

**Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumedienne**

**Faculté des Sciences de la Terre de la Géographie et de l'Aménagement du  
Territoire**



**Mémoire présentée à l'USTHB Pour l'obtention du grade de**

**Magister En Géologie**

Spécialité : Pétrologie-Structurologie

Option : Pétrologie

Par

**AIT TOUATI-IDIR Tiziri**

**Géochimie et géochronologie du massif tardif d'In Tounine  
(Terrane de Laouni Hoggar central, Algérie)**

Soutenue Publiquement le : 11.09.2011, Devant le jury composé de :

M <sup>f</sup> : A. OUABADI	Professeur	à l'USTHB	Président
M <sup>elle</sup> : N. ABDALLAH	Maître de conférences	à l'USTHB	Directrice de thèse
M <sup>f</sup> : M. KAHOUI	Professeur	à l'USTHB	Examinateur
M <sup>me</sup> : O. BELANTEUR	Maître de conférences	à l'USTHB	Examinatrice
M <sup>f</sup> : M. KESRAOUI	Maître de conférences	à l'USTHB	Examinateur

## *Remerciements*

En préambule à ce mémoire, je souhaiterais adresser mes remerciements les plus sincères aux personnes qui m'ont apportés leur aide et qui ont contribué à l'élaboration de ce mémoire ainsi qu'à la réussite de cette formidable année universitaire.

Je remercie vivement, Melle ABDALLAH Nachida , pour avoir assuré la direction de ce travail, et pour m'avoir apporté la rigueur scientifique nécessaire à son bon déroulement.

Je remercie Monsieur le professeur OUABADI Aziouz , de m'avoir fait l'honneur de présider mon jury de thèse.

Je veux aussi remercier Messieurs, KAHOUI Mouhamed , KESRAOUI Mokran et Madame BELANTEUR Ouardia pour l'honneur qu'ils m'ont fait en acceptant de participer à ce jury.

Mes remerciements s'adressent également à Melle FEZAA Nassima qui s'est toujours montré à l'écoute et qui a été toujours disponible tout au long de la réalisation de ce mémoire, Monsieur BOISSONNAS, J et LIEGEOIS, J. P pour leurs aide précieuse.

Enfin, je dédie ce travail à ma famille, à ma belle famille et plus particulièrement à mon marie et mes très chers parents.

A mes frères, et tous mes amis qui m'ont toujours encouragé et soutenu dans les difficultés.

## *Table des matières*

### Résumé

<b>CHAPITRE I : CADRE REGIONAL.....</b>	<b>1</b>
I.1.Introduction.....	1
I.2.Le cadre régional de la région d'étude.....	3
<b>CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE.....</b>	<b>6</b>
I. Etude petrographique.....	6
I.1- Les granites.....	9
a- Le granite grossier à biotite .....	9
b-Granite porphyrique à biotite :.....	10
c-Granite fin à deux micas .....	11
d-Le microgranite porphyrique .....	13
e- Le granite à cordiérite .....	13
f -Granite albitique à topaze.....	14
I-2- Les enclaves .....	21
1.3. Le xénolite.....	22
I.4. Le filon basique .....	23
I.5 Ordre de cristallisation des phases minérales .....	26
II. Etude minéralogique .....	27
II.1.Les feldspaths .....	27
a.Le feldspath potassique .....	27
b. Le plagioclase .....	28
II.2. La biotite.....	29
II.3 La cordiérite.....	30
III. Relation entre les granites peralumineux à biotites-muscovite et à biotite-cordiérite.....	32
IV. Conclusion .....	33
<b>CHAPITRE III : GEOCHRONOGIE .....</b>	<b>35</b>
I. Généralités sur les méthodes de datation.....	35
a. Définition des isotopes .....	35
b. Les lois de la désintégration (équations fondamentales de la géochronologie .....	35
III. Le système Uranium-Plomb (U-Pb).....	37
III.1.Données U-Pb sur zircons séparés du massif de l'In Tounine.....	38
II. La méthode Rb-Sr .....	39

II.1. Données Rb-Sr sur roches totales du massif de l'InTounine.....	41
<b>CHAPITRE IV : GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES .....</b>	<b>46</b>
I-Introduction.....	46
II- Géochimie des éléments majeurs .....	47
II-1 Nomenclature des roches étudiées.....	48
II-2 Affinité magmatique.....	48
III- Géochimie des éléments en traces.....	52
III-1-Les éléments en traces autres que les terres rares .....	52
III-2- Les lanthanides (Rare Earth Element) .....	57
IV- Les sites géotectoniques .....	65
<b>CHAPITRE V : GEOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES ET</b>	
<b>RADIOGENIQUE (O, Sr et Nd) .....</b>	<b>67</b>
I-Introduction.....	67
II-Les isotopes stables d'Oxygène.....	67
III-Les isotopes radiogéniques du Sr et Nd .....	70
IV. Interprétation des données isotopiques de Sr et Nd du pluton d'In Tounine .....	72
<b>CHAPITRE VI : CONCLUSION GENERALE.....</b>	<b>75</b>

### **Résumé**

Le pluton granitique panafricain d'In Tounine de forme subcirculaire et d'orientation NW-SE, affleure dans le terrane de Laouni (métacraton LATEA,) à une quinzaine de kilomètres au nord ouest de la ville de Tamanrasset. L'âge de mise en place de ce pluton est fixé à  $552 \pm 3.2$  Ma (SHRIMP-U-Pb zircon) cette dernière est contrôlée par la faille majeure de Tanaout de même orientation. Ce pluton panafricain recoupe un socle éburnéen essentiellement granulitique remobilisé par l'orogénèse panafricaine. L'étude pétrographique et géochimique a permis de mettre en évidence 6 faciès principaux.

Ce sont des roches essentiellement évoluées ( $71\% < \text{SiO}_2 < 77\%$ ) caractérisées selon les différents faciès par une association minéralogique assez homogène et simple à quartz, biotite, avec abondance de feldspaths potassiques par rapport aux plagioclases et parfois cordiérite et topaze. Les cordiérites apparaissent d'une manière assez particulière donnant au faciès qui les renferme un aspect moucheté. Ces cordiérites sont caractérisées par une auréole quartzo-feldspathique qui les sépare systématiquement des autres phases minérales.

Les granites qui forment le pluton de l'In Tounine correspondent à des syénogranites et à des granites à feldspaths alcalins. L'ensemble de ces roches présente un caractère peralumineux ( $0,95 < A/CNK < 1,24$ ), elles sont riches en alcalins ( $\text{Na}_2\text{O}$  et  $\text{K}_2\text{O}$ ) et ont de faibles teneurs en  $\text{MgO}$  ( $< 0,4\%$ ). Ce sont des granites de type «S» des environnements post-collisionnels

(Highly Fractionated Calc-Alkaline granites). Les spectres de terres rares sont caractérisés par un enrichissement de terres rares légères et des spectres presque plats en terres rares lourdes. Les anomalies négatives en europium sont bien marquées. Les anomalies négative en Nb-Ta ainsi que les valeurs isotopiques variables de l'oxygène ( $9,5\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < 11,30\text{‰}$ ) suggèrent une importante contribution de croûte métasédimentaire dans la genèse de ces roches par un probable processus d'AFC. Ces caractéristiques indiquent un chimisme alcali-calcique typique des environnements transitionnels tardi à post-collisionnels. La données isotopiques du Sr ( $0,5710 < \text{Isr} < 0,833801$ ) et du Nd ( $-10 < \epsilon\text{Nd} < -17$ ) ainsi que les âges modèles  $T_{\text{DM}}$  compris entre 1,9 et 2,3 Ga indiquent une source essentiellement dans la croûte continental inférieure. La mise en place du massif de l'In Tounine peut être considérée comme la preuve de la remobilisation tardive au panafricain du socle éburnéen du LATEA, cette mise en place est en relation directe avec la collision du bouclier Touareg et du craton de Mourzouk.



---

## CHAPITRE I : CADRE REGIONAL

### I.1.Introduction

Il est classiquement admis qu'à l'exception des granites anorogéniques, la production des plutons, témoins d'une activité orogénique importante, résultent de deux mécanismes principaux, fruits de la convergence des plaques : la subduction et l'épaississement crustale. Les premiers sont représentés par des suites allant des diorites aux granites et se caractérisent minéralogiquement par la présence d'amphibole. Ce sont les granitoïdes métalumineux de type «I» (Chappell et White, 1974.) dont l'origine est à rechercher dans les produits de fusion du manteau ou de ses dérivées et à laquelle il faut souvent ajouter un certain degré de contamination crustale (Allègre et Ben Othman, 1980). Les seconds, peralumineux, sont les leucogranites et les granitoïdes dits d'anatexie. Ils représentent bien le type «S» de la classification de Chappell et White (1974) et ont pour origine principale la fusion de métasédiments alumineux (croûte continentale supérieure). De plus, si les premiers renferment de nombreuses enclaves microgrenues sombres (Didier, 1973), les seconds se caractérisent, à l'inverse, par la présence de xénolites sédimentaires. A côté de ces deux grands ensembles, existe au cœur des chaînes de montagne, un plutonisme bien représenté, formant en général des massifs circonscrits, où l'on voit associés des granitoïdes à biotite-muscovite et des monzogranites à biotite-cordiérite (voir à biotite-grenat). Ces deux ensembles peralumineux renfermant aussi assez d'enclaves microgrenues sombres "basiques". Les relations entre ces granitoïdes et leurs origines sont mal connues. En effet, il pourrait s'agir aussi bien :

(1) de granite de type « I » fortement contaminés par un encaissant péritectique.

(2) de granitoïdes de type « S » distincts des leucogranites par les conditions de fusion de leur source et/ou la nature de celle-ci.

Si aujourd'hui, l'accord se fait plutôt autour d'une origine crustale (Clemens et al., 1981) reste ouvert un vaste débat relatif.

1- à la signification de l'hétéromorphisme des associations à biotite-muscovite et à biotite cordiérite.

2- à la présence des enclaves microgrenues sombres basiques (Didier, 1973).

S'ensuivent ainsi de nombreuses questions quant à la genèse de ces roches et à leurs mécanismes de différenciation (contamination par des magmas basiques? cristallisation fractionnée? réactions péritectique ? ...).

**But et méthodes de travail**

Le présent travail porte sur un massif granitique tardif appartenant à la famille des granites Taourirt du terrane de Laouni (Hoggar central). Le choix de ce massif repose sur le fait que ce massif n'a jamais fait l'objet d'étude détaillée géochimique, isotopique et géochronologique. D'autre part les travaux antérieurs de Boissonnas, 1973, Cheilletz et al 1992, et les études minières (Kesraoui, 1990 ; Bouabssa, 1987 ; Moulahoum, 1988) qui ont permis de dégager les caractères pétrographiques et les minéralisations associées à ce granite nécessitent une étude géochimique plus poussée. Pour cela de nouvelles observations et analyses chimiques (éléments majeurs, traces et isotopes) ont été réalisées sur les principaux faciès, le filon et le xénolite qui leurs sont associés.

L'étude de ce massif granitique a été faite suivant une approche classique basée sur les chapitres suivants :

**Chapitre I :** consacré à la géologie de la région d'étude et aux granites calco-alcalins panafricains qui y affleurent

**Chapitre II :** portant sur une étude pétrographique, en se basant sur l'analyse d'une trentaine de lames minces réalisées au niveau de l'office de la recherche géologique et minière (ORGM Tamanrasset). Ce chapitre comprend une étude pétrographique détaillée des différents faciès. Le faible nombre d'analyses minéralogiques fait qu'il n'y a pas eu de chapitre minéralogie seul mais les données de la microsonde ont été intégrés avec les descriptions pétrographiques. Les minéraux tels que les feldspaths, les biotites ainsi que la cordiérite et les minéraux accessoires ont été analysés à la microsonde électronique (Cameca SX) de l'université de Paris VI.

**Chapitre III :** Il est consacré à la géochronologie des massifs étudiés grâce aux analyses isotopiques réalisées sur roches totales (Rb-Sr) et minéraux séparés (U-Pb sur zircon) de préciser l'âge de mise en place du pluton de l'In Tounine.

**Chapitre IV :** Il comprend une étude géochimique détaillée consacrée au comportement des éléments majeurs et traces notamment des terres rares. Pour cela une trentaine d'analyses sur roches totales ont été faites au niveau du laboratoire d'analyse de géochimie du Musée Royal de l'Afrique Centrale de Tervuren (Belgique).

**Chapitre V :** cette partie traitera du comportement, des isotopes radiogéniques tel que le Strontium « Sr », le Néodyme « Nd » et l'isotope stable de l'oxygène « O » dans le but de reconstituer l'histoire de ce massif tardif.

Et pour finir une conclusion générale résumera les principaux acquis de ce travail.

### **I.2. Le cadre régional de la région d'étude**

Situé à l'est du craton ouest africain (WAC), le bouclier touareg occupe une superficie d'environ 500.000Km<sup>2</sup>. Il correspond au Hoggar et à deux promontoires, l'Aïr au Niger et l'Adrar des Iforas au Mali. Le bouclier Touareg est constitué de 23 terranes (Black et al. 1994). Il est limité par des méga-shear zones et formé de matériel archéen, éburnéen et/ou Néoprotérozoïque juvénile, assemblés durant l'orogénèse panafricaine (750-525 Ma) suivant deux épisodes majeurs de collision ; une phase précoce entre 750-640Ma, caractérisée par des accréctions d'arc insulaire tant à l'Ouest qu'à l'Est du Hoggar et une phase tardive entre 630Ma et 570Ma résultant de la collision entre le craton ouest africain et le Hoggar ( Jhan et al., 2001). Ce dernier épisode est dominé par les phénomènes post-collisionnels traduits par les mouvements horizontaux décrochant le long d'un système d'accidents conjugués dextres (NNE-SSW) et senestre (NNW-SSE) en réponse à un raccourcissement E-W induisant un échappement tectonique vers le Nord. La convergence entre le bouclier touareg et le craton ouest africain s'achève par la mise en place des plutons tardifs à un niveau structural élevée vers 580Ma (Abdallah et al ., 2008) .

La zone d'étude se situe dans le terrane de Laouni (LATEA, Hoggar central). C'est le terrane le mieux étudié et le plus riche en granites panafricains, il est formé de gneiss du faciès amphibolite incluant un vieux socle et plusieurs séquences supracrustales, de roches du faciès schiste vert et de nombreux granites potassiques syn-tectoniques qui sont les massifs de l'Amse, et de l'Anfeg (615 Ma, U/P sur zircon), Bertrand et al., 1986 ; Cheilletz et al., 1992) ainsi que de multiples granites comportant des faciès très différenciés.

Durant la phase tardive de l'orogénèse panafricaine, suite aux mouvements relatifs des différents terranes, un magmatisme calco-alcalin hautement potassique se met en place le long des zones de cisaillements majeurs. Ces zones de cisaillement, d'abord à caractère transpressif, permettent la mise en place de grands batholites tels que le Tin Amzi, l'Anfeg (608 Ma) et l'Ounane (629 Ma). Plus tard, la collision du bouclier Touareg avec le craton de Mourzouk (Fezaa, 2010 et Fezaa et al, 2010) a permis la mise en place des plutons circulaires tels que le Temaguessine à 582 $\pm$ 4 Ma et le Tihoudaine à 582 $\pm$ 4 Ma, le Tisselliline à 572 $\pm$ 5 Ma, et enfin durant la transtension, les plutons circulaires type Taourirts entre 555 et 524 Ma à caractère anorogéniques (Azzouni-Sekkal et al., 2003)

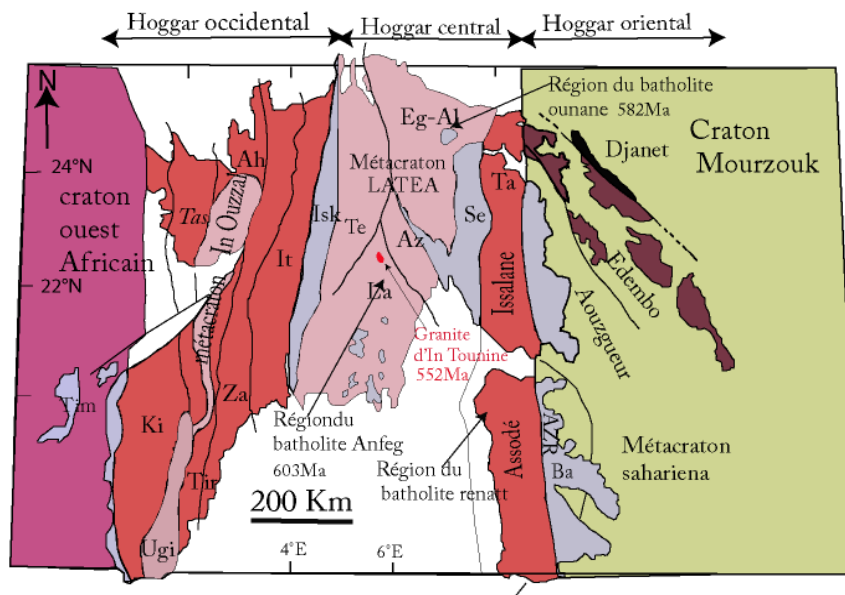
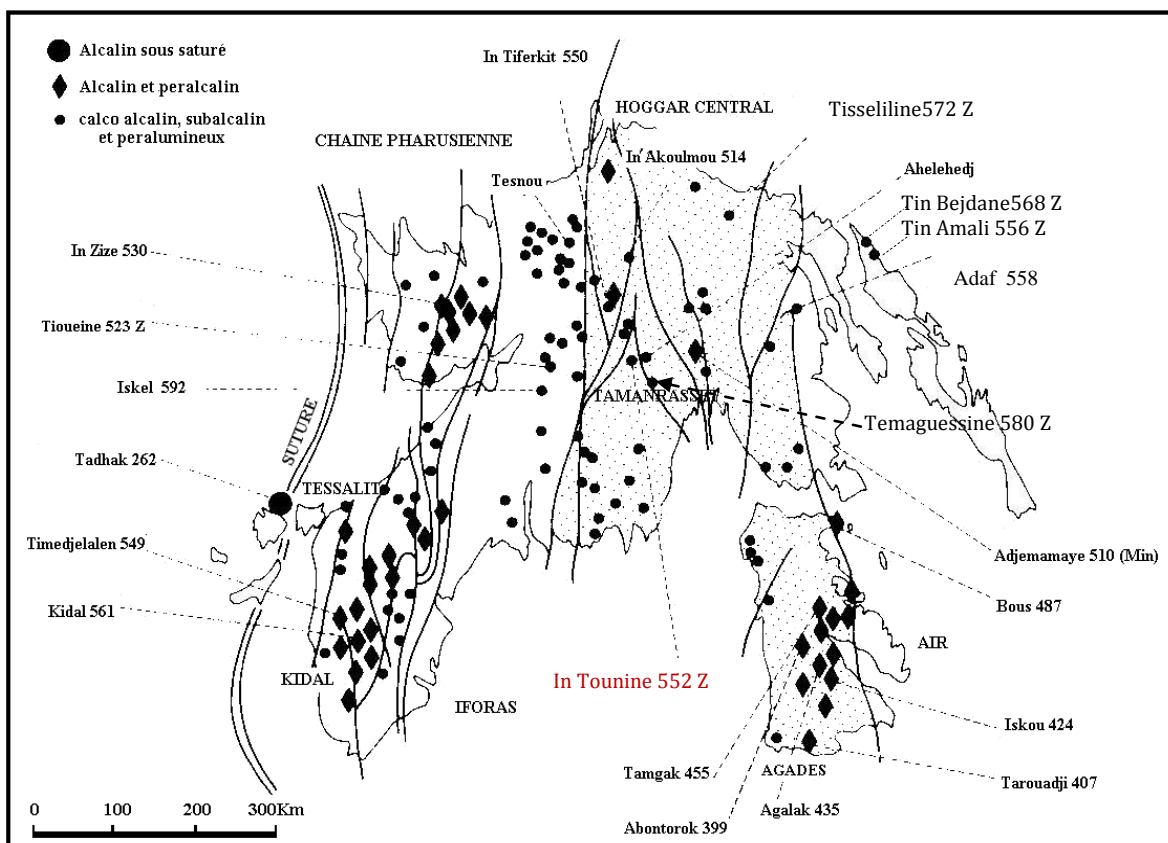


Figure 1 : Carte des terranes du bouclier Touareg d'après Black et al., 1994

L'origine de ces granitoïdes post-collision est la conséquence de mouvements tardifs le long de méga-shear zones limitant les différents terranes qui composent le bouclier touareg (Black et al. 1994, Liégeois et al. 1998).

Le Hoggar central est l'une des régions précambrienne polycyclique les mieux représentées du bouclier touareg. La croûte continentale éburnéenne a été remobilisée par l'orogénèse panafricaine. Lors de la collision avec le craton ouest africain, il y'a eu formation de nappes et épaissement de la croûte (Bendaoud et al., 2003, 2008) ,par la suite lors de la relaxation des contraintes, il y'a eu formation de dômes gneissiques avec migmatisation et de granites de type « S » dont fait partie le pluton tardif de l'In Tounine, objet de notre étude.

Ce magmatisme, forme généralement des petites coupoles isolées. La plus part de celles qui ont été étudiées se sont révélées être des granites à métaux rares (GRM), en liaison avec les minéralisations à Li, Ta, Nb, Sn, W ; Ils ont un caractère intrusif. Leurs mises en place tardive a la fin de l'orogénèse témoignent de leurs natures très évoluées (Moulaoum, 1988 ; Kessraoui, 1990). (In Tounine,  $521 \pm 7$  Ma, Rb/Sr sur RT, Bertrand et al., 1986 ; Cheilletz, 1992). (fig.2)



**Figure2** : Les granites pan-africains tardifs du bouclier Touareg (d'après Cheilletz et al., 1992). Les âges sont indiqués par les chiffres en Ma et obtenus par isochrone Rb-Sr sur roches totales à l'exception de Z (U-Pb sur zircon), Min (isochrone Rb-Sr sur minéraux) et Ar ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  sur micas). Les données sont de Abdallah et al., 2008, Allègre et Caby, 1972 ; Azzouni-sekkal et al., 2003 ; Bertrand et al., 1978 ; Boissonnas et al., [1969, 1970], Brown et al., 1989 ; Fezaa et al., 2010 ; Karche et Vachette, 1978 ; Latouche et Vidal, 1974 ; Liégeois et al., 1983 ; Liégeois and Black, 1987 ; Vialette et Vitel, 1981 ; Cheilletz et al., 1992 ; Paquette et al., 1998 ; )

## CHAPITRE II : ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

**I. Etude pétrographique**

Le pluton sub-circulaire de l'In Tounine, affleure sur plus de 250 km<sup>2</sup>, la diversité des faciès granitiques, et la présence d'enclaves et de xénolites, nous révèlent de bons indices pour l'étude des interactions entre granites et enclaves.

En effet, malgré de nombreux travaux géologiques variés effectués notamment dans le domaine de la pétrographiques et des recherches minières (Illy et Launey 1955, Boissonnas 1973, Bouabsa 1988, Moulahoum 1987, Cheilletz et *al.*, 1992, Daoud.Y et Gaci. N 2010), il reste mal étudié d'un point de vue chimique.

Le massif plutonique de l'In-Tounine est un massif elliptique (20×12 Km) situé à une quinzaine de kilomètres à l'Est de la ville de Tamanrasset, il présente un allongement NW-SE suite à sa mise en place le long d'une faille majeure de même direction. Les premières études réalisées sur ce massif (Boissonnas 1973 ; Cheilletz et *al.*, 1992) étaient basées sur trois unités principales :

Une première unité composée de trois faciès : le faciès principal grossier à tendance porphyroïde à biotite, un granite fin à biotite-cordiérite et un granite isogranulaire à biotite (granite de Lafat) (Boissonnas, 1973).

Une deuxième unité, constituée d'un granite fin à deux micas : biotite et muscovite, il constitue soit une variation apicale soit une différenciation hydrothermale (muscovite secondaire), ce faciès affleure d'une manière éparse, il coiffe structurellement le faciès principal,. La partie sommitale de ce faciès est jalonnée de lentilles subhorizontales de pegmatite à quartz-albite- feldspath potassique, biotite décolorée et muscovite.

Et enfin une troisième unité est représentée par un faciès microgranitique porphyrique qui affleure à l'Est à la faveur d'un linéament E-W, sur lequel se dépose le granite fin à cordiérite et le granite de Lafat (Cheilletz et *al.*, 1992).

Le complexe de l'In-Tounine est recoupé dans sa partie méridionale par une intrusion de leucogranite à albite topaze, également en liaison avec le linéament précédent.

Suite à notre mission de terrain et afin de compléter l'étude pétrologique de ce massif nous avons ré-échantillonné l'ensemble de ces faciès. Nous avons donc également distingué les différents faciès pétrographiques qui sont résumé comme suit :

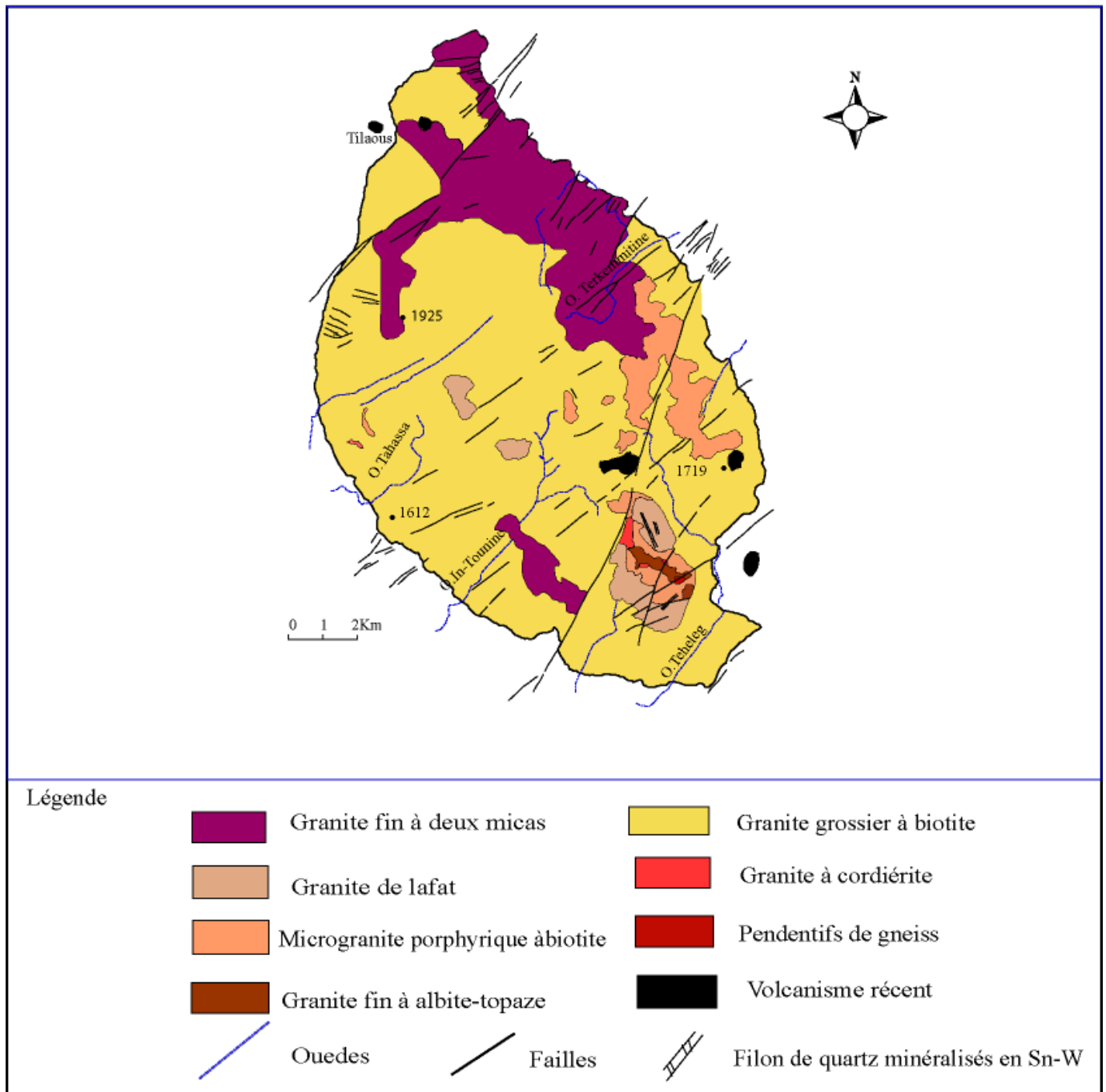
1. Un faciès grossier à biotite.
2. Un faciès porphyroïde à biotite (dit granite de Lafat).
3. Un faciès fin à deux micas.
4. Un microgranite porphyrique.
5. Un faciès moyen à cordiérite.
6. Un faciès albitique (faciès albite-topaze).

Il faut tout de même signaler que les contacts entre les différents faciès ainsi que le passage d'un faciès à un autre ne sont pas toujours évidents.

Les enclaves sont assez rares et souvent pas en très bon état de fraîcheur ce qui a rendu leur échantillonnage un peu difficile. Nous n'avons rencontré que des enclaves claires jamais d'enclaves basiques. La seule roche basique rencontrée correspond à un filon doléritique qui recoupe l'unité des granites grossiers.

Cette étude pétrographique permettra de compléter les observations remarquables de M<sup>r</sup> Jean BOISSONNAS. Par la suite, elle sera complétée par l'étude de la composition chimique de quelques phases minérales, ainsi en nous basant sur les données de la microsonde nous avons pu affiner les observations faites à partir de l'étude microscopique de sorte à évaluer les variations des compositions chimiques des minéraux. Cependant seule deux faciès ont été analysés, le faciès à biotite grain moyen et le faciès à cordiérite.

Toutes les analyses ont été réalisées à la microsonde électronique de l'université de Paris VI. Elles sont toutes consignées en annexe. Les phases analysées sont : les feldspaths, la biotite, la cordiérite.



**Figure 3 :** Schéma géologique et structural du pluton d'In-Tounine (d'après Boissonnas, 1973. Modifié)

### I.1- Les granites

#### a- Le granite grossier à biotite

Le granite grossier à biotite représente le faciès principal du massif d'In-Tounine. Il s'agit de roches souvent de teinte claire, leucocrates, de couleur gris blanchâtre à rosâtre. La texture est généralement grenue à grain grossier parfois moyen (3- 8 mm). Ce faciès est caractérisé par la présence de grands cristaux de feldspaths potassiques rosâtres pouvant atteindre 2 à 3 cm (Figure5, photo A).

L'observation des lames minces montre une texture grenue à gros grain, à tendance monzonitique riche en biotite et sans orientation préférentielle des minéraux. La composition minéralogique est la suivante : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite, chlorite, fluorine et zircon.

**Le quartz** est une phase abondante (25-30 %). Il apparaît en grandes plages polycristallines à extinction roulante et parfois craquelées. Il se présente aussi en inclusions dans les feldspaths sous forme de gouttes et de veinules, on le rencontre également en petits cristaux isolés en bordure des feldspaths.

**Le feldspath potassique** : correspond à de l'orthose, c'est le minéral le plus abondant dans ce faciès. Il est de forme sub-automorphe maclé Carlsbad avec un début d'albitisation sporadique déjà signalé par Boissonnas, (1973). Cette orthose est également perthitique, et est souvent associée à du microcline. Les orthoses sont fréquemment altérés en séricite, et renferment des inclusions de quartz, de micas, de plagioclases et de fines baguettes d'apatite.

