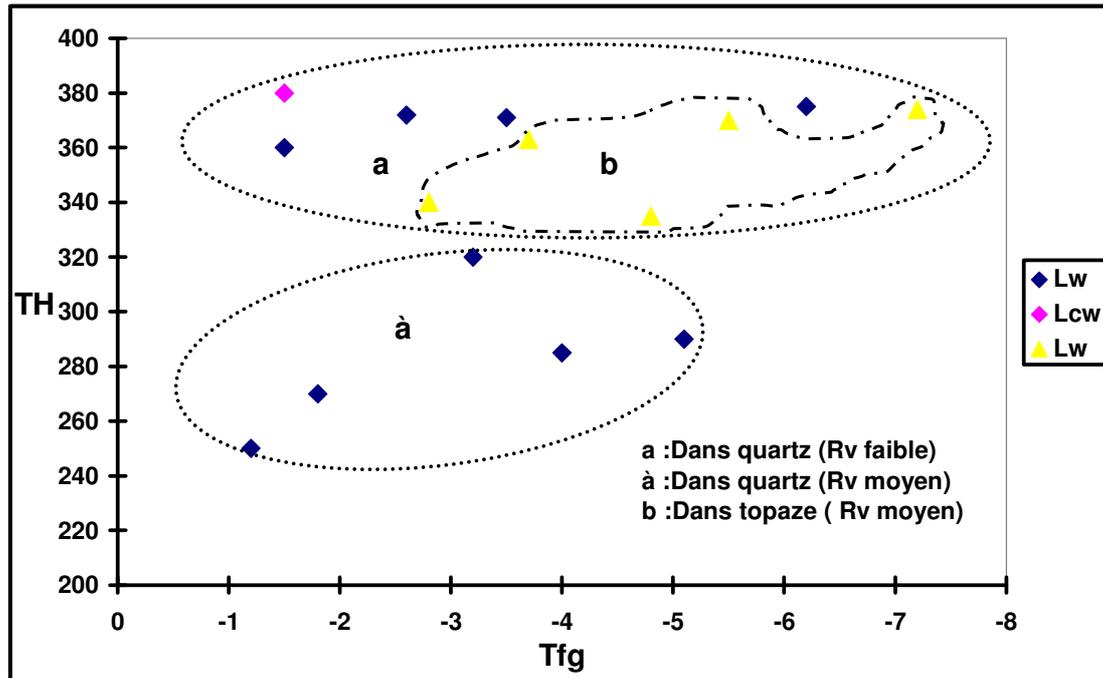


Fig .26: Diagramme Tfg-TH du microgranite à topaze d' Aléméda

II-1-3-Inclusions fluides dans le granite fin à top de Hanana :

Le diagramme de température de fusion de la glace en fonction de la température d'homogénéisation de la figure 27 montre :

Dans le quartz les inclusions à remplissage faible les Tfg sont faibles autour de -0,6 et -3, et des TH moyennes allant de 270°C à 320°C par contre les inclusions à remplissage moyen les Tfg sont relativement moyennes autour de -5,6 et -6,7°C (une salinité moyenne entre 5 et 10% eq.NaCl) et des TH élevées autour de 372°C et 380°C.

Dans la topaze les inclusion à remplissage faible présente une salinité faible (2,5% eq.NaCl) des Tfg faibles (-2,1 à -4,8) et des TH moyennes (308°C à 354°C) et dans l'inclusion à remplissage moyen (Rv=40%) la Tfg est (-6°C) et une TH élevée (+368°C).

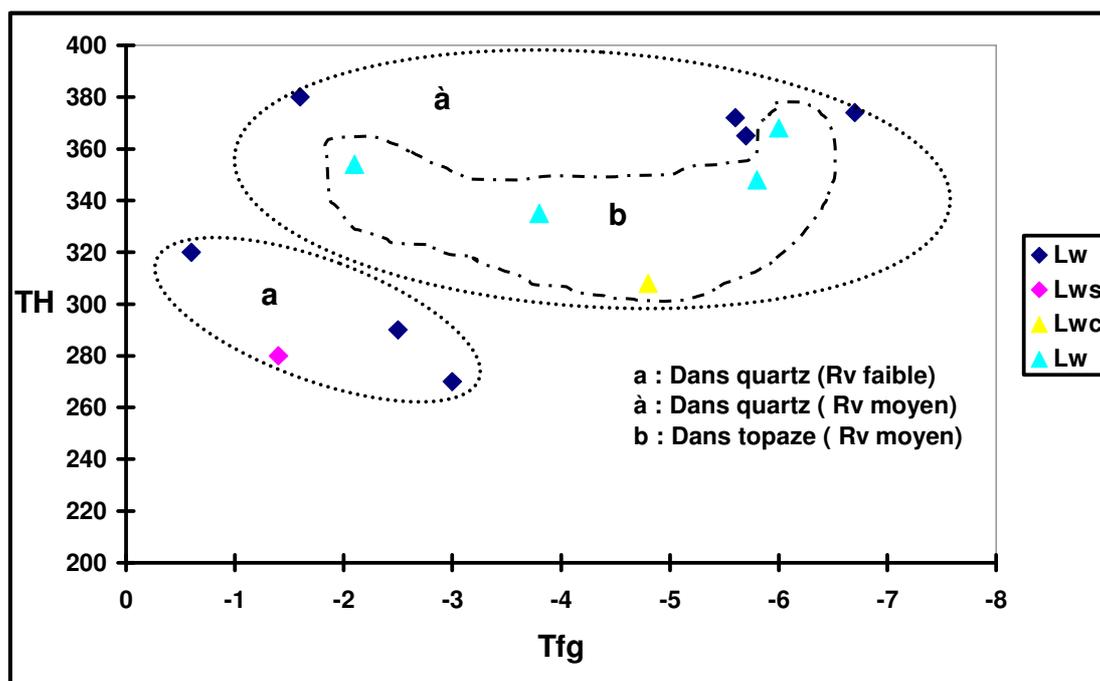


Fig .27: Diagramme Tfg –TH des inclusions du granite fin de Hanana

II-1-4-Analyses Raman

Echantillon	Inclusion	Spectre	CO ₂ %mol	CH ₄ %mol	N ₂ %mol	H ₂ S%mol
LH42 Qtz	Analyse 1	9001	94,5	5,4		<0,2
LH42 Qtz	Analyse 2	9002	93	6	1	
LH42 Qtz	Analyse 3	9003	72,2	27,3		0,5
LH42 Top,	Analyse 4	9004	72	28		
LH42 Top,	Analyse 6	9006	88,6	11,4		
OT228 Qtz	Analyse 7	9010	98	1,4	<1	
LH134 Qtz	Analyse 8	9011	92	6,5	1,5	
LH134 Top,	Analyse 9	9012	92,7	4,6	2,7	

Les analyses en microspectométrie Raman montrent des compositions variables de volatils avec une forte dominance de CO₂ (72 à 98 mol. %) pour les autres volatils les teneurs variant entre 1,4 et 99 mol. % pour le méthane et entre <1 et 2,7 mol. % pour l'azote.

- V_{CW} : Dans le quartz comme dans la topaze sont carboniques avec peu de CH₄ et des TH de 360°

-L_{WC} : Enrichissement des inclusions en CH₄ avec des TH plus basses 280°C.

II-1-5-Inclusions fluides dans les filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine) :

Le diagramme de température de fusion de la glace en fonction de la température d'homogénéisation de la figure 28 montre une très grande dispersion des TH allant de 120°C à 480°C avec des Tfg moyennes allant de -0,3°C à -7,4°C

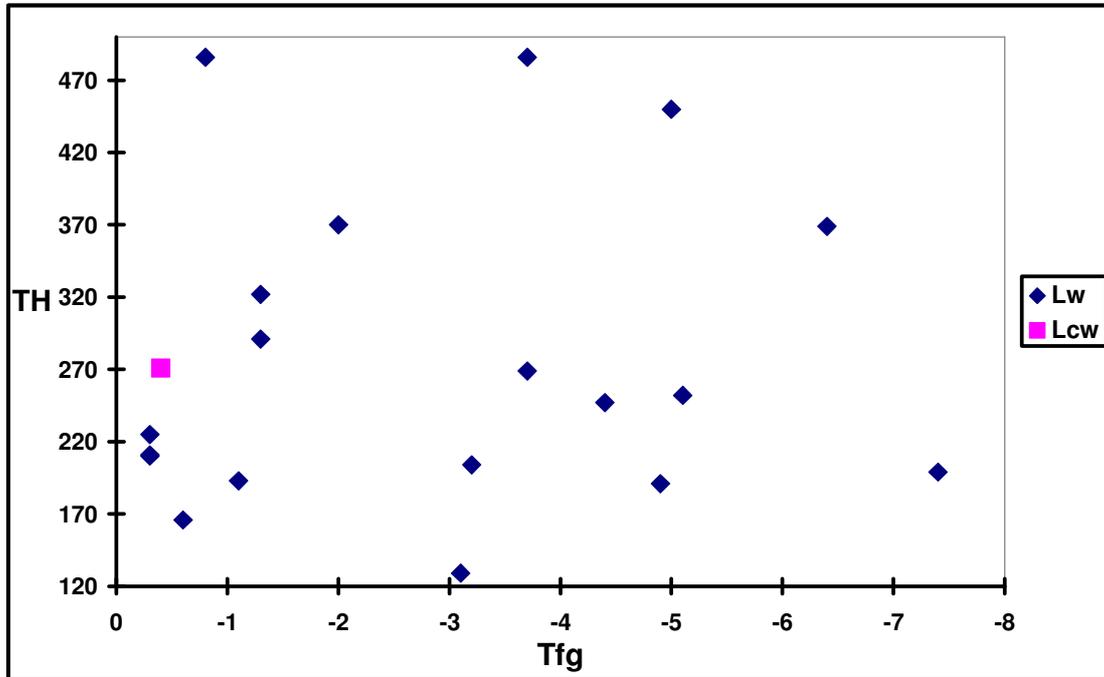


Fig .28: Diagramme Tfg-TH des filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine)

