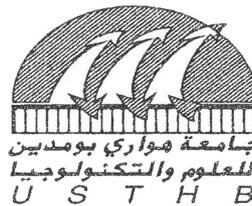


N° d'ordre : 11/2008-E /S.T

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE DES SCIENCES ET DE LA TECHNOLOGIE
HOUARI BOUMEDIENE

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE ET DE
L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE



THESE

Présentée pour l'obtention du diplôme de DOCTORAT D'ETAT

En : SCIENCES DE LA TERRE

Spécialité : Pétrologie-Structurologie

Par

Khaled LOUMI

THEME

**ETUDE STRUCTURALE DES SERIES EBURNEENNES ET DES
GRANITES DE LA REGION DE TIDJENOINE ET DE TIN
BEGGANE (HOGGAR CENTRAL-ALGERIE):**

L'EXTENSION PANAFRICAINNE

Soutenue publiquement le 14/12/2008 devant le jury composé de :

**A.OUABADI
Y.MAHDJOUB
H.HADDOUM
D.BELHAI
K.OUZEGANE
R.LAOUER**

**Professeur (USTHB)
Professeur (USTHB)
Professeur (USTHB)
Professeur (USTHB)
Professeur (USTHB)
Professeur (Annaba)**

**Président
Directrice de thèse
Examineur
Examineur
Examineur
Examineur**

A la mémoire de Rachid GANI

REMERCIEMENTS

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé à réaliser cette thèse depuis les missions de terrain jusqu'aux analyses chimiques en passant par les lames minces.

Je remercie les membres du jury d'avoir accepté de me lire et de juger cette contribution à la connaissance du Hoggar et en particulier le Professeur Laouer qui vient de si loin.

Je remercie le Professeur Yamina Mahdjoub pour son incommensurable aide à la réalisation de cette thèse. Elle ne m'a jamais pressé me laissant aller à mon rythme mais me rappelant toujours sa disponibilité. A chaque rencontre elle me remettait un lot d'articles traitant du Hoggar ou de l'extension panafricaine ou ailleurs dans le monde.

Mais quand j'ai décidé de ne plus attendre indéfiniment une hypothétique mission de terrain elle était là à m'encourager pour finaliser cette thèse qui était prête en 2001. A partir de ce moment là j'ai retrouvé sa rigueur, sa clairvoyance, sa compétence dans le domaine de la géologie structurale mais aussi ses valeurs humaines, sa gentillesse, sa générosité, sa simplicité. MERCI.

Mon épouse Malika a su trouver le moment entre ses obligations professionnelles et familiales pour assurer la frappe au fur et à mesure de la rédaction m'obligeant ainsi à ne pas faire de pause. Merci petit.

Je dirai aussi merci à mes deux garçons Aghiles et Ales pour avoir réglé tous les problèmes d'informatique qui étaient fort nombreux.

Je ne saurais terminer cette page de remerciements sans rappeler les valeurs morales que m'ont inculquées mes parents et tout particulièrement mon père, ce vieil instituteur des années quarante qui m'a fait aimer le métier d'enseignant et découvrir l'art de la pédagogie. C'est peut être pour cela que je me suis toujours considéré comme enseignant chercheur et non pas comme chercheur enseignant.

PROBLEMATIQUE

PROBLEMATIQUE ET MOYENS UTILISES

PROBLEMATIQUE

La région de Tidjenouine a été étudiée par Bertrand et al. (1986) et avaient relevé les grands ensembles. Ils avaient défini une unité inférieure éburnéenne composée d'un PR1 et PR2 recoupée par des granites et d'une unité supérieure d'âge panafricain composée de gneiss fortement foliés et portant une linéation. Ils décrivent une zone mylonitique avec un mouvement vers le NE interprétée comme un ancien plan de chevauchement panafricain rebasculé vers le nord, le granite de Tin Amzi étant impliqué dans la zone mylonitique.

L'étude qui m'avait été proposée au départ consistait à :

- 1-préciser la nature de la limite PR1-PR2 dans l'unité inférieure.
- 2-analyser la déformation des roches éburnéennes de Tidjenouine et Tin Beggane.
- 3-étudier les granites panafricains de la région de Tidjenouine et Tin Beggane.

Cette étude structurale devait permettre de mieux comprendre les cheminements P-T des roches granulitiques et de là de mieux cerner l'éburnéen dans cette partie du Hoggar.

Dés la première mission j'ai réorienté mes investigations car il fallait un repère structural pour caler la déformation. Aussi j'ai entrepris une comparaison des déformations ductiles et fragiles présentes à Tidjenouine dans les roches granulitiques et celles présentes dans l'unité supérieure. Les granites étant de bons marqueurs de la déformation j'ai entrepris l'étude pétrographique et géochimique des granitoïdes constituant le complexe plutonique de Tin Amzi.

A partir de là nous avons essayé mon nouveau directeur de thèse et moi-même de retrouver une logique dans l'évolution de la région.

Pour cela nous avons organisé le travail comme suit :

- un aperçu sur la géologie du Hoggar pour situer le cadre géologique de la région d'étude.

-une étude pétrographique et géochimique des granitoïdes de Tin Amzi pour définir les conditions de mise en place.

-une étude pétrographique des roches granulitiques (unité inférieure) et des roches panafricaines (unité supérieure) pour déterminer les paragenèses et donc les conditions de déformation.

-une étude pétrographique des mylonites pour définir les conditions de température de la déformation.

-un recueil des connaissances sur l'extension pour faciliter la compréhension de nos conclusions.

- la déformation dans les unités inférieure et supérieure, dans les granites de Tin Amzi, de l'Anfeg et de l'Amsel.

-Interprétation et conclusion générale.

MOYENS UTILISES

-Le terrain :

-deux missions de terrain de 15 jours chacune, la première s'est déroulée du 19/01/91 au 04/01/91 et la deuxième du 15/03/97 au 31/03/97 soit six années entre la première et la deuxième mission.

-j'ai été invité par mes collègues de l'IST lors des camps de terrain pour les étudiants de magister (du 05/10/98 au 10/05/98) qui m'ont permis de revisiter mes affleurements et de garder en mémoire mes observations car ça a été la chose la plus difficile à faire.

-afin de m'imprégner des problèmes de la géologie du Hoggar j'ai accompagné mes collègues de géologie minière sur les granites Taourirt (1993). Cette mission m'a permis également de visiter la partie septentrionale du granite de l'Anfeg, le granite de Tiferkit et d'y prélever des échantillons.

-Les plaques minces :

Nous avons confectionné 300 en usant de tous les canaux y compris l'aide d'anciens élèves.

-Les analyses chimiques :

Les analyses des éléments majeurs ont été réalisées au laboratoire de Nancy dans le cadre d'un mémoire d'ingénieur, d'autres ont été réalisées au laboratoire de la compagnie pétrolière sonatrach qui se sont avérées plus précises que les premières.

-Les analyses à la microsonde :

De jeunes thésards m'ont réalisé ces analyses en prenant de leur temps et de leur quota d'analyse.

-Les terres rares :

Trois échantillons ont été analysés également par de jeunes chercheurs.

SOMMAIRE

CHAPITRE I : LE HOGGAR

I-Le Hoggar Central

I-1-La zone de l'Aleksod

I-2-La zone Tefedest Atakor

I-3-Les Gour Oumellallen

II-Le concept de Terrane

III-Situation et cadre géologique de la région de Tidjenouine-Tin Amzi

CHAPITRE II : LE MAGMATISME

I-Le granite de l'Anfeg

II-Le granite de l'Amsel

III-Le granite de Tin Amzi

III-1-Présentation de l'article.

III-2-L'article

I-Introduction

II- Cadre géologique

III- Pétrographie et minéralogie

III-1- Le faciès à biotite seule

III-2 Faciès à amphibole-biotite

III-3 Les dykes

III-4 Les enclaves

IV-minéralogie

V-Geochemie

VI-Contexte géochimique

VII- Conclusion et discussion

IV- Conclusion au magmatisme

CHAPITRE III : PETROLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES

I-L'unité inférieure

I-1-Les gneiss migmatitiques

I-2-Les métapélites

I-3-Les marbres

I-4-Les quartzites

I-5-Les metabasites

II- L'Unité supérieure

II-1-Les gneiss

II-1-1-Les gneiss migmatitiques

II-1-2- Les gneiss ocellés

II-2-Les marbres

II-3-Les quartzites

II-4-Les amphibolites

II-5-Les migmatites

III-Conclusion

CHAPITRE IV : LA CEINTURE MYLONITIQUE

I-Le granite de Tin Amzi

II-Les roches de l'unité supérieure

II- 1- Les gneiss ocellés

II-2- Les amphibolites

III-Les métapélites sommitales

IV-Les quartzites

V-Conclusion

CHAPITRE V : EXTENSION ET EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES

I- Les conditions d'exhumation des roches métamorphiques

I-1- L'extension syn-orogénique

I-2- L'extension post-orogénique

I-3-La coexistence des extensions syn et post-orogéniques

II- LES MECANISMES DE L'EXHUMATION

II-1-L'érosion

- II-2-Les zones de cisaillement extensives
- III-Les dômes métamorphiques extensifs
 - III-1- Structures des dômes métamorphiques extensifs associés à une faille de détachement
 - III-2-Les premiers critères à chercher
 - III-3- Les zones de détachement
 - III-4-Le magmatisme
 - III-5-Structure interne des dômes métamorphiques à l'échelle crustale
 - III-6-Conclusion
- IV- Les moyens pour contraindre l'exhumation
 - IV-1- Les chemins P-T
 - IV-2-Les datations radiométriques
 - IV-3-Les bassins sédimentaires

CHAPITRE VI : LA DEFORMATION

I- LES MARQUEURS DE LA DEFORMATION.RAPPELS.

- I.1 L'ellipsoïde de la déformation finie
- I.2 Le cisaillement
- I.3 La déformation finie
- I.4 Les plis
- II-Le plissement régional
 - II-1-Les plis dans les granulites
 - II-2-Le pli d'Ilassène
 - II-3-Dans l'unité supérieure
 - II-4-Conclusion
- III- Analyse géométrique de la déformation
 - III-1-Dans l'unité inférieure
 - III- 1-1-La foliation
 - III-1-2-La linéation
 - III-1-3-Les plis
 - III-1-4-Le boudinage
 - III-2-Dans l'unité supérieure

III-2-1-La foliation

III-2-2-La linéation

III-2-3- Les plis

III-2-4-Le boudinage

III-3-Dans le granite de Tin Amzi

III-4-Les cartes

III-4-1 -La carte des foliations

III-4-2-La carte des linéations

III-4-3-Conclusion

IV- Les critères de cisaillement

A-A l'affleurement

IV-1 Dans l'unité inférieure

IV-1-1-Les plans de cisaillement ductiles

IV-1-2-Les plans de cisaillement fragiles

IV-1-3-Les porphyroclastes

IV-1-4-Les plis

IV-2- Dans l'unité supérieure

IV-3- Dans le granite de Tin Amzi

IV-4- Dans le granite de l'Anfeg

IV-5- Dans le granite d'Amsel et son encaissant

B- Les plans de cisaillement au microscope

V- Les migmatites

V-1-Classification

V-2- Description des migmatites à l'affleurement

V-3-Les générations de migmatites

VI- Les accidents

VI-1- Les familles de direction 030-040 et 060-070

VI-2- La famille de direction 080-090

VI-3- La famille 140

VI-4- La famille 180

VI-5- Dans les granites

VI-6- Conclusion

VII-CONCLUSION GENERALE

VII-1-Le métamorphisme

VII-2-La migmatisation

VII-3-La déformation ductile

VII-4-La déformation fragile

VII-5-Le granite de Tin Amzi

VII-6-Les chemins Pet T

VII-7-Les questions sans réponses

VII-8-Les directions des déformations

CHAPITRE VII : INTERPRETATION ET CONCLUSION GENERALE

I- Interprétation

II-Déroulement de la déformation

III-Discussion

IV-Place du dôme de Tidjenouine-Tin Amzi dans le LATEA

CHAPITRE I

LE HOGGAR

LE HOGGAR

Le Massif du Hoggar affleure sur environ 500 000km² dans l'extrême sud de l'Algérie et se prolonge par l'Adrar des Iforas au Mali et par le Massif de l'Air au Niger : ces trois massifs constituent le Bouclier Targui.

Conrad Killian (1932) et Maurice Lelubre (1952) sont les pionniers et leurs travaux ont servi de base à toutes les études et recherches postérieures. Ainsi plusieurs thèses ont été réalisées par Gravelle (1969), Caby (1970), Boissonas (1973), Bertrand (1974), Latouche (1978), Vitel (1979), Chikhaoui (1982), Haddoum (1984) et Ouzegane (1987). Actuellement les géologues s'intéressant au Hoggar sont très nombreux mais les études structurales sont plutôt rares et ceci est un frein pour la connaissance de ce vaste massif.

Trois grands domaines structuraux séparés par des accidents majeurs (les accidents de méridien 4°50 et 8°30) ont été défini par Bertrand et Caby (Fig.1) :

- le Hoggar occidental comprenant le rameau oriental et le rameau oriental séparés par le môle In Ouzzal.

- le Hoggar central polycyclique.

- le Hoggar oriental.

Les accidents de moindre extension de direction NE-SW et NW-SE vont jouer un rôle pendant l'évènement panafricain. Les données géochronologiques ont permis de définir trois évènements : l'archéen, l'éburnéen et le panafricain.

I- Le Hoggar Central

La zone d'étude se trouve dans le Hoggar central polycyclique qui est très hétérogène et délimité par les accidents de méridien 4°50 et 8°30 d'âge panafricain (Caby, 1968 ; Vitel, 1975, 1979). Ces décrochements mylonitiques auraient eu deux jeux (Boulier et Bertrand, 1981) :

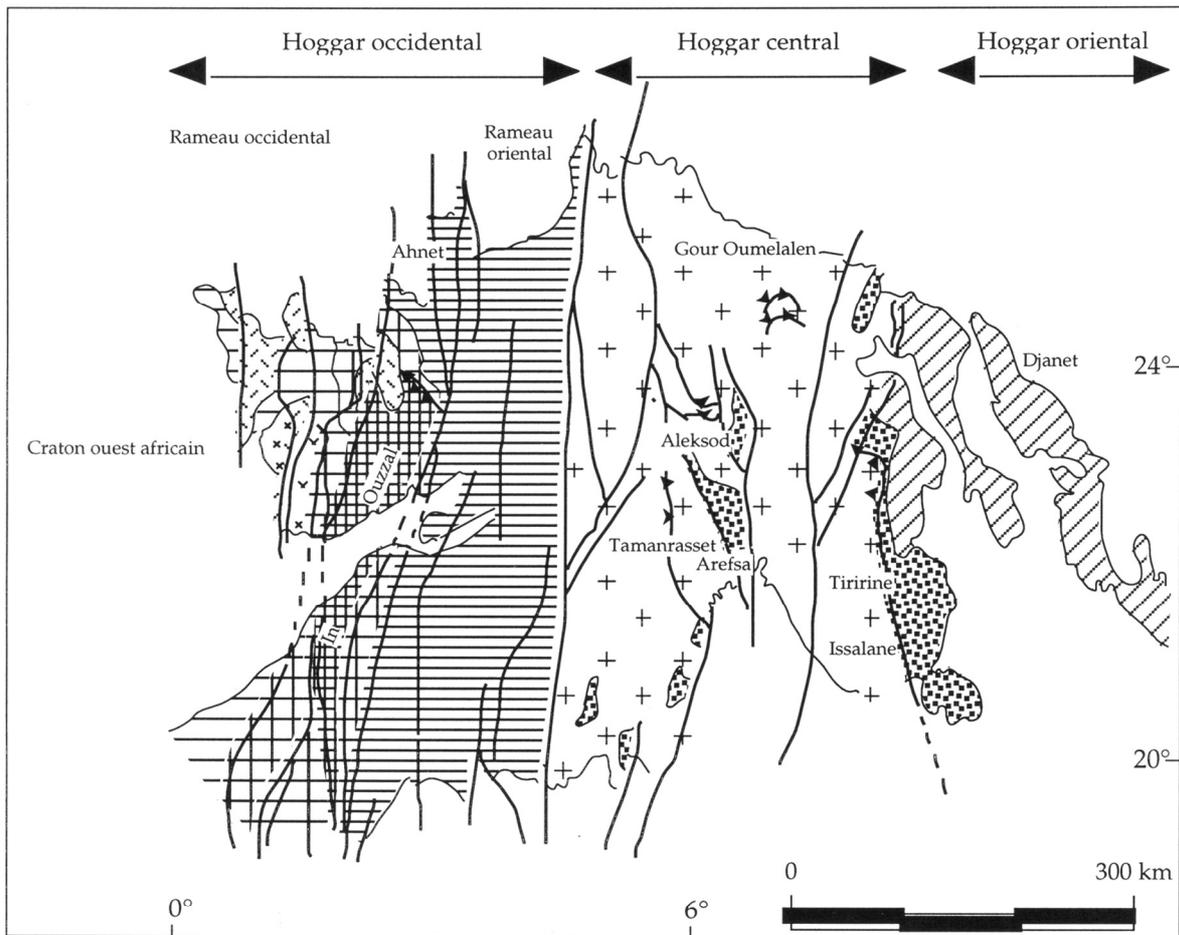
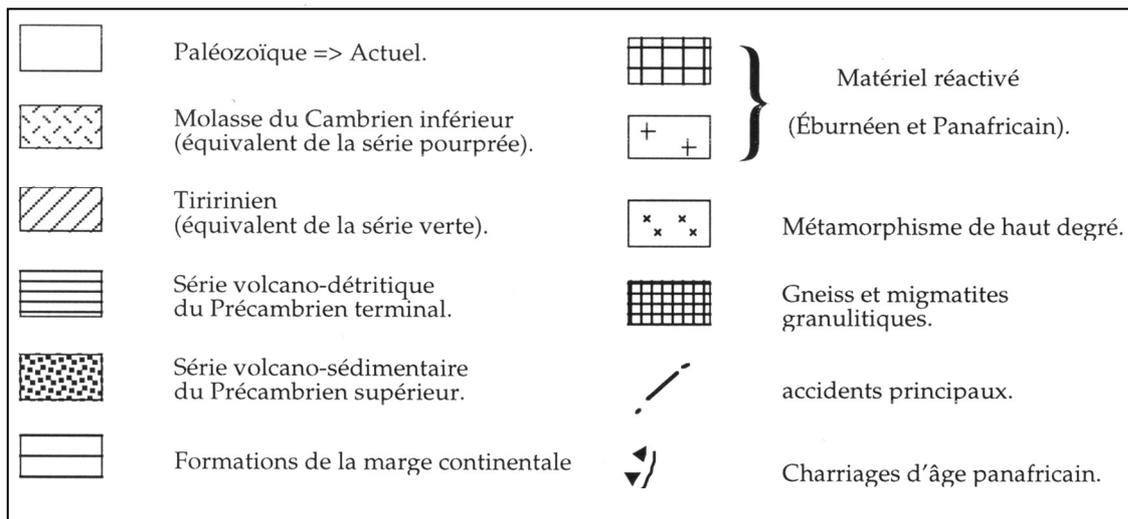


Fig.1 : Esquisse géologique du Hoggar (Bertrand et Lassere, 1976)



- une déformation précoce en relation avec une tectonique tangentielle profonde.
- une déformation, tardive et fragile, décrochante.

Trois zones ont été étudiées dans le Hoggar central, elles sont encore des références pour les travaux actuels. Il s'agit de la zone Aleksod (Bertrand, 1974), la zone Tefedest-Atakor (Vitel, 1979) et la zone des Gour Oumellallen (Latouche, 1978).

I-1-La zone de l'Aleksod

Deux séries ont été définies par Bertrand(1974) :l'Aréchoum et l'Aleksod.Elles sont constituées de métasédiments et leur lithologie est très semblable mais la présence de dykes basiques dans l'Aleksod ont permis leur distinction.

I-2-La zone Tefedest Atakor

Les plutons essentiellement granitiques occupent un volume considérable. Vitel(1977) a proposé une classification composée de trois groupes :

- les granitoïdes GI : ils sont syn orogéniques de type Anfeg (Deschamps, 1973 ; Moullahoum, 1988 ; Cheilletz, 1992 ; Acef et al.2003).
- les granitoïdes GII : ils occupent un volume moins important (Type Tifferkit).
- les granites Taourirts : ce sont les granites panafricains anorogéniques.

I-3-Les Gour Oumellallen

Cette zone est caractérisée par la présence d'un socle archéen (série rouge pro parte ; Latouche, 1978 ; Liégeois et al. 2003).

L'ensemble est recoupé au Panafricain par un magmatisme calco-alcalin hautement potassique mis en place le long de méga-shear zones comme le batholite de l'Ounane (Abdallah,2008).La région des Gour Oumellallen a été subdivisée par Latouche(1978) en trois séries de la plus ancienne à la plus récente :la série rouge surmontée par la série des Gour Oumellallen et la série de Toukmatine qui chevauche tectoniquement les deux précédentes (Phase panafricaine).Deux phases de plissement P1 et P2 exprimés par des plis couchés ont affecté la région à l'Eburnéen.

II-Le concept de Terrane

La notion de Terrane a été adoptée en Amérique du Nord (Coney et al,1980) ;Gibbons,1994) puis dans les Appalaches (William et Hatcher,1983) et dans d'autres régions du monde et entre autres le Hoggar(Liégeois et al.,1994 ;Black et al.,1994).Ce

concept permet de mettre en contact des blocs qui ont des caractères et des histoires différentes. Ainsi le Hoggar a été subdivisé en 23 terranes (figure I.2). Leur longueur dépasse la centaine de kilomètres et atteint parfois deux cents kilomètres.

Ces terranes correspondent à des micros continents qui se sont déplacés au cours de l'orogénèse panafricaine (750-525Ma) le long de grandes failles transpressives. Il y a eu deux épisodes majeurs de collision :

- une phase précoce entre 750 et 640 Ma, caractérisée par des accrétions d'arc insulaires tant à l'ouest qu'à l'est du Hoggar.

- une phase tardive entre 630 et 570 Ma résultant de la collision entre le craton ouest africain et le Hoggar. La phase post collisionnelle va s'accommoder par le jeu décrochant d'accidents NNE-SSW dextres et NNW-SSE senestres qui va engendrer une extension de direction NS.

Dans ce cadre le Hoggar Central comporte cinq terranes que sont Laouni, Azrou-n-fad, Tefedest Atakor, Egéré-Aleksod et Sérouanout (Black et al. ,1994) .La région de Tidjenouine appartient au terrane de Laouni et se situe dans sa partie nord.

Ces cinq terranes forment un microcontinent appelé LATEA qui s'est comporté comme un métacraton durant la collision panafricaine avec un faible

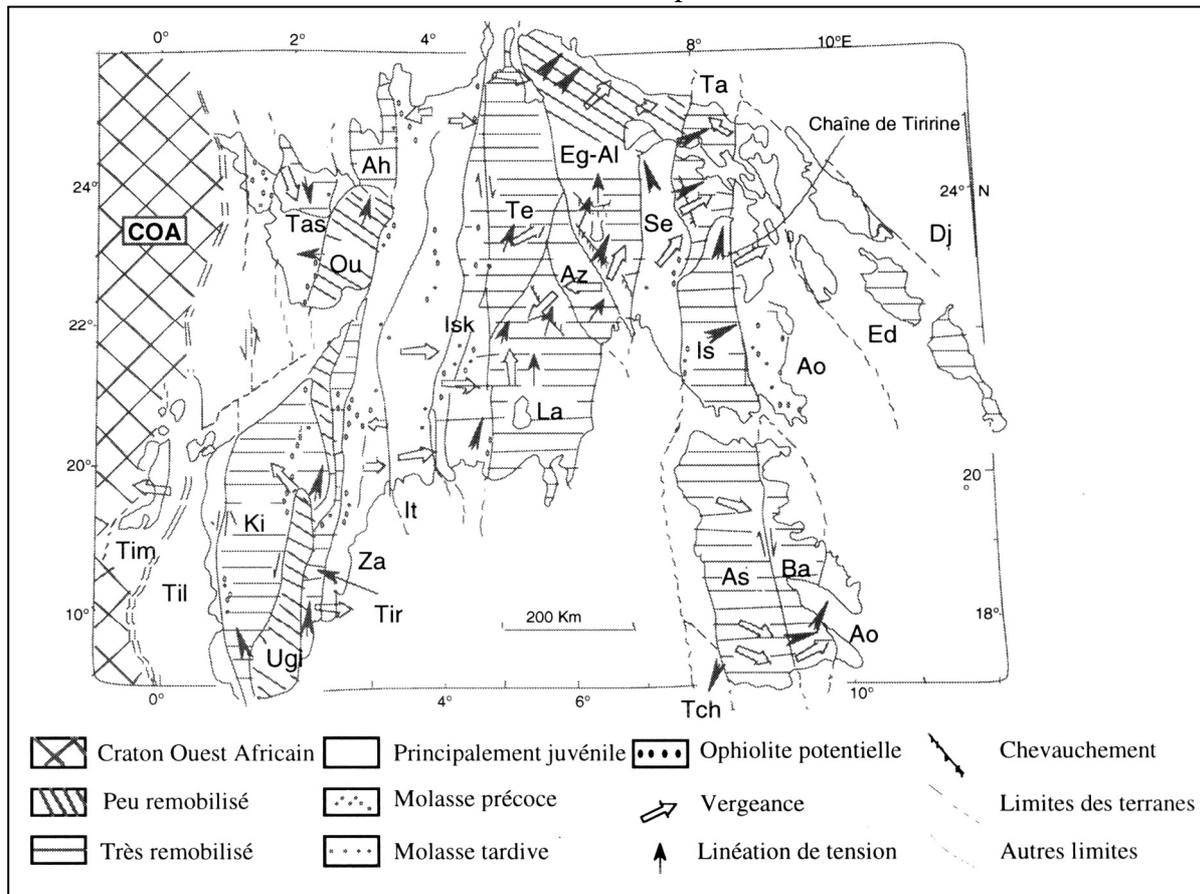


Fig. 2 : Carte des terranes du bouclier Touareg (Black et al., 1994). Flèches pleines = direction de mouvement. Double tirets = limite du Craton Ouest Africain (COA) marquée par les anomalies gravitaires. De l'est vers l'ouest, les 23 terranes sont : Djanet (Dj), Edembo (Ed), Aouzegueur (Ao), Barghot (Ba), Assodé-Issalane (As-Is), Tchilit (Tch), Tazat (Ta), Sérouénout (Se), Égérée-Aleksod (Eg-Al), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Laouni (La), Iskel (Is), In Teidini (IT), Tin Zaouatene (Za), Tirek (Tir), Ahnet (Ah), In Ouzal (Ou), Unité granulitique des Iforas (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilemsi (Til), Timétrine (Tim).

épaississement (Liégeois et al.2003).Il n'aurait subi que des mouvements décrochants permettant l'intrusion de plutons granitiques (Anfeg,Ounane...).

Nous terminerons ce chapitre pour rappeler que les accidents panafricains ont rejoué plusieurs fois pour conditionner la naissance et l'évolution des bassins sahariens (Beuf et al, 1968) ainsi que le volcanisme cénozoïque (Girod, 1971 et Black, 1985).

III-Situation et cadre géologique de la région de Tidjenouine-Tin Amzi

La région de Tidjenouine-Tin Amzi est située à quatre vingt kilomètres au sud-ouest de la ville de Tamanrasset et elle est comprise entre l'Oued Tamanrasset à l'ouest et la route trans-saharienne à l'est. Elle est traversée dans sa partie centrale par l'oued Tin Amzi. Les reliefs sont plutôt doux mais ils deviennent forts dans la région de Tidjenouine qui veut dire en tamahak poignards. En effet les reliefs sont constitués de quartzites.

Du point de vue géologique la région fait partie du Hoggar central et elle est située dans le terrane de Laouni et plus précisément dans la partie nord de Laouni.

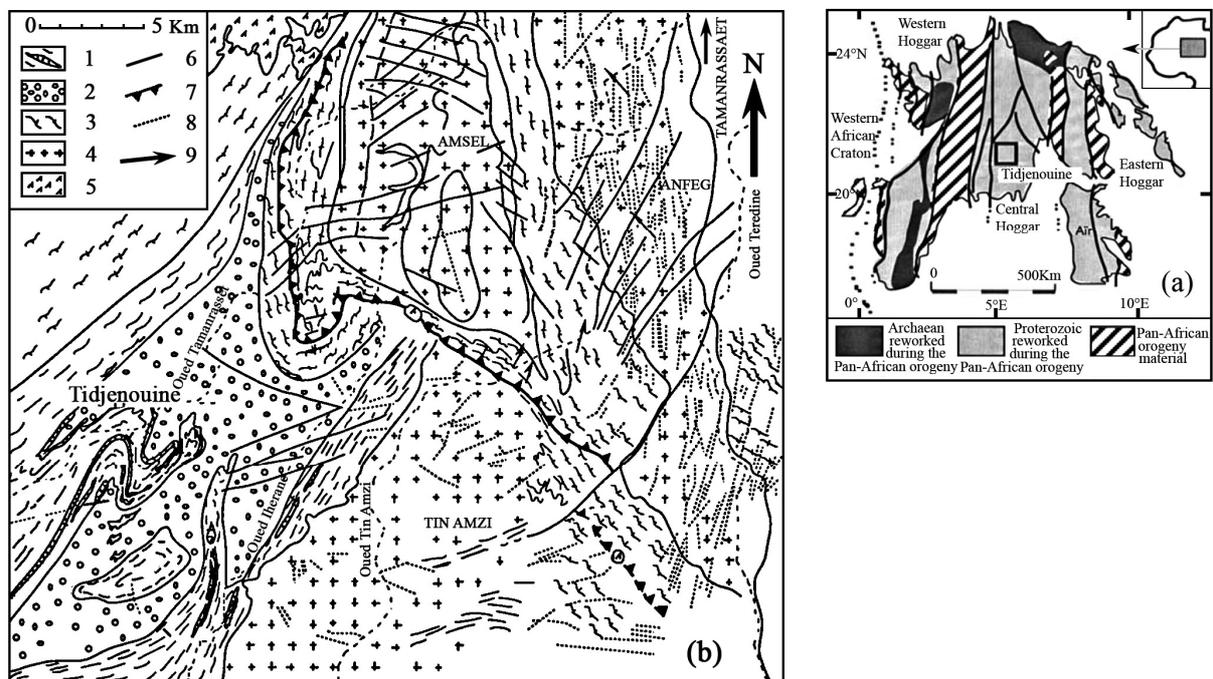


Figure I-3 : (a) Situation de la région dans le Hoggar(Black et al.,1994)

(b)Carte géologique de la région de Tin Amzi.(Bertrand et al.,1986).

Bertrand et al. (1986) définissent deux unités tectoniques très différentes (Bertrand et al. 1986) séparées par une zone mylonitique à pendage faible vers le nord- est (figure I-3) qu'ils interprètent comme un plan de chevauchement panafricain avec un déplacement vers le nord. L'unité tectonique inférieure est composée de gneiss et de migmatites (Iherane) correspondant à des métasédiments métamorphisés dans les conditions du faciès granulite. Deux assemblages métamorphiques successifs M1 et M2 ont été définis par Ouzegane (1981)

correspondant respectivement aux conditions de 8kb / 800°C et 5kb / 600°C. Ces roches qui présentent le plus souvent un rubanement portent rarement une linéation d'étirement.

L'unité tectonique supérieure est constituée de gneiss présentant une intense foliation à pendage NE. Cette foliation appelée Sp1 correspond à la plus ancienne foliation formée au panafricain. Une deuxième foliation appelée Sp2 a été observée dans les plans axiaux.

Nous avons repris la cartographie afin de mieux comprendre la distribution de la déformation (figure I-4).

Notre interprétation sera différente suite à l'intégration des nouvelles données de terrain, de pétrographie des roches métamorphiques de l'unité inférieure et de géochimie des granites de la région.

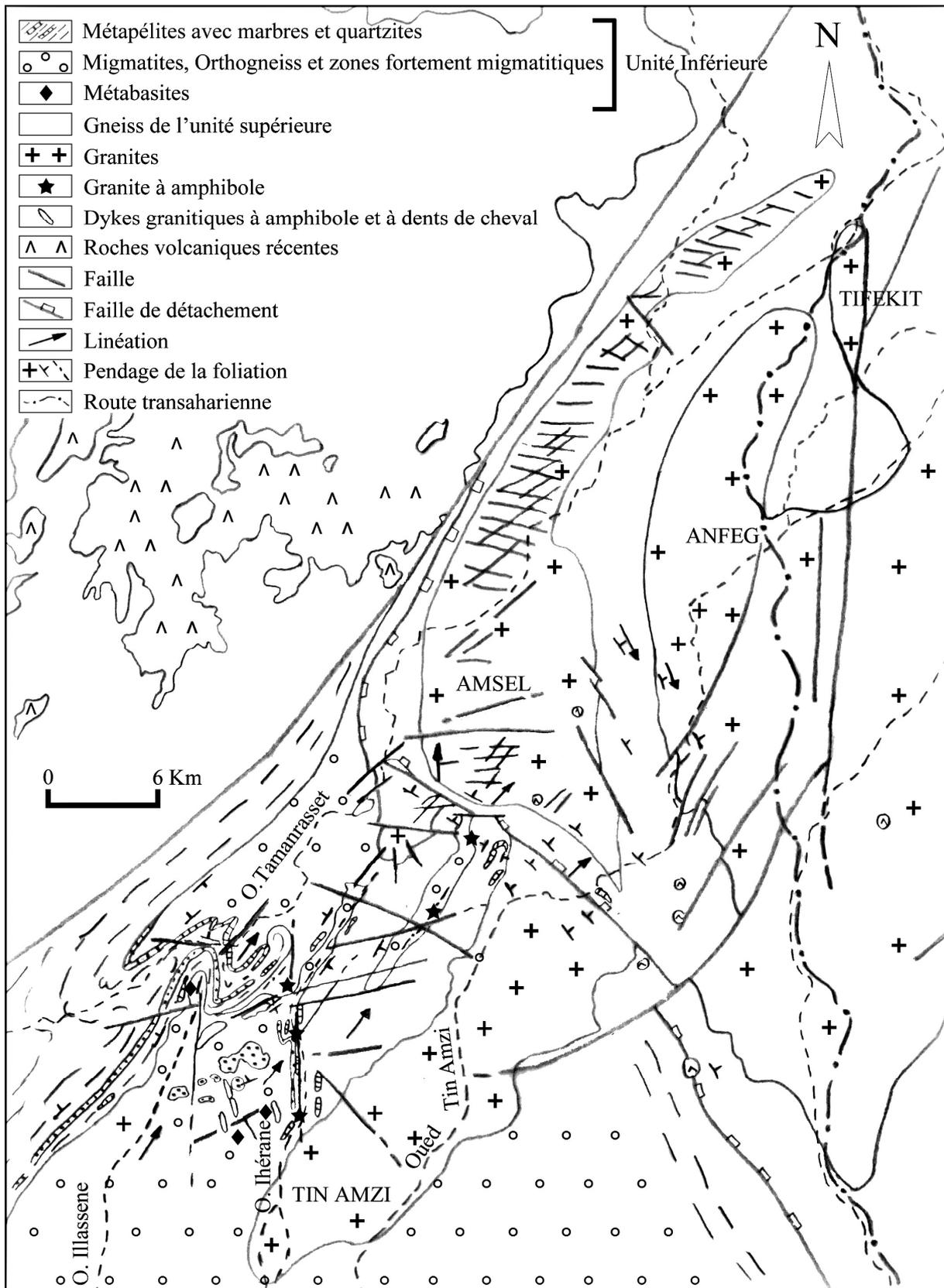


Figure I-4 : Carte géologique de la région de Tidjenouine-Tin Amzi

CHAPITRE II

LE MAGMATISME

LE MAGMATISME

Les granitoïdes sont les constituants les plus abondants de la croûte continentale terrestre (Clarke, 1992) et le Hoggar Central en est un exemple. La collision des plaques continentales est un moteur puissant pour produire des granites et donc fabriquer de la croûte continentale. Ces granites appartiennent à la série magmatique calco-alkaline.

Dans la région de Tin Amzi affleurent trois granites (figure I-4) de dimensions différentes mais sensiblement de même âge. Il s'agit du granite de Tin Amzi (615 Ma), du granite de l'Anfeg (615Ma) et du granite de l'Amsel. L'âge du granite de l'Anfeg a été recalculé par Ludwig (1999) et a obtenu 608 ± 7 Ma (U-PB zircon) mais ces granites restent contemporains.

I-Le granite de l'Anfeg

L'étude pétrographique et géochimique du granite de l'Anfeg a été abordée par plusieurs auteurs Moullahoum(1998), Acef (2003) et Cheilletzet al(1992). Il s'agit d'un laccolite composite comportant quatre faciès :

- un faciès à amphibole-biotite.
- un faciès à biotite leucocrate à grain grossier et à mégacristaux de feldspaths.
- un faciès mésocrate.
- un faciès sombre à orthopyroxène.
- les enclaves microgrenues sombres (dans le faciès à amphibole-biotite).

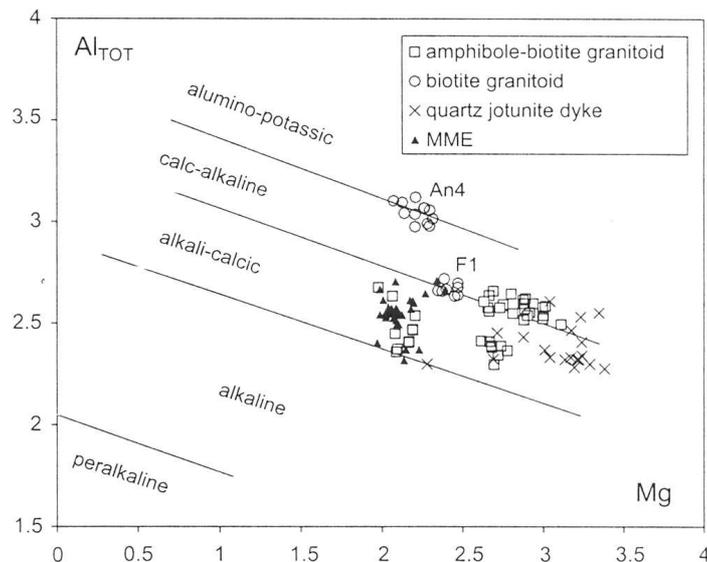


Figure II-1 : Diagramme Al-Mg des biotites des différentes faciès des roches de l'Anfeg (Acef et al., 2003).

Les magmas se sont formés à proximité de l'interface croute-manteau et montrent une évidente contribution mantellique (Cheilletz, 1992).

Ces granitoïdes appartiennent aux séries calcoalcalines hautement potassiques (figure II-1) et les compositions en éléments majeurs les rattachent aux granites de type I (figure II-2) de Chappell et White (1983).

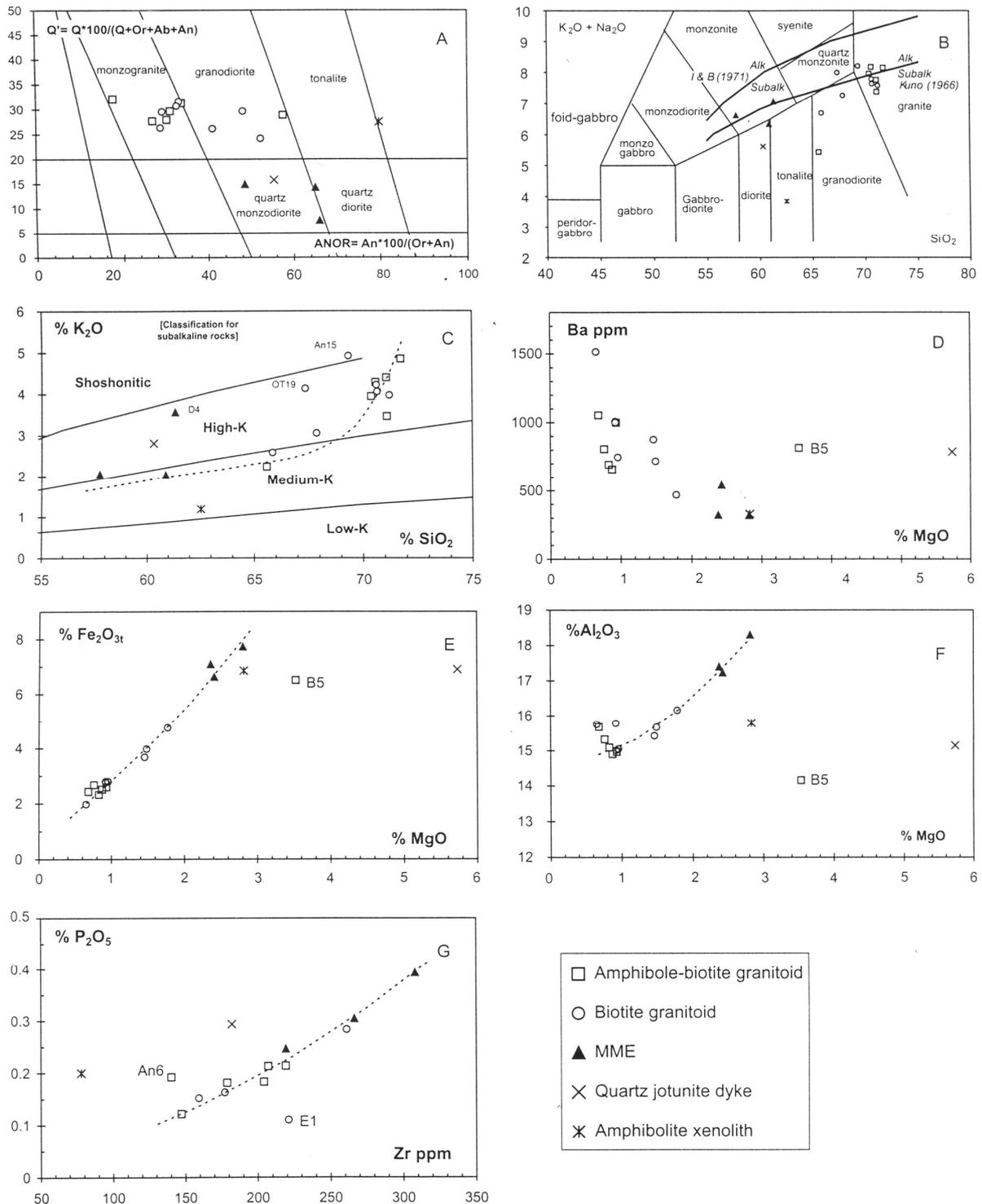


Figure II-2 : Différents diagrammes montrant les caractères chimiques du batholite de l'Anfeg (Acef et al. 2003).

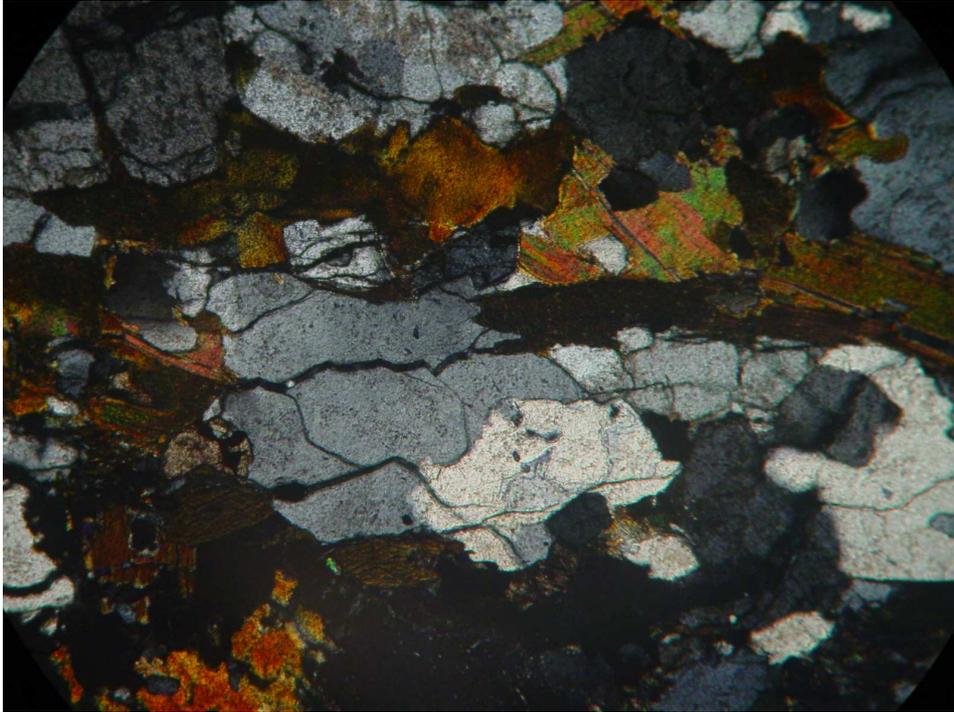


Figure II-3 : Faciès à amphibole du granite de l'Anfeg affleurant dans l'Oued Tin Amzi.

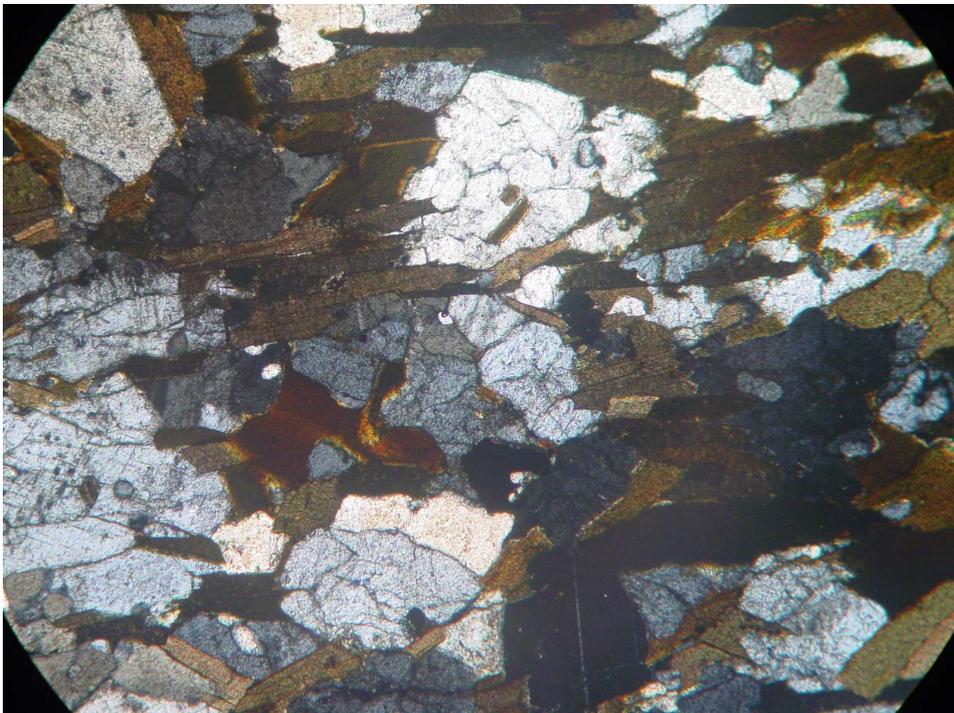


Figure II-4 : Faciès porphyroïde folié affleurant dans l'Oued Tin Amzi.

II-Le granite de l'Amsel

Il affleure à l'ouest du granite de l'Anveg et il est de dimension plus réduite. Il a une forme en « L » ou les deux barres de la lettre correspondent à deux accidents tectoniques. Les facies décrits (Talmat, 2000) sont les granites porphyroïdes (figure II-7), les granodiorites et monzonites associés à des roches basiques sous forme d'enclaves microgrenues sombres granodioritiques, tonalitiques et dioritiques (figures II-).



Figure II-5 : Enclave surmicacée.



Figure II-6 : Granite porphyroïde de l'Amsel folié.

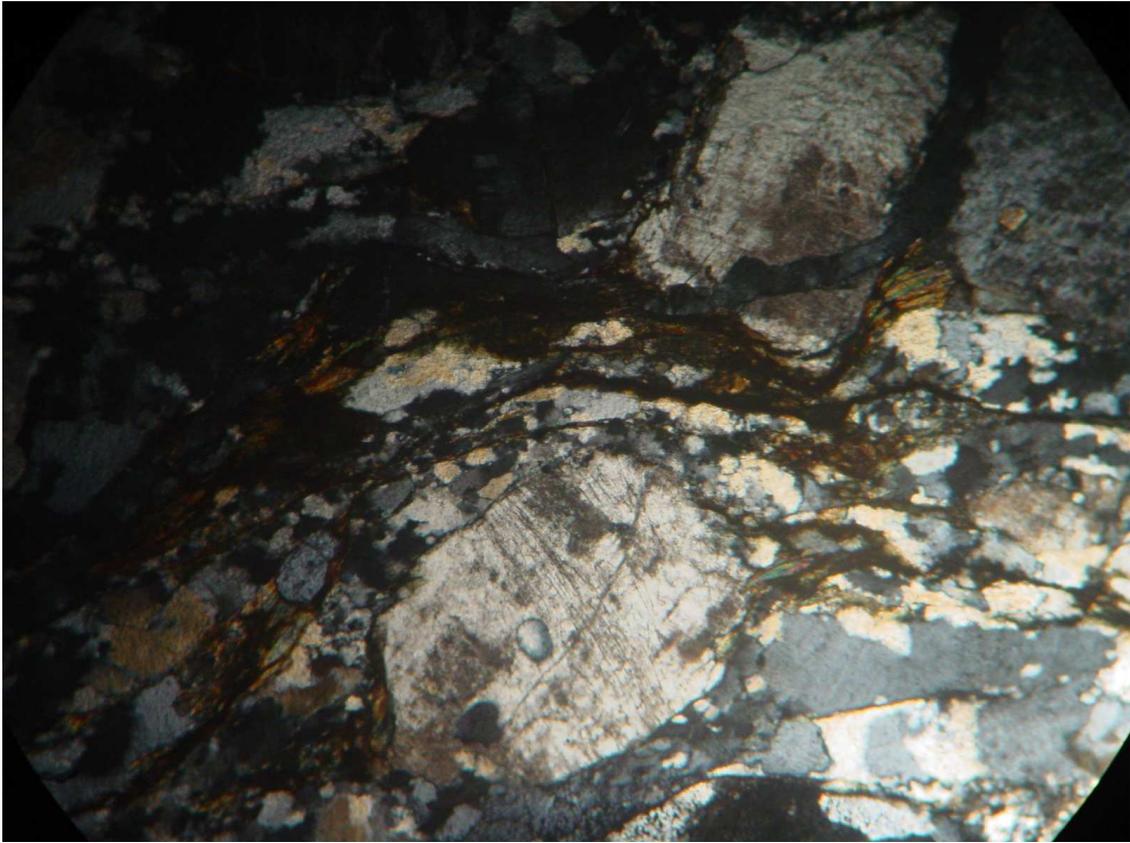
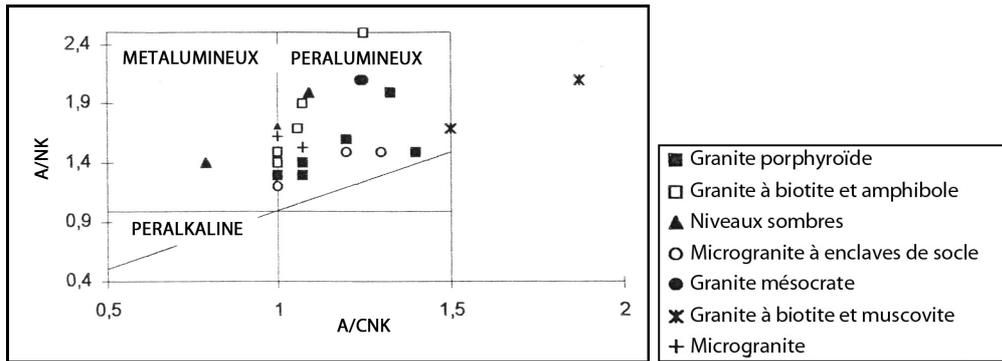


Figure II-7 : Granite porphyroïde de l'Amsel folié en lame mince.