**Le plagioclase** cristallise en cristaux allongés ou trapus sub-automorphes, et correspond à de l'oligoclase parfois zonée ( $An_{12}-An_{15}$ ), On observe aussi de l'albite et de fines paillettes de séricite. De fréquentes inclusions de biotite et de quartz sont également observées.

**La biotite** représente le seul minéral ferromagnésien de ces roches. Elle est très abondante, de couleur brunâtre mais souvent déstabilisée en chlorite. Elle apparaît en amas ou en lamelles déchiquetées. La biotite a des bordures symplectiques au contact des feldspaths et présente de fréquentes inclusions de zircon et de minéraux opaques.

**Le zircon** : se rencontre en inclusions limpides automorphes dans la biotite.

**L'apatite** est observée en baguettes prismatiques isolées ou en sections limpides et a fort relief. Elle est généralement en inclusion dans les feldspaths potassiques.

**La Fluorine** : est de forme arrondie et sub-automorphe. C'est un minéral qui apparaît souvent associé aux plagioclases et en inclusion dans les biotites.

**Les minéraux opaques**: sont plus ou moins abondants, toujours en inclusions dans les biotites et associés à la chlorite. C'est elle se présente en sections allongée ou xénomorphe.

**La muscovite** elle apparaît en fines paillettes, c'est le produit d'altération des feldspaths.

**La chlorite** : se présente en lamelles et correspond au produit d'altération de la biotite.

Au Sud-Est du massif de l'In Tounine, une intrusion complexe affleure sous forme d'une boutonnière. Elle est composée d'un faciès à biotite à grain moyen (dit granite de Lafat), d'un granite à biotite et cordiérite et d'un microgranite porphyrique. (Figure 4).

#### **b-Granite porphyrique à biotite :**

C'est un granite à texture grenue à grain moyen, à porphyres de quartz, d'orthose et parfois de plagioclase. La composition minéralogique globale est : quartz, plagioclase, feldspaths potassiques (orthose, parfois microcline), biotite, zircon, allanite, opaques et chlorite. (Figure5. Photo. B)

**Le quartz** est une phase qui occupe 20 à 25 % du volume de la roche. Il se présente en cristaux porphyroïdes sub-automorphes avec des golfes de corrosion à extinction franche. Il est généralement corrodé par les feldspaths. Soit il cristallise en petits cristaux sub-arrondis où il est en association avec les feldspaths potassiques pour former la myrmékite. Le quartz renferme des inclusions de biotite, de feldspath potassique et de zircon.

**Le feldspath potassique** correspond à des cristaux porphyroïdes sub-automorphes d'orthose perthitique maclés Carlsbad. Les perthites apparaissent en veinules ou en flammes. Dans certaines lames on observe un léger quadrillage de microcline. Les orthoses sont envahies par de la séricite à leurs bordures et ceinturées par des gouttes de quartz. Elles renferment des inclusions de zircon, de biotite et de plagioclase.

**Le plagioclase** est une phase très abondante, elle apparaît en cristaux sub-automorphes allongés ou trapus à macles polysynthétiques. Le plagioclase est gangrené par de l'albite et altéré à ses bordures. Il renferme des inclusions de quartz, de minéraux opaques et de biotite.

**La biotite** apparaît de couleur rouge brunâtre à jaunâtre parfois déstabilisée en chlorite, de forme déchiquetée où elle est interstitielle entre les plagioclases et les feldspaths potassiques.

Elle peut également se présenter en amas. Les biotites renferment des inclusions de zircon, de minéraux opaques et de fluorine.

**La fluorine** est une phase qui est très rare dans ce faciès. Elle est de forme xénomorphe

**Le zircon** apparaît sous forme de petits cristaux sub-arrondis qui se trouvent en inclusions dans les feldspaths, le quartz, les biotites et les minéraux opaques.

**La chlorite** apparaît en taches verdâtres et résulte de l'altération des biotites.

**Les minéraux opaques** il s'agit d'hématite secondaire, elle est plus ou moins abondant et se présente en section allongée xénomorphe ou sub-arrondis quand ils sont en inclusions dans les biotites et les chlorites.

### **c-Granite fin à deux micas**

Ce faciès affleure dans la partie nord du pluton. Il cristallise soit sous forme d'empilements de boules noires et lisses, soit en dalles très altérées d'un gris verdâtre foncé (Planche 2, Photo C).

Il s'agit d'un granite à grain fin, homogène qui présente des grains fins de quartz, d'orthose, d'albite, de topaze et de micas type biotite peu colorée et de muscovite.

**Le quartz** en sections polycristallines, à extinction franche, fracturées et corrodées par les feldspaths potassiques. Il se présente aussi en petits cristaux sub-arrondis et en association avec les feldspaths potassiques (myrmékite). Il contient de nombreuses inclusions de petites baguettes de micas, de grains de zircon et feldspaths potassiques.

**Le feldspath potassique** correspond à de l'orthose parfois perthitique, sub-automorphe et maclée Carlsbad. Cette orthose présente en son cœur un début d'albitisation. Elle est altérée en séricite et renferme de fréquentes inclusions de fluorine, d'apatite et de micas.

**Le plagioclase** il est plus abondant par rapport aux feldspaths potassiques c'est de l'oligoclase. Il se présente en sections sub-automorphes allongées ou trapues à contours réguliers. Le plagioclase est fréquemment envahi par de la séricite.

**La biotite** apparaît en amas où en lamelles isolées de couleur brunâtre. Elle est souvent chloritisée et renferme des inclusions de zircon, de quartz, d'orthose et de nombreux minéraux opaques.

**La muscovite** est moins abondante que la biotite mais est bien représentée dans ce faciès par rapport aux autres faciès. Elle est de forme sub-automorphe et interstitielle entre le feldspath potassique et les plagioclases dont elle représente parfois le produit d'altération. Ces muscovites elles sont secondaires.

**Le zircon** cristallise sous forme de petits cristaux sub-arrondis, il est en inclusion le plus souvent dans la biotite et plus rarement dans le feldspath potassique.

**L'apatite** elle se présente sous forme de cristaux allongés et de petite taille, elle est généralement en inclusions dans les feldspaths potassiques.

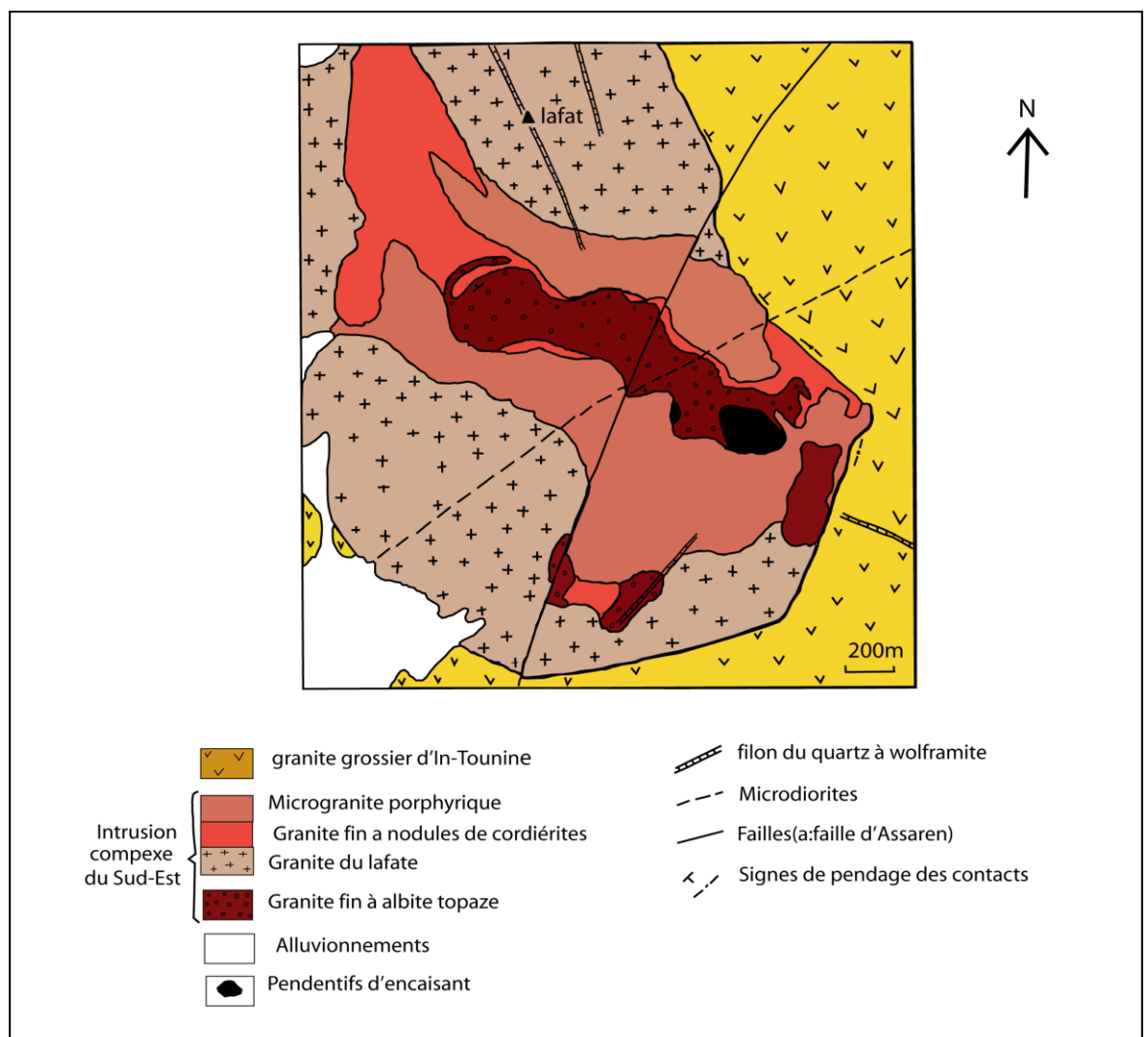


Figure 4 : La boutonnière d'In-Tounine et ses environs (Boissonnas 1973)

**d-Le microgranite porphyrique**

Ce faciès affleure en grande partie au nord du massif et dans la boutonnière . Ce sont des roches leucocrates de couleur grise et/ou rose généralement à grain fin, leurs texture est microgrenue porphyrique à grands cristaux de quartz, feldspaths potassiques et plagioclase, la mésostase est composée de l'association de quartz, feldspaths potassiques, de plagioclases et de biotites.

**Le quartz** se présente sous forme de grands cristaux à contours sub-arrondis et morcelés à extinction roulante. Ils renferment des inclusions de feldspaths et de micas.

**Le feldspath potassique** c'est la phase la plus abondante 30 à 35% du volume de la roche. Ce sont des cristaux d'orthoses sub-automorphes maclés Carlsbad parfois perthitiques. Les feldspaths potassiques sont généralement ceinturés par des grains de quartz, et renferment souvent de fréquentes inclusions de plagioclase, de biotite et d'apatite. (Figure5.PhotoD)

**Le plagioclase** est sous forme de cristaux sub-automorphes généralement allongés à macles polysynthétiques. Ils sont souvent séricitisés.

**La mésostase :**

**Le quartz** on le retrouve en petits cristaux de forme xénomorphe à contours angulaires et extinction roulante. Parfois le quartz apparaît en forme sub-arrondie.

**Le feldspath** est sous forme de cristaux sub-automorphes à contours anguleux, rarement maclés, et altérés en séricite.

**Les biotites** sont de forme sub-automorphe, de couleur brunâtre et renferment des inclusions de zircon, de fluorine et des minéraux opaques.

**L'apatite** cette phase est très rare, on la trouve sous forme de petits cristaux rectangulaires en inclusion dans les feldspaths.

**La chlorite** elle provient de l'altération des biotites, ce sont des tâches verdâtres de forme émietée.

**e- Le granite à cordiérite**

Le pluton de l'In-Tounine est le seul granite "Taourirt" constitué d'un faciès à nodules de cordiérite. Ce faciès granitique affleure au Sud-Est de l'In-Tounine sur plusieurs centaines de mètres. Ces roches sont de couleur gris clair à grain moyen, les nodules de cordiérite

mesurent environ 1cm au maximum et sont systématiquement entourés par une auréole blanchâtre donnant au faciès un aspect moucheté. (Figure6, Photo E).

L'étude pétrographique de ces lames montre que ces roches ont une texture grenue à grain moyen, elles sont composées essentiellement de quartz, feldspaths, cordiérite et biotites.

**Le quartz** se présente en grains xénomorphes, polycristallins et à extinction roulante. Il est parfois en inclusion dans les feldspaths où il forme de la myrmékite.

**Le feldspath potassique** correspond essentiellement à de l'orthose, sub-automorphe peu perthitique, souvent maclée Carlsbad, parfois séricitisée en son cœur.

**Le plagioclase** se présente en cristaux sub-automorphes, trapus ou allongés, maclés albite parfois zonés. Ils correspondent à de l'oligoclase, dont quelques uns présentent un début d'altération avec apparition de petites aiguilles de séricite qui commencent à envahir les cristaux.

**La cordiérite** apparaît le plus souvent altérée, on la reconnaît grâce à sa couleur jaune orangé qui correspond à de la pinnite. Elle est parfois associée à des gouttes de quartz formant ainsi des nodules. Elle est altérée par endroit, ou elle est totalement remplacée par des paillettes de muscovite (Figure2, Photo E2). L'auréole blanchâtre qui entoure ces nodules correspond à une association quartzo-feldspathique.

**La biotite** est en lamelles brunâtres à verdâtres. Elle cristallise en inclusions dans les feldspaths et contient elle-même de fréquentes inclusions de zircon et de minéraux opaques.

**L'apatite** se présente en petits cristaux allongés qui sont en inclusion dans les feldspaths potassiques.

**Le zircon** est généralement en inclusion dans les biotites et les feldspaths potassiques.

**La muscovite** est en paillettes qui proviennent généralement de l'altération des feldspaths et de la biotite.

### **f -Granite albitique à topaze**

Les affleurements de ce faciès sont assez typiques, ils sont le plus souvent à grain fin, on les retrouve dans la moitié sud du massif sous forme d'affleurement d'environ 2Km. Ce faciès apparaît également en petite intrusion granitique sub-circulaire située au nord de l'In Tounine

sur la route menant à l'Askrem. Cette coupole de Hanana forme un dôme aux contours elliptiques. Elle est caractérisée par l'abondance de l'albite et de la topaze de couleur grise rosâtre auxquelles sont associées spatialement des minéralisations à Sn-W (Mission EREM 1973,1996 ; Bouabsa, 1987), ce faciès pourrait constituer la dernière activité la plus évoluée de la région de Tamanrasset.

Ces granites à albite topaze sont des granites leucocrates de couleur rosâtre ou gris blanchâtre, ils affleurent au contact du granite grossier et du microgranite dans l'intrusion granitique complexe au Sud-Est du pluton (Figure 6, photo F).

La texture de ces roches est donc grenue à grain fin, les lattes d'albite sont disposées d'une manière ordinaire et bordent la plupart des autres minéraux qui constituent ces roches à savoir : le quartz, les feldspaths potassiques et la biotite. Ce faciès est également caractérisé par la présence exclusive de la topaze, ainsi que de fluorine, de zircon et de minéraux opaques.

**Le quartz** il est observé en sections irrégulières ou bien rarement en sections hexagonales à contours arrondis, son extinction est franche ou légèrement roulante. Parfois, il est en association avec le feldspath potassique pour former les myrmékites, il contient en inclusions quelques lattes d'albite et de fines paillettes de muscovite.

**Le feldspath potassique** il forme souvent de grandes sections sub-automorphes parfois maclées Carlsbad, quelques sections sont légèrement sericitisées. Le feldspath potassique est perthitique, ces perthites sont en gouttes ou bien en veinules. On trouve associés à ces orthoses de rares cristaux de microcline.

**Le plagioclase** dans ce faciès on y distingue deux générations : la première constituée de grandes lattes sub-automorphes, maclées albite, souvent fracturées et corrodées par les micas. La deuxième génération montre des petites lattes automorphes rectangulaires, fraîches et limpides avec de rares inclusions. Elles sont elles mêmes moulées par les micas, les feldspaths potassiques, la topaze et le quartz. L'albitisation est bien marquée dans ce faciès, et se caractérise par l'envahissement des feldspaths potassiques par de l'albite en donnant des perthites.

**La biotite** : se sont des protholithionites en plages irrégulières, interstitielles, de couleur vert pâle avec un léger pléochroïsme. On observe de petites sections automorphes en inclusions dans le quartz.

**La muscovite** est un minéral en plages irrégulières, interstitielles et rarement en sections

sub-automorphes. Des petites sections automorphes en inclusions dans le quartz sont observées, elles sont de couleur brun pâle avec un léger pléochroïsme. Elles ont la composition d'une zinnwaldit. La muscovite peut être parfois précoce en association avec la biotite (Kesraoui.2005).

**La topaze** peut se présenter dans ces roches sous plusieurs formes. Elle apparaît en sections automorphes à sub-automorphes grises, elle est parfois isotrope caractérisée par un clivage fin, présente souvent des craquelures et renferme en inclusion des lattes d'albite. Cette topaze est parfois elle-même en inclusion dans le quartz globuleux ou en sections losangiques moulée à la fois par le quartz et le mica.

**La fluorine** elle caractérise ce faciès, et cristallise en sections sub-automorphes de forme cubique ou arrondie et de couleur violette très caractéristique.

**Les opaques** cristallisent en sections allongées ou sub-arrondis que l'on retrouve souvent en inclusions dans les biotites.

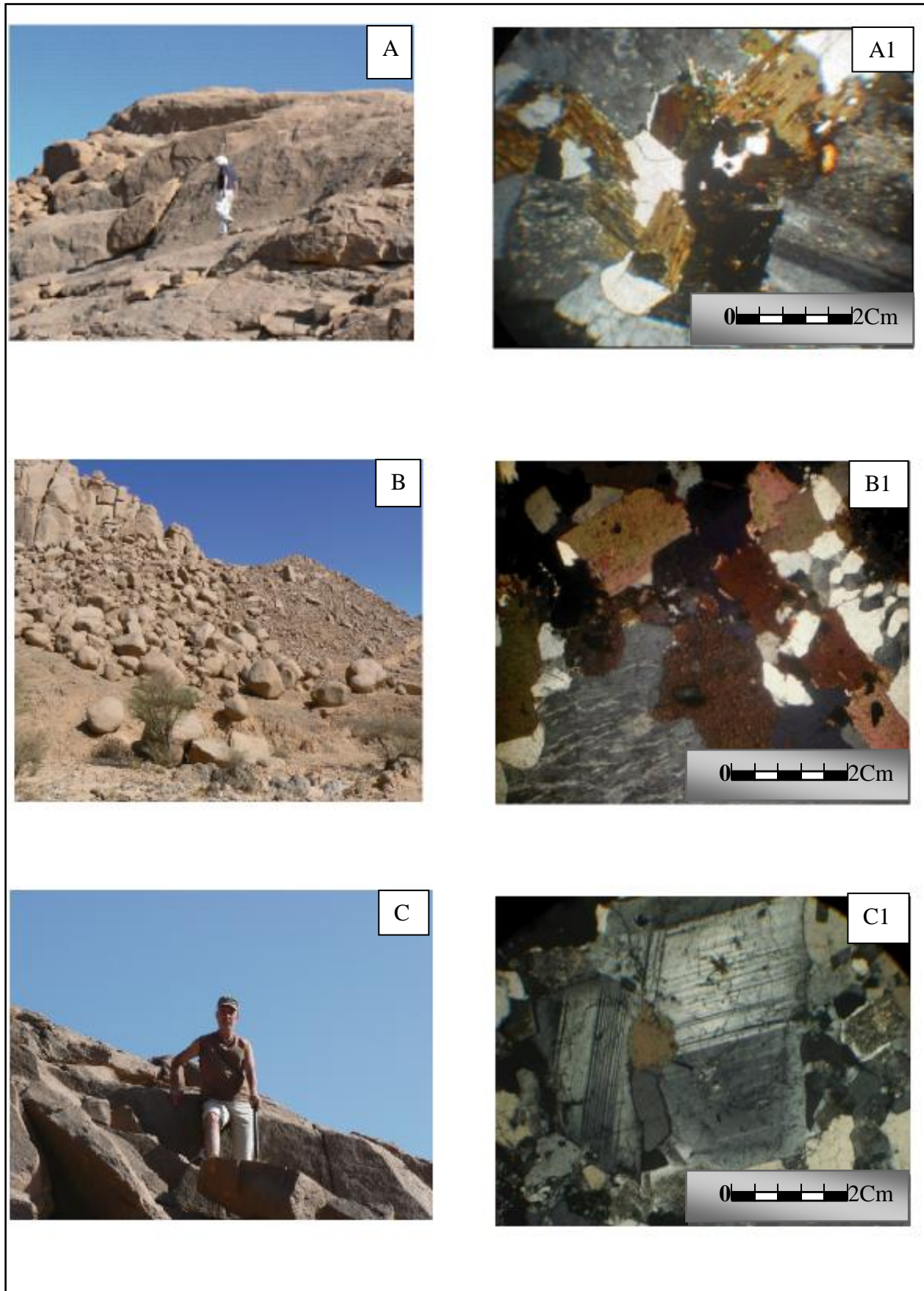


Figure 5 : Photos montrent l'aspect à l'affleurement eu au microscope de quelques roches du massif d'In tounine

*Légende de la figure 5*

*Photo A : Aspect à l’affleurement du granite grossier*

*Photo A1 : Aspect du granite grossier en L.P.A. Texture à gros grains, l’association minéralogique est : quartz, feldspaths potassiques et biotites*

*Photo B : Aspect à l’affleurement du granite à grains moyen (porphyrique) du lafat*

*Photo B1 : Aspect du granite à grain moyen en L.P.A*

*Photo C : Aspect à l’affleurement du microgranite porphyrique*

*Photo C1: Aspect du microgranite porphyrique en L.P.A (G×40), texture microgrenue à porphyres de quartz et d’albite.*

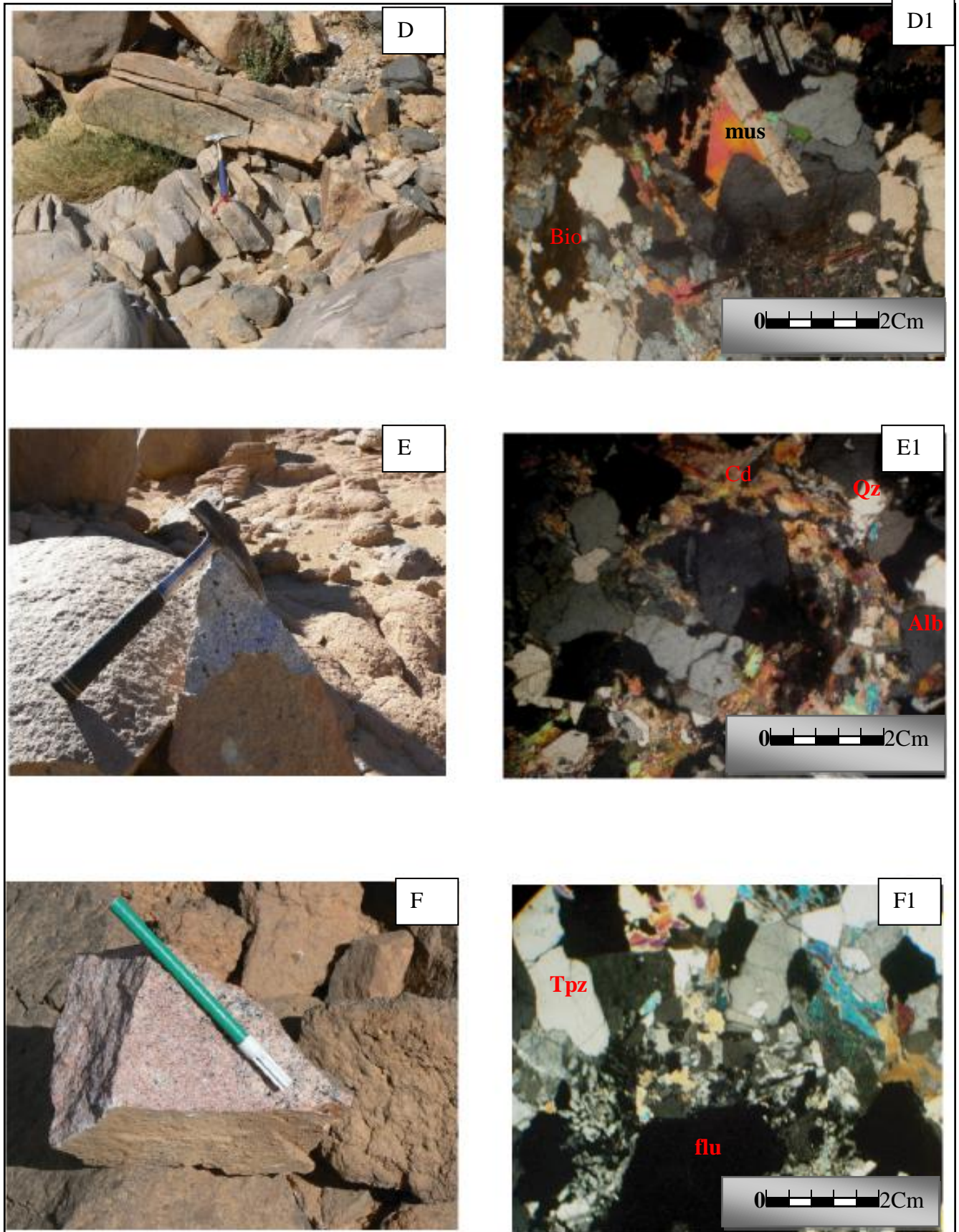


Figure 6 :Photos montrent l'aspect à l'affleurement et au microscope de quelques roches du massif d'In tounine

**Légende de la figure 6**

*Photo D : Aspect à l’affleurement du granite fin à deux micas*

*Photo D1 : Aspect du granite fin à deux micas en L.P.A : l’association minéralogique et la suivante : quartz, albite, biotite et micas blanc*

*Photo E : Aspect à l’affleurement du granite à cordiérite*

*Photo E1 : Aspect du granite à cordiérite en L.P.A, l’association minéralogique est : quartz, feldspaths potassiques, cordiérite et biotites*

*Photo F : Aspect à l’affleurement du granite à albite-topaze*

*Photo F1 : Aspect des du granite à albite-topaze en L.P.A, l’association minéralogique est : quartz, albite, topaze, fluorite et micas blanc.*

**I-2- Les enclaves**

Elles sont généralement de petite taille (centimétriques), leur texture est finement grenue porphyrique. Elle présente une minéralogie identique à celle du granite grossier à biotite, la différence réside essentiellement dans la taille du grain. Elles correspondent essentiellement à des enclaves microgrenues claires (EMC). Les enclaves microgrenues sombres sont assez rares, lorsqu'elles existent, elles sont fortement altérées ce qui rend leur échantillonnage assez difficile.

Ces EMC sont des enclaves leucocrates à texture généralement microgrenue légèrement à grain moyen, leur forme est généralement arrondie et centimétrique (Figur7, PhotoB). L'étude microscopique indique une composition minéralogique identique à celle du granite hôte à savoir : quartz, feldspath potassique, plagioclase, biotite et minéraux opaques.

**Le quartz :** apparaît en cristaux de taille variable, sub-automorphes à xénomorphes et parfois globuleux, très abondants, souvent craquelés avec une extinction roulante très caractéristique.

**Le feldspath potassique :** correspond à des cristaux sub-automorphes, fréquemment maclés Carlsbad. L'orthose est perthitique et fortement altérée.

**Le plagioclase :** se présente en cristaux automorphes à sub-automorphes avec des macles polysynthétiques, certains cristaux sont zonés. On note également la présence d'inclusions de biotite et de quartz. La majorité des plagioclases sont fortement altérés en séricite.

**La biotite :** est très abondante, tout comme dans les granites, elle représente la seule phase ferromagnésienne. Elle se présente en cristaux automorphes à sub-automorphes et parfois en amas, elle est pléochroïque ; sa couleur varie du brun rougeâtre au brun jaunâtre. Elle renferme des inclusions de minéraux opaques et de zircon. La chloritisation des biotites est fréquente.

### 1.3. Le xénolite

C'est un affleurement de 200 m (Figure7, photo C), au sein du granite albitique, qui correspond à un granite rose à gros grain, déformé, identique au faciès principal du batholite de l'Anfeg (Acef, 1999 ; Acef et al., 2003).

L'aspect macroscopique très différent des faciès granitiques ainsi que la présence de ce xénolite très proche du contact entre le pluton de l'In-Tounine et du batholite de l'Anfeg, nous ont conduit à l'interpréter comme un xénolite d'Anfeg arraché par le magma d'In Tounine au cours de sa remontée. Il est judicieux de signaler que le faciès à nodules de cordiérite se situe tout près de ce xénolite. Cette mise en place permettra d'expliquer la formation de ces nodules de la même manière qu'elle a été proposée dans le cas des nodules de cordiérite du pluton de Temaguessine (Abdallah et al. 2007) qui affleure dans le terrane limitrophe d'Azrou N'Fad

Ce xénolite correspond à un granite rose à grain moyen, sa composition minéralogique comprend du quartz, du feldspath potassique, du plagioclase et de la biotite. (Planche 3, Photo 2)

**Le quartz** : occupe 20 à 25% du volume de la roche, il est xénomorphe généralement fracturé à extinction roulante. Il renferme en inclusion des feldspaths potassiques, du zircon, et de la biotite.

**Le feldspath potassique** : cristallise en grandes plages d'orthoses à contours irréguliers. Cette orthose est altérée et fortement séricitisée.

**Le plagioclase** : est fortement altéré. On le reconnaît grâce à sa forme sub automorphe et aux macles polysynthétiques toujours visibles.

**La biotite** : apparaît en lamelles automorphes de couleur brunâtre. Elle est souvent associée aux feldspaths potassiques et au quartz. Le zircon et les minéraux opaques sont ses principales inclusions.

**Les opaques** : cristallisent en cristaux de forme arrondie ou allongée et sont fréquemment en inclusion dans les biotites et/ou dans les chlorites.

**Le zircon** : est fréquemment en inclusion dans les différentes phases minérales, il cristallise sous forme de petits cristaux sub-arrondis.

**I.4. Le filon basique**

C'est une roche sombre légèrement verdâtre. Cet affleurement recoupe le granite grossier sous forme d'un filon de quelques mètres d'épaisseur orienté NE-SW (Figure7, Photo A).

C'est une roche à texture microgrenue, composée essentiellement de plagioclases blanchâtres sub-automorphes, d'amphibole verte de type hornblende, et des orthopyroxènes avec quelque minéraux de biotite et quartz. Les cristaux de feldspaths potassiques sont rares et généralement altérés.

**Le quartz :** est peu abondant et cristallise en petits cristaux xénomorphes engrenés.

**Les plagioclases :** se présentent en sections automorphes allongées et accolées les unes aux autres, leurs contours sont réguliers.

**Les amphiboles :** correspondent à de l'hornblende verte à contours irréguliers de forme sub-automorphe et parfois maclée. Elle est fréquemment altérée en chlorites, actinote-trémolite. Cette hornblende verte est souvent associée aux plagioclases et contient de nombreuses inclusions de minéraux opaques.

**L'orthopyroxène :** il n'est rencontré qu'en relique, entouré par l'hornblende. Il est reconnaissable grâce aux deux familles de clivages presque orthogonaux. C'est de l'hypersthène type.