II-1-6-Inclusions fluides dans le granite fin Hanana et le filon de quartz de Tim Amzi :

Le diagramme de température de fusion de la glace en fonction de la température d'homogénéisation de la figure 29 et figure 30 montre un fluide moyennement salé les Tfg autour -2 à -6,5°C et des TH généralement basses.

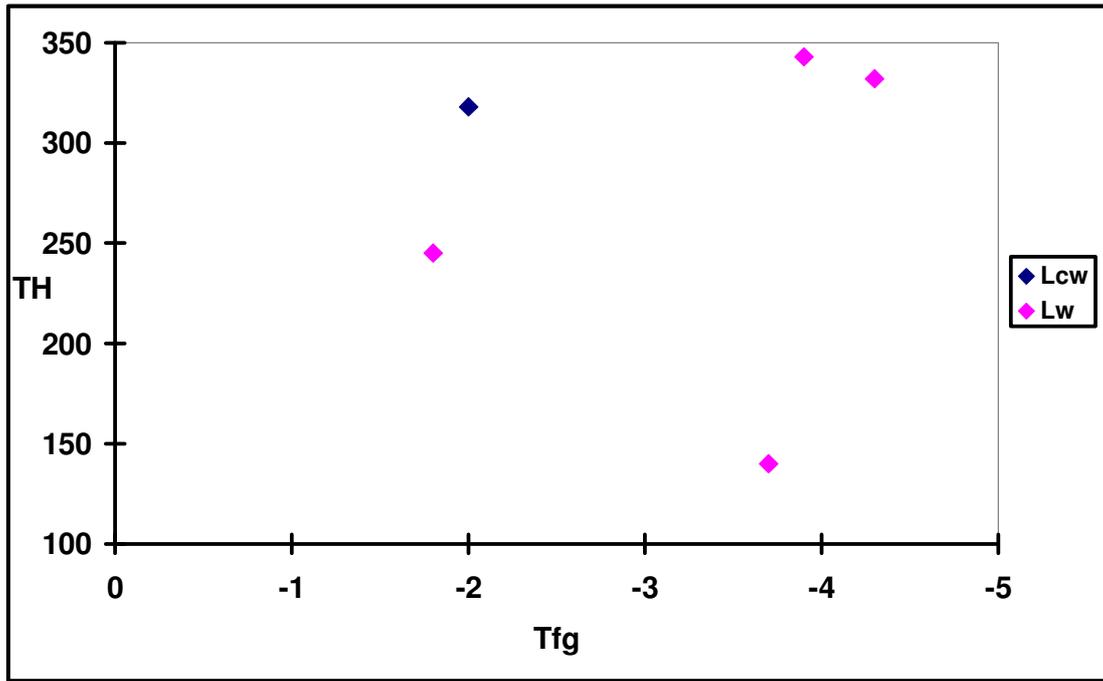


Fig .29 : Diagramme Tfg – TH du granite fin de Hanana

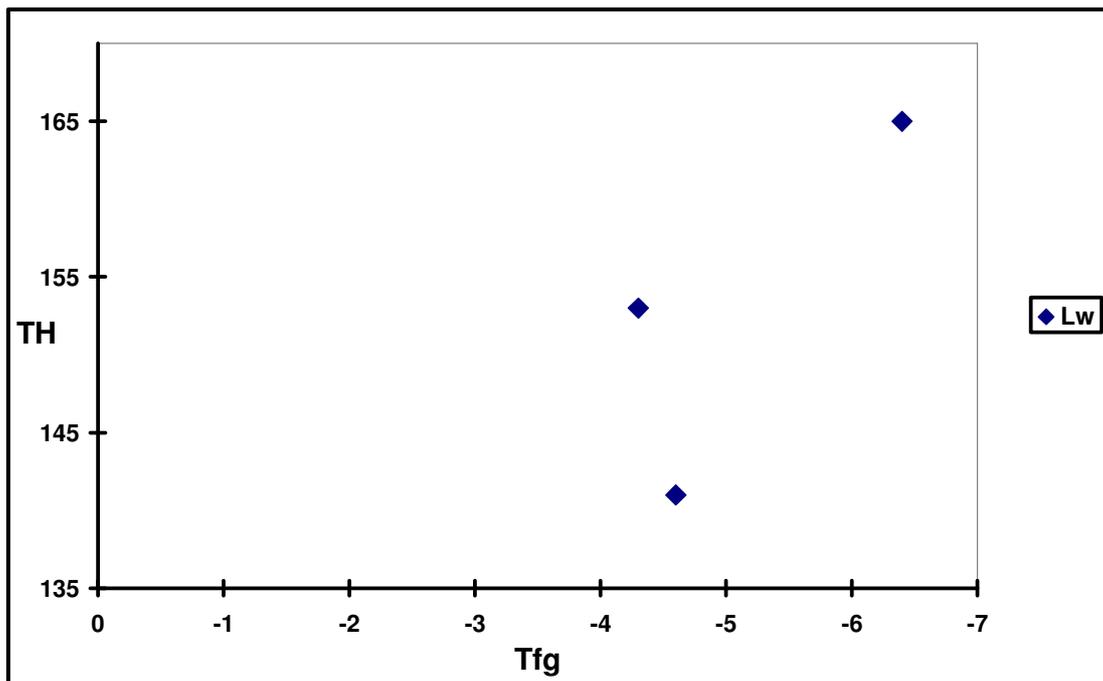


Fig .30 : Diagramme Tfg – TH dans le filon de quartz de Tim Amzi

II-2-Synthèse

-Le diagramme De corrélation de Tfg en fonction de TH pour l'ensemble des données (Figure 31) montre une large dispersion des Températures de fusion de la glace correspondant au mélange des deux populations de fluides dans le quartz ou dans la topaze.

-Les températures d'homogénéisation totale sont assez élevées entre 250°C et 350°C mais pouvant atteindre 500°C (pour les inclusions carboniques).

On constate qu'on a un fluide de salinité faible suivi par un fluide salé.

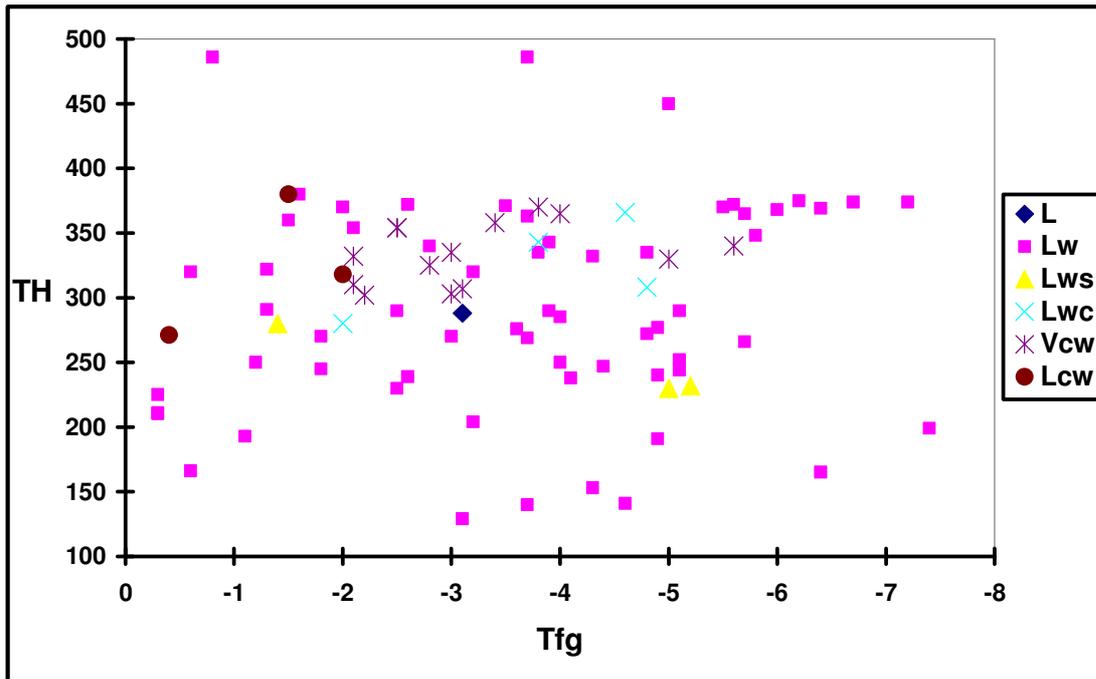


Fig .31 : Diagramme de Tfg en fonction de température d'homogénéisation de l'ensemble des mesures