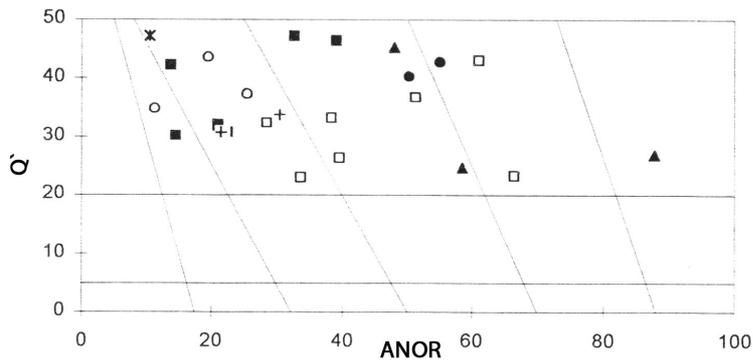
Du point de vue géochimique ils ont un caractère moyennement à hautement potassique et ils sont faiblement métalumineux à peralumineux (figure II-8a).

Les EMS dérivent d'un mélange de magma basique qui est probablement mantellique.

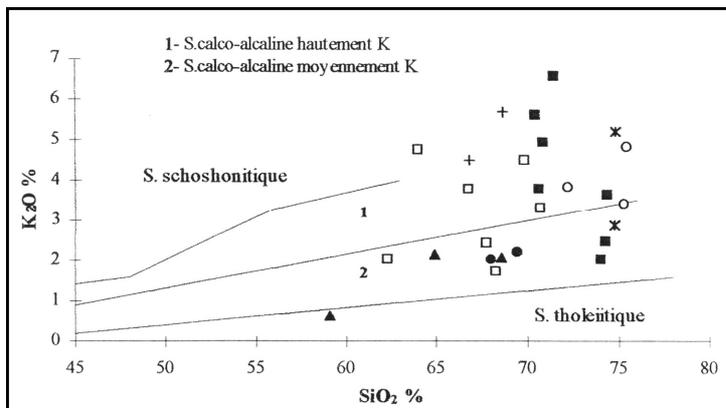
Les compositions des éléments majeurs les rattachent aux granites de type I (figure II-8b et c).



a



b



c

Figure II-8 : Différents diagrammes caractérisant le granite de l'Amsel (Talmat 2000).

III-Le granite de Tin Amzi

III-1-Présentation de l'article.

L'article a été réalisé pour préciser la pétrographie et la géochimie du granite de Tin Amzi. Bertrand et al. (1986) décrivent ce granite comme un complexe plutonique constitué de granites variés et citent deux faciès : le granite à dents de cheval et le granite à amphibole.

Pour notre part nous avons défini le granite à dents de cheval (figure II-9a et b), le granite bleu (figure II-9c) et le granite à amphibole (figure II-10a).

Des dykes de granite à dents de cheval (figure II-11.) et de granite à amphibole (Figure II-11) recourent les roches de l'unité inférieure.

Des enclaves ont été également observées et analysées (figure II-10b).



Figure II-9 : Granites à biotite (à dents de cheval et granite bleu).



Figure II-10 : Granites à amphibole et enclave à amphibole.

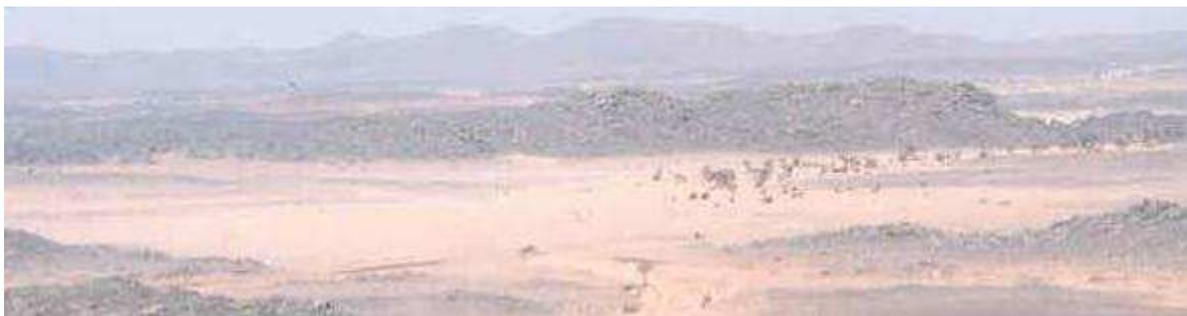


Figure II-11 : Dykes de granite à dents de cheval et à amphibole.

III-2-L'article

L'article est présenté tel qu'il a été accepté.

LE GRANITE PAN AFRICAIN CALCO-ALCALIN ET HAUTEMENT POTASSIQUE DE TIN AMZI (HOGGAR CENTRAL):PETROGRAPHIE ET GEOCHIMIE.

Khaled LOUMI et Yamina MAHDJOUR

Laboratoire de Pétrologie-Structurologie, Faculté des sciences de la terre ,de la géographie et de l'aménagement du territoire.

BP32,El-Alia ;16111 Bab –Ezzouar ;Alger

RESUME

L'évolution tectonique de la chaîne panafricaine dans le massif du Hoggar est caractérisée par la collision continentale entre le craton ouest africain (marge continentale passive) et le bouclier touareg (marge active). Cette collision est accompagnée par la mise en place de granites d'âges différents à travers le Hoggar. Les roches du complexe plutonique de Tin Amzi situé au sud-ouest de Tamanrasset est composé de granitoïdes variés affleurant sous forme de plutons ou de dykes. Les granites sont représentés par deux faciès principaux, l'un à biotite l'autre à biotite et à amphibole. Les enclaves retrouvées sont des xénolithes de socle et des enclaves microgrenues sombres.

L'étude géochimique et les déformations enregistrées par les granitoïdes (plans de cisaillements, recristallisation du quartz, structures d'enroulement...) ont montré qu'ils appartiennent à la série calco-alcaline hautement potassique à affinité transalcaline liés à un contexte de collision et sont syn à tardi tectoniques et post collisionels.

Mots clés –Hoggar central –Panafricain -Granites calco-alcalins hautement potassiques- Enclaves-Collision.

THE CALCO-ALCALIN AND HIGHLY POTASSIC GRANITE OF TIN AMZI (CENTRAL HOGGAR) : PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY .

SUMMARY

The tectonic evolution of the Panafrican range in the Hoggar's massif is characterized by the continental collision between the western African craton (passive continental terrace) and the Tuareg shield (active margin). This collision is accompanied by the taking place of granites of different ages through the Hoggar. The rocks of Tin Amzi's plutonic complex, located to the southeast of Tamanrasset is composed of various granitoids cropping out pluton or dyke shaped. The granites are represented by two main facies, one with biotite, the other with biotite and amphibole. The found enclaves are of basement and micrograined dark enclaves. The geochemical study and deformations recorded by the granitoids (shearing planes, quartz recrystallization, rolling up structures...) has shown that they belong to the highly potassic calc-alkalic series with transalkaline affinity related to a collision context and are syn to late tectonic and post collision types.

Key Words: Central Hoggar -Pan-African-High-Granites High-K calc-alkalic -Enclaves-Collision.

I-Introduction

Le complexe plutonique de Tin Amzi (Hoggar central) daté par Bertrand et al. (1986) à 612 Ma ont signalé la présence de granites hétérogènes, de granodiorites et d'enclaves dioritiques. Il n'y a pas eu d'étude pétrographique et géochimique détaillée réalisée pour définir sa typologie. Aussi nous avons entrepris cette étude pétrographique pour définir les différents faciès et établir leur relation mutuelle ainsi qu'une étude géochimique basée sur les analyses des éléments majeurs et des éléments en trace.

Il s'agit d'un plutonisme calco-alkalin hautement potassique, largement défini par Liegeois (1987), qui présente beaucoup de similitudes avec celui du granite de l'Anfeg (Moulaoui, 1988 ; Aïef et al, 2003).

II- Cadre géologique

Le complexe plutonique de Tin Amzi affleure à 60 Km au sud de Tamanrasset dans la partie nord du terrane de LAOUNI (fig.1). Cette région est caractérisée par la superposition de deux unités tectoniques très différentes (Bertrand et al., 1986) séparées par une zone mylonitique à pendage faible vers le nord- est (fig.2).

L'unité tectonique inférieure est composée de gneiss et de migmatites (Iharene) correspondant à des métasédiments métamorphisés dans les conditions du faciès granulite. Deux assemblages métamorphiques successifs M1 et M2 ont été définis par Ouzegane (1981) correspondant respectivement aux conditions de 8kb / 800°C et 5kb / 600°C. Ces roches qui présentent toujours un rubanement portent rarement une linéation d'étirement.

L'unité tectonique supérieure est constituée de gneiss présentant une intense foliation à pendage NE. La linéation d'étirement y est bien marquée et la projection stéréographique (hémisphère inférieure) de 125 mesures indique une direction moyenne de N30 (Fig.3). Cette foliation appelée Sp1 correspond à la plus ancienne foliation formée au panafricain. Une deuxième foliation appelée Sp2 a été observée dans les plans axiaux.

Le pluton granitique recoupe les deux unités tectoniques mais affleure essentiellement à l'ouest de la zone mylonitique.

Il affleure sur une superficie de 225 kilomètres carré environ (fig.1) et ne forme pas de relief fort. Il est séparé du granite de l'Anfeg à l'est par les gneiss de l'unité tectonique supérieure.

III- Pétrographie et minéralogie

Le complexe de Tin Amzi est composé de deux principaux faciès de granitoïdes, le premier à biotite et le second à biotite+amphibole, de nombreuses enclaves ainsi qu'une série de dykes. Le complexe plutonique de Tin Amzi est dominé par le granite à biotite dit granite à "dents de cheval " qui affleure depuis la zone mylonitique à l'est jusqu'à l'oued Iherane à l'ouest. Au-delà de l'oued Iherane le granite à "dents de cheval " apparaît en dyke long de 800 mètres et de direction NNW-SSE.

Dans l'oued Iherane affleure un granite fin à biotite de couleur bleuâtre (appelé granite bleu) à enclaves microgrenues sombres .Il est recoupé par le granite à "dents de cheval " mais les

limites des grandes masses ne sont pas visibles à cause des grands accidents N-S et des dépôts sablonneux de l'oued Tin Amzi.

Les granites à amphibole affleurent soit en stocks circulaires de 50m de diamètre soit en dykes (800 mètres de long en moyenne). Cartographiquement ils sont en bordure du granite à "dents de cheval " et comportent des enclaves de granite bleu, de xénolites de socle (décimétriques à métriques) ainsi que des enclaves microgrenues sombres (décimétriques).

III-1- Le faciès à biotite seule

Ce granite à biotite est largement grenu et présente de grands cristaux de feldspaths potassiques pouvant atteindre la taille de 5 cm. Ces roches sont de teinte claire et parfois sombre en fonction de l'abondance de la biotite et de la taille du grain (granite bleu) mais elles présentent les mêmes caractéristiques minéralogiques et texturales.

La texture est grenue porphyroïde marquée par de grands cristaux de feldspath potassique et de plagioclase, quelques associations micro-pegmatitiques et des myrmékites.

L'association minéralogique est la suivante : quartz, feldspath potassique, plagioclase de type oligoclase (17% d'anorthite) et biotite. Les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite, l'épidote et les minéraux opaques.

Le quartz est très abondant et se présente en grandes plages à extinction roulante généralement fracturées ou en grains xénomorphes à sub automorphes. Il renferme parfois des petits cristaux de muscovite et de biotite mais il peut être également en inclusion dans les feldspaths.

La myrmékite est présente dans les phénocristaux de feldspaths potassiques au contact des plans de cisaillement.

Le plagioclase apparaît en mégacristaux de forme automorphe avec les macles polysynthétiques avec des inclusions de biotite. Le phénomène de zonage est parfois présent dans les plagioclases. Les feldspaths potassiques sont représentés par de l'orthose et du microcline. L'orthose se présente en phénocristaux automorphes à macle de carsbald généralement perthitiques parfois brisés et moulés par du quartz recristallisé. Les inclusions sont fréquentes et représentées par le quartz, la biotite, l'apatite et le plagioclase.

Le microcline peu fréquent est sub-automorphe et présente les macles polysynthétiques de l'albite et périclase.

La biotite brun rougeâtre assez fréquente se présente en paquets isolés ou en cristaux disséminés. Elle apparaît également en cristaux sub-automorphes à automorphes englobant des minéraux accessoires tels que le zircon, l'apatite, l'épidote et des minéraux opaques. Dans les zones déformées la biotite souligne les plans de cisaillement et se présente sous forme de mica-fisch et s'altère en chlorite.

La muscovite très peu abondante apparaît en petites paillettes le long des plans de clivage provenant de l'altération des plagioclases. Les minéraux accessoires sont représentés par l'épidote, l'apatite, le zircon et le sphène. L'épidote apparaît en petits cristaux automorphes à subautomorphes et en inclusion dans le plagioclase et la biotite. L'apatite se présente en petits cristaux automorphes mais aussi en inclusion dans la biotite, les feldspaths potassiques et les plagioclases. Le zircon, peu fréquent, et les minéraux opaques sont en inclusions dans la biotite. Le sphène cristallise en sections automorphes losangiques à craquelures irrégulières très nettes.

III-2 Faciès à amphibole-biotite

Il y a deux types de textures dans ce faciès, l'une grenue à grain grossier à moyen et l'autre microgrenue à tendance doléritique. L'association minéralogique les caractérisant est la même : quartz, plagioclase (andésine), feldspath alcalin, biotite et hornblende. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'épidote et l'apatite. Le quartz assez fréquent est de taille variable allant de 1 à 4 mm. Il apparaît en majeure partie sous forme de cristaux xénomorphes incluant les autres espèces minérales mais également en petits cristaux subautomorphes à bordures légèrement arrondies, parfois fracturé et corrodant les autres espèces minérales. Il possède souvent une extinction roulante et présente rarement des bandes de pliage. La myrmékite est parfois présente au contact des plagioclases et des feldspaths potassiques. L'orthose est peu abondante et elle se présente en sections allongées automorphes à sub automorphes maclées carsbald. Elle est souvent perthitique incluant des petits grains de quartz et de biotite. Les cristaux de plagioclase sont abondants, automorphes et certains sont zonés. Les inclusions sont représentées par le quartz, la biotite et quelques cristaux de muscovite. La biotite est très abondante et apparaît en petites paillettes automorphes à subautomorphes à pléochroïsme allant du brun foncé au jaune pâle. Les inclusions reconnues sont le zircon, l'épidote, l'apatite et les minéraux opaques. L'amphibole est de la hornblende verte automorphe à subautomorphe se présentant en grandes plages ou en petits amas associés à la biotite. La muscovite peu

abondante, apparaît en petits cristaux automorphes à subautomorphes et provient de la déstabilisation de la biotite et du plagioclase.

Les minéraux accessoires sont le sphène abondant, l'épidote, l'apatite en inclusion dans le plagioclase et la biotite et enfin les minéraux opaques en sections automorphes à xénomorphes mais aussi en inclusion dans la biotite.

III-3 Les dykes

Les dykes sont représentés par des roches de teinte claire, grenues à grain moyen, caractérisées par la présence de mégacristaux de feldspath pouvant atteindre la taille de 5 cm. L'étude microscopique montre que l'ensemble de ces roches présentent deux faciès distincts : un faciès à biotite et un faciès à amphibole-biotite. Le faciès à biotite peut être à texture grenue porphyroïde avec des mégacristaux de feldspaths alcalins et de plagioclase (andésine, 15%) ou à texture microgrenue porphyrique à phénocristaux d'orthose perthitique. L'association minéralogique est quartz, plagioclase, orthose, biotite et les minéraux accessoires sont le zircon, l'apatite et l'épidote. Par rapport à celle des roches décrites précédemment l'orthose se présente en très grandes sections et il y a absence de sphène.

Les roches à amphibole-biotite ont une texture grenue porphyroïde à mégacristaux de plagioclase (oligoclase-andésine) et d'orthose perthitique comme pour les roches du faciès à biotite mais la différence réside dans l'apparition de la hornblende verte et de l'abondance de sphène comme minéral accessoire.

III-4 Les enclaves

Les enclaves de forme sphérique et parfois ellipsoïdale sont abondantes et leur taille varie du centimètre au décimètre mais parfois elle peut atteindre la dizaine de mètres quand il s'agit de socle. Les xénolites de socle sont représentés par des amphibolites et des gneiss. Les enclaves magmatiques sont de deux types : les enclaves microgrenues sombres à amphibole-biotite et les enclaves microgrenues sombres à biotite.

- les enclaves microgrenues sombres à amphibole-biotite sont répandues dans le faciès à amphibole biotite et présentent des ocelles de quartz et des phénocritaux de plagioclase. La texture est microgrenue avec une distribution homogène de petites lattes de plagioclase, d'amphibole, de quartz et de biotite. Quand la texture devient parfois plus grenue le

pourcentage de quartz augmente. L'association minéralogique comprend : quartz et ocelles de quartz, plagioclase (andésine-labrador), feldspath alcalin, hornblende verte, biotite, sphène, apatite, minéraux opaques.

-les enclaves microgrenues sombres à biotite sont finement grenues de couleur sombre avec présence de quelques phénocristaux de teinte claire. La texture est microgrenue porphyrique à phénocristaux de quartz et de plagioclase (oligoclase). Ce faciès a été observé essentiellement dans le granite à biotite. L'association minéralogique comprend : quartz, plagioclase, biotite, sphène, apatite et minéraux opaques.

IV-MINERALOGIE

Nous avons analysé à la microsonde électronique les biotites, les amphiboles et les feldspaths des roches à amphibole et biotite et des roches à biotite correspondant aux pointements circulaires et aux dykes. Les biotites projetées dans le diagramme de Nachit et al (1985) s'inscrivent dans les domaines sub-alcalin et alcalin (fig.4) montrant une mise en place tardi orogénique à post orogénique suggérant l'appartenance du complexe granitique de Tin Amzi à la série alcali-calcique. Les cristaux d'amphiboles analysés ont été projetés dans le diagramme de LEAK (1978) et correspondent à des hornblendes actinolitiques et à des hornblendes ferrifères (fig.5). Mais les amphiboles des enclaves microgrenues sombres sont des magnésiohornblendes. Leur composition chimique est typique des amphiboles des granodiorites calco-alcalines. Nous ferons remarquer que des granites intermédiaires entre la série calco-alcaline et la série alcaline-peralcaline ont été décrits dans le Hoggar (Azzouni-Sekkal et Al, 2003).

Les feldspaths analysés ont été projetés dans le diagramme Ab /An/Or (fig.6) et sont représentés par de l'orthose et des plagioclases de type oligoclase- andésine pour les échantillons granodioritiques et andésine-labrador pour les enclaves microgrenues sombres.

V-GEOCHIMIE

Vingt cinq échantillons positionnés sur la photographie satellite (fig.7) ont été analysés (dosage des éléments majeurs) par ICP au CRPG de Nancy (Tableau-I) concernant les granitoïdes à biotite, à amphibole+biotite et les enclaves.

Nous avons également effectué trois analyses de terres rares et de traces correspondant à deux échantillons de granite à biotite et à un échantillon de granite migmatitique de bordure.

La projection des échantillons dans le diagramme Q'ANOR de Strekeisen et Le Maitre (1979) basé sur la norme CIPW (Tableau II) montre que les compositions chimiques sont assez variées (fig.8) :

- les granites à amphibole+biotite se projettent dans les champs des granodiorites et des monzogranites.

- les granites à biotite correspondent à des monzogranites et à des syénogranites.

- les enclaves sont des monzodiorites à quartz, des monzogranites et des granodiorites.

Les compositions en éléments majeurs ont été reportées dans les diagrammes de Harker (fig.9) avec la silice comme index de différenciation. On remarque que la plupart des échantillons se répartissent suivant une ligne à pente négative prouvant ainsi le rôle joué par le plagioclase, la magnétite et les ferromagnésiens représentés par l'amphibole et la biotite.

L'évolution linéaire des différents trends observés depuis les termes basiques (enclave SA12) jusqu'aux termes acides (faciès à biotite) relayés entre eux par des granitoïdes à amphibole+biotite suggère qu'il s'agit d'une même lignée magmatique. Cependant les observations de terrain concernant la relation de l'enclave (SA12) avec le granite à " dent de cheval " (cristaux de feldspath à cheval sur les deux faciès) ainsi que la position systématique de l'enclave (TJ371) dans les différents diagrammes, sa minéralogie, sa teneur en silice élevée par rapport aux enclaves basiques (à amphibole) suggèrent d'une part qu'elle représente le passage des termes basiques aux termes acides et d'autre part qu'elle serait le signe d'un mélange de magma. Nous rappellerons que cette évolution linéaire des enclaves microgrenues sombres avec les granitoïdes est interprétée différemment suivant les auteurs (Griffin et al., 1978 ; Chappell et White(1984), 1983 et Vernon, 1988). Mais la présence d'ocelles de quartz (fig.10) et l'appartenance de cristaux feldspathiques à la fois à l'enclave et au granite (fig.11) suggère plutôt l'hypothèse d'une hybridation de magmas. Ces observations ont été décrites par Azzouni-Sekkal (1989) dans les granites Taourirt ainsi que Acef et al. (2003) dans le granite de l'Anfeg situé à l'est immédiat du granite de Tin Amzi. Par ailleurs nous avons

observé sur le terrain le granite à " dent de cheval " recouper les faciès à amphibole dans la partie occidentale de la région de Tidjenouine (fig.12).

Les rapports molaires A/ASI établis par Shand (1927) varient de 0.80 (enclave) à 1.14 et montrent une relation positive avec la silice (fig.13).

Cette évolution correspond à celle observée dans les séries calco-alcalines dont les termes les moins différenciés sont métalumineux alors que les termes les plus différenciés sont faiblement peralumineux. Dans le diagramme (fig.14) A/NK vs A/CNK de Maniar et Piccoli (1989) les points analytiques correspondant aux roches à amphibole se projettent dans le domaine des granites métalumineux et ceux des roches à biotite se projettent dans le domaine peralumineux. Ce caractère métalumineux à faiblement peralumineux ainsi que les caractères pétrographiques sont confirmés par la distribution des points dans le diagramme de Debon et Le Fort (1983) (fig.15). L'affinité magmatique des granitoïdes de Tidjenouine a pu être mise en évidence par l'utilisation du diagramme de Brown (1982) où la majorité des points se placent dans le champ des séries calco-alcalines (fig.16). Cette affinité est également marquée dans le diagramme K_2O-SiO_2 (Ewart, 1978) où l'ensemble des points analytiques se répartissent dans le champ calco-alcalin hautement potassique (fig.17) à la limite de la série shoshonitique. Comme dans le diagramme de Sylverster (1989) certains points sont dans le champ des granites calco-alcalins faiblement fractionnés et granites fortement peralumineux et les autres dans le champ des granites alcalins (fig.18) nous avons utilisé le diagramme de Frost et al (2002). La majeure partie des points se répartissent dans le champ des granites alcali-calciques (fig.1).

Des analyses de terres rares et d'éléments en trace ont été réalisées (Tableau III) sur deux échantillons provenant des granites à biotite et un échantillon provenant de la migmatite qui leur est associée. Les spectres multiéléments (fig.20) se caractérisent par une anomalie négative en Nb, Ta, Sr et P. Les granites à biotite analysés en éléments en trace, à savoir les échantillons Tj5 et Tj59c montrent une allure similaire des spectres. L'échantillon Tj59c est plus enrichi en éléments incompatibles (Rb, Ba, Th, U, K...) que l'échantillon Tj5. Les anomalies en Nb et Ta marquent une assimilation de croûte qui est typique des granites calco-alcalins.

Les spectres de terres rares des roches étudiées normalisés aux chondrites (Taylor et McLennan, 1985) présentent une allure similaire (fig.21) traduisant leur cogénéisme. Les spectres montrent un fractionnement important des LREE par rapport aux HREE avec une anomalie négative en Eu assez bien marquée. L'échantillon Tj59c est plus enrichi en LREE,

ce qui pourrait être dû à une contamination crustale du magma originel. L'allure des spectres est typique des magmas calco-alcalins.

VI-CONTEXTE GEOTECTONIQUE

Les différents types de granitoïdes sont caractérisés par un environnement tectonique particulier. En 1989, Maniar et Piccoli proposèrent une série de diagrammes discriminants basés sur les éléments majeurs les moins mobiles et définissent ainsi sept domaines que sont :

- OP (Oceanic plagiogranitoids)
- IAG (Island Arc Granitoids)
- CCG (Continental Collision Granitoids)
- POG (Post-orogenic Granitoids)
- RRG (Rift Related Granitoids)
- CEUG (Continental Epirogenic Uplift Granitoids)
- CAG (Continental Arc Granitoids)

La première remarque que l'on peut faire à partir des diagrammes de discrimination géotectonique (fig.22) est que les granitoïdes étudiés ne s'inscrivent jamais dans les domaines OP, RRG et CEUG qui délimitent les champs réservés aux granites anorogéniques.

Par ailleurs nous pouvons relever que les points se répartissent dans le domaine POG dans les diagrammes $(MgO(\%AFM)/FeO^*(\%AFM))$ et $(CaO(\%ACF)/FeO^*+MgO(\%ACF))$ alors que dans le diagramme $(SiO_2\%/FeO^*(FeO(FeO^*+MgO)/\%))$ ils sont positionnés à cheval entre le champ des IAG+CAG+CCG correspondant à des granites orogéniques et les post orogéniques. Nous avons également utilisé le diagramme R2 vs R1(fig.23) de Batchelor et Bowden (1985) où l'ensemble des points s'inscrivent dans les domaines tardi orogéniques . Ceci est conforme au caractère calco-alcalin hautement potassique correspondant aux granites tardi-tectoniques définis par Liegeois (1998).

VII- CONCLUSION ET DISCUSSION

Les granitoïdes du complexe de Tin Amzi sont des monzogranites,des granodiorites et des syénogranites recoupés par des dykes granitiques. Ils renferment de xénolites de socle et des enclaves microgrenues sombres.Ces granitoïdes qui enregistrent une déformation ductile plus

ou moins bien marquée est soulignée par des mica-fischs, des bandes de cisaillement, des platten-quartz sont des granitoïdes syn à tardi tectoniques mais post collisionels. Ceci est également observé dans les diagrammes de Maniar et Piccoli (1989). Du point de vue géochimique les roches de Tidjenouine sont métalumineuses à faiblement peralumineuses avec un rapport $A/CNK < 1.1$ ce qui est compatible avec les faibles valeurs du corindon normatif (tableau II).

L'affinité magmatique de nos roches est sujette à discussion car les points analytiques se positionnent dans le champ des granitoïdes alcalins du diagramme de Sylvester (1989) dans le champ des granites calco-alcalins hautement potassiques dans les diagrammes de Brown (1982) et d'Ewart (1978) et dans le champ des granites alcali-calciques dans le diagramme de Frost et al (2003). Vu le contexte structural (mylonitisation panafricaine du granite) et la similitude avec le granite de l'Anfeg, le granite de TinAmzi est un granite calco-alcalin hautement potassique mais avec une tendance transalcaline. Les spectres des éléments en trace et des terres rares indiquent bien que les granitoïdes de TinAmzi sont calco-alcalins (au sens large). Pour identifier la source des granitoïdes de TinAmzi nous avons utilisé le diagramme $Q'/ANOR$ de Streckeisen et Le Maitre (1979) (fig.8). Nous remarquons une distribution générale dans le domaine des granites de type I mais certains points débordent dans le domaine des granites de type A. Cette distribution refléterait une origine lithosphérique avec une probable contamination crustale telle que définie par Liegeois (1998) pour les granites calco-alcalins hautement potassiques.

Remerciements : Nous remercions N.Abdallah pour ses critiques et ses suggestions et A.Azzouni-Sekkal pour les fructueuses discussions que nous avons eues.

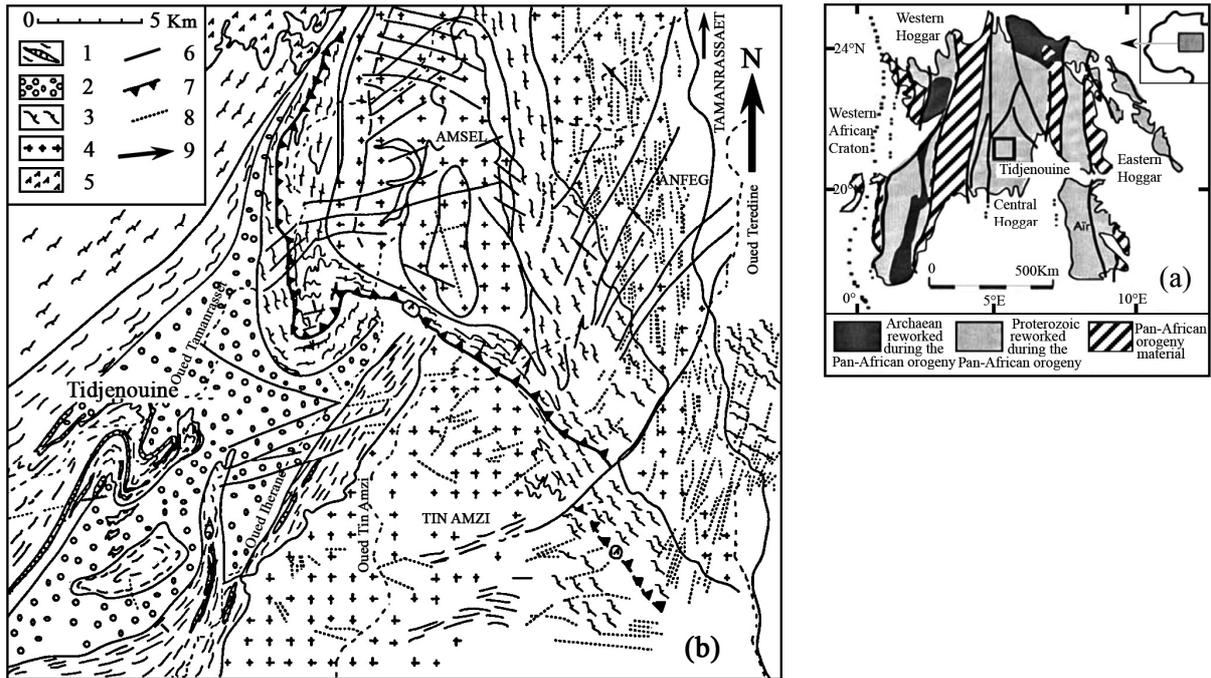


Figure 1 :Carte géologique de la région de Tin Amzi.(Bertrand et al.,1986).1-métapélites granulitiques ;2-migmatites ;gneiss refoliés ;4-granites ;5-roches volcaniques récentes ;6-faille ;7-chevauchement ;8-dyke ;9-linéation.

Geological map of the Tin Amzi area (Bertrand et al.,1986).1-granulitic metapelites;marbles;quartzites and mafic lenses;2-migmatites;3-refoliated gneisses;4-granits;5-recent volcanic rocks;6-fault;7-strike slip thrust;8-dyke;9-lineation.

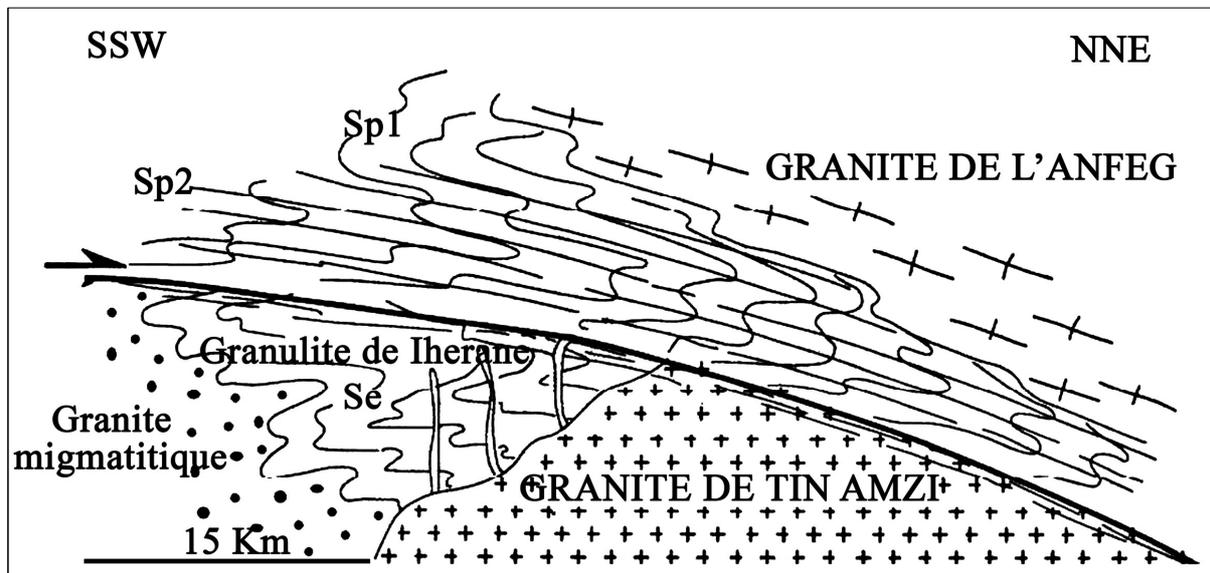


Figure 2 :Coupe schématique de la région de Tin Amzi (Bertrand *et al.*,1986)
Cross-section in the Tin Amzi area (Bertrand *et al.*,1986).

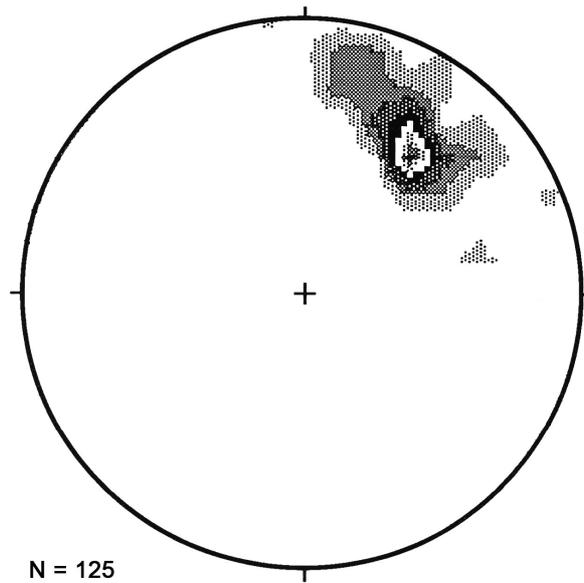


Figure 3 :Projection stéréographique de la linéation d'étirement dans l'unité supérieure.
Stereographic plotting of strecht lineation in the upper unit.

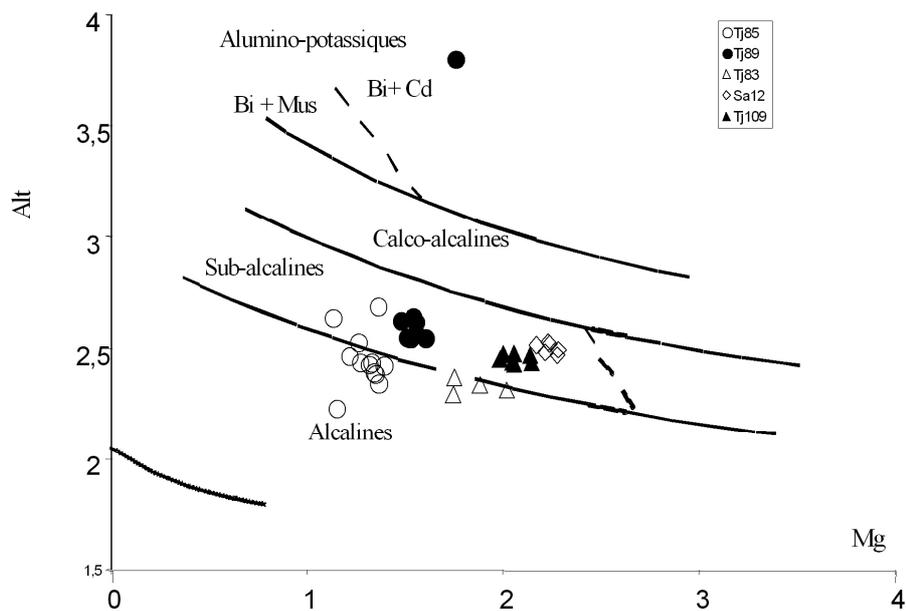


Figure 4 : Diagramme Mg-Alt de Nachit *et al.* (1984) ,montrant les compositions sub-alkalines des biotites appartenant au pluton granitique de Tin Amzi
Mg-Alt diagram from Nachit *and a.* (1984) ,illustrating biotittes sub-alkalic compositions of the Tin Amzi granite pluton.

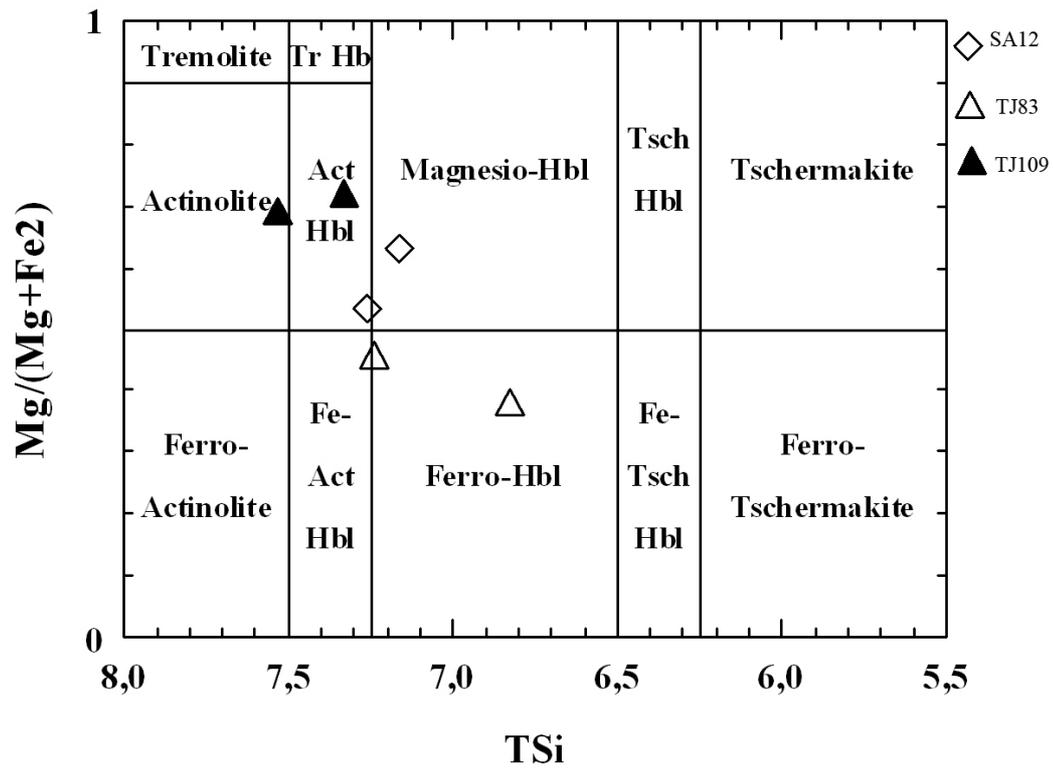
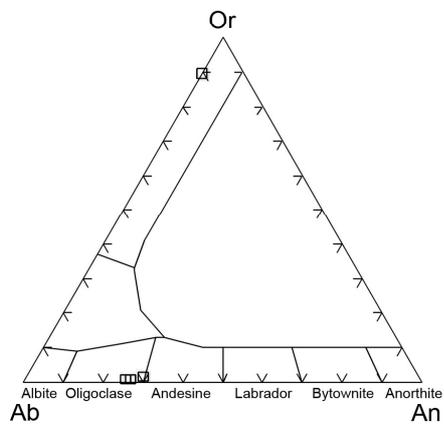
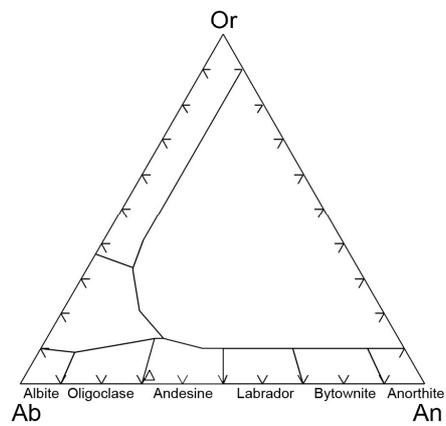


Figure 5 : Projection des points analytiques des amphiboles des roches à amphiboles des granitoïdes de Tin Amzi .

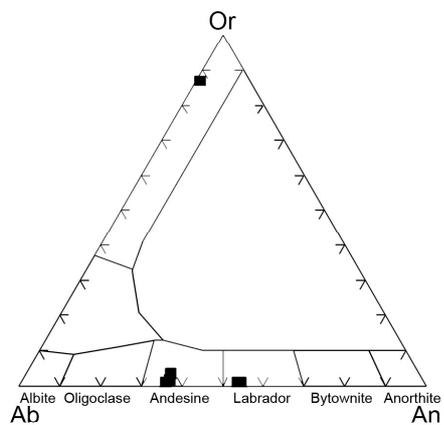
Ploting of the analytical points of the rocks with amphiboles of Tin Amzi in the diagram of Leake.



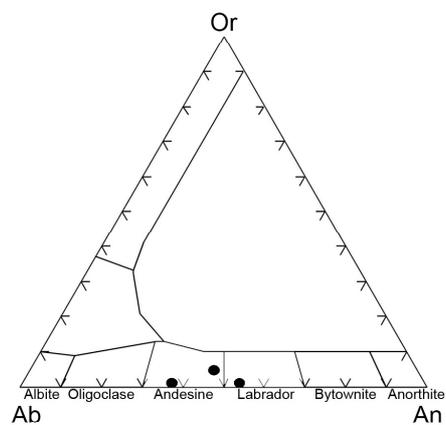
Echantillon TJ 83



Echantillon TJ 85



Echantillon TJ 109



Echantillon SA 12

Figure 6 : Projection des points analytiques des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.
Plotting of the analytics points of feldspath on the An-Ab-Or diagram.

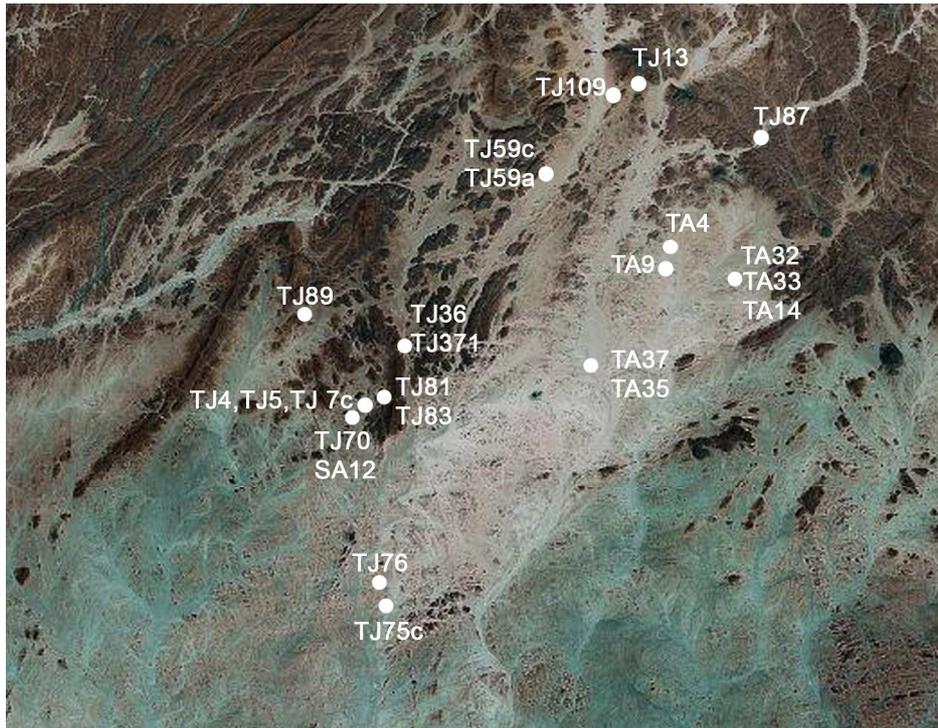


Figure 7 : Carte de positionnement des échantillons analysés.
Samples localisation map.

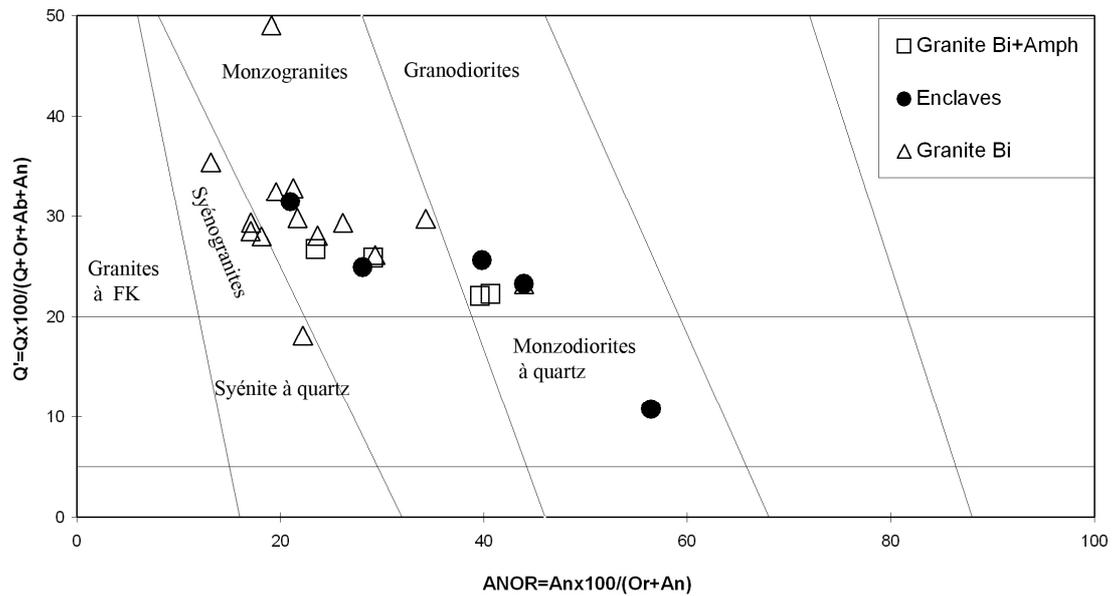


Figure 8 : Projection des points analytiques des roches étudiées dans le diagramme Streickesen et Le Maître (1979).
Plotting of analytics points of all rocks on the Streickesen and Le Maître diagram (1979).