**La biotite :** n'est pas très abondante, elle apparaît en cristaux sub automorphes de couleur brune à jaunâtre. Elle est parfois fortement altéré en chlorite.

**Les minéraux opaques :** Ce sont des cristaux xénomorphes à sections allongées souvent en inclusions dans les pyroxènes.

**Légende de la figure 7**

**Photo A :** *Affleurement du filon basique qui recoupe le granite grossier*

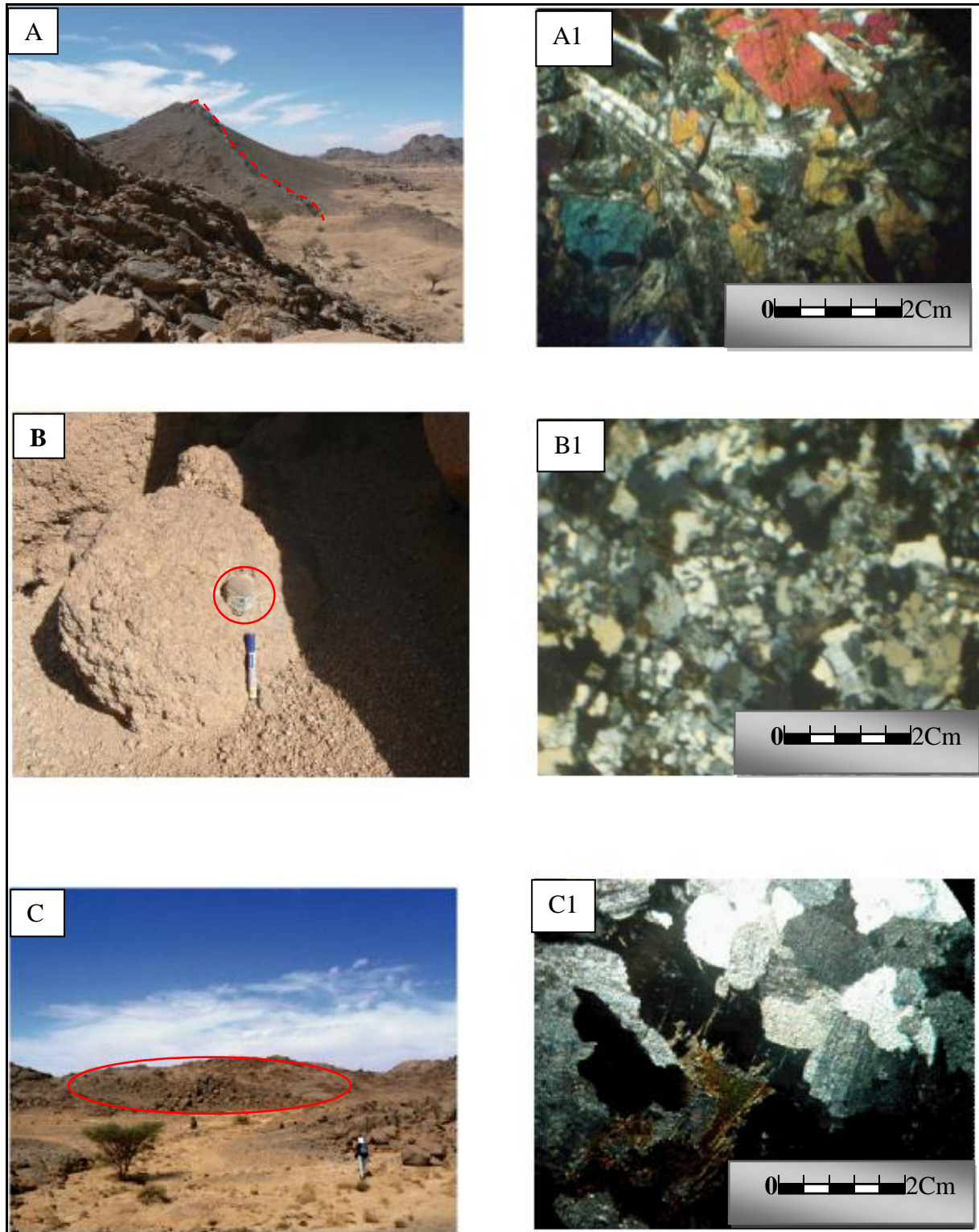
**Photo A1:** *Aspect du filon basique en L.P.A (G×40), composé de l'association suivante : quartz, plagioclases, hypersthène et biotites*

**Photo B :** *Enclaves microgrenues claires dans le granite grossier*

**Photo B1 :** *Aspect des enclaves microgrenues claires en L.P.A (G×40), elles sont composées de quartz, feldspaths potassiques et biotites*

**Photo C :** *Affleurement du xénolite de type Anfeg*

**Photo C1 :** *Aspect du xénolite en L.P.A (G×40), l'association minéralogique est : quartz, feldspaths potassiques et biotites*



**Figure7 :** Photos montrant l'aspect à l'affleurement au microscope des roches associés aux granites du massif d'In Tounine

**.5 Ordre de cristallisation des phases minérales**

Afin de déterminer l'ordre de cristallisation des différentes phases minérales qui constituent les différents faciès granitiques, nous nous sommes basés sur les relations texturales (inclusion d'un minéral dans un autre), les relations réactionnelles ainsi que sur la morphologie des cristaux. Nous avons ainsi déterminé 3 phases de cristallisation :

**- Une phase précoce**

Au cours de cette phase, commencent à cristalliser les minéraux accessoires (zircon, apatite, allanite) constituant les inclusions, la biotite le quartz et les feldspaths. Les biotites et les plagioclases étant eux même parfois inclus dans les phénocristaux de feldspaths potassiques et de quartz.

**- Une phase principale**

Durant laquelle cristallisent tous les minéraux simultanément, avec formation de mégacristaux de feldspaths potassiques, de grandes plages automorphes de plagioclases, de cordiérite, de biotite et du quartz sub-automorphes.

**- Une phase tardive**

C'est une phase essentiellement d'altération caractérisée par l'apparition de minéraux secondaires qui proviendraient de la transformation des minéraux principaux. On note la présence de la chlorite qui provient de la déstabilisation de la biotite, la croissance de muscovite secondaire abondante (séricite) dans le plagioclase et la kaolinisation des feldspaths potassiques. Enfin, on peut également signaler la cristallisation tardive de quartz et de feldspath potassique sous forme d'association micropegmatitique, et pour le faciès albitique la cristallisation de fluorite

## II. Etude minéralogique

L'étude minéralogique des différentes phases constituant les granites de l'In Tounine, a été réalisée afin de compléter l'étude pétrographique. Elle nous a permis, en nous basant sur les données de la microsonde, d'affiner les observations faites à partir de l'étude microscopique et d'évaluer les variations de compositions chimiques des minéraux. Malheureusement, seuls les minéraux du faciès grossier à biotite et du faciès à biotite et cordiérite ont pu être analysés en raison de la disponibilité des séances de microsonde.

Toutes les analyses ont été réalisées, à la microsonde électronique de l'université de Paris VI. Elles sont toutes consignées en annexe. Les phases analysées sont : les feldspaths, la biotite et la cordiérite.

### II.1. Les feldspaths

Ce sont les minéraux les plus abondants avec le quartz dans les roches étudiées. Le feldspath potassique est plus important que le plagioclase. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 8 oxygènes.

#### a. Le feldspath potassique

Dans les granites de l'In-Tounine, le feldspath potassique analysé correspond à de l'orthose. Avec des compositions plus ou moins homogènes. Ils sont caractérisés par des teneurs en orthose comprises entre 91,99% et 97,40% pour des teneurs en albite variables.

	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	%An	%Ab	%Or
Granite à biotite	0,28-0,89	15,29-16-37	0,03-0,17	8,07-2,57	91,99-97,40
Granite à cordiérite	0,35-0,68	15,95-16,64	0	3,07-6,06	94,09-96,95

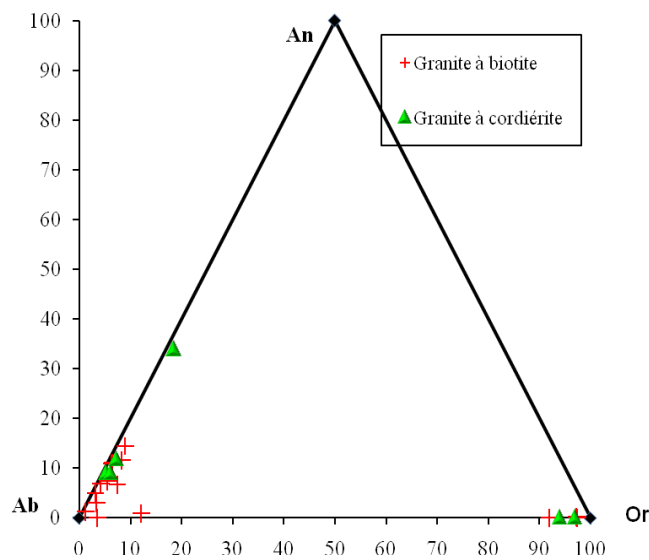
**Tableau 2:** compositions chimiques des feldspaths potassiques appartenant à quelques granites de l'In-Tounine.

**b. Le plagioclase**

Les analyses des plagioclases montrent des compositions relativement homogènes. On constate que l'ensemble des plagioclases analysés sont de type Albite-oligoclase. Les plagioclases du granite à cordiérite sont parfois légèrement plus calcique que ceux du faciès à biotite (Fig.8).

Faciès	% An	% Ab	% Or
Granite à biotite	1,25-14,46	83,71-98,07	0,68-4,10
Granite à cordiérite	8,83	64,56-90,21	1,44-1,70

**Tableau 3:** Compositions chimiques moyennes des plagioclases appartenant à quelques granites du pluton d'In-Tounine.



**Figure 8:** projection des feldspaths des granites du pluton d'In-Tounine dans le diagramme triangulaire An-Ab-Or

## II.2. La biotite

Minéral omniprésent dans tous les faciès granitiques ainsi que dans le xénolite, et les enclaves. Les biotites, présentent des variations notables entre les différentes populations analysées.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 22 oxygènes. Dans l'ensemble, il s'agit de biotites avec un rapport XFe compris entre 0,45 et 0,88 .

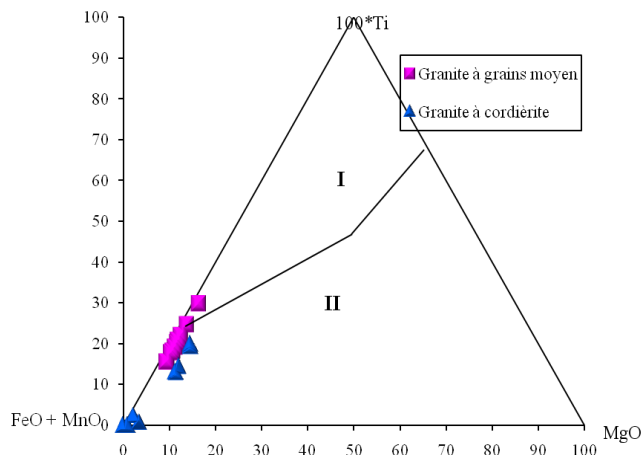
Les analyses indiquent que les biotites ont la particularité d'être très ferrifères et nettement moins magnésiennes avec des XFe autour de 0.9 pour le granite à biotite et autour de 0.6 pour le granite à cordiérite.

Faciès	TiO <sub>2</sub> %	FeO%	MnO%	MgO%	XFe
Granite à biotite	1,57-2,97	26,56-30,65	0,30-0,46	1,42-1,67	0,90-0,92
Granite à cordiérite	0,07-1,99	1,84-30,42	0,035-0,56	0,92-4,92	0,53-0,78

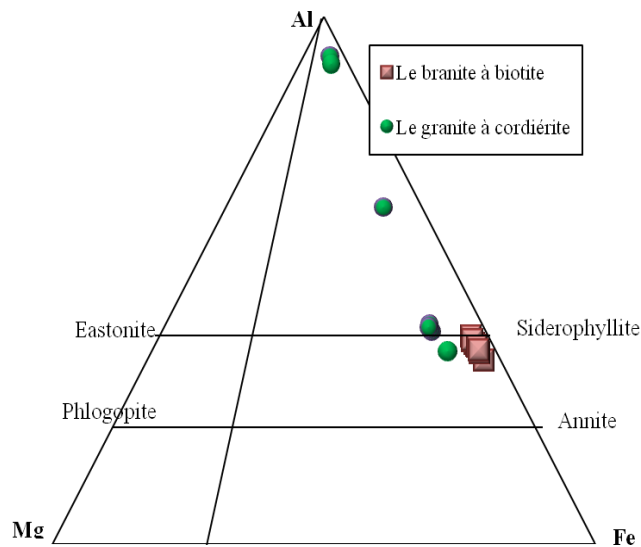
**Tableau 4:** *compositions chimiques moyennes des biotites de quelques granites du pluton d'In-Tounine.*

Le diagramme triangulaire FeO+MnO-10\*TiO<sub>2</sub>-MgO est proposé pour discriminer les biotites magmatiques primaires, des biotites magmatiques rééquilibrées et/ou néoformées. Ces limites ont été fixées en se basant sur des critères optiques, paragénetiques et chimiques.

La projection des biotites (Fig.9) dans le diagramme triangulaire Mg-Al-Fe de Nachit (1986) indique que la plupart des biotites analysées sont des biotites secondaires, ce qui corrobore les observations pétrographiques, en effet la plu part des biotites observées ont été affectées par une forte chloritisation.



**Figure 9:** Diagramme ( $FeO+MnO-10*TiO_2-MgO$ ) permettant de distinguer les biotites primaires des biotites secondaires (Nachit, 1986).



**Figure 10:** Compositions des biotites des granites d’In-Tounine dans le diagramme Mg-Al-Fe (Rock 1991).

Dans le diagramme triangulaire Mg-Al-Fe (Rock, 1991), les biotites des deux faciès s’inscrivent dans le champ des Annite et Siderophyllite (Fig.10).

### II.3 La cordiérite

La cordiérite apparaît toujours xénomorphe et totalement pinitisée. Les formules structurales ont été calculées sur la base de 22 oxygènes.

Granite	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeOt	MnO	MgO	Xmg	Xfe
à cordiérite	24,50-31,33	0,20-0,79	0,20-0,85	0,29-3,93	0,80-0,95	0,04-0,2

**Tableau 5:** *Composition chimique moyenne des cordiérites appartenant aux granites de l'In-Tounine.*

Les quelques cristaux analysés, ont été choisis parmi les moins pinitisés. Ces cordiérites montrent des teneurs élevées en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et MgO comprises respectivement entre 24,50 et 31,33 % et 0,29 et 3,93%. Le XMg varie entre 0,8 et 0,95%, et le XFe entre 0,04 et 0,2% pour.

**III. Relation entre les granites peralumineux à biotites-muscovite et à biotite-cordiérite**

En règle générale, les granites peralumineux à biotite-muscovite (ou à muscovite seule), se mettent en place de façon précoce dans des zones relativement profondes (faciès amphibolite). Par contre, les granitoïdes peralumineux à biotite-cordiérite, de même composition chimique que les précédents, atteignent plus tardivement des zones relativement superficielles (faciès schistes verts). Cette différence de gisement est corrélable avec la nature des associations minérales : "basse température" dans le cas de l'association : - quartz + plagioclase + feldspath potassique, biotite et muscovite et "haute température" dans celui de la l'association : quartz + plagioclase + feldspath potassique + biotite et «cordiérite». Les granitoïdes à cordiérite, par ce qu'ils sont "secs et chauds" (Jonin, 1981) ont une capacité ascensionnelle plus importante que celle des granitoïdes à muscovite, "froids et humides". De plus, si ces derniers sont de toute évidence liés à un mécanisme de collision (Autran et Cogné, 1980), il semble par contre difficile de relier les granitoïdes à cordiérite à ce type de mécanisme plutôt qu'à un autre, tel que la subduction.

Ainsi les localisations différentes dans le temps et dans l'espace de ces deux types hétéromorphes de granitoïdes ne facilitent pas leur étude comparée et la mise en évidence de leurs relations possibles. On peut même se demander s'ils ne résultent pas de mécanismes pétrogénétiques différents et/ou de sources distinctes ?

Cette dernière hypothèse de source différentes et à éloigner dans le cas du granite d'In Tounine, car l'étude pétrographique et minéralogique montrent que l'ensemble des faciès granitiques du pluton d'in Tounine présente la même composition minéralogique avec quelques différences texturales. Ils possèdent un ordre de cristallisation identique des phases minérales. La détermination des caractères pétrographiques suggère que ces granites sont issus du même magma dont les termes les plus différenciés sont à grain fins en position apicale de l'In Tounine Nord. Le granite à albite topaze est le plus différencié de ces faciès, à ce faciès sont associés des stockscheiders témoins d'une activité magmatique tardive (Bouabsa 1987).

#### IV. Conclusion

A l'issue de l'étude pétrographique et minéralogique des granitoïdes de l'In Tounine les conclusions suivantes ont été tirées :

D'un point de vue pétrographique : les associations minéralogiques entre les différents granites sont très voisines surtout en ce qui concerne les minéraux essentiels cependant six faciès pétrographiques ont été mis en évidence :

- Le granite à grain grossier à biotite.
- Le granite à grain moyen à biotite.
- Le granite à grain fin à deux micas.
- Le microgranite porphyrique à biotite.
- Le granite à cordiérite.
- Le granite à albite topaze

A l'exception du granite à cordiérite les autres faciès du pluton d'In Tounine présentent la même association minéralogique. Ils sont caractérisés par la prédominance du feldspath potassique par rapport au plagioclase. L'ensemble des faciès se distingue essentiellement par leur granulométrie, et la présence d'enclaves microgrenues essentiellement claires.

D'un point de vue minéralogique :

- **Le feldspath** potassique correspond exclusivement à de l'orthose.
- **Le plagioclase** est de type albite-oligoclase.
- **Les biotites** correspondent à de l'annite - sidérophilite avec un caractère ferrifère pour les biotites du granite à biotite ( $X_{Fe} : 0.9$ ) et un caractère plus magnésien pour les biotites du granite à cordiérite ( $X_{Fe} : 0.4$ ).

Le granite à albite-topaze, lui se caractérise par le remplacement du feldspath potassique par l'albite.

Le granite fin à deux mica s'individualise par son caractère plus alumineux qui se traduit par la présence de la muscovite et de la biotite.

Le pluton de l'In Tounine se caractérise par la rareté des enclaves. Le peu d'enclaves rencontrées correspondent à des enclaves microgrenues claires. Ces dernières peuvent être interprétées comme des fragments d'anciennes bordures figées disloquées en fin de mise en

place des granites. Dans ce cas enclaves et roche hôte, sont cogénétiques et les enclaves déjà figées recristallisent éventuellement sans se mélanger avec leur encaissant.

Les granites de l'In Tounine ont subi des transformations post-magmatiques, qui se traduisent par la chloritisation des biotites, la séricitisation des feldspaths.

L'origine des cordiérites de l'In Tounine reste encore posée. L'origine métamorphique est facilement exclue. L'origine hydrothermale pourrai être envisagé, cependant une similitude d'origine avec les cordiérites du massif granitique de Temaguessine (Abdallah et al., 2007) situé dans le terrane limitrophe de l'Azrou N'Fad, ne serait pas à exclure malgré certaines différences chimiques. Ces cordiérites auraient dans ce cas là une origine magmatique liée à la fusion partielle d'une portion (un panneau) du socle éburnéen, mais dans le cas de l'In Tounine la présence du xénolite type Anfeg proche de ce faciès serait un argument en faveur d'une telle hypothèse.

### CHAPITRE III : GEOCHRONOLOGIE

Ce chapitre représente la nouveauté de ce travail et des données nouvelles sur les connaissances du pluton de l'In Tounine. Mise à part la datation K-Ar obtenu par Cheilletz et *al.*, (1992) aucune donnée géochronologique n'a été publiée depuis sur ce pluton.

#### I. Généralités sur les méthodes de datation

##### a. Définition des isotopes

Une espèce atomique X est caractérisée par son numéro atomique Z (égal au nombre de protons du noyau) et sa masse atomique M (égale au nombre de protons et de neutrons)

$M^X_Z$ . Les isotopes d'un élément chimique X ont tous le même nombre atomique Z (c'est à dire le même nombre de protons), mais des masses atomiques M différentes, correspondant à un nombre de neutrons différents.

##### b. Les lois de la désintégration (équations fondamentales de la géochronologie)

Les méthodes de la géochronologie reposent sur le principe suivant :

Soit un isotope radioactif Père (P) qui se désintègre en élément radiogénique fils (F)

**P -----> F**

Le rapport de concentration P/F à un instant donné est une fonction de la constante de désintégration (1) (qui est la probabilité de désintégration par unité de temps) de l'élément P et de l'âge t.

La quantité d'atomes P désintégrés dans le temps  $\lambda t$  est proportionnelle au nombre P d'atomes et à la constante de désintégration (1). On peut alors écrire :

$$(1) \quad (dP/dt) = - \lambda P$$

P=nombre d'atomes pères radioactifs

$\lambda$ = constante de désintégration

dP/dt = taux instantané de transformation

Si  $P_0$  représente la quantité d'atomes pères à l'instant  $t_0$ , l'équation (1) s'intègre selon les équations (2) et (3) :

$$(2) \quad P = P_0 e^{-\lambda t}$$

$$(3) \quad P_0 = P e^{\lambda P}$$

Dans la pratique, on ne doit faire intervenir dans l'équation que des grandeurs mesurables actuellement. Or, on ne connaît pas le nombre d'atomes pères  $P_0$  à l'instant initial  $t_0$ . Au cours du temps, un certain nombre d'atomes  $P_0$  radioactifs se sont transformés en éléments fils radiogéniques  $F$ . Il est admis que le nombre d'atomes père à un temps  $t$  ( $P$ ) est égal au nombre d'atomes pères initiaux ( $t_0$ ) moins le nombre d'atomes fils radiogéniques produits au cours du temps  $t$ . Soit :

$$P = P_0 - F \quad \text{ou} \quad P_0 = P + F$$

En remplaçant  $P_0$  par sa valeur ( $P + F$ ) dans l'équation (3) on obtient :

$$P + F = P e^{\lambda t} \quad \text{ou} \quad F = P e^{\lambda t} - P$$

soit :

$$(4) \quad F = P(e^{\lambda t} - 1)$$

A partir de cette équation (4) on obtient :

$$(5) \quad T = 1/\lambda \ln [1 + F/P]$$

La quantité d'atomes  $F$  mesurés correspond en fait à la quantité d'atomes fils radiogéniques provenant de la désintégration de l'élément père ( $P$ ) radioactif, mais aussi à la quantité d'atomes fils ( $F_0$ ) qui étaient présents dès le départ dans le système. C'est à dire que :

$F$  total mesuré =  $F$  radiogénique +  $F_0$  existant ; ainsi l'équation (4) peut alors s'écrire :

$$(6) \quad F = P(e^{\lambda t} - 1) + F_0$$

Cette équation (6) est l'équation générale de toutes les méthodes radiométriques basées sur la désintégration d'un isotope radioactif en un isotope stable.

$F$  et  $P$  sont des valeurs mesurables,  $F_0$  peut être calculé ou estimé ; l'âge «  $T$  » sera donc égal selon l'équation (7) à :

$$(7) \quad T = 1/\lambda [1 + (F - F_0)/P]$$

Il est important de signaler que l'âge est obtenu dans les conditions suivantes :

La constante de désintégration ( $\lambda$ ) soit connue avec précision

Que l'on connaisse P et F avec une bonne précision

Que l'on connaisse  $F_0$  ; ce qui est souvent délicat, mais qui peut se calculer (isochrone) ou s'estimer (zircon).

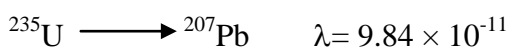
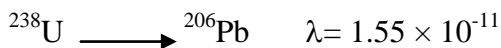
Que le système soit resté clos

## II. Le système Uranium-Plomb (U-Pb)

Dans la méthode U-Pb, tous les minéraux contenant suffisamment d'uranium et très peu de plomb lors de leur cristallisation sont utilisables. Le zircon ( $ZrSiO_4$ ) est le minéral le plus étudié car présent dans pratiquement toutes les roches. En second lieu vient la monazite, parfois le sphène, l'apatite et l'allanite.

Le principe de la méthode repose sur la désintégration des isotopes radioactifs de l'uranium « U » en isotopes stables du plomb « Pb ».

Les deux isotopes de l'uranium sont l' $^{238}U$  et l' $^{235}U$



Les équations chronométriques des systèmes enrichis U - Pb s'écrivent :

$$^{206}Pb = ^{238}U (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (1) \quad \text{d'où} \quad t = 1/\lambda \ln [1 + ^{206}Pb/^{238}U]$$

$$^{207}Pb = ^{235}U (e^{\lambda t} - 1) \dots \dots \dots (2) \quad \text{d'où} \quad t = 1/\lambda \ln [1 + ^{207}Pb/^{235}U]$$

Nous pouvons à partir de ces deux équations écrire :

$$^{206}Pb/^{238}U = e^{\lambda t} - 1 = y$$

$$^{207}Pb/^{235}U = e^{\lambda t} - 1 = x$$

Les âges calculés par ces équations peuvent être discutés dans un diagramme ( $y - x$ )  $^{206}Pb/^{238}U$  en y et  $^{207}Pb/^{235}U$  en x appelé **diagramme concordia**.

La courbe concordia est la courbe de coordonnées paramétriques  $y/x$ . C'est le lieu des points dont l'ordonnée et l'abscisse donnent des âges identiques. Tout minéral donnant le même âge par les équations chronométriques (1) et (2) se situe sur cette courbe. Tout minéral situé sur la concordia donne l'âge de cristallisation ou de recristallisation du minéral.

Pour un échantillon donné, la fraction totale de zircons analysés est divisée en populations de granulométrie et de susceptibilité magnétique différentes. Plusieurs systèmes cogénétiques sont alors analysés. Ils peuvent se grouper sur la concordia ou définir un alignement dans le diagramme concordia. Dans ce dernier cas, cela signifie que pour chaque population de zircon analysée, les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  ont diminué par rapport à leur valeur initiale magmatique. Ceci est dû soit à une augmentation de l'uranium soit à une perte de plomb. Mais d'une manière générale, le plomb étant plus instable et donc plus mobile que l'uranium dans le zircon, c'est la perte en plomb qui est souvent évoquée pour en expliquer la discordance (Pidgeon et al. 1966). Lorsque les zircons perdent du Pb, ils deviennent discordants et les points représentatifs se placent en dehors de la concordia et sont souvent alignés selon une courbe (parfois même une droite) qui définit la **discordia**. Les âges obtenus ne sont pas concordants. Cela signifie alors qu'il y a eu ouverture du système avec perte de plomb. L'intersection supérieure de la discordia avec la concordia permet d'obtenir l'âge de la fermeture initiale du système (cristallisation du magma). L'intersection inférieure de la discordia avec la concordia date l'ouverture du système (suite par exemple à un événement thermique, telle une phase de métamorphisme).

### II.1. Données U-Pb sur zircons séparés du massif de l'In Tounine

Les dix-huit (18) zircons analysés donnent un âge concordant de  $552 \pm 3,2$  Ma (MSWD de concordia=0,0091) (Fig. 11). L'âge obtenu par cette méthode peut être considéré comme la meilleure estimation de l'âge de mise en place du pluton.

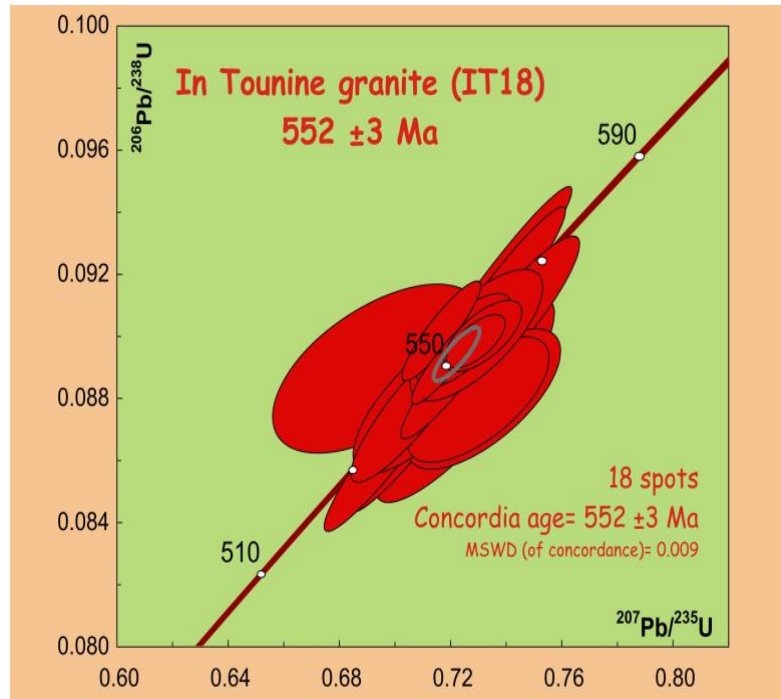
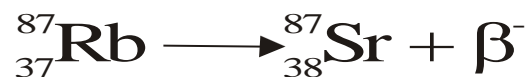


Figure 11: Diagramme de concordia U-Pb des zircons du granite à cordiérite d’In Tounine

On tenant compte des marges d’erreurs, que l’âge de la mise en place du pluton de l’In Tounine est contemporaine à l’âge de la mise en place du faisceau de dykes de Tin Amali (558±6Ma ; Fezaa, 2010) et celui du batholite d’Arigher daté à 554±5Ma (Henry et al, 2009). La mise en place de ces massifs tardifs dans le Hoggar oriental est rattachée à l’événement tardifs Mourzoukien (collision du bouclier touareg avec le craton de Mourzouk) qui affecte le Hoggar oriental (Fezaa, 2010).

## II. La méthode Rb-Sr

est basée sur la désintégration du  $^{87}\text{Rb}$  en  $^{87}\text{Sr}$



$\text{Sr}_{38}$  possède 4 isotopes 84-86-87-88. Seul  $^{87}\text{Sr}$  est radiogénique.

Dans l’équation (8), ( $^{87}\text{Sr}$ ) et ( $^{87}\text{Rb}$ ) peuvent être mesurés et sont connus. Par contre la quantité de ( $^{87}\text{Sr}$ )<sub>0</sub> est une inconnue.

L’équation (6) devient:  $^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb} (e^{\lambda t} - 1)$ .

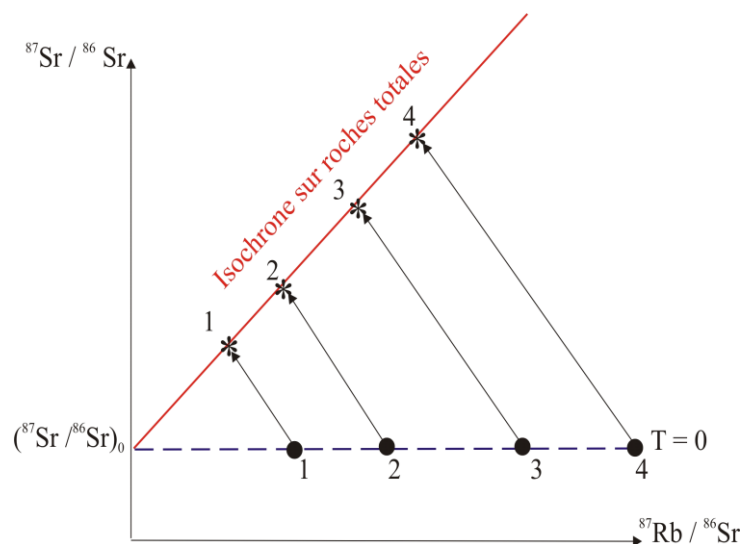
Le  $^{86}\text{Sr}$  est un isotope stable non radiogénique, non radioactif. Sa quantité dans le système est donc une constante. En le prenant comme référence cette équation peut s'écrire sous la forme :

$$\frac{{}^{87}\text{Sr}}{{}^{86}\text{Sr}} = \frac{{}^{87}\text{Sr}_0}{{}^{86}\text{Sr}} + \frac{{}^{87}\text{Rb}}{{}^{86}\text{Sr}} (e^{\lambda t} - 1)$$

La constante de désintégration  $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11}$  (Steiger et Jäger, 1977).