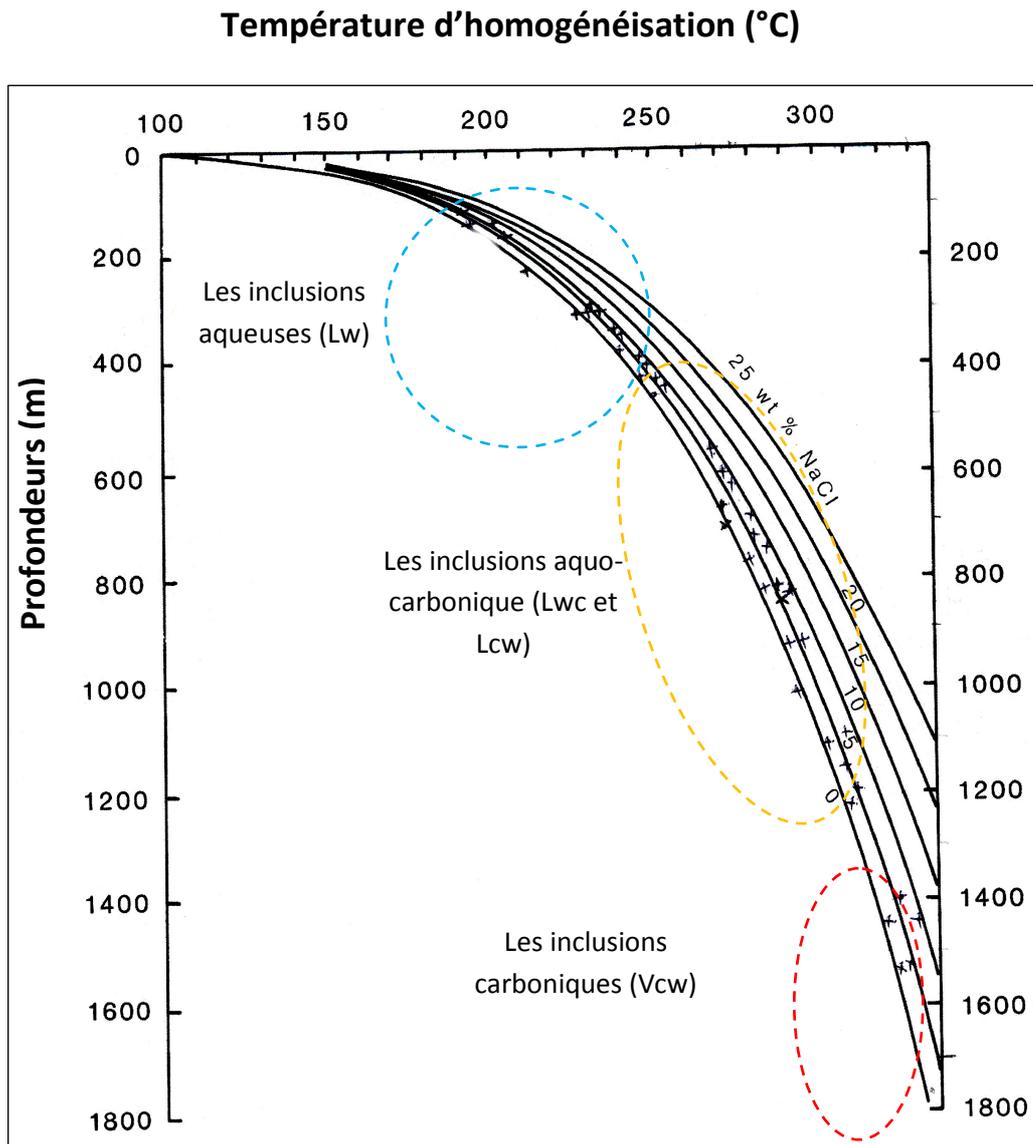


Fig .32 : Diagramme de température d'homogénéisation (°C) en relation avec la profondeur (m) et les courbes de salinité dans le système H₂O-NaCl (Haas, 1971).

La profondeur varie selon le type des inclusions (Figure 32) :

1-Dans la topazite de Hananère :

a-Dans le quartz :

Les inclusions de type L : correspond à une profondeur de l'ordre de 850 m.

Les inclusions de type Lw : correspond à des profondeurs de l'ordre de 310 à 930 m.

Les inclusions de type Lws : correspond à une profondeur de l'ordre de 300 m.

Les inclusions de type Lwc : correspond à une profondeur de l'ordre de 785 m.

b-Dans la topaze :

Les inclusions de type Vcw : correspond à des profondeurs de l'ordre de 1110 à 1760 m.

2-Dans le microgranite d'Aléméda :

a-Dans le quartz :

Les inclusions de type Lw : correspond à des profondeurs de l'ordre de 470 à 830 m.

3-Dans le granite fin de Hanana :

a-Dans le quartz :

Les inclusions de type Lw : correspond à des profondeurs de l'ordre de 620 à 1450 m.

Les inclusions de type Lws : correspond à une profondeur de l'ordre de 820 m.

Les inclusions de type Lcw : correspond à une profondeur de l'ordre de 1100 m.

b-Dans la topaze :

Les inclusions de type Lwc : correspond à une profondeur de l'ordre de 1100 m.

4-Dans les filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine) :

a-Dans le quartz :

Les inclusions de type Lw : correspond à des profondeurs de l'ordre de 100 à 610 m.

Les inclusions de type Lcw : correspond à une profondeur de l'ordre de 710 m.

4-Dans les filons de quartz de Tim Amzi - El Karoussa :

a-Dans le quartz :

Les inclusions de type Lw : correspond à des profondeurs de l'ordre de 50 à 90 m.

II-3-Conclusion

Il ressort de cette étude les résultats préliminaires suivants :

-présence de quatre types d'inclusion : Lw, Lwc, Vwc, Vcw et de rares inclusions Lws (avec $T_{ds} > T_H$).

-les inclusions aqueuses sont les plus abondantes.

-les inclusions étudiées présentent des salinités modérées (entre 2 et 14%).

-les inclusions carboniques sont en générale les plus chaudes et les plus riche en CO₂ (>90%)

« Probablement les plus précoces ».

-Les inclusions aquo-carboniques et aqueuses sont les moins chaudes et les plus riche en CH₄.

Cette richesse en méthane est à rattacher à une contribution importante de l'encaissant métamorphique lors des phénomènes tardi à post magmatique qui sont à l'origine de la transformation des granites à grains fin de Hanana en topazite de Hananère (phénomène de greisénisation).

L'estimation des profondeurs dans le diagramme de Haas, (1971) nous a permis de faire ressortir les résultats suivants :

Dans ces gisements, on décrit typiquement une évolution en trois stades :

-Premier stade de circulation à hautes températures ($\leq 500^{\circ}\text{C}$) impliquant les fluides carboniques (où domine le CO_2) d'origine profonde (1400-1800m) se sont les inclusions les plus précoces.

-deuxième stade de circulation mettant en jeu deux fluides aquo-carbonique représentés par les inclusions type Lcw et les inclusions type Lwc qui se mélangent l'un chaud et modérément salé l'autre moins chaud et peu salé. Ils se mettent en place à des profondeurs moins grandes que les inclusions carboniques entre 600 et 1200 m.

-troisième stade de circulation impliquant les inclusions aqueuses avec des fluides très peu salés ($\leq 1\%$ pds. éq. NaCl) et nettement plus froids avec des profondeurs très faibles entre 50 et 500 m.