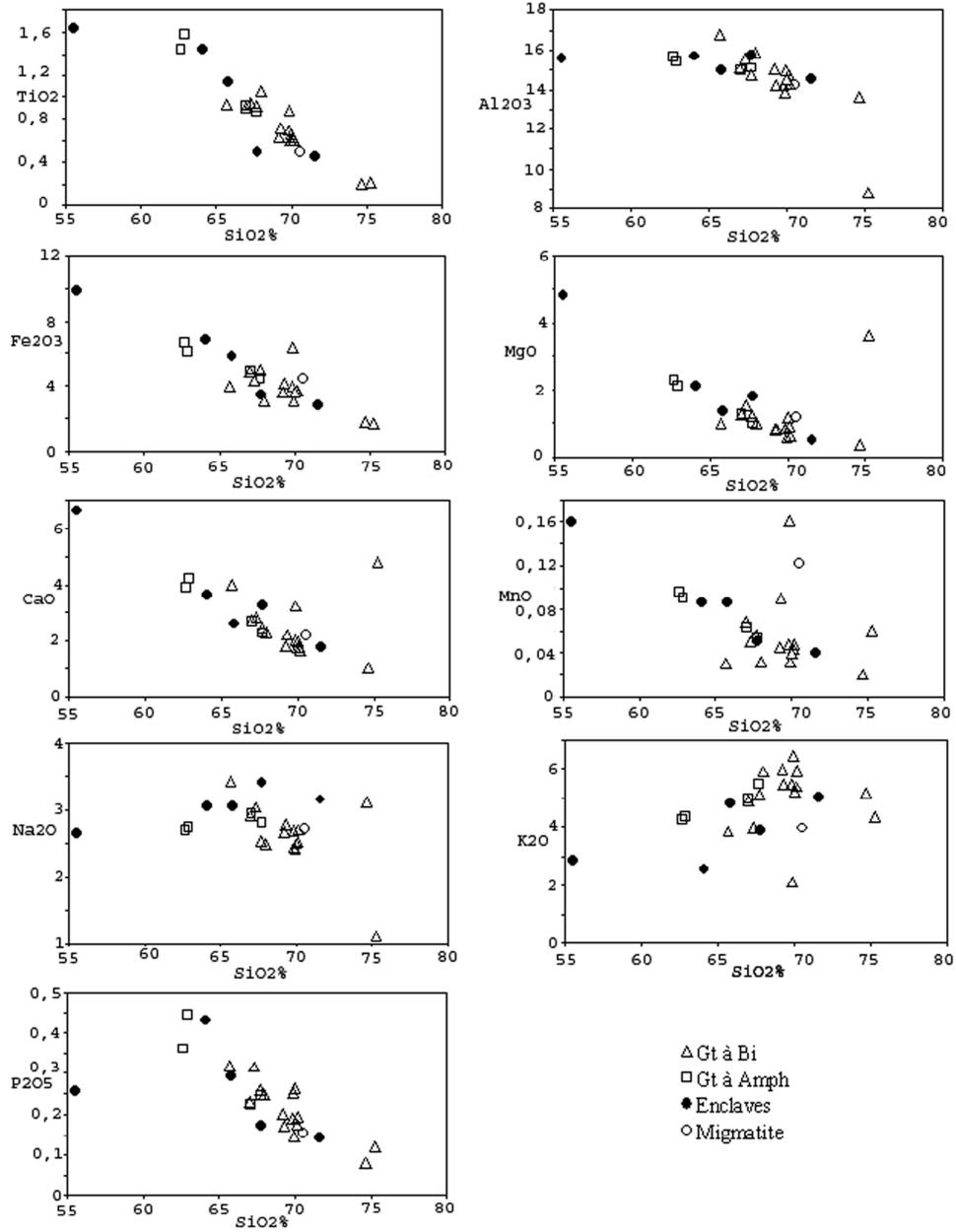


Figure 9 : Variations des oxydes en fonction de la silice (Harker, 1909).
Variation of major elements oxides versus silica (Harker, 1909).

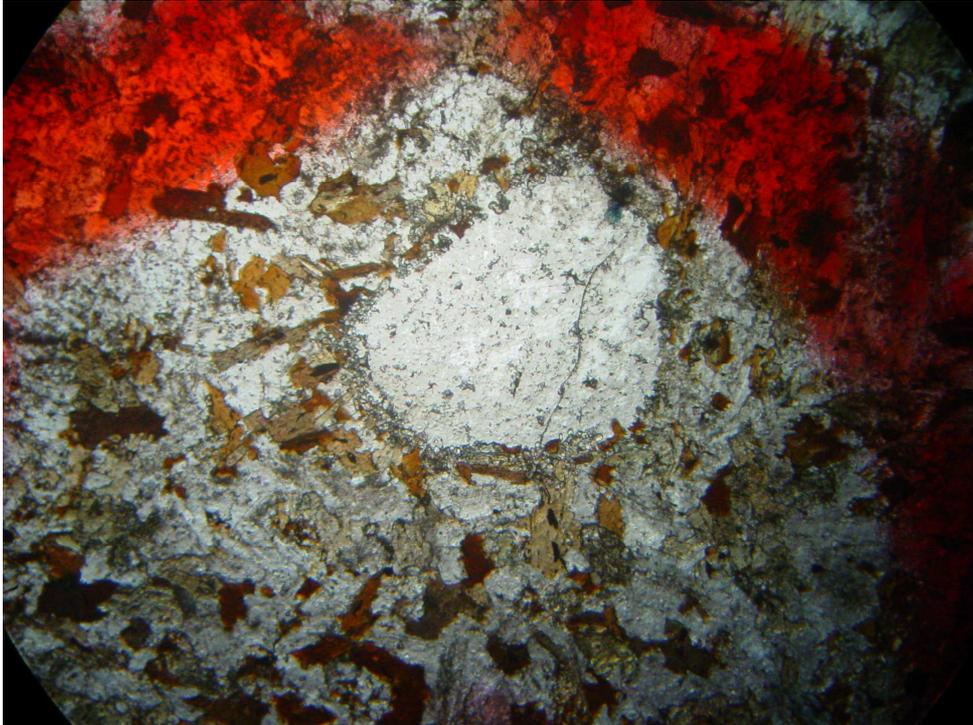


Figure 10 : Ocelles de quartz observées dans l'enclave SA12.
Quartz ocellus observed in SA12 enclave.



Figure 11 : Enclave d'un faciès à amphibole dans le granite à dent de cheval avec des feldspaths à cheval sur les deux faciès.
Enclave of amphibole rock in the « dent de cheval » granit with feldspaths on the both rocks.



Figure 12 : Granite à dent de cheval recoupant le faciès à amphibole.
Granit «dent de cheval » cutting off amphibole rock.

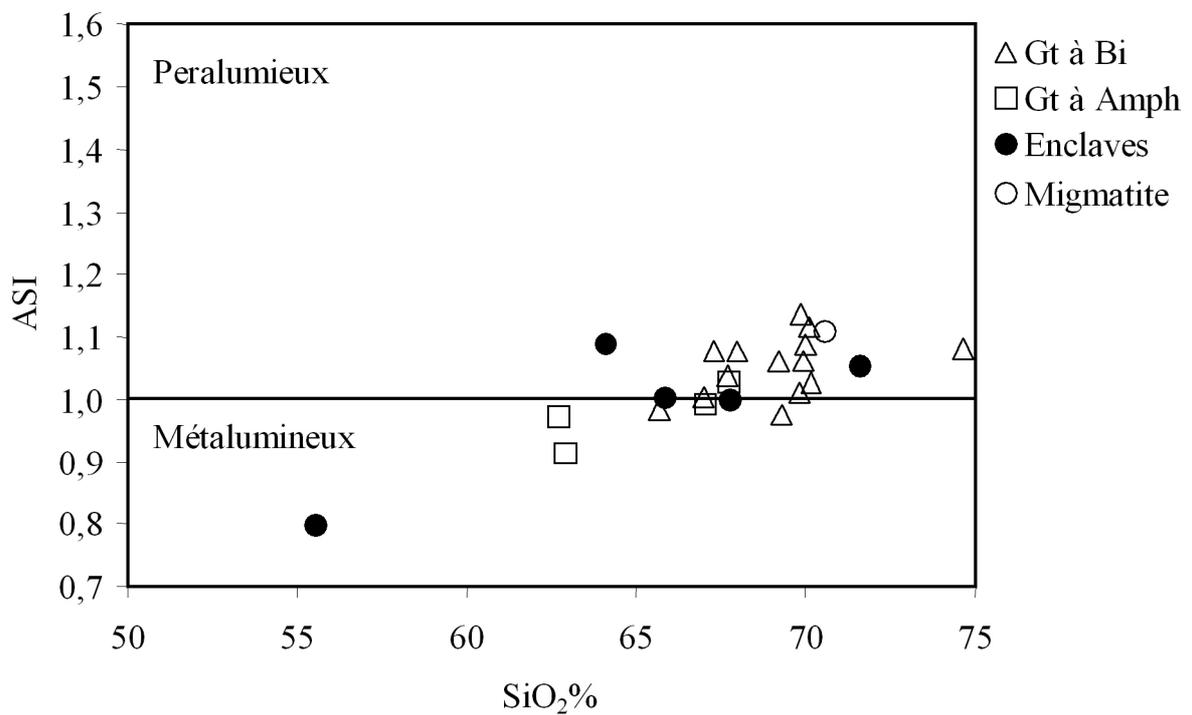


Figure 13 : Projection des granitoïdes étudiés dans le diagramme ASI vs Si O2.
Plotting of granitoids on the ASI vs SiO₂ diagram.

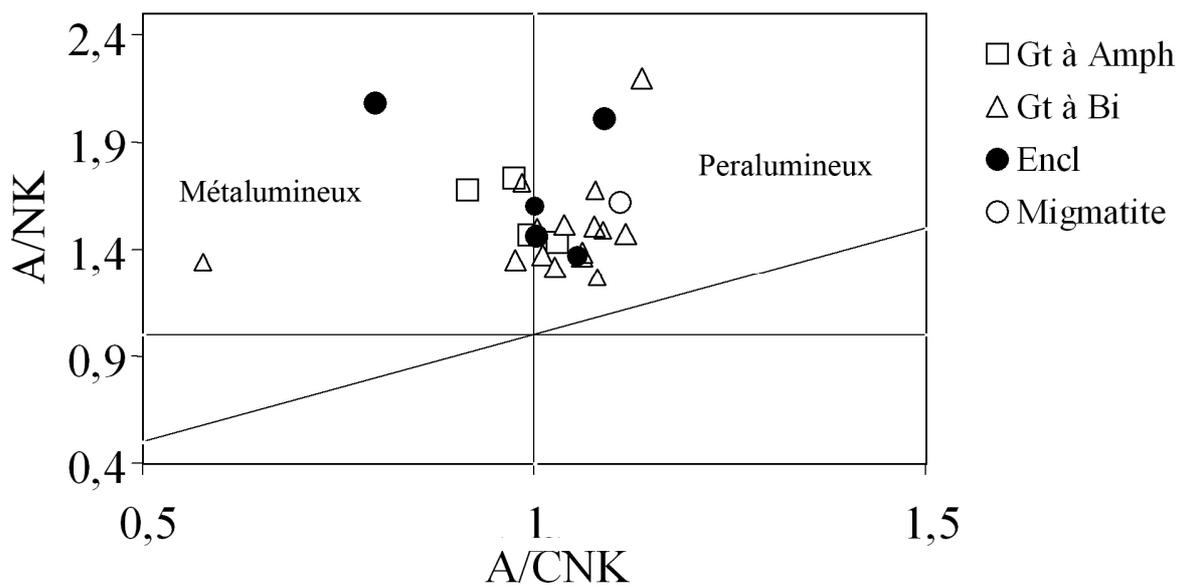


Figure 14 : A/CNK (molaire) versus A/NK (molaire).
A/CNK (molar) Vs A/NK (molar).

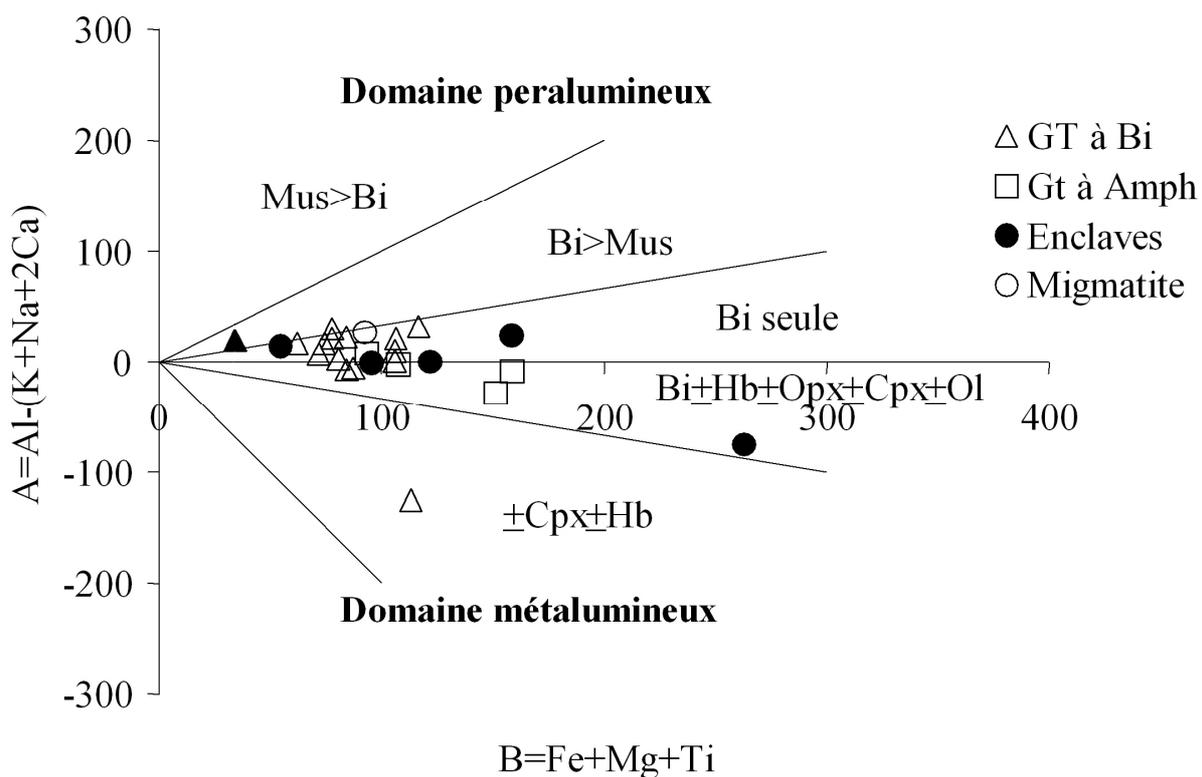


Figure 15 : Projection des granitoïdes dans le diagramme de Debon et Le Fort (1983).
Plotting of granitoids on the Debon and Le Fort diagram (1983).

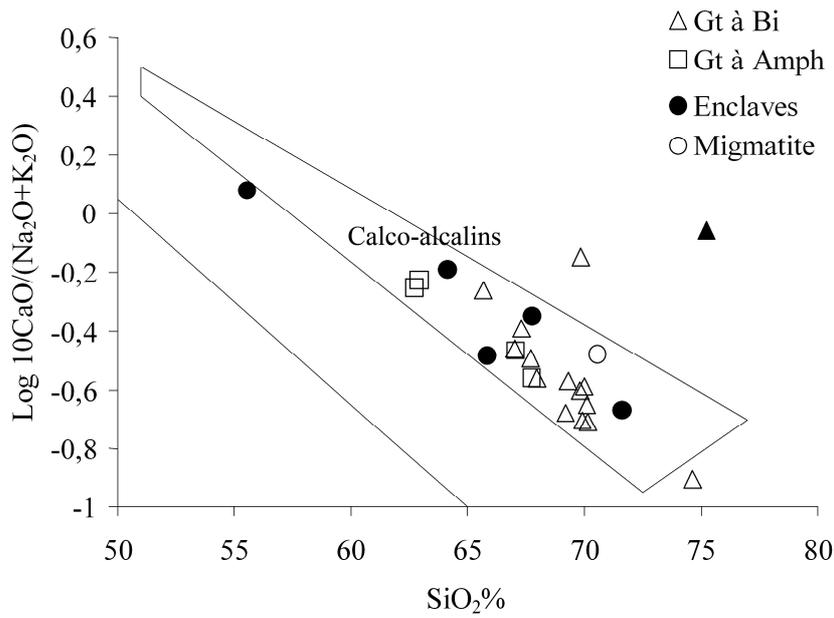


Figure 16 : Projection des granitoïdes dans le diagramme de Brown (1983) .
Plotting of granitoids on the Brown diagram (1983) .

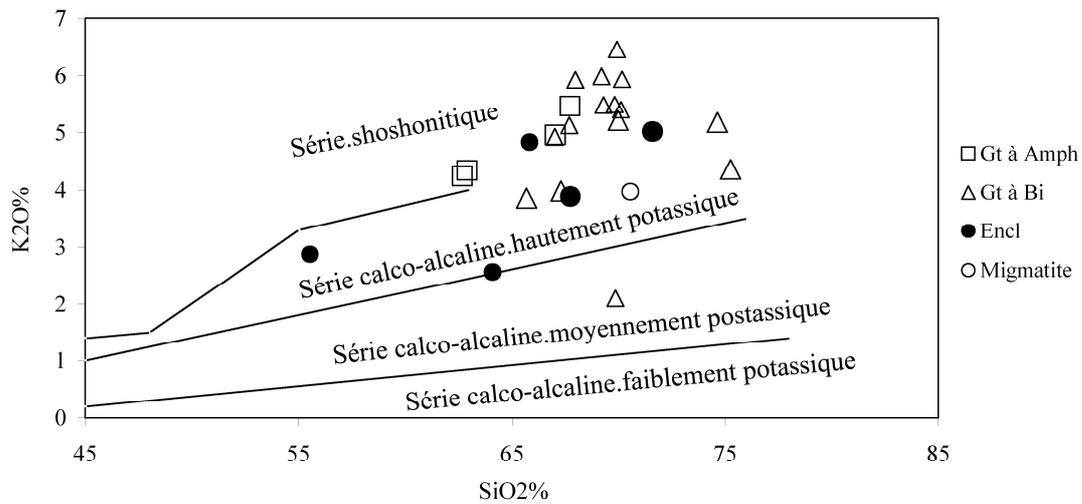


Figure17 : Projection des points analytiques des roches étudiées dans le diagramme d' Ewart (1978).
Plotting of analytic points of all rocks on the Ewart diagram (1978).

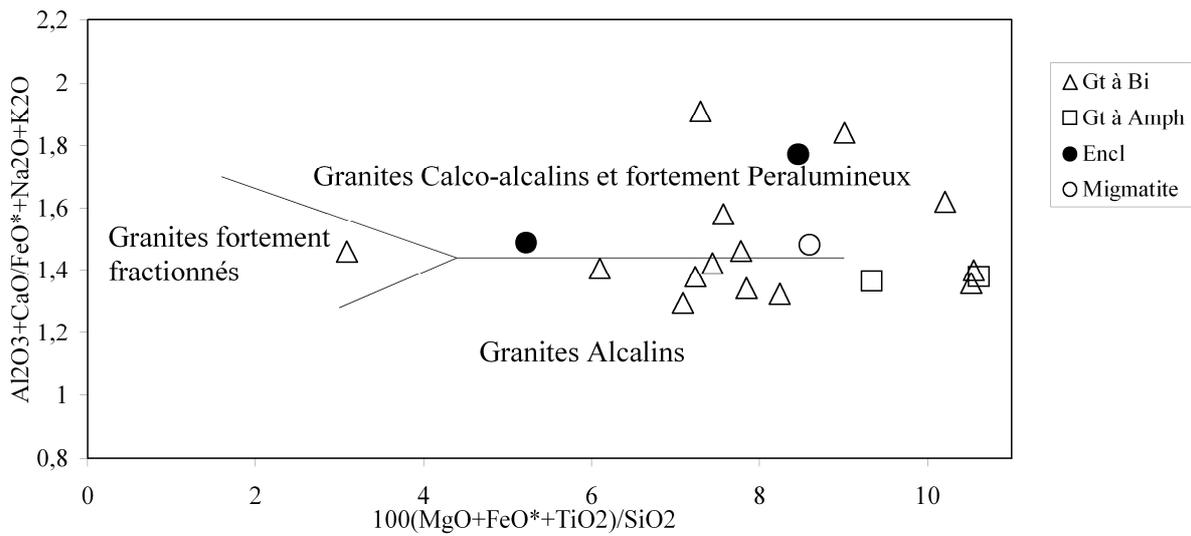


Figure 18: Projection des points analytiques des roches étudiées dans le diagramme de Sylvester(1989).

Plotting of analytics points of all rocks on the Sylvester diagram (1989).

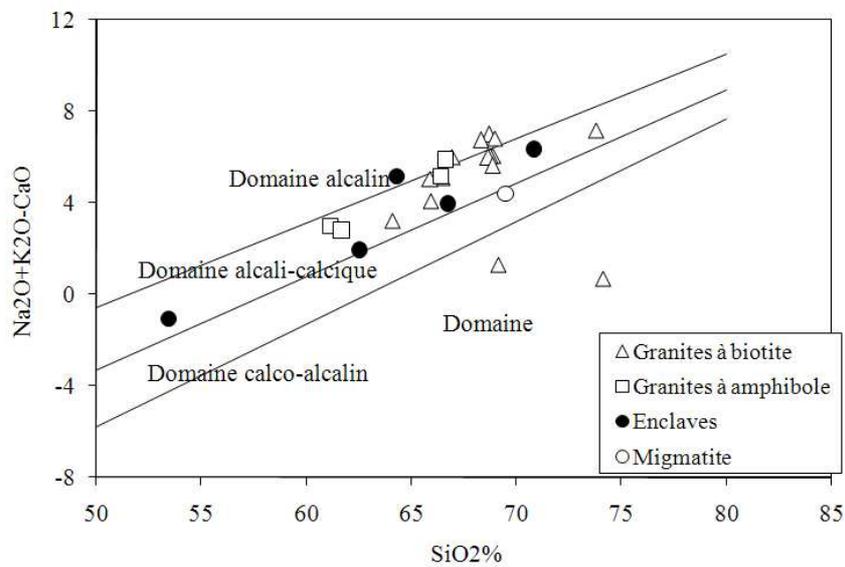


Figure 19 : Projection des granitoides de Tin Amzi dans le diagramme MALI-SiO2 de FROST et al, (2001).

Plotting of Tin Amzi granitoids on the MALI-SiO2 (FROST and al.,2001).

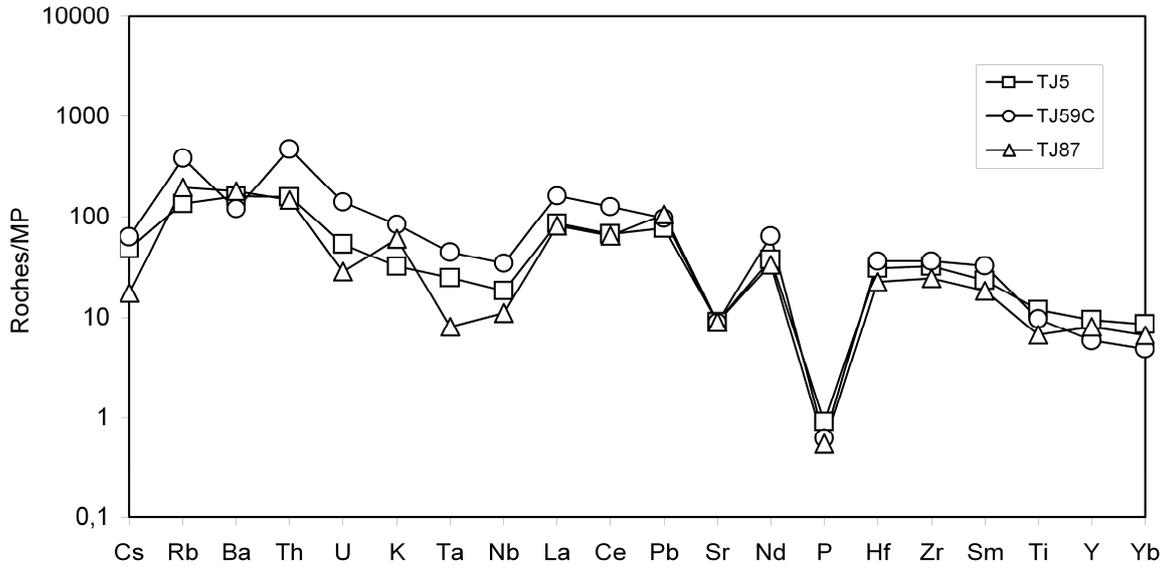


Figure 20: Spectres multi-éléments normalisés au manteau primitif des faciès granitiques et d'une migmatite associée.

Spidergram of granits an migmatit normalized to the primitive mantle.

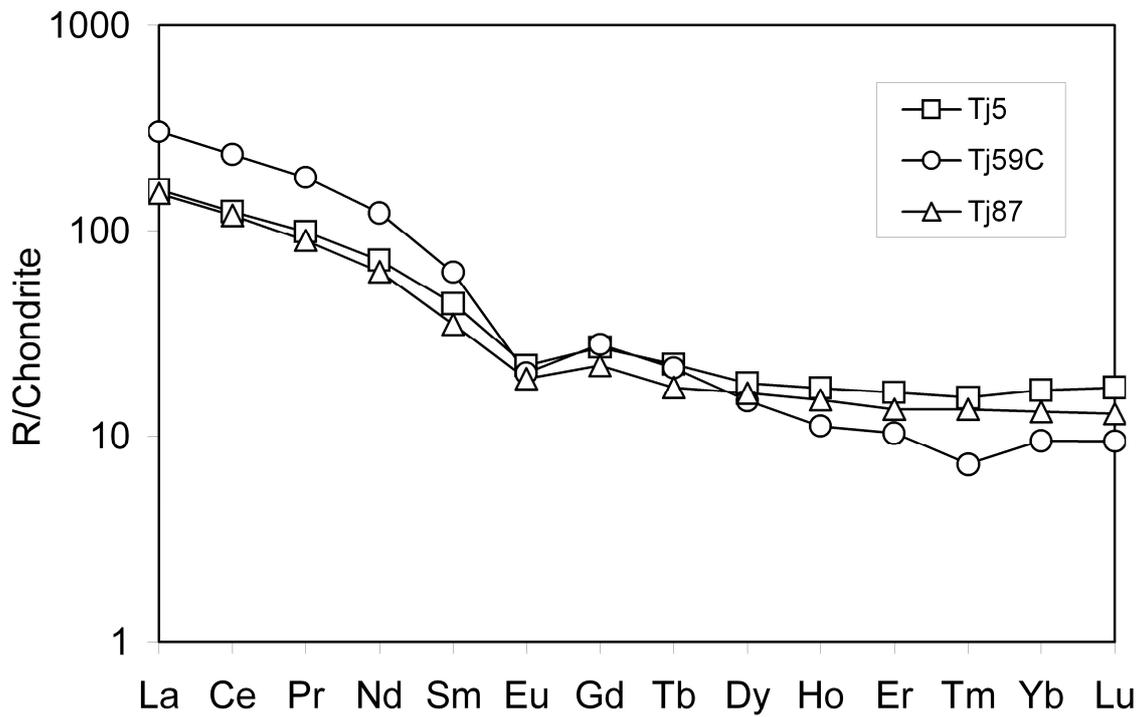


Figure 21: Spectres de REE des faciès granitiques et d'une migmatite associée.
REE spectrums of granits and an associated migmatit.

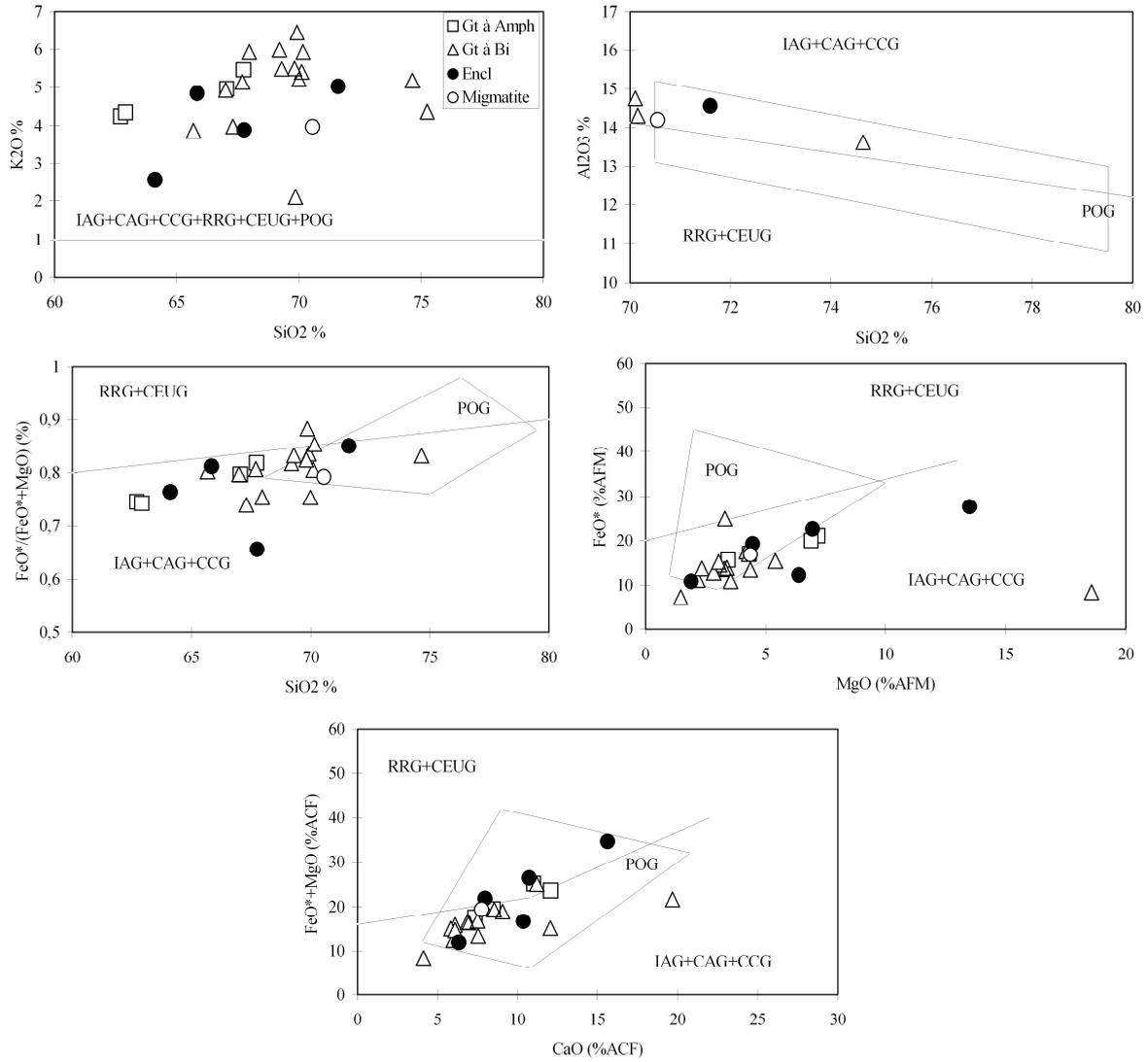


Figure 22: Diagramme de discrimination géotectonique des granitoides de Maniar et Piccoli (1989).

Geotectonic discrimination diagrams of Maniar and Piccoli for granitoids (1989).

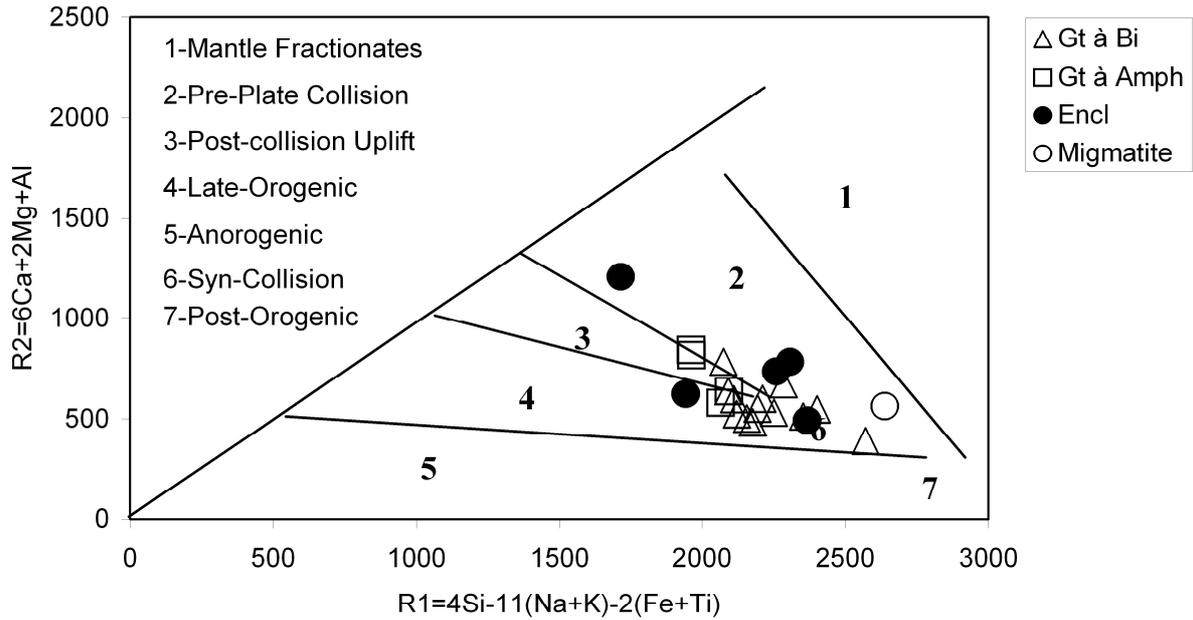


Figure 23 : Projection des points analytiques des granitoides de Tin Amzi dans le diagramme R1-R2 de Batchelor et Bowden (1985).

Plotting of analytics points of granitoids on the Batchelor and Bowden diagram (1985).

Faciès	Biotite														
N°Echan.	TJ7C	TJ13	TJ70	TJ75C	TJ76	TJ81	TJ85	TJ89	Tj5	TJ59c	TA37	TA4	TA32	TA33	TA35
SiO ₂	68,9	68,7	68,7	66,9	66,5	65,9	68,9	68,3	69,1	68,7	73,8	64,1	65,9	68,9	74,1
TiO ₂	0,61	0,6	0,68	1,04	0,9	0,9	0,6	0,62	0,87	0,71	0,2	0,91	0,93	0,65	0,21
Al ₂ O ₃	14,5	14,8	14	15,6	14,5	14,9	14,1	14,9	13,7	14,1	13,5	16,4	15,3	14,3	8,68
Fe ₂ O _{3t}	3,86	3,18	4,12	3,22	5,22	5,13	3,88	3,75	6,78	4,37	1,83	4,16	4,57	3,77	1,73
MnO	0,04	0,03	0,05	0,03	0,06	0,07	0,05	0,05	0,16	0,09	0,02	0,03	0,05	0,04	0,06
MgO	0,88	0,59	0,83	0,99	1,18	1,23	0,63	0,79	0,84	0,83	0,35	0,96	1,51	1,16	3,58
CaO	1,74	1,72	2,01	2,28	2,42	2,67	1,66	1,8	3,2	2,21	1,02	3,89	2,79	1,96	4,72
Na ₂ O	2,48	2,37	2,65	2,46	2,49	2,85	2,65	2,64	2,41	2,76	3,08	3,34	2,97	2,46	1,1
K ₂ O	5,31	6,34	5,41	5,84	5,04	4,85	5,83	5,91	2,09	5,44	5,12	3,77	3,9	5,13	4,3
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,19	0,25	0,25	0,23	0,19	0,2	0,25	0,17	0,08	0,31	0,31	0,26	0,12
Perte au feu	1,3	1,5	0,6	1	0,8	1	0,7	1	0,28	0,47	0,74	1,75	1,45	1,09	1,03
Total	100	100	99,7	100	99,6	100	99,5	100	99,7	99,7	99,7	99,6	99,7	99,7	99,6

Bio+Am	Bio+Am	Bio+Am	Bio+Am	enc	enc	enc	enc	enc	Migmatite
TJ36	TJ59A	TJ83	TJ109	TJ371	SA12	TA9	TA14	TJ4	Tj87
66,62	61,14	66,41	61,68	64,3	53,4	66,8	70,8	62,55	69,49
0,843	1,406	0,915	1,548	1,12	1,57	0,48	0,44	1,413	0,49
14,85	15,29	14,84	15,14	14,7	15	15,5	14,4	15,33	13,99
4,67	6,9	5,19	6,4	6,02	10,2	3,61	2,94	7,15	4,63
0,053	0,094	0,063	0,089	0,09	0,15	0,05	0,04	0,085	0,12
0,98	2,21	1,25	2,08	1,31	4,65	1,78	0,49	2,06	1,14
2,25	3,8	2,67	4,14	2,54	6,38	3,22	1,74	3,55	2,19
2,75	2,63	2,9	2,68	2,98	2,54	3,35	3,11	2,98	2,67
5,38	4,14	4,91	4,26	4,72	2,77	3,83	4,97	2,51	3,91
0,24	0,352	0,221	0,436	0,29	0,25	0,17	0,14	0,42	0,15
1,1	1,1	0,5	0,9	1,7	1,6	0,92	0,71	1,7	0,38
100,01	99,42	100,17	99,64	99,7	99,7	99,7	99,8	100,7	99,16

Tableau I: Analyses chimiques des granotoïdes de Tin Amzi.
Selected chemical analyses of the Tin Amzi granitoids.

Faciès	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Biotite	Amp,Bio,	Amp,Bio,	Amp,Bio3,	Amp,Bio,	Encl.	Encl.
Echantillon	Tj13	Tj59c	Tj75c	Tj81	Tj85	Tj89	Tj36	Tj59a	Tj83	Tj109	SA12	Tj371
Qz	26,44	24,25	23,83	22,72	26,75	25,09	24	19,22	21,29	19,75	8,66	22,02
Cr	0,98	0,06	1,25	0,05	0,61	0,96	0,54		0,03			0,65
Ortho,	37,59	32,15	34,69	28,96	34,45	34,98	31,91	24,7	29,02	25,18	16,43	28,01
Ab	19,8	23,35	21,41	24,45	22,59	22,59	23,02	21,83	24,37	21,92	21,75	25,55
An	8,46	9,85	10,79	13,1	8,02	8,56	11,08	17,98	13	17,87	24,54	11,48
Diop,								0,88		30	6,49	
Woll												
Hyp	1,42	6,56	2,47	3,19	1,54	1,99	2,39	5,12	6,62	5,09	8,42	3,36
Magn		1,28							2,42			
Ilm	1,08	1,35	1,92	1,63	1,1	1,14	1,54	2,56	1,63	2,73	2,79	1,99
Hema	4,47		5,42	6,94	5,3	5,15	6,49	9,58		9,32	13,03	8,17
Apa	0,32	0,39	0,56	0,51	0,39	0,39	0,49	0,72	0,51	0,88	0,53	0,63
TOTAL	100,6	99,24	102,3	101,6	100,76	100,9	101,46	102,6	98,89	103,03	102,6	101,9

Tableau II: Normes CIPW des granitoïdes de la région de Tidjenouine.
CIPW norm of Tidjenouine granitoids area.

Ech.	Tj5	Tj59C	Tj87	Ech.	Tj5	Tj59C	Tj87
As	0,66	0,65	0,42	Nb	13,04	24,79	7,81
Ba	1121	842	1274	Nd	51,24	87,21	45,22
Be	1,61	2,01	0,7	Ni	17,3	9,81	19,2
Bi	0,02	0,01		Pb	14,3	17,9	19,6
Cd	0,23	0,34	0,24	Pr	13,63	25,13	12,36
Ce	119,5	225,5	114,7	Rb	86,34	243,2	125,4
Co	13,4	6,94	9,66	Sb	0,11	0,12	0,09
Cr	50,5	26,4	61,9	Sm	10,27	14,55	8,13
Cs	1,56	2,03	0,553	Sn	1,17	2,68	0,46
Cu	29,5	7,5	30,1	Sr	188	186	188
Dy	6,91	5,69	6,18	Ta	1,01	1,84	0,328
Er	4,06	2,57	3,35	Tb	1,3	1,25	1
Eu	1,92	1,77	1,66	Th	13,53	40,01	12,63
Ga	20,7	22,4	20	Tm	0,55	0,26	0,48
Gd	8,29	8,57	6,75	U	1,12	2,97	0,6
Ge	1,25	1	1,09	V	50	28,1	30,8
Hf	9,46	11,2	6,88	W	0,39	0,49	0,22
Ho	1,46	0,95	1,28	Y	42,4	26,6	36,3
In	0,06	0,04	0,06	Yb	4,17	2,36	3,25
La	58,63	112,3	55,94	Zn	69,2	63,4	56,5
Mo	1,98	1,79	1,04	Zr	362	407	272

Tableau III: Analyses chimiques des éléments en trace de trois échantillons du granite de Tin Amzi.

Chemical analysis of trace elements of three samples Tin Amzi granit.

BIBLIOGRAPHIE

ACEF, K., LIEGEOIS, J.P., OUABADI, A., LATOUCHE, L., 2003. The Anfeq post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar; Algeria), result of the LATEA microcontinent metacratonisation.

AZZOUNI-SEKKAL, 1989. Pétrologie et géochimie des granites de type "Taourirt": un exemple de province magmatique de transition entre les régimes orogéniques et anorogéniques, au panafricain (Hoggar, Algérie). Thèse de doctorat en sciences. USTHB. 288.

AZZOUNI-SEKKAL, A., LIEGEOIS, J.P., BECHIRI-BENMERZOUG, F., BELAIDI-ZINET, S., BONIN, B., 2003. The "Taourirt" magmatic province, a marker of the closing stage of Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences*. 37, 331-350.

BATCHELOR, R.A. ET BOWDEN, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationing parameters. *Chem. Geol.* 4:4355.

BERTRAND, J.M., 1986. Plutonisme et collision au Hoggar : aspects structuraux. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302(11), 5 : 233-236.

BERTRAND, J.M. et al., 1987. Rapport sur les travaux de l'équipe de Nancy au Hoggar (1986-1987) en collaboration avec la SONAREM-EREM.

Brown, G.C., 1982. Calc-alkaline intrusive rocks : their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. (Andesite. Wiley.ed.). London: Thorpe, S.R.

- Chappell, B.W., & White, A.J.R., 1984. Sources rocks of I-type granites S-type granites in the Lachlan fold belt, SE Australia. *Phil., Trans. R. Soc. London A* 310, pp.693-707.
- Debon, F., et Le Fort, P., 1983. A chemical-Mineralogical classification of common plutonic rocks and association. *Earth Sci.*, vol.73, pp.135-149.
- FROST, B.R., BARNES, C., COLLINS, W.J., ARCULUS, R.J., ELLIS, D. and FROST, C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42 :2033-2048.
- Griffin, T.J., White, A.J.R., et Chapell, B.W., 1978. The Moruya batholith and geochemical contrasts between the Moruya and Jindbyne suites. *J. geol. Soc. Australia*, 25, 235-247.
- HARKER, A., 1909. The natural history of igneous rocks. New York, Macmillan.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineralogist*, 16/4:501-520.
- LIEGEOIS, J.P., 1987. Le batholite composite de l'Adrar des Iforas (Mali). *Géochimie et géochronologie d'une succession magmatique du calco-alcalin à l'alcalin dans la cadre de l'orogénèse pan-africaine*. Thèse Doc. Es-Sci., Bruxelles, 335p.
- LIEGEOIS, J.P. ET AL., 1998. Contrasting origin of post-collisional high calco-alcaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalisation. *Lithos*, 45, 1-28.
- MANIAR, P.D. AND PICCOLI, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. of Americ. Bull.*, V.101 :635-643.
- MOULAHOU, O., 1988. Dualité du magmatisme d'âge panafricain : aspects structuraux et pétrographiques des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie) Thèse Doc. Ing. Univ. Nancy1, 145p.
- NACHIT, H., RAZAFIMAIIEFA, N., STUSSI, J.M. et CARRON, J.P., 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C.R.A.S. Paris*, t301, série II, pp.813-818.
- OUZEGANE, K., 1981. Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar central). Thèse de 3^{ème} cycle – Paris VII : 171.
- Shand S.J., 1927. *Eruptive Rocks-Their genesis, composition classification and their Relation to Ore-Deposits*. London, :488.
- STRECKEISEN, A., ET LE MAITRE, R.W.L., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *N. Jb. Miner. Abh*, 136 :169-206.
- Sun, S.S., & Donogh, W.F.M., 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts : implications for mantle composition and processes. *Geological Society Special Publication*, 42:313-345.
- SYLVERSTER, P.J., 1989. Post-collisional alkaline granites : *Journal of Geology*, V.97, pp.261-280.
- Taylor, R.S., & Mc Lennan, S.M., 1985. *The continental crust : its composition and evolution*. Oxford: Blackwell.
- Vernon, R.H., 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites *J. Proc. R. Soc. N. SW.*, 23:1-63.

IV- Conclusion

Les trois granites présentent les mêmes caractères pétrographiques et géochimiques. Les magmas qui les ont générés se sont formés à proximité de l'interface croûte-manteau avec une contribution mantellique (sous plaquage) mais les conditions d'intrusion sont différentes. Nous reprendrons ces données dans le dernier chapitre (figure VII-1).

CHAPITRE III

PETROLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES

PETROLOGIE DES ROCHES METAMORPHIQUES

I-L'unité inférieure

Les terrains d'âge Eburnéen de la région Tidjenouine- Tin Amzi qui correspond à l'unité inférieure (figure I-4), sont composés de roches de natures très diversifiées.

Nous les avons regroupées en trois ensembles :

- Les gneiss migmatitiques
- Les métapélites
- Les metabasites



Figure III-1 : Vue de la région de Tidjenouine vers le nord-est.

I-1-Les gneiss migmatitiques

Les gneiss migmatitiques sont facilement reconnaissables dans le paysage car ils sont plus clairs que les métapélites.

La superposition observée en certains endroits est la suivante :

- migmatites blanchâtres sans grenat
- migmatites à grenat
- métapélites migmatitiques à grenat avec enclaves de metabasites
- métapélites moins migmatitiques riches en grenat avec intercalations de marbre.

Parfois ces gneiss migmatitiques sont représentés par des migmatites et occupent les points les plus bas que sont les lits d'oued. Ils sont surtout visibles dans la partie médiane de l'oued Iherane et dans l'oued qui lui est parallèle à l'ouest, l'oued Illassene.

La limite entre ces orthogneiss et les métapélites n'est pas observable partout car souvent ils sont en contact par faille ductile ou fragile.



Figure III-2 : Limite entre les migmatites et les métapélites.

Ces deux oueds sont de direction subméridienne et dans la région de Tidjenouine-Ihérane deux accidents majeurs méridiens y ont été cartographiés.

Du point de vue minéralogique leur composition est dominée par le quartz, la biotite et les feldspaths. Le grenat a été observé dans les affleurements situés à la terminaison sud de la bande quartzitique d'Ilassene et dans les affleurements de l'oued Ilassene (partie Nord).

Nous ferons remarquer que ces orthogneiss présentent parfois une déformation en constriction.

I-2- Les métapélites

Les métapélites présentent une foliation fine (figure III-4) mais celle-ci peut devenir plus large (figure III-5) suivant le degré de migmatisation. Dans ce dernier cas les métapélites deviennent rubanées.

Certains affleurements montrent des métapélites très restitiques (figure III-6). A l'œil nu et à la loupe les minéraux reconnaissables sont le grenat, le quartz, le feldspath, la cordiérite, la sillimanite et la biotite. Dans certaines zones le pourcentage de grenat est tellement élevé qu'on pourrait parler de grenatite (figure III-7).

Avant de décrire les lames minces confectionnées dans ce facies nous rappellerons que BOUAMAR (1991) et BENDAOUUD (1999) ont subdivisé les métapélites en fonction de la



Figure III-3 : Affleurements de migmatites dans les oueds d'Ilassene et de Tin Amzi.

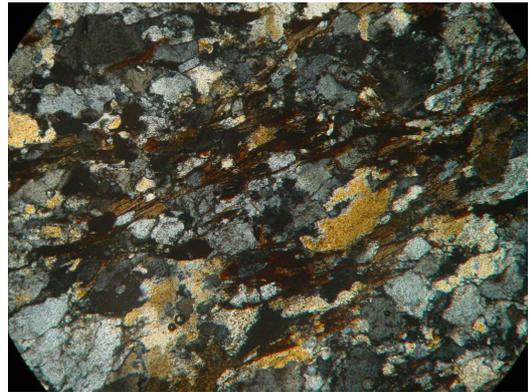


Figure III-4 : Foliation fine dans les métapélites. G x 5.

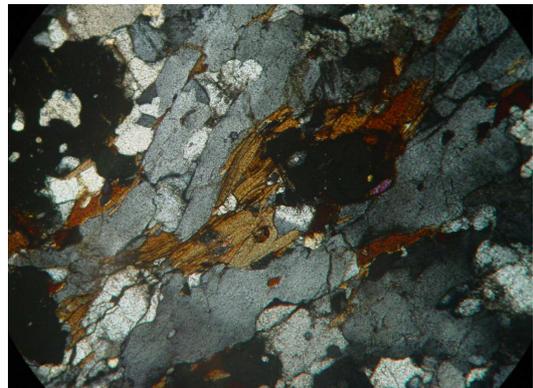


Figure III-5 : Foliation rubannée dans les métapélites.



Figure III-6 : Métapélite restitique à grenat + sillimanite déformée.

Figure III-7 : Métapélite riche en grenat.

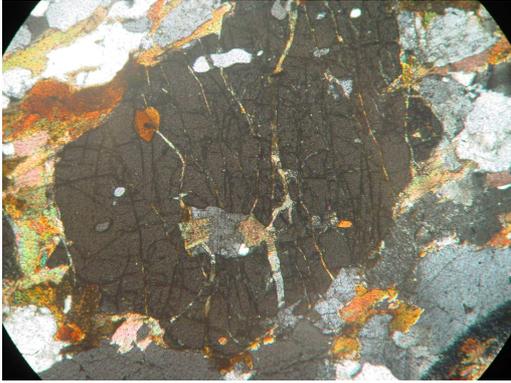


Figure III-8 : Grenat ovoïde.



Figure III-9 : Grenat automorphe.

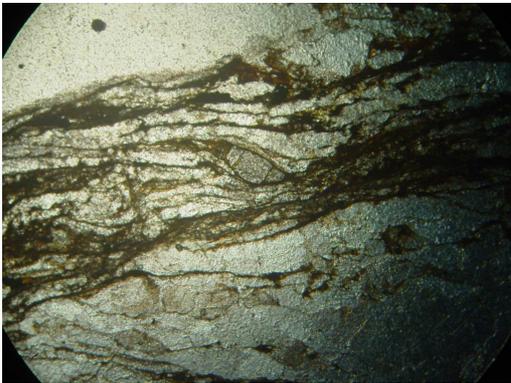


Figure III-10 : Grenat sigmoïde.