Il est donc possible de calculer à partir de cette équation un âge ponctuel puisque les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  sont mesurables par spectrométrie de masse. Cette équation est de la forme  $y = ax + b$

Si on considère plusieurs échantillons cogénétiques, distincts les uns des autres par leur rapport  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ , évoluant en système clos les points représentatifs de ces échantillons doivent dans un diagramme  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  vs  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$  s'aligner sur une droite, dénommée **Isochrone**, dont la pente  $(e^{\lambda t} - 1)$  est fonction de l'âge du système (Fig. 11).



**Figure 12 :** Diagramme  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  vs  $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$  dans lequel est représentée une droite Isochrone dont la pente  $(e^{\lambda t} - 1)$  est fonction de l'âge du système.

Dans le cas des isochrones, on date le dernier moment où tous les échantillons avaient le même rapport isotopique initial, c'est à dire le moment où l'objet que l'on cherche à dater avait une composition isotopique homogène.

L'homogénéisation isotopique, signifie qu'à un temps  $T = 0$  tous les points, pour des rapports Rb/Sr différents avaient un même rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  appelé rapport initial. Tous ces points s'alignaient sur une droite de pente nulle. Chaque point évoluera ensuite, s'il se comporte en système clos, selon une droite de pente -1 due au fait que le rapport  $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$  diminue lors de la désintégration du  $^{87}\text{Rb}$  et à l'inverse le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  augmente et ce, un atome pour un atome. Au temps T, les points seront alignés selon une droite (isochrone) dont la pente ( $e^{\lambda t} - 1$ ) donnera l'âge. Le rapport isotopique initial est alors déterminé graphiquement, puisqu'il représente l'ordonnée à l'origine.

Parfois les points ne s'alignent pas d'une manière aussi parfaite sur l'isochrone, il se peut qu'un ou plusieurs points se situent hors de la droite, on parle alors d'**errorchrone**. Ce terme a été introduit par Brooks et al. (1972).

Cela ne signifie pas obligatoirement que l'âge obtenu soit faux (Peucat, 1983), mais juste qu'un ou plusieurs points ne respectent pas une ou plusieurs des trois conditions suivantes :

- (1) - Les échantillons ont le même âge
- (2) - Les échantillons ont le même rapport initial ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>0</sub>.
- (3) - Les échantillons se sont comportés en système clos vis à vis du Rb et du Sr.

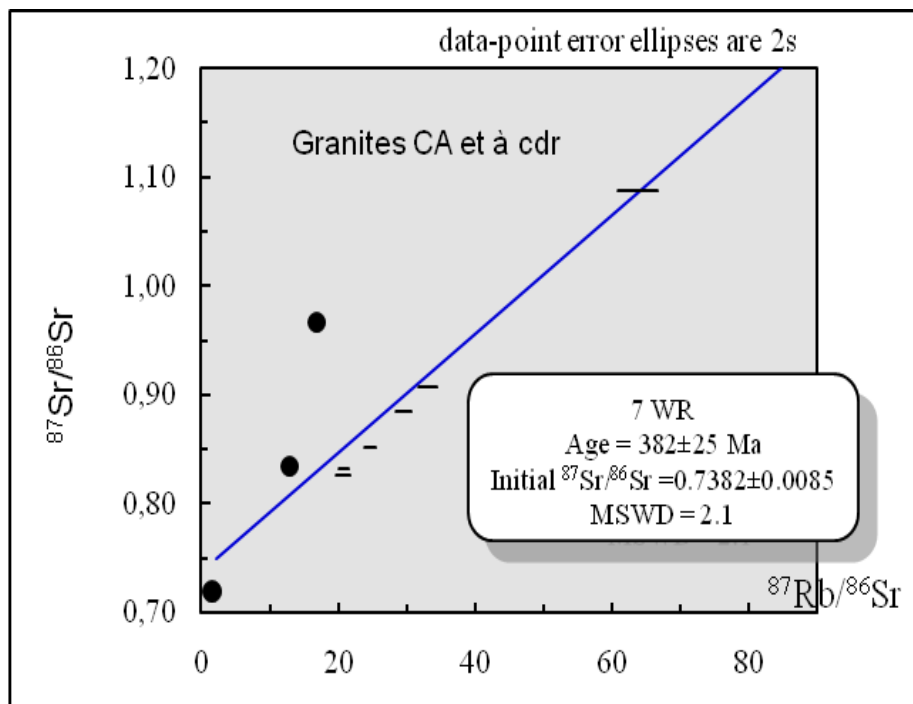
Une valeur correspondant au degré de dispersion des points ou indice des déviations pondérées est donnée pour chaque isochrone, c'est le « **MSWD** » (en anglais Mean Square Weighted Deviation) qui permet de contrôler l'alignement des points représentatifs des échantillons en tenant compte des erreurs sur les mesures. Plus il y a de points dispersés plus cette valeur est élevée et plus on s'éloigne d'une isochrone parfaite. Quand le MSWD est  $< 1$ , la dispersion peut être expliquée par les erreurs est donc une dispersion analytique. Au-dessus, une cause géologique doit être invoquée. Il est donc essentiel de bien connaître les erreurs sur les mesures et de ni les surévaluer ni les sous-évaluer.

### III.1. Données Rb-Sr sur roches totales du massif de l'In Tounine

Quinze (15) échantillons de différents faciès du massif d'in Tounine ont été analysés. Ces derniers ne s'alignent pas suivant la droite isochrone mais définissent une errorchrone donnant un âge de  $382 \pm 25\text{Ma}$  et un  $\text{Isr} = 0,738 \pm 0.0085$  (fig.12).

Cet âge est nettement plus jeune que l'âge obtenu par (Cheilletz et al., 1992,) 521 Ma par la méthode K-Ar (qui donne un âge dit âge plateau qui correspond à un âge minimum basé sur la cristallisation de la biotite).

D'autre part la valeur raisonnable du MSDW (=2.1) suggère que l'âge donné, date un événement géologique tardif responsable de l'ouverture du système Rb-Sr. Aussi, il est à noter que lorsque le rapport Rb/Sr est élevé le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  est affligé d'une erreur importante rendant souvent le rapport du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  calculé inexploitable.



**Figure13** : Diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  des roches du pluton granitique d'In Tounine.

Le faciès albitique montre les rapports Rb/Sr les plus élevés ( $249 < \text{Rb}/\text{Sr} < 885$ ) avec un rapport ISr calculé à 552 Ma qui est négative, ceci ne pourrait s'expliquer que par un enrichissement en Rb par l'effet d'interaction entre les roches et les fluides.

Un âge de 350 Ma a été obtenue plus au Sud du terrane de Laouni sur des dolérites (Djellit et al ; 2006). Dans le terrane de Djanet plus à l'Est, le complexe filonien de Tin Amali a donné un âge très proche à 387 Ma. (Fezaa et al., 2010). Ces âges sont nettement

postérieurs aux âges de mise en place des granites taourirts (535-523) (Azzouni-Sekkal et al,2003).

Le granite calco-alkalin et le granite à cordiérite tracent une isochrone à  $382 \pm 25$ Ma avec un rapport isotopique initial  $=0,7382 \pm 0,0085$ . Ce jeune âge non correct, ne peut être considéré comme un âge magmatique, les Isr recalculés à l'âge de mise en place ( $552 \pm 52$ ) obtenue par la méthode U-Pb sur zircon résultent de l'ouverture du système Rb/Sr, liée à l'enrichissement en Rb par le rejeu des accidents. Il ne faut pas oublier que le pluton de l'In Tounine s'est mis en place à la faveur d'une faille majeure (Tanaout) dont le rejeu a pu engendrer une perturbation tardive du système thermodynamique. Dans ce cas des percolations de fluides contemporains pourraient avoir ouvert partiellement le système isotopique Rb-Sr. Pour lever cette incertitude, et fixé l'âge de mise en place de ce pluton, des mesures d'âges sur zircon, minéral très résistant, se sont avéré nécessaires.

#### IV. Conclusion

*L'âge Rb-Sr de  $382 \pm 25$  Ma est clairement différent de celui obtenu par la méthode U-Pb sur zircon qui est de  $552 \pm 3.2$ Ma. Le premier est considéré comme l'âge de la réouverture du système alors que le second correspond à l'âge de mise en place du pluton de l'In Tounine*

	SiO <sub>2</sub>	Rb	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	2s	Sri 525	Sri 552	Sri 615
Granite albitique								
iT-01	74,186	1174,866	894,763	2,261	0,000018	-4,43482	-4,7805	-5,58762
iT-03	75,508	689,374	407,971	2,261	0,000018	-0,79222	-0,9498	-1,31785
iT-11	74,681	791,177	319,709	1,996	0,000016	-0,39587	-0,5194	-0,80778
iT-30	77,526	618,852	249,239	1,741	0,000012	-0,12373	-0,2200	-0,44484
iT-41	78,537	758,433	309,163	2,044	0,000018	-0,26917	-0,3886	-0,66749
Granite Calco-alcalin								
iT-10	73,632	342,090	12,902	0,834	0,000011	0,73740	0,7324	0,72078
iT-38	74,299	518,643	66,876	1,097	0,000018	0,59686	0,5710	0,51069
iT-05	75,171	421,650	27,245	0,888	0,000008	0,68394	0,6734	0,64884
iT-18	74,543	385,987	21,537	0,854	0,000019	0,69321	0,6849	0,66546
iT-20	73,415	360,174	17,397	0,828	0,000011	0,69801	0,6913	0,67560
iT-28	75,292	515,784	31,221	0,912	0,000015	0,67798	0,6659	0,63776
Granite à Crd								
iT-08	72,237	387,644	16,507	0,828	0,000009	0,70476	0,6984	0,68349
iT-09	72,932	372,596	17,057	0,834	0,000008	0,70631	0,6997	0,68433
iT-21	72,080	373,431	16,884	0,967	0,000012	0,84032	0,8338	0,81857
Xénolite type Anfeg								
iT-14	73,547	152,821	1,545	0,719	0,000008	0,70732	0,7067	0,70533

Tableau 6 : Compositions isotopiques Rb-Sr des roches appartenant au granite d'In Tounine

Sample	Pb* (ppm)	Th (ppm)	U (ppm)	Th/ U	$^{208}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$ (1s)	$^{207}\text{Pb}/$ $^{235}\text{U}$	$\pm$ (1s)	$^{206}\text{Pb}/$ $^{238}\text{U}$	$\pm$ (1s)	ages (Ma) $^{207}\text{Pb}/$ $^{206}\text{Pb}$	$\pm$ (1s)	Conc. (%)
pb1	17,81	104,28	196,04	0,532	0,182	0,059	0,000	0,702	0,018	0,087	0,002	<b>553,05</b>	17,00	97,05
pb2	10,57	81,59	105,33	0,775	0,240	0,058	0,001	0,706	0,014	0,088	0,002	<b>545,74</b>	20,76	99,29
pb3	21,56	275,21	186,40	1,476	0,441	0,058	0,000	0,737	0,018	0,092	0,002	<b>541,79</b>	14,31	104,33
pb4	10,18	94,24	90,95	1,036	0,348	0,059	0,001	0,742	0,016	0,091	0,002	<b>582,86</b>	20,16	95,86
pb5	11,19	118,33	100,66	1,176	0,379	0,059	0,001	0,730	0,016	0,090	0,001	<b>558,35</b>	31,72	99,55
pb6	7,08	69,12	70,08	0,986	0,303	0,060	0,001	0,725	0,021	0,088	0,002	<b>596,99</b>	33,23	91,02
pb7	8,76	127,74	72,87	1,753	0,519	0,059	0,000	0,711	0,018	0,087	0,002	<b>566,32</b>	16,93	95,44
pb8	20,06	144,94	208,59	0,695	0,219	0,059	0,000	0,735	0,018	0,091	0,002	<b>550,49</b>	15,09	101,97
pb9	18,33	100,71	192,99	0,522	0,173	0,059	0,000	0,724	0,014	0,089	0,002	<b>562,60</b>	14,91	97,84
pb10	9,58	133,37	77,03	1,732	0,530	0,060	0,001	0,730	0,017	0,088	0,001	<b>610,51</b>	36,92	89,03
pb11	25,88	291,98	220,30	1,325	0,397	0,058	0,000	0,717	0,009	0,090	0,001	<b>517,09</b>	12,00	107,65
pb12	4,77	75,33	37,43	2,012	0,619	0,060	0,001	0,732	0,018	0,088	0,001	<b>616,03</b>	38,83	88,24
pb13	62,40	353,85	638,42	0,554	0,171	0,058	0,000	0,719	0,008	0,089	0,001	<b>546,02</b>	10,67	100,93
pb14	12,18	133,57	116,71	1,144	0,353	0,059	0,001	0,711	0,017	0,088	0,002	<b>553,19</b>	34,25	98,27
pb15	8,52	85,51	78,43	1,090	0,305	0,059	0,001	0,732	0,009	0,090	0,001	<b>565,67</b>	20,46	98,24
pb16	20,69	171,42	197,37	0,869	0,265	0,059	0,000	0,729	0,007	0,090	0,001	<b>562,45</b>	15,30	98,61
pb17	5,72	71,75	49,32	1,455	0,417	0,059	0,001	0,725	0,011	0,090	0,001	<b>549,51</b>	22,91	100,96
pb18	9,25	126,94	75,78	1,675	0,512	0,057	0,002	0,694	0,025	0,089	0,002	<b>475,55</b>	63,78	115,53

**Tableau 7:** données U/Pb des zircons du granite à cordiérite (It-08) du pluton d'I Tounine

## CHAPITRE IV : GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES

## I-Introduction

L'étude géochimique basée sur les analyses en éléments majeurs et traces nous a permis de caractériser chimiquement les différents faciès pétrographiques, et de préciser l'affinité magmatique et la typologie des granites qui constituent le massif de l'In Tounine. Pour cette étude 38 échantillons ont été choisis selon les deux conditions suivantes : qu'ils soient représentatifs des différents faciès du pluton et que les échantillons soient d'apparence la plus fraîche possible. Les différents échantillons ont été analysés (éléments majeurs, traces dont les terres rares) au service d'analyse de la section géochimie du Musée Royal de l'Afrique Centrale de Belgique (MRAC). Ces analyses ont été réalisées sur un spectromètre d'émission I.C.P-AES pour les éléments majeurs et I.C.P-MS pour les éléments en traces. La composition en éléments majeurs des différents faciès en bases hydratée et anhydre ainsi que les normes CIPW sont reportées dans le tableau (Annexe).

Dans toute étude géochimique, visant à reconstituer des processus pétrogénétiques, il est indispensable, d'éliminer de la discussion certains échantillons d'apparence fraîche sur le terrain mais néanmoins altérés. Afin de vérifier l'état de fraîcheur des roches étudiées, nous avons reporté les points analytiques des différentes roches du massif de l'In Tounine dans le diagramme  $(K_2O+Na_2O)$  vs  $100 \cdot K_2O / (K_2O+Na_2O)$  de Hughes (1973) (Fig.14). Tous les échantillons analysés se projettent à l'intérieur du champ des roches fraîches à l'exception du xénolite qui se projette dans le champ des roches altérées et enrichies en potassium en raison de sa forte teneur en  $K_2O$ .

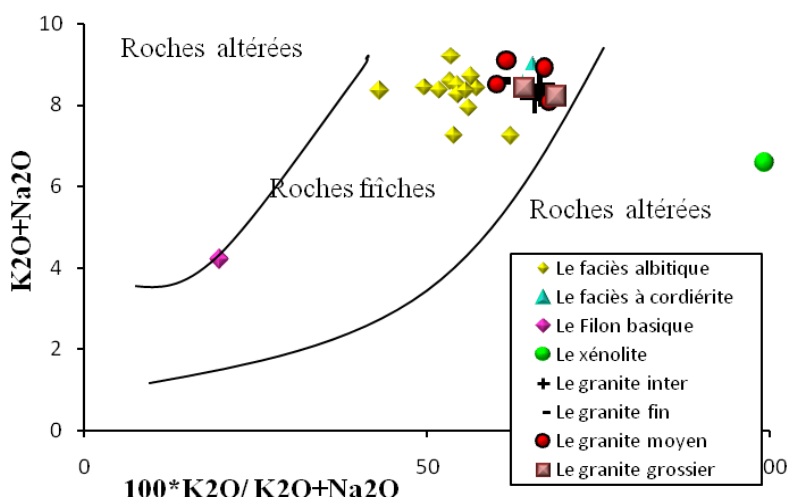


Figure 14: diagramme  $100 \cdot K_2O$  Vs  $K_2O+Na_2O$  dans le quel sont représentées les roches de l'In-Tounine

## II- Géochimie des éléments majeurs

Les granites de l'In Tounine sont des roches évoluées avec des teneurs en silice largement supérieures à 72%. Les teneurs en SiO<sub>2</sub> % du faciès albitique sont les plus élevées, alors que le filon (It-04) représente la roche la plus basique avec des teneurs en SiO<sub>2</sub> de 45,99 %.

Le taux d'alumine Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varie peu dans les granites, sa valeur est de l'ordre de 10 à 14%. Il atteint une valeur de 15,60 % dans le xénolite.

La somme des Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> +MgO dans les différents faciès granitiques varie entre

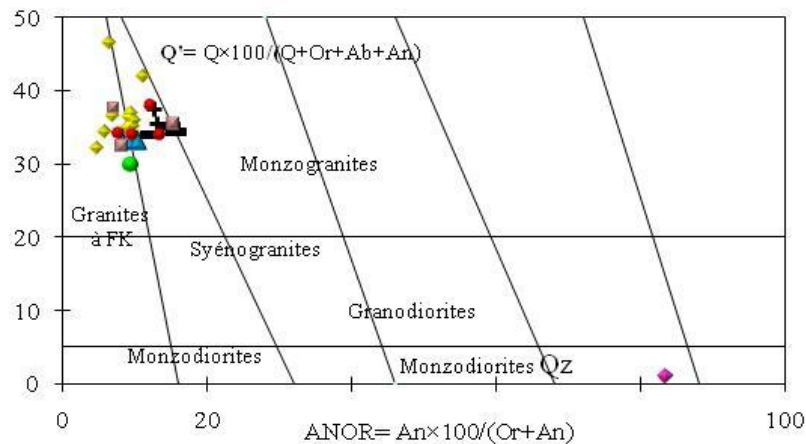
1,70 et 3,80 % Cette somme est néanmoins plus faible (0,9 et 1,4%) dans le faciès albitique où on observe nettement moins de biotite et plus de feldspaths. La valeur la plus élevée est celle du filon basique en raison de l'abondance de l'amphibole et de la biotite.

Le rapport de Na<sub>2</sub>O +K<sub>2</sub>O / CaO est largement supérieure à 1 pour les faciès granitiques traduisant ainsi l'enrichissement de ces roches en feldspaths potassiques et en biotite. Il varie entre 19% et 46% pour le faciès albitique ce qui explique la dominance d'albite et il oscille entre 6% et 14% dans le xénolite et le faciès à cordiérite aussi que dans les granites à biotite. Ce rapport dans le filon basique est inférieur à 1 (0,50%) ce qui est justifié par l'augmentation de CaO en raison de l'abondance de plagioclases plus basiques, d'amphibole et de l'hypersthène.

Le calcul de la norme, montre que les granites du massif d'In Tounine, présentent presque tous des teneurs en orthose normative supérieures à celles de l'albite sauf pour le faciès albitique qui montre des teneurs en albite plus élevées par rapport à celles de l'orthose ce qui est en bon accord avec les observations pétrographiques. Le corindon normatif est supérieur à 1% pour le granite à albite topaze et à cordiérite et inférieur à 1% pour les granites à biotite. Le filon et le xénolite n'en contiennent pas mais sont à diopside normatif (Tableau Annexe).

**II-1 Nomenclature des roches étudiées**

Le diagramme Q'ANOR de Streckeisen et Le Maitre (1979) indique clairement que les roches étudiées présentent des compositions chimiques très homogènes. Elles correspondent essentiellement à des granites à feldspaths alcalins à des syénogranites. Le filon basique correspond à une diorite.



**Figure 15:** Diagramme normatif Q'ANOR dans lequel sont projetées les différentes roches du pluton d'In-Tounine

**II-2 Affinité magmatique**

Les granites de l'In Tounine présentent un caractère faiblement métalumineux à peralumineux sauf pour le filon basique qui occupe clairement le champ des roches métalumineuses avec un rapport molaire A/CNK égal à 0,72. (Fig.16).

Chappel et White (1992) ont défini deux types de granites. Les granites de type «S» qui représentent un rapport A/CNK élevé (>1), interprété par ces auteurs comme le résultat d'un cycle d'altération superficiel subit par une source sédimentaire de ces granites. Les granites de type «I» avec un rapport A/CNK modéré (<1), qui résulteraient d'une source considérée comme ignée.

Si on considère cette classification, les granites de l'In Tounine se rapprochent des granites de type «S» ( $K_2O/Na_2O > 1$ ,  $A/CNK > 1$ ) par la faible variation du taux de  $SiO_2$  pour l'ensemble des faciès et par la présence de phases hyperalumineuses telle que la cordiérite.

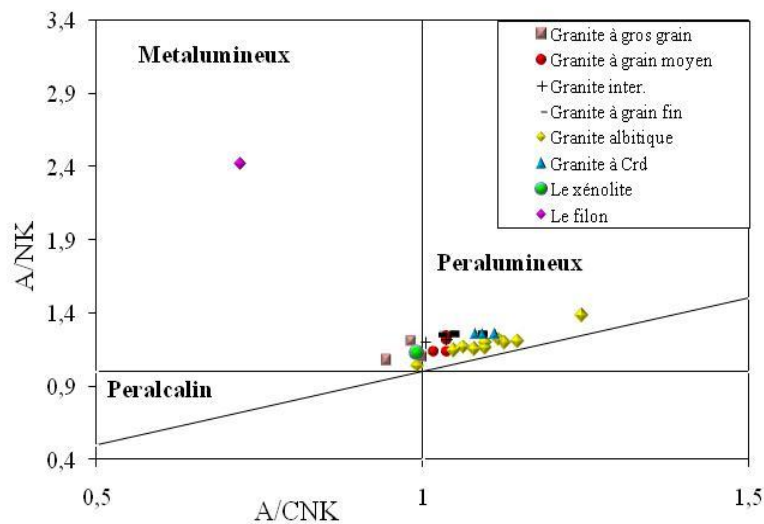


Figure 16 : Diagramme A/NK- A/CNK. (Shand 1927)

L'indice d'agpaïcité (IA) vs  $\text{SiO}_2$  (Fig. 17) des granites étudiés montrent une corrélation positive avec la silice, il varie entre 0,72 et 0,96 pour le granite albitique, le granite à cordiérite et le granite à biotite, il est de 0,41 pour le filon basique. Toutefois quelques échantillons dépassent la valeur de 0,80 proposé par Liégeois et Black (1987) qui sépare les granites alcalins ( $\text{IA} > 0,87$ ) des granites calco-alcalins ( $\text{IA} < 0,87$ ). D'un point de vue pétrographique, ces échantillons sont plus riches en feldspaths potassiques.

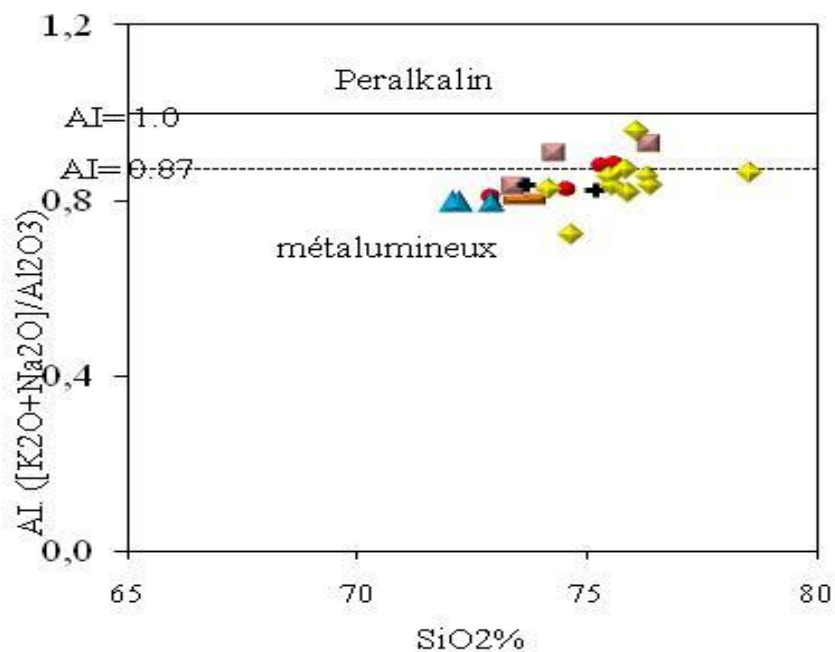


Figure.17 : Diagramme IA vs  $\text{SiO}_2$  (Liégeois et al, 1998)

Dans le diagramme d'Ewart (1976) prenant en compte  $K_2O$  en fonction de  $SiO_2$ , les échantillons du faciès albitique se projettent dans le champ des séries calco-alcalines hautement potassiques. Les autres faciès occupent le champ des séries shoshonitiques indiquant un caractère transitionnel entre les séries calco-alcalines et alcalines. La position du faciès albitique dans ce diagramme est essentiellement liée au fait que les roches qui le constituent sont légèrement plus faibles en  $K_2O$  par rapport aux autres roches des autres faciès.

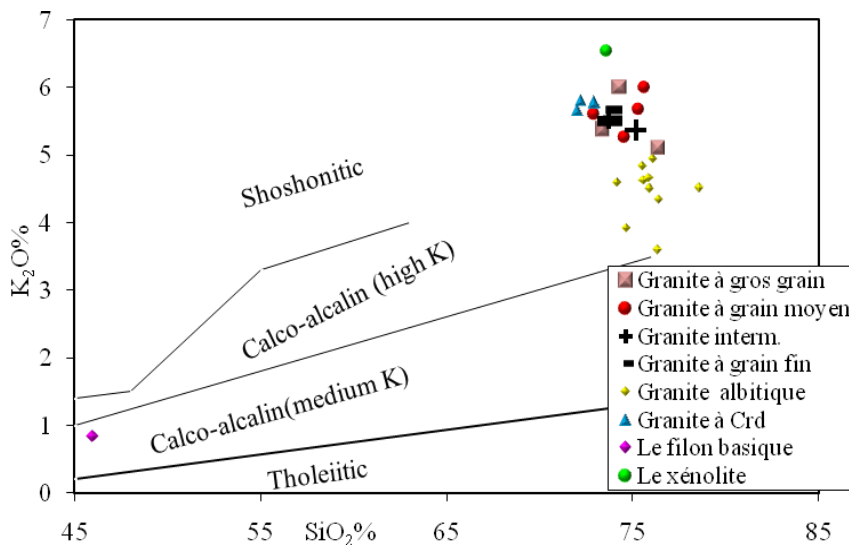


Figure 18: Projection des roches du pluton d'In-Touline dans le diagramme d'Ewart (1976) ( $K_2O$  % vs  $SiO_2$ %).

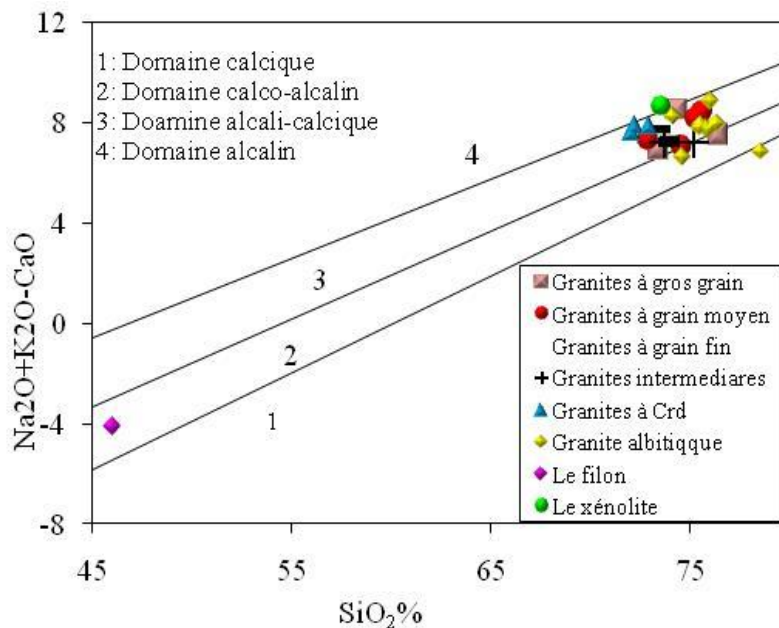
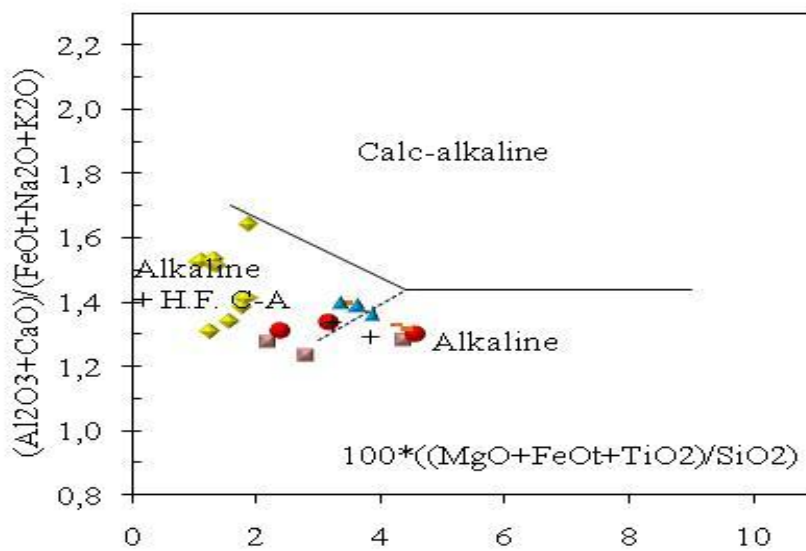


Figure 19 : Projection des roches d'In-Touline dans le diagramme de MALI (Frost, et al., 2001)

Le diagramme de MALI indique que les roches de l'In Tounine appartiennent à une série alcali-calcique qui correspond bien à une série transitionnelle entre calco-alcaline et alcaline. Cette série alcali-calcique est caractéristique de la plupart des plutons circulaires tardifs du bouclier touareg. Cette tendance transitionnelle. Pour les granites de l'In Tounine apparaît également dans le diagramme de Sylvester (1994) (Fig.20). En effet toutes les roches occupent le domaine des granites calco-alcalins fortement fractionnés et des granites alcalins



**Figure 20 :** Projection des roches d'In-Tounine dans le diagramme de sylvester(1994)

### III- Géochimie des éléments en traces

#### III-1- Les éléments en traces autres que les terres rares

Comparés aux éléments majeurs, les éléments en traces montrent dans les roches des variations de concentration beaucoup plus grandes. On peut voir apparaître, des différences de concentrations très fortes dans des roches de composition globalement identique. Par conséquent, ce sont ces éléments qui possèdent à priori les plus grandes capacités d'information sur les mécanismes pétrogénétiques. Les analyses des éléments en traces et terres rares des granites de l'In Tounine sont reportées dans le tableau (Annexe).