**Tableaux 4 : Mesures du faciès à quartz, topaze de Hananère
le granite fin de Hanana et les microgranites d'Alémedea.**

Inclusions fluides dans la topazite de Hananère

1- Inclusions dans le quartz

La densité est calculée par l'équation suivante:

$$d \text{ (g/cm}^3\text{)} = 1,0014 - (2,23^{-4}) \times (\text{Th}) - (1,35^{-6}) \times (\text{Th}^2) - (4,66^{-9}) \times (\text{Th}^3) + (2,35^{-2}) + (4,56^{-3}) + (4,88^{-4}) - (6,50^{-5}) \times (\text{Th}) - (5,31^{-5}) \times (\text{Th}) + (1,01^{-6}) \times (\text{Th}^2)$$

N°	Type	RV	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClath	ThCO ₂	Th(°C)	d(g/cm ³)	Remarques
1	L	-	-	-22	-3,1	-	-	288(L)	0,714	
2	Lw	0,15	-	-22	-5,7	-	-	266(L)	0,759	
3	"	0,08	-	-17	-4,9	-	-	277(L)	0,737	
4	"	0,13	-	-23	-5,1	-	-	244(L)	0,799	
5	"	0,1	-	-20	-4,8	-	-	264(L)	0,762	
6	"	0,1	-	-19	-4,9	-	-	240(L)	0,805	
7	"	0,15	-	-22	-5,7	-	-	281(L)	0,728	
8	"	0,13	-	-20	-4,8	-	-	272(L)	0,747	
9	"	0,09	-	-24	-3,9	-	-	290(L)	0,710	
10	"	0,22	-	-24	-4	-	-	250(L)	0,789	
11	"	0,1	-	-19	-2,5	-	-	230(L)	0,822	
12	"	0,12	-	-18,6	-2,6	-	-	239(L)	0,807	
13	"	0,15	-	-24,5	-3,6	-	-	276(L)	0,739	
14	"	0,12	-	-21,2	-4,1	-	-	238(L)	0,809	
15	Lws	0,17	-	-23	-5,2	-	-	232(L)	0,819	TdS >> 350
16	"	0,1	-	-21	-5	-	-	230(L)	0,822	TdS >> 350
17	Lwc	0,2	-	-	-	+7,9	-	280(L)	0,731	
18	"	0,1	-	-19	-	+0,4	-	126(L)	0,942	tout devient glace à -32
19	"	0,09	-	-20	-4,8	+1,2	-	130(L)	0,939	
20	"	0,45	-	-	-2	+6,7	-	280(L)	0,730	Analyse Raman 3
21	Lcw	0,5	-57	-	-	-	30(c)	380(L)	0,466	
22	"	0,65	-56,9	-	-	-	27,8(L)	300(L)	0,687	
23	"	0,55	-57,1	-	-	+4,4	27,2(L)	390(c)	-	
24	Vcw	0,6	-57,5	-	-	+6	28(L)	360(v)	-	Analyse Raman 1
25	"	0,85	-57,8	-	-	+7,2	26,9(L)	359(v)	-	
26	"	0,53	-57,4	-	-	+6,7	27(L)	348(v)	-	
27	"	0,62	-57,8	-	-	+5,6	29,1(L)	368(v)	-	
28	"	0,65	-57,6	-	-	+8,2	27,1(L)	355(v)	-	
29	"	0,75	-57,5	-	-	+6,4	28,6(L)	366(v)	-	
30	"	0,45	-58	-	-	+5,1	29,5(L)	363(v)	-	Analyse Raman 2
31	"	0,8	-56,8	-	-	+8	19,5(v)	354(v)	-	
32	"	0,7	-56,7	-	-	+4	28,1(L)	348(v)	-	

2- Inclusions dans la topaze

1	"	0,55	-	-54?	-3,4	-	-	358(L)	0,535	
2	"	0,4	-	-19,5	-2,1	-	-	332(L)	0,608	
3	"	0,34	-	-21,5	-2,5	-	-	354(L)	0,547	
4	"	0,2	-	-20	-7	-	-	348(L)	0,564	
5	"	0,25	-	-	-2,2	-	-	302(L)	0,683	
6	"	0,3	-	-	-2,1	-	-	310(L)	0,664	
7	"	0,28	-	-	-3	-	-	303(L)	0,680	
8	"	0,35	-	-	-3,1	-	-	307(L)	0,671	
9	"	0,32	-	-	-3,8	-	-	370(L)	0,498	
10	"	0,15	-	-	-2,8	-	-	325(L)	0,627	
11	"	0,27	-	-	-4	-	-	365(L)	0,514	
12	"	0,35	-	-	-5	-	-	330(L)	0,614	
13	"	0,25	-	-	-3	-	-	335(L)	0,600	
14	"	0,4	-	-	-5,6	-	-	340(L)	0,587	
15	Lwc	0,48	-	-20	-3,8	+2,8	-	343(L)	0,578	Analyse Raman 4
16	"	0,45	-	-18	-4,6	+1,2	-	366(L)	0,511	Analyse Raman 5
17	Vcw	0,6	-56,8	-17	-	+4,5	-	380(V)		Analyse Raman 6
18	"	0,55	-57	-	-	+6	-	376(V)		

Les échantillons de microgranite à topaze (Aléméda) - Inclusions dans quartz

N°	Type	RV	TfCO ₂	Te	T fg	TfClat	ThCO ₂	Th(°C)	d(g /cm ³)	Remarques
1	Lw	0,15	-	-32	-3,5	-	-	371(L)	0,495	
2	"	0,45	-	-2,6	-1,5	-	-	360(L)	0,529	
3	"	0,2	-	-18,4	-3,2	-	-	320(L)	0,639	
4	"	0,3	-	-	-2,6	-	-	372(L)	0,492	
5	"	0,1	-	-24	-5,1	-	-	290(L)	0,710	
6	"	0,25	-	-21	-4	-	-	285(L)	0,720	
7	"	0,15	-	-24,5	-1,8	-	-	270(L)	0,751	
8	"	0,18	-	-25	-1,2	-	-	250(L)	0,789	
9	"	0,42	-	-29	-6,2	-	-	375(L)	0,483	
10	Vcw	0,9	-56,9	-	-	+7,5	25,5(L)	365(V)		
11	"	0,8	-57,1	-26	-	+8	25,2(L)	390(V)		
12	Lcw	0,54	-57,4	-	-1,5	-	26,1(L)	380(L)	0,466	
13	Lwcs	0,55	-56,7	-22	-	+8,6	27,7(c)	378(L)	0,473	TDS>Th Analyse Raman 7

Dans Topaze										
1	Lw	0,35	-	-	-7,2	-	-	374(L)	0,486	
2	"	0,2	-	-18	-5,5	-	-	370(L)	0,498	
3	"	0,4	-	-27	-3,7	-	-	363(L)	0,520	
4	"	0,25	-	-32	-4,8	-	-	335(L)	0,600	
5	"	0,38	-	-	-2,8	-	-	340(L)	0,587	

Mesures tirées de la thèse (Chalal, 1992) microgranite d'Aléméda (lame A16 et AZ8)

N°	Type	RV	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClath	ThCO ₂	Th(°C)	d(g /cm ³)	Remarques
A16	Lc	0,65	-58,99	-28,5	-5,3	+6,23	+25,2	308	0,669	
	Lwc	0,4	-	-	-1,5	-	+22,4	305	0,676	
	Lw	0,3	-	-	-	+3,3	-	305	0,676	
	"	0,5	-	-	-	-	-	303	0,680	
	"	0,65	-	-	-3,6	+7,1	-	291	0,708	
	"	0,6	-	-	-1,9	-	-	291	0,708	
	"	0,7	-	-	-1,5	+7,1	-	326	0,624	
	"	0,4	-	-	-	-	-	327	0,621	
	"	0,3	-	-	-	-	-	359	0,532	
	"	0,7	-	-	-	-	-	287	0,716	
	L	-	-	-	-	-	-	134	0,936	
	"	-	-	-	-	-	-	100	0,961	
	"	-	-	-	-	-	-	101	0,960	
AZ8	Lc	0,45	-56,75	-20,6	-1,66	+6,48	+29,9	306	0,673	
	Lwc	0,5	-56,6	-	-1	+5,7	-	277	0,737	
	Lw	0,2	-	-	-	+5,7	-	283	0,725	
	"	0,5	-	-	-	-	-	297	0,694	
	"	0,15	-	-	-	-	-	188	0,881	
	"	0,1	-	-	-	-	-	164	0,908	
	"	0,1	-	-	-	-	-	173	0,898	
	L	0,1	-	-	-	-	-	111	0,954	

Granite fin à Ab-top de Hanana (environ 1Km de la coupole de silixite de Hananère)

Inclusions dans le quartz

N°	Type	RV	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClath	ThCO ₂	Th(°C)	d(g /cm ³)	Remarques
1	Lw	0,15	-	-28,5	-1,6	-	-	380(L)	0,466	
2	"	0,4	-	-20,6	-0,6	-	-	320(L)	0,639	
3	"	0,45	-	-23	-5,6	-	-	372(L)	0,492	

4	"	0,2	-	-25	-2,5	-	-	290(L)	0,710	
5	"	0,35	-	-24	-3	-	-	270(L)	0,751	
6	"	0,44	-	-29	-6,7	-	-	374(L)	0,486	
7	"	0,5	-	-28	-5,7	-	-	365(C)	0,514	
8	Lws	0,18	-	-26	-1,4	-	-	280(L)	0,731	
9	Vcw	0,7	-56,7	-	-	+5	27,8(L)	375(V)		
10	"	0,75	-57	-	-	+4,6	24,3(L)	385(V)		
11	"	0,8	-56,8	-	-	+7,2	28,1(L)	390(V)		Analyse Raman 8
12	"	0,68	-56,7	-	-	+9,1	27,7(L)	394(V)		
13	Lcw	0,45	-57,2	-	-	+6,7	25,4(L)	324(L)	0,629	
14	"	0,6	-56,9	-	-	+8	26,1(L)	378(L)	0,473	