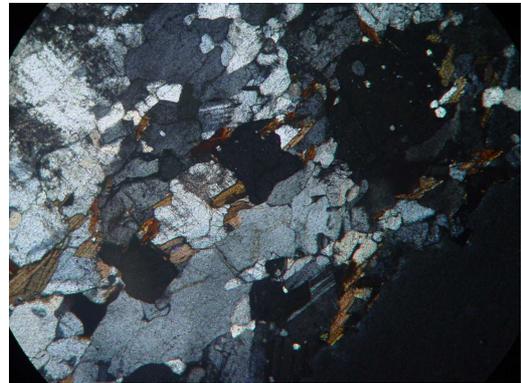


Figure III-11 : Grenat boudiné.

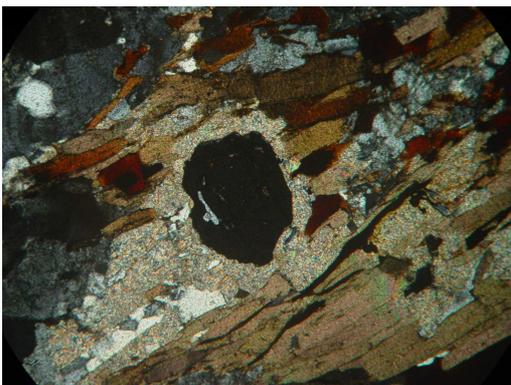


Figure III-12 : Grenats réactionnels isolés dans la biotite.

G x 5.

présence ou non d'orthopyroxène. Cette phase minéralogique appartient à la paragenèse secondaire sauf dans un cas.

Pour notre part nous n'utiliserons pas cette subdivision car nous n'avons pas eu accès à la microsonde électronique pour analyser les symplectites et les couronnes réactionnelles.

Nous précisons que les roches à pyroxène ont été échantillonnées par les deux auteurs sus cités dans la région de Tidjenouine proprement dite soit à l'ouest de l'oued Iherane. Quant à nous, l'échantillonnage a été effectué sur une surface plus grande allant de l'oued Iherane (au Nord et au Sud) à l'ouest jusqu'à la ceinture mylonitique à l'Est.

Nous n'avons pas confectionné de lames minces dans les échantillons récoltés dans la dite zone. Aussi, il est possible que le pyroxène soit lié au chimisme de la roche initiale (?).

-Le grenat :

Il se présente sous plusieurs formes, subautomorphe (figure III-9), globuleux, ovoïde (figure III-8), sigmoïde (figure III-10) et les contours peuvent être lobés. Quand il y a concentration de cristaux de grenat, ils définissent des lits assez continus suivant le plan de la foliation migmatitique (figure III-11).

Ils présentent tous des craquelures remplies de micas mais les plus grands sont systématiquement perpendiculaires à la foliation et parallèles à la direction de l'étirement. Certains cristaux sont boudinés (figure III-12b).

Les grands cristaux sont poecilites et les inclusions sont représentées par le quartz, l'ilménite, la biotite et le plagioclase. Les cristaux de petite taille sont allongés et soulignent la foliation. Le grenat peut être auréolé de produits d'altération (figure III-12a) ou être en contact direct avec le quartz, la biotite et le plagioclase.

Nous avons noté une fois (figure III-12) un cristal de grenat isolé dans de la biotite (photo) et parfois dans des lits quartzo- feldspathiques (figure III-12).

Nous rappellerons que BOUAMAR (1989) et BENDAOU (1998) ont fait remarquer que le grenat est toujours auréolé de produit de réaction (cordiérite) ce qui n'est pas notre cas.

Ceci pourrait s'expliquer par des variations importantes dans la lithologie des métapélites.

-La sillimanite :

Elle n'a pas été observée dans toutes les lames minces confectionnées. Elle est très rare dans les niveaux riches en cordiérite (figure III-14). L'échantillon (figure III-13) récolté dans l'oued Iherane montre une roche rubanée et très restitutive avec une abondance de sillimanite qui se

présente en lits épais et continus. Elle apparaît en fines baguettes ou en prismes trapus, jamais en paquets flexueux ou en nodules.

Dans la même lame, elle est très rare dans les niveaux riches en biotite.

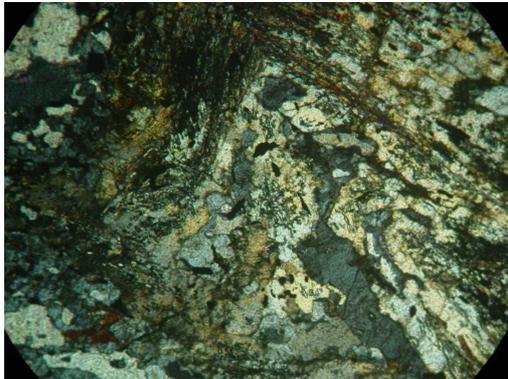


Figure III-13 : Arc polygonal de sillimanite dans les métapélites de Tidjenouine.

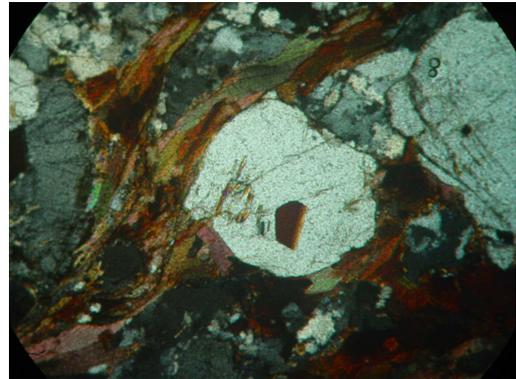


Figure III-14 : Cristaux de sillimanite les métapélites proches de la zone mylonitique.

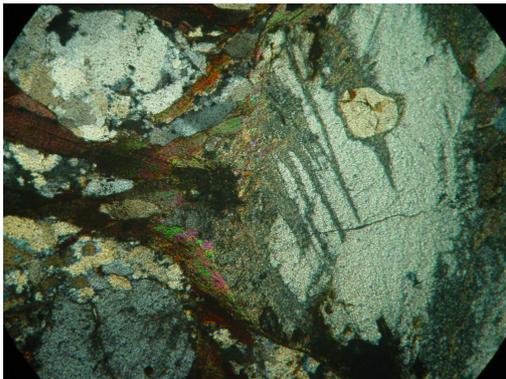


Figure III-15 : Cordiérite avec ombre de pression.

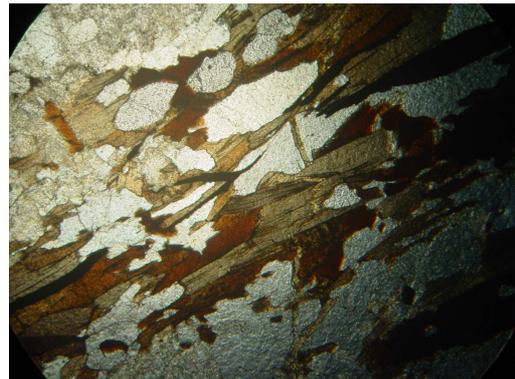


Figure III-16 : Oxydes parallèles à la foliation.

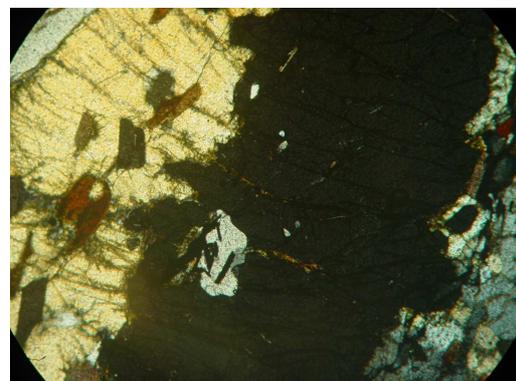
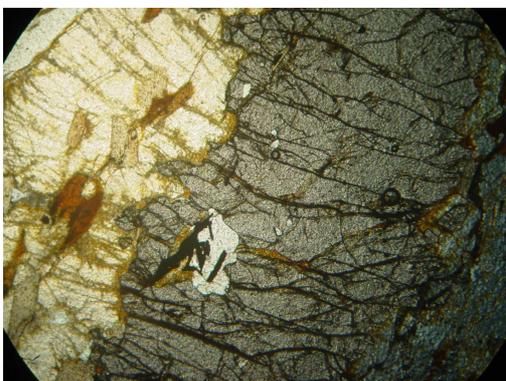


Figure III-17 : Transformation de grenat en cordiérite en LN et en LP. G x 5.

Elle définit des arcs polygonaux (elle n'est pas plissée dans les charnières) mimant d'anciens plis(S1) avec des flancs longs et des flancs courts(S2).

Les lits de sillimanite moulent un ancien minéral (cordiérite ?) transformé en muscovite + oxyde + quartz. Elle est associée au spinelle.

-La cordiérite

Elle est particulièrement abondante dans les métapélites migmatitiques affleurant dans la partie nord de l'oued Iherane et au sud de la zone mylonitique (figure III-15).

Elle se présente en grandes plages souvent arrondies moulées par des lits de biotite et elle serait primaire. Ceci est étayé également par la présence d'ombre de pression.

Elle est très reconnaissable de par son altération, partielle, en pinite. La sillimanite est très rare car nous avons observé une dizaine de prismes trapus concentrés en deux endroits à travers toute la lame. Le grenat existe et il est visible à l'œil nu.

Dans d'autres échantillons (figure III-17) la cordiérite appartient à une deuxième paragenèse et résulte de la réaction du grenat. On reconnaît les contours de l'ancien cristal de grenat qui subsiste au centre et qui est entouré de cordiérite.

-La biotite :

Elle se présente en cristaux automorphes de grande taille et de couleur brun rouge avec des inclusions de zircons reconnaissables à leur auréole sombre pléochroïque.

Dans les métapélites rubanées, elle constitue des lits dans lesquels on y voit des grenats auréolés de produits réactionnels.

Dans les métapélites les plus déformées, la biotite moule tous les grands cristaux de grenat, de cordiérite, de feldspath et de quartz, et elle souligne des plans de cisaillement. Dans ces cas là, elle se présente parfois en micafish (chapitre VI).

Elle cristallise également dans les ombres de pression des grands cristaux cités précédemment.

Dans certaines lames des cristaux de biotite sont en inclusion dans le grenat.

Une deuxième biotite secondaire apparaît dans les couronnes réactionnelles et dans les fractures des grenats.

Pour toutes les métapélites et quel que soit le degré de migmatisation ce sont les lits biotitiques qui marquent la foliation ou le rubanement.

-Le quartz :

Il définit avec les feldspaths des lits clairs qui alternent avec les lits riches en minéraux ferromagnésiens.

Il se présente en grandes plages orientées suivant la foliation et enregistre une déformation marquée par des plans de dislocation et des microfentes de tension. Parfois on y voit des quartzs à contours lobés marquant une déformation par migration de joints des grains.

Le quartz appartient à la première paragenèse car une deuxième génération de quartz est présente sous forme de vermicules dans les couronnes réactionnelles.

Nous rappellerons également que du grenat contient du quartz en inclusion.

Dans les niveaux où le quartz se présente en œil moulé par la biotite il subit une recristallisation mylonitique intense d'où un agrégat de cristaux finement recristallisés.

-Le plagioclase :

Il se présente en petites plages allongées suivant le plan de la foliation.

Dans les niveaux les plus déformés les cristaux de plagioclase sont moulés par les lits de biotite.

-Le feldspath potassique :

Il se présente en plages plus grandes que celles du plagioclase. Elles sont troubles, fracturées et de forme plutôt arrondies. La présence de contours lobés marquerait sa participation dans les réactions.

-Les minéraux accessoires :

-Les minéraux opaques : ils se présentent en baguettes allongées et sont souvent associés à la biotite (figure III-16). Dans l'échantillon Tj73 récolté dans l'oued Iherane, ils se présentent en cristaux beaucoup plus petits et sont associés à la sillimanite. D'après BOUAMAR (1992) les minéraux opaques correspondent au graphite et à l'Ilménite.

-Le zircon est de taille variable, en inclusion dans la biotite essentiellement.

-L'apatite apparait en prismes trapus ou en grains arrondis quand elle est en inclusion dans le grenat.

-Le sphène est présent mais pas partout.

En conclusion nous dirons que les métapélites sont caractérisées par un degré de fusion variable donnant un aspect différent à la roche.

Nous avons défini trois paragenèses primaire, secondaire et tertiaire.

Les paragenèses primaires et secondaires sont :

Paragenèse I : Qz1+Pl+Fk+Gt+Sil+ Spin+Cd1+Bi1+Accessoires (TJ73)

Paragenèse II : Qz2+Bi2+Cd2+Mus(Tj73)

Paragenèse I : Qz1+Pl+Fk+Sill+Cd1+Gt+Bi1+Accessoires(Tj104)

Paragenèse II : Qz2+Bi2+Cd2 (Tj104)

Paragenèse I : Qz1+Pl+Fk+Gt+Bi1+Accessoires (Tj55b)

I-3-Les marbres :

Les marbres affleurent essentiellement le long de l'oued Iherane et sont visibles de loin car leur couleur bleue donne une impression de mer au milieu des autres roches plus sombres.

Ils affleurent en bancs massifs d'épaisseur variable sur une dizaine de mètres en moyenne. Cependant ces marbres sont affectés de plis isoclinaux diminuant ainsi leur épaisseur réelle.

Leur couleur, leur aspect et leur épaisseur sont très différents sur la rive gauche de l'oued Iherane ainsi qu'au sud immédiat de la zone mylonitique. Les marbres se présentent plutôt en plaquettes et sont de couleur grisâtre.

Au microscope ces marbres (oued Iherane) sont composés essentiellement de calcite mais il est possible d'y rencontrer du phlogopite et du diopside.

La présence du granite de Tin Amzi et de leucosome granitique en relation avec la migmatisation des métapélites seraient responsables du développement des skarns. BOUAMAR (1991) définit deux générations de skarns sur la base des observations d'affleurement.

La première génération se présente parallèlement à la foliation des marbres et serait due à une métasomatose des marbres par le jus granitique issu de la fusion partielle de la série métasédimentaire.

La deuxième génération qui affleure en filons recoupant les marbres serait due à la mise en place des granites de Tin Amzi.

Pour notre part nous considérons que le critère utilisé ne semble pas certain car il y a une continuité des skarns qui sont parallèles à la foliation et ceux qui leur sont sécants (figure III-18).

Au microscope BOUAMAR (1991) définit deux types de skarns :

-Le premier est à plagioclase, diopside, spinelle et clintonite. Le spinelle est vert et se présente en très gros grains .Le diopside est incolore et contient entre 53 et 57% de Ca, entre 41et 44%de Mg et entre 1.2 et 4%de Fe. Le plagioclase est une anorthite pure (99.86%).

-Le deuxième est à olivine, biotite, clintonite et ilménite. L'ilménite contient 52% de MgO (poids d'oxydes). L'olivine est une forstérite (95 à 98%) pauvre en fayalite (2 à 5%). Le spinelle est un spinelle sensu-stricto (90 à 97%) pauvre en hercynite (3 à 9%). La biotite analysée est de type phlogopite.



Figure III-18 : Marbre de Tidjenouine avec des skarns dans les fractures verticales.

I-4-Les quartzites :

Ce sont des roches dures occupant toutes les lignes de crêtes et sont ainsi facilement reconnaissables dans le paysage.

La patine est souvent de couleur rougeâtre et à la cassure apparaît la couleur blanc laiteux du quartz.

A l'affleurement elles apparaissent en bancs massifs de plusieurs mètres d'épaisseur.

Dans les échantillons plus riches en micas on reconnaît à l'œil nu le grenat et rarement la sillimanite.

Au microscope nous avons observé les minéraux suivants :

Quartz-Sillimanite- Grenat –Muscovite- Feldspath- Biotite- oxydes.

-Le quartz : suivant les affleurements et donc du taux de déformation il peut se présenter différemment.

Il cristallise en mosaïque, en rubans (figure III-19) ou en tous petits grains. Dans tous les cas l'extinction est fortement ondulante.

-La sillimanite : elle souligne la foliation et se présente en fines baguettes ou en petits paquets de fines baguettes de forme ovoïde. Souvent les cristaux de sillimanite 1 sont boudinés et dans les espaces créés cristallise de la muscovite ou de la sillimanite 2 (figure III-19).

-Le grenat : il est de forme ovoïde et de la biotite cristallise dans les ombres de pression (figure III-20). Il est souvent entouré d'un liséré de biotite. Certains cristaux sont enveloppés par de la cordiérite complètement transformée en pinite.

-La muscovite : elle se présente en petites lattes parallèles à la foliation et provient de l'altération de la biotite.

-Les feldspaths : ils sont très rares et se présentent en petits cristaux.

-La biotite : peu abondante et se présente en petites lattes.

-Les oxydes : ce sont des ilménites qui enregistrent la déformation. Elles sont parallèles à la foliation et sont très étirés et sigmoïdes (figure III-21).

I-5-Les metabasites :

Les metabasites affleurent partout dans la région de Tidjenouine-Tin Amzi. Elles sont facilement reconnaissables sur le terrain de par leur patine et leur densité.

Notre échantillonnage a été réalisé sur la base des conditions d'affleurement et de la minéralogie (figure III-20) :

-en enclave dans le granite de Tin Amzi, à l'œil nu la roche est de couleur verdâtre.

-en dyke recoupant les migmatites ou en masse de forme oblongue.

-en lits parallèles à la foliation des migmatites qui sont de couleur rosâtre.

-en filon dans les métapélites dans la troisième bute qui se trouve à l'Ouest de l'Oued Iherane (SA10).

-en boule au pied de la première bute qui se trouve à l'ouest immédiat de la barre quartzitique(SA20) de l'oued Iherane.

-en enclave dans les migmatites de l'unité inférieure dans l'Oued de Tamanrasset (TJ101)



Figure III-19 : Sillimanite dans les quartzites.



Figure III-20 : Grenat dans les quartzites.

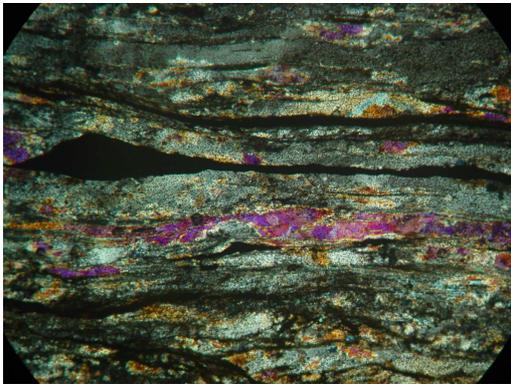


Figure III-21 : Oxydes étirés et sigmoïdes dans les quartzites.

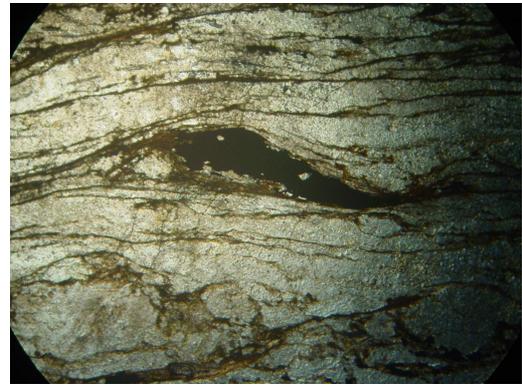


Figure III-22 : Grenat réactionnel dans les quartzites.

G x 5.

En 1992, NAAK a étudié les métabasites de la région de Tidjenouine à l'ouest immédiat de l'Oued Iherane.

Elle les décrit comme des roches non foliées, de couleur sombre très compactes et composées de pyroxènes (OPX+CPX), de plagioclase, d'amphibole et de quartz pour les plus magnésiennes.

Les plus ferrifères sont quant à elles composées de pyroxène (OPX+CPX), de plagioclase, de grenat, de quartz et parfois d'amphibole, d'autres minéraux peuvent s'y ajouter en faibles proportions tels que le spinelle, le sphène, les oxydes, la biotite et la chlorite.

Sur la base de la composition chimique et minéralogique et suivant l'apparition du grenat et la disparition de la hornblende brune elle a défini trois ensembles de roches. Ces trois types de roches qui diffèrent par leur rapport FM ($Fe/Fe+Mg$) sont très magnésiens, moins magnésiens et calcique. Il s'agit :

- des amphibolites basiques sans grenat
- des plagiopyrigarnites et des pyriclasites
- des granulites intermédiaires

En 1999 puis en 2008, BENDAOUUD reprend cette étude en intégrant à ses données celles de ses prédécesseurs à savoir NAAK (1992), BOUAMAR(1991) et C.LEROUGE (1992) et distingue deux grandes catégories.

La première correspond à des métabasites litées avec des minéraux clairs et des minéraux sombres. Les affleurements sont métriques à plurikilométriques, structurellement au dessus des gneiss granitiques. Ces métabasites montrent quelquefois des lits centimétriques très fins composés à plus de 90% de plagioclase et de quartz.

La seconde correspond à des pyrigarnites et des amphiboles en enclaves aussi bien dans les gneiss migmatitiques que dans les métapélites qui les entourent.

Pour mieux définir les divers ensembles que constituent ces roches il associe à la composition minéralogique le XMg ($MGO/MGO+FEO$). Tout comme NAAK(1992) il observe une graduation des termes les plus magnésiens aux termes les plus ferrifères :

-Les métanorites litées claires, pauvres en TiO_2 , avec un XMg qui varie de 0.86 à 0.74 qui comprennent toutes du plagioclase, de l'amphibole et de l'orthopyroxène et /ou du clinopyroxène auxquels s'ajoute plus occasionnellement du spinelle.

-Les métanorites litées sombres plus riches en TiO_2 , avec un XMg qui varie de 0.75 à 0.64 ayant une minéralogie à orthopyroxène- clinopyroxène-plagioclase-amphibole-quartz.

-Les pyrigarnites à clinopyroxène, dont l'association minéralogique comprend l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le plagioclase, l'amphibole, le quartz, l'ilménite et le grenat. Le XMg varie entre 0.63 et 0.54.

-Les pyrigarnites à biotite montrent une association minéralogique à grenat-orthopyroxène-plagioclase-biotite-quartz-feldspath potassique. Le XMg varie entre 0.52 et 0.33.

-Les granulites à fayalite se distinguent par leur caractère ferrifère particulièrement important avec des XMg variant entre 0.22 et 0.25. Les minéraux qu'on retrouve systématiquement sont le quartz, l'orthopyroxène, le grenat, la fayalite, le plagioclase et l'ilménite. Les autres phases qu'on peut observer sont le clinopyroxène, la magnétite, l'amphibole et de très rares cristaux de biotite.

-Les amphibolites montrent des XMg allant de 0.55 à 0.57. Elles sont constituées d'amphibole, de plagioclase, de quartz et parfois s'y ajoute de l'orthopyroxène qui vient former une mince couronne autour de l'amphibole.

-Les caractères géochimiques suggèrent une mise en place de ces roches dans une zone de subduction avec ouverture de bassin d'arrière arc. En effet un premier groupe de ces roches montre une affinité avec le magmatisme d'arc (découplage LILE/HISE dans les normalisations par rapport aux MORB, discrimination des sites géodynamiques, contamination précoce du magma révélée par le δO^{18} des minéraux des métanorites litées sombres) et un second groupe présentant des caractéristiques plus proches du magmatisme intraplaque.

En fait, ce second groupe montre une signature intermédiaire entre le magmatisme intraplaque et le magmatisme de marge de plaque (allure plus régulière LILE/HFSE) dans la normalisation par rapport aux MORB, allure plus plate dans la normalisation par rapport au manteau primitif, diagramme de discrimination de sites géodynamiques). Ce type d'association est typique des bassins d'arrière arc.

L'étude des relations de phase menée sur ces roches lui a permis de distinguer plusieurs stades :

-Un stade prograde caractérisé par la déstabilisation précoce de l'amphibole observée par exemple dans les granulites à fayalite (BENDAOUZ et al ; 2003) et les métanorites sombres.

-Un stade secondaire caractérisé par la formation de symplectites ou de couronnes comprenant l'orthopyroxène et le plagioclase entre, par exemple, le grenat et le clinopyroxène, l'amphibole ou le quartz. Ceci est habituellement interprété comme symptomatique d'une baisse de pression.

-Un stade d'amphibolitisation avec formation d'amphibole autour des pyroxènes traduisant une baisse de température.

-Et enfin localement à un stade de retour vers le faciès granulite avec la formation d'orthopyroxène à partir de l'amphibole formée au stade précédent.

La géobarométrie, essentiellement grâce aux couples et triplets impliquant le grenat, permet d'estimer les conditions pression-température de formation des deux paragenèses principales : vers 850° et 7-8 Kbars pour le pic et 700° et 3-5 Kbars pour les symplectites à Opx-Pl.

Pour notre part nous avons défini trois types de roches parmi les metabasites:

-pyrigarnite à biotite (Tj82)

-métanorite (SA20)

-amphibolite (SA10--TJ101a- TJ101F2-TJ101F1)

-1- Pyrigarnite à biotite(Tj82) : la paragenèse est $Gt+Pl+Cpx+Amph+Bio+Oxyde+Quartz$

-le grenat : il est très abondant et les cristaux de grande taille présentent des atolls. Certains d'entre eux sont complètement déstabilisés et ne subsistent que des grains arrondis sur la périphérie des anciens cristaux (figure III-23a).

-le plagioclase : il est très fréquent et se présente en lattes rectangulaires de taille variable.

-le pyroxène: il ne reste que quelques cristaux de clinopyroxène, la majeure partie est transformée en amphibole brune. Cette transformation traduit une chute de pression (?)

-l'amphibole brune : elle résulte de la transformation du clinopyroxène et les cristaux sont xénomorphes.

- la biotite : elle apparaît en petites paillettes de couleur acajou.

-les oxydes sont répartis dans toute la lame où leur forme est le plus souvent carrée ou rectangulaire.

-le quartz se présente en gouttelettes et en quelques plages.

-2- Métanorite (SA20)

La paragenèse est : $Cpx+Opx+Qz+Bi+Pl+Oxyde$

-le pyroxène : il se présente en prismes trapus et en grande plage. L'orthopyroxène qui résulte de la transformation du clinopyroxène est moins abondant que celui-ci.

-la biotite : elle se présente en petites paillettes plus ou moins carrées et elle est peu abondante.

-le plagioclase : il résulte parfois de l'exsolution dans le clinopyroxène (figure III-23f).

Ceci traduit une chute de pression dans une première étape et suite à une élévation de température pendant un temps assez long il ne va subsister que quelques pyroxènes dans le plagioclase. Ailleurs le plagioclase se présente en lattes de taille moyenne.

-le quartz : il se présente en petites plages remplissant les interstices. La déformation enregistrée par certaines de ces plages s'exprime par des bandes de pliage.

-les oxydes : ils ont des formes quelconques et ils sont de petite taille.

-3- Les amphibolites

-Lame SA10 :(figure III-23b)

A l'œil nu la roche est composée de taches blanchâtres et verdâtres. La paragenèse est : Cpx+Amphibole+Biotite+Qz+Pl+Oxydes

-le clinopyroxène : il apparaît en reliques dans le plagioclase (exsolution)

-l'amphibole brune : elle se présente en grands cristaux et certaines sections prismatiques montrent les deux clivages.

-le plagioclase : ce sont de grandes lattes avec du clinopyroxène en reliques.

-la biotite : elle apparaît en grandes paillettes altérées en chlorite où les clivages sont fortement soulignés par des oxydes de fer.

- la chlorite : c'est un minéral d'altération qui colore la roche en vert.

-le quartz est peu présent. Les sections sont de petites tailles

-les oxydes : ils sont de grandes tailles et sont associés à la chlorite.

-Lame TJ 101F2 (figure III-23e):

Cette enclave d'amphibolite de couleur noire se présente en galette un peu allongée de 30cm. Au microscope elle présente un rubanement défini par l'alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits d'amphibole.

-l'amphibole : les cristaux sont subautomorphes mais les sections allongées sont orientées parallèlement au rubanement. Il s'agit de la hornblende verte.

-le plagioclase : les cristaux sont complètement séricitisés

-la biotite : elle est de couleur rougeâtre et peu présente. Elle est fortement associée à l'amphibole et elle semble être résiduelle dans certains cristaux d'amphibole (?)

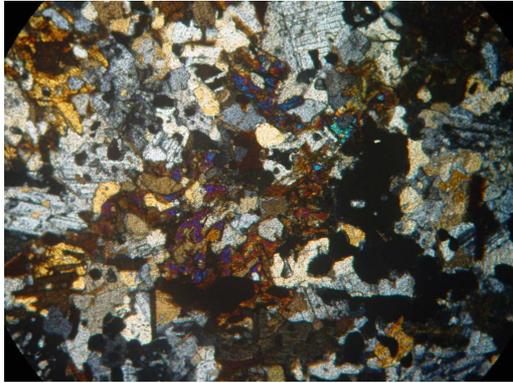
-le quartz : ce sont généralement des petits grains arrondis et les quelques cristaux de taille plus grande sont parallèles au rubanement et présentent une extinction roulante.

-les oxydes : il s'agit de l'ilménite et la taille des cristaux est généralement petite. Il s'agit probablement des exsolutions de l'amphibole.

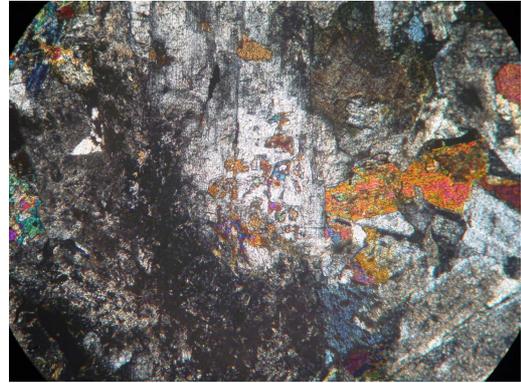
-Lame TJ101F1b

A l'affleurement cette enclave de couleur sombre se présente comme un porphyroclaste sigmoïde de 30cm de longueur dans les orthogneiss migmatitiques (figure III-23c).

Au microscope apparaît un arrangement planaire marqué par des concentrations quartzo - feldspathiques plus ou moins allongées et l'orientation des amphiboles parallèlement à ces concentrations.



a



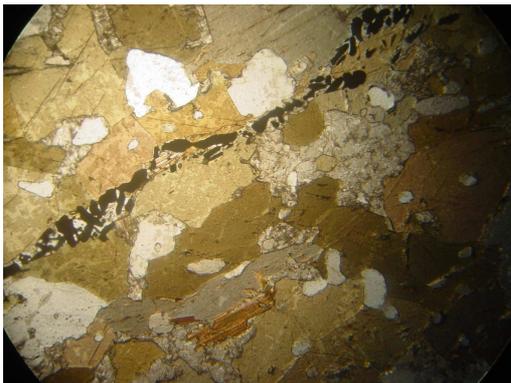
b



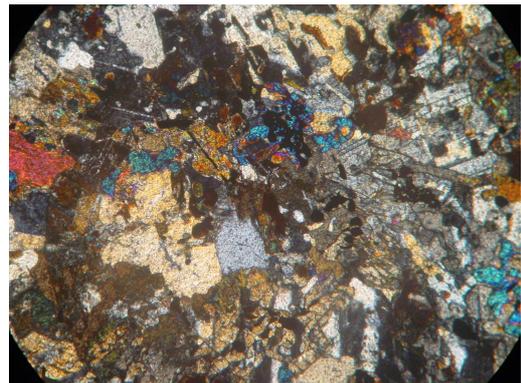
c



d



e



f

Figure III-23 : Métabasites

a- pyroxénite à biotite.

d,f- métanorite.

b,c,e,g- amphibolite.

La paragenèse observée est : Amphi+Qz+Pl+Bi+Oxydes

-l'amphibole:

Les cristaux sont très grands et plus grands que ceux observés dans la lame TJ101 F2. Ceci pourrait être dû à une température de cristallisation plus grande. Il s'agit de la hornblende verte.

-le plagioclase : ce sont des lattes plutôt larges que longues et peu séricitisées.

-le grenat: un seul cristal de très petite taille et xénomorphe a été observé.

-la biotite : elle est rare et les paillettes présentes sont de couleur rougeâtre.

-le quartz : il se présente en grains arrondis avec peu ou pas d'extinction roulante.

-les oxydes : ils se présentent en chapelets allongés parallèlement aux limites des cristaux des amphiboles et par conséquent parallèlement à l'arrangement planaire. Ces oxydes qui sont des ilménites sont des exsolutions de l'amphibole.

II- L'Unité Supérieure

L'unité supérieure est caractérisée par des roches présentant une foliation intense et une linéation bien marquée. Celle-ci est soulignée par la biotite et parfois par la sillimanite.

La foliation plonge vers le NE.

Les roches rencontrées sont essentiellement des gneiss dans lesquels s'intercalent des niveaux de marbre, de skarns, de quartzites, d'amphibolites, de granites, de migmatites et des métapélites migmatitiques rappelant celles de l'unité inférieure.

II-1-Les gneiss :

Ils constituent l'essentiel de cette unité supérieure. Leur couleur est variable : blanchâtre, grisâtre, beige et rougeâtre. Certains faciès rappellent fortement les métapélites à GT+Sill de l'Oued Iherane.

A l'œil nu, les gneiss sont surtout ocellés mais ils peuvent être également migmatitiques ou rubanés.

Les minéraux rencontrés sont le quartz- la biotite- le grenat- la sillimanite- les oxydes et la muscovite.

II-1-1-Les gneiss migmatitiques : (figure III-24,25 et 26)

-le grenat : il se présente en grands cristaux subautomorphes fortement fracturés et moulés par la biotite. Certains cristaux sont complètement transformés et d'autres présentent une couronne réactionnelle. Le grenat semble avoir réagi avec la biotite.

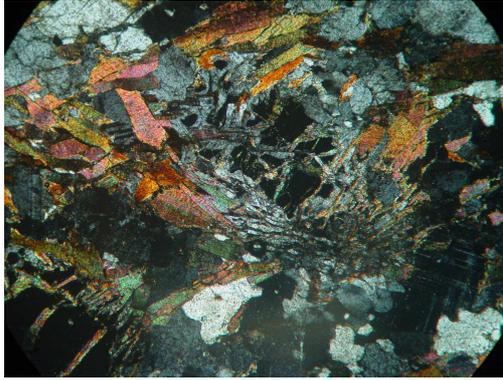


Figure III-24 : Gneiss migmatitique.

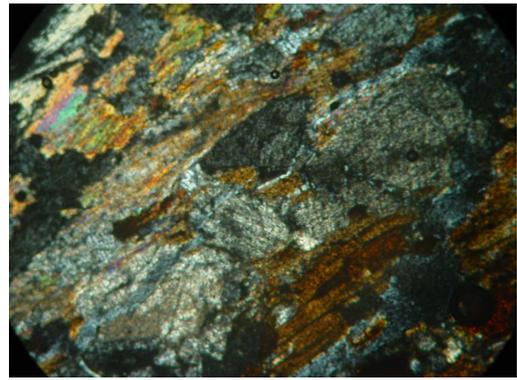


Figure III-25 : Sillimanite dans gneiss migmatitique.



Figure III-26 : Sillimanite tronçonnée.

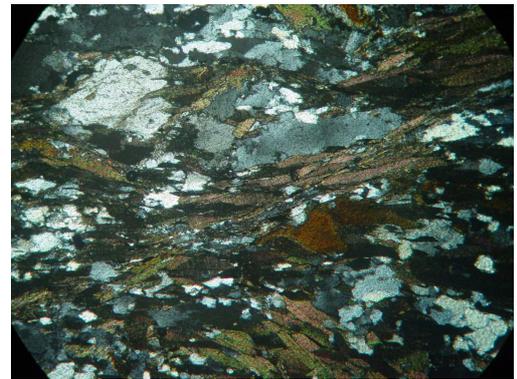


Figure III-27 : Gneiss oillé.

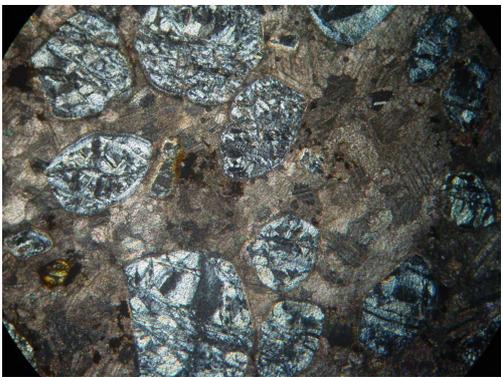


Figure III-28 : Marbre à olivine.



Figure III-29 : Amphibolite rubanée.

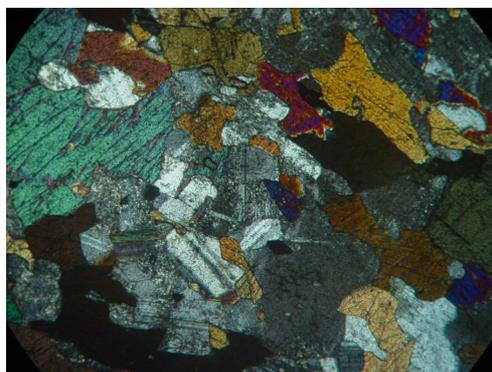


Figure III-30: Amphibolite orientée

Dans certaines lames le grenat n'existe pas mais la sillimanite est très abondante.

-la sillimanite : elle a été observée dans la partie la plus sombre, donc la plus restitutive de l'échantillon dans lequel nous avons taillé deux lames minces.

Elle se présente en fines baguettes parallèles formant des lits assez continus ou en paquets de sillimanite fortement tronçonnés et qui sont ressoudés par de la sillimanite secondaire ou de la muscovite. Nous avons relevé la présence d'arcs polygonaux dans les lits de sillimanite, à l'affleurement nous avons observé des microplis. Par ailleurs, la sillimanite moule des cristaux de feldspath et de grenat.

Quelques cristaux en prismes trapus de sillimanite disposés indifféremment par rapport à la foliation ont été observés et seraient contemporains de la sillimanite secondaire.

-les feldspaths : le plagioclase est assez présent et les cristaux sont de forme plus ou moins carrée et de taille variable. Les cristaux de feldspath potassique sont plus grands mais plus rares.

-Le quartz : il est très abondant. La taille des cristaux est plus grande dans les niveaux quartzo-feldspathiques. Dans tous les cas, il présente des bandes de pliage qui sont parallèles à la foliation.

-La biotite : les plages de biotite sont de couleur rouge acajou et contiennent du rutile. Elle moule les cristaux de feldspaths, de quartz et de grenat et définit parfaitement la foliation. Elle enregistre une déformation exprimée par des kinkband. Elle ne semble pas être en équilibre avec le grenat car il y a souvent un liséré blanchâtre autour de ces grenats ou du quartz réactionnel.

-La muscovite : elle apparaît dans les fractures des grenats et en grandes plages provenant de l'altération de la biotite. Elle est plutôt rare.

-Les oxydes : il y en a très peu, de petite dimension et sont toujours associés à la biotite.

II-1-2- Les gneiss ocellés :

Ils sont de couleur grisâtre et les yeux de feldspaths et de quartz ont une taille moyenne d'un demi-centimètre parfois. Dans ce faciès, le grain de la roche peut devenir plus fin et la structure ocellée n'apparaît qu'au microscope. Les minéraux observés sont le quartz, les feldspaths, la biotite, le grenat et les oxydes (figure III-27).

-le quartz : il apparaît en porphyroclastes de forme ovoïde moulée par la biotite et présentant des extinctions roulantes et des bandes de pliage. Les porphyroclastes ont recristallisé en sous grains.

-les feldspaths : les plagioclases ont des tailles très variables. Quand ils sont en petites sections carrées, ils sont moulés par de la biotite. Parfois, deux grandes plages s'associent à des cristaux de quartz pour former un œil d'un demi-centimètre de long. Le feldspath potassique est rarement rencontré.

-la biotite : la couleur est rouge sombre très pléochroïque .Elle est fusiforme, moule des porphyroclastes et définit parfaitement la foliation.

-le grenat : il n'est pas omniprésent .Il se présente en porphyroclastes xénomorphes de très petite taille et leur allongement est parallèle à la foliation.

-les oxydes : Ils sont xénomorphes et leur allongement est parallèle à la foliation. Ils semblent être associés à la biotite.

II-2-Les marbres

Nous les avons observés en deux endroits en bancs peu épais. La patine est de couleur jaunâtre et la couleur à la cassure est gris blanc. Nous rappellerons que les marbres de l'Oued Iherane ont une patine bleuâtre et surmontent des métapélites migmatitiques à Gt+Sill. Nous avons également noté la présence de marbre en plaquettes associés aux quartzites (rive droite de l'oued Iherane) avec une patine différente qui est grisâtre à beige rappelant ainsi les marbres de l'unité supérieure.

En effet, ces marbres de l'unité supérieure d'une épaisseur de 10 mètres se débitent parfois en petits bancs.

La foliation quand elle existe est définie par la présence de lits très riches en olivine. Nous avons noté également la présence de skarns.

Au microscope (figure III-28), les minéraux observés dans les marbres sont : la calcite et l'olivine.

-la calcite : elle se présente en cristaux engrenés et apparaît comme une matrice dans laquelle baignent les olivines.

-l'olivine : elle est représentée par des cristaux subarrondis ou allongés complètement serpentinisés et fracturés définissant des structures caractéristiques que sont « les structures maillées ». Quelques rares cristaux montrent des reliques d'olivine.

II-3-Les quartzites : il s'agit des quartzites décrits dans l'unité inférieure qui ont été entraînés dans le mouvement de la faille, aussi nous ne les décrivons pas une deuxième fois.

II-4-Les amphibolites : nous avons confectionné deux lames minces sur deux échantillons récoltés à deux cents mètres l'un de l'autre.

Le premier échantillon correspond à une amphibolite rubanée et mylonitique (figure III-29) car proche de la faille de détachement.

L'amphibole de type hornblende verte se présente en grandes plages de forme ovoïde à sigmoïde. Les contours sont corrodés. Sur les sections basales on observe les deux clivages à 120° . Il semblerait que certains cristaux sont altérés en chlorite. Le plagioclase subautomorphe est allongé suivant la foliation et montre une altération en calcite et séricite.

La biotite se présente en petites baguettes mais elle est complètement transformée en chlorite.

Le quartz forme soit des lits en s'associant au plagioclase, soit en cristaux isolés recristallisés. Cette roche est déformée et présente des plans C (figure IV-26).

Le deuxième échantillon récolté à 100 mètres du premier est une amphibolite sombre avec une organisation planaire (figure III-30) :

-l'amphibole de type hornblende brune se présente en grande plage et occupe l'essentiel de la lame, cependant certains prismes de petite taille d'amphibole existent. L'amphibole est corrodée par le quartz et le plagioclase.

-le plagioclase se présente en sections carrées de taille différente, certaines d'entre elles sont altérées en calcite et séricite.

En certains endroits de la lame il y a concentration de plusieurs sections carrées de petites tailles de plagioclase associées aux petits prismes d'amphiboles.

-la biotite n'existe pas.

-le quartz est plutôt rare et se présente aussi bien en grains subarrondis qu'en grandes plages recristallisées en sous grains avec une extinction roulante.

-le sphène est très rare

II-5-Les migmatites : les migmatites sont beaucoup moins développées que dans l'unité inférieure. Cependant un affleurement de migmatites de taille décamétrique existe à huit cent mètres au nord de la faille de détachement (Figure IV-31). Le leucosome et le mélanosome sont concentrés dans la charnière d'un pli dont le plan axial est parallèle à la foliation des gneiss encaissants. Deux lames minces ont été confectionnées à partir de deux affleurements. Les deux échantillons sont mylonitiques et ultramylonitiques (figure IV-20a).

Les minéraux observés sont le quartz- le plagioclase – le feldspath potassique- la biotite – la chlorite et le grenat :

-le quartz est abondant et se présente porphyroclastes moulés par la biotite et en lits associé aux feldspaths.

-le plagioclase et le feldspath potassique forment des yeux moulés par les lits mylonitiques de couleur brunâtre.

-la biotite de couleur brun rouge est sauvegardée dans les ombres de pression des grands porphyroclastes. Elle constitue des lits continus parallèles aux lits quartzo-feldspathiques définissant ainsi le rubanement migmatitique.

- la chlorite résulte de l'altération de la biotite.

-le grenat se présente en débris de petite taille dans les niveaux les moins mylonitiques.



Figure IV-31 : Migmatite mylonitique de l'unité supérieure.

III-Conclusion

Les roches de l'unité inférieure ont subi un métamorphisme de HP-HT du granulite facies accompagné de migmatitisation. Les roches présentes dans cette unité sont les orthogneiss migmatitiques, les métapélites plus ou moins migmatitiques, les marbres, les quartzites et les metabasites.

Les roches de l'unité inférieure ont enregistré un métamorphisme dans le facies amphibolite accompagnées également de migmatitisation. Les roches rencontrées sont les gneiss ocellés qui

sont probablement des orthogneiss, des métapelites migmatitiques, des marbres et des amphibolites. Les métanorites n'ont pas été rencontrées.

Les roches de l'unité supérieure sont plus déformées que celles de l'unité inférieure. Nous reviendrons sur cet aspect dans le chapitre déformation et dans l'interprétation.

Il semble y avoir beaucoup de similitudes entre les deux unités à part les métanorites.

CHAPITRE IV

LA CEITURE MYLONITIQUE

LA CEINTURE MYLONITIQUE

La ceinture mylonitique (figure I-4) constitue la limite entre l'unité inférieure composée de migmatites, de métapélites, de quartzites et de marbres et l'unité supérieure composée essentiellement de gneiss qui peuvent être parfois migmatitiques.

L'épaisseur de cette ceinture varie entre 40 et 150 mètres.

La foliation des roches de l'unité inférieure, des roches mylonitiques et des roches de l'unité supérieure sont parallèles.

Cependant la foliation des roches très déformées correspond en réalité aux plans de cisaillement (surfaces C/S) et non plus aux plans de schistosité (figures IV-1 et 2).



Figure IV-1 : Niveaux mylonitique et ultra mylonitique dans le granite de Tin Amzi.



Figure IV-2 : Foliation mylonitique dans le granite de Tin Amzi.

Cette ceinture mylonitique est recoupée par l'oued Tin Amzi qui constitue un étranglement (puits d'eau) et elle forme les reliefs de la zone.

Pour étudier et analyser la ceinture mylonitique nous avons choisi trois points d'observation où l'on voit la succession des roches présentes.

- le premier affleurement : il correspond au rétrécissement de l'oued de Tin Amzi (étranglement). La foliation n'est pas toujours visible car le grain de la roche de couleur verte est très fin. Mais on se rend compte très vite que sur une distance 10-20 mètres que la roche n'a plus le même aspect et que l'on peut observer des plans de foliation, des plans C/S et même une linéation.

En effet, l'affleurement montre un réseau anastomosé (figure IV-4) incliné grossièrement vers le NE et les roches composant les différentes amygdales peuvent être de nature différente. Les roches limitant les amygdales sont parfois feuilletées et parfois riches en quartz et feldspaths donnant un aspect migmatitique.

Nous ferons remarquer que ce réseau anastomosé n'est pas observable partout.

A cinq cent mètres au nord de l'étranglement de l'Oued Tin Amzi (figure IV-5) on voit très bien le granite de Tin Amzi (faciès à dents de cheval) de couleur beige à verdâtre surmonté de roches sombres qui sont des mylonites et ultramylonites de ce même granite.

La partie claire correspond au granite présentant un débit planaire parallèle à la surface mylonitique.

Ce débit correspond à une organisation planaire d'origine magmatique (figure IV-6a).

- Le deuxième affleurement : il se situe à 2 kilomètres plus au nord que le précédent et la coupe relevée montre la succession suivante de bas en haut :

- métapélites avec des niveaux de marbres
- des migmatites foliées type Iherane
- des quartzites
- granite de Tin Amzi mylonitique.



Figure IV-3 : Granite de Tin Amzi Folié (Dans l'oued Tamanrasset).



Figure IV-4 : Réseau anastomosé dans la zone mylonitique de l'oued TinAmzi.



Figure IV-5 : Granite Tin Amzi peu déformé à la base surmonté de la bande mylonitique.



Figure IV-6 : Zone mylonitique dans l'oued Tamanrasset.

- Le troisième affleurement : il est situé près de l'Oued Tamanrasset (figure IV-6) et il permet d'avoir une vue panoramique de la ceinture mylonitique. Dans le paysage la ceinture mylonitique paraît toujours de couleur sombre.

Dans cet affleurement le granite de Tin Amzi mylonitique surmonte les migmatites affleurant dans l'Oued Tamanrasset.

Les minéraux communs composant le granite, les gneiss de l'unité supérieure et les métapélites sont le quartz- le feldspath et la biotite.

Les divers minéraux répondent de façon diverse aux déformations plastiques dans la plupart des conditions métamorphiques, comme l'olivine dans les conditions mantelliques (Nicolas, A et Poirier, JP., 1976). Par ailleurs, de nombreux autres minéraux sont relativement rigides et fragiles dans les mêmes conditions alors que les micas peuvent se déformer suivant des plis en genoux (kink). Le quartz répond aux faibles contraintes en formant des sous grains qui peuvent être alignés en lits.

Des cristaux déformés se remplacent mutuellement avec des limites imbriquées ou recristallisent en un agrégat de nouveaux cristaux non déformés.

La recristallisation syntectonique est un processus suivant lequel de nouveaux cristaux se développent progressivement, sont comprimés, puis remplacés par d'autres. Dans des cas extrêmes, cela produit une structure rubanée avec des alignements très marqués. Des structures semblables sont produites dans les roches riches en olivine, à haute température.

Des minéraux plus rigides, comme les feldspaths et les grenats tendent à se déformer de façon cassante (rupture et cataclase), et souvent ils ne recristallisent pas, même si la matrice de quartz et de mica est déformée intensément ; ils subsistent sous forme de porphyroclastes anguleux ou arrondis. Dans le cas des porphyroclastes de feldspaths, les parties extérieures recristallisent parfois pour former un agrégat de petits grains entourant une zone centrale résiduelle. Ainsi nous arrivons à la notion de mylonite au sens large du terme.

Les mylonites sont des tectonites hétérogranulaires à foliation et linéation bien marquées. Elles apparaissent en gisements planaires et étroits dans les zones d'intense déformation. Leur grain est souvent plus fin que celui des roches encaissantes auxquelles elles passent graduellement (Bell et Etheridge, 1973).