**a. / LILE (Large Ion Lithophile Element) :** ce sont tous les éléments à grand rayon ionique et à faible charge, tels que Ba, Sr et Rb. Dans les granites de l'In Tounine :

Le baryum « Ba » présente des teneurs variables. Globalement il décroît lorsque la silice augmente et présente une teneur maximum ne dépassant pas 529 ppm dans le granite à grain moyen, tandis que le faciès albitique présente les valeurs les plus basses < 25 ppm en raison probablement de son caractère leucocrate et de sa pauvreté en ferromagnésien. D'après Fourcade (1981). Des valeurs comprises entre 300 et 1300 ppm sont trop élevées pour des granites calco-alcalins. Dans le xénolite, le Ba augmente lorsque Mg et Ca diminuent (Ba = 1635,3 ppm, MgO = 0,25%, CaO = 0,89 %).

Le granite albitique présente les valeurs les plus basses en Sr (8,03 - 0,733 ppm) et les valeurs les plus élevées en Rb (689 – 1175 ppm) ce qui pourrait s'expliquer par l'abondance du feldspath potassique par rapport aux plagioclases. Pour les autres faciès les valeurs sont assez homogènes aussi bien pour le Sr que pour le Rb. Par contre le xénolite It-14 et le filon It-04 présentent des valeurs élevées en Sr et plus basses en Rb en raison de l'abondance des plagioclases et de l'amphibole dans ces roches.

**b- Les HFSE (High field strength Elements) :** Ce groupe comprend les éléments tels que le Th, U, Pb, Zr, Hf, Ta, Nb, V, W et Y.

Le comportement du thorium « Th » et de l'uranium « U » est à peu près similaire. Leurs teneurs sont plus élevées dans l'ensemble des faciès (Th : 42.5 – 88 ppm, U : 9 – 13 ppm) à l'exception du faciès albitique (Th : 18 – 60 ppm U : 6 – 12 ppm). Les valeurs en U les plus basses sont observées dans le faciès à cordiérite.

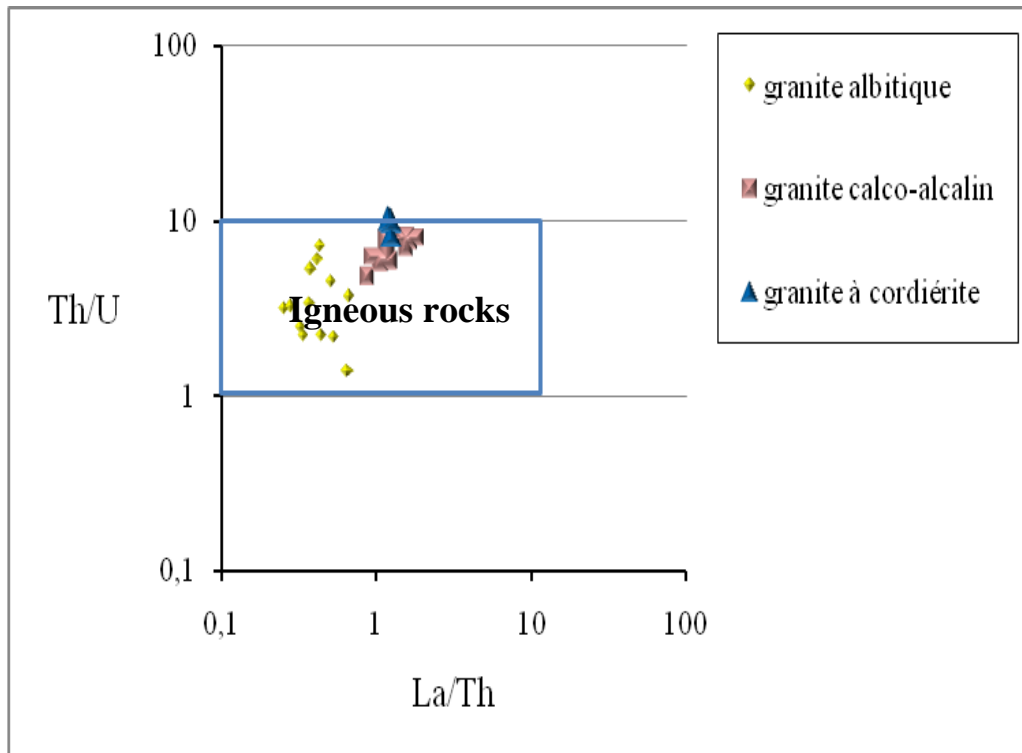
Le tantale « Ta » présente des teneurs faibles et ne présente pas de grandes variations.

Les teneurs faibles en niobium « Nb » et plus ou moins élevées en zirconium « Zr » se rapprochent des teneurs de divers provinces granitiques alcalines dans le monde comme celle de l'Adrar des Iforas (Liégeois, 1988) et des roches du complexe du Tesnou (Azzouni-Sekkal et al., 1993).

Pour mieux observer le comportement de ces éléments au cours de la différenciation de nos roches nous avons réalisé une série de diagrammes binaires (élément trace vs SiO<sub>2</sub>) (Fig.22).

L'ensemble de ces diagrammes indiquent que certains éléments en traces tels que : Ba, Sr, Ta, V, Ce, Th et Zr ont un comportement compatible c'est à dire que leurs teneurs diminuent lorsque la silice augmente. Ceci peut s'expliquer dans le cas du Sr et du Ba par la préférence que ces deux éléments ont, à se fixer, l'un dans les plagioclases et l'autre dans les feldspaths alcalins et la biotite. La décroissance du Zr au-delà de 70 % en silice peut s'expliquer par la cristallisation du zircon dans les granites. Les éléments tels que le : Rb, Hf, Ta et U présentent un comportement incompatible, alors que Y et Th n'affichent quant à eux aucune corrélation apparente.

Le rapport Th / U calculé pour les roches d'In Tounine est compatible avec ceux des roches ignées, alors que le faciès à cordiérite atteint un rapport exceptionnellement plus élevé (8,28-10,21) ce qui le situe en dehors du champ des roches ignées (Fig.21). Sachant que ce rapport, est le plus souvent compris entre 3 et 5 pour les granitoïdes (Fourcade, 1981), les valeurs élevées, pourraient être attribuées à la mobilité de ces éléments en particulier « U » lors de processus post-magmatiques tels que des phénomènes métasomatiques).



**Figure 21** : La projection des roches du pluton d'In Tounine dans le diagramme Th/U Vs La/Th

La normalisation des différents éléments en traces par rapport aux MORB (Sun, 1984), a permis de tracer des spectres multi-éléments (Fig. 23) pour les différents faciès étudiés.

Les arachnogrammes de la figure 23 montrent des anomalies positives en Rb, Th, Ce et Nd et d'importantes anomalies négatives en Sr, Ba, P, Nb, et Ti. Ces anomalies peuvent être attribuées aux fractionnements du plagioclase, des feldspaths potassiques, de l'apatite et de l'ilménite. L'ensemble de ces caractéristiques géochimiques est typique des séries orogéniques. Par ailleurs, les anomalies négatives observées pour le Nb pourraient traduire une éventuelle contamination crustale du magma originel ce qui a déjà été démontré par les éléments majeurs.

Le spectre du xénolite, présente dans l'ensemble la même allure que celle des granites avec parfois des anomalies moins prononcées qui indiquent un degré de fractionnement moins important.

Le filon quant à lui ne présente presque pas d'anomalie sauf au niveau du Rb et Ba, probablement à cause du fractionnement important de l'amphibole et du pyroxène.

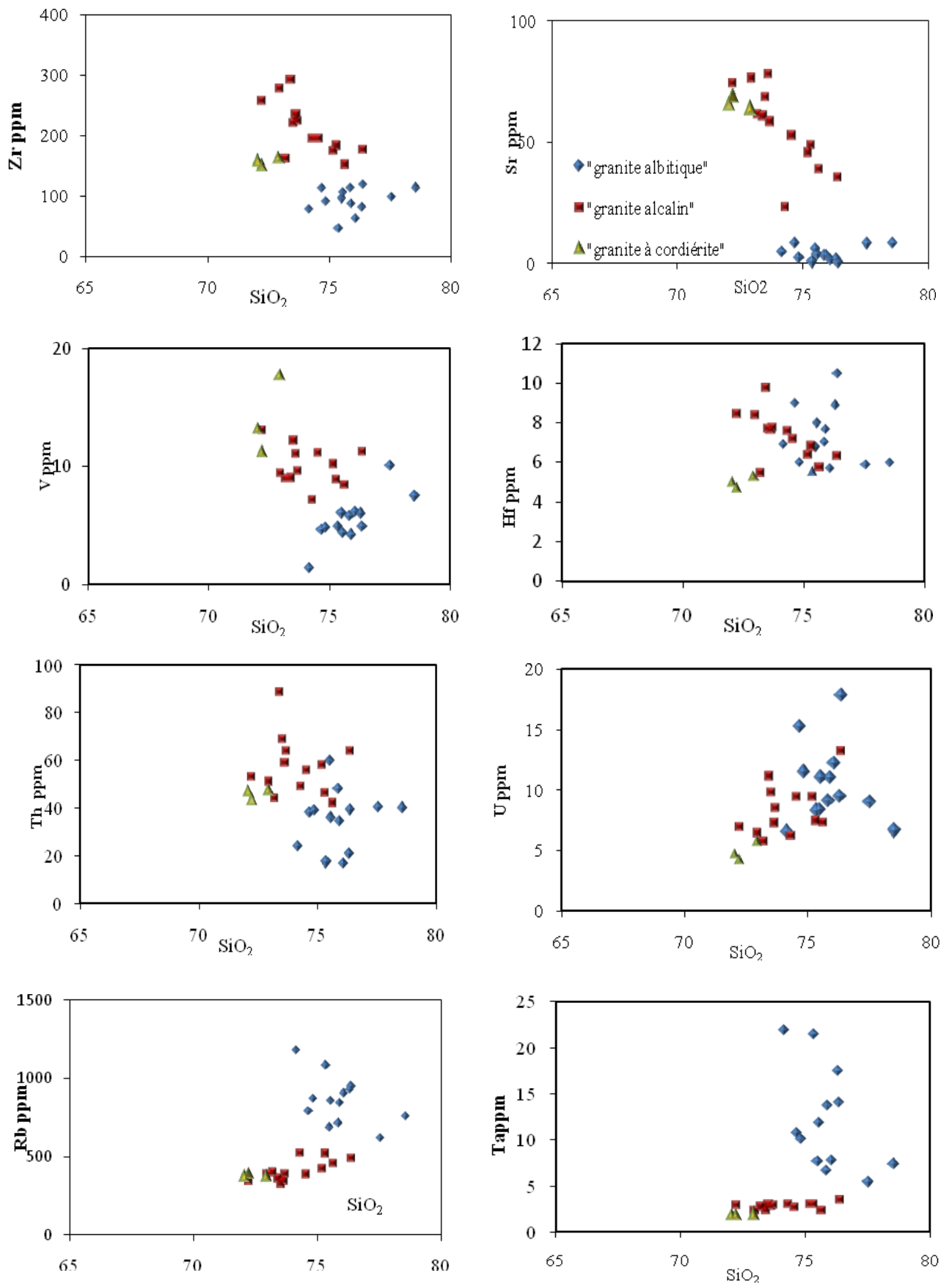
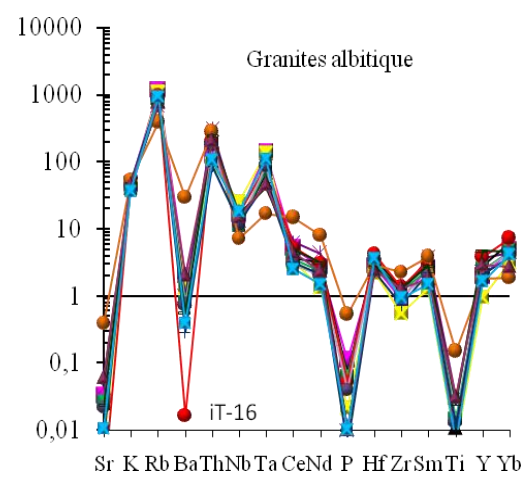
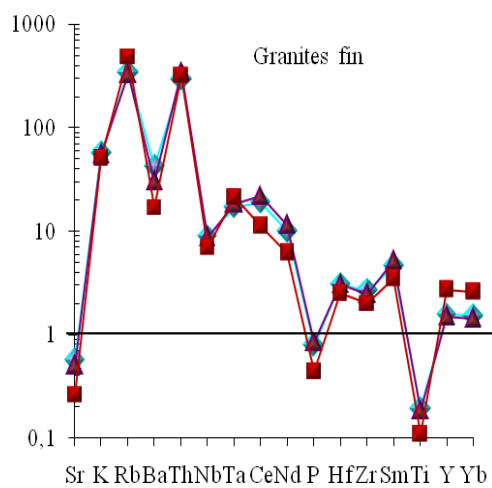
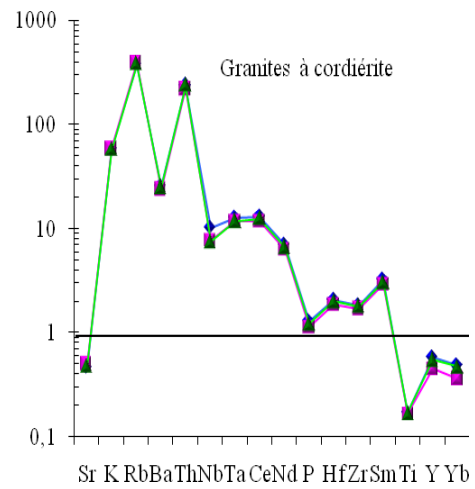
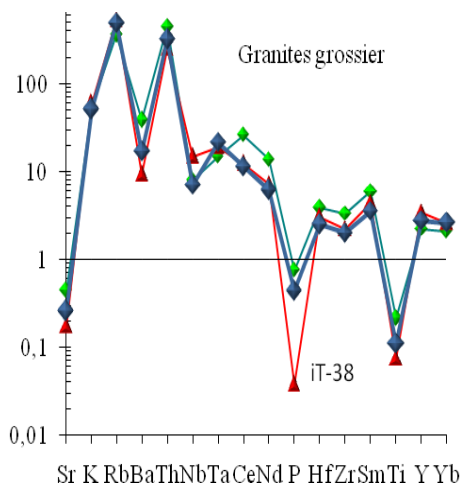
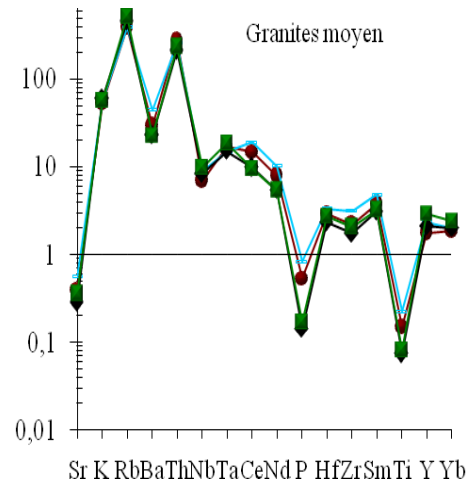
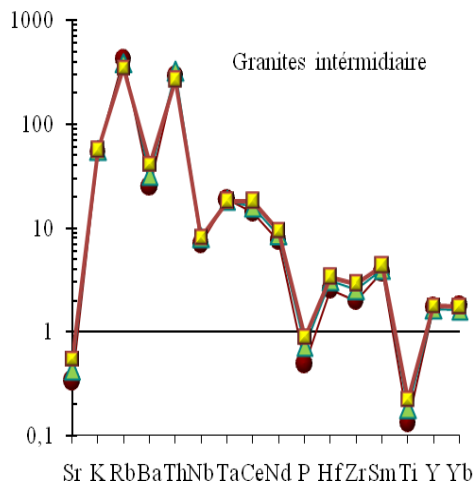
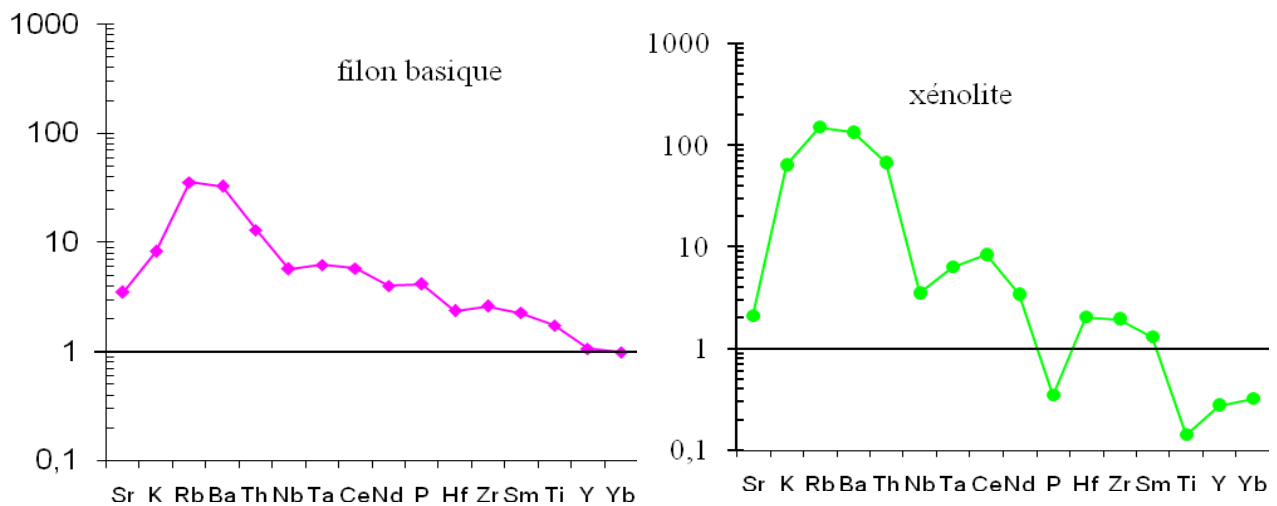


Figure22 : Diagrammes des éléments traces Vs SiO<sub>2</sub> des roches du pluton d'in Tounine





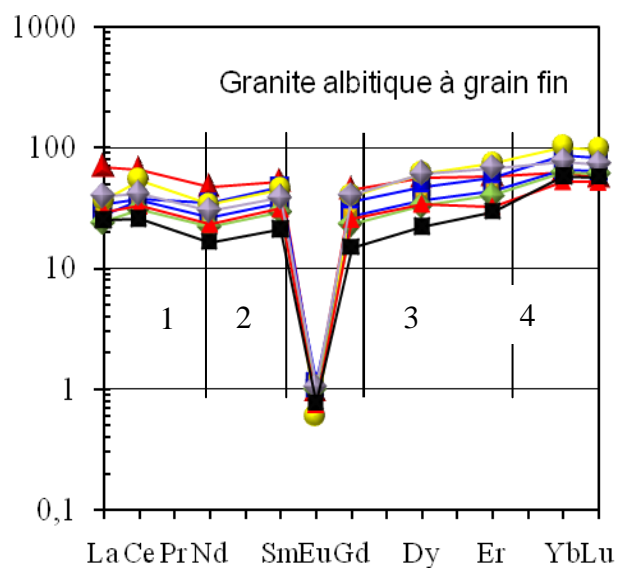
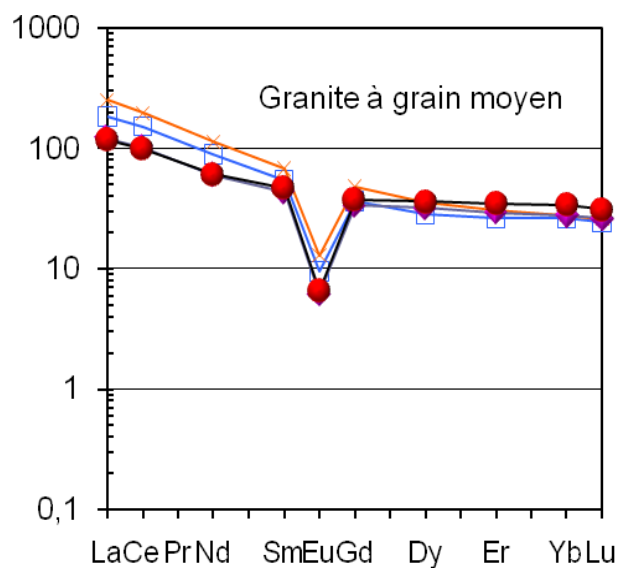
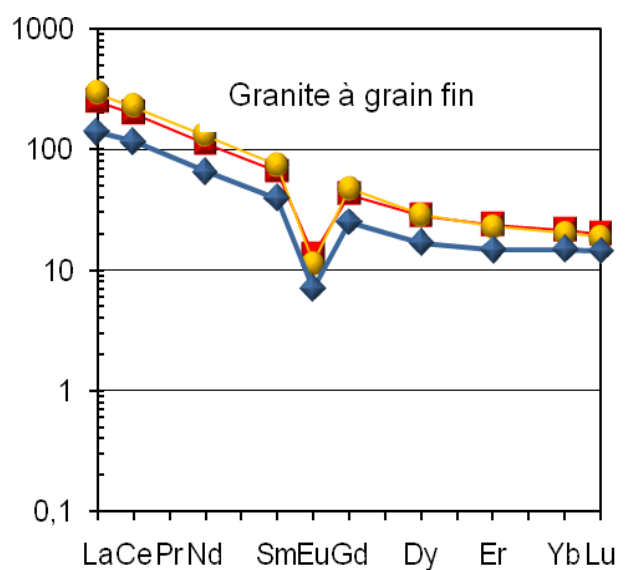
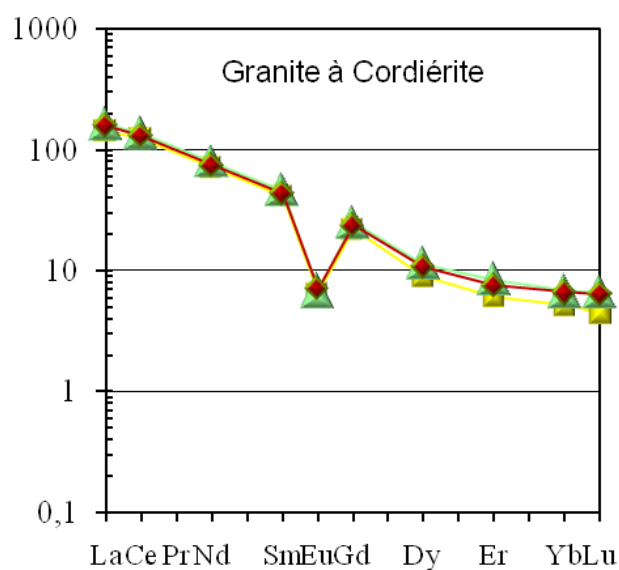
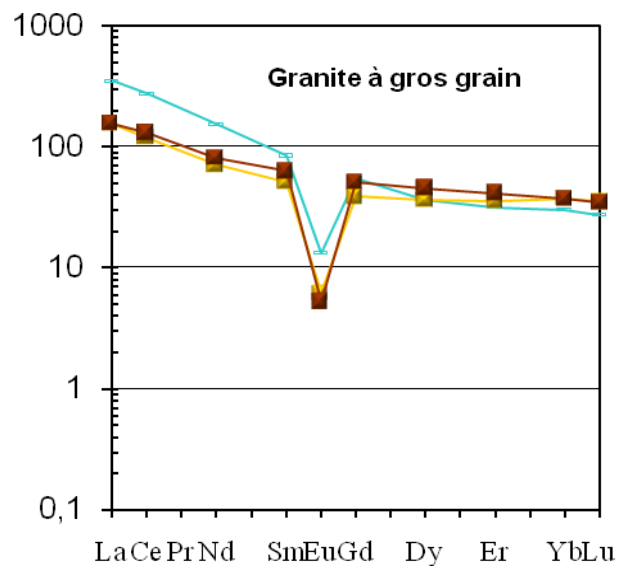
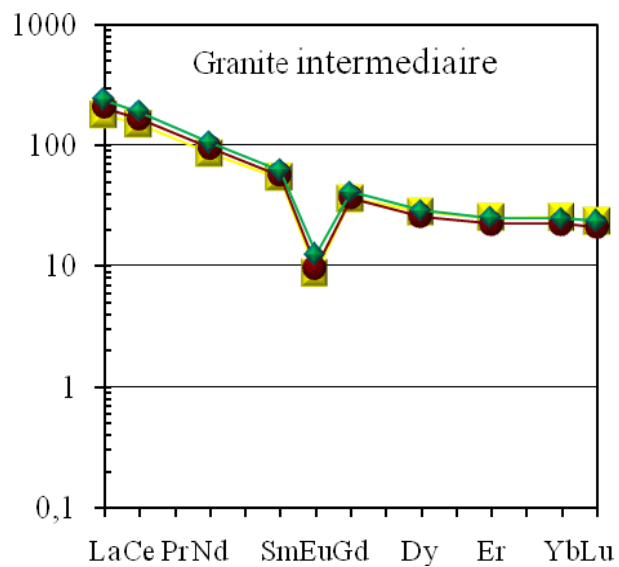
**Figure23 :** Spectre multiéléments normés aux MORB des différents faciès et roches associées aux granites du pluton d'In-Tounine

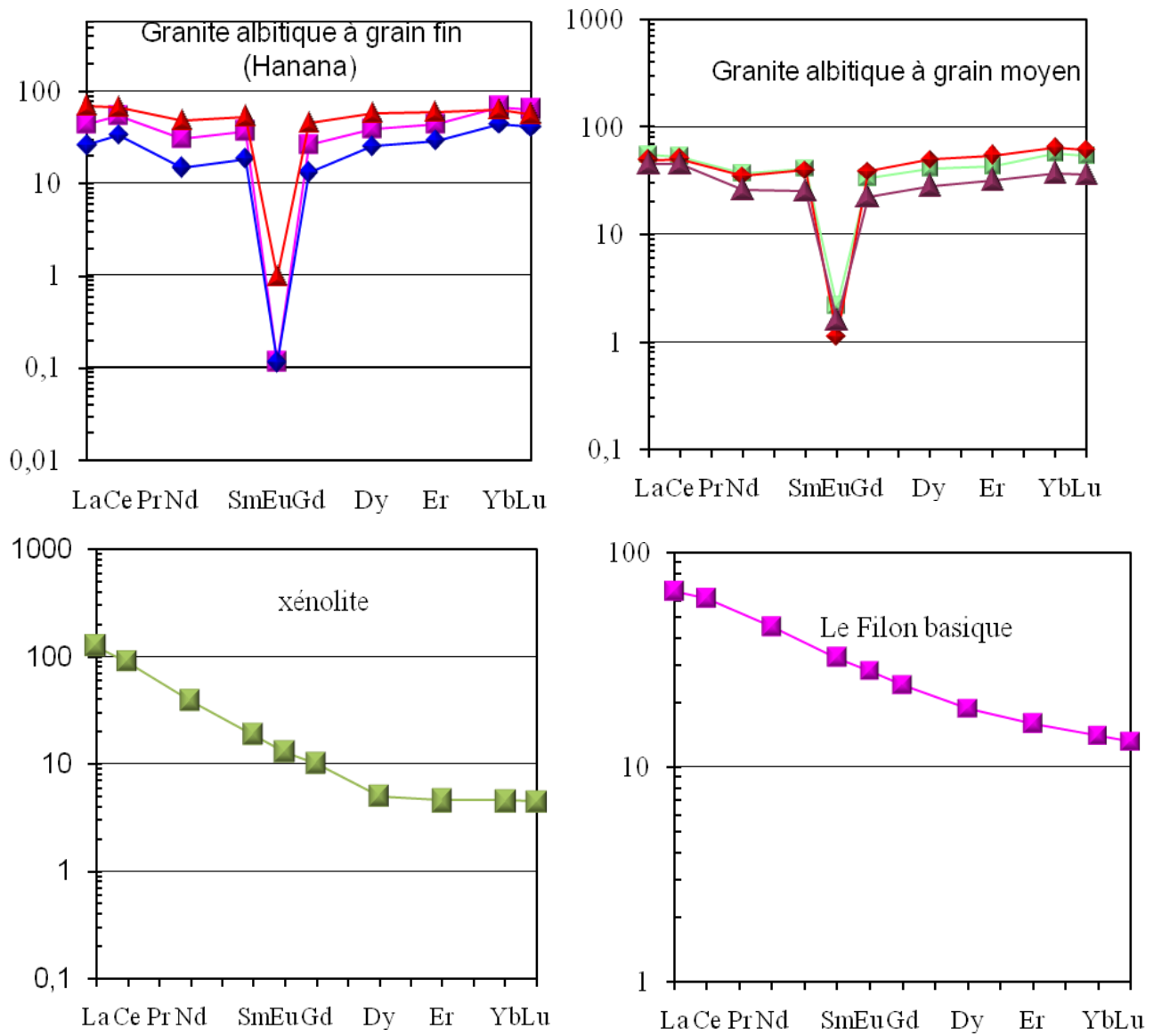
### III-2- Les lanthanides (Rare Earth Element)

Les teneurs en terres rares sont reportées dans le tableau (9. Annexe) Annexe. Les valeurs des spectres des REE ont été normalisées aux chondrites d'après les valeurs de Taylor et Mc Lennan (1980).

L'ensemble des spectres des différents faciès se caractérisent par un fractionnement de l'ensemble des terres rares avec un enrichissement en LREE parfois  $\geq$  à 100 fois les chondrites et des anomalies négatives bien marquées en Eu. Cette anomalie peut s'interpréter par le fractionnement du plagioclase.

Le granite albitique de Hannana (IT-01 ; IT02 ; IT03) et le granite albitique moyen présentent des spectres différents et assez particuliers. Ils présentent un appauvrissement pour l'ensemble des terres rares. Les spectres sont plats aux niveaux de l'ensemble des REE. Ce sont des spectres dits en « mouette » caractérisés par des profils plats au niveau des terres rares légères et des terres rares lourdes et des anomalies négatives en Eu très prononcées. Les échantillons IT-01 ( $\text{SiO}_2=74,19\%$ ) et IT-02 ( $\text{SiO}_2=75,35\%$ ) qui correspondent aux granites les plus différenciés de ce groupe présentent les anomalies les plus importantes ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*= 0,01$  fois les chondrites).