Inclusions dans la topaze

N°	Type	RV	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClath	ThCO ₂	Th(°C)	d(g /cm ³)	Remarques
1	Lwc	0,3	-	-28	-4,8	+8,7	-	308(L)	0,669	Analyse Raman 9
2	Lw	0,2	-	-30	-3,8	-	-	335(L)	0,600	
3	"	0,25	-	-24	-5,8	-	-	348(L)	0,564	
4	"	0,4	-	-21	-6	-	-	368(L)	0,505	
5	"	0,12	-	-19	-2,1	-	-	354(L)	0,547	

Tableaux 5 : Mesures des massifs d'In Tounine, Hanana, Tim Amzi-El Karoussa

Inclusions fluides dans les filons de quartz d'In Tounine (Tiftazounine)

Inclusions dans le quartz

N°	Type	RV(%)	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClath	ThCO ₂	Th(°C)	d(g/cm ³)	Remarques
1 B3-A	Lw	30	-	-23 ,1	-4 ,4	-	-	247 ,2 (L)	0,794	
2	"	25	-	-21 ,9	-7 ,4	-	-	199 ,3(L)	0,867	
3	"	16	-	-19 ,7	-3 ,1	-	-	127 ,6 (L)	0,942	
4	"	40	-	-24 ,7	-6 ,4	-	-	369(L)	0,501	
5	"	33	-	-22 ,6	-	+1 ,9	-	341 ,5(L)	0,584	
6 B5-A	"	30		-26,1	-	+6,6	-	159,7(L)	0,913	
7	"	12		-	-	+6,5	-	133,1(L)	0,937	
8	Lcw	25		-21,4	-0,4	-	-	270,7(L)	0,749	
9	Lw	40		-25,7	-1,3	-	-	322,2(L)	0,634	
10 B5-B	"	30		-22,3	-0,3	-	-	290,6(L)	0,710	
11	"	20		-	-0,3	-	-	210,8(L)	0,852	
12	"	40		-	-0,3	-	-	210,8(L)	0,852	
13	"	28		-	-0,3	-	-	225,2(L)	0,830	
14	"	37		-19,0	-	+8,6	-	334,8(L)	0,603	
15		18		-	-	+7	-	240(L)	0,806	
16 B5-C	"	20		-19,5	-0,6		-	166,4(L)	0,906	

1 B2-A	Lw	15		-	-	+3 ,1		197 ,1(L)	0,870	
2	"	16,66		-	-5 ,1	-		252 ,5(L)	0,785	
3	"	38		-	-	+1 ,8		338 ,8(L)	0,589	
4	"	25		-	-	-		249 ,7(L)	0,790	
5 B2-B	"	40		-	-	+2 ,4		295 ,1(L)	0,699	
6	"	60		-	-5	-		449 ,8(v)		
7	"	62,5		-	-	+7 ,1		513 (v)		
8	"	30		-20 ,8	-3 ,7	-		269 ,5 (L)	0,753	
9	"	28		-20 ,1	-4 ,9	-		190 ,9(L)	0,877	

10	"	20		-19 ,1	-1 ,1	-		192 ,9(L)	0,875	
11	"	18		-31 ,9	-	+9 ,5		182 ,5 (L)	0,888	
12	"	16		-18 ,1	-	+9 ,6		169 ,2 (L)	0,903	
13	"	30		-	-	-		249 ,4 (L)	0,790	
14	"	30		-	-	-		261 ,2 (L)	0,769	
15	"	25		-17 ,1	-0 ,8	-		≤486 ,4	0,040	
16	"	40		-36 ,3	-3 ,7	-		≤486 ,4	0,040	
17	"	16		-24 ,9	-3 ,2	-		204 ,3 (L)	0,860	
18	"	25		-37	-	-		320(L)	0,639	
19	"	35		-37	-2	-		370 ,4(L)	0,498	
20	Lwc	50		-23 ,9	-	+11		-	-	

Granite fin à Ab-top de Hanana
Inclusions dans le quartz

N°	Type	RV(%)	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClat h	ThCO ₂	Th (°C)	d(g /cm ³)	Remarques
1 B4-A	Lcw	40	-57 ,7	-	-	-	27 ,4 (L)	-		
2	Lw	14	-57 ,7	-	-	-	23 ,4 (L)	-		
3	"	12	-57 ,7	-	-	-	21 ,8 (L)	-		
4	"	70	-57 ,2	-	-	-	26 ,6 (L)	-		
5	"	26	-57	-	-	-	24 ,3 (L)			
6 B4-B	Lcw	62	-59	-22,2	-2	+2 ,3	+22,3	318 (L)	0,644	
7	Lw	16	-	-21,1	-1 ,8		-	245,1(L)	0,797	
8	L	40	-	-	-	-	-	196,1(L)	0,871	
9	"	10	-	-	-	-	-	196,1(L)	0,871	
10 B1-A	Lcw	66		-	-	+2,8	30,8 (v)			
11	Lw	20		-	-3,7	-	-	139,9(L)	0,931	
12 B1-B	"	42		-	-3,9	-	-	342,6(L)	0,581	
13	"	30		-	-4,3	-	-	332,9(L)	0,606	

Inclusions fluides dans le filon de quartz de Tim Amzi El-Karoussa

Inclusions dans le quartz

N°	Type	RV(%)	TfCO ₂	Te	Tfg	TfClath	ThCO ₂	Th (°C)	d(g /cm ³)	Remarques
1 B7-A	Lw	16		-26 ,5	-	+0 ,3		158 ,2	0,914	
2	"	30		-	-	+0 ,3		130 ,5	0,939	
3	"	22		-	-	-		137 ,3	0,934	
4	"	16		-23	-6 ,4	-		165 ,4	0,907	
5	"	16		-	-	+2 ,2		163 ,5	0,909	
6	"	10		-	-4 ,6	-		141 ,3	0,930	
7	"	15		-28	-4 ,3	-		152 ,9	0,919	
8	"	20		-		+0 ,2		136 ,1	0,934	
9B7-B	"	20		-		+3,9		170	0,902	

Tableaux 6 : Mesures des salinités dans le système H₂O-NaCl
avec l'équation de Bodnar.

Les salinités sont calculées dans le système NaCl-H₂O (T_e ≈ 21°C) avec l'équation de Bodnar (1993).

Salinité (% pds NaCl) = 0.00+1.78T-0.0442T²+0.000557T³, avec T= - Tfg

topazite de Hananère (LH42)				Granite fin à Ab-top de Hanana			
Dans le quartz		Dans la topaze		Dans le quartz		Dans la topaze	
Tfg	Salinité (wt%)	Tfg	Salinité (wt%)	Tfg	Salinité (wt%)	Tfg	Salinité (wt%)
-3,1	5,109	-3,4	5,562	-1,6	2,737	-4,8	7,587
-5,7	8,813	-2,1	3,548	-0,6	1,052	-3,8	6,156
-4,9	7,726	-2,5	4,182	-5,6	8,679	-5,8	8,945
-5,1	8,002	-7	10,485	-2,5	4,182	-6	9,209
-4,8	7,587	-2,2	3,708	-3	4,957	-2,1	3,548
-4,9	7,726	-2,1	3,548	-6,7	10,109	-	
-5,7	8,813	-3	4,957	-5,7	8,813	-	
-4,8	7,587	-3,1	5,109	-1,4	2,4068	-	
-3,9	6,302	-3,8	6,156				
-4	6,448	-2,8	4,649				
-2,5	4,182	-4	6,448				
-2,6	4,338	-5	7,864				
-3,6	5,861	-3	4,957				
-4,1	6,593	-5,6	8,679				
-5,2	8,139	-3,8	6,156				
-5	7,864	-4,6	7,306				
-4,8	7,587	-					
-2	3,387	-					
microgranite à topaze (Aléméda)							
Dans le quartz		Dans la topaze					
Tfg	Salinité (wt%)	Tfg	Salinité (wt%)				
-3,5	5,712	-7,2	10,732				
-1,5	2,572	-5,5	8,545				
-3,2	5,261	-3,7	6,009				
-2,6	4,338	-4,8	7,587				
-5,1	8,002	-2,8	4,649				
-4	6,448	-					
-1,8	3,064	-					
-1,2	2,073	-					
-6,2	9,469	-					
-1,5	2,572	-					

Les filons de quartz (Tiftazounine)		Granite fin de Hananère		Filon de quartz de Tim Amzi	
Dans le quartz		Dans le quartz		Dans le quartz	
Tfg	Salinité (wt%)	Tfg	Salinité (wt%)	Tfg	Salinité (wt%)
-4 ,4	7,023	-2	3,387	-6,4	9,727
-7 ,4	10,977	-1,8	3,064	-4 ,6	6,881
-3 ,1	5,109	-3,7	6,009	-4 ,3	7,306
-6 ,4	9,727	-3,9	6,302		
-0,4	0,704				
-1,3	2,240				
-0,3	0,530				
-0,3	0,530				
-0,3	0,530				
-0,3	0,530				
-0,6	1,052				
-5,1	8,002				
-5	7,864				
-3 ,7	6,009				
-4 ,9	7,726				
-1 ,1	1,905				
-0 ,8	1,395				
-3 ,7	6,009				
-3 ,2	5,261				
-2	3,387				

Conclusion Générale

Conclusion générale

Les gisements et indices Stanno-Wolframifère de la province métallogénique à étain et wolframite du Hoggar central sont toujours associés à un magmatisme panafricain poste orogénique qui se mis en place sous forme de massifs granitiques circonscrits de taille relativement réduite.