Elles proviennent de la transformation d'une roche initiale, métamorphique ou éruptive, qui a été affectée à des degrés divers par les phénomènes suivants : déformation rupturale, déformation ductile, recristallisation, cristallisation de nouveaux minéraux, qui amènent à une granulation.

L'intensité de la mylonitisation dépendra des conditions physiques dans lesquelles évolue la roche (P, T, PH_2O , anisotropie de la contrainte) et de la durée d'action de ces fractures ainsi que de leur variation d'intensité.

Les mylonites montrent généralement la coexistence de deux paragenèses :

- l'une est composée de minéraux anciens de grande taille, déformés et recristallisés à leur périphérie, mais encore parfaitement reconnaissables qui apparaissent en ilots au sein d'une mésostase à grain plus fin.

- l'autre, celle de la mésostase ou matrice, est composée de grains de petite taille indemnes de toute déformation, nés de la cataclase suivie de recristallisation ou simplement de la recristallisation sans cataclase des minéraux de la roche primitive.

Depuis LAPWORTH (1885), différentes classifications des roches à caractère mylonitique, basées sur l'importance relative de la cataclase par rapport à la recristallisation ont été proposées conduisant à une prolifération de termes :

- mylonites primaires (recristallisation très importante) et mylonites secondaires (recristallisation faible)

- protomylonites (dominance des porphyroclastes) et ultramylonites (élimination des porphyroclastes.

- pour les granites les termes utilisés sont orthogneiss, mylonite et ultramylonites (Lagarde ,1982 et GAPAIS 1887).

Nous abordons l'étude de la ceinture mylonitique depuis le granite non déformé au cœur du pluton jusqu'aux faciès mylonitiques et ultramylonitiques en bordure nord du pluton. Suite à cela nous analyserons la mylonitisation des autres faciès :

- les gneiss de l'unité supérieure
- les quartzites de l'unité inférieure
- les métapélites de l'unité inférieure.

I-Le granite de Tin Amzi

Les granitoïdes sont connus pour présenter des structures d'échelles variées (Pitcher et Berger 1972, Marre 1982) discriminants pour étudier les modalités de leur mise en place ou de leur déformation ultérieure (BRUN et PONS 1981). Ainsi ils apparaissent déjà comme des objets uniques d'échelle crustale, ante, syn, voire post orogéniques. Ils sont souvent localisés dans des zones de forte activité orogénique (zone de cisaillement) et ils sont



a



b

Figure IV-6-B : Surface magmatique (a) et surface de foliation parallèles à la surface mylonitique(b).

associés à la dynamique des chaînes où le métamorphisme n'est pas un facteur de modification majeure de leur structure macroscopique primaire.

A une certaine échelle les roches granitiques non déformées peuvent être considérées comme un matériau macroscopiquement homogène et isotrope. Pour cela les structures observées dans un granitoïde déformé comme les schistosités et les zones de cisaillement sont souvent simples, comparables et cohérentes à l'échelle du massif.

Tous ces caractères font des roches granitiques des marqueurs privilégiés de la déformation de la croûte continentale, au même titre que peuvent l'être les péridotites vis-à-vis de la croûte océanique (Nicolas et Poirier 1976).

A l'affleurement la partie non mylonitique du granite, des organisations planaires peuvent être observées dans le faciès à dents de cheval dues à la présence de grands cristaux de feldspaths disposés à plat (figure IV-6B). Malheureusement nous n'avons pas pu mesurer ces plans à travers tout le massif mais tous les affleurements proches de la ceinture mylonitique montrent qu'ils sont parallèles à la foliation mylonitique.

Ainsi nous passons d'un granite isotrope à un granite ultramylonitique. Il est fréquent de voir aussi dans un même échantillon une alternance de niveaux mylonitiques et ultramylonitiques, ces derniers sont de couleur sombre voire noire et le grain de la roche devient très fin.

Nous présenterons la déformation et les microstructures par lames :

- lame 66 (granite équiant):

- le quartz a recristallisé en grands cristaux par migration des joints.
- les feldspaths sont peu ou pas recristallisés et ne présentent pas de fractures.
- la biotite de couleur rouge acajou n'a pas en général, d'orientation préférentielle et a tendance à entourer les cristaux de feldspaths et de quartz. Il existe quelques zones où la biotite, sur de courtes distances, est alignée.

- lame M65 (granite équiant) :

- la biotite : à l'œil nu la biotite est fortement alignée et dessine une forte linéation minérale. Elle dessine des lits continus mais de largeur très variable. Dans les parties fines, les cristaux sont très étirés et correspondent à des plans de cisaillement qui commencent à s'initier.

- Le quartz se présente en grands cristaux aplatis recristallisés par migration de joints. Il existe des zones dans la lame mince qui montrent des cristaux de petite taille recristallisés par migration des joints également.

- le feldspath se présente en grands cristaux mais la taille est variable tout comme pour le quartz. Ceci est dû à la répartition de la déformation à travers la roche. Les zones les plus déformées présentent des feldspaths et des quartzs aplatis et limités par des lits de biotites disposés dans des plans de cisaillement.

Les feldspaths recristallisent et l'albitisation des feldspaths potassiques entraîne le développement des myrmékites le long des plans de cisaillement (figure IV-7). Ceci caractérise une déformation de haute température (GAPAIS, 1987 ; Mahdjoub, 1992). Certains cristaux de feldspath ont acquis la forme losangique suite à un jeu de fractures fines remplies de biotite.

Lame M7 :

La roche est franchement ocellée et la taille moyenne des clastes de feldspath et de quartz est grande. Ils sont moulés par des lits très fins de biotite brunâtre à rougeâtre. La foliation mylonitique définit ainsi un réseau anastomosé représenté parfaitement par un porphyroclaste de feldspath losangique moulé par des rubans de quartz polycristallins. Le pourcentage des porphyroclastes est important et nous sommes en présence d'un granite orthogneissifié.

- Le quartz : Il se présente sous plusieurs formes :

- en porphyroclastes recristallisés par migration des joints
- dans les ombres de pression des porphyroclastes de feldspath
- en rubans polycristallins peu développés moulants les clastes de feldspath. Les sous joints des cristaux sont engrenés indiquant une recristallisation dynamique (migration de joints).

- Les feldspaths :

La taille des porphyroclastes reste grande et peu d'entre eux sont fracturés. Leur cœur est souvent transformé en séricite (figure IV-8).

Lame M 21 :

A l'œil nu, la roche est finement feuilletée et moulant des porphyroclastes. Comparativement à la lame précédente la structure ocellée est bien marquée. Les porphyroclastes ont une structure ocellée et parfois sigmoïde. Ils sont assez éloignés les uns des autres séparés par une matrice assez développée.



Figure IV-7 : Plan C dans le granite équant avec myrmékites.

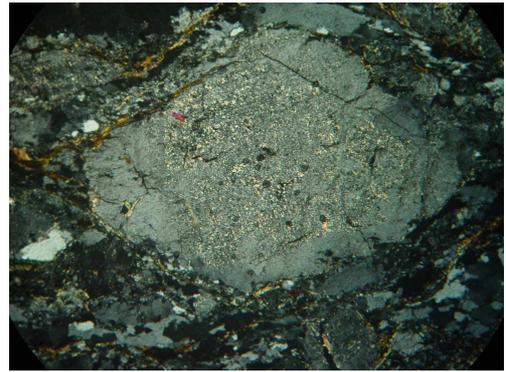


Figure IV-8 :Feldspath potassique losangique.



Figure IV-9 : Quartz à points triples.

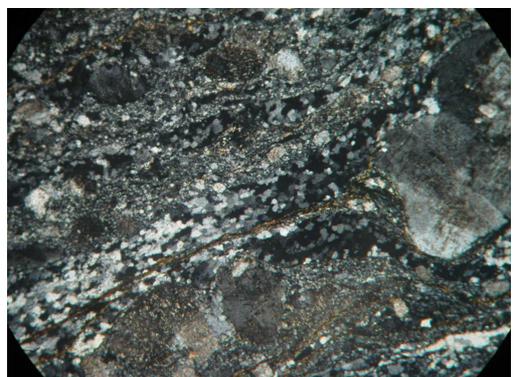


Figure IV-10 : Ruban de quartz démarrant à partir des ombres de pression.

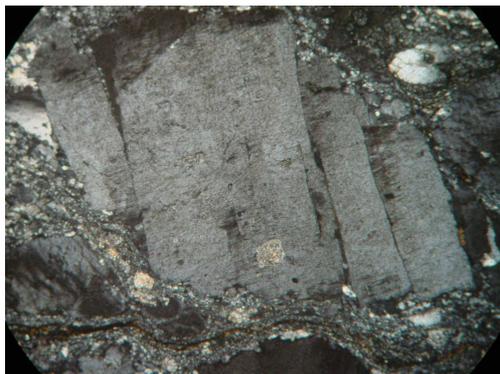


Figure IV-11 : Porphyroclaste feldspathique fracturé.



Figure IV-12 : Développement de plis autour de porphyroclastes en rotation.

- Le quartz : il se présente rarement en porphyroclastes. Il définit un nombre important de rubans de quartz polycristallins assez larges où les sous joints forment des points triples (HT°)(figure IV-9). Ces rubans démarrent de la recristallisation du quartz dans les ombres de pression des porphyroclastes feldspathiques (figure IV-10).

D'autres niveaux de quartz finement recristallisés moulent les premiers rubans, il y a donc deux générations de quartz recristallisé: les plus fins correspondent à la deuxième génération.

-Le feldspath:

Il se présente en grands porphyroclastes de forme losangique et sigmoïde à extinction roulante. Une bonne partie des cristaux d'orthose présentent une microclinisation partielle, témoin d'une déformation et recristallisation à haute température.

Les porphyroclastes qui sont fortement étirés sont parfois boudinés et dans l'espace créée, cristallise du quartz (figure IV-18). Il y a très peu de cristaux fracturés ainsi nous considérons que le comportement fragile est absent.

-La biotite : elle apparaît en lits très fins presque linéaires et transformée en chlorite. Elle souligne la foliation mylonitique.

Cette roche et celle qui est la plus orthogneissifiée.

- lame M2:

La foliation est marquée par des lits de quartz et des lits très fins de biotite complètement transformée en mica blanc associé à des oxydes libérés par cette biotite.

- le quartz : il se présente en rubans polycristallins très nombreux, à extinction onduleuse. Dans la matrice le quartz à recristallisé en petits cristaux.

- le feldspath : il subsiste quelques grands clastes de feldspath potassique et de plagioclase altérés et moulés par les micas, ce qui confère à la roche un aspect de gneiss oeilé. Ils sont également moulés par des lits de quartz recristallisé. L'altération des feldspaths a produit des micas et de la silice. L'extinction onduleuse révèle une forte déformation interne.

- lame M4 :

- Le quartz : la foliation est bien marquée par le développement plus important de rubans de quartz polycristallins avec une migration des joints.

Dans certains rubans le quartz se présente sous forme polygonale indiquant une recristallisation de haute température.



Figure IV-13 : Porphyroclastes rotationnels.



Figure V-14 : Quartz plissé.

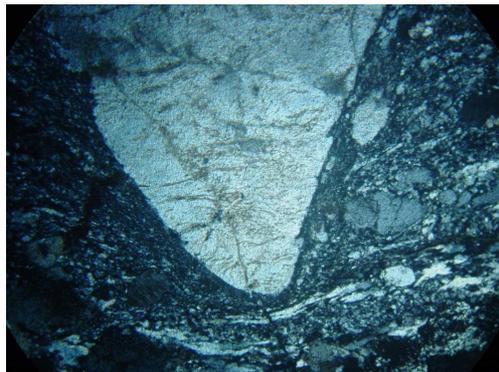


Figure IV-15 : Déformation intense au coin du porphyroclaste.

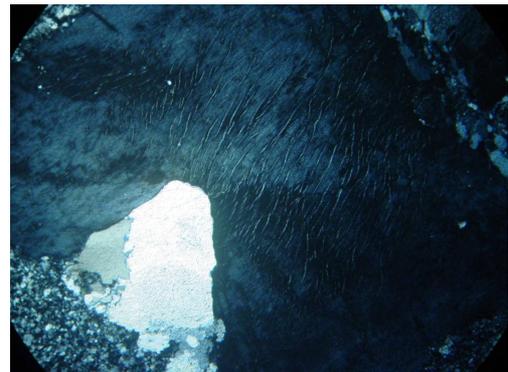


Figure IV-16 : Développement de sous grains de quartz avec migration de joints.

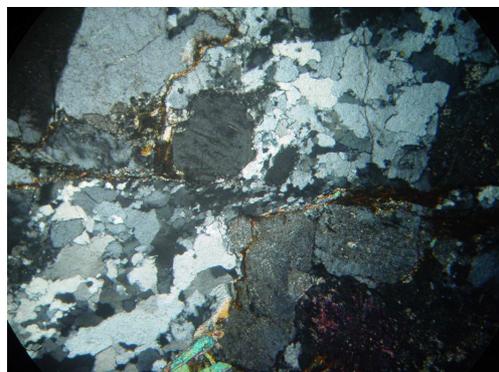


Figure IV-17 : Quartz suturé et développement d'un plan C dextre.

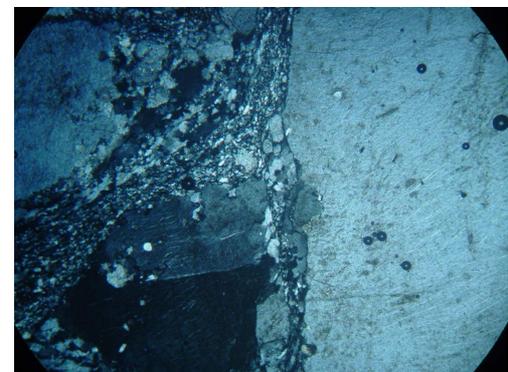


Figure IV-18 : Feldspath moulé par des rubans de quartz.



Figure IV-19 : Migration de joints.

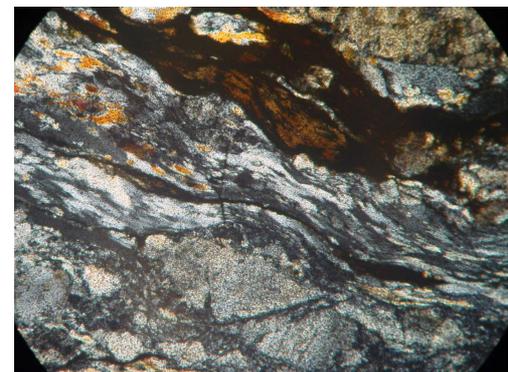


Figure IV-20 : Quartz en flammes.

- Les feldspaths potassiques : les grands clastes de feldspaths sont fracturés et dans ces fractures cristallisent des micas blancs, de la chlorite et de la calcite. L'étirement est très important et cela suggère une déformation plastique importante.

Le comportement ductile semble être plus important que le comportement fragile. En dehors de la présence de quelques porphyroclastes l'essentiel de la phase feldspathique n'existe plus.

-La biotite est transformée en chlorite et muscovite et libère son fer qui souligne la foliation mylonitique. Ceci correspondrait à une déformation basse température.

-Lame TJ 34 :

A l'œil nu la roche est de couleur verdâtre à grain très fin presque vitreuse.

Au microscope la roche est composée de porphyroclastes de quartz de taille réduite et quelques rares porphyroclastes de feldspaths.

La destruction totale de la phase feldspathique a entraîné le développement de muscovite phengitique qui colore la roche en brun jaune.

Les fines paillettes de mica cristallisent généralement dans des conditions de basse température (faciès schistes verts).

Les porphyroclastes de quartz sont très étirés et fracturés. Ils ont subi une déformation plastique puis une déformation fragile.

Ce qui est intéressant à rapporter dans cette lame c'est la présence de plis dans les rubans de quartz dans certains niveaux alternés avec des niveaux composés uniquement de muscovite ou avec des quartzs lenticulaires .JF. HIPPERTT et F.D.HONGN (2003) ont mené une étude sur la transition mylonitique et ont démontré que les zones de plis sont des zones transitionnelles entre la mylonite et l'ultramylonite.

Cette roche est composée d'une alternance de niveaux mylonitique et ultramylonitique.

-Lame M19-1 :

Cette lame est identique à la précédente. La différence est la présence de microplissements et dans les charnières (figure IV-14) il y a des reliques du quartz mylonitique et du quartz qui résulte de la recristallisation dynamique.

-Lame M23B :

La roche est un granite orthogneissifié ou il subsiste assez de porphyroclastes de feldspath et de quartz à extinction roulante. Les grands cristaux de quartz sont fracturés et sont moulés par une matrice de quartz qui a recristallisé de façon dynamique .A la pointe des porphyroclastes il y a des phénomènes de pression- dissolution – recristallisation ainsi que le développement de structures rubanées de quartz car c'est une zone de contrainte maximale (figure IV15).

Les micas qui soulignent la foliation mylonitique sont des micas blancs.

-Lame TJ93C

Cet échantillon montre bien les plans de cisaillement qui sont soulignés par de la muscovite (mica fish) et globalement de la phengite (déstabilisation des feldspaths).

-Le quartz :

Il se présente en rubans polycristallins parallèles aux plans C et les sous joints constituent des points triples. Les rubans qui sont moins larges sont composés de sous grains aplatis avec une direction oblique et sigmoïde par rapport aux plans C.

Il recristallise également dans les ombres de pression des porphyroclastes feldspathiques.

-Les feldspaths :

Au voisinage des plans de cisaillement se développent des myrmékites qui indiquent une déformation de HT°. La taille des porphyroclastes est variable et nous avons observé également entre deux plans C le découpage losangique des grands feldspaths entre lesquels recristallise du quartz.

Les feldspaths ne sont pas tous détruits mais une partie produit de la phengite et du quartz secondaire.

Parmi les grands porphyroclastes certains sont fracturés et sont moulés par les rubans de quartz polycristallins.

Ainsi les feldspaths enregistrent une déformation de HT° (plan C associés aux myrmékites) et une déformation de BT° (fracturation des feldspaths).

-La muscovite qui apparaît toujours en micafish souligne la surface mylonitique S.

-La biotite : il n'existe que quelques paillettes transformées partiellement en chlorite et libérant des oxydes.

-Lame M40 :

Plus au nord-est de l'étranglement de l'Oued Tin Amzi affleure le granite avec une légère foliation.

La lame a été confectionnée perpendiculairement à ce plan et parallèlement à la linéation présente dans les roches avoisinantes.

Les minéraux observés sont le feldspath potassique, le plagioclase, la biotite, la muscovite et le quartz.

Il n'y a pas d'arrangement planaire ni de structure ocellée.

-Le quartz : il apparaît en grandes plages, recristallisé avec migration des sous joints. Il y a présence de bandes de pliages. Dans les plans de cisaillement il apparaît en rubans polycristallins.

-Le feldspath : Les feldspaths potassiques et les plagioclases se présentent en grandes plages avec un cœur altéré .Près des plans de cisaillement cristallisent des myrmékites (HT°).Certains cristaux de feldspath potassique de transforment en microcline (triclinisation secondaire).

-La biotite : elle souligne les plans de cisaillement qui est le trait structural majeur de cette roche.

-La muscovite : les cristaux qui sont dans les plans C se présentent en mica fish par contre les autres ils sont de très grandes taille et kinkés.

Le granite de Tin Amzi affleure également dans l'unité inférieure au niveau de l'oued Tamanrasset et au Nord immédiat de la charnière du pli d'Ilassene. Les conditions d'affleurement et d'accès ne nous ont pas permis de définir l'extension et la forme du granite. L'interprétation de la photographie aérienne et les données de terrain plaident pour un gisement allongé Nord-Sud. Nous rappellerons que dans le même couloir de direction Nord-Sud affleurent beaucoup de dykes granitiques mais qui ne sont ni déformés ni mylonitiques. La roche déformée est fortement foliée et se présente comme un gneiss oeilé (TJ94B) mais une partie de la roche est finement schistosée. A l'affleurement certains grands feldspaths du granite à dent de cheval subsistent.

-Lame TJ94A :

La roche est un gneiss oeilé à porphyroclastes de quartz et de feldspath à extinction roulante. Ces derniers sont fracturés en losanges irréguliers et entre les morceaux cristallisent du quartz. La matrice est composée de quartz finement recristallisé. La foliation mylonitique est soulignée par des rubans de quartz en flammes et par la biotite brune qui se présente en lits sombres très fins et continus et en amas allongés avec des plis en kink. Ceci suggère une déformation à basse température dans les faciès schistes verts et peut être à la limite du faciès amphibolite .Ainsi le quartz se déforme de façon plastique et les feldspaths se déforment de façon fragile. Les niveaux les plus mylonitiques sont dépourvus de grands porphyroclastes, on a ainsi une alternance de niveaux plus ou moins déformés.

Lame TJ94B :

A l'œil nu la roche présente un gradient de déformation soulignée par des niveaux à grands feldspath centimétriques et des niveaux très sombres correspondant à une mylonitisation plus intense. Il s'agit d'une orthogneissification du granite à dents de cheval. Les porphyroclastes de feldspaths sont fracturés et moulés par des rubans de quartz fortement aplatis et se présentant en flammes et des lits de biotite qui a expulsé son fer.

Les niveaux les plus mylonitiques sont riches en muscovite et ne contiennent que des petits porphyroclastes de quartz .La matrice contient, en plus du mica phengitique, du quartz finement recristallisé. Le quartz a eu un comportement plastique et les feldspaths ont eu un comportement fragile.

Dans l'oued Tin Amzi et au voisinage de l'étranglement affleure une migmatite que nous considérons être en relation avec la mise en place du granite (voir les spectres des terres rares dans l'article).

A l'affleurement elle se présente comme une migmatite avec un leucosome et un mélanosome. Dans une partie de cet affleurement très limité, quatre mètres carrés, nous avons remarqué une alternance de niveaux clairs avec des niveaux très sombres et présentant une structure ocellée. Il s'agit d'une migmatite ultramylonitisée (Figure IV-20.a) dans les mêmes conditions que le granite de Tin Amzi.



Figure IV-20a : Migmatite mylonitique de l'oued Tin Amzi.

II-Les roches métamorphiques de l'unité supérieure

Les gneiss affleurant au voisinage de la zone mylonitique sont intensément déformés et mylonitisés aussi nous avons taillé des lames minces dans les gneiss ocellés et dans les amphibolites.

II- 1- Les gneiss ocellés

Nous avons observé au microscope des plans de cisaillement avec développement de myrmékites sur les bordures et à la base de feldspaths (figure IV-21) dans certains plans de

cisaillement le quartz est cristallisé finement (figure IV-22) .Dans d'autres échantillons le quartz forme des rubans avec recristallisation du quartz et migration aux joints (figure IV-23) Les feldspaths sont très déformés plastiquement et sont de forme ovoïde ce qui suggère une déformation de forte température (figure IV-23) dans les gneiss ocellés la déformation est non coaxiale marquée par la rotation de porphyroclastes feldspathiques qui définissent des structures d'enroulement (figure IV-24) accompagnées de muscovite en forme de micafishes. Dans les zones les plus déformées la foliation mylonitique est définie par du quartz en flamme (figure IV-25) et reprise par des plans C' indiquant un mouvement vers le NE.

II-2- Les amphibolites

L'échantillon analysé montre une intense déformation définie par l'étirement de cristaux de quartz à l'état plastique et d'amphibole, celle-ci est complètement altérée en chlorite reconnaissable à sa teinte de biréfringence dans les tons bleu nuit. Sur la figure (IV-27) la foliation mylonitique est reprise par un plan de cisaillement C' indiquant un jeu normal vers le NE.

III- Les métapélites sommitales

Les métapélites sommitales affleurant à la base de la zone mylonitique semblent enregistrer une déformation représentée par une foliation parallèle à celle de la foliation mylonitique. La roche acquiert une déformation d'étirement soulignée par des cristaux de quartz et de feldspaths ovoïdes et de plans de cisaillement (figure VI-72d). La paragenèse cordiérite-sillimanite n'a pas été observée ailleurs et il est possible que celle-ci soit directement liée à la faille de détachement. La déformation a eu lieu dans le domaine de la sillimanite au moins.

IV- Les quartzites

Les quartzites sont plus déformés au voisinage de la zone mylonitique avec développement de rubans de quartz et les cristaux de grenat sont sigmoïdes (Figure III-19, 20, 21,22).

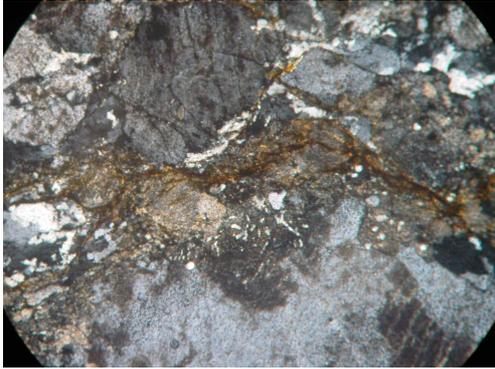


Figure IV-21 : Plan C et myrmékite.

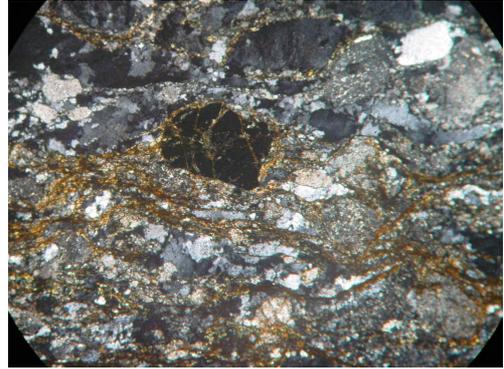


Figure IV-22 : Grenat et quartz recristallisé.



Figure IV-23 : Rubans de quartz et feldspaths déformés.

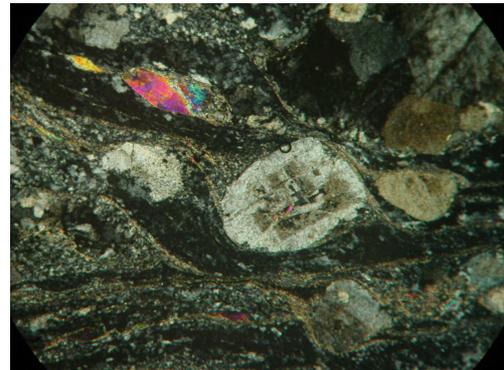


Figure IV-24 : Structure d'enroulement et micafish.

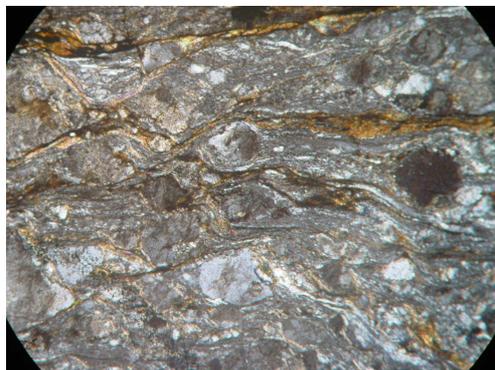


Figure IV-25 : Plan C' et quartz en flammes.

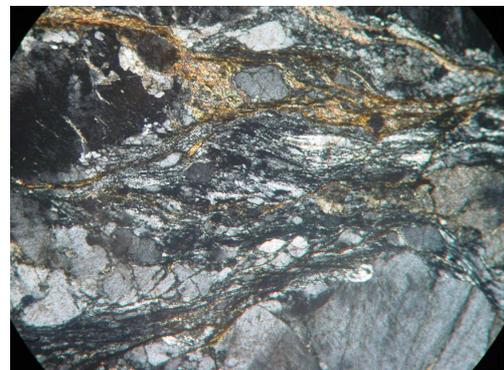


Figure IV-26 : Gneiss mylonitique.



Figure IV-27 : Amphibolite mylonitique.

V- Conclusion

Notre conclusion et discussion portera sur la déformation du granite de TinAmzi qui a été largement abordée.

Dans les roches quartzo-feldspathiques, certaines transitions microstructurales définissent des repères thermiques relativement fiables, parfois associés à des transitions remarquables au niveau des structures macroscopiques.

Le quartz :

L'ensemble des données disponibles sur le quartz souligne que ses textures sont essentiellement dépendantes de la température, des caractères de la phase fluide (abondance, teneur en eau), et de la contrainte (ou de la vitesse de déformation) (White 1976, Nicolas et Poirier 1976).

Dans le quartz, il est bien établi que les conditions thermiques influent sur la nature des systèmes de glissement intracristallins dominants (Lister 1981, Lister et DORNSIEPEN 1982) et sur les textures de recristallisation (taille du grain, processus de recristallisation) (VOLL1960, BOUCHEZ et PECHER 1981, GAPAIS 1979, DRURY et al.1985, Simpson 1985).

Les textures de recristallisation constituent un paramètre plus sensible aux conditions métamorphiques et en particulier à la température et au degré d'hydratation (eau intragranulaire et interstitielle) (VOLL 1976). Elles se caractérisent en particulier par la taille du grain, la nature des processus impliqués (rotation-migration) et les relations entre degré de recristallisation et intensité de déformation totale.

En fonction de la température croissante, la recristallisation implique successivement les processus de rotation de sous grains, puis une contribution croissante des processus de migration de joints, jusqu'à donner des structures de type croissance exagérée caractéristiques de très hauts degrés métamorphiques (Wilson 1973, Hobbs et al. 1976, BOUCHEZ 1977, Bouchez et Pécher 1981, Mahdjoub 1990).

Fondamentalement, la recristallisation dynamique apparaît comme un processus d'accommodation de différences de déformation (déformation interne et rotation rigide) entre grains voisins, permettant le maintien d'une déformation continue et relativement homogène à l'échelle du polycristal, soit par rotation des plans réticulaires en bordure des grains (formation de sous grains et recristallisation par rotation), soit par migration des joints (Cobbold et al. 1987). Pour différents analogues polycristallins, la migration de joints reste un

processus d'accommodation lent à température modérée et ne devient dominante que pour des températures élevées (Guillopé et Poirier 1979, Means 1981, Tungatt et Humphreys 1981, Wilson 1981, DRURY et al. 1985), supérieures à $0.6-0.8 \times T_m$.

Certains de nos observations soulignent qu'en milieu hydraté, les effets de la recristallisation par migration se marquent dans les microstructures pour des conditions thermiques du faciès amphibolite aux environs de 550° (Simpson 1985).

Les relations microstructures –conditions thermiques sont fortement dépendantes de la phase fluide et en particulier de sa teneur en eau. TULLIS et Yand (1980) démontrent expérimentalement que seules les roches granitiques hydratées présentent un comportement purement ductile. L'effet de l'eau sur la déformation des roches granitiques est particulièrement bien illustré par des observations microstructurales effectuées par différents auteurs au niveau de la transition faciès granulite- faciès amphibolite (Bell et Etheridge 1976, Baha 1980, Lister et Dornepen, 1982).

Gapais (1987) cite l'exemple des granulites du massif de Bohême ($T^\circ \gg 600^\circ$) où Behr (1980) observe que du glissement de direction « c » coexiste avec des microstructures qui reflètent une recristallisation dynamique très modérée, limitée aux joints de faciès et probablement associée à la rotation de sous grains. L'augmentation de la teneur en eau de la phase fluide, lors de la transition granulite-amphibolite, s'accompagne d'une activité croissante de la migration des joints avec recristallisation complète du quartz et développement de rubans. Cet effet de l'eau est également sensible pour des conditions métamorphiques moins sévères. C'est le cas des granites syntectoniques dans lesquels la déformation se poursuit en conditions rétrogrades après la mise en place du pluton et de son cortège filonien (Vauchez 1987).

On peut citer le cas du granite de l'Anfeg (Acef et al 2003) le granite de Tin Amzi (LOUMI et Mahdjoub, 2000) dont il est question ainsi que le massif de l'HERMITAGE (Massif Central, France) (BARBARIN 1983, GAPAIS 1987) où la déformation se marque en particulier par :

- Un comportement très fragile de la phase feldspathique
- Une très forte déformation du quartz par glissement intracrystallin avec formation de rubans dans lesquels la recristallisation, de type rotation, produit une faible quantité de néoblastes de très petite taille et localisés aux joints de grains.
- Une rétromorphose partielle des feldspaths potassiques, qui même dans les roches très déformées, se limite à la néogénèse de micas aux joints de grains et le long des fractures.
- Une rétromorphose partielle des biotites en chlorites qui s'associent à la formation d'amas de minéraux opaques suggérant une migration du fer très limitée.

L'ensemble de ces caractères structuraux indiquent une faible activité de l'eau.

-Les feldspaths

Gapais (1987) a comparé deux granites pré tectoniques déformés l'un dans le faciès schiste verts et dans l'autre dans le faciès amphibolite et il conclue qu'à intensité de déformation égale le comportement est différent. Il est surtout fragile avec peu de cristallisation dans le premier et très ductile avec une forte recristallisation dans le second. Ceci souligne que les relations entre degré de recristallisation et déformation changent aux environs de 500° et ceci s'exprime par une nette diminution du contraste de ductilité entre feldspath et quartz dans les faciès orthogneissiques et correspondent à une transition majeure qui est le domaine de transition schistes verts-amphibolite.

A haut grade métamorphique, l'absence de contraste de ductilité entre feldspath et quartz peut conférer un aspect spectaculaire aux mylonites granitiques, marqué par le développement d'alternances de rubans totalement recristallisés et ainsi donc la déformation est homogène (Mahdjoub 1991). Pour notre part nous n'avons jamais observé ce stade de déformation dans le granite de Tin Amzi.

Dans les granites syntectoniques qui se mettent en place dans la croûte superficielle le quartz est toujours plus ductile que les clastes feldspathiques qui sont peu déformés dans les mylonites.

Pour expliquer cela GAPAIS (1987) suppose la combinaison de deux facteurs :

-une déformation localisée dès la mise en place à haute température dans une phase quartzo-feldspathique abondante, fine, chimiquement stable et très ductile ce qui permet la préservation des phénocristaux feldspathiques.

-une décroissance thermique et une déshydratation rapides.

Ainsi nous pouvons conclure que le granite de Tin Amzi est un granite syntectonique déformé dans le faciès amphibolite avec une évolution vers le bas degré à la périphérie nord.

En effet un des caractères des granites syntectoniques est une superposition de gradients de déformation croissants et de gradients thermiques décroissants du cœur vers la périphérie du pluton.

Ainsi nous concluons que les traits essentiels de la déformation du granite de Tin Amzi sont:

-1-à haute température (lame 65) naissance de bandes de cisaillement dans les domaines interstitiels à grains fins soulignés par la biotite (vers le cœur du pluton)

-2-la déformation de la phase feldspathique s'exprime par le développement de myrmékites (lames 65 et 66)

-3-l'orthogneissification se caractérise par une forte déformation plastique bien marquée dans le quartz et peu dans les feldspaths.

-4- Comportement fragile des feldspaths moulés par des rubans de quartz.

-5-Formation et développement de queues de cristallisation quartzo-feldspathiques dans les ombres de pression des feldspaths.

-6-Développement de rubans de quartz à partir du quartz magmatique et des cristallisations en zones abritées.

-7-Fracturation et déstabilisation partielle des plagioclases

-8-Déstabilisation de la biotite qui produit de la chlorite et des minéraux opaques.

-9-Développement de plans de cisaillements anastomosés

-10-Déformation de la biotite et de la muscovite en micafishes

-11-Développement de bandes mylonitiques et ultramylonitiques.

CHAPITRE V

EXTENSION ET EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES

EXTENSION ET EXHUMATION DES ROCHES METAMORPHIQUES

La présence d'une zone mylonitique à jeu normal faiblement inclinée vers le NE et séparant deux unités tectoniques d'âge différent et de degrés de métamorphisme différent (granulite faciès et amphibolite faciès) fait inévitablement penser à une faille de détachement.

Le dispositif structural de l'oued Tin Amzi a été interprété par Bertrand et al. (1986) comme un plan chevauchement qui a basculé tardivement vers le NE. Ainsi il a fallu chercher des arguments pas pour trouver la vérité absolue, si elle existe, mais pour contraindre un modèle qui permettra de revisiter peut être une partie de l'histoire panafricaine du Hoggar central.

Avant de proposer un modèle d'évolution nous ferons un rappel sur l'exhumation des roches métamorphiques et les dômes.

I- Les conditions d'exhumation des roches métamorphiques

L'enfouissement des roches métamorphiques sont le résultat de processus tectoniques à savoir la subduction et la collision. La pétrologie métamorphique a montré que des roches crustales pouvaient atteindre des profondeurs équivalentes à 26,3kbar (70-90 km; Hemingaway et al., 1998) pour des températures comprises entre 600 et 700°C.

L'exhumation des roches métamorphiques pose des problèmes d'autant plus grands que les pressions atteintes sont importantes, ceci est parfois expliqué par des surpressions tectoniques (Mancktelow, 1995 ; Pétrini et Podladchikov, 2000). A partir de la de nombreux modèles d'exhumation sont basés sur les différences de densité entre croûte et manteau induisant la flottabilité de la croûte continentale comme moteur de l'exhumation.

Pendant longtemps l'érosion était considérée comme étant le moteur principal de l'exhumation des roches métamorphiques. Actuellement il est bien admis que l'érosion seule ne suffit pas et que l'extension syn- ou post-orogénique peut créer des zones de cisaillement d'échelle crustale qui seront responsables d'une grande partie de l'exhumation de roches métamorphiques. (Davis et al., 1978; Crittenden et al., 1980; Platt, 1986; Wernicke, 1992; Jolivet et Goffé, 2000).

L'extension dans une chaîne de montagnes peut être perçue et interprétée différemment. En effet l'extension synorogénique est observée pendant l'édification de la chaîne, la croûte cassante et jusqu'à la transition cassant-ductile. Dans le cas de la chaîne himalayenne, de

grandes zones de cisaillement extensives ductiles, éliminent une partie de l'épaississement crustal au dessus de la dalle du Tibet (Burg et al., 1984 et 2008; Burchfiel et al., 1992; Hodges et al., 1993; Brunel et al., 1994). Ces zones de cisaillement extensives, du fait de leur synchronisme avec des structures compressives et donc, avec l'épaississement crustal, indiquent une extension locale, les conditions aux limites étant compressives (Burchfiel et al., 1994). L'extension tardi-orogénique intervient après la formation de la chaîne de montagne et elle conduit à sa disparition totale d'après Dewey (1989) et Platt (1993). Nous décrivons ces deux contextes géodynamiques de l'extension afin de mieux cerner l'extension de la région de Tidjenouine-Tin Amzi.

I-1- L'extension syn-orogénique

L'extension syn-orogénique a lieu pendant l'épaississement crustal. Dans le cas d'une subduction classique « océan-continent », ou bien dans celui d'une subduction continentale, la plaque plongeante emmène avec elle des roches à basse température en profondeur, les vitesses de subduction, mêmes faibles, étant beaucoup plus rapides que les rééquilibrations thermiques. Les structures thermiques de la croûte et de la lithosphère s'en trouvent profondément modifiées avec l'apparition d'une zone anormalement froide mimant approximativement la géométrie du panneau plongeant dans lequel les isothermes sont déprimées par rapport aux zones environnantes (Schubert et al., 1975). Les roches sont donc, en général, enfouies le long d'un gradient « froid » de type HP/BT, également dépendant du type de roches incorporées au prisme d'accrétion (England et Richardson, 1977; England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986; Molnar et Lyon-Caen, 1988; Bousquet, 1998).

Augier (2004) a fait une compilation des chemins P-T provenant de différentes zones des Alpes Franco-italiennes qui montre que les pics de métamorphisme de chacune de ces unités (atteints de façon diachrone) s'alignent sur un unique gradient d'environ $8^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (Agard et al., 2001; Agard et Lemoine, 2003) (Figure V.2)

Certains modèles d'exhumation qui sont concomitants de la subduction, exhumeront les roches métamorphiques dans un environnement thermique voisin de celui ayant présidé durant l'enfouissement. On peut citer l'exemple de la Crête (chemin « Cr1 » Figure V.2; Jolivet et al., 1996) ou des Schistes Lustrés (chemins « SL1 à SL5 », Agard et al., 2001).

Un deuxième type de chemin P-T est observé dans ce contexte, présentant souvent

une portion de décompression isotherme suivant directement le pic de métamorphisme (chemin « Cr2 » Figure V.2, Jolivet et al., 1996).

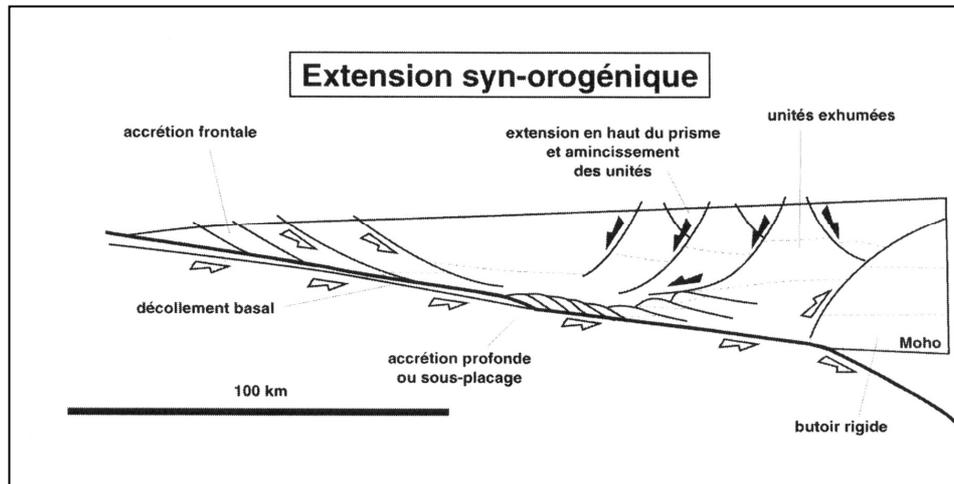


Figure V-1 : Extension syn orogénique d'après Jolivet et Goffé(2000).

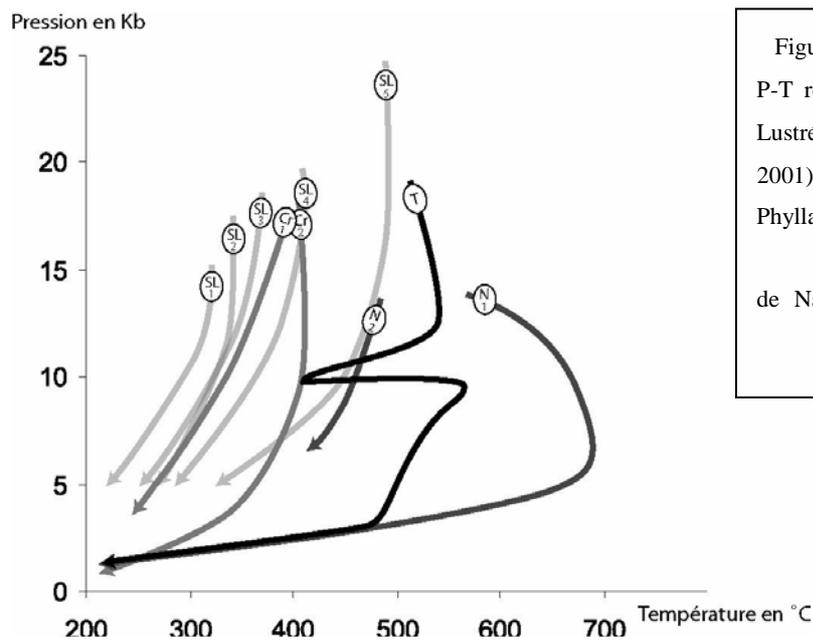


Figure V-2 : Exemples de chemins P-T rétrogrades dans les Schistes Lustrés (SL 1 à 5, Agard et al., 2001), dans la nappe des Phyllades (Cr1 et Cr2, Jolivet et al., 1996) et dans le dôme migmatitique de Naxos (N1 et N2, Buick et Holland, 1989; Avigad, 1998).

I-2- L'extension post-orogénique

Dewey et al.(1989) pensent que l'extension post-orogénique conduit au démantèlement des chaînes de montagnes jusqu'à l'amincissement crustal et même de croûte océanique .Cet amincissement est accompagné par une advection de chaleur en base de croûte. Les dômes métamorphiques extensifs sont souvent caractérisés par des paragenèses chaudes, dans le domaine de stabilité de la sillimanite et/ou de l'andalousite. De nombreux dômes montrent d'ailleurs, de la fusion partielle, tel est le cas des Calédonides de Norvège (Labrouse et al., 2002, 2003), de la Montagne Noire (Brun et Van Den Driessche, 1994) ,la region de TinAmzi (Loumi et Mahdjoub,2008)ou de Naxos (Buick et Holand, 1989, Figure V.4).

Les chemins P-T proposés impliquent souvent un réchauffement pendant la décompression dont l'ampleur est mal connue du fait d'une rétomorphose importante, voire totale des paragenèses de HP. La dernière partie des chemins est ainsi caractérisée par un gradient métamorphique chaud, en général bien supérieur à un gradient d'équilibre comme pour le dôme migmatitique de Naxos ($\approx 60^{\circ}\text{C.km}^{-1}$; chemin C, Buick et Holand, 1989).

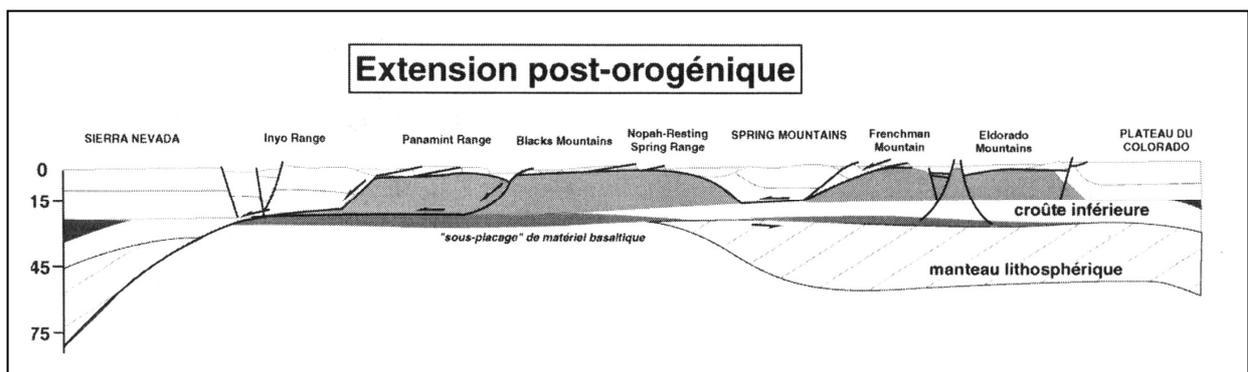


Figure V-3 : Extension post orogénique d'après Jolivet et Goffé(2000).

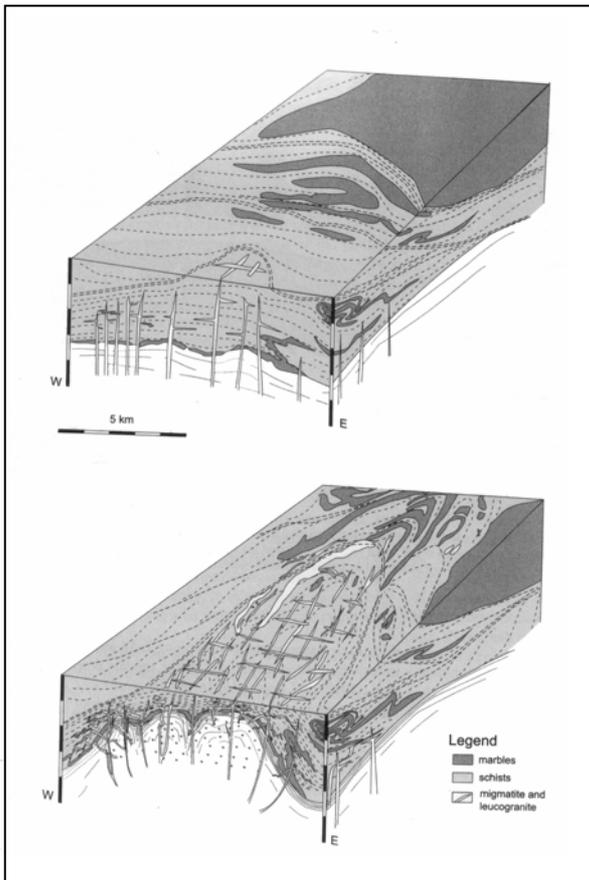


Figure V-4 : Exemple de modèle de formation du dôme de gneiss de Naxos (Vanderhaeghe, 2004). Ce modèle illustre la mise en place du dôme ainsi que celle du cortège filonien associé.

Dans cet exemple, le chemin P-T obtenu pour le cœur du dôme de Naxos montre un réchauffement important durant la décompression, associé à de la fusion partielle (chemin « N1 », Figure V.2, Buick et Holand, 1989). Des reliques éclogitiques y ont pourtant récemment été découvertes, à la périphérie du dôme (Avigad et al., 1997). Leur chemin rétrograde (chemin « N2 », Figure V.2, Avigad et al., 1997) est très différent du chemin précédemment décrit, avec un refroidissement post-HP. Ceci démontre que les roches de Naxos font partie de la ceinture des Schistes Bleus Cycladiques et que c'est durant leur exhumation, visiblement guidée par des processus et des cinétiques d'exhumation additionnels, qu'elles ont suivi des évolutions rétrogrades très différentes. Le refroidissement durant la décompression signe vraisemblablement une exhumation en contexte syn-orogénique (Jolivet et Goffé, 2000). Ces roches, comme la majorité des roches des Cyclades ont potentiellement été exhumées dans les deux contextes, sans que pour autant, leurs contributions respectives soient quantifiables. Dans les stades intermédiaires, on

observe seulement des paragenèses du type schiste vert comme sur l'île de Tinos ou d'Andros, même si les chemins P-T indiquent une exhumation plus chaude que pour l'exhumation syn-orogénique (chemin « T », Figure V.2, Parra et al., 2002).

Les éclogites de Corse montrent, par exemple, qu'une grande partie de l'exhumation se fait le long d'un gradient de type HP-BT, permettant une rétro-morphose des éclogites en schistes bleus à lawsonite, avant que l'extension post-orogénique ne démarre (Fournier et al., 1991; Jolivet et al., 1991, 1998). De plus, les unités éclogitiques reposent souvent sur des unités ayant subi des pressions moindres, impliquant sans conteste, qu'une partie importante de l'exhumation s'est produite durant la phase orogénique. Les accidents les séparant sont donc, par définition, des chevauchements fossiles (Avigad et al., 1997).