**Figure 24:** diagrammes des spectres des terres rares des différentes faciès granitiques et roches associées du pluton d'In-Tounine

Les études de Bau, 1996 ; Irber, 1999, Jahn et *al.*, 2001 et Moneke et *al.*, 2002 ont montré que les interactions entre des magmas très évolués avec des fluides magmatiques à haute température pouvaient donner ce genre de spectres en mouette. Ils caractérisent en fait les roches granitiques ayant subi un fort degré de cristallisation fractionnée, d'altération hydrothermale ou encore de minéralisation (Zaho et *al.*, 1993 ; Bau, 1996). Le plus souvent, il est admis que ce genre de spectres suggèrent une évolution engendrée par une influence croissante d'une phase fluide aqueuse au cours des derniers stades de cristallisation des magmas (Irber, 1999 ; Jahn et *al.*, 2001). Les grandes anomalies négatives en « Eu » indiquent que ce dernier est fractionné entre le magma originel et le fluide aqueux coexistant à haute température (Irber, 1999). En fait, deux conséquences ont été mises en évidence, ce sont :

**1- L'effet tétrade ou « tetrad effect » :** les spectres typiques à effet tetrad peuvent être subdivisés en 4 segments :

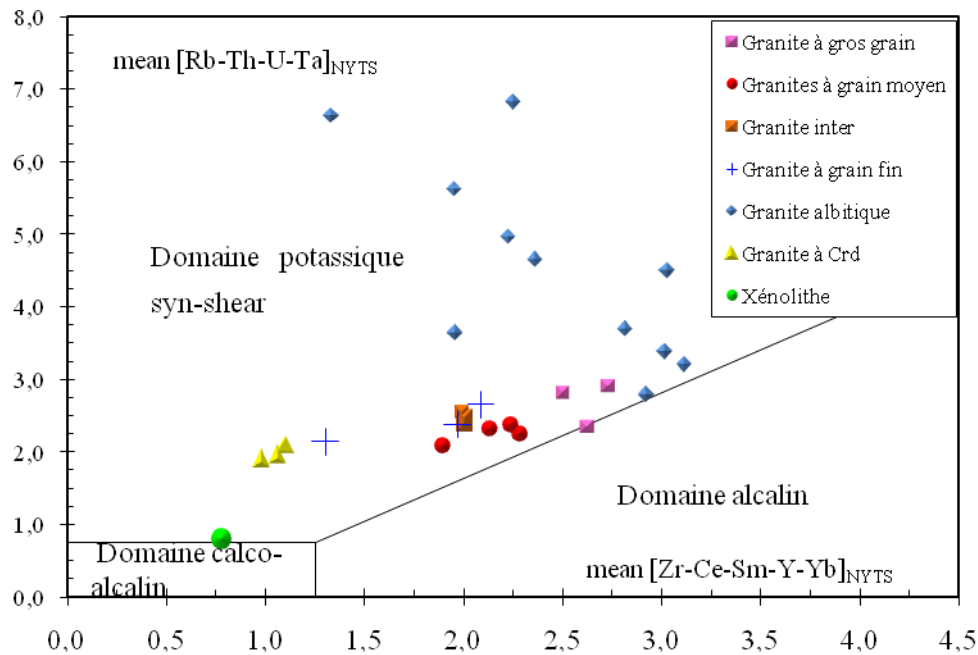
- le premier segment : La-Nd ;
- le second segment : (Pm) Sm-Gd ;
- le troisième segment : Gd- Ho ;
- le quatrième segment ; Er-Lu ;

Il existe deux types d'effet tétrade (Massuda, et *al.*, 1987) : le type M (convexe) et le type W (concave).

**2- Le comportement non- CHARAC (CHarge and RAdium Controlled) :** cet effet concerne les éléments tels que les REE et les rapports Zr/Hf ou Y/Ho. Pour les REE cela signifie des spectres normalisés plats, et pour les rapports Zr/Hf ou Y/Ho absence de fractionnement. Ces rapports sont connus pour être très sensibles à la différenciation magmatique et à l'influence des phases aqueuses au cours du stade final de la cristallisation du granite (Bau, 1996 ; Irber et *al.*, 1999).

Le filon basique et le xénolite présentent des spectres avec une allure identique à celle des spectres des granites non albitique de l'In Tounine. Avec, donc, un fractionnement de l'ensemble des REE mais ils se caractérisent par l'absence d'anomalies négatives en europium en raison de l'abondance des plagioclases dans le xénolite et de l'abondance de l'amphibole et du plagioclase dans le filon. L'allure des spectres des différents faciès

granitiques de l'In Tounine est à la fois typique d'un magmatisme Calco-alcalin et d'un magmatisme alcalin (faciès albitique).



**Figure 25:** diagramme NYTS dans le quel sont projetées les roches du pluton d'In-Tounine (Liégeois et al., 1998)

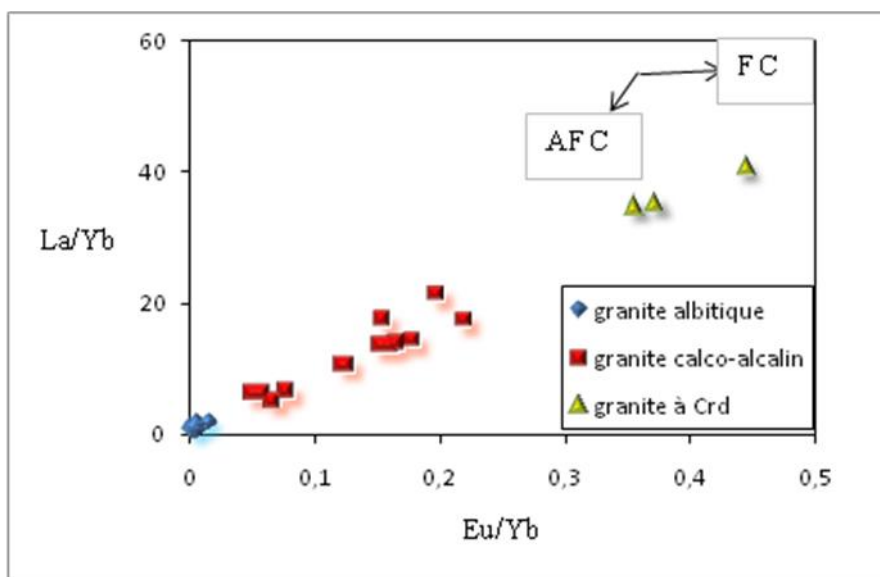
Le diagramme coulissant normalisé à la série alcali-calcique de référence Yenchichi-Telabit (NYTS) permet la discrimination entre trois groupes de roches qui affleurent dans le bouclier touareg (Liégeois et al., 1998) : le group des TTG pré-collision et les granitoïdes calco-alcalins fortement potassiques syn-thrust, celui des granites calco-alcalins fortement potassiques syn-shear et le groupe des granitoïdes alcalins late-shear.

Cette discrimination est basée sur la somme des teneurs des LILE+Ta en axe des ordonnées(y) et la somme des HFSE en axe des abscisses (x). Dans le but de minimiser le rôle de la cristallisation fractionnée chaque roche projetée dans ce diagramme est normalisée par rapport à la série de référence ayant le même taux de SiO<sub>2</sub>

Dans le diagramme géotectonique discriminant NYTS, les points représentatifs des roches du pluton d'In-Tounine se placent nettement dans le champ des granites calco-alcalins fortement potassiques typiques des environnements syn shear. Cette position est analogue à celle décrite pour les granites panafricains post-collisionnels du Hoggar dont les Taourirts (Azzouni-Sekkal et Boissonnas, 1993, Azzouni-Sekkal et al., 2003).

Le comportement de certains éléments en traces permet de bien mettre en évidence cette contribution de la croûte dans la genèse des roches de l'In Tounine. Les éléments en traces tels que La, Ce, Yb ou encore Eu, ont permis de mettre en évidence ce phénomène de contamination qui semble correspondre en fait à un processus d'AFC.

D'après Hart et Allègre (1980), dans ce genre de diagrammes, un processus de mélange devrait produire une évolution linéaire pentée nette, alors qu'un phénomène de cristallisation fractionnée se traduira par un trend horizontal. Bien que les roches de l'In Tounine forment un trend linéaire, un simple phénomène de magma mixing peut expliquer l'alignement des points représentatifs dans ce diagramme. Un phénomène de mélange plus complexe peut lui aussi en être la cause, notamment un processus d'AFC.



**Figure 26 :** Diagramme  $La/Yb$  vs  $Eu/Yb$  dans lequel sont reportés les différents faciès du massif granitique de l'In Tounine

Ce processus d'AFC est mieux mis en évidence dans le diagramme  $Ce/Yb$  vs  $Ce$  (Fig.27).

(Ajaji et al.,1998). En effet les roches étudiées forment une évolution linéaire qui se superpose clairement au trend de l'AFC. La position du faciès à cordiérite toujours loin de la tendance évolutive pourrait être le résultat de l'influence des phénomènes post magmatiques qui ont affectés ce faciès.

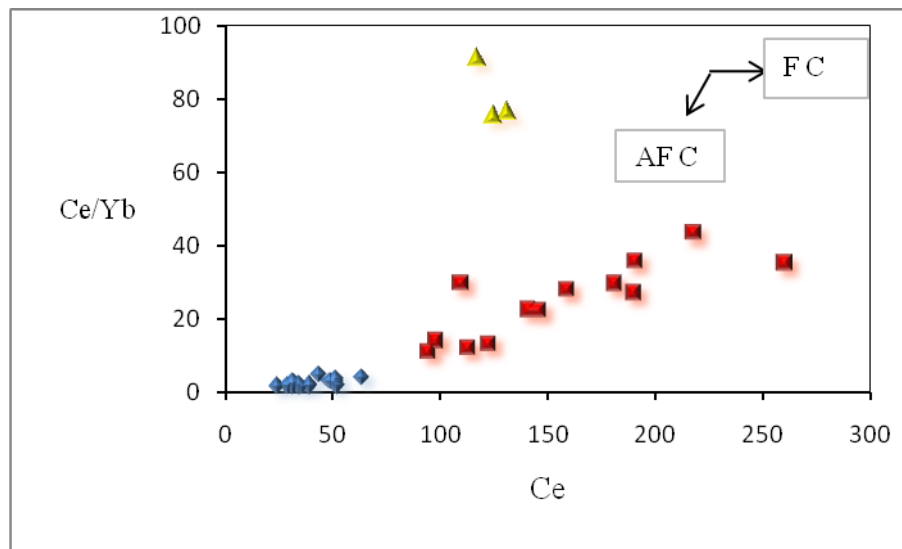


Figure 27 : Diagramme Ce/Yb vs Ce dans lequel sont reportés les différents faciès pétrographiques du massif granitique de l'In Tounine

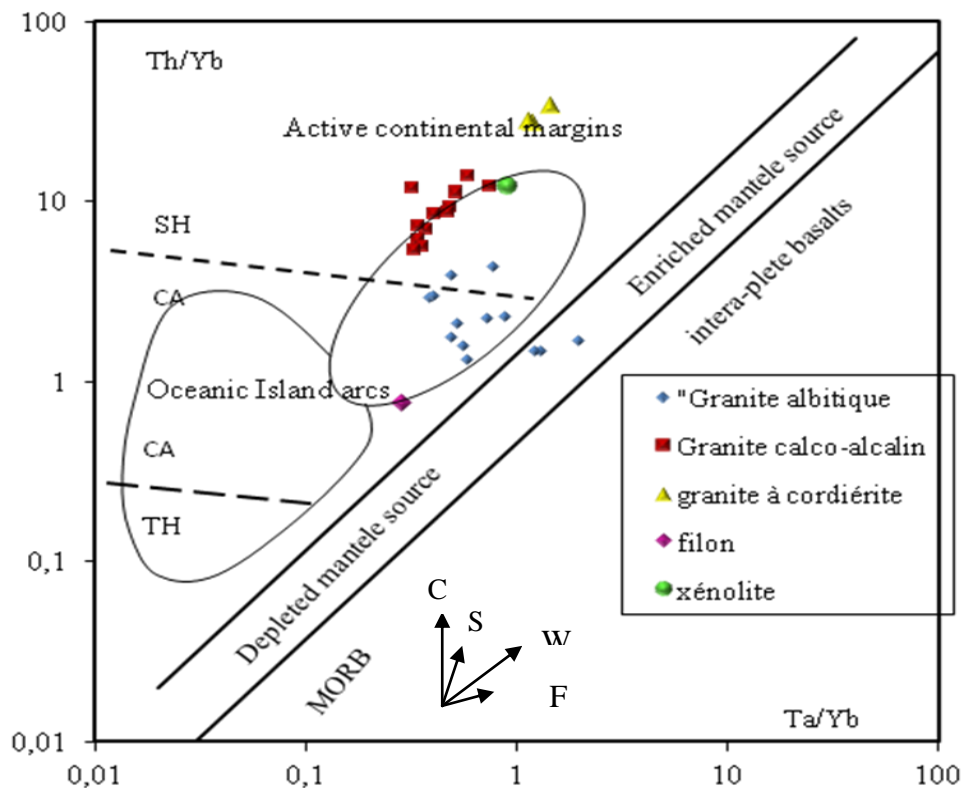


Figure 28 : Diagramme Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983) : S : contamination à la source, C : contamination crustale, W : manteau pénémordial, F : cristallisation fractionnée

Le diagramme Ta/Yb vs Th/Yb résume bien ces phénomènes de mélange (Pearce, 1983). En effet la contamination crustale affecte nettement plus le Th que le Ta (le Th est enrichi dans la croûte continentale) et le vecteur «contamination crustale» est sub-vertical, comme d'ailleurs celui de la composante subduction (le Th est mobile dans les fluides aqueux, au contraire du Ta). Par contre le vecteur du manteau pénéprimordial (enrichi en tous les éléments) et de la cristallisation fractionnée où les deux éléments s'enrichissent dans le magma sont à 45°.

Les éléments Th et Ta sont normalisés par rapport à l'Yb dans le but de tenter de réduire l'effet de la fusion partielle ou de la cristallisation fractionnée et de mieux mettre en évidence le phénomène de mélange.

Dans le diagramme Th/Yb vs Ta/Yb, les granitoïdes d'In Tounine se localisent dans le domaine shoshonitique comme cela a déjà été constaté au niveau des éléments majeurs (diagramme de Ewart, 1976) et le champ des marges continentales actives. Elles définissent une tendance sub-verticale superposable à celle de la contamination crustale, déjà évoquée par l'allure des spectres multiéléments. Il est généralement admis que la contamination augmente surtout les concentrations en Th et Ba, ce qui est le cas.

Par contre quelques échantillons du faciès albitique se projettent dans le champ des séries calco-alcalines de part leur faible rapport Th/Yb. Ce qui s'accorde avec l'affinité calco-alcaline et leur projection dans le champ des granites calco-alcalins fortement fractionnés dans le diagramme de Sylvester. Les faibles teneurs en Th par rapport en Yb dans ce faciès peuvent être expliquée par le fait que ce faciès a été affecté par une altération probablement hydrothermale bien visible au niveau des spectres de terre rares. Nous constatons aussi que les échantillons du faciès à cordiérite montrent les rapports les plus élevés en Th/Yb indiquant ainsi une contamination plus importante. Il est cependant nécessaire de faire très attention à ce genre d'interprétation, car ce genre de comportement des éléments en traces peut être expliquées en effet soit par des phénomènes de mélange ou être hérité tout simplement de la source à l'origine des magmas qui ont cristallisés.

La nature du contaminant et éventuellement de la source des magmas de l'In Tounine pourra être approché grâce à l'outil isotopique et sera donc abordé dans le chapitre suivant.

#### IV- Les sites géotectoniques

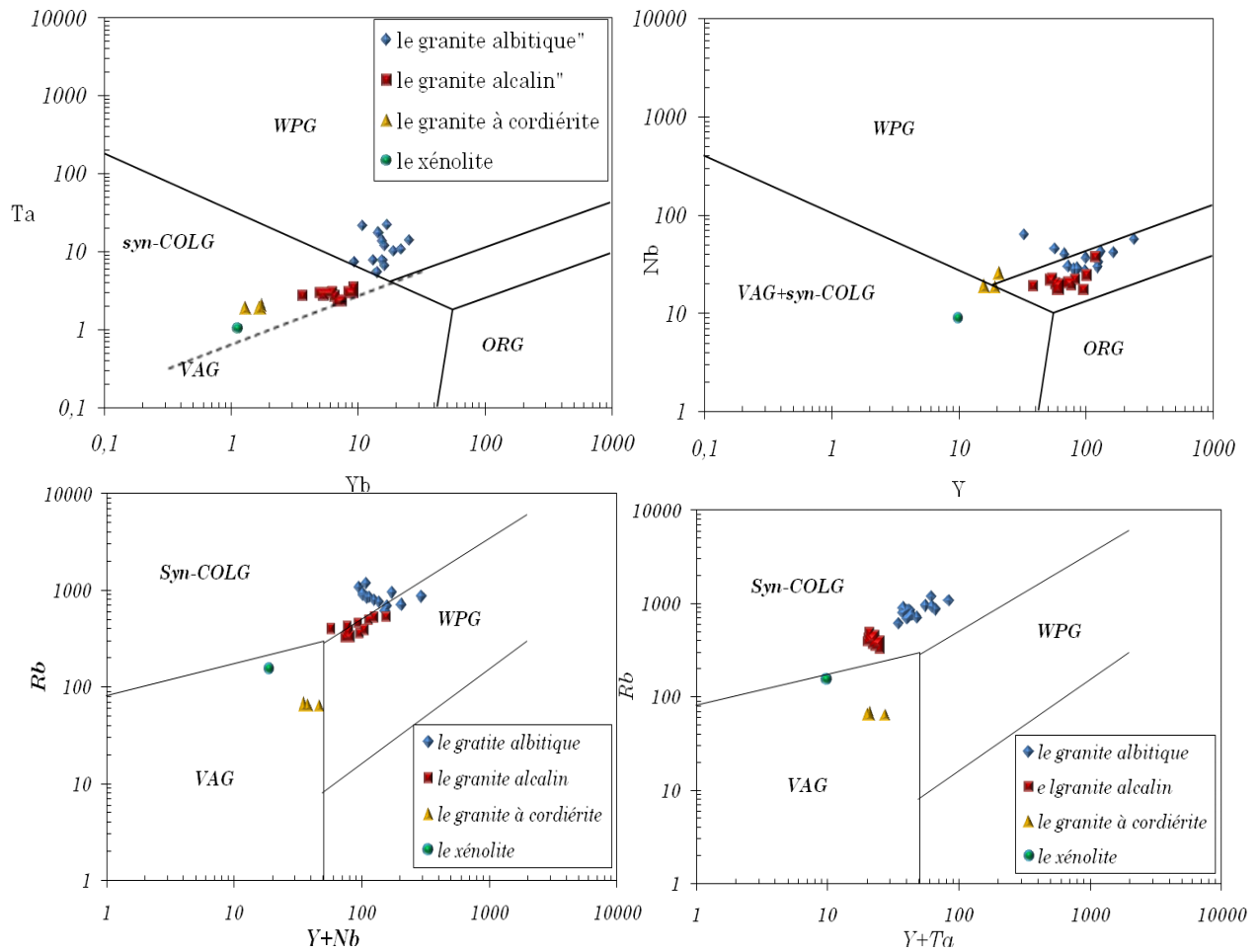
La détermination du cadre géodynamique de genèse et de mise en place des granitoïdes ne peut s'établir par une seule approche, tant les problèmes posés par les mécanismes contrôlant l'origine de ces roches sont complexes et nombreux (Pitcher, 1992, Wall et *al.*, 1987, Barbarin, 1990).

Depuis ces dernières années, plusieurs auteurs ont essayé de relier le site géodynamique de genèse des granitoïdes à des rapports d'éléments exprimés sous forme de diagrammes binaires ou ternaires. Ce qui permet d'étudier le comportement des éléments majeurs et traces sous l'effet des processus contrôlant la genèse et l'évolution des magmas (fusion partielle, hybridation, AFC) ainsi que les données acquises dans des sites géodynamiques bien connus. Ceci a également permis de contraindre pour les granitoïdes un certain nombre de signatures propres à leurs environnements tectoniques (Collins et *al.*, 1982, White et Chappell, 1983, Maniar et Piccoli, 1989, Pearce et *al.*, 1984). Dans le cas de l'In Tounine nous avons utilisé les diagrammes géotectoniques dits discriminants de Pearce et *al.*, 1984 et Pearce 1996.

Dans les diagrammes discriminants de Pearce et *al.* (1984) tous les points représentatifs des échantillons analysés se projettent entre les champs des Witten Plate Granites qui correspondent aux granites intra plaque et des granites syn-collisionnels d'arc (SYG et VAG), ce qui indique que les granitoïdes de ce massif montrent à la fois des compositions des granites orogéniques et des granites anorogéniques. Cette composition est typique des granitoïdes post-collisionnels. Cette projection entre ces deux champs est assez cohérente avec le chimisme transitionnel des roches de l'In Tounine.

Il faut tout de même savoir que ces résultats sont à prendre avec précaution, car même s'il n'y a aucun doute qu'il y a contrôle du chimisme du magma par l'environnement tectonique de mise en place, les diagrammes de discriminations ne peuvent être qu'indicatifs, car plusieurs processus peuvent perturber les concentrations des éléments en traces dans les roches ignées, tels que des phénomènes post-magmatiques ou de contamination et de ce fait influencer la position des échantillons dans ces diagrammes. De toute évidence, ce type de magmatisme est plutôt le témoin d'une phase transitionnelle entre un régime compressif et un régime distensif impliquant la stabilité de la croûte à la suite d'une orogénèse plutôt qu'un environnement géodynamique. L'utilisation de ces

diagrammes discriminants dans le cas de l'In Tounine n'a été fait que dans l'objectif d'essayer d'approcher le contexte de mise en place de ce massif et non pas de le préciser.



**Figure 29:** Diagramme géotectonique discriminant d'après Pearce (1984 et 1996) des roches du pluton d'In Tounine

---

**CHAPITRE V : GEOCHIMIE DES ISOTOPES STABLES ET RADIOGENIQUE  
(O, Sr et Nd)**

**I-Introduction**

Les isotopes radiogéniques et stables sont utilisés pour retracer les sources d'éléments dans les processus tels que les interactions croûte-manteau et les facteurs qui contrôlent la composition de l'eau de mer. La dépendance en température de fractionnement isotopique stable peut également être utilisée pour récupérer des informations sur les phénomènes à basses températures, comme les changements climatiques entre les périodes glaciaires et interglaciaires, ainsi que des procédés à températures élevées, tels que la cristallisation des magmas granitiques. En bref, il n'y a presque pas de domaine de la géologie qui n'a pas été touché par l'étude des variations isotopiques naturelles.

Les isotopes sont des atomes d'un élément chimique donné qui ne diffèrent que par la masse de leurs noyaux. Ainsi la plupart des éléments possèdent plus d'un isotope.

Les isotopes stables : sont s'eux dont le noyau reste le même et ne se transforme pas.

Les isotopes radioactifs : sont s'eux dont le noyau se transforme, pouvant aboutir à la formation d'un isotope radiogénique d'un autre élément.

**II-Les isotopes stables d'Oxygène**

L'oxygène est l'élément chimique le plus abondant sur terre. Il est souvent combiné avec l'hydrogène pour former de l'eau (H<sub>2</sub>O). Il possède trois isotopes, dont l'abondance naturelle relative dans les océans est de :

$$O^{16}=99,763 \quad O^{17}=0,0375 \quad O^{18}=0,1995$$

Les variations des compositions de l'oxygène, en termes de  $^{18}O/^{16}O$ , sont normées aux standards de référence, acceptés à l'échelle internationale

PDB= la valeur de ce rapport obtenue sur les cristaux de CaCO<sub>3</sub> des Bélemnites des formations crétaées de la Caroline du nord aux U.S.A. Cette valeur est utilisée pour le calcul des paléo-températures des océans ;

SMOW= Standard Mean Oceanic Water) (Craig, 1968) qui est le plus utilisé dans les études géologique, a été établi par Craig en 1968. Les différences relatives entre les rapports isotopiques du standard et celui de l'échantillon sont données par «  $\delta$  »

Les rapports  $\delta^{18}\text{O} = [^{18}\text{O}/^{16}\text{O}_{\text{échantillon}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}] / (^{16}\text{O})_{\text{standard}} * 1000$  relatif au SMOW.

Le  $\delta^{18}\text{O}$  peut fournir des informations sur la source des roches magmatiques puisque ni la fusion partielle, ni la cristallisation fractionnée ne peuvent fractionner ce rapport  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ .

A l'opposé la grande sensibilité des isotopes de l'oxygène aux interactions fluides/roches est souvent à l'origine de la modification de ces rapports magmatiques lors des processus tardi et post- magmatiques tel que le métamorphisme, l'hydrothermalisme, ou encore l'altération superficielle où interviennent les fluides.

Le rapport isotopique de la roche dépend de la composition isotopique du fluide, de la température à laquelle se font les échanges et enfin, du rapport fluide/liquide. De ce fait il est nécessaire de considérer la composition isotopique des minéraux tels que le quartz, qui est très résistant à l'altération. La composition des roches totales est nécessaire pour déterminer si les fractionnements isotopiques entre les minéraux sont bien représentatifs de conditions magmatiques ou post-magmatiques. Si la valeur entre les rapports isotopiques des minéraux de même roche est supérieure à la valeur admise à l'équilibre magmatique (qui est de 1,5‰) des échanges entre fluides/roches seront alors envisagés.

Pour le pluton de l'In Tounine, la composition isotopique de l'Oxygène sur roches totales a été mesurée dans 13 échantillons (Tab.08)

Echantillon	Granite à cord	Granites intermédiaire		Granites albitiques			Granites grossiers			Granites fins		Granites moyens	
	IT21	IT05	IT06	IT17	IT03	IT16	IT20	IT22	IT38	IT12	IT10	IT24	IT28
O <sup>18</sup> RT	11,31	9,48	10,3			9,89	9,9	10,7	9,69	10,24	10,67	9,78	9,44
O <sup>18</sup> Qz	11,34	10,09	10,3	10,3	10,3	10,4	10	10,7	10,9	10,68		11,2	10,1

**Tableau 08:** Compositions isotopiques de l'oxygène (‰) de quelques échantillons d'In Tounine.

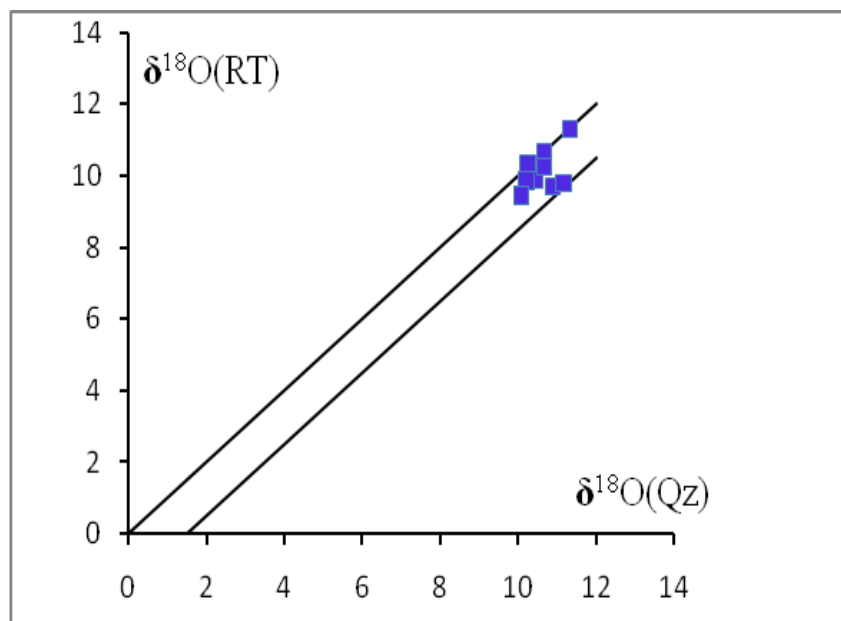
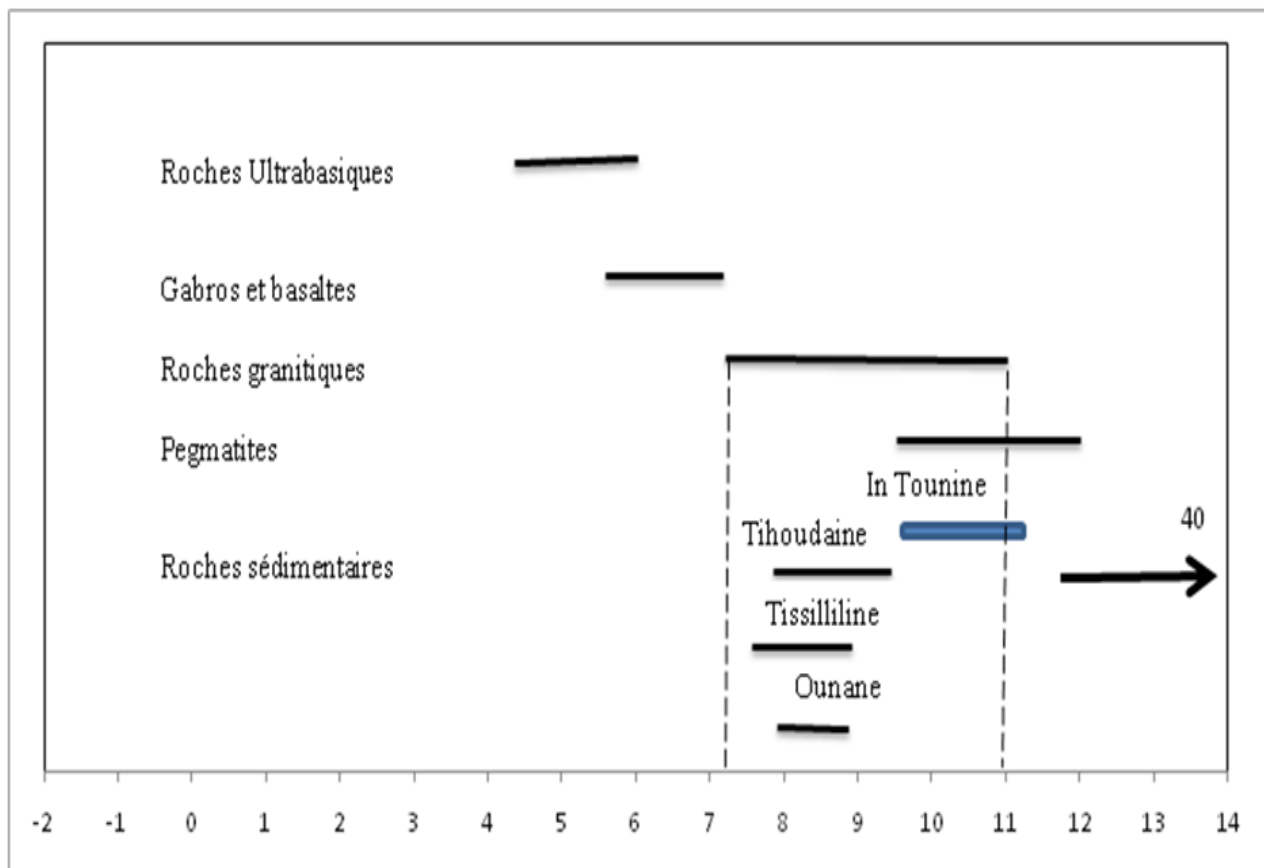


Figure 30: la Projection des granites d'In Tounine dans le diagramme  $\delta^{18}O(QZ)\delta^{18}O (RT)$  dans lequel sont représentées les limites de déséquilibre  $\delta (Qz) \delta (RT)$

Les cristaux de quartz des granites analysés possèdent des  $\delta^{18}O$  compris entre 10,3 et 11,34‰. Les roches totales quant à elles présentent des  $\delta^{18}O$  qui varient entre 9,44‰ et 11,31‰ (Tab 11). Ces dernières se projettent dans le champ des roches fraîches où la gamme de variation est inférieure à 1‰ (fig.30), elles peuvent être considérées comme des valeurs magmatiques. Ces valeurs (sur roches totales) sont nettement supérieures aux valeurs mantéliques comprises entre 5 et 6, elles peuvent également indiquer une nette contribution d'une source crustale.

de telles valeurs peuvent être interprétées par la contamination d'un magma mantélique par un encaissant sédimentaire. Mais dans le cas de l'In Tounine, la rareté des enclaves basiques et l'abondance des enclaves microgrenues claires suggèrent une source crustale dans la genèse de ces granites. Ces valeurs de  $\delta^{18}O$  sont aussi conformes aux caractères peralumineux à très faiblement métalumineux. Ceci nous permet de classer ce granite comme étant un granite de type «S» (Laouar et al., 1990 ; Fourcade et al., 2001). Les valeurs  $\delta O^{18} (RT)$  du faciès à cordiérite dépassent les valeurs normales des granites elles

sont de  $\delta^{18}\text{O}=11,30$  ce qui ne peut être interprété que par une participation plus importante d'une croûte métasédimentaire dans la genèse de ces granites.