Dans le secteur d'étude nous montrons l'existence de deux types de magmatismes très contrastés :

- Une première famille de granite à biotite que nous avons appelé granite « T ».
- Une deuxième famille de granites à albite- topaze « AT » ou bien GMR « Granites à métaux rares ».

Dans cette étude nous nous sommes intéressés au massif d'In Tounine, l'affleurement granitique de Hanana et Hananère , et les microgranites filoniens de Tim Amzi-El Karoussa.

Le massif d'In Tounine présente un granite grossier à biotite c'est le faciès principal et occupe un volume important de l'intrusion. Le microgranite porphyrique à biotite et le granite fin à deux micas constituent les zones apicales du massif In-Tounine et correspondraient à une différenciation du faciès grossier.

Le granite fin à albite-topaze se distingue nettement des autres faciès aussi bien sur le terrain où il forme une entité repérable, que par sa composition particulière. Nous pensons donc qu'il est l'expression d'une venue magmatique franchement postérieure à l'ensemble du pluton.

Les granites de Hanana (à grain très fin) formeraient les parties apicales et sommitales ; tandis que les filons de microgranite porphyrique « AT » représenteraient les expressions hypovolcaniques filoniennes (apophyses) du granite très spécialisé et différencié.

L'étude pétrographique a montré que les granites »At » présentent une composition minéralogique très contrastée avec les granites encaissants, ils sont essentiellement constitués de quartz- feldspath K.- albite- topaze- protolithionite et cassitérite disséminée.

Le traitement des données géochimiques montre le caractère **peralumineux** riches en **Li-F** et **métaux rares**.

L'étude minéralogique a montré que le remplissage des fractures contrôlent la minéralisation, il varie considérablement du point de vue morphologique et minéralogique, mais quelques caractéristiques essentielles et principales peuvent être dégagées :

- Leur liaison avec les intrusions de granite et microgranite "AT".
- La minéralisation semble spatialement contrôlée par un système de fracture (cisaillement et fentes de tension)
- La paragenèse des altérations subsolidus (protolithionite, zinnwaldite, fluorine et topaze) témoigne de la circulation de fluides hydrothermaux riches en fluor et lithium ; le quartz qui est souvent tardif par rapport à la minéralisation ne semble avoir joué qu'un rôle de support. Généralement les minéralisations associées sont essentiellement de type filonien avec une orientation NE ; la paragenèse est constituée essentiellement de **Wolframite** et de **cassitérite**.

La cassitérite semble toujours contrôlée par l'association topaze – protolithionite, formant parfois des miaroles. Cette paragenèse correspond à la dernière phase de cristallisation magmatique à partir de fluide résiduel enrichi en éléments volatiles et métalliques. La richesse de ce granite en cassitérite nous permet de le qualifier de granite générateur ou spécialisé (GMR).

Pour l'étude des inclusions fluides il ressort les résultats préliminaires suivants :

- Les analyses en microspectométrie Raman montrent des compositions variables de volatils avec une forte dominance de CO₂ (72 à 98 mol. %) pour les autres volatils les teneurs variant entre 1,4 et 99 mol. % pour le méthane et entre <1 et 2,7 mol. % pour l'azote.
- Les analyses microthermométriques montrent :

-présence de quatre types d'inclusion : Lw, Lwc, Vwc, Vcw et de rares inclusions Lws (avec Tds>TH).

-les inclusions aqueuses sont les plus abondantes.

-les inclusions étudiées présentent des salinités modérées (entre 2 et 14%).

-les inclusions carboniques sont en générale les plus chaudes et les plus riche en CO₂ (>90%)
« Probablement les plus précoces ».

-Les inclusions aquo-carboniques et aqueuses sont les moins chaudes et les plus riches en CH₄. Cette richesse en méthane est rattachée à une contribution importante de l'engain métamorphique lors des phénomènes tardi à post magmatique qui sont à l'origine de la transformation des granites à grains fins de Hanana en topazite de Hananère (phénomène de greisénisation).

- L'estimation des profondeurs dans le diagramme de (Haas, 1971) nous a permis de ressortir les résultats suivants :

Dans ces gisements, on décrit typiquement une évolution en trois stades :

-Premier stade de circulation à hautes températures ($\leq 500^{\circ}\text{C}$) impliquant les fluides carboniques (où domine le CO₂) d'origine profonde (1400-1800m) se sont les inclusions les plus précoces.

-deuxième stade de circulation mettant en jeu deux fluides aquo-carbonique les inclusions type Lcw et les inclusions type Lwc qui se mélangent l'un chaud et modérément salé l'autre moins chaud et peu salé. Ils se mettent en place à des profondeurs moins grandes que les inclusions carboniques entre 600 et 1200 m.

-troisième stade de circulation impliquant les inclusions aqueuses avec des fluides très peu salés ($\leq 1\%$ pds. éq. NaCl) et nettement plus froids avec des profondeurs très faibles entre 50 et 500 m.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

Abdeslam, M.G., Liegeois J.P., Stern, R.J., 2002. The Saharan métacraton. Mineral Deposits at the beginning of the 21st century, Piestrzynski et al (eds), 485-487. *Journal of African Earth Sciences* 34, 119- 136.

Acef, K., Liegeois J.P., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003. The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonisation. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 95-311.

Ait Hamou, F., Doutria, J-M. , 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar : une synthèse des données disponibles. Mise au point chaud. *Bulletin Service Géologique Algérie* 5, 1, 49-68.

Allégre, C.J., Caby, R., 1972. Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. *C.R. Acad. Sci., Paris, D*, 275, 2095-2098.

Azzouni-Sekkal, A., 1989. Pétrologie et géochimie des granites de type « Taourirt » : un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogéniques, au Pan-African (Hoggar, Algérie). *Thèse Doctorat es-Sciences*, USTHB, Alger, 667p ; *Mémoire Service Géologique Algérie* 7 (1995), 288p.

Azzouni-Sekkal, A., Boissonnas, J., 1993. Une province magmatique de transition du calco-alkalin : Les granitoïdes pan-africains à structure annulaire de la chaîne pharusienne du Hoggar (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, 164, 597-608.

Azzouni-Sekkal, A., Liegeois, J.P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi Zinet, S., Bonin, B., 2003. The « Taourirt » magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield : review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *JOURNAL OF African Earth Sciences* 37, 331-350.

Bakker r.j.(1997) clathrates: computer programs to calculate fluid inclusion v-x properties using clathrate melting temperature. *Computers and geosciences*, 23, pp.225-236.

Bates, R.L., Jackson J.A., 1980. Glossary of geology. *American Geological Institute, Falls Church, VA, USA*, 750p.

Bertrand, Jm,L., 1974. Evolution polycyclique des gneiss précambriens de l'Aleksod (Hoggar central, Sahara algérien). *Thèse Doctorat es-Sciences. Université Montpellier. CNRS, Série Géologie* 19, 370 p.

Bertrand, Jm,L., Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-african orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield. *Geodosche Rundschau* 67,2 , 357-388.

Bertrand, J.M.L., Caby, R., Ducrot, J., Lancelot, J., Moussine-Pouchkine, A., Saadallah, A., 1978. The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar Central Sahara, Algeria):

geology, structural development, U/Pb geochronology, and tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Research* 7, 349-376.

Black, R., Latouche, L., Liégeois, J-P., Caby, R. and Bertrand, J-M. , 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641-644.

Bodnar R.J.(1993). Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl Solutions. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 57,pp.683-684.

Boiron ; C.,Essarraj S., Sellier E., cathelineau m., lespinasse m., et poty b.(1992). Identification of fluid inclusions in relation to their host microstructural domains in quartz by cathodoluminescence .*Geochimica Cosmochimica, Acta*,56,pp.175-185.

Boissonnas, J., 1973. Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan-africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Thèse Doctorat es-Sciences, Paris VI; Centre de Recherche sur les zones arides, Série Géologie* 16,662p.

Boissonnas, J., Borsi , S., Ferrera G., Fabre, J., Fabriès, J., Gravelle, M., 1969. On the earlyCambrian age of two late orogenic granites forme West-Central Ahaggar (Algerian Sahara). *Can. Earth Sci.*, 6, 25-37.

Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F. And Ferrag, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. *Lithos* 45, 45-70.

Bouabsa, L., 1987. Intrusions granitiques à albite-topaze : minéralisations stanno-wolframifère et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. *Thèse de 3^{ème} cycle, Université Nancy I.* 193p.