Ceci est également décrit dans les cordillères bétiques et rapporté par Augier (2004) ou le complexe Névalo-Filabride des Cordillères Bétiques montre également cette architecture avec une unité de conditions éclogitiques (unité de Bédar-Macael) reposant sur des unités de pressions moindres (unités de Calar Alto et de Ragua; Martínez-Martínez, 1986; De Jong, 1993; Puga et al., 2000).

I-3-La coexistence des extensions syn et post-orogéniques

Les deux types d'extension peuvent coexister dans une même zone mais elles se succèdent dans le temps. Cette succession correspond à une transition dans l'espace entre la compression frontale et l'extension en arrière. Jolivet et Goffé (2000) l'ont démontré sur le transect Corse-Toscane. Dans le domaine égéen et dans les zones de compression frontale, les roches sont incorporées au prisme d'accrétion où elles sont d'abord équilibrées dans des conditions de type HP-BT (figure V.5)

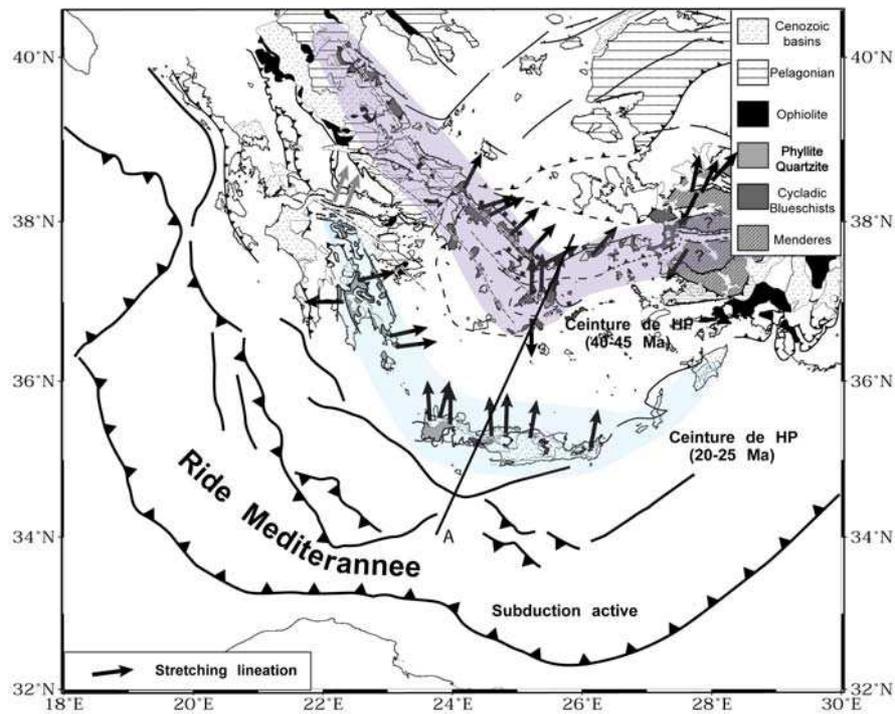


Figure V-5 : Carte du domaine égéen et localisation des deux ceintures métamorphiques de haute pression (Jolivet et al, 2004) d'après les travaux originaux de Bonneau et Kienast, 1982).

Par sous-placage de nouvelles unités accrétées en avant, une partie de ces roches sera exhumée dans ces mêmes conditions, préservant ainsi leurs paragenèses HP-BT. Avec le retrait de la subduction, les unités métamorphiques déjà en partie exhumées ou non, sont transférées relativement vers le domaine d'arrière-arc (Jolivet et Patriat, 1999; Trotet et al. 2001a,b). Ces unités seront alors exhumées plus tard dans des conditions plus chaudes où les assemblages HP-BT sont partiellement, voire complètement, rééquilibrés en assemblages barroviens. Dans ce contexte les roches peuvent subir un épisode de fusion partielle (Naxos, Figure V.4).

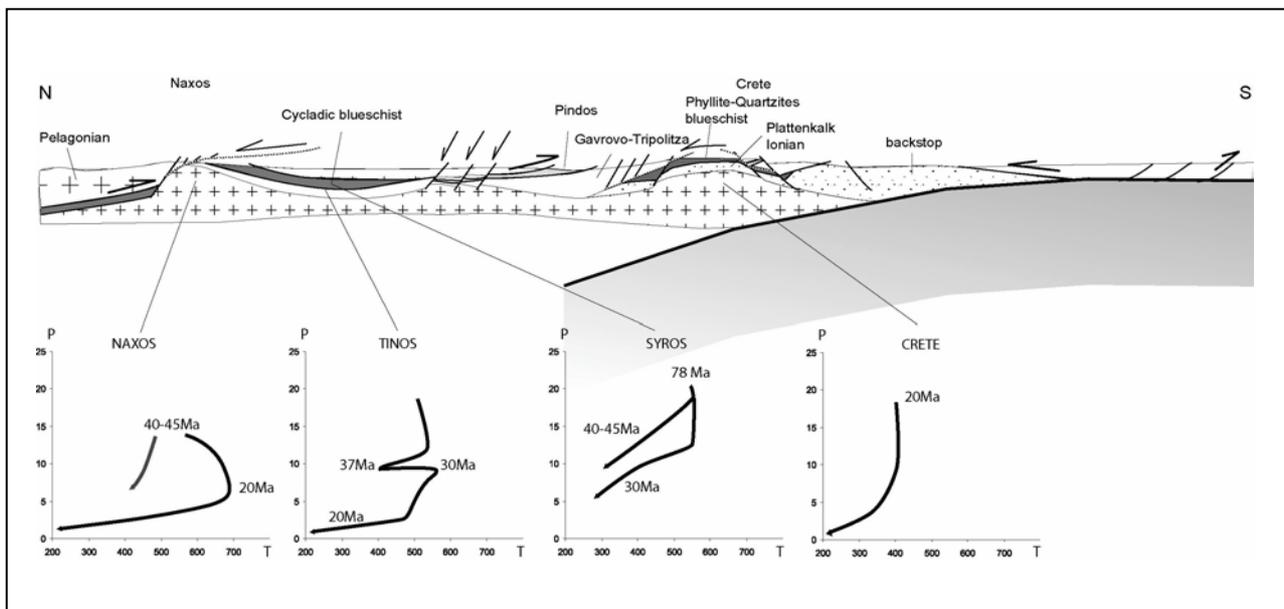


Figure V-6 : Coupe N-S du domaine égéen et localisation de trois chemins P-T types. Du Sud au Nord (Localisation Figure V-5), on distingue, (1) la zone de subduction, (2) le prisme d'accrétion de la ride méditerranée où des roches sont actuellement enfouies le long d'un gradient froid, (3) la crête où affleurent des roches métamorphiques de type HP/BT n'ayant pas subi de rétro-morphose importante, exhumées en contexte syn-orogénique, (4) les Cyclades, où affleurent des roches de HP qui ont été exhumées en partie en contexte syn-orogénique, l'exhumation ayant été complétée en contexte post-orogénique.

La coupe du domaine égéen (Figure V.6) montre la transition spatiale et temporelle entre les deux contextes (Augier, 2004). On y voit des unités exhumées en contexte syn-orogénique près du front (Crète), leur évolution métamorphique est caractérisée par une bonne préservation des minéraux de HP-BT (chemin de droite, Figure V.2, chemins de type « Cr », Figure V.2). Les roches non-exhumées le seront tardivement en contexte post-orogénique. Elles seront, dans ce cas, restées plus longtemps en profondeur et seront de ce fait fortement rééquilibrées à HT, dans des conditions compatibles avec le gradient géothermique élevé qui règne dans cet environnement. C'est le cas des roches de Naxos montrant une incursion dans les hautes températures (chemin de gauche, Figure V.6, Buick et Holland, 1998). Les roches de l'île de Tinos enregistrent les deux contextes géodynamiques syn et post-orogénique. Le chemin P-T des roches montre clairement un début d'exhumation en contexte syn-orogénique, le long d'un gradient froid (Parra et al., 2002). Les roches sont ensuite

réchauffées en base de croûte marquant un arrêt momentané de l'exhumation avant qu'elles ne soient finalement exhumées dans un contexte chaud (post-orogénique). Cet arrêt momentané de l'exhumation peut donc être interprété comme le temps nécessaire pour passer d'un contexte à l'autre (Augier, 2004).

II- LES MECANISMES DE L'EXHUMATION

Avant d'aborder le problème des mécanismes d'exhumation il nous semble intéressant de rappeler ce qu'est la géomorphologie. C'est une discipline qui a pour objet la description et l'explication des formes de relief continentaux et sous marins. La densité des formes et les différentes morphodynamiques obéissent à un certain nombre de facteurs extrinsèques (tectonique, climat, variations du niveau de la mer) et intrinsèques (pente, particularités morphologiques) aux systèmes géomorphologiques. La géomorphologie décrit et interprète la géométrie des formes de reliefs et les formations superficielles quaternaires. La tectonique intervient comme facteur essentiel du modelé, soit en contrôlant l'érosion et la sédimentation, soit en déformant les roches et les formations superficielles. Dans l'évolution des systèmes géomorphologiques, la tectonique, le climat et l'érosion sont étroitement couplés (Dellailan, 2004).

II-1-L'érosion

L'abondance de sédiments détritiques autour de toutes les chaînes de montagnes actives ou en cours de démantèlement atteste que l'érosion intervenait de manière significative dans l'exhumation des roches métamorphiques (Li et al., 1994).

L'érosion a souvent été considérée comme un mécanisme d'exhumation relativement lent, néanmoins responsable d'une grande partie de l'élimination de la surcharge (Ahnert, 1970; Pinet et Souriau, 1988; Li et al., 1994). Duchêne et al. (1997) ont réalisé une compilation des taux d'érosion à partir de la littérature qui montre que les valeurs limites de ces taux sont comprises entre 0,001 et 0,5 mm.a⁻¹ (Figure V.7) et le taux moyen d'érosion des rivières étant de 0.052 mm.a⁻¹ (Ring et al., 1999).

L'estimation du volume de sédiments déposés dans les bassins d'avant-pays et les cônes alluviaux alpins adjacents (1.4 10⁶ km³), rapportée à la surface des Alpes (7 10⁴ km²), explique une épaisseur moyenne érodée de 20 km (Duchêne et al., 1997). Cette épaisseur pourtant colossale, n'est pas suffisante pour expliquer complètement l'exhumation des roches de haute pression.

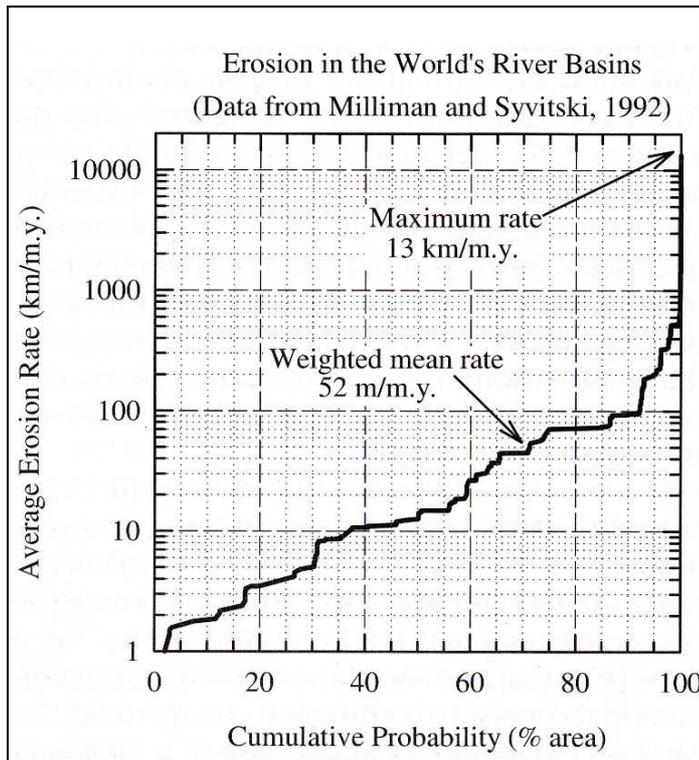


Figure V-7 : Compilation des taux d'érosion moyens des rivières du monde en fonction de la probabilité cumulée (Ring et al., 1999).

II-2-Les zones de cisaillement extensives

Les détachements crustaux pourraient engendrer une exhumation importante des roches métamorphiques. Nous pouvons citer les exemples suivants où les failles normales ont joué un rôle important dans l'exhumation des roches profondes :

- la province du Basin and Range (Armstrong, 1982; Crittenden et al., 1980; Davis, 1988; Malavieille, 1993).
- le domaine égéen (Lister et al., 1984; Gautier et Brun, 1994; Jolivet et al., 1996 ;Brun,2008) ;
- les Calédonides de Norvège (Hossack, 1984; Boundy et al., 1997) ;
- le domaine Toscan- Tyrrénien (Jolivet et al., 1998) ;
- les Alpes (Selverstone, 1985; Bousquet, 1998; Agard,2000) ;
- les Cordillères Bétiques (Platt et Vissers, 1986; Vissers et al., 1995 ;Augier,2004).

Le jeu normal d'un détachement est défini par la superposition anormale de terrains, montrant un saut métamorphique(Platt,1986) qui peut être accompagné par le dépôt de bassins sédimentaires syn-exhumation (Wernicke, 1992; Brun,2008).Evidemment les cas les plus clairs correspondent à une unité inférieure déformée ductilement surmontée d'une unité supérieure déformée de façon cassante (Lister et Davis, 1989).La présence de

bassins sédimentaires permet parfois de contraindre l'ordre d'initiation et de séquence des générations successives de détachements (Figure V.8).

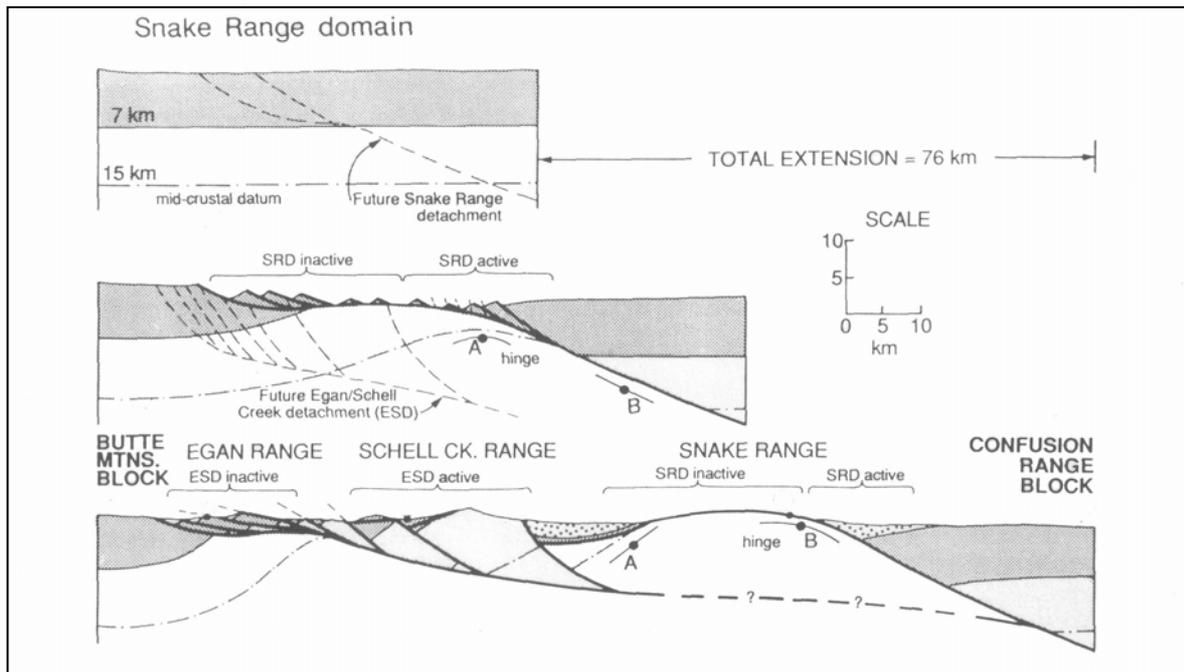


Figure V-8 : Restauration de la géométrie de la région du Snake Range (Basin and Range).

Un premier système extensif (celui du Snake Range) provoque l'exhumation d'un premier massif métamorphique (« metamorphic core complex ») qui contrôle également dans les stades tardifs, la sédimentation des bassins sédimentaires. Le second système extensif (celui de Egan-Schell Creek) est alors également actif, recoupant les structures du premier en profondeur (Wernicke, 1992).

III-Les dômes métamorphiques extensifs

III-1- Structures des dômes métamorphiques extensifs associés à une faille en détachement

Les dômes métamorphiques extensifs ou MCC associés à des détachements sont des structures communément décrites dans la chaîne alpine, tels que la Grande Kabylie (Saadallah et Caby, 1992) et la Petite Kabylie (Djaiz, 1993), le Massif de l'Edough (Caby et Hammor, 1992), la Mer Egée (Lister et al., 1984 ; Jolivet et al., 1991 ; Gautier & Brun 1994a,b ; Sokoutis et al., 1993 ; Gautier, 1995 ; Brun, 2008) et la Cordillère Nord Américaine (Davis & Coney, 1979 ; Crittenden et al., 1980 ; Coward et al., 1987 ; Burchfiel et al., 1992 ; Vanderhaeghe et al., 1999 ; Foster et al., 2001).

Ces structures ont été décrites également dans des orogènes plus anciens tels que la chaîne hercynienne (Montagne Noire, Dôme du Velay : Echtler & Malavieille, 1990 ; Malavieille et al., 1990 ; Van Den Driessche et Brun, 1989, 1991-1992 ; Malavieille, 1993, Brun & Van Den Driessche, 1994 ; Burg et al., 1994) et la chaîne calédonienne (Calédonides de Norvège : Norton, 1986 ;Anderson et al,1991 ;Rykkelid et Andersen,1993 ;Osmunndsen et Andersen,1994 ;Fossen et Holt,1994 ;Andersen,1998).

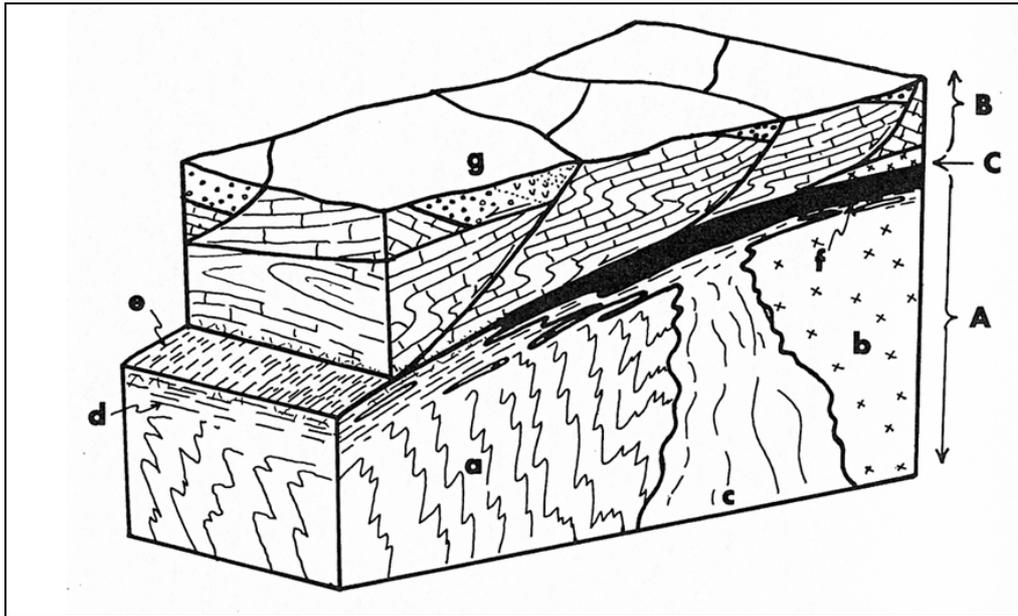
Il en est de même dans la chaîne panafricaine d’Egypte où un MMC est décrit durant une convergence oblique (transpression) par Fritz et al(1996).

Il est évident qu’il est plus aisé de reconnaître un MCC dans une chaîne récente que dans une chaîne ancienne,les bassins sédimentaires les accompagnant sont de bons marqueurs. Ceci peut être illustré par le titre d’une communication de Brun(2008) intitulée :Lithospheric extension :The Aegean natural laboratory.

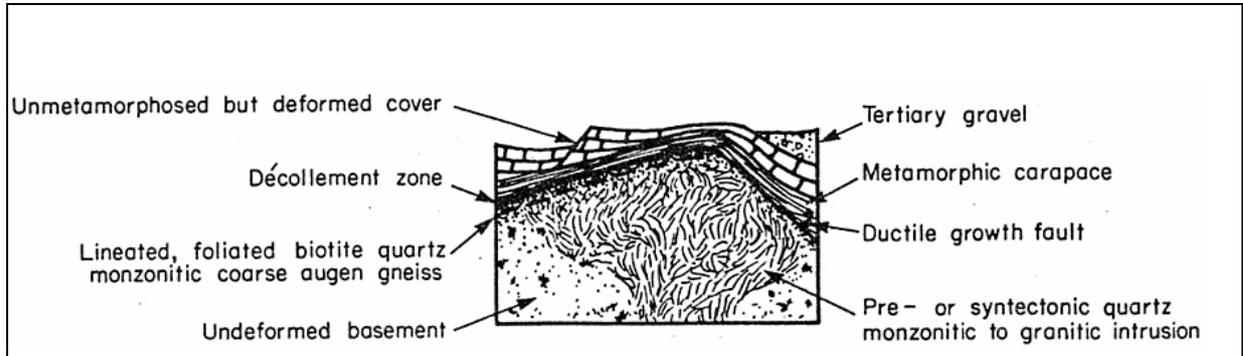
Il est admis que les dômes résultent d’une remontée vers la surface de croûte ductile sous des zones de détachement. Ce processus est une conséquence directe de l’effondrement gravitaire de la croûte préalablement épaissie dans un orogène (Brun et Van Der Driessche, 1994).

III-2-Les premiers critères à chercher

Le premier critère d’un dôme métamorphique extensif est la superposition de nature soustractive de deux unités distinctes. L’unité inférieure se compose de roches métamorphiques migmatitiques et plutoniques montrant une déformation ductile où les trajectoires de foliation soulignent une forme en dôme. Une unité supérieure est constituée de roches, non métamorphiques ou présentant un métamorphisme antérieur, associées à des dépôts sédimentaires synchrones de la déformation (Figure V.9). Ces deux unités sont séparées par une zone de détachement qui révèle une géométrie plate, légèrement convexe vers le haut, au sommet du dôme prolongée par une partie plus inclinée sur un flanc du dôme lorsque sa structure générale est asymétrique et sur les deux flancs lorsque celui-ci est symétrique. Au-dessus du détachement, les sédiments sont généralement affectés par des failles normales syn- tectoniques accommodant de fortes épaisseurs de dépôts près de la partie à fort pendage du détachement. Les sédiments déposés au cours de la formation du dôme et le long de la partie plate du détachement en surface sont fortement basculés (Brun et Van Den Driessche, 1994) (Figure V.9).



a)



b)

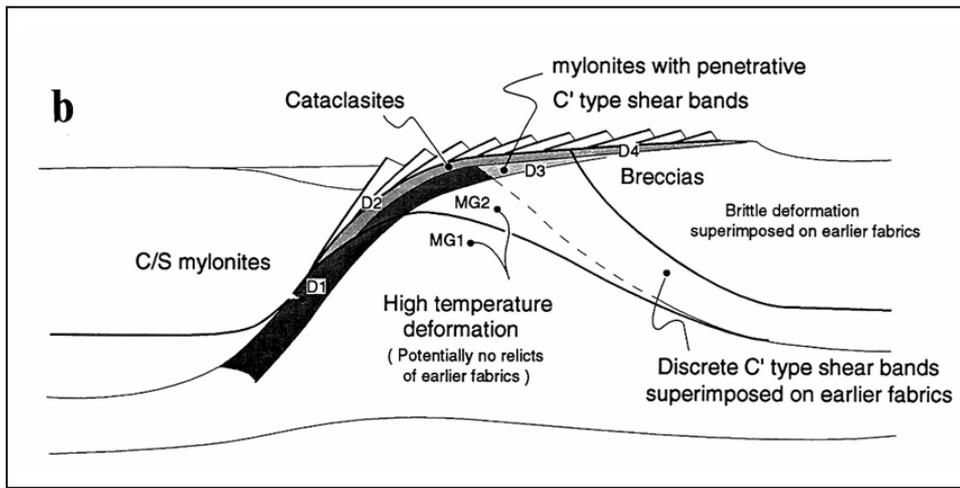
Figure V-9 : Dôme métamorphique associé à un détachement. a) Bloc diagramme, C : zone de décollement entre une couverture sédimentaire et une unité métamorphique (Coney, 1980). b) Coupe annotée (Davis & Coney, 1979).

III-3- Les zones de détachement

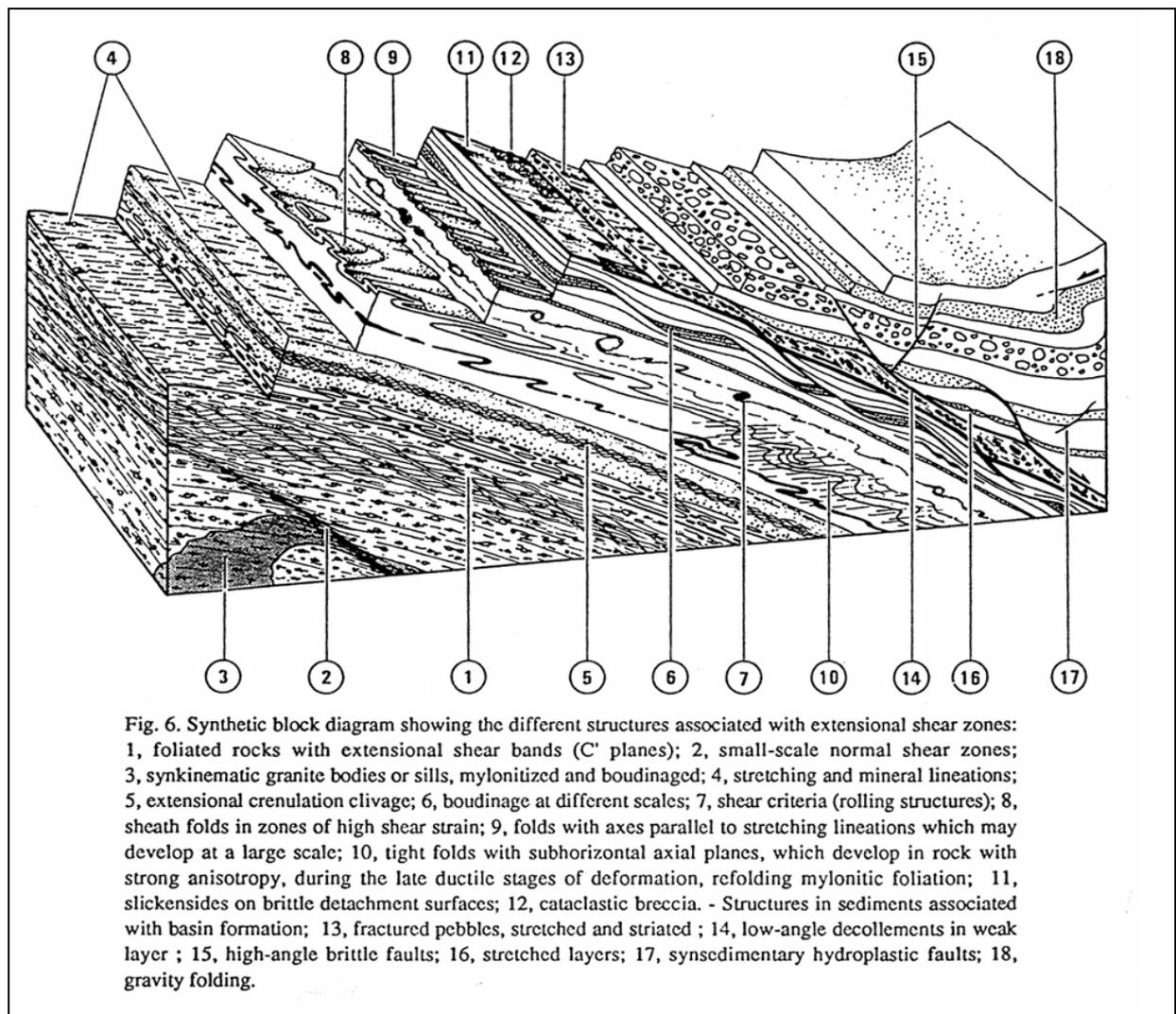
De part et d'autre du dôme, l'enveloppe de foliation de l'unité métamorphique montre des sens de cisaillement conjugués, d'intensité de déformation souvent inégale où la zone en détachement souligne la déformation cisailante la plus forte. Les sens de cisaillement opposés de part et d'autre du dôme tendent à suggérer l'existence d'une zone de déformation coaxiale dans la partie centrale du dôme.

C'est dans cette zone intensément déformée que l'on va retrouver une superposition complexe de fabriques ductiles et fragiles correspondant à une déformation progressive. En 1994 Brun et Van Den Driessche dans une coupe idéalisée d'un dôme (figure V.10a) montrent les mécanismes de déformation le long du détachement, du plus profond au plus superficiel. La zone D1 (figure V.10a), située dans le flanc du dôme, montre des structures mylonitiques C/S de haute température et des ultramylonites affectant des roches totalement ou partiellement fondues (Berthé et al., 1979a). Lors de l'exhumation, ces roches traversent la transition fragile-ductile formant des cataclasites (D2). Sous la zone D2, la mylonitisation des roches non fondues dans la zone de détachement est caractérisée par des bandes de cisaillement extensives de type C' (D3) (Gapais, 1989). Enfin, la partie fragile et potentiellement inactive du détachement montre des cataclasites et des brèches (D4). Cette progression de la déformation souligne un refroidissement des roches ductiles en faveur d'une exhumation des roches en contexte extensif. De façon plus précise, Malavieille (1993) propose un bloc diagramme montrant l'évolution des structures en cisaillement (comportement ductile) vers une déformation cassante (Figure V.10b).

Ainsi les observations de terrain montrent bien que les détachements sont des failles normales à faible pendage en surface recoupant les contacts lithologiques préexistants et séparant une unité à déformation cassante d'une unité à déformation ductile. La forme en arche du dôme résulterait d'après Brun et Van Der Driessche (1994) du mouvement tardif de rotation des failles normales de l'unité fragile.



a)



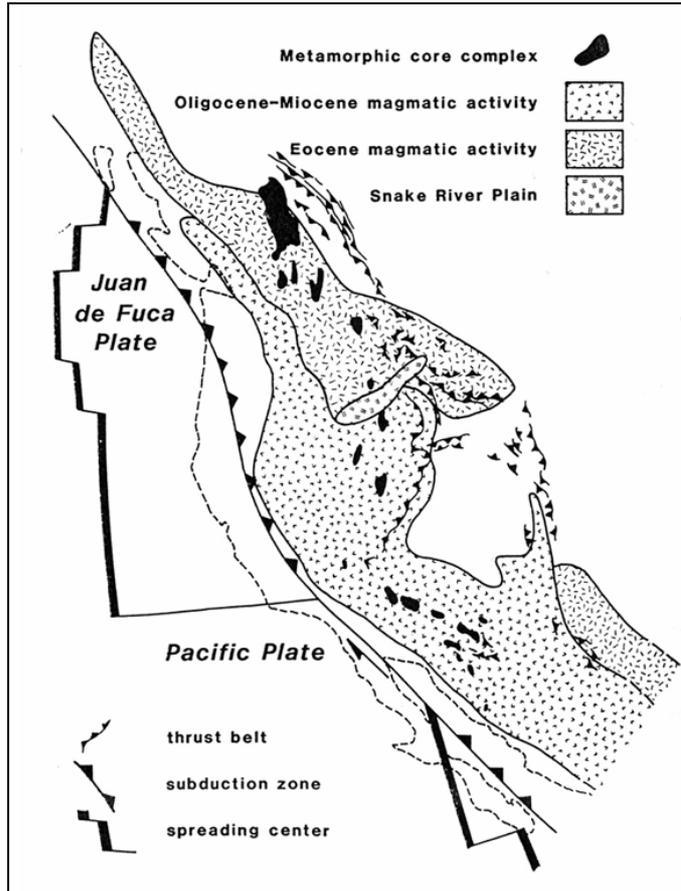
b)

Figure V-10 : Exemple de structures associées au détachement. a) Déformation associée au détachement à l'échelle du dôme (Brun & Van Den Driessche, 1994). b) Déformation, structures et microstructures dans le mur des détachements (Malavieille, 1993).

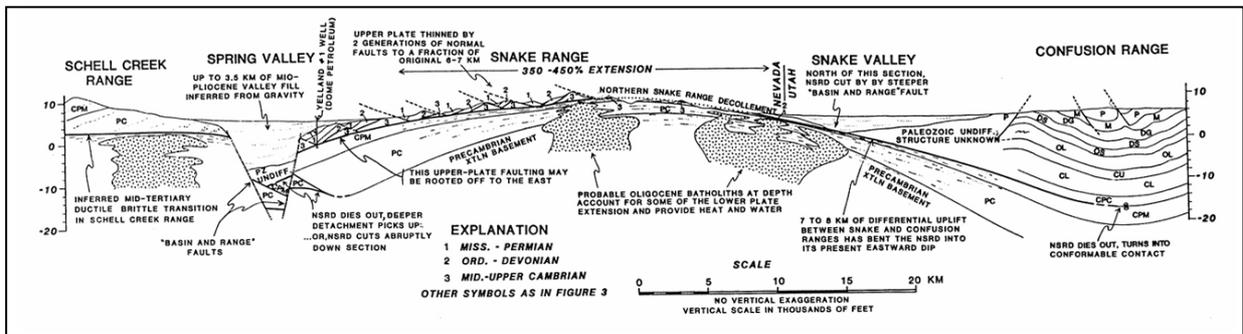
III-4-Le magmatisme

Le développement des dômes métamorphiques extensifs dans les domaines d'épaississement crustal peut s'accompagner d'une activité magmatique plus ou moins intense qui peut se traduire par du sous-placage à la base de la croûte, du plutonisme et du volcanisme.

Ceci a été observé dans le Basin & Range (Davis & Coney, 1979 ; Rehrig & Reynolds, 1980 ; Reynolds & Rehrig, 1980 ; Miller et al., 1983 ; Coney & Harms, 1984 ; Gans et al., 1985, 1989 ; Gans, 1987 ; Christiansen & Yeats, 1992 ; Wernicke, 1992) (Figure V.11) et dans la Mer Egée (Lister et al., 1984 ; Jolivet, 1991 ; Gautier & Brun, 1994a ; Gautier et al., 1999 ; Tirel, 2004) (Figure V.12). Dans ces domaines d'extension récente (orogènes alpins), les mesures du flux de chaleur montrent que l'activité magmatique antérieure et/ou synchrone de la formation des MCC s'accompagne d'un flux de chaleur plus important encore aujourd'hui que celui mesuré sur les continents environnants. En effet, pour le Basin & Range et la Mer Egée (Figure V.13a et b), les valeurs mesurées sont supérieures ou égales à 1.5 HFU ($0,062 \text{ W.m}^{-2}$) (Blackwell, 1978 ; Lachenbuch & Sass, 1978 ; Makris & Stobbe, 1984). Dans la chaîne hercynienne en France (Massif central), l'évolution hercynienne de la fin de la phase compressive à la phase extensive s'accompagne également de fusion partielle (Echtler & Malavieille, 1990 ; Van Den Driessche & Brun, 1991-1992 ; Malavieille, 1993 ; Brun & Van Den Driessche, 1994).



a)



b)

Figure V-11 : a) Carte des dômes métamorphiques et de l'activité magmatique dans le Basin & Range (Coney & Harms, 1984). b) Coupe du dôme du Snake Range où l'on peut noter la présence de batholites (Miller et al., 1983).

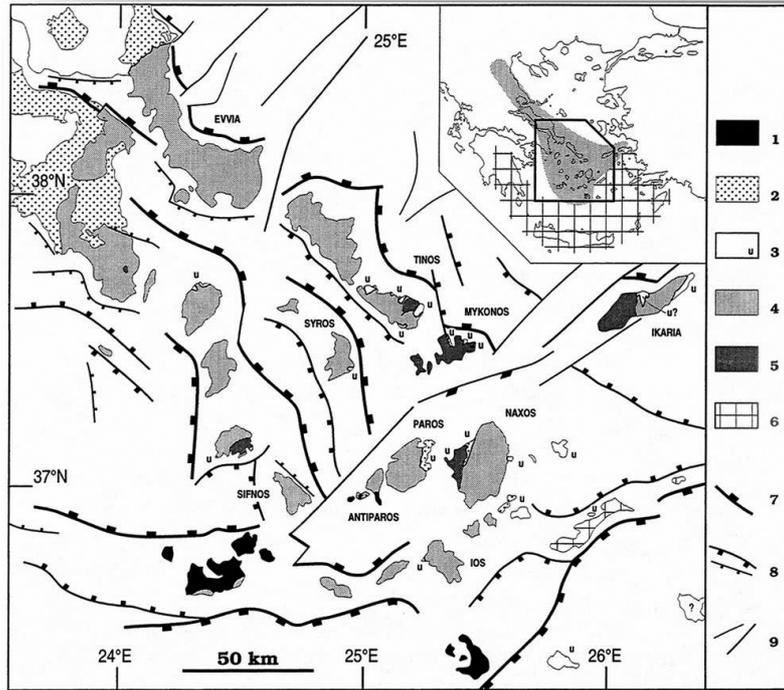


Figure V-12 a : Carte du domaine égéen et localisation des deux ceinture métamorphiques de haute pression (Jolivet et al., 2004)

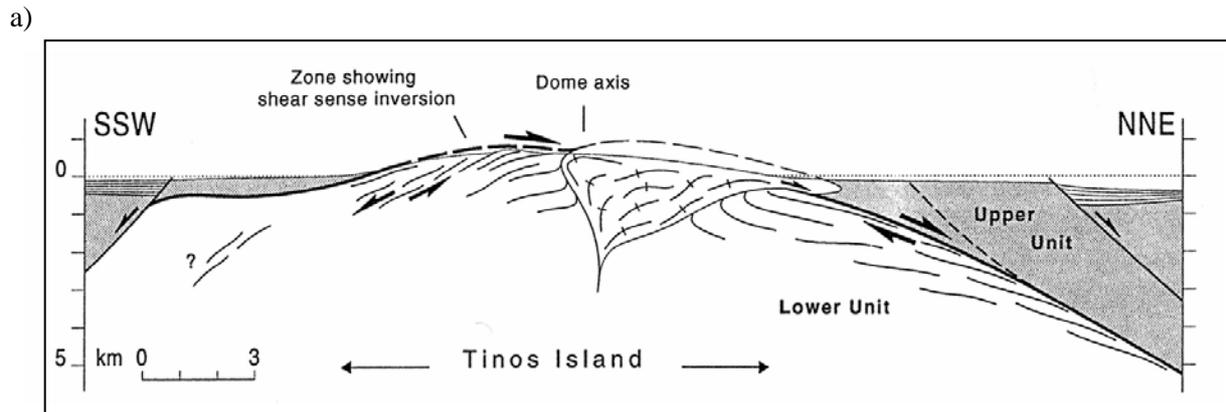
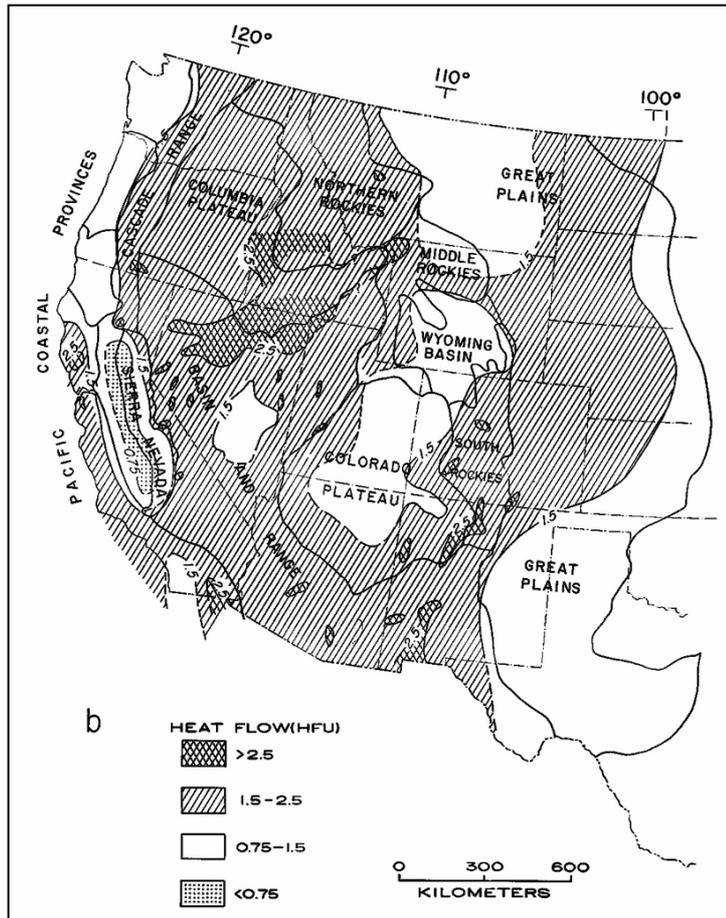
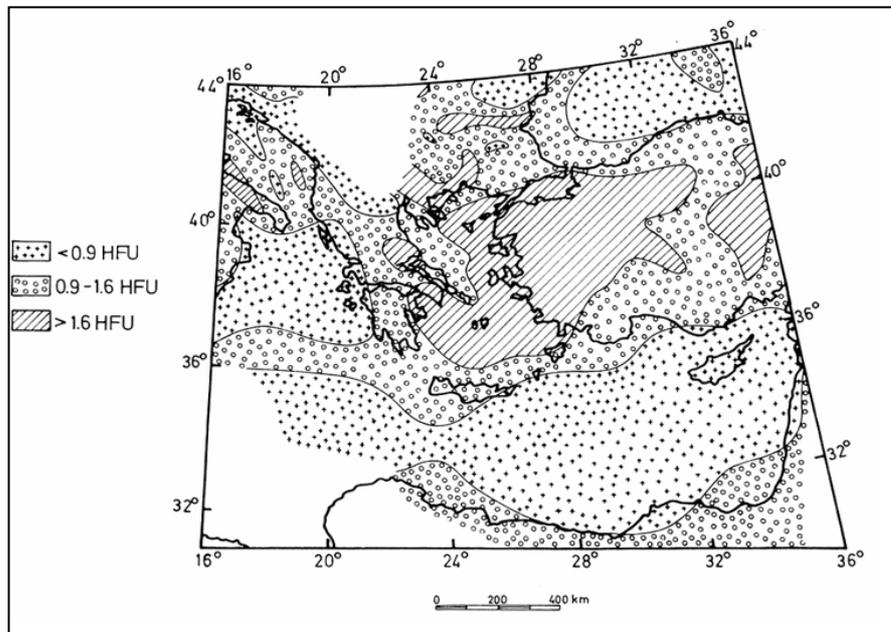


Figure V-12 : a) Carte des Cyclades (Mer Egée, Grèce) (Gautier & Brun, 1994a). b) Coupe du dôme de Tinos (Cyclades) (Gautier & Brun, 1994a)



a)

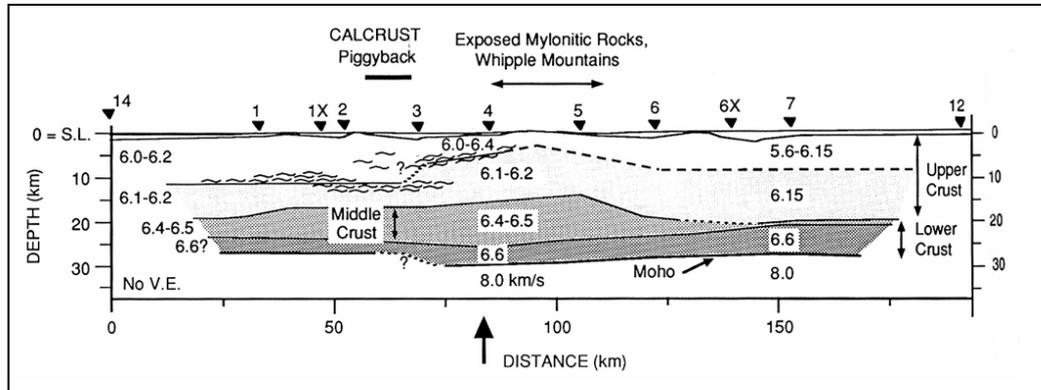


b)

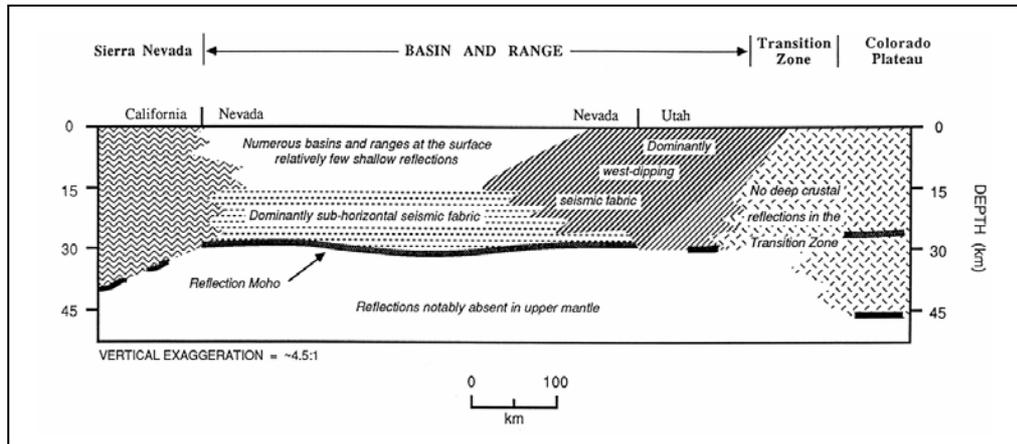
Figure V-13 : Cartes de flux de chaleur. a) du Basin & Range (Lachenbuch & Sass, 1978). b) de la Mer Egée (Makris & Stobbe, 1984).

III-5-Structure interne des dômes métamorphiques à l'échelle crustale

Les données de géophysique ont montré dans le Basin and Range que le moho reste plat et que c'est la croûte moyenne qui présente un bombement avec fluage latéral (figure V.14).



a)



b)

Figure V-14 : a) Coupe sismique du dôme des Whipple Mts dans le Basin & Range (McCarthy & Thompson, 1988). b) Coupe sismique du Basin & Range (Allmendinger et al., 1987).

III-6-Conclusion

Les déformations fragiles et ductiles observées au niveau des détachements témoignent d'un contexte tectonique extensif. La géométrie planaire du Moho à l'aplomb de ces dômes, à une profondeur d'environ 30 km, suggère que la croûte était épaissie au début de l'extension et qu'elle s'est amincie grâce à un mécanisme d'homogénéisation de la croûte inférieure. De plus, l'intense activité magmatique témoigne d'une lithosphère marquée par un fort gradient géothermique, confirmé par un flux de chaleur important en surface dans les domaines les plus récents.

Ainsi il sera toujours plus difficile de démontrer un MCC dans les chaînes anciennes telles que la chaîne panafricaine.

IV- Les moyens pour contraindre l'exhumation

Les géologues, pétrographes et structuralistes, utilisent souvent les chemins P-T pour retracer l'histoire des roches métamorphiques et par conséquent retrouver les conditions et les phénomènes intervenus lors de leur exhumation. Pour mieux cerner la chronologie des événements des datations radiométriques sont souvent réalisées. Nous nous inspirons en plus de la bibliographie disponible des travaux d'Augier (2004).

IV-1- Les chemins P-T

Les chemins Pression-Température retracent l'histoire de l'exhumation des roches métamorphiques (Figure V.15) c'est-à-dire les déplacements de ces roches dans la croûte (England et Richardson, 1977; England et Thompson, 1984; Davy et Gillet, 1986; Molnar & Lyon-Caen, 1988). Les échanges de chaleur sont plus lents que les processus d'exhumation. Ils ont des constantes de temps relativement différentes (Figure V.15). A première vue l'exhumation par dénudation tectonique est souvent plus rapide que l'érosion. Il est donc possible de contraindre, avec l'étude de la forme des chemins rétrogrades, les mécanismes responsables de l'exhumation.