**Figure31** : Gammes des compositions isotopiques de l'oxygène des différents granitoïdes appartenant aux terranes de Hoggar central

Les valeurs isotopiques des roches granitiques d'In Tounine, sont les plus élevées par rapport aux autres granites du Hoggar central (Tihoudaine, Tissilliline et Ounane mais restent toujours dans la gamme admise pour les roches granitiques.

### III-Les isotopes radiogéniques du Sr et Nd

#### Le couple Sm-Nd

Le système Sm-Nd, est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Ces deux éléments font tous deux partie de la famille des terres rares contrairement au Rb et au Sr facilement découplés dans les processus magmatique, métamorphique et même

d'altération. Ces deux éléments ont presque le même comportement géochimique en raison de leurs rayons ioniques très voisins. Le Sm possède sept isotopes, dont seul le l'isotope 147 est radioactif. Il se transforme par émission «  $\alpha$  » en donnant l'isotope 143 du Nd.

La période de sa désintégration est très grande (106 Ga, soit  $\lambda=0.654 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ ). Le Nd commun est également composé de sept isotopes dont seul le 143 est pour partie radiogénique. Les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sont beaucoup moins variables que les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du fait de la très forte valeur de la période du  $^{147}\text{Sm}$  ; la mesure de cet écart présente donc l'avantage de comparer plus facilement les rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , cet écart s'écrit avec la notation suivante :

$$\varepsilon_{\text{Nd}_0} = \left( \left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{\text{échantillon}} \right) / \left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{\text{Chur(actuel)}} \right) - 1 \right) \cdot 10^4$$

Cette annotation  $\varepsilon_{\text{Nd}}$  permet de représenter simplement l'écart entre la composition isotopique initiale d'une roche et celle du matériau de référence.

**Notion d'âge modèle méthode :**

Depuis son individualisation à partir d'un réservoir mantélique, un matériau voit son rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  évoluer jusqu'au temps actuel, suivant son rapport Sm/Nd. Le concept d'âge modèle repose sur le faible fractionnement de ce rapport au cours de processus aussi variés que l'altération, le métamorphisme, la fusion partielle ou la cristallisation fractionnée (Mc Culloch et Wasserburg, 1978), ce qui n'est pas le cas des autres systèmes isotopiques utilisés couramment (Rb-Sr, U-Th-Pb). Les âges modèles sont obtenus en calculant le temps qu'il aurait fallu à un échantillon pour arriver à son rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  actuel. Par conséquent l'âge modèle radiométrique n'a de signification que si toute l'évolution du système s'est effectuée à rapport Sm/Nd constant.

$$T_{\text{Nd}}^{\text{CHUR}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{\text{mesuré}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}}{\text{CHUR}} \right) \right)}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}}{\text{mesuré}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}}{\text{CHUR}} \right) \right)} \right)$$

Les rapports  $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$  et  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$  sont respectivement de :

CHUR : 0.1966 ; 0.51264 (Goldstein et al. 1984) L'interprétation des âges modèles Nd doit être menée avec précaution, car dans le cas d'un mélange par exemple entre un matériel mantélique et crustal ; le magma qui en résulte présentera des âges modèles compris entre ceux de la zone source et ceux du contaminant.

Pour les granitoïdes, les TCHUR n'atteindront jamais l'âge du contaminant et lui donneront un âge minimal. Les TCHUR sont par contre toujours plus vieux que l'âge de leurs mise en place.

#### **IV. Interprétation des données isotopiques de Sr et Nd du pluton d'In Tounine**

La mise en place du granite de l'In Tounine a été daté par la méthode U-Pb (sur zircons) à  $552 \pm 3,2$  Ma. Les rapports isotopiques initiaux individuels de Sr et Nd du granite d'In Tounine recalculés à l'âge de la mise en place (552Ma) ne sont pas corrélables.

On remarque que l'ensemble des échantillons se caractérisent par des rapports isotopiques  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  élevés, ce rapport apparaît très élevés dans le faciès albitique  $249,23 < ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 894,76$ . Les Isr (rapport isotopique initial) recalculés à 552Ma sont très étalés ( $0,5710 < \text{Isr} < 0,833801$ ). Le xénolite possède un rapport de 0,706720 très comparable aux valeurs du batholite de l'Anfeg.

Alors que les  $\epsilon\text{Nd}_{(552)}$  varient peu par rapport aux rapports isotopiques du Sr. Ces valeurs sont homogènes pour le faciès albitique, le faciès calco-alcalin donne des  $\epsilon\text{Nd}_{(552)}$  compris entre -10,07 et -13,57, le granite à cordiérite montre les  $\epsilon\text{Nd}_{(552)}$  les plus négatives -17,67. Le xénolite lui, possède un  $\epsilon\text{Nd}_{(552)}$  moins négatif = -7,20. (table 12).

Les âges modèles TDM correspondant à l'âge de la source en supposant que les rapports Sm/Nd n'ont pas été modifiés lors de la génération des magmas originels. Ces magmas ont donc les mêmes rapports que leurs sources. Ceci ne semble pas être le cas de nos roches, les échantillons du faciès albitique et certains échantillons du granite calco-alcalin (It-28 et It-38) présentent des rapports Sm/Nd relativement élevés, supérieure ( $>0,12$ ) qui est la valeur moyenne de la croûte continentale.

Les âges modèle  $T_{DM}$  des échantillons ayant des rapports  $Sm/Nd \geq 0,12$  compris entre 1,9 et 2,3 Ga pour les granites calco-alcalins et à cordiérite, indiquent une source paléoprotérozoïque à archéenne. Le xénolite présente un âge modèle qui concorde avec l'âge modèle du batholite de l'Anfeg 1445 Ma. Les âges modèles Nd à 1,9 Ga indiquent une importante contribution d'une vieille croûte continental éburnéenne voir même archéenne avec une participation d'un matériel juvénile néo protérozoïque. Le diagramme  $\epsilon Nd$  vs  $T_{DM}$  (Figure 32) dans lequel sont projeté quelques massifs granitiques appartenant au microcontinent de LATEA, indique l'influence de la nature de l'encaissant dans la genèse des granites étudiés. Cette même contribution d'une vieille croûte à bien été mise en évidence dans le cas des granitoïdes panafricain de l'In Ouzal (Fezaa, 2002) et dans les régions de l'Egéré et de Gour Oumlalen (Abdallah, 2008).

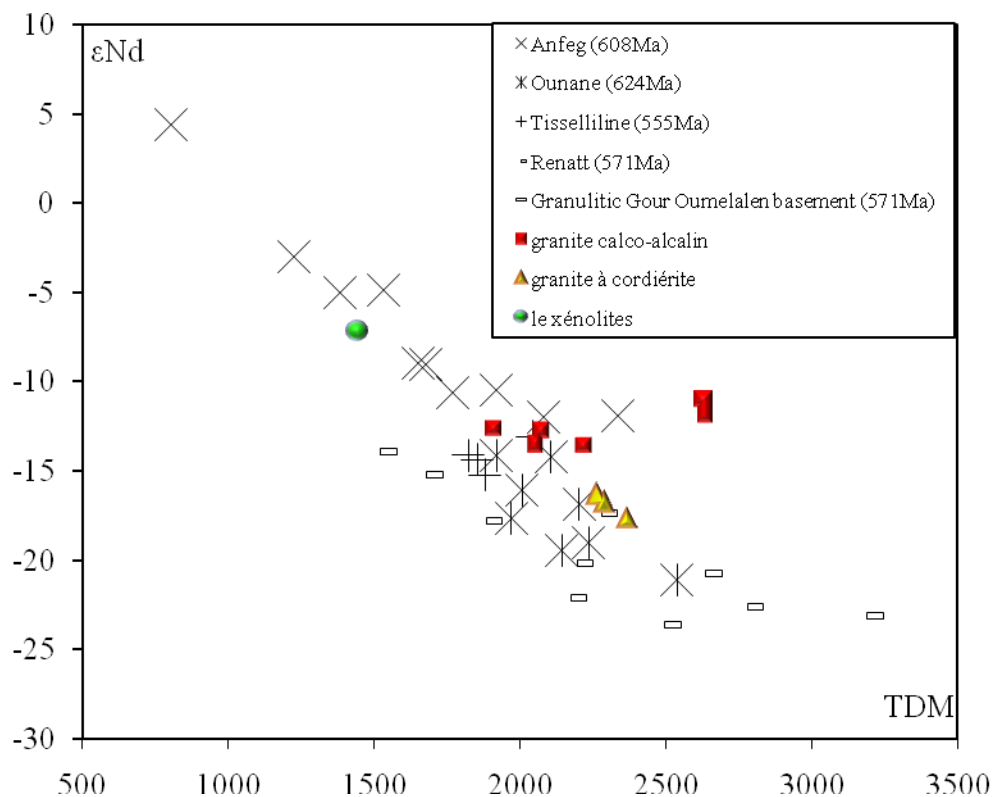


Figure 32 : Diagramme  $\epsilon Nd$  vs  $T_{DM}$  dans lequel sont projetés les échantillons du massif de l'In Tounine et de quelques massifs appartenant au métacraton LATEA

	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2s	$\epsilon\text{Nd}_{525}$	$\epsilon\text{Nd}_{552}$	TCHUR	TDM
<b>Granites albitiques</b>									
iT-01	8,528	21,485	0,2400	0,5123	0,000014	-9,919	<b>-10,070</b>	<b>-1271</b>	<b>-7206</b>
iT-03	12,190	33,794	0,2181	0,5121	0,000007	-11,105	<b>-11,18</b>	<b>-3568</b>	<b>34251</b>
iT-11	10,842	24,591	0,2667	0,5122	0,000007	-12,898	<b>-13,14</b>	<b>-920</b>	<b>-3085</b>
iT-30	9,474	26,603	0,2154	0,5121	0,000007	-10,878	<b>-10,94</b>	<b>-4092</b>	<b>20748</b>
iT-41	5,904	18,539	0,1926	0,5120	0,000009	-12,299	<b>-12,29</b>	<b>22297</b>	<b>5695</b>
iT-10	15,164	80,284	0,1142	0,5117	0,000008	-13,732	<b>-13,45</b>	<b>1818</b>	<b>2055</b>
<b>Granites Calco-alcalin</b>									
iT-38	14,386	56,819	0,1531	0,5119	0,000013	-11,135	<b>-10,99</b>	<b>2505</b>	<b>2623</b>
iT-05	12,399	60,341	0,1243	0,5117	0,000008	-13,821	<b>-13,57</b>	<b>2006</b>	<b>2219</b>
iT-18	12,530	63,586	0,1192	0,5117	0,000011	-13,010	<b>-12,74</b>	<b>1828</b>	<b>2075</b>
iT-20	19,454	109,505	0,1074	0,5117	0,000008	-12,930	<b>-12,62</b>	<b>1651</b>	<b>1911</b>
iT-28	10,753	43,339	0,1500	0,5119	0,00001	-12,061	<b>-11,90</b>	<b>2528</b>	<b>2633</b>
<b>Granites à Crd</b>									
iT-08	9,583	50,508	0,1147	0,5114	0,000011	-17,952	<b>-17,67</b>	<b>2224</b>	<b>2366</b>
iT-09	10,638	56,473	0,1139	0,5115	0,000011	-17,076	<b>-16,79</b>	<b>2126</b>	<b>2290</b>
iT-21	9,985	52,778	0,1144	0,5115	0,000009	-16,621	<b>-16,34</b>	<b>2092</b>	<b>2265</b>
<b>Xénolite type Anfeg</b>									
iT-14	4,331	27,703	0,0945	0,5119	0,000014	-7,551	<b>-7,20</b>	<b>1101</b>	<b>1445</b>

**Tableau 12 :** Composition isotopique Sm-Nd des roches appartenant au granite d'In Tounine

**CHAPITRE VI : CONCLUSION GENERALE**

L'étude pétrologique du massif granitique de l'In Tounine a permis de faire ressortir les points suivants :

- Le massif granitique de l'In Tounine est un pluton tardif et intrusif dans le terrane de Laoui. Sa mise en place est fixée  $552 \pm 3.2$  Ma.

Ce granite est un massif circonscrit allongé NE-SW suivant la direction de la faille de Tanaoute, il est constitué de six faciès granitiques:

- Un faciès grossier à biotite ;
- Un faciès porphyroïde à biotite (dit Lafat),
- Un microgranite porphyrique,
- Un faciès fin à deux micas (biotite et muscovite),
- Un faciès à cordiérite et
- Un faciès à albite à topaze

Les associations minéralogiques entre les granites sont très voisines surtout en ce qui concerne les minéraux essentiels et quelques fois la composition chimique de certaines phases. La différence réside essentiellement dans leurs proportions. Les quatre premiers faciès (le granite grossier à biotite, le granite à grain moyen à biotite, le granite fin à deux micas et le microgranite à biotite) ont une minéralogie très semblable, mais différent par leur texture.

Le granite à cordiérite se distingue par la présence exclusive de nodules à cordiérite (XMg : 0.9).

Les six faciès du pluton d'In Tounine sont caractérisés par la prédominance du feldspath potassique par rapport au plagioclase. Le granite albitique à topaze, lui se caractérise par la présence exclusive de la topaze et le remplacement du feldspath potassique par l'albite.

Le granite fin à deux micas s'individualise par son caractère plus alumineux qui se traduit par la présence de la muscovite et de la biotite.

L'étude géochimique qui représente l'essentiel de ce travail a permis de démontrer grâce aux éléments majeurs et traces que malgré certains caractères alcalins (richesse en  $K_2O$  et  $Na_2O$ , faibles teneurs en  $MgO$ ), les granites de l'In Tounine sont à rattacher aux granites alcali-calciques post-collisionnels. Cette évolution est similaire à celle décrite récemment

dans le terrane de Djanet (570-540Ma) qui est engendré par la collision entre le bouclier touareg et le craton Mourzoukien (Fezaa., 2010). Les courbes multi-éléments ont permis, de mettre en évidence le rôle majeur joué par la croûte continentale dans la genèse des roches étudiées (anomalies négatives en Nb, Ta, Ti). L'allure des spectres de terres rares ne laisse aucun doute quant à leur affinité calco-alcaline et marque bien l'effet des phénomènes post magmatique.

Il s'agit d'un granite typiquement panafricain appartenant à la famille des granites Taourirt du microcontinent LATEA avec des rapports isotopiques initiaux du Sr et Nd (Isr très étalés et des  $\epsilon\text{Nd}$  compris entre -10 et -17). Les âges modèles compris entre 1,9 et 2,3 Ma indiquent une source essentiellement dans la croûte continentale inférieure. Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  (RT) (11,30‰) montre bien que ce granite est de type «S », contaminé par un encaissant paléoprotérozoïque.

La mise en place du pluton de l'In Tounine et sa structure orientée NE-SW pourrait rattacher sa mise en place à la phase orogénique intracontinental Mourzoukienne qui vient d'être déterminée à l'Est du bouclier Touareg (Fezza et al.,2010).

## Références bibliographiques

- Abdallah, N., (2008).** Géochimie et géochronologie des intrusions magmatiques panafricaines du terrane Egéré-Aleksod : exemple des massifs granitiques de l'Ounane, Tihoudaine et Tesselliline (Hoggar central, Algérie). *Thèse doctorat : FSTGAT/USTHB. 191pp.*
- Abdallah, N., Liégeois, J. P., De Waele, B., Fezaa, N et Ouabadi, A., (2007).**the Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (central Hoggar ; Algeria) : U-Pb SHRIMP age petrology orogin and geodynamical consequence of the lat pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences 37 : 293-311.*
- Acef, K., Ouabadi, A., Liégeois, J.P., Latouche, L., (2003).** The Anfeg post-collisional pan-african high-K calc-alkaline batholiths (central Hoggar, Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonization. *Journal of African Earth Sciences 37, 295-311.*
- Acef, K., (1999).** Géochimie des granitoïdes de l'Anfeg (Hoggar central, Algérie). *Thèse magister. FSTGAT / USTHB.123p.*
- Ajaji, T, Weis, D., Giret, A., Bouabdellah, M., 1998.** Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisionnel Hercynian Tanncherfi intrusif complex, northeastern Morocco : geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos, 45,371-393.*
- Allègre, C. J. & Caby, R., (1972).** Chronologie absolue du précambrien de l'Ahagar occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris, D275 : 2095- 2098.*
- Allègre, C. J. & Ben Othman, D. (1980).** Nd/Sr isotope relation-ship in granitoides rocks and continental rocks devlopement: a chemical approach to orogenesis. *Nature.,286, 335-342*
- Autran, A., M. Beurrier, et al. (1983).** "Age et origine des granitoïdes du batholite mancennien. *Principaux Résultats Scientifiques et Techniques du BRGM: 57-57.*
- Autran, A., M. Beurrier, et al. (1983).** "Caractérisation des granitoïdes du Batholite Mancennien, implications métallogéniques." *Colloque ATP Géochimie-Métallogénie, Bonas 16-17 Juin 1983: 20-35.*
- Auvray, B.,J. de Bremond d'Ars, (1992).** "Excursion dans le Nord du Massif Armoricain. Réseau granites

**Azzouni –Sekkal, A., Liégeois, J.P., Bechiri-Benmerzouk, F., Blaidi-Zinet, S., Bonin, B., (2003).** The Taourirts magmatic province, a marker of the closing stage of the pana-frican orogeny in the touareg Shield: review of available data Sr-Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37:331- 350.

**Azzouni-Sekkal, A., & Boissonas J., (1993).** Une province magmatique de transition du calco-alkalin à l'alkalin : les granitoides annulaires de la chaîne pharusienne du Hoggar (Algerie). *Bull. Sér. Géol. Algerie*, 7,35, 57.

**Ball, E., (1980).** An example of very consistent brittle deformation of wide intracontinental zone : late- panafrican fracture system of the Tuareg and Nigerian shield; structural implication. *Tectonophysics*, 61: 363-376.

**Barbarin, B., (1990) :** Granitoids : Mean petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Jour.*, 25 : 227-238

**Bebdaoud, A.; Ouzeguene, K., Godiard, G., Liégeois, J.P., Keinast, J.R., Bruguier, O., Drarni, A., 2008.** Geochronology and metamorphic P-T-X evolution of the Eburnean granulite-facies metapelite of Tedjenouine (Central, Hoggar. Algeria) witness of LATEA. Metacratonic evolution : in : Enni, N. and Liégeois, J.P., the Boundaries of the west African Craton, *Geologie Society of London special publication* 297.111.146

**Bertrand, J.M.L., et al., (1986).** Rapport sur les travaux effectués au Hoggar en collaboration avec l'EREM durant la période 1980-1986, *Nancy*, 94 p.

**Bertrand, J. M. L., Caby, R., Ducroit, J., Lancelot, & Saadallah, A., (1978).** The late panAfrican intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria) : Geology, structural development, U/Pb geochronology, tectonic implications for the Hoggar shield, *Precambrian Research* 7 : 349-376.

**Beuf, S., Biju-Duval, B., De charpal, O., Rognon, P., Gariel, O., Bennacef, A., (1968).** Les grès du paléozoïque inférieur au Sahara. publication IFP, *Collection " Science et technique du pétrole "*, Paris 464 pp

**Black, B., Latouche, J.L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1., (1994).** Pa-African displaced terranes in the Touareg Shield (central Sahara). *Journal of Geology*. 22:641-644.

**Black, B., Lameyre, J., Bonin, B., (1985).** The structural setting of alkaline complexes. *Journal. Of African Earth Sciences.*, 3: 5-16.

**Bau, M., (1996).** The lanthanide tetrad effect in highly evolved felsic igneous rocks –a replay to the comment by Y. Pan. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 128, 409-412.

**Boissonnas, J., (1973)** : Les granites à structures concentriques et quelques autres granites tardifs de la chaîne panafricaine (sahara central, Algérie). *Thèse doc. Es. Sci. Nat.*

**Boissonnas, J., Leutwein, F., Sonet, J., 1970.** Age du granite hyperalcalin de la Gara Adjemamaye (Ahaggar du SE, Saharaalgérien). *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 251-252.

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

**Bouabssa, L., (1987).** Intrusion granitique à albite-topaze : minéralisation stannowolframifères et altération hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. *Thèse 3<sup>e</sup> cycle Univ. Nancy I, 193p.*

**Bouloton, J., (1992)** : Mise en évidence de cordiérite héritée des terrains traversés dans le pluton granitique des Oulad Ouaslam (Jebilet, maroc). *Can. J. Earth. Sci.*, 29 : 658-668.

Caby, 2003 ;

**Brown, W.L., Moreau, C., Demaiffe, D., 1989.** An anorthosite suite in a ringcomplex: crystallization and emplacement of an anorogenic type from Abontorok, Air, Niger. *J. Petrol.*, 30, 1501-1540.

*Petrol.*, 30, 1501-1540.

**Caby, R., (1968).** Une zone de décrochement à l'échelle de l'Afrique dans le précambrien de l'Ahaggar occidental. *Bull. Soc. Géol.* 577-587.

**Chappell, B.W; & White, A.J.R; (1992).** I-and-S-type granites in the Lachlan fold belt, Trans. R. Soc. Edin. *Earth. Sci.*, 83, 1-26.

**Chappell, B.W. & White, A.J.R., (1974).** Two contrasting granitic types, *Pacific geology*, vol.8, pp. 173-174.

**Cheilletz, A., Bertrand, J. M., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabssa, L., Farrar, E., Zimmermann, J.L., Deutel, D., Archibald, A. et Boullier, A. M., (1992).** Géochimie et géochronologie Rb/sr, K/Ar, 40Ar/39Ar des complexes granitiques panafricains de la région de Tamanrasset (Algérie) : relation avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 163, p. 733-750.

**Clarke, D.B. (1994)** : Cordiérite in felsic igneous rocks : A synthesis.

**Clemens, J.D., Holloway, J.R. & Whit, A.J.R., (1986).** Origine of an A-type granite: experimental constraints. *Am. Miner.*, 71, 317-324 p.

**Collins, W.J., Beans, S. D. White, A.J.R. and Chappel, B. W., (1982) :** Nature and origins of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80 :189-200.

**Daoud.Y et Gaci.N. 2010.** Géologie de l'indice de minéralisation en Sn-W du Nord de l'In Tounine (Hoggar central Algérie). *Mémoire d'ingénieur ; I.S.T/ U.S.T.H.B ;Alger 86p*

**Djellit, H., Bellou,H., Derder, M.E.M Henry, B., Bayou, B., Khaldi, A., Baziz, R., Merahi, M.K., 2006.** Age,  $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  carbonifère inférieure du magmatisme basique filonien du synclinal paléozoïque du Tin Serririne, Sud-Est du Hoggar (Algérie) comptes rendus Géosciens 338, 642-631

**Dupraz, J., & Didier, J., (1988).** Le complexe anatectique du velay (Massif central français) structure d'ensemble et évolution géologique. *Géologie de la France*, n°4, pp 73-88.

**Ewart, A., (1976).** Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. *Earth and Planetary sciences letters*, 31, 417-432

**Ennih, N., Liégeois, J. P., 2008.** The boundaries of the west African craton, with a special reference to the basement of Moroccanmetacratonic Anti-Atlas belt. In : Enni, N. and Liégeois, J.P., the Boundaries of the west African Craton, Geologie Society of London special publication 297, 1-17

**Fezaa, N., Liégeois, J. P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O et Oubadi, A., 2010.** late ediacaran geological evolution (575-55Ma) of the Djanet Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence. For a Murzukian intracontinental episode. Precambrian research, 180, 299-327.

**Fezaa, N., 2010.** Geochronology et géochimie du magmatisme panafricain de Djanet et sont encaissant métasédimentaire (Hoggar Oriental, Algérie) conséquences géodynamique. *Thèse doctorat : FSTGAT/USTHB.183p.*

**Fezaa, N., Oubadi, A., Abdallah, N., Liégeois, J. P., De waele, B et Bruguier, O., (2006).** Le terrane de Janet : géochronologie et géochimie de ses granites et sédiments ; lien avec le métacraton saharien. *4th international Geological Correlation program (IGCP 485). 2-4 Decembre. Algérie-Tamanrasset.*

- Fezaa, N., (2002).** Géochimie (Majeurs et traces et isotopes) et géochronologie des granitoïdes panafricains de l'In Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). *Thèse de magistère, USTHB-Bab Ezzouar, Algérie.*
- Flood, R.H. et Shaw, S.E. (1975):** A cordierite bearing granite suite from the New England batholith, N.S.W. Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52 : 157-164.
- Fourcade, (1981).** Géochimie des granitoïdes. *Thèse de Doctorat. 2<sup>e</sup> Science. Université. Paris VII. 180p.* 2001
- Fourcade, S., Capevila, A., Ouabadi, A., Martineau, F., 2001.** The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of north algeria : a combined, petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57: 187-216.
- Frost, B. R., Barnes, C., Collins, W. I., Arculus, R. J., Ellis, D. & Forest, C. D., (2001).** A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of petrology.* 24 ; 3033-2048.
- Jahn, B. M., Caby, R., Monie, P., (2001).** The oldest UHP eclogites of the World ; age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implication. *Chemical geology.*, 178 ; 143-158.
- Karche, J.P., Vachette, M., 1978.** Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 20, 941-953.
- Georget Y. 1986.** Nature et origine des granitoïdes alumineux à cordiérite et des roches associées, exemple des granitoïdes du massif Armoricaïn (France). *Pétrologie et géochimie. Mém. Doc. C.A.E.S.S, Rennes, 9, 250 p.*
- Girod, M., (1971).** Le massif volcanoque de l'Atakor (Hoggar, central, Sahara algérien). *Mem. CRZA, sér. Géol., ed. CNRS, Paris, 12 ; 155p.*
- Garcia, D et Vilela de Nortos., 1988.** Diversité des sources des fluides et des minéraux dans les gîtes à W-sn. In les gisements métallifères dans leur contexte géologiques, ex B.R.G.M. Vol. I. n° 158, 59-78p.
- Huhges , C.J. (1973):** Spilites, Keratophyres and the igneous spectrum. *Geol. Mag.*, 109 : 513-527.
- Irber, W., (1999).** The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochemical Cosmochimica Acta* 63, 3/4, 489-508.

- Ishihara, A., (1977).** The magmatic series and illmenite series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27: 293-305.
- Jahn, B. M., Wu, F., Capdevila, R., Martineau, F., Zhao, Z., Wang, Y., (2001).** Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns : the woduhe and baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* 59; 171-198.
- Jonin, M., 1981.** Un batholite fini-pré-cambrien: le batholite mancelien Massif Armoricain, France.. *Thesis, U.B.O., Brest, 319 pp.*
- Kesraoui, M., (2005).** Nature et évolutions comparées de granites à métaux rares dans le Hoggar Central (Algérie) à travers la pétrographie, la cristallogénèse des micas et des minéraux à Ta, Nb, Sn, W. et la géochimie. *Thèse Doc. Etat, U S T H B Algérie. 237p.*
- Kesraoui, M., 1990.** Greisinsation et minéralisation W-Sn à Tn-Amzi (Hoggar Central). Typomorphisme des minéraux et aspects géochimiques. *Thèse de Magister, U.S.T.H.B, Alger. 137p.*
- Griffiths, J., Fourcade, S., 1996.** Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematic of an Archean basement involved in 2.0 Ga very high-temperature (1000°C) metamorphic event : In Ouzal Massif, Hoggar, Algeria *Journal of metamorphic Geology*, 14: 667-692.
- Laouar, R., Boyce, A. J., Fallick, A.E and Leake, B. E., 1990.** A sulphur isotope study on selected Caledonian granites of Britain and Ireland. *Geological Journal*, 25: 359-369. 225p
- 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
- Liégeois, J. P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., & Bonin, B., (2005).** The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In FOULGER, G.R., J. H. Natland, D. C. Presnell & D. I. Anderson (eds), *Plates, Plumes and Paradigms. Geological Society of America Special Paper. 388: 379-400.*
- Liégeois, J. P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., (2003).** The LATEA metacraton (central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria) behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Science* 37 : 161-190.

**Liégeois, J. P., Latouche L., Navez, J., & Black, R., (2000).** Pan African collision, collapse and escape tectonics in the Tuareg Shield with the East Saharan Ghost Craton and the African Craton, *J. Afri. Earth. Sci., Special Abstracts Issue*. 30 : 813-818.

**Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J. et Black, R., (1998) :** Contrasting origin of post-collisional high calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. *The use of sliding normalisation. Lithos*, 45, 1-28

**Liégeois, J. P., (1988).** Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). *Thèse de Doctorat. Université. Libre de Bruxelles-Belgique*

**Liégeois, J.P., Bertrand, H., Black, R., Caby, R., Fabre, J., 1983.** Permian alkaline undersaturated and carbonatite province, and rifting along the West African Craton. *Nature*, 305, 42-43.

**MacCulloch, M.T., et Wasserburg, G.J. (1978) :** Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, 200 : 1003-11

**Maillet, L.A. et Clarke, D.B., (1985) :** Cordiérite in the peraluminous granites of the Megana zone, Nova Scotia, *Can. Minerl. Mag.*, 49 : 695-702.

**Maniar et Piccolo., 1989 :** Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soci. Amer. Bull.*, 101 : 635-643.

**Moneke, T., Kempe, U., Moneck, J., Sala, M., Wolf, D., (2002).** Tetrad effect in rare earth element distribution patterns : a method of quantification with application to rocks and mineral samples from granites-related rare metal deposit. *Geochemical Cosmochimica Acta*.

**Massuda, A., Kawakami, O., Dohmoto, Y., Takenaka, T., (1987).** Lanthanide tetrad effects in nature; two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal*, 21; 119-124.

**Mareau, C., Damaiffe, D., Bellion, Y., Boullier, A.M., 1994.** A tectonic model for the location of the Paleozoic ring-complex in Air (Niger, west-Africa) *Tectonophysics* 234.129-146.

**Moulaoum, O., (1988).** Dualité du magmatisme d'âge panafricain : aspects structuraux et pétrologiques des granites sub alcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). *Phd Thèses, université Nancy I*, 145p.