Bouabsa, L., Chalal, Y., Kesraoui M., Marignac, Nedjari, S.,2005 B. Granites à métaux rares du Hoggar et magmatisme « Taourirt » : pourquoi cette relation ? *Séminaire de Géologie et de Métallogénie des Massifs du Hoggar et des Eglabs, Tamanrasset.*

Boullier, A.M., Liégeois, J.P., Black, R., Fabre, J., Sauvage, M., Bertrand, J.M.,1986. Late Pan-African tectonics marking the transition to within-plate alkaline, granitoids (Adrar des Iforas, Mali). *Tectonophysics*, 132, 233-246.

Bournas, N., Galdeano, A.,Hamoudi, M., Baker, H .,2003. Interpretation of the aeromagnetic map of Eastern Hoggar (Algeria) using the Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences* 37, 191-205.

Bozzo A.T., Chen H.S., Kass J.R.,Et Barhun A.J.(1973). The properties of the hydrates of chlorine and carbon dioxide. In : 4 th internat. sympo. on fresh water from the sea, 3,pp.434-451.

B.Poty, J, Leroy qnd L. Jachimowicz, (1976), Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristalloger., 99, 182-186.

Caby, R., Bertrand, J.M.L., Black, R., 1981. Oceanic closure and continental collision in the Hoggar-Iforas Pan-African segment. In: A. Kröner, (Ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, pp. 407-434.

Caby, R., 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of Earth Sciences* 37, 133-159.

Cahen, L., Snelling, N.J., Delhalm J.Vail, J.R., Bonhomme, M., Ledent, D., 1984. The geochronology and Evolution of Africa. *Clarendon Press, Oxford*, 508 p.

Cheilietz, A., Bertrand, J.M., Char, B., Moulahoum, O., Bouabssa, L., Farrar, G., Zimmermann, J.L., Dautel, D., Arhiba, D.A.M Boulier, A.M., 1992. Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des complexes granitiques pan-africains de la région de Tamanrasset (Algérie): relation avec les minéralisations Sn – W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bulletin Société Géologique France* 163, 6, 733-750.

Cotten, J.Y., Guiraud, M., Lorand, J.P., 1990. Le magmatisme et le métamorphisme pan-africains témoins d'amincissement crustal dans la région de Laouni (Hoggar Central, Algérie)? *C.R Acad. Sci. Paris* 311, 1345-1351.

Dautria, J.M., 1988. Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif..., *Mémoire du Centre Géologique et Géophysique de Montpellier*, 421 p.

Debon F., Le Fort P. (1983). Une classification chimico-minéralogique des roches plutoniques communes et de leurs associations. Méthodes et application. Séminaire "Granitoides et Uranium", C.R.E.G.U., Nancy.

Delhay P., et Dhamelin court P. (1975) Raman microprobe and microscope laser excitation. *J. Raman Spectrosc.*, 3, pp. 33-43.

Dhamelin court P., (1979) Etude et réalisation d'une microsonde moléculaire à effet raman. Quelques domaines d'application. *Thèse d'état Univ. Lille*.

Dhamelin court P., Beny J.M., Dubessy J., Et Poty B. (1979). Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effet Raman. *Bulletin de Minéralogie*, 102, pp. 600-610.

Dubessy J. (1984). Simulation des équilibres chimiques dans le système C-O-H. Conséquences méthodologiques pour les inclusions fluides. *Bulletin de Minéralogie*, 107, pp. 157-168.

Dubois M., et Marignac C. (1979). The H₂O-NaCl-MgCl₂ ternary phase diagram with special application to fluid inclusion studies. *Economic Geology*, 92, pp. 114-119.

E. Roedder, (1984), Fluid Inclusions in Minerals : Methods and Applications. Virginia Tech, Blacksburg, USA.

Fabre C. (2000). Reconstitution chimique des paléofluides par spectrométrie d'émission optique couplée à l'ablation laser: Application aux fluides alpins et aux fluides de bassins. *Thèse Univ. Nancy I* . 281 p.

Fabre C., Boiron M.C., Dubessy J., et Moissette A. (1999). On analysis in individual fluid inclusions by laser ablation-optical emission spectroscopy (LA-OES) :development and applications to natural fluid inclusions. *J. Anal. At.Spectrom.*,14,pp. 913-922.

Girod, M., 1976. Le volcanisme récent. In: J. Fabre (Ed.), *Introduction à la géologie du Sahara algérien et de ses régions voisines*, SNED, Alger, pp. 342-364.

H.E. Belkin, (1994), Fluid Inclusions in Minerals : Methods and Applications. *Virginia Tech, Blacksburg, USA*, 7-23.

Hall A. (1971). Greisenisation in granite of Cligga Head, Cornwall.*Proc. Geol. Assoc.*, 82, n°2, pp. 209-230.

Haas J.L. (1971). The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure. *Econ. Geol.* 66, pp 940-946.

Illy P. Et Launey P. (1955). Le granite " Taourirt" d'In Tounine et ses minéralisations. *Bull. Sci. Écon. B.R.M.A., Algérie*, n°3, pp. 109-127

Kesraoui ,M., 1990. Greisenisation et minéralisations W-Sn à Tin-Amzi (Hoggar central). Typomorphisme des minéraux et aspects géochimiques. *Thèse de Magister, IST/USTHB, Alger.* 180 p.

Kesraoui ,M., Verkaeren, J., 1998. Minéralisations à Sn-W du Hoggar Central. Exemple du gisement de Tin-Amzi. *Mém. Serv. Géol. Alg.* 9, 187-198.

Kesraoui ,M., Marignac, C., Verkaeren, J.,2000. L'évolution tardi-magmatique des granites à métaux rares: l'exemple de la coupole de Tin-Amzi (Hoggar- Algérie). *Bulletin Service Géologique Algérie* 11, 2, 195-216.

Lameyre J. (1966). Leucogranites et muscovitisation dans le massif central Français.*Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, 12ème fasc., n°29, 264 p.

Latouche,L., Vidal,Ph., 1974. Géochronologie du Précambrien de la région des Gours Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique; *Bull. Soc. Géol. Fr.*, XVI, 195-203.

Lelubre, M.,(1952). Recherches sur la géologie de l'Ahaggar Central et Occidental. Thèse Doct., Paris, Bull. Serv. Carte Geol. Algérie, 2 ème série n°22.

Liégeois, J.P., Bertrand, J-M. Black, R., 1987. The subduction and collision related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali) : a review. *Geological Journal*, 22, 185-211.

Liégeois, J.P., Black, R., Navez, J., Latouche, L., 1994. Early and late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). *Precambrian. Research* 67, 59-88.

Liégeois, J.P., Latouche, L., Navez, J., Black, R., 2000. Pan-African collision, collapse and escape tectonics in the Tuareg Shield : relations with the East Saharan Ghost Craton and the West African Craton. In : Wallbrecher, E., Loizenbauer, J., Fritz, H., Unzog, W., Mogessie, A., (Eds.), Special abstract

issue, 18th Colloquium of African Geology, Graz. *Journal of African Earth Sciences*, 30/4A, Elsevier, pp. 53-54.

Liégeois, J.P., 2005. The Pan-African evolution of the Tuareg Shield, with reference to the neoproterozoic granitoids and the cenozoic volcanism. *Séminaire de géologie et des Eglabs, Tamanrasset 1-3 Mars, résumés p. 87.*

Miller C.F. and al. (1981). Composition of plutonic muscovite : genetic implications. *Can. Mineral*, 19, pp 25-34.

Moulaoum, O., 1988. Dualité du magmatisme d'âge panafricain : aspects structuraux et pétrographiques des granites subalcalins et aluminés de la région de Tamanrasset (Hoggar Central. Algérie). *Thèse Docteur Ingénieur.* Université Nancy I, 145p.

Perez J.B. (1985). Nouvelles données sur le complexe granitique anorogénique de Taghouaji (République du Niger) . Influence des fluides au cours de la cristallisation. *Thèse Doct. Univ. Nancy I*, 317 p. + annexes.

Ramboz C. (1980) Problèmes posés par la détermination de la composition des fluides carboniques complexes, à l'aide des techniques microthermométriques. *Comptes Rendus Académie des sciences*, Paris, 290, pp.499-502.

Roedder E. (1963). Studies of fluid inclusion II : Freezing data their interpretation, *Econ, Geol.*58, pp 167-211.

Roedder E., Bodnar, R.J. (1980). Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies, *Ann.rev.Earth.Planet.Sci.*8. pp 263-301

Roedder E. (1984) Fluid inclusions. In *Reviews in mineralogy* (Mineral. Soc. America ed.), 12, 644 p.

SONAREM. 1971. Résultats des travaux géologiques exécutés en 1969-1971 sur le gisement de Hanana. *Rapport interne.*

SONAREM. 1973. Résultats des travaux géologiques exécutés en 1972-1973 sur le gisement de Tim Amzi El-Karoussa .*Rapport interne.*

Smith J.V. (1974). Feldspar minerals. Vol.2, chemical and texture properties, springer verlag, Berlin, Hedelberg, New York.