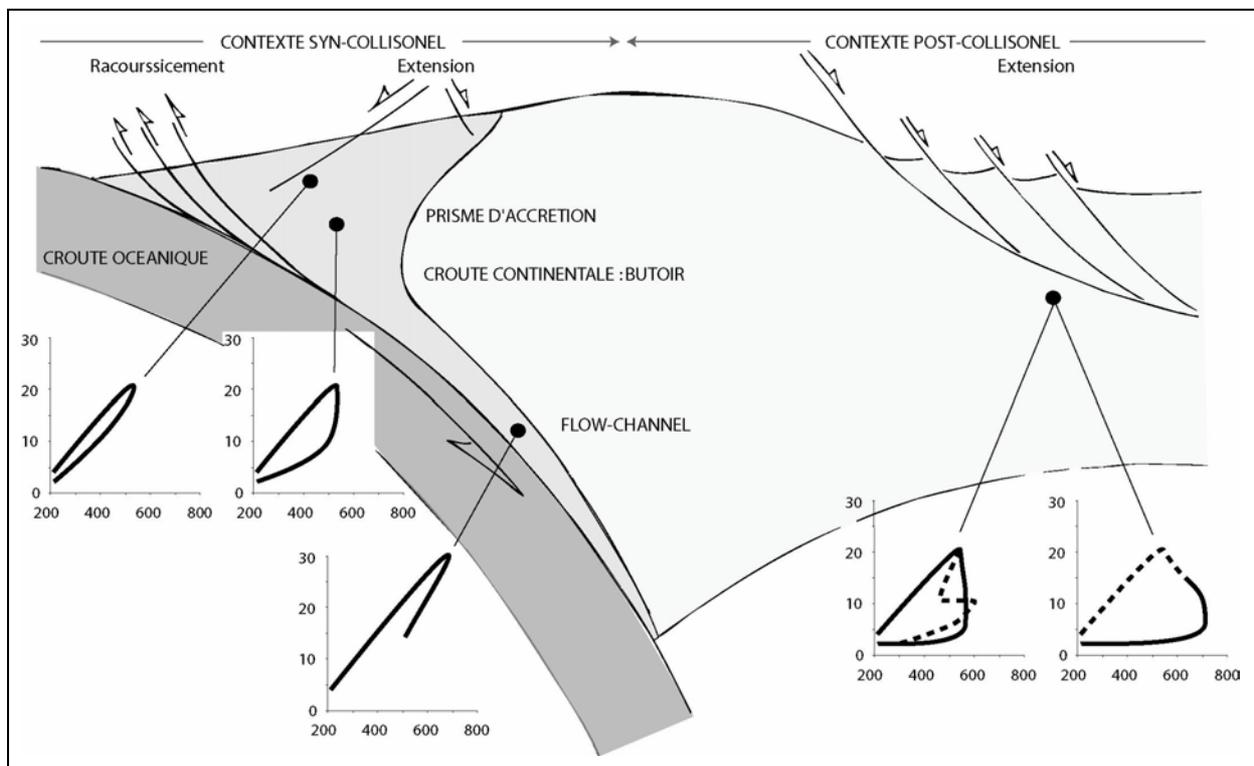


Figure V-15 : Schéma de principe d'une zone de subduction et sa zone arrière-arc associée et les chemins P-T attendus dans les différents « compartiments » de l'orogène.

Beaucoup de chemins P-T présentent un segment de décompression isotherme post-HP. En effet, la remontée rapide des roches métamorphiques, quel qu'en soit le mécanisme, empêche les échanges thermiques, plus lents, et induit une exhumation des roches sans réchauffement. Au contraire, une remontée plus lente, avec des constantes de temps comparables à celles du rééquilibrage thermique, conduit souvent à un réchauffement des unités métamorphiques (Jolivet et Goffé, 2000).

Dans les cas syn-orogéniques, la position structurale des roches par rapport aux accidents extensifs majeurs est également à l'origine de variations importantes de la forme du chemin P-T, pour une même unité métamorphique ayant par ailleurs subi les mêmes conditions au pic (Figure V.15). Une telle différence de forme de chemin peut être expliquée par des échanges conductifs locaux entre l'unité supérieure plus froide et le sommet de l'unité inférieure qui est en quelque sorte refroidi lors du jeu du détachement. Les roches plus profondes ne profitent pas de ce refroidissement (Hodges et al., 1993 ;Jolivet et al., 1996) comme dans la fenêtre de Saith Hatat en Oman(Jolivet et al., 1998).

IV-2-Les datations radiométriques

L'association des données Pression-Température et Temps permettent de définir les mécanismes d'exhumation. Cependant l'interprétation reste parfois incertaine sauf pour les roches HP -BT où les températures n'ont jamais dépassé la température de blocage et les âges obtenus correspondent à ceux de la cristallisation. Le chemin P-T devient donc un chemin P-T-t capable de fournir des informations d'ordre cinétique sur l'exhumation elle-même, cinétique indicatrice elle-même des processus en jeu (Augier, 2004).

IV-3-Les bassins sédimentaires

L'étude conjointe de l'évolution des bassins sédimentaires déposés, en relation avec le mouvement, sur les zones de cisaillement majeures apporte des contraintes complémentaires à celles obtenues avec l'étude des chemins P-T et les datations :

- l'étude de la stratigraphie et du remplissage des bassins permet d'établir les courbes de subsidence (temps et espace).

- l'étude des bassins permet de retrouver la période de l'arrivée en surface des roches

métamorphiques.

-l'étude des bassins environnant un dôme métamorphique peut aboutir à la détermination de l'âge de la dénudation finale d'une unité métamorphique et sa resédimentation dans le bassin.

Les exemples de bassins en relation avec un dôme métamorphique pouvant être cités sont :

- Norvège : les bassins dévoniens (Osmundsen et Andersen, 1994)
- Corse : le bassin de Saint Florent (Daniel et al.1996)
- La Montagne Noire (Van Den Driessche et Brun, 1991 et 1994).

CHAPITRE VI

LA DEFORMATION

LA DEFORMATION

L'édifice structural de la région Tidjenouine-Tin Amzi correspond à la superposition de deux unités tectoniques d'âge différent associées à des granites tardi tectoniques (Figure I-4) :

-L'unité inférieure d'âge éburnéen (Bertrand et al, 1986) et composée de migmatites, d'orthogneiss, de metabasites, de métapélites, de marbres et de quartzites occupe essentiellement l'ouest de la zone mylonitique de la région de Tidjenouine (Figure VI-1).

-L'unité supérieure d'âge panafricain (Bertrand et al, 1986) et composée essentiellement de gneiss occupe la partie NE de l'Oued Tin Amzi (Figure VI-2).

-Le granite de Tin Amzi affleure entre les deux unités tectoniques suscitées.

Nous avons mis en évidence deux types de déformation ductile et fragile dans toute la région.

La déformation ductile est caractérisée par :

- Le rubanement et la foliation
- Les linéations minérales et d'étirement
- Le plissement
- Le boudinage
- Les plans de cisaillement
- Les niveaux mylonitiques

La déformation fragile est marquée par des failles, des schistosités de fractures, des diaclases et des stylolithes.

Nous avons vu précédemment (chapitre V) que dans un dôme le style de la déformation évolue depuis le cœur vers la zone de détachement qui a permis l'exhumation. La déformation est coaxiale au cœur et fortement non coaxiale vers le sommet (figure V-10).

Ainsi la déformation coaxiale du cœur du dôme est plus ancienne que les structures proches du détachement avec des conditions métamorphiques moindres.

L'analyse de la déformation ductile consiste à recenser tous les marqueurs de la déformation qui permettront de retracer l'histoire géologique d'une zone. Il s'agit en premier lieu de la foliation et de la linéation qu'elle peut porter.

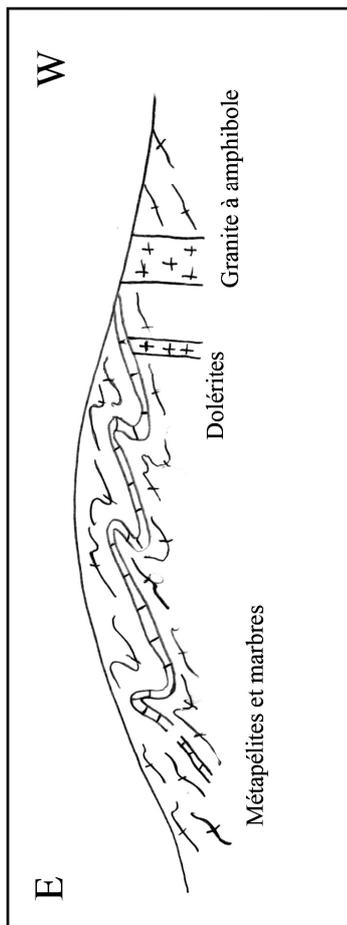


Figure VI-1 a : Coupe EW dans la partie nord de l'Oued Ihérane

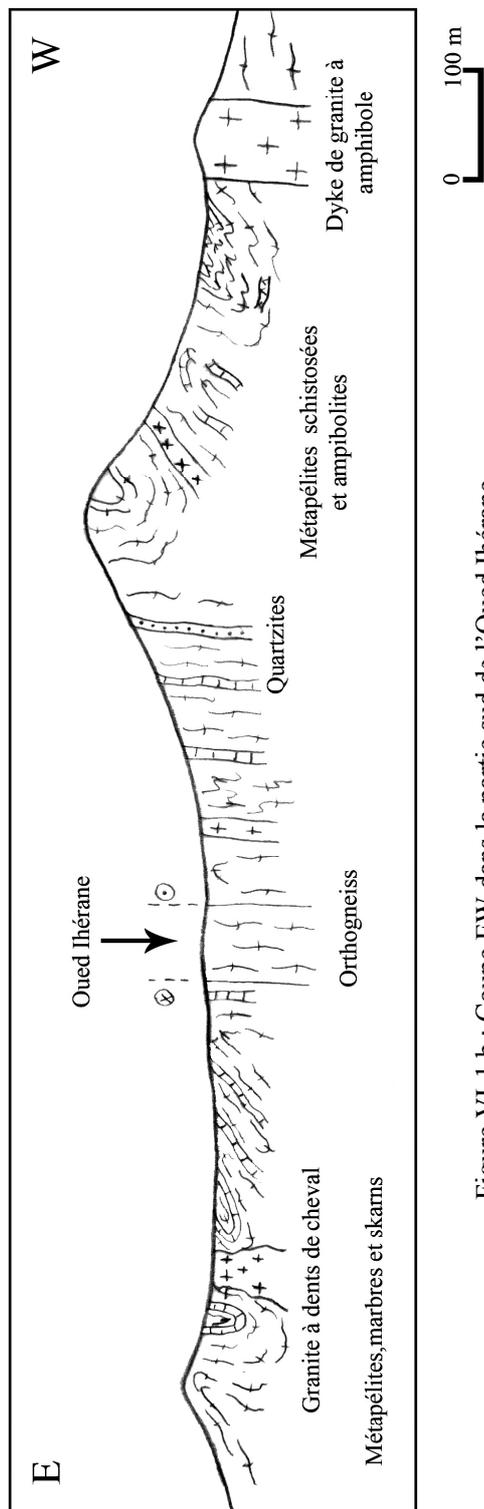


Figure VI-1 b : Coupe EW dans la partie sud de l'Oued Ihérane

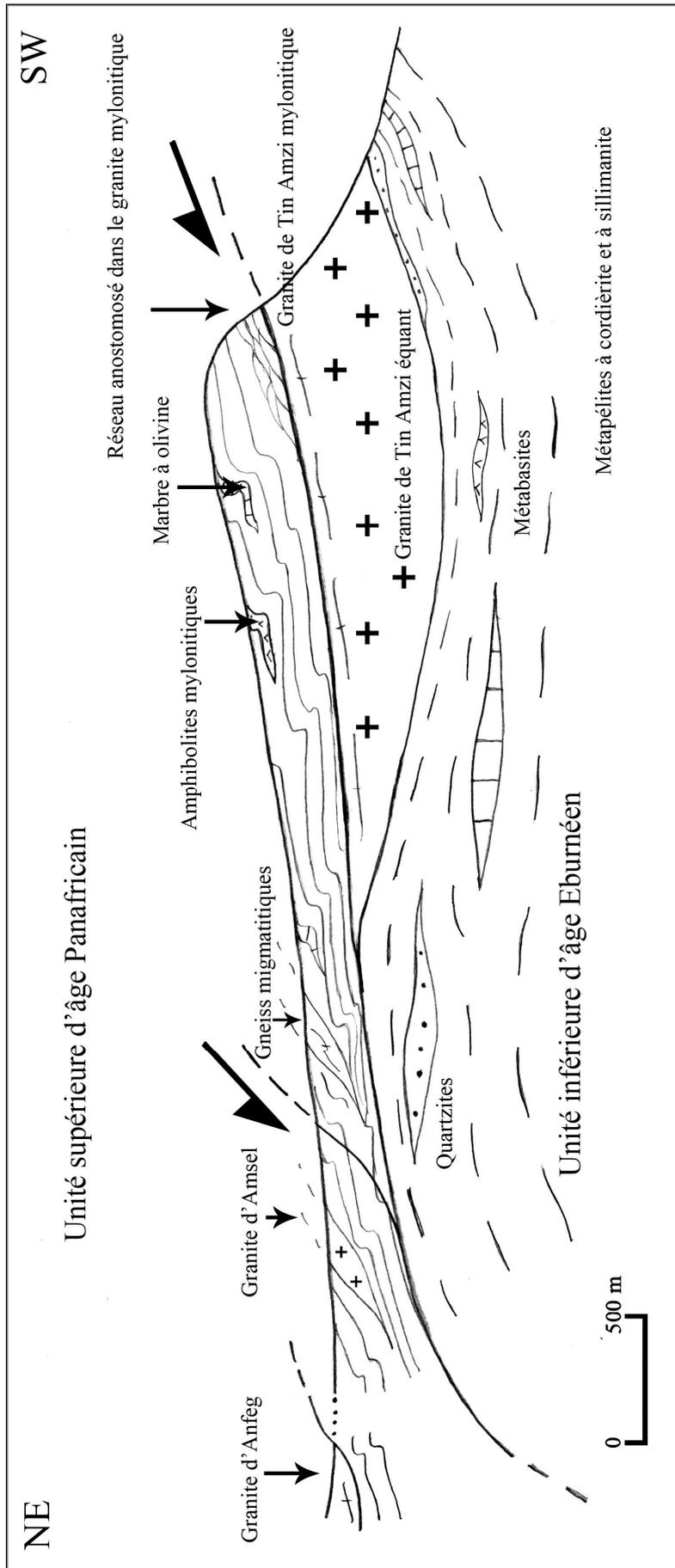


Figure VI-2 : Coupe géologique parallèle à la linéation d'étrétement dans l'oued Tin Amzi.

I LES MARQUEURS DE LA DEFORMATION.RAPPELS.

1.1 L'ellipsoïde de la déformation finie

Les trois axes de l'ellipsoïde de la déformation finie correspondent à un axe X d'allongement, un axe Z de raccourcissement et un axe Y, intermédiaire (in Augier, 2004).

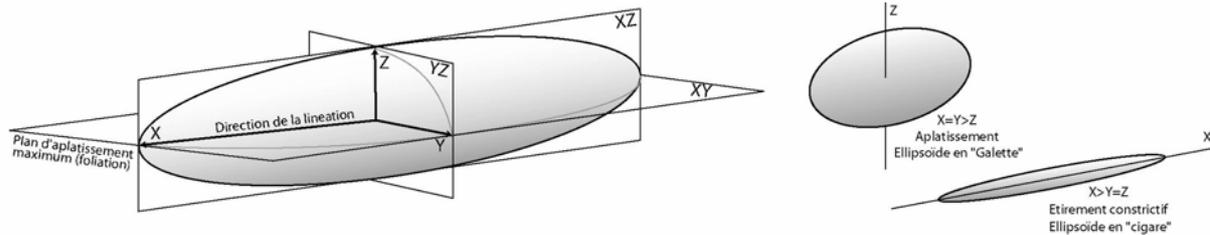


Figure VI-3: Ellipsoïde de la déformation finie avec l'orientation des axes et plans principaux de la déformation. L'axe X, dit d'allongement est souvent matérialisé par la linéation, le plan XY, d'aplatissement maximum à la foliation. Les deux cas extrêmes de forme de l'ellipsoïde de la déformation, aplatissement pur et étirement pur.

La direction de l'axe d'allongement X est marquée dans les roches métamorphiques par la linéation (figure VI-3). Celle-ci peut être dite minérale quand elle est marquée par la réorientation mécanique ou la néo-cristallisation de nouveaux minéraux ou plus généralement d'étirement.

1.2 Le cisaillement

La déformation d'une roche peut être ramenée à la somme d'une composante de cisaillement simple et d'une composante en cisaillement pur. Le but étant de pouvoir remonter à la contribution de chacune de ces composantes dans la déformation de la roche.

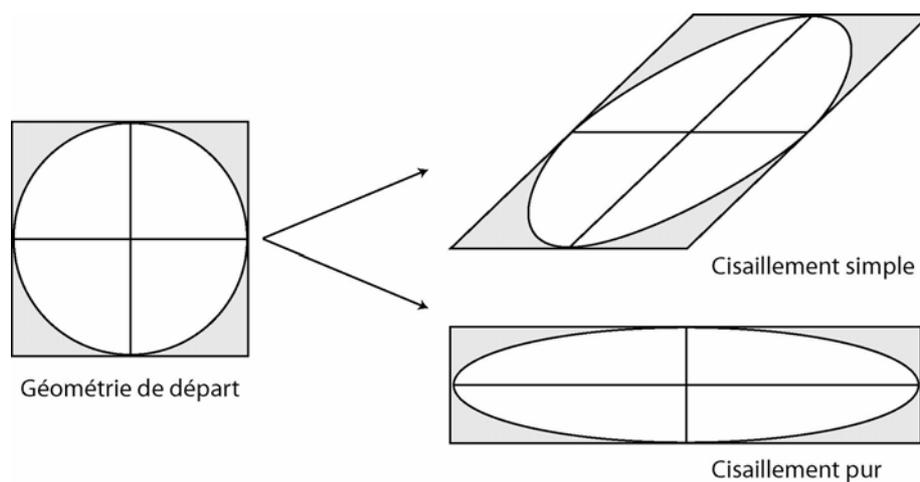


Figure VI-4: Déformation et rotation de marqueurs passifs dans les cas de cisaillement pur et cisaillement simple (Jolivet, 1997).

Les deux types de déformation conduisent à des géométries finales différentes de la roche. Le cisaillement simple conduit à la rotation des axes de déformation précédemment décrits. Plus la déformation est importante, plus l'axe X (allongement) se parallélise à la direction de cisaillement. On parle de déformation rotationnelle ou non-coaxiale responsable de l'apparition des structures asymétriques.

Le cisaillement pur conduit, quant à lui, à une ellipse allongée perpendiculairement à la direction de raccourcissement, ce qui peut être également interprété comme un étirement parallèle à la direction d'allongement. Quoiqu'il en soit, les axes de l'ellipse gardent les mêmes directions : on parle alors de déformation non-rotationnelle ou coaxiale (figure VI-4).

1.3 Déformation finie

Des événements géologiques peuvent être liés à une seule et unique phase tectonique même si l'état fini est très complexe avec la formation de plusieurs foliations et ou plis ou bandes de cisaillement. On parle dans ces cas-là de déformation progressive, formée dans un continuum de déformation.

1.4 Les plis

L'orientation des axes de pli par rapport à la linéation est révélatrice du type de déformation ainsi que de son intensité. Les trois types « extrêmes » de plis pouvant être rencontrés sur le terrain sont illustrés par des exemples choisis dans les Cordillères Bétiques (in Augier, 2004).

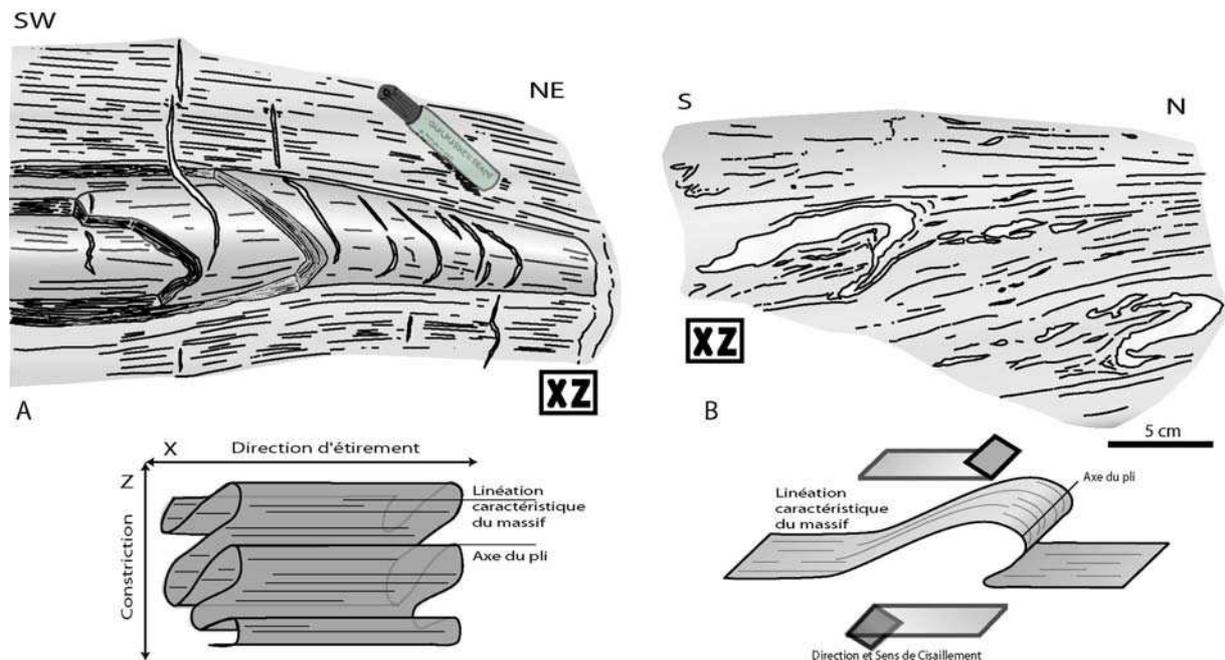


Figure VI-5: Relations entre la direction d'étirement, indiquée par la linéation et les axes des plis. Les plis d'axes parallèles sont indicateurs d'une composante de constrictive (Plis d'axes E-W, Sierra Alhamilla) alors que les plis d'axes perpendiculaires à l'étirement indiquent le sens de cisaillement (Plis d'axes E-W, Sierra de las Estancias) (Augier, 2004).

Les plis d'axes parallèles à la linéation (direction d'étirement maximum) sont souvent indicateurs d'étirement constrictifs (figure VI-5). En effet, dans le cas A présenté ci-dessus, la déformation révèle un raccourcissement vertical important. Les plis d'axes perpendiculaires à la linéation sont souvent décrits comme des plis d'entraînement (cas B). Dans ce cas, le pli n'est pas formé par un aplatissement homogène mais par la composante de cisaillement de la déformation. L'asymétrie des plis d'entraînement est d'ailleurs parfois utilisée, faute de mieux, comme marqueur de la déformation instantanée même si elle est souvent considérée comme équivoque (figure VI-5).

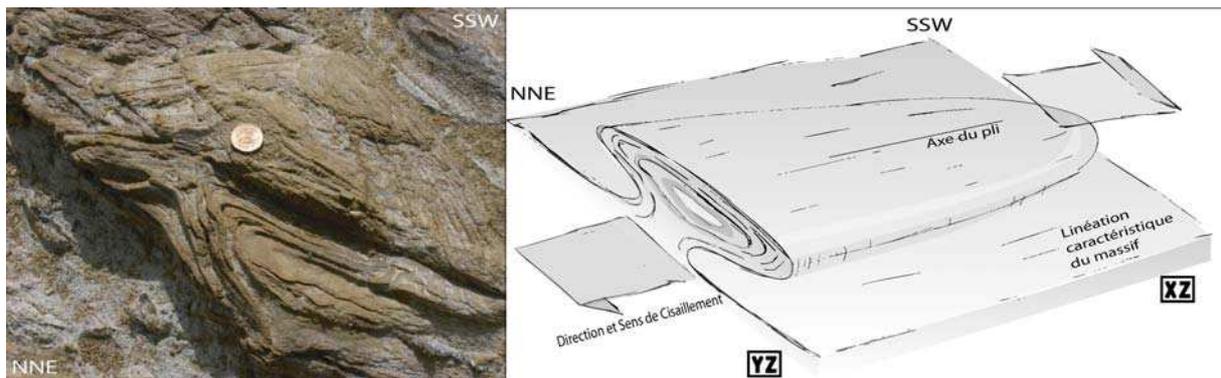


Figure VI-6: Pli en fourreau en quelques dizaines de mètres de la zone de cisaillement des Filabres (Sud de la Sierra de los Filabres). Interprétation en termes de sens de cisaillement entre la direction d'étirement, indiquée par la linéation et l'axe du pli.

Le cas des plis en fourreau (figure VI-6), même s'il a un lien de parenté clair avec les plis d'entraînement, est plus complexe. Des études expérimentales ont montré que ces plis se formaient de façon passive à partir de défauts ou d'instabilités pour des taux de déformation très importants. Leur observation sur le terrain indique donc des zones de cisaillement intense. Ce type de pli est le plus souvent observé au voisinage des grandes zones de cisaillement.

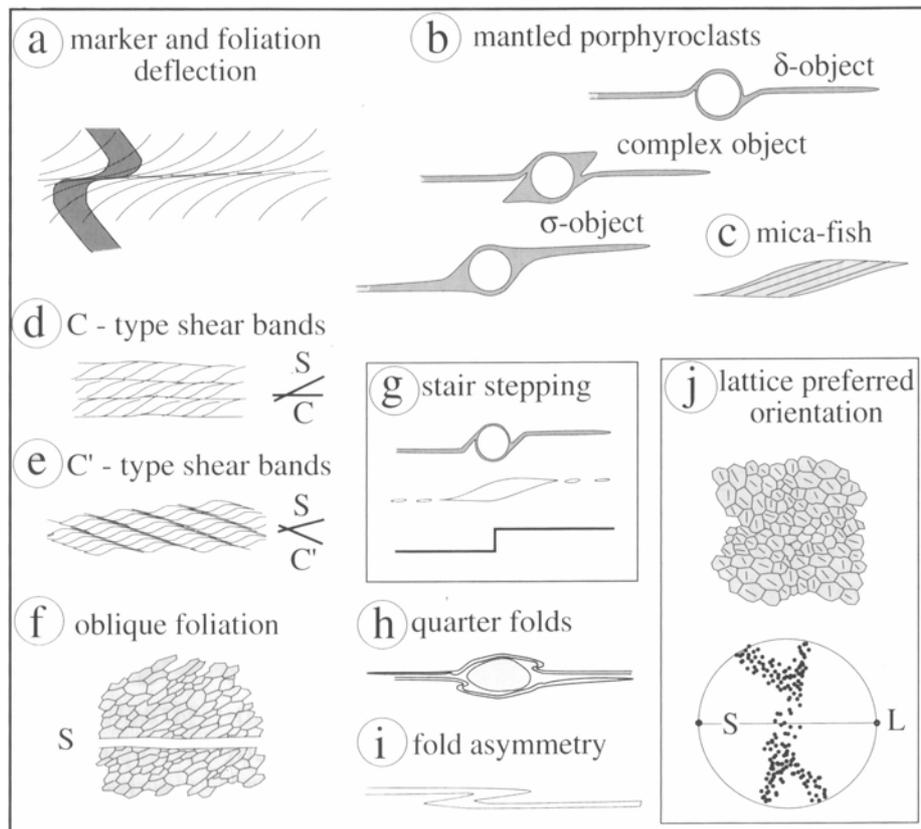


Figure VI-7: Principales structures indicatrices du sens de cisaillement sur le plan XZ; les structures présentées montrant un cisaillement dextre (Passchier et Trouw, 1996).

La figure VI-7 recense les principaux indicateurs du sens de cisaillement. Comme nous l'avons vu précédemment, ces structures de cisaillement ne sont en général observables que sur le plan XZ.

II-Le plissement régional

L'analyse de la carte géologique (figure I-4) montre un plissement de direction moyenne 030 à 050. A grande échelle, cette phase de plissement est marquée par :

- le pli d'Ilassene de direction 030 à 050 en fonction des charnières car le pli n'est pas parfaitement isoclinal, l'inclinaison de l'axe est de 30°.
- Le plissement de la faille de détachement
- Les affleurements des orthogneiss et des migmatites associées le long d'oueds (Oued Illasne, Oued Iherane et Oued parallèle à Iherane et à l'ouest de celui-ci) de direction moyenne N030 où les foliations sont soit verticales soit divergentes.

Des plis de moindre extension ont été observés aussi bien dans l'unité supérieure qu'inférieure.

II-1-Les plis dans les granulites (Eburnéen).

Les plis affectant les marbres sont les plus visibles dans le paysage (figure VI-8). Ils sont isoclinaux et leur axe a une direction moyenne de N090 (figure VI-9). Ces plis sont accompagnés de microplis de même direction (figure VI-10). Les axes de plis sont parfois replissés suivant une direction subméridienne que l'on retrouve à grande échelle (figure VI-11) et à petite échelle (figure VI-12).

Dans l'Oued Illassene nous avons observé des plis subméridiens de direction N010 dans les orthogneiss (figure VI-13) et des plis décamétriques de direction N030 dans les quartzites qui surmontent ces orthogneiss (figure VI-14).

II-2-Le pli d'Ilassène

C'est un pli plurikilométrique de direction N030-30 avec des microplis qui lui sont associés.

Dans la charnière anticlinale de l'Oued Illassane les microplis sont relativement droits (figure VI-15). Dans la charnière synclinale deux types de plis ont été observés.

Des plis de type a où la linéation d'étirement est parallèle à l'axe du pli (figure VI-14) et des plis de direction 030-35 où la linéation n'est pas visible. Le taux de raccourcissement semble important vu le boudinage des charnières (figure VI-17).

Dans la charnière extérieure de la charnière synclinale du pli d'Ilassene les microplis de direction N030-30 sont droits et la linéation s'enroule autour de l'axe du pli (figure VI-18)

II-3-Dans l'unité supérieure

Dans la zone mylonitique les plis mesurés sont des plis de type b où l'axe est perpendiculaire à la linéation d'étirement. Ils sont très serrés (figure VI-19) et il y a une discrète schistosité de fracture de plan axial qui est parallèle à la foliation mylonitique. Certains microplis sont de type a (figure VI-23).



Figure VI-8 : Plis couchés de direction EW dans les marbres.

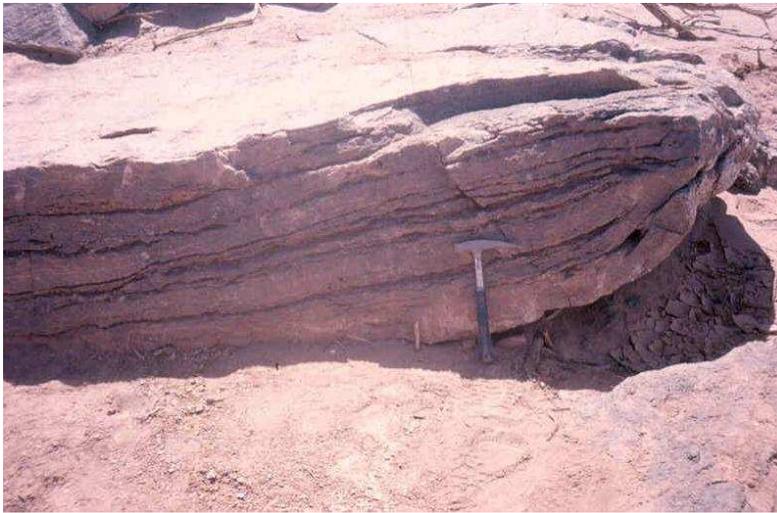


Figure VI-9 : Pli couché de direction 050 dans les marbres de l'oued Tamanrasset

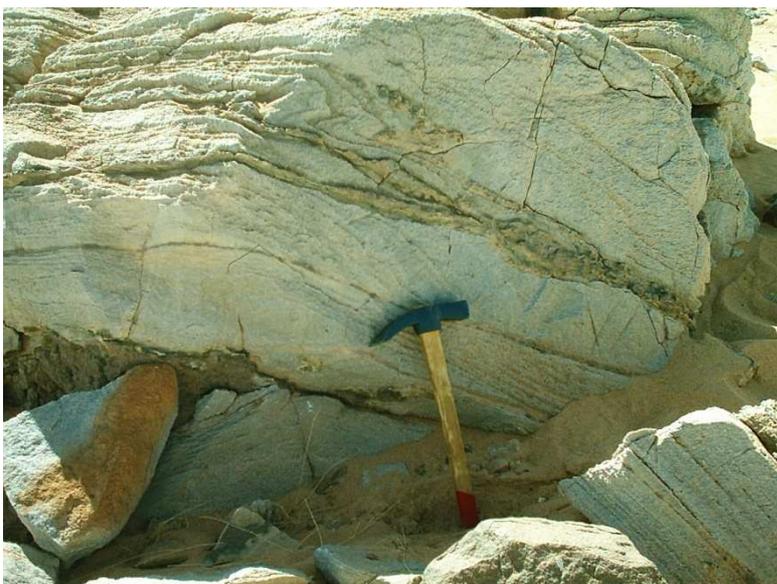


Figure VI-10 : Micro plis de direction EW dans les marbres de l'oued Iherane.



Figure VI-11 : Pli de direction 030 dans les métapelites de l'Oued Ihérane nord (vue vers le sud).



Figure VI-12 : Pli droit de direction 040 dans les marbres de l'oued Tamanrasset.



Figure VI-13 : Pli à axe sub horizontal de direction 010 dans les orthogneiss de l'oued Illassene.



Figure VI-14 : Pli dans les quartzites de l'oued Illassene de direction 030-15.



Figure VI-15 : Replis droits de direction 040 dans le cœur du pli d'Ilassene.



Figure VI-16 : Pli de type a de direction 030-35 dans la charnière nord du pli d'Ilassene.

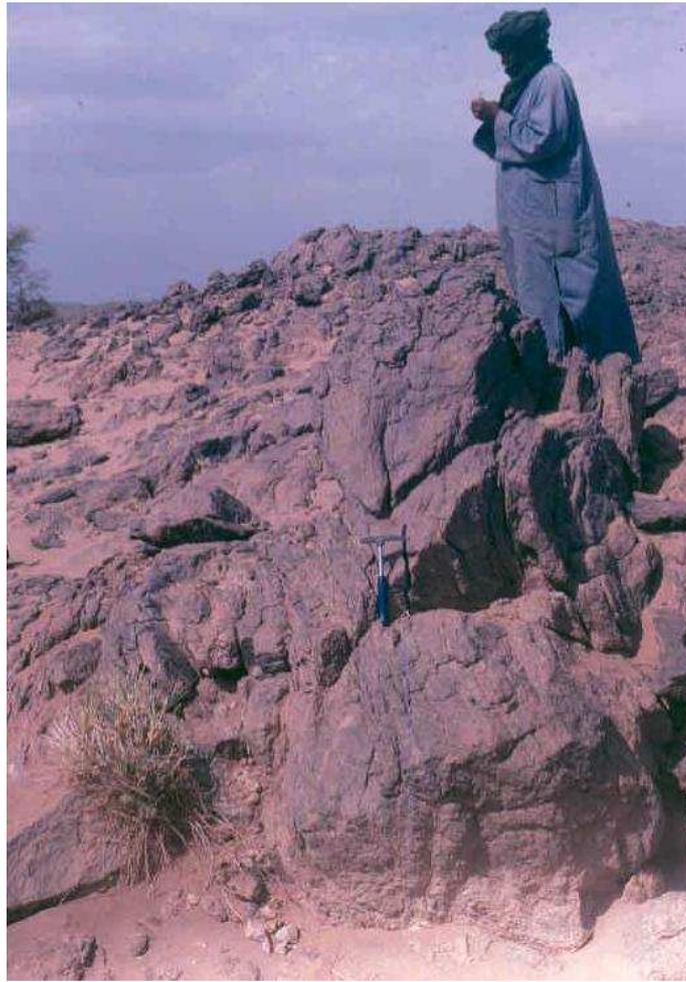


Figure VI-17 : Boudinage de plis droits de direction 030-35 postérieurement à la linéation (pli Illassene).



Figure VI-18 : Plis droits de direction 050-30 avec la linéation qui tourne autour de l'axe (pli Illassene).



Figure VI-19 : Pli aigu de direction 120 déversé vers le NE dans la zone mylonitique.



Figure VI-20 : Pli couché dans les gneiss de l'unité supérieure sans schistosité de plan axial.

Dans les gneiss de cette unité et au SW du granite de l'Anfeg, en quittant à l'est l'Oued Tin Amzi, des plis couchés sans schistosité de plan axial affleurent (figure VI-20).

II-4-Conclusion

Il apparaît clairement qu'il y'a deux phases de plissement P1 et P2 de direction respective E-W et N030 et à subméridienne.

III- Analyse géométrique de la déformation

III-1-Dans l'unité inférieure

III- 1-1-La foliation

Quarante sept mesures ont été projetées sur les canevas de Schmidt (hémisphère inférieur) et de Dimitrijevic (figure VI-21).

Les pôles des plans de foliation sont proches du centre du canevas, ceci correspond à une foliation peu inclinée.

Les points qui se trouvent sur le cercle correspondent à la foliation mesurée dans les zones de décrochement.

Le diagramme d'isodensité révèle trois concentrations correspondant à des plans moyens de la foliation de direction :

200-25W, 120-18NE et 044-35 SE.

Les lignes d'intersection de ces plans moyens deux à deux ont les directions suivantes :

044-35-SE

20-18- NE 065-15

044- 35SE

200-25 W 215-08

120-180NE

200-25W 350-12

Ces directions coïncident et correspondent aux axes de plis mesurés à l'affleurement (figure VI-23), il s'agit des plis de direction moyenne EW et NS qui sont des plis de grande extension et c'est dans les anticlinaux, plus marqués par ailleurs, qu'affleurent les orthogneiss et les migmatites.

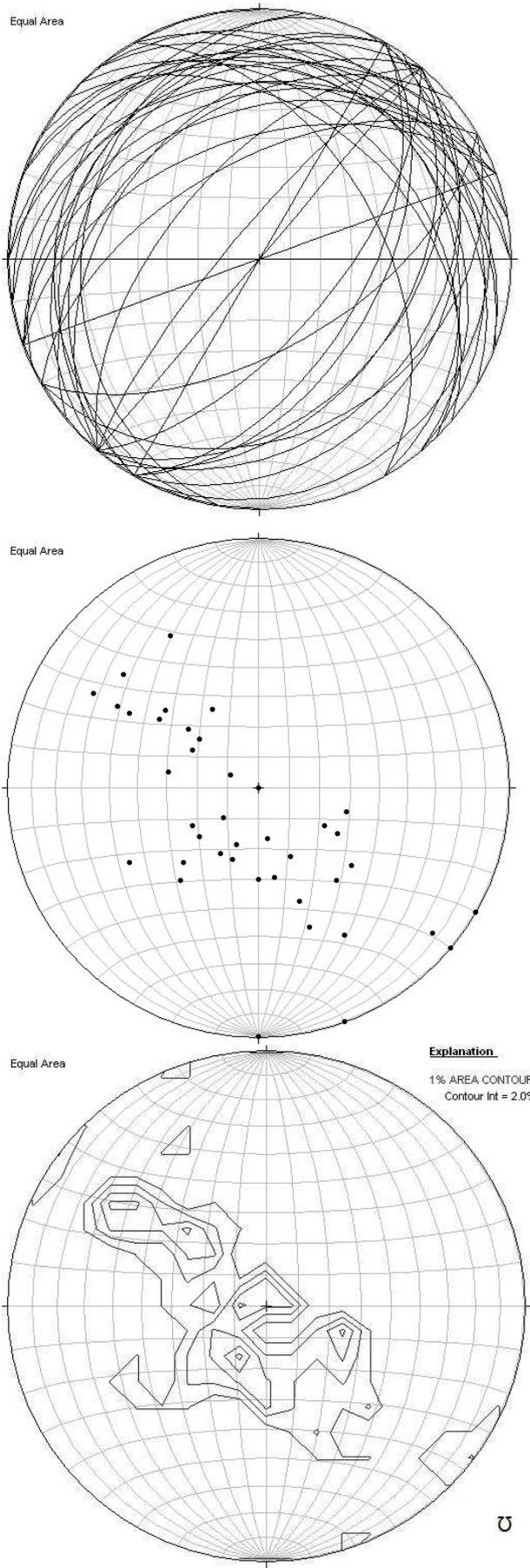


Figure VI-21 : Projection stéréographique des plans de foliation de l'unité inférieure.

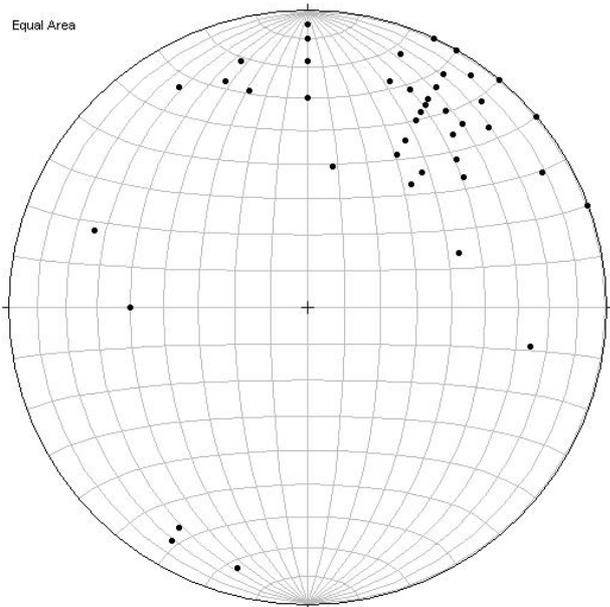
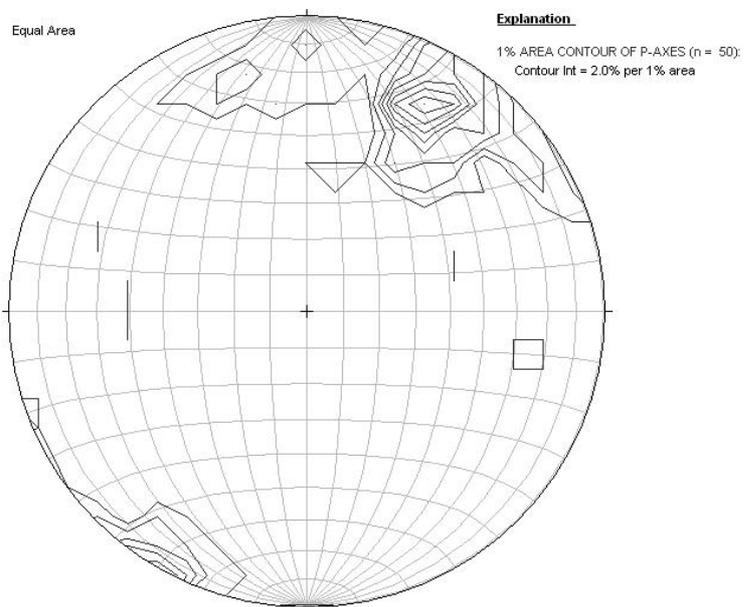


Figure VI-22 : Projection stéréographique des linéations de l'unité inférieure.



Equal Area

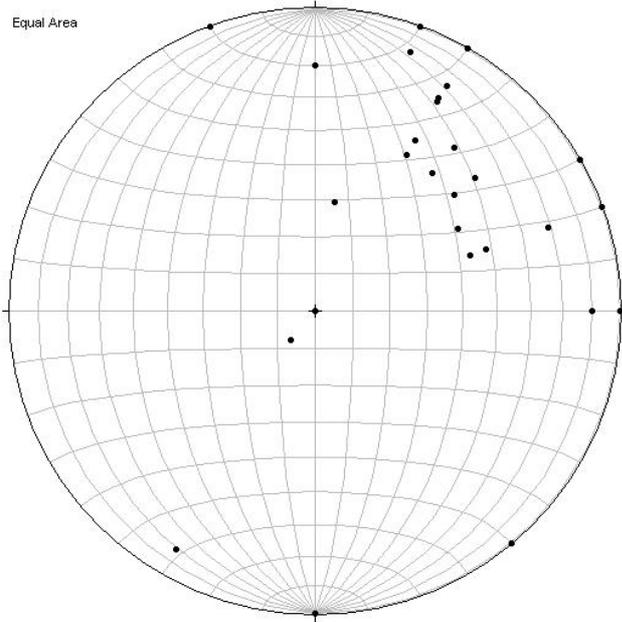
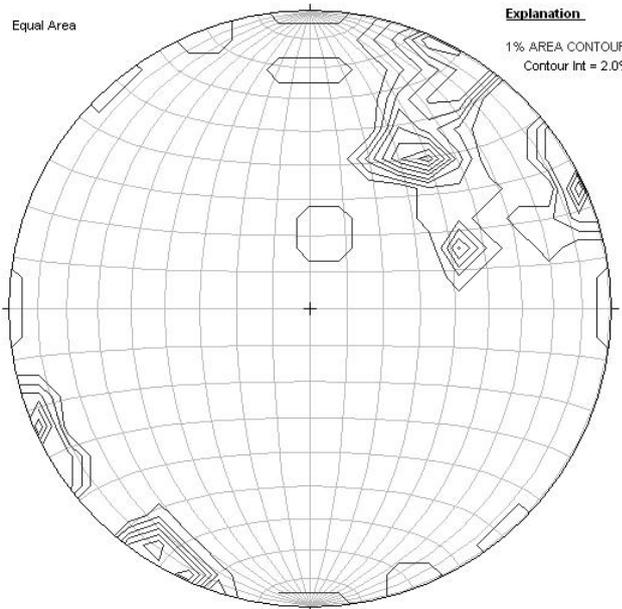


Figure VI-23 : Projection stéréographique des axes de pli de l'unité inférieure.

Equal Area



Explanation

1% AREA CONTOUR OF P-AXES (n = 29);
Contour Int = 2.0% per 1% area



Figure VI-24 : Boudinage dans les marbres de l'oued Ihérane (Tidjenouine).

III-1-2-La linéation

Elle a été observée essentiellement dans les orthogneiss et les quartzites, parfois dans les métapélites les moins migmatitiques. Cinquante mesures ont été projetées dans les canevas de Schmidt et Dimitrijevic (figure VI-22).

La linéation est faiblement inclinée et le diagramme de densité montre trois concentrations correspondant à trois directions moyennes : 032-22, 360-12 et 345-20 .La direction la plus fréquente est 032-22 mais on pourrait considérer que les deux autres correspondent à la même direction qui est de direction méridienne.

Nous ferons remarquer que la direction 032 de la linéation correspond à la ligne de plus grande pente des plans de foliation qui ont pour direction moyenne N120.

En effet, en regardant le tableau des valeurs il apparaît clairement que la linéation s'organise de deux manières, soit elle est subparallèle à la direction de la foliation soit elle lui est perpendiculaire.

III -1-3-Les plis

Le diagramme de densité (29 mesures) présente deux concentrations 030-38 et 070-45. La direction E-W est importante de par l'amplitude des plis mais elle n'apparaît pas en projection car nous avons mesuré peu de plis de cette direction surtout dans les marbres de l'oued Ihérane. Ce sont des plis isoclinaux (figure VI-10).

La majeure partie de ces plis sont de type b, les autres sont de type a.

Les plis de direction subméridienne sont postérieurs à la linéation car celle-ci s'enroule autour de l'axe (figure VI-18).

III-1-4-Le boudinage

Le boudinage est bien marqué dans les marbres intercalés dans les métapélites (figure VI-24).

III-2-Dans l'unité supérieure

III-2-1-La foliation

Cent quarante trois mesures ont été reportées sur les canevas de Schmidt puis sur celui de Dimitrijevic (figure VI-25).

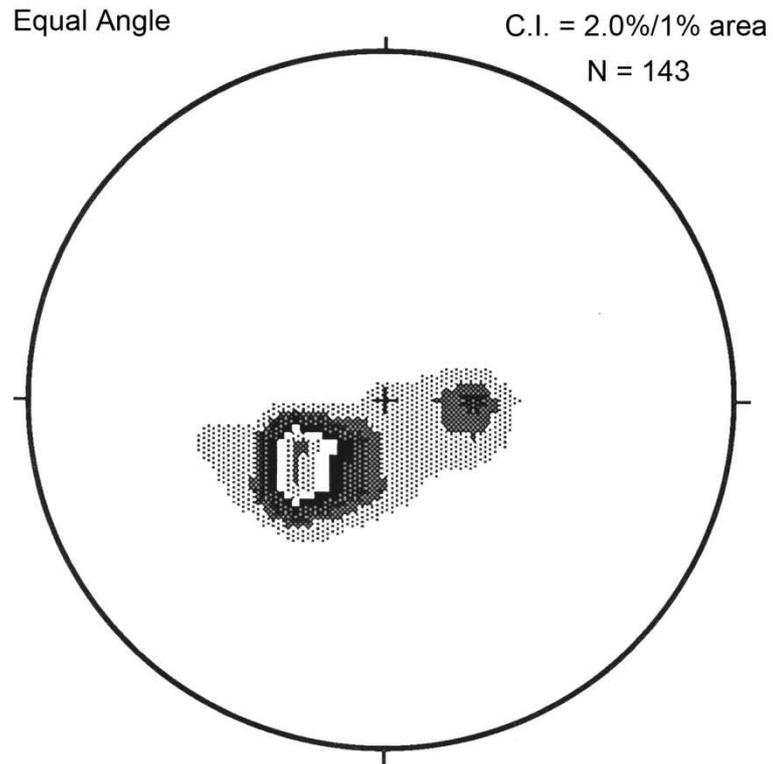


Figure VI-25 : Diagramme de densité des plans de foliation de l'unité supérieure.

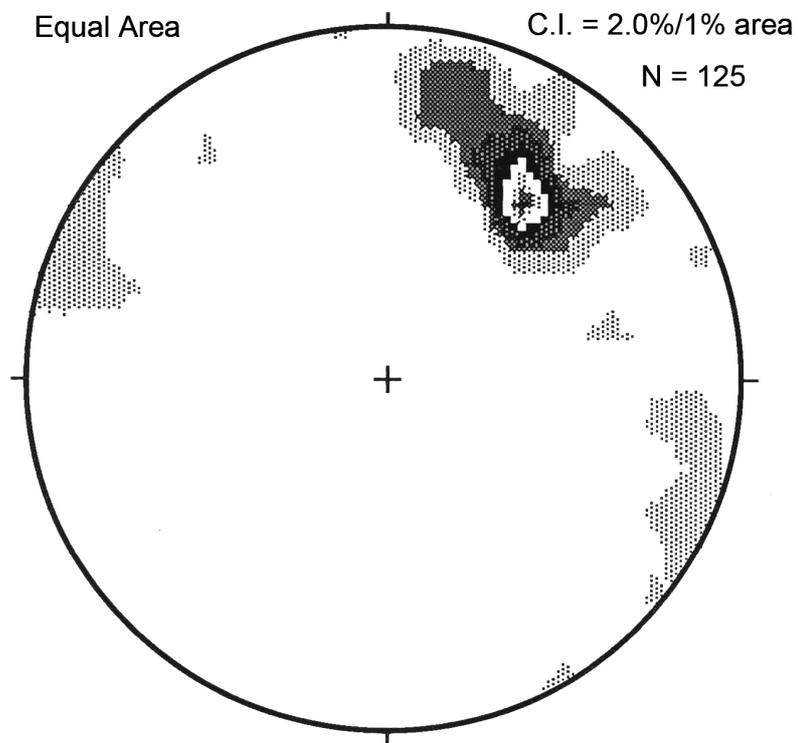


Figure VI-26 : Diagramme de densité de la linéation de l'unité supérieure.