- Nachit H., (1986).** Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotites des granitoides. *Doc. Etat, Univ. Brest.*
- Nedjari, S., (2006).** Pétrographie, géochimie et minéralogie du massif d'Ebeleckan (Hoggar central, Algérie). Minéralisation associées à tantale niobium et étain. Cristallochimie des micas et des niobo-tantalat. *Thèse Magistère, USTHB, Algérie. 238P.*
- Ouabadi, A., (2002).** Typologie des granitoides de Tedesi (Nord-Ouest de Tamanrasset, Hoggar central, Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie.*
- Ouabadi, A., (1994):** Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérites (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila, Algérie Nord-oriental). *Thèse doc. Es. Sci. U.S.T.H.B. :218.*
- Ouzegane, K., Bendaoud, A., Kienast, J.R. & Touret, J.L.R., (2001).** Pressure-temperature–fluid evolution in the Eburnean metabasites and metapelites from Tamanrasset (Hoggar, Algeria), *Journal of Geology 109*, p.247–263.
- Paquette, J.L., Caby, R., Djouadi, M.T., Bouchez, J.L., 1998.** U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield : the post-collisional syn-shear Tioueine pluton (Western Hoggar, Algeria). *Lithos 45*,245-254.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. & Tindel, A. G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25,965\_239.
- Peucat, J., Drareni, A., Latouche, L., Deloule, E & Vidal, P., 2003.** U-Pb (TIMS & SIMS) and Sm-Nd whole-rock geochronology of the Gour Oumlallen granulite basement Hoggar Massif, Tuareg shield, Algeria. *Journal of African earth Sciences*, 37, 229-278.
- Pearce, J. A., 1996.** Sources and settings of granitic rocks. *Episodes 19*,, 120-125.
- Peucat, J. J., Capdevila, R., drareni, A., Choukroune, P., Fanning, C.M., Bernard-Pidgeon, R.T., Furfaro, D., Kennedy, A.K., Nemchin, A.A., Van Bronswijk, W., 1994.** Calibration of zircon standards for the Curtin SHRIMP II. *United States Geological Survey circular 1107*, 251.
- Pitcher, W.S., (1983).** Granite: typology, geological environment and melting relationships. *In: Atherton MP. Gribble CD (Eds).*, 277-285.
- Pitcher, W.S., (1993) :** The nature and origin of granites : Blackie Acad. And Profed., London, 321p.

- Pichavant M. & Stussi J.M. 1986.** Leucogranites à deux micas et granites "S" : deux types de magmatisme crustal. *R.S.T. Clermont-Ferrand*, p. 147
- Rock, N. M. S., (1991).** Lamprophyres. Blackie & Sons, *Glasgow*, 285P.
- Rognon, P. (1967).** Le massif de l'Atakor et ses dorsures (Sahara central). Etude géomorphologique. Mém. CRZA, Sér. Géol., 9, Edit. CNRS, Paris, 560p.
- Shand, S.J., (1927):** Eruptive rocks. Their genesis, composition classification and their relation to Ore-Deposits. London : 488.
- Sylvester, J., (1994).** Archean granite plutons. In : Archean Crustal Evolution (ed. Condie, K. L.), 261-314. *Elsevier. Amsterdam*.
- Streckeisen, (1976).** To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev ; 12 : 1-33*.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M., (1980).** The composition and evolution of the continental crust : rare earth element. Evidence from sedimentary rock. *Phil. Trans.r. Sco., Lond., 301 : 381-389*.
- Vialette, Y., Vitel, G., 1981.** Geochronological data on the Amsinassène-Tefedest block (Central Hoggar) and evidence for its polycyclic evolution. *Precambrian Res.,9, 241-254*
- Weber, C., Pichavant, M. et Barbey, P. (1985) :** La cordiérite dans le domaine anatectique du Velay (Massif central français) : un marqueur de l'anatexie, du magmatisme et de l'hydrothermalisme. *C.R.Acad. Sci. Paris*, t. 301 Sér. II, 303-308.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., & Chappell, B.W., (1987).** A-type granites; geochemical characteristics, discrimination and pétrogenesis. *Contrib.. Mineral. Petro. 87,319-327*
- Whalen, J. B., (1985).** Geochemistry of an Island-arc plutonic suite: the Uasulu-Yau intrusive complex, *New Britain. J. Petro., 26, 603-632*.
- Wall, V.J., Clemens, J.D. and Clake, D.B. , (1987) :** Models for granitoids evolution and source compositions. *Jour. Geol., 95 : 731-749*.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., (1983).** Granitoid types and their distribution in the Lochian Fold Belt. Southeastern Australia. *Geol. Soc. Am. Mem., vol. 159, pp. 21-34*.
- White, A.J.R., Chappell, B.W., (1977).** Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics, 43, 7-22*.
- Zhao, Z. H., Masuda, A., Sahabani, M. B., (1993).** REE tetrad effects' in rare-metal granites. *Chin. J. Geochem. 12, 206-219*.

## **LISTE DES FIGURES**

<b>Figure1</b> : Carte des terranes du bouclier Touareg d'après Black et al., 1994.....	4
<b>Figure2</b> : Les granites pan-africains tardifs du bouclier Touareg (d'après Cheilletz et al., 1992). Les âges sont indiqués par les chiffres en Ma et obtenus par isochrone Rb-Sr sur roches totales à l'exception de Z (U-Pb sur zircon), Min (isochrone Rb-Sr sur minéraux) et Ar ( <sup>40</sup> Ar- <sup>39</sup> Ar sur micas). Les données sont de Abdallah et al., 2008, Allègre et Caby, 1972 ; Azzouni-sekkal et al., 2003 ; Bertrand et al., 1978 ; Boissonnas et al., [1969, 1970], Brown et al., 1989; Fezaa et al., 2010 ; Karche et Vachette, 1978 ; Latouche et Vidal, 1974; Liégeois et al., 1983 ; Liégeois and Black, 1987 ; Vialette et Vitel, 1981 ; Cheilletz et al., 1992 ; Paquette et al., 1998 ; ) .....	5
<b>Figure 3</b> : Schéma géologique et structural du pluton d'In-Tounine (d'après Boissonnas 1973. Modifié).....	8
<b>Figure 4</b> : La boutonnière d'In-Tounine et ses environs (Boissonnas 1973).....	12
<b>Figure 5</b> : Photos montrant l'aspect à l'affleurement et microscopique de quelques roches du massif d'In Tounine.....	17
<b>Figure 6</b> : Photos montrant l'aspect à l'affleurement et microscopique de quelques roches du mass d'In Tounine.....	19
<b>Figure7</b> : Photos montrant l'aspect à l'affleurement et microscopique des roches associées au granites du massif d'in Tounine.....	25
<b>Figure 8</b> : Projection des feldspaths des granitoïdes du pluton d'In-Tounine dans le diagramme.....	28
<b>Figure 9</b> : Diagramme (FeO+MnO-10*TiO <sub>2</sub> -MgO) permettant de distinguer les biotites primaires des biotites secondaires (Nachit, 1986).....	30
<b>Figure 10</b> : Compositions des biotites des granitoïdes d'In-Tounine dans le diagramme Mg-Al-Fe (Rock 1991).....	30
<b>Figure 11</b> : Diagramme de concordia U-Pb des zircons du granite à cordiérite d'In Tounine.....	39
<b>Figure 12</b> : Diagramme ( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) vs ( <sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr) dans lequel est représentée une droite Isochrone dont la pente (e <sup>λt</sup> -1) est fonction de l'âge du système.....	40
<b>Figure13</b> : Diagramme Sr/Sr vs Rb/Sr des roches du pluton granitique d'In Tounine.....	42

<b>Figure 14:</b> diagramme $100 \cdot K_2O / (K_2O + Na_2O)$ dans le quel sont représentées les roches de l'In-Tounine.....	46
<b>Figure 15:</b> Diagramme normatif Q'ANOR dans lequel sont projetées les différentes roches du pluton d'In-Tounine.....	48
<b>Figure 16 :</b> Diagramme A/NK- A/CNK. (Shand 1927).....	49
<b>Figure.17 :</b> Diagramme I.A vs $SiO_2$ (Liégeois et al,1998).....	49
<b>Figure 18:</b> Projection des roches du pluton d'In-Tounine dans le diagramme d'Ewart (1976) ( $K_2O$ % vs $SiO_2$ %).....	50
<b>Figure 19 :</b> Projection des roches d'In-Tounine dans le diagramme de MALI (Frost, et al., 2001) .....	50
<b>Figure 20 :</b> Projection des roches d'In-Tounine dans le diagramme de sylvester (1994).....	51
<b>Figure21 :</b> la projection des roches du pluton d'In Tounine dans le diagramme Th/U Vs La/Th.....	54
<b>Figure 22 :</b> Diagrammes des éléments traces Vs $SiO_2$ des roches du pluton d d'in Tounine.....	55
<b>Figure 23:</b> Spectre multiéléments normés aux MORB des différents faciès et roches associées aux granites du pluton d'In-Tounine.....	57
<b>Figure 24:</b> diagrammes des spectres des terres rares des différents faciès granitiques et roches du pluton d'In-Tounine.....	59
<b>Figure 25:</b> diagramme NYTS dans le quel sont projetées les roches du pluton d'In-Tounine.....	61
<b>Figure 26 :</b> Diagramme La/Yb vs Eu/Yb dans lequel sont reportés les différents faciès du massif granitique de l'In Tounine.....	62
<b>Figure 27 :</b> Diagramme Ce/Yb vs Ce dans lequel sont reportés les différents faciès pétrographiques du massif granitique de l'In Tounine.....	63
<b>Figure 28 :</b> Diagramme Th/Yb vs Ta/Yb (Pearce, 1983) : <b>S</b> : contamination à la source, <b>C</b> : contamination crustale, <b>W</b> : manteau pénéprimordial, <b>F</b> : cristallisation fractionnée....	63
<b>Figure 29:</b> Diagramme géotectonique discriminant d'après Pearce (1984 et 1996) des roches du pluton d'In Tounine.....	66
<b>Figure 30:</b> la Projection des granites d'In Tounine dans le diagramme $\delta^{18}O(Qz)$ $\delta^{18}O$ (RT) dans lequel sont représentées les limites de déséquilibre $\delta(Qz)$ $\delta$ (RT).....	69
<b>Figure31 :</b> Gammes des compositions isotopiques de l'oxygène des différents granitoïdes appartenant aux terranes de Hoggar central.....	70

**Figure32** : Diagramme  $\epsilon_{Nd}$  vs  $T_{DM}$  dans lequel sont projetés les échantillons du massif de l'In Tounine et de quelques massifs appartenant au métacraton LATEA.....73

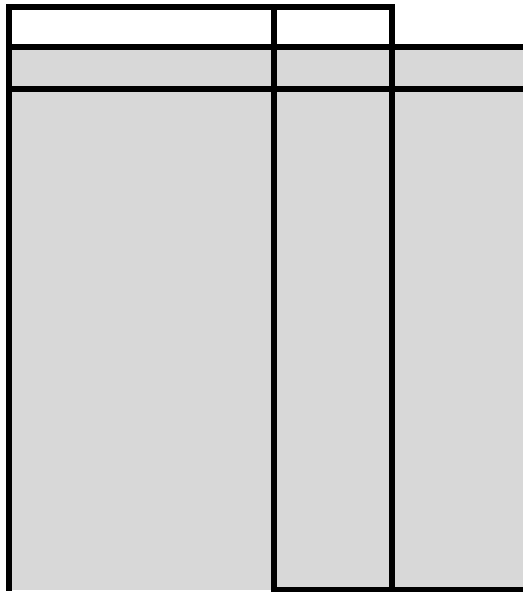
## *Liste des tableaux*

<b>Tableau 1:</b> compositions chimiques des feldspaths potassiques appartenant à quelques granites de l'In-Tounine.....	<b>25</b>
<b>Tableau 2:</b> Compositions chimiques moyennes des plagioclases appartenant à quelques granites du pluton d'In-Tounine. ....	<b>28</b>
<b>Tableau 4:</b> Compositions chimiques moyennes des biotites de quelques granites du pluton d'In-Tounine.....	<b>29</b>
<b>Tableau 5:</b> Composition chimique moyenne des cordiérites appartenant aux granites de l'In-Tounine.....	<b>31</b>
<b>Tableau 6:</b> données U/Pb des zircons du granite à cordiérites (It-08) du pluton d'In Tounine.....	<b>45</b>
<b>Tableau 7 :</b> Composition isotopique Rb-Sr des roches appartenant au granite d'In .Tounine.....	<b>46</b>
<b>Tableau 08:</b> Compositions isotopiques de l'oxygène (‰) de quelques échantillons d'In Tounine.....	<b>68</b>
<b>Tableau 9 :</b> Composition isotopique Sm-Nd des roches appartenant au granite d'In Tounine.....	<b>7</b>



Sample	Granite albitique						Granite à Crd				Le filon	Le xénolite	
	iT-01	iT-03	iT-11	iT-16	iT-17	iT-29	iT-34	iT-42	iT-08	iT-09	iT-21	it-04	iT-14
Analysis													
SiO2	74,19	75,51	74,68	76,38	75,91	76,08	75,86	76,32	72,24	72,93	72,08	45,99	73,55
TiO2	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,24	0,24	0,24	2,44	0,20
Al2O3	13,94	13,03	13,45	13,57	13,49	12,91	12,76	13,67	14,02	14,18	13,85	15,60	13,53
Fe2O3t	0,89	1,41	1,48	0,89	1,04	1,03	1,41	1,08	2,09	2,51	2,28	12,72	1,35
MnO	0,04	0,02	0,04	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,21	0,02
MgO	0,01	0,03	0,04	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,32	0,32	0,32	6,00	0,25
CaO	0,35	0,62	0,60	0,40	0,57	0,35	0,57	0,42	0,82	0,93	0,99	8,34	0,89
Na2O	4,00	3,60	3,34	4,03	3,75	4,27	3,70	4,75	2,95	3,05	2,96	3,38	3,02
K2O	4,57	4,81	3,91	4,33	4,50	4,92	4,65	3,59	5,80	5,79	5,67	0,83	6,52
P2O5	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,15	0,17	0,16	0,54	0,05
Loss	0,60	0,57	1,25	0,79	0,96	0,67	0,86	0,50	0,77	0,67	0,73	2,62	0,74
<b>Total</b>	<b>98,61</b>	<b>99,64</b>	<b>98,81</b>	<b>100,46</b>	<b>100,32</b>	<b>100,29</b>	<b>99,90</b>	<b>100,38</b>	<b>99,43</b>	<b>100,82</b>	<b>99,30</b>	<b>98,65</b>	<b>100,10</b>
SiO2	76,38	77,31	77,73	77,32	77,21	77,17	77,70	77,24	74,80	74,69	74,86	55,19	75,03
TiO2	0,01	0,04	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,01	0,24	0,25	0,25	2,92	0,20
Al2O3	14,35	13,34	14,00	13,73	13,72	13,09	13,07	13,83	14,52	14,52	14,38	18,72	13,80
Fe2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,04	0,02	0,05	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,25	0,02
MgO	0,01	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,03	0,02	0,33	0,33	0,33	7,20	0,26
CaO	0,36	0,64	0,63	0,40	0,58	0,36	0,59	0,43	0,85	0,95	1,02	10,01	0,91
Na2O	4,12	3,68	3,47	4,08	3,82	4,33	3,79	4,81	3,06	3,12	3,07	4,05	3,08
K2O	4,71	4,93	4,07	4,39	4,57	4,99	4,76	3,64	6,01	5,93	5,89	1,00	6,66
P2O5	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,15	0,17	0,16	0,65	0,05
Total	100	100	100	100,00	100,00	100,00	100	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
cations													
Si	1,23	1,26	1,24	1,27	1,26	1,27	1,26	1,27	1,20	1,21	1,20	0,77	1,22
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
Al	0,27	0,26	0,26	0,27	0,26	0,25	0,25	0,27	0,28	0,28	0,27	0,31	0,27
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,15	0,01
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,15	0,02
Na	0,13	0,12	0,11	0,13	0,12	0,14	0,12	0,15	0,10	0,10	0,10	0,11	0,10
K	0,10	0,10	0,08	0,09	0,10	0,10	0,10	0,08	0,12	0,12	0,12	0,02	0,14
P	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	1,74	1,74	1,71	1,77	1,76	1,77	1,74	1,78	1,72	1,74	1,72	1,54	1,75
A/CNK	1,15	1,06	1,24	1,13	1,12	0,99	1,05	1,10	1,11	1,09	1,08	0,72	0,99
A/NK	1,21	1,17	1,38	1,20	1,22	1,04	1,15	1,17	1,26	1,26	1,26	2,42	1,12
K/N	1,14	1,34	1,17	1,08	1,20	1,15	1,25	0,76	1,97	1,90	1,92	0,25	2,16

Compositions chimiques en éléments majeurs des granitoïdes du pluton  
d'In-Tounine



N°Ec	Granite grossier			Granite inter		Granite fin			Granite moyen			Xénolite		Filon
	iT-20	iT-22	iT-38	iT-05	iT-06	iT-10	iT-12	iT-23	iT-18	iT-24	iT-26	iT-28	iT-14	iT-04
Rb	360,17	484,78	518,64	421,65	389,88	342,09	325,88	398,09	385,99	390,56	455,58	515,78	152,82	35,72
Sr	60,62	35,52	23,3	45,58	58,25	77,68	68,42	61,22	52,61	76,06	38,9	48,77	286,61	479,65
Y	76,68	95,93	118,41	60	57,69	54,85	52,78	38,97	62,01	82,69	73,23	101,3	9,77	37,14
Zr	290,06	175,34	194,58	174,36	222,61	234,22	218,84	160,69	193,99	275,94	151,65	182,36	174,15	228,9
V	9,01	11,17	7,18	10,18	9,6	11,06	12,16	8,96	11,11	9,39	8,41	8,89	17,38	150,51
Ba	463,05	202,73	111,28	297,72	380,5	502,9	367,01	314,57	351,61	529,61	273,86	268,63	1635,3	393,1
Yb	7,38	9,13	9,14	6,25	5,66	5,32	5,01	3,68	6,5	6,98	6,94	8,4	1,13	3,48
Hf	9,73	6,33	7,6	6,4	7,74	7,66	7,68	5,5	7,2	8,35	5,76	6,81	5,18	5,95
Ta	2,34	3,42	2,98	3	2,92	2,73	2,93	2,72	2,66	2,36	2,37	2,97	1,02	1
Nb	19,74	17,44	37,1	17,59	20,13	22,39	22,02	19,18	17,54	22,16	20,67	24,56	8,89	14,28
Pb	41,55	46,27	52,56	36,4	40,68	33,25	40,92	40,08	39,05	37,02	42,47	45,53	23,36	12,06
Th	88,4	64,02	49,29	57,98	64,06	58,91	68,94	44,25	55,79	51,18	42,25	46,67	13,73	2,61
U	11,14	13,19	6,26	9,46	8,56	7,31	9,84	5,75	9,44	6,47	7,33	7,49	2,84	0,5
La	348,48	152,75	152,77	177,73	205,85	249,99	289,82	138,27	185,52	253,9	121,61	117,29	125,47	65,92
Ce	272,04	118,29	128,27	147,75	166,3	199,39	227,67	114,87	152,74	198,65	102,71	99,16	88,9	60,76
Nd	154,02	69,93	79,91	84,87	95,98	112,92	130,65	64,81	89,43	114,05	59,85	60,95	38,96	45,09
Sm	84,22	50,24	62,28	53,67	56,84	65,64	74,76	39,26	54,24	68,54	43,81	46,55	18,75	32,4
Eu	13,16	6,16	5,27	8,86	9,9	13,43	11,43	7,01	9,41	12,94	6,26	6,5	12,84	28,07
Gd	54,45	38,33	50,48	35,93	37,25	42,83	47,22	24,9	36,52	48,16	33,87	37,64	10,09	24,15
Dy	35,93	35,91	45,28	27,89	26,21	28,27	28,81	16,81	28,33	36,17	32,15	36,17	4,99	18,73
Er	31,64	35,21	41	25,18	22,82	23,69	23,13	14,67	26,22	30,68	29,52	34,6	4,62	16,02
Yb	29,75	36,81	36,85	25,22	22,81	21,46	20,22	14,82	26,19	28,13	27,97	33,88	4,56	14,02
Lu	27,22	34,78	34,45	23,33	21,39	19,83	18,71	14,35	24,29	25,95	26,39	30,98	4,48	13,19
(La/Yb)N	11,71	4,15	4,15	7,05	9,02	11,65	14,34	9,33	7,08	9,03	4,35	3,46	27,53	4,7
Sum REE	1050,91	578,4	636,57	610,44	665,35	777,45	872,43	449,78	632,89	817,19	484,14	503,73	313,65	318,35

Compositions chimiques en éléments traces des granitoïdes du pluton  
d'In-Tounine

	Echan	Qtz	Or	Ab	An	Cor	Magn	Hem	Di-Ca	Di-Mg	Hyp-Mg	Ap	Illm
Granite grossier	it-20	33,57	31,94	23,75	5,77	0	0	2,96	0,04	0,03	0,54	0,22	0,09
	iT-38	31,43	35,49	26,79	3,23	0	0	1,65	0,04	0,04	0,09	0	0,04
	iT-22	36,14	30,28	27,81	2,32	0	0	2,08	0,67	0,57	-0,32	0,13	0,06
Granite moyen	iT-18	35,98	31,23	23,66	4,3	0,56	0	2,24	0	0	0,38	0,15	0,09
	iT-24	32,04	33,12	24,51	5,11	0,67	0	3,02	0	0	0,73	0,24	0,11
	iT-26	33,36	35,37	26,12	3,01	0,45	0	1,65	0	0	0,2	0,04	0,04
	iT-28	33,13	33,6	27,3	3,56	0,25	0	1,8	0	0	0,2	0,04	0,06
Granite intermediaire	iT-5	36,04	31,76	23,75	4,61	0,55	0	2,31	0	0	0,43	0,13	0,09
	iT-6	33,75	32,83	23,58	4,98	0,25	0	2,62	0	0	0,55	0,2	0,09
Granite fin	iT-10	32,8	33,42	5,62	5,62	0,56	0	2,94	0	0	0,65	0,22	0,09
	iT-12	33,33	32,59	5,11	5,11	0,78	0	2,81	0	0	0,65	0,24	0,09
	iT-23	32,13	32,41	3,96	3,96	1,34	0	2,22	0	0	0,63	0,26	0,06
	iT-29	31,73	29,1	36,09	1,49	0	0,01	1,02	0	0,09	-0,06	0	0,04
Granite albitique	iT-17	35,66	26,62	31,69	2,77	1,42	0,07	0,99	0	0	0,08	0,02	0,04
	iT-16	35,54	25,61	34,06	1,93	1,53	0,13	0,8	0	0	0,05	0,02	0,02
	iT-13	34,16	27,27	32,62	2,92	1,21		1,01	0	0	0,13	0,02	0,04
	iT-11	38,99	23,13	28,23	2,92	2,64	0,1	1,41	0	0	0,1	0,02	0,02
	iT-03	34,81	28,45	30,43	3,08	0,76	0	1,41	0	0	0,08	0	0,04
	iT-01	32,72	27,03	33,81	1,68	1,78	0,1	0,82	0	0	0,03	0,02	0,02
	iT-42	34,06	21,23	40,15	2,09	1,19	0,07	1,03	0	0	0,05	0	0,02
	iT-34	35,3	27,5	31,27	2,83	0,59	0	1,41	0	0	0,08	0	0,04
iT-41	44,6	26,62	23,07	1,84	0,79	0	1,27	0	0	0,1	0	0,06	
Granite à cordiérite	iT-08	31,04	34,31	24,93	3,19	1,7	0	2,09	0	0	0,8	0,33	0,06
	iT-09	31	34,25	25,78	3,62	1,55	0	2,51	0	0	0,8	0,37	0,06
	iT-21	30,98	33,54	25,02	3,97	1,37	0	2,28	0	0	0,8	0,35	0
Le filon	iT-04	0,56	4,91	28,57	24,91	0	0	12,7	5,56	4,79	10,21	1,18	0,45
Le xénolite	iT-14	28,9	38,57	25,52	4,05	0	0	1,35	0,03	0,03	0,6	0,11	0,04

Calculs de Norme CPIW des roches du massif d'In Tounine

N°Ec	Granite grossier			Granite inter		Granite fin			Granite moyen			Xénolite		Filon
	iT-20	iT-22	iT-38	iT-05	iT-06	iT-10	iT-12	iT-23	iT-18	iT-24	iT-26	iT-28	iT-14	iT-04
Rb	360,17	484,78	518,64	421,65	389,88	342,09	325,88	398,09	385,99	390,56	455,58	515,78	152,82	35,72
Sr	60,62	35,52	23,3	45,58	58,25	77,68	68,42	61,22	52,61	76,06	38,9	48,77	286,61	479,65
Y	76,68	95,93	118,41	60	57,69	54,85	52,78	38,97	62,01	82,69	73,23	101,3	9,77	37,14
Zr	290,06	175,34	194,58	174,36	222,61	234,22	218,84	160,69	193,99	275,94	151,65	182,36	174,15	228,9
V	9,01	11,17	7,18	10,18	9,6	11,06	12,16	8,96	11,11	9,39	8,41	8,89	17,38	150,51
Ba	463,05	202,73	111,28	297,72	380,5	502,9	367,01	314,57	351,61	529,61	273,86	268,63	1635,3	393,1
Yb	7,38	9,13	9,14	6,25	5,66	5,32	5,01	3,68	6,5	6,98	6,94	8,4	1,13	3,48
Hf	9,73	6,33	7,6	6,4	7,74	7,66	7,68	5,5	7,2	8,35	5,76	6,81	5,18	5,95
Ta	2,34	3,42	2,98	3	2,92	2,73	2,93	2,72	2,66	2,36	2,37	2,97	1,02	1
Nb	19,74	17,44	37,1	17,59	20,13	22,39	22,02	19,18	17,54	22,16	20,67	24,56	8,89	14,28
Pb	41,55	46,27	52,56	36,4	40,68	33,25	40,92	40,08	39,05	37,02	42,47	45,53	23,36	12,06
Th	88,4	64,02	49,29	57,98	64,06	58,91	68,94	44,25	55,79	51,18	42,25	46,67	13,73	2,61
U	11,14	13,19	6,26	9,46	8,56	7,31	9,84	5,75	9,44	6,47	7,33	7,49	2,84	0,5
La	348,48	152,75	152,77	177,73	205,85	249,99	289,82	138,27	185,52	253,9	121,61	117,29	125,47	65,92
Ce	272,04	118,29	128,27	147,75	166,3	199,39	227,67	114,87	152,74	198,65	102,71	99,16	88,9	60,76
Nd	154,02	69,93	79,91	84,87	95,98	112,92	130,65	64,81	89,43	114,05	59,85	60,95	38,96	45,09
Sm	84,22	50,24	62,28	53,67	56,84	65,64	74,76	39,26	54,24	68,54	43,81	46,55	18,75	32,4
Eu	13,16	6,16	5,27	8,86	9,9	13,43	11,43	7,01	9,41	12,94	6,26	6,5	12,84	28,07
Gd	54,45	38,33	50,48	35,93	37,25	42,83	47,22	24,9	36,52	48,16	33,87	37,64	10,09	24,15
Dy	35,93	35,91	45,28	27,89	26,21	28,27	28,81	16,81	28,33	36,17	32,15	36,17	4,99	18,73
Er	31,64	35,21	41	25,18	22,82	23,69	23,13	14,67	26,22	30,68	29,52	34,6	4,62	16,02
Yb	29,75	36,81	36,85	25,22	22,81	21,46	20,22	14,82	26,19	28,13	27,97	33,88	4,56	14,02
Lu	27,22	34,78	34,45	23,33	21,39	19,83	18,71	14,35	24,29	25,95	26,39	30,98	4,48	13,19
(La/Yb)N	11,71	4,15	4,15	7,05	9,02	11,65	14,34	9,33	7,08	9,03	4,35	3,46	27,53	4,7
Sum REE	1050,91	578,4	636,57	610,44	665,35	777,45	872,43	449,78	632,89	817,19	484,14	503,73	313,65	318,35

Compositions chimiques en éléments traces des granitoïdes du pluton  
d'In-Tounine

N°Ech	Granite					albitique					Granite à		à	Crd
	iT-01	iT-02	iT-03	iT-11	iT-13	iT-16	iT-17	iT-29	iT-34	iT-41	iT-42	iT-08	iT-09	iT-21
Rb	1175	1080,9	689,4	791,18	856	949,77	844,17	904,14	715,28	758,43	925,79	387,64	372,6	373,43
Sr	4,38	0,733	5,64	8,071	3,53	0,19	2,93	1,01	3,12	8,03	1,42	68,76	64	65,64
Y	67,94	32,9	124,7	98,5	85,54	130,87	80,54	72,35	163,55	99,83	56,76	15,91	20,63	19,3
Zr	77,82	47,39	95,61	113,29	105,3	118,04	87,07	63,76	112,53	113,57	81,67	150,35	162,06	157,71
V	1,45	4,95	6,05	4,62	4,41	4,93	4,24	6,2	5,84	7,48	6,04	11,26	17,67	13,19
Ba	23,94	16	12,21	10,62	9,65	0,19	8,9	3,44	6,53	24,23	4,61	284,42	303,78	297,89
Yb	16,73	10,76	15,44	21,54	16,1	25,05	15,33	13,02	16,13	9,33	14,35	1,28	1,71	1,64
Hf	6,93	5,52	6,77	8,96	7,96	10,42	7,67	5,71	7,05	6,01	8,86	4,69	5,24	4,97
Ta	21,81	21,36	7,61	10,66	11,82	14	13,68	7,69	6,61	7,33	17,44	1,87	2,05	1,88
Nb	40,25	62,58	33,34	27,33	29,18	42,27	29,06	30,52	41,77	36,93	45,23	19,27	25,47	18,58
Pb	29,25	17,5	25,76	27,72	41,29	77,53	39,26	98,6	87,66	32,18	48,7	34,76	36,06	34,01
Th	24,42	18,11	59,46	38,01	36,11	39,27	34,63	17,08	48,01	40,1	21,08	43,39	47,06	46,55
U	6,56	8,3	8,35	15,22	11,04	17,75	10,99	12,19	9,06	6,67	9,45	4,25	5,68	4,66
La	43,78	25,97	69,7	33,65	27,73	36,42	24,1	29,42	49,46	45,59	25,13	142,81	161,76	158,02
Ce	53,55	33,39	66,03	37,39	36,2	54,08	30,73	33,03	50,99	45,6	25,78	122,78	137,22	130,47
Nd	30,22	14,86	47,53	34,59	25,96	33,92	22,14	23,33	35,06	26,07	16,43	71,04	79,43	74,23
Sm	36,92	18,49	52,77	46,94	34,62	45,51	29,13	31,23	39,76	25,56	21,05	41,49	46,05	43,23
Eu	0,11	0,11	0,96	1,01	1,15	0,61	1,02	0,74	1,12	1,58	0,78	6,56	6,98	7,05
Gd	26,03	13,19	45,15	35,67	27,13	39,93	23,15	25,68	38,71	22,56	14,9	22,05	25,14	23,66
Dy	38,83	25,04	56,57	46,81	36,46	61,4	32,82	34,22	49,81	28,52	22,16	8,92	11,46	10,74
Er	43,77	28,96	58,41	56,62	43,39	73,83	39,97	32,51	54,77	32,4	29,45	6,1	8,47	7,52
Yb	67,47	43,41	62,28	86,87	64,91	101	61,83	52,48	65,03	37,63	57,88	5,18	6,88	6,63
Lu	63,51	40,75	56,33	83,25	63,12	96,33	60,34	51,98	61,8	35,85	57	4,48	6,57	6,35
(La/Yb)N	0,65	0,6	1,12	0,39	0,43	0,36	0,39	0,56	0,76	1,21	0,43	27,58	23,52	23,85
Sum REE	404,2	244,16	515,7	462,81	360,7	543,04	325,24	314,62	446,51	301,36	270,55	431,41	489,97	467,9

Compositions chimiques en éléments traces des granitoïdes du pluton  
d'In-Tounine