Sorby.H.C.(1858). On the microscopical structure of crystals,indicating the orgin of minerals and rocks.*Quart.Jour.Geol.Soc.,pp 453-500.*

Starkey J. (1959). Chess-board albite from New Brunswick, Canada. *Geol. Mag., vol. 96, pp. 141-145.*

Vanco D.A.,Griffith J.D., et Knight C. I.(1990). Calcium-rich brines and other hydrothermal fluids in fluid inclusions fro; plutonics rocks, oceanographer Transform, Mid-Atlantic ridge. *Geochim. Acta., 56 pp. 35-47.*

V.Luders and C, Reutel, (1996), PACOFI VI, 78-80.

Weisbrod A.(1968). Les conditions du métamorphisme dans les Cévennes médianes (Massif Central français). Comptes Rendus Académie des sciences, paris, 266, pp. 755-757.

Weisbrod A.(1984). Physical and chemical changes in natural fluids in hydrothermal processes and mineral deposition, studied with fluid inclusions. Ber.Bunsenges. Phys.Chem. 86,pp 1016-1027.

Wilhelm S. (1977). Etude minéralogique des feldspaths en relation avec leur contexte géologique (héritage magmatique et rôle des phénomènes thermiques dans la formation des microtextures). *Thèse d'Etat, Univ. Paris VI, 2 vol., 172 p.*

Annexes

Tableau 7 : Les roches d'In Tounine

Ech	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
OT 5	73,16	12,85	3,14	0,05	0,29	1,2	2,91	5,41	0,47	0,08	0,63	100,2
OT 69	74,15	13,15	1,74	0,04	0	0,66	3,02	5,26	0,21	0,03	0,74	99
OT 73	76,7	12,47	1,68	0,03	0,03	0,66	2,75	5,21	0,12	0	0,61	100,3
OT 71	74,67	12,59	2,09	0,04	0,08	0,61	2,64	5,5	0,07	0,04	0,92	99,25
OT 60	77,33	11,83	1,23	0,03	0	0,5	3,03	4,84	0,05	0	0,74	99,58
OT 68	72,28	13,77	3,08	0,06	0,03	1,21	2,87	5,26	0,35	0,08	0,62	99,61
OT 277	75,33	12,25	1,44	0,03	0,1	0,56	3,46	4,88	0,08	0	0,76	98,89
OT 287	75,4	13,65	0,54	0,02	0	0,11	3,8	4,3	0,03	0	0,82	98,58
OT 61	76,07	12,98	0,86	0,02	0	0,46	3,97	4,61	0,01	0	0,67	99,65
OT 64	76,38	12,4	1,37	0,04	0	0,52	3,32	4,88	0,07	0	0,78	99,76
LH 44	75,62	12,15	2,21	0,05	0	0,65	2,25	5,34	0,19	0,02	1,96	100,4
LH 45	74,01	12,71	1,98	0,03	0	0,76	2,26	5,27	0,23	0,01	2,47	99,73
LH 47	73,78	12,4	2,23	0,04	0,03	0,78	2,81	5,25	0,23	0,06	1,27	98,88
OT 238	71,28	14,45	1,94	0,04	0,16	0,77	2,97	5,35	0,28	0,13	1,34	98,71

Tableau 8 : Granites à albite et topaze

	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
LH 34	74,11	14,48	0,86	0,06	0	0	3,77	3,85	0,05	0	1,47	98,65
LH 40	76,61	13,68	0,78	0,05	0	0	3,92	3,96	0,01	0	1,37	100,4
OT 59	74,32	14,45	0,72	0,04	0	0,18	4,21	3,99	0,01	0	0,8	98,72
OT 84	75,86	14,18	0,63	0,05	0	0,18	4,21	4,22	0	0,09	0,66	100,1
OT 240	74,23	13,96	0,23	0,02	0,17	0,22	4,68	4,03	0,02	0	1,81	99,37
OT 227	74,66	13,34	1,05	0,05	0,03	0,33	3,54	4,64	0,16	0	1,56	99,18
LH 157	75,89	13,99	0,68	0,06	0,09	0,22	4,11	4,42	0	0	0,63	100,1
OT 275	74,81	13,13	0,85	0,07	0	0,62	3,58	4,4	0,03	0	1,46	98,95
OT 272	75,09	13,17	1,08	0,05	0,25	0,17	3,55	4,18	0,08	0	1,46	99,08

Tableau 9 : Microgranites porphyriques à albite et topaze

	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
LH 33	74,66	12,98	0,8	0,03	0,03	0,49	3,89	4,63	0,03	0	1,06	98,6
LH 34	72,98	14,72	0,34	0,02	0	0,66	4,61	3,9	0,01	0	1,7	98,94
LH 170	73,46	14,88	0,45	0,04	0	0,96	4,15	3,65	0,04	0	1,78	99,41
LH 168	74,2	13,68	0,91	0,04	0	0,44	3,89	4,53	0,1	0	2,68	100,5
LH 167	73,93	15,18	0,86	0,04	0,03	0,37	3,84	4,47	0,12	0	1,01	99,85
LH 36 a	73,28	14,7	0,96	0,04	0,1	0,29	3,95	4,27	0	0	2,48	100,1
LH 36	72,4	16,3	0,17	0,02	0,09	1,06	5,64	1,74	0	0	2,25	99,67
OT 26	75,09	13,33	0,97	0,03	0,09	0,5	3,72	4,86	0,05	0	0,9	99,54
OT 29	74,57	14,71	0,61	0,08	0	0,06	4,39	4,14	0,1	0	0,62	99,28
LH 147	74,31	14,65	0,82	0,05	0	0,34	4,15	4,49	0,03	0	1,64	100,5
OT 228	72,81	15,59	0,4	0,03	0	0	4,85	3,79	0,08	0	1,3	98,85

Tableau 10 : Greisens à topaze et protolithionite

	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
LH 169	78,57	12,87	2,41	0,23	0,15	0,66	0	1,5	0,16	0	2,32	98,87
LH 3	77,05	12,15	2,25	0,23	0,03	1,07	0,11	1,32	0,08	0,01	1,3	95,6
LH 135	78,56	10,74	2,41	0,13	0,48	0	0	3,96	0,07	0,01	2,25	98,61
LH 38	79,42	11,61	4,55	0,25	0,03	0	0,07	2,61	0	0	1,38	99,92
LH 171	81,3	12,39	3,66	0,04	0	0	0,03	1,61	0	0	1,45	100,5
LH 172	83,85	10,93	2,25	0,03	0	0,04	0,01	1,05	0,03	0	1,48	99,67
LH 174	76,05	13,78	2,99	0,15	0	0,57	0,09	3,28	0,08	0	2,5	99,49
LH 173	90,19	9,72	0,12	0,02	0	0	0	0	0,05	0	0,35	100,5
LH 28	75,48	13,12	5,56	0,24	0,29	0,14	0,04	3,23	0,13	0,02	1,04	99,29
H 135 A	83,67	10,92	1,79	0,09	0	0	0,73	1,43	0,05	0	1,64	100,3
H 135 B	80,17	11,85	3,39	0,18	0	0	0,01	2,11	0,01	0	1,29	99,01
H 135 C	77,45	10,52	5,8	0,31	0	0	0,08	3,16	0,05	0	1,47	98,84
H 169 A	76,76	14,71	0,95	0,1	0	0	3,22	2,48	0	0	1,43	99,65
H 169 B	81,52	13,34	2,08	0,22	0,01	0,2	0,2	1,38	0,03	0	1,25	100,2

Tableau 11 : Greisens à muscovite quartz et fluorine

	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	P.F.	Total
LH 163	78,55	8,5	6,94	0,17	0	0	0	3,35	0,11	0	2,79	100,4
LH 166	71,53	12,35	4,47	0,23	0,66	1,94	0,06	4,67	0,13	0	3,94	99,98
17 Obis	68,63	14,38	6,7	0,48	1,41	0	0,01	4,9	0,48	0	2,13	99,12
LH 9	81,02	9,46	2,41	0,31	0,31	0,22	0,11	4,4	0,21	0,08	1,05	99,58
LH17	74,62	10,85	6,1	0,28	0,37	0,76	0,04	3,87	0,25	0,03	1,92	99,09
LH146	76,48	13,8	4,26	0,09	0,31	0,37	0,04	2,13	0,24	0,07	1,83	99,62
LH148	69,75	13,44	4,09	0,12	0,43	1,78	0	4,68	0,16	0	4,23	98,68
LH145	78,79	10,63	2,82	0,06	0	1,33	0,03	3,97	0,24	0,02	2,22	100,1
LH103	66,46	16,03	4,82	0,16	0,98	2,21	0,05	6,05	0,43	0	2,88	100,1
LH111	88,42	5,44	1,59	0,05	0	0	0,06	2,07	0	0	1,08	98,71
LH137	75,58	12,79	2,71	0,12	0	0,26	0,05	4,86	0,07	0	2,31	98,75