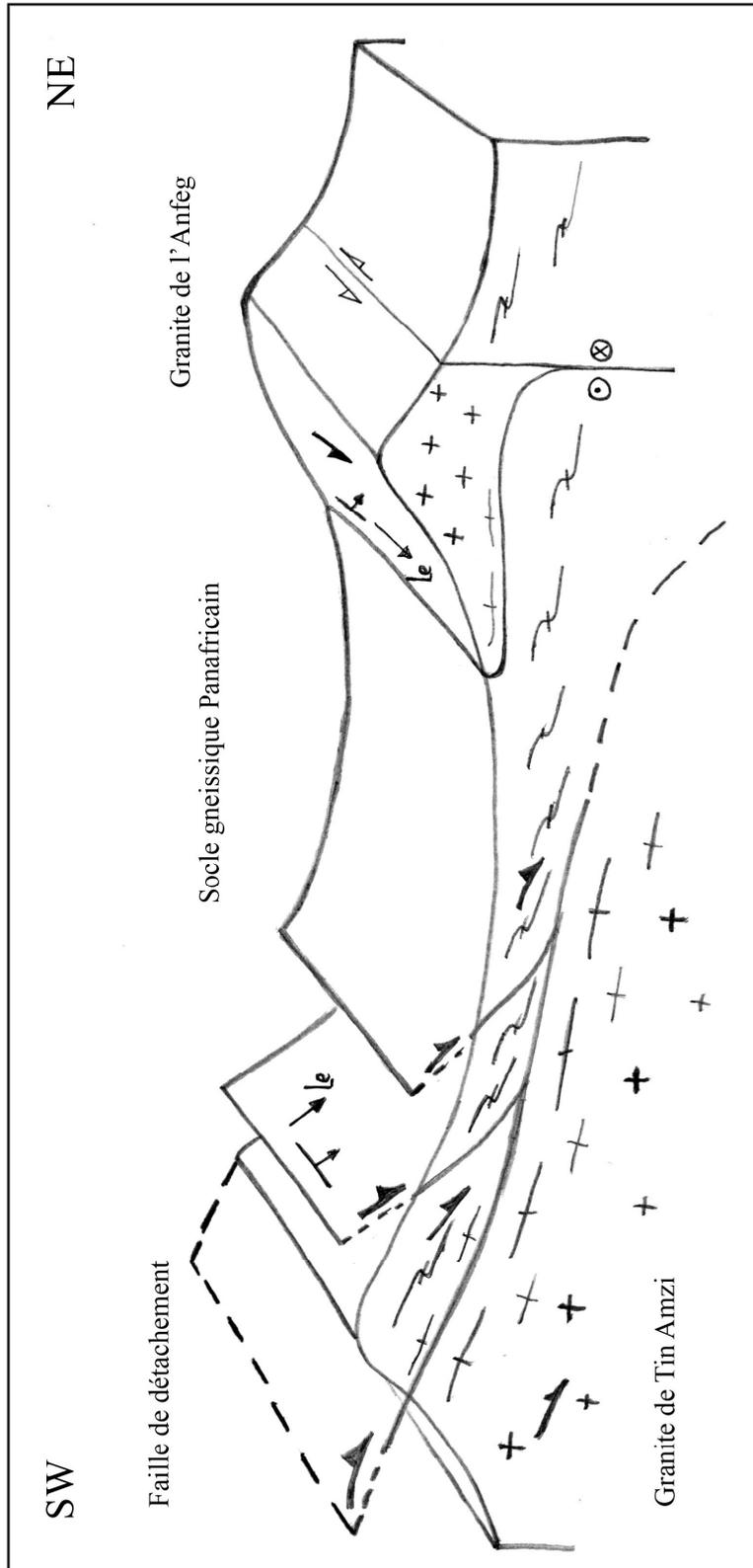


Figure VI-27 : Rapports angulaires entre la foliation et la linéation dans l'unité supérieure

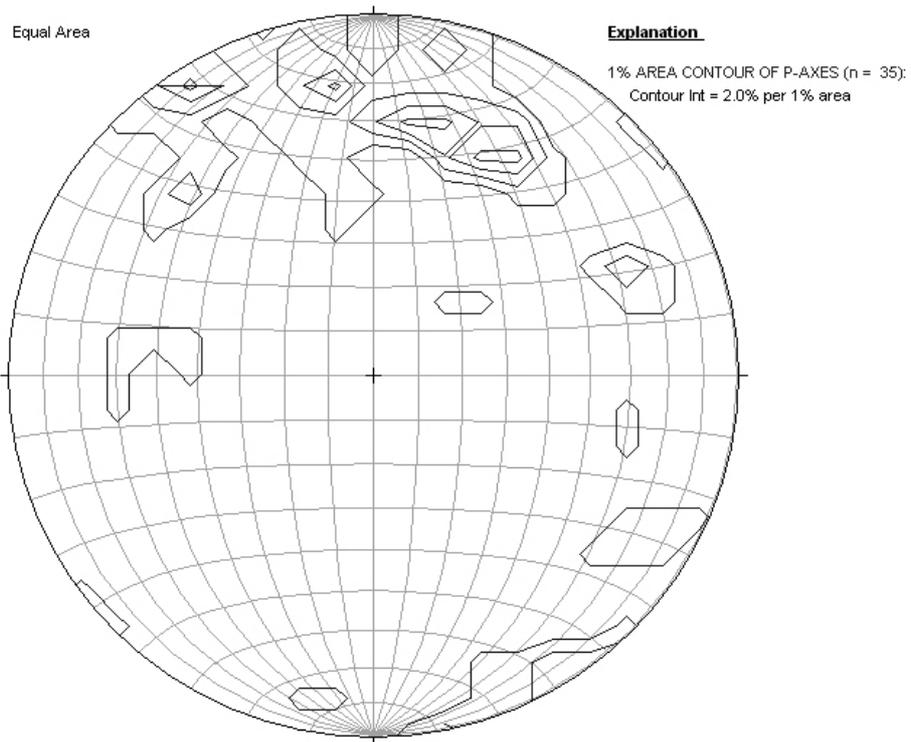


Figure VI-28 : Diagramme de densité des axes de plis de l'unité supérieure et du granite mylonitique de Tin Amzi.



Figure VI-29 : Charnières boudinées dans la zone ultra mylonitique du granite de Tin Amzi.

Les pôles des plans de foliation se répartissent dans la partie sud du canevas. Le diagramme de densité montre deux concentrations proches du centre du canevas indiquant une foliation faiblement inclinée essentiellement vers le NE.

III-2-2-La linéation

La linéation est très bien marquée dans cette unité contrairement à l'unité inférieure. Aussi, nous avons projeté 125 mesures dans les canevas de Schmidt puis sur celui de Dimitrijevic (figure VI-26).

Deux concentrations majeures se dessinent et qui sont de direction NE et WSE.

La concentration NE correspond géographiquement à la partie proche de la zone mylonitique et la concentration NW-SE correspond à la partie proche du granite de l'Anfeg.

En d'autres termes, la linéation est parallèle à la ligne de plus grande pente dans la zone mylonitique et elle est parallèle à la ligne de plus grande pente dans la zone où affleure le granite de l'Anfeg (figure VI-27)

III-2-3- Les plis

Trente cinq mesures d'axes de plis ont été projetées sur les canevas de Schmidt et de Dimitrijevic (figure VI-28).Le diagramme de densité montre cinq concentrations :

068-28, 030-32, 012-30, 352-22, 328-10.

Les observations de terrain nous ont permis de définir des plis de type a de direction 030 et 160 et des plis postérieurs à la linéation d'étirement car celle-ci s'enroule autour des axes.

III-2-4-Le boudinage

Dans la zone mylonitique le boudinage le plus marqué est représenté par le boudinage d'un niveau plissé (figure VI-29) dans la direction NE qui est celle de la direction de la linéation d'étirement.

III-3-Dans le granite de Tin Amzi

Nous n'avons pas projeté séparément la surface mylonitique et la linéation qui l'accompagne car elles sont parallèles à celles de l'unité supérieure (figure VI-30). Dans la partie Sud nous n'avons pas pu établir les cartes de foliation et de linéation par manque de moyens mais le plus souvent les grands cristaux de feldspaths se mettent à plat (figure IV-6B).

III-4-Les cartes

III-4-1 -La carte des plans de foliation

La foliation (figure VI-30) dans l'unité supérieure montre une direction moyenne relativement constante avec un plongement vers le NE. Les quelques perturbations sont dues à la phase de plissement tardive ou à des accidents.

Dans l'unité inférieure (figure VI-31) nous remarquerons deux zones, la première située aux abords immédiats de la ceinture mylonitique et la deuxième qui correspond à la partie méridionale.

-Zone une : la foliation est parallèle à celle de la zone mylonitique soit une direction moyenne N140.

-Zone deux : la foliation a une direction moyenne 040 avec des plongements divergents et convergents indiquant la présence de plis. En effet dans la première zone nous avons retrouvé des terminaisons périclinales de pli. Généralement les lits d'oued sont des charnières anticlinales. Les foliations verticales correspondent aux zones d'accidents. Mais il semblerait qu'en dehors de ces zones la foliation reste horizontale dans les granulites (figures VI-39 à 44).

III-4-2-La carte des linéations

Dans l'unité supérieure la projection stéréographique a montré nettement la présence de deux directions NE et SE. La carte des linéations (figure VI-32) permet de voir la répartition de ces deux directions.

La direction NE correspond à celle de la linéation dans la zone mylonitique et la direction SE correspond à celle de la zone où affleure le granite de l'Anfeg. Nous ferons observer que dans la zone de passage entre les deux domaines où l'on retrouve les deux directions il y a présence de failles (rotation ?)

Cette disposition traduit obligatoirement un mouvement horizontal pour le granite de l'Anfeg (figure VI-27).

La carte globale de la linéation révèle, une direction subméridienne dans la partie occidentale du granite d'Amsel qui lui-même est allongé dans cette direction.

Dans la partie méridionale (figure VI-33) de l'unité inférieure le nombre de valeurs est réduit vu le degré de température du métamorphisme. La linéation est de direction moyenne 030 mais dans l'Oued Illassene elle est souvent de direction 060.

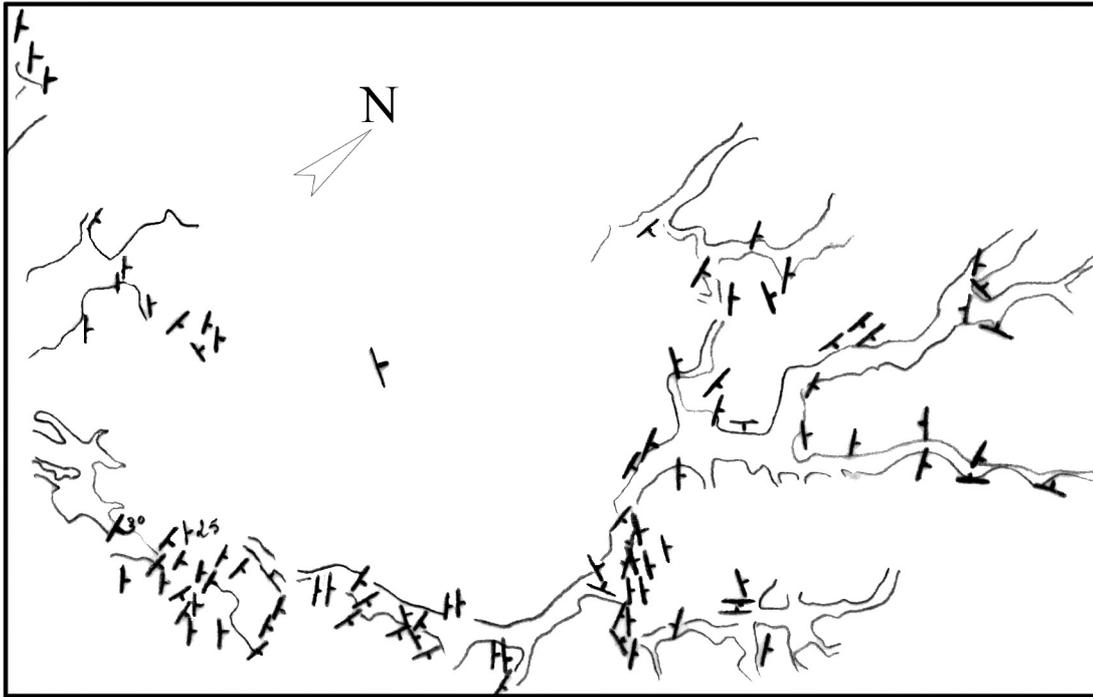


Figure VI-30 : Carte des foliations de l'unité supérieure.

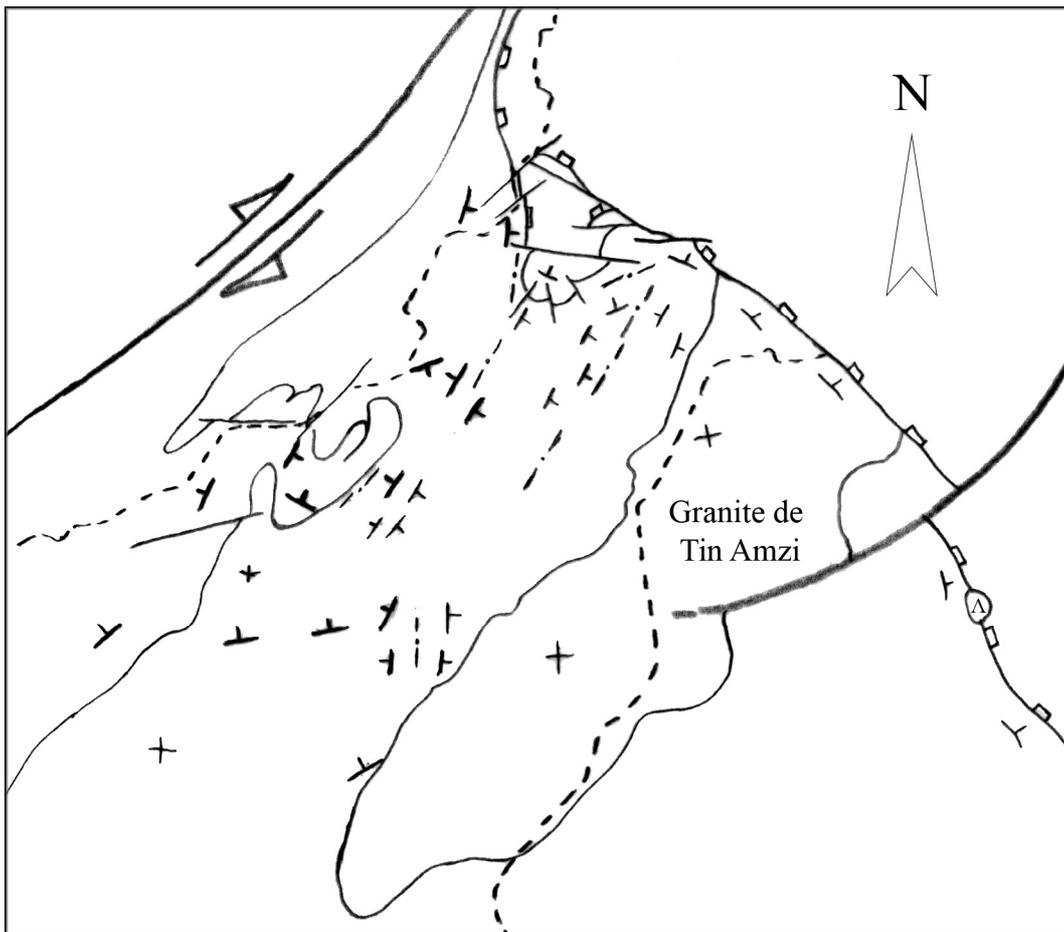


Figure VI-31 : Carte des foliations de l'unité inférieure.

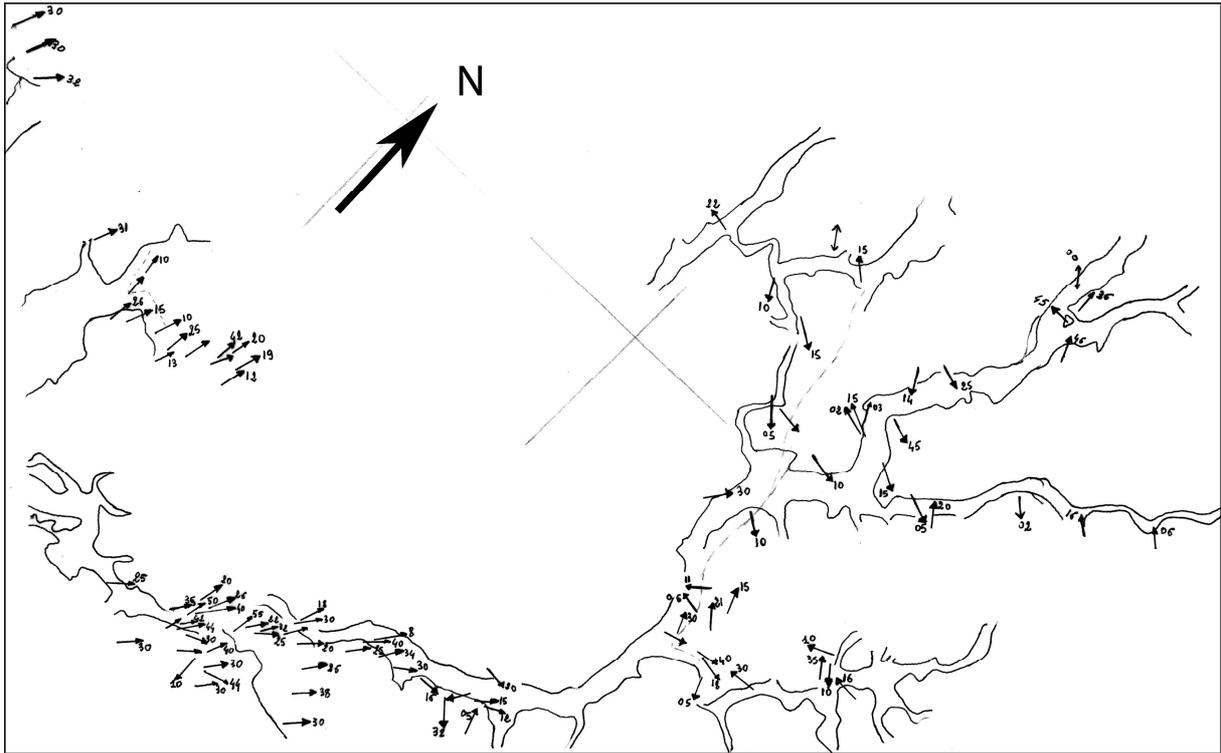


Figure VI-32 : Carte des linéations dans l'unité supérieure.

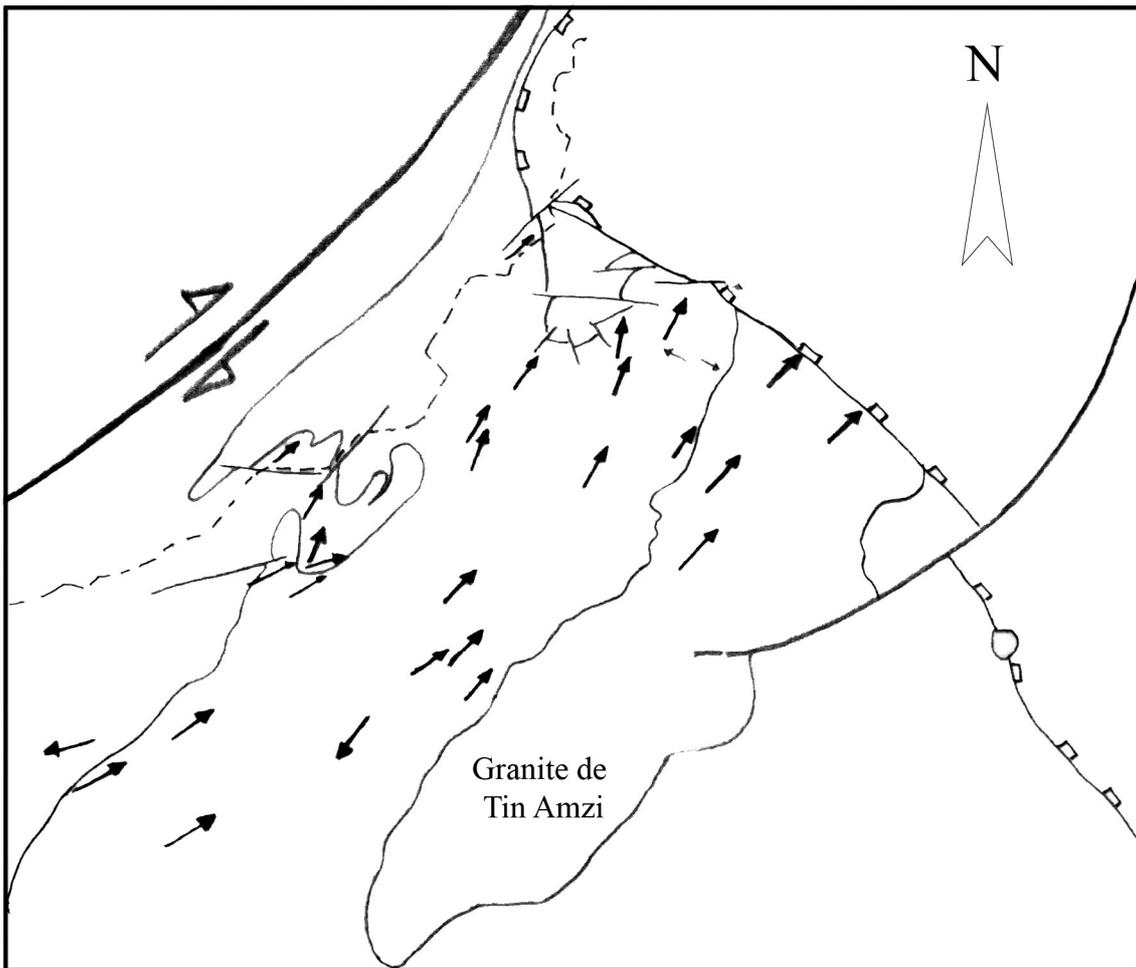


Figure VI-33 : Carte des linéations dans l'unité inférieure.

III-4-3-Conclusion

L'analyse des directions de la foliation et de la linéation a montré l'organisation suivante :

-Dans le granite de l'Anfeg :

F 140 -20 NE

Le=140- 10

-Dans les gneiss de l'unité supérieure :

F=140 -20NE

Le=030-20

-Dans la zone mylonitique :

F=140-20NE

Le=030-20

-Dans les granulites de l'unité inférieure (partie nord)

F=030-20

F=140-25NE

Le=180-10 et Le= 030-20

-Dans les granulites de l'unité inférieure (partie sud)

F=030-20NW et SW

Le=030-20

-Dans le granite d'Amsel : ces deux éléments structuraux changent d'orientation entre la partie sud et la partie nord .La foliation varie de 140 à 180 vers le Nord et la linéation de 030 à 0180.

IV- Les critères de cisaillement

A- A l'affleurement

Nous rappellerons que les roches de cette unité montrent rarement une linéation d'étirement. Les faciès qui enregistrent les directions de transport sont essentiellement les orthogneiss, les marbres et les quartzites, ceux ci nous ont permis de retrouver le plan λ_1/λ_3 .



Figure VI-34 : Cisaillement ductile vers N210.



Figure VI-35 : Cisaillement SW.



Figure VI-36 : Cisaillement ductile normal et mise en place de leucosome.



Figure VI-37 : Cisaillements conjugués en extension.



Figure VI-38 : Cisaillement ductile normal vers 210.



Figure VI-39 et Figure VI-40 : Cisaillement fragile à jeu normal vers 210.



Figure VI-41 : Plans de cisaillement fragiles vers SW.



Figure VI-42 : Plans de cisaillement conjugués vers le N 30.



Figure VI-43 : Plans de cisaillement conjugués vers le N30.

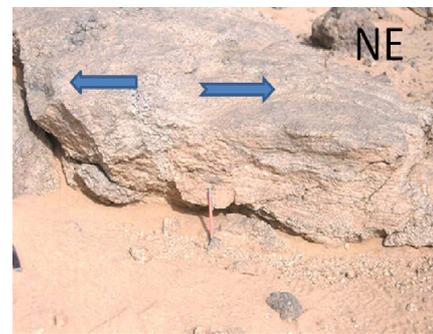


Figure VI-44 : Cisaillement fragile de direction N 320 et mise en place de leucosome.



Figure VI-45 : Cisaillements fragiles de direction N320 et remplissage par du leucosome.

Les microstructures relevées à travers toute la région qui permettent de déterminer des sens de mouvement sont les plans de cisaillement ductile et fragile, les plis et les porphyroclastes.

IV-1 Dans l'unité inférieure

IV-1-1-Les plans de cisaillement ductiles

Ils sont tous en extension dans la direction 210, certains de ces plans sont soulignés par du leucosome (figures VI-34, 35,36). Nous avons également observé des plans conjugués de direction moyenne N150 en extension (figure VI-37) suggérant une déformation coaxiale. Aussi le sens de mouvement vers le N030 observé dans les migmatites de l'Oued Ihérane pourrait avoir un conjugué (figure VI-38) vers le N210. Notons que l'on pourrait également interpréter cet affleurement comme un pli déversé vers le N030 ce qui n'est pas incompatible.

IV-1-2-Les plans de cisaillement fragiles

Les plans de cisaillement fragiles ont été observés dans les orthogneiss de l'Oued Ihérane au Nord du stock granitique (figure VI-39), dans l'Oued Illassene (fig VI-40), à l'ouest immédiat de l'Oued Ihérane (figure VI-41, 42,43) et dans la partie méridionale de l'Oued Illassène (figures VI-44 et 45).

Les plans de cisaillement peuvent être regroupés en trois :

-1- Les figures VI-39 et 40 montrent un plan de cisaillement faiblement incliné en jeu normal vers la direction 210.

-2- Les figures VI-42 et 43 montrent des plans de cisaillement conjugués en faille normale. Le plan incliné vers N030 semble être dominant par rapport au plan incliné vers N210.

On pourrait les interpréter également comme le résultat d'une déformation coaxiale.

-3- Les figures VI-44 et 45 montrent la mise en place de leucosome assez grossier et non déformé dans des fractures froides affectant des roches migmatitiques. L'étirement ayant abouti à ces ouvertures est de direction 030 à 050 et c'est encore un jeu extensif.

-4- La figure VI-41 nous montre des plans de cisaillement qui sont probablement des plans C' avec un jeu normal globalement vers l'ouest.

IV-1-3-Les porphyroclastes

L'affleurement le plus net pour retrouver un sens de mouvement est celui qui se trouve dans l'Oued Ihérane et à un kilomètre au nord du stock granitique.

Les porphyroclastes qui ont la taille d'un poing ont subi un mouvement rotationnel (figure VI-46) vers le NE (040) dessinant des structures d'enroulement.

La taille des porphyroclastes pourrait s'expliquer par la présence d'un ancien filon ou d'une ancienne pegmatite.



Figure VI-46 : Rotation de porphyroclastes vers le N040 dans les orthogneiss.

IV-1-4-Les plis

Les microplis d'axe 090 observés dans les marbres de l'Oued Tin Amzi à l'intersection de l'Oued Ihérane indique un mouvement vers le sud (figure VI-47), des microplis isoclinaux affectant les migmatites de la rive gauche de l'Oued Ihérane sont déversés vers la direction N210 (figure VI-50).

Dans les orthogneiss de l'Oued Illassene des leucosomes plissés sont déversés vers le Nord Ouest (figure VI-49) et parfois les plis sont isoclinaux et parallèles à la foliation avec un déversement vers le Nord-Ouest (figure VI-48, dans ce dernier cas les leucosomes seraient plus ou moins contemporains de la foliation. Nous pouvons citer encore le pli dessiné par un leucosome à flanc très court par rapport au flanc long (figure VI-52).



Figure VI-47 : Micro plis dans les marbres de direction 090.



Figure VI-48: Micro plis isoclinaux dans les migmatites.



Figure VI-49 : Plis déversés vers le NW.



Figure VI-50 : Plis déversés vers le N210.

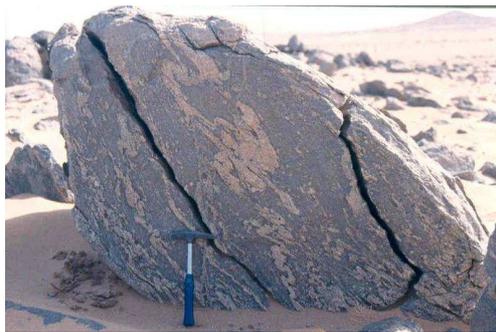


Figure VI-51 : Plis en champignons déversés vers le N150.

Des plis en champignon dessinés par des leucosomes dans les orthogneiss montrent un déversement vers la direction N150 (figure VI-51).

Certains plis semblent être des plis en fourreau dans les migmatites de Tidjenouine et de l'Oued Tamanrasset.

Ceci est conforté par la similitude de la direction de l'axe du fourreau et de la linéation de la zone correspondant respectivement à 030 et 180.

Pour le pli en fourreau de l'Oued Tamanrasset la section perpendiculaire montre des sections circulaires.

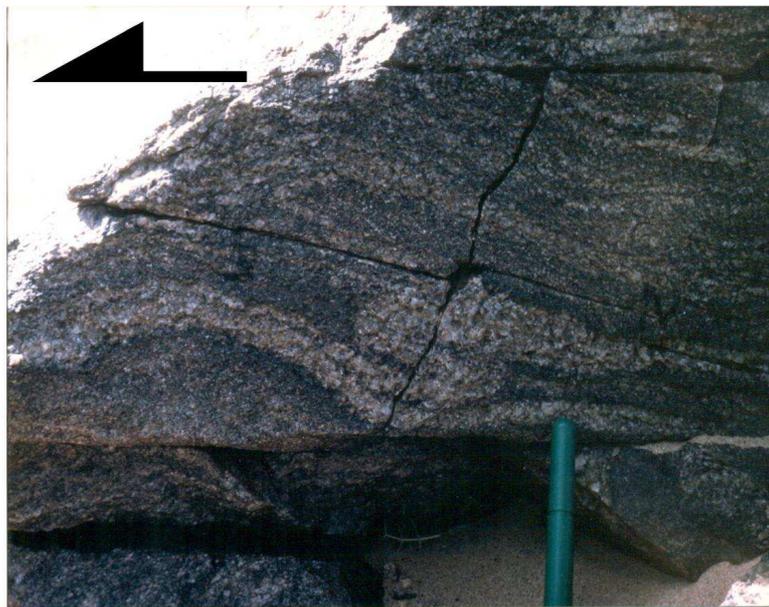


Figure VI-52 : Structure d'enroulement dans les migmatites

IV-1-5-Conclusion

Il apparaît que dans l'Oued Illassène qui correspond à la zone affleurant à l'Ouest de l'Oued Ihérane et en particulier dans les deux axes méridionaux, la foliation semble le plus souvent être horizontale.

Les plans de cisaillement ductiles et fragiles marquent une déformation à tendance coaxiale.

Ailleurs, les sens de cisaillement indiquent un mouvement vers la direction 210 et parfois cet étirement peut prendre la direction plus ou moins NS.

La déformation fragile montre un étirement à froid des orthogneiss éburnéens dans la direction N320 qui est perpendiculaire à la direction moyenne de la linéation.

IV-2- Dans l'unité supérieure

Dans cette unité les plans C sont rarement visibles à l'affleurement dans la partie mylonitique car il s'agit de surfaces C/S, en revanche les plans de cisaillement sont bien exprimés en lames minces et à petite échelle (figure IV-2) et indiquent un mouvement vers le NE.

Dans la zone mylonitique à 100mètres au nord de la faille de détachement des charnières de pli sont boudinées et cisillées (fig. VI-29) en extension.

La migmatite affleurant dans cette zone est mylonitisée et affectée de plans C à jeu normal vers le N030 (figure VI-56)

Plus au Nord des lits feldspathiques sont boudinés et cisillés (plan C') en extension (figure VI-55) vers le NE.

Dans l'Oued secondaire parallèle à l'Oued Tin Amzi, qui mène vers le granite d'Amsel, des plans de cisaillement fragiles montrent une extension vers le NE (figure VI-53).

Par ailleurs dans la zone mylonitique des plis à flancs longs et courts montrent un mouvement extensif vers le NE (figure VI-54).

Il apparaît que l'unité supérieure a subi un déplacement vers le NE durant la phase ductile, il en est de même pour la déformation syn ou tardimétamorphique qui est marquée par des plis gravitaires (figure VI- 57) et des failles extensives (figure VI-53).

IV-3- Dans le granite de Tin Amzi

Le granite de Tin Amzi affleure essentiellement depuis la zone mylonitique jusqu'à l'Oued Ihérane de part et d'autre de l'oued Tin Amzi.

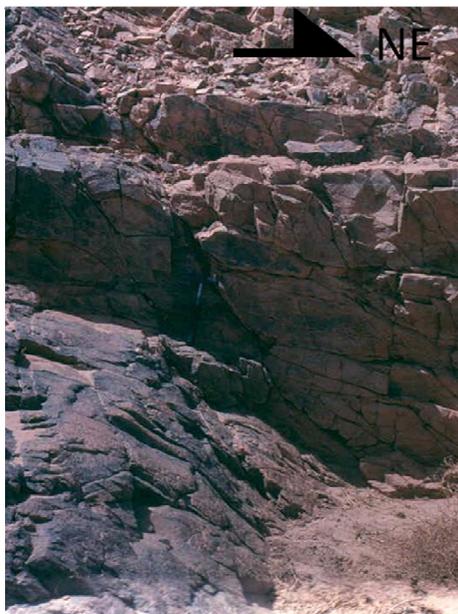


Figure VI-53 : Plans de cisaillements extensifs vers le NE.



Figure VI-54 : Plis déversés vers le NE en jeu normal.

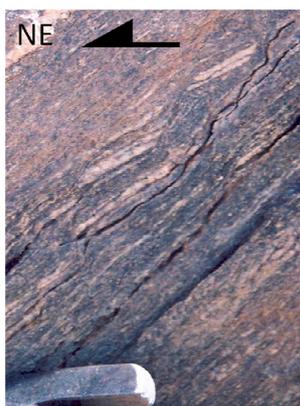


Figure VI-55 : Feldspaths cisailés par des plans C'.



Figure VI-56 : Migmatite de Tin Amzi.



Figure VI-57 : Pli gravitaire vers le NE.

Le granite de Tin Amzi affleure en dykes dans l'Oued Illassene et dans le prolongement de celui-ci au Nord dans l'oued Tamanrasset.

A l'affleurement la roche acquiert une foliation avec un fort taux de raccourcissement et parfois il subsiste quelques feldspaths (figure IV-3) et le mouvement se fait en extension dans le sens de la linéation d'étirement N030-25.

Des critères de cisaillements opposés à ceux cités sont nettement présents et indiquent un mouvement vers le SW. Il s'agit de plan C, (figure VI-61) de feldspaths striés (figure VI-59) ainsi que du plissement du réseau anastomosé de la zone mylonitique (figure VI-60).

Ces observations suggèrent fortement la présence d'une phase de déformation fragile postérieurement au jeu de la faille de détachement (figure VI-58).

Dans l'Oued Ihérane où affleure le granite à dent de cheval et le granite à amphibole, les enclaves microgrenues sombres montrent un boudinage à chaud, (état visqueux) vu la présence d'un liquide acide autour de ces enclaves, dans la direction N230 (figures VI.62).

IV-4- Dans le granite de l'Anfeg

Le granite de l'Anfeg affleure dans la branche méridienne de l'Oued Tin Amzi. Il est orthogneissifié et cisailé. Les bandes de cisaillement (figures VI-63,64 et 65) et les porphyroclastes (figure VI-66) indiquent un mouvement horizontal extensif vers le N140. La foliation subhorizontale suggère que la mise en place du granite est en relation avec un décrochement.

Nous précisons qu'à l'intérieur du massif et en dehors des shear zones la roche est équante.

Cartographiquement le granite de l'Anfeg est de forme ovoïde et il est limité à l'est par un accident important senestre de direction NW-SE.

IV-5- Dans le granite d'Amsel et son encaissant

Nous n'avons analysé que la bordure orientale et méridionale du massif.

Dans la partie méridionale la linéation est de direction N030-20 et dans la partie méridienne elle est de N180-10 et N010-00, dans les deux cas le déplacement se fait vers le Sud.

Dans l'affleurement situé aux abords immédiats de l'Oued Tamanrasset les migmatites au contact du granite d'Amsel présentent une linéation de direction N180-10 et des microplis indiquent un déplacement vers le sud (figure VI-68). Des plans de cisaillement indiquent également un mouvement vers le Sud (figure VI-69 et 70).



Figure VI-58 : Filon granitique décalé.
vers le S.



Figure VI-59 : Granite strié et déplacement
vers le S.



Figure VI-60 : Réseau anastomosé
de la mylonite plissé vers le SW.



Figure VI-61 : Plan de cisaillement
vers le SW.

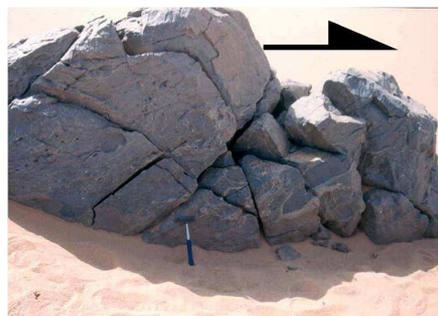


Figure VI-62 : Enclaves basiques étirées vers le SW.



Figure VI-63 : Granite de l'Anfeg folié.

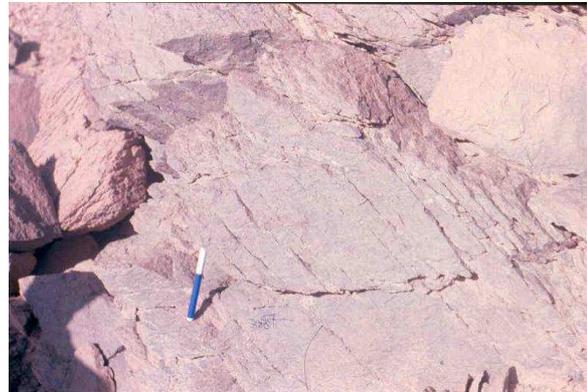


Figure VI-64 : Plan de cisaillement horizontal dans le granite de l'Anfeg.



Figure VI-65 : Bande de cisaillement horizontale dans le granite de l'Anfeg.



Figure VI-66 : Porphyroclastes déformés en jeu normal vers le sud.



Figure VI-67 : Granite Amsel déformé.



Figure VI-68 : Pli déversé vers le S.



Figure VI-69 : Plan C en jeu normal vers le S.

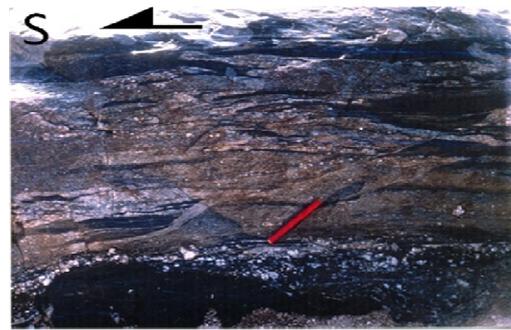


Figure VI-70 : Déformation cassante dans les migmatites.



Figure VI-71 : Foliation horizontale dans le granite d'Amsel.



Figure VI-72 : Intrusion granitique dans une fracture.



Figure VI-73 : Plan C' et amphibolite étirée vers le N.

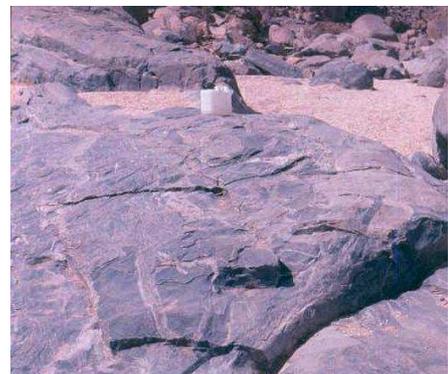


Figure VI-74 : Déformation fragile dans les migmatites d'Amsel.

Dans la figure VI-72 on voit la mise en place à la faveur d'une fracture d'un liquide granitique en forme de doigt dans la direction N180 qui est celle de la linéation visible dans les migmatites.

Vittel (1979) interprète également la mise en place du granite d'Amsel dans un mouvement méridien dextre.

Les migmatites qui encaissent le granite présentent des plis en fourreau de direction N180.

Dans ce même affleurement (figure VI-73) des plans C' déforment la foliation des migmatites dans un mouvement sub horizontal vers le Nord qui est également observable dans les enclaves basiques (amphibolites). Au contact du granite, des plans C fragiles marqués par le broyat de roche indiquent un mouvement normal vers le sud (figure VI-69 et 70). En plus de ces plans C un autre type de déformation fragile s'exprime par des fractures en réseaux remplis de liquide granitique (figure VI-74).

Ainsi il y a deux types de déformations enregistrées par les migmatites : une déformation ductile représentée par les plis et les plans C' et une déformation fragile postérieure à la première représentée par des plans de cisaillement froids et des fractures.

-B- Les plans de cisaillement au microscope

Tous les échantillons récoltés ont été orientés et lorsque la linéation n'était pas visible sur un affleurement nous avons mis la trace de la linéation qui a été observée dans les roches avoisinantes notamment dans les métapélites et les roches granitiques. **L'intérêt d'orienter systématiquement les échantillons était de pouvoir comparer les directions des fabriques appartenant aux différentes unités (granites, roches granulitiques et roches de l'unité supérieure).**

-Les métapélites :

Les fabriques sont bien marquées dans les orthogneiss mais ceux la ne posent pas de problème car les porphyroclastes visibles à l'œil nu (figure VI-46) indiquent clairement un déplacement vers le NE. En effet dans l'oued Ihérane (sud) une métapélite restitique montrant un étirement relatif des lits quartzo-feldspathiques a montré en lame mince des arcs polygonaux dessinés par l'arrangement de baguettes de sillimanite. Le critère flanc long /flanc court montre un déversement vers le NE(030).Les lits de quartz épousent le plissement défini par la sillimanite.

Nous avons également étudié les fabriques des métapélites affleurant au voisinage immédiat de la faille de détachement. Les lames étudiées Tj104 et Tj105 montrent des roches à

cordiérite et à sillimanite sans trace apparente de réaction. Les cristaux de quartz et de cordiérite de forme ovoïde sont moulés par la biotite. Des plans C rares sont définis par la déformation de la biotite.

Ainsi les roches granulitiques déformées et étudiées montrent un mouvement vers la direction NE. Il est quand même à noter que le nombre de lames réalisées dans les métapelites est relativement réduit.

-Les metabasites

Les cinq lames confectionnées n'ont montré aucune orientation préférentielle des minéraux principaux.

-Le granite de Tin Amzi

A l'œil nu le granite de Tin Amzi ne montre parfois qu'un arrangement planaire des grands cristaux de feldspath ou une surface mylonitique. Au microscope la déformation est très intense et nous avons observé les différents objets structuraux suivants (figure VI-74):

- déformation de la foliation
- structures d'enroulement
- mica fish
- surfaces C/S
- surfaces C'
- plis
- porphyroclastes sigmoïdes et fracturés



Figure VI-74 : Critères de cisaillement ; a : foliation déformée, b : rotation, c : mica fish, d : surfaces C/S, e : surfaces C'/S, f : plis, g : porphyroclastes déformés.

V- Les migmatites

V-1-Classification

L'étude des migmatites était au départ un des objectifs de notre travail mais nous avons dû vite abandonner car les moyens nécessaires pour cela étaient loin d'être réunis.

Aussi nous présenterons très brièvement et très succinctement les résultats de notre recherche bibliographique concernant les migmatites.

Les migmatites sont des roches métamorphiques au départ ayant subi une fusion et dans lesquelles sont séparées les produits de la fusion (leucosome) et les minéraux réfractaires qui n'ont pas fondu (mélanosome).

La fusion est le stade ultime du métamorphisme que l'on appelle l'anatexie (SEDERHOLM, 1907) et les roches obtenues seront des migmatites ou des anatexites.

Suivant le taux de fusion et s'il est important les produits de cette fusion vont se rassembler pour constituer un magma qui après refroidissement produira un granite d'anatexie.

La fusion dépend de plusieurs facteurs, en particulier de la nature des roches (chimisme), de la pression totale et de la présence et de la quantité de vapeur d'eau (baisse du point de fusion).

Menhert (1968) a décrit plusieurs types de migmatites (figure VI-75) et Bertrand (1986) a défini les migmatites de la région de Tidjenouine comme des gneiss nébulitiques.

Burg (1989) s'est intéressé aux migmatites et a défini les critères de polarité.

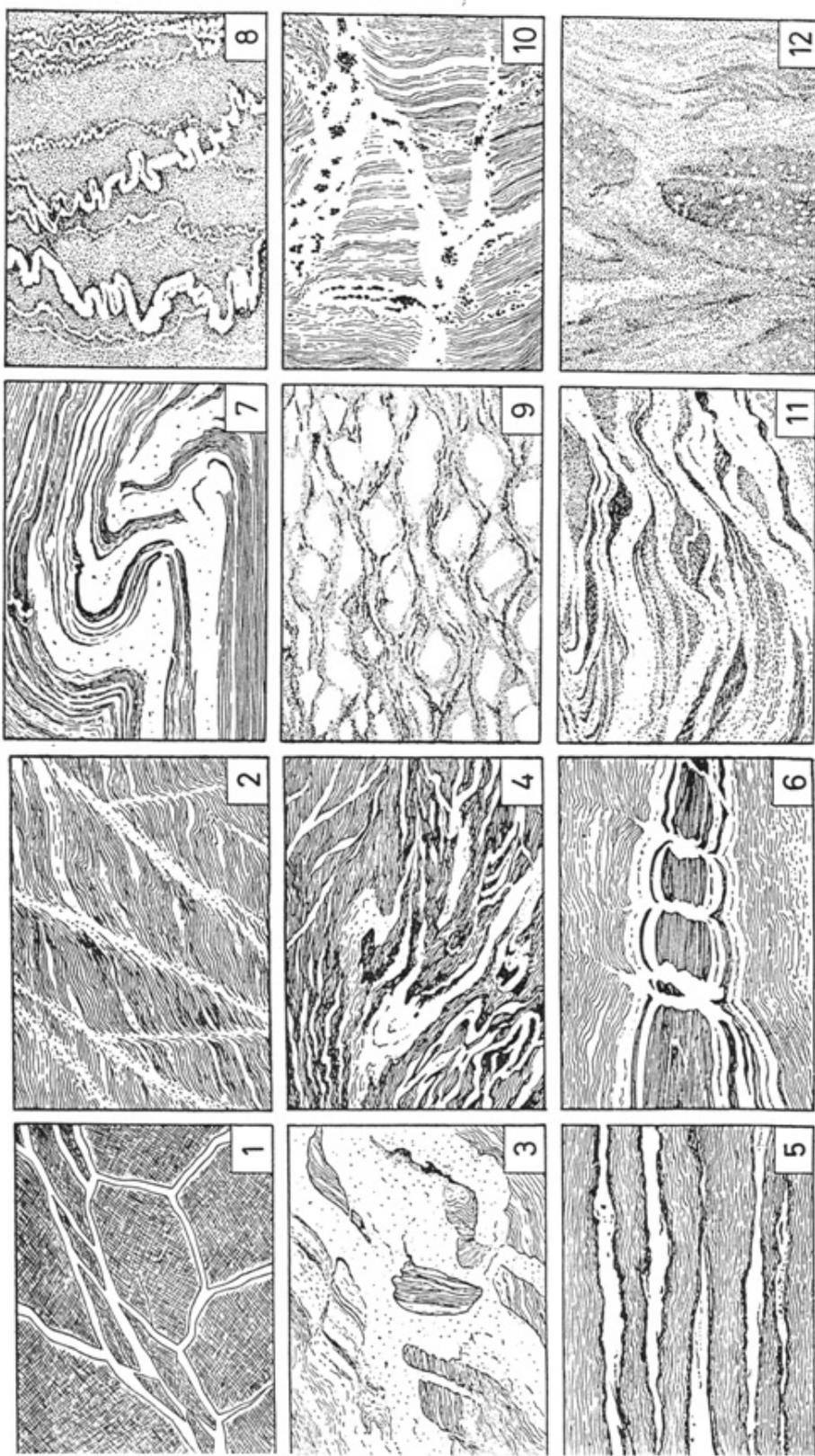


Figure VI-73 : Classification des migmatites d'après Menhert (1968)



Figure VI-76 : Migmatite sombre et rose.

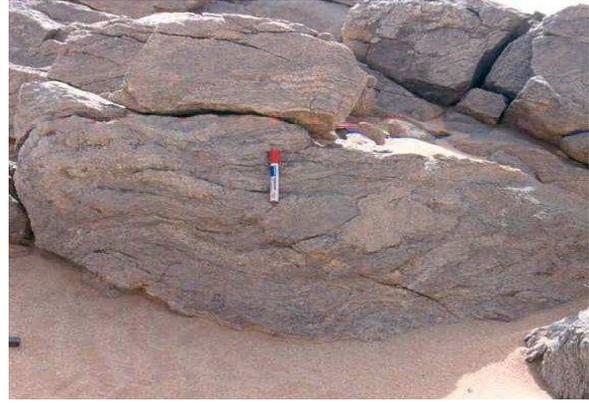


Figure VI-77 : Leucosome de deuxième génération, polarité normale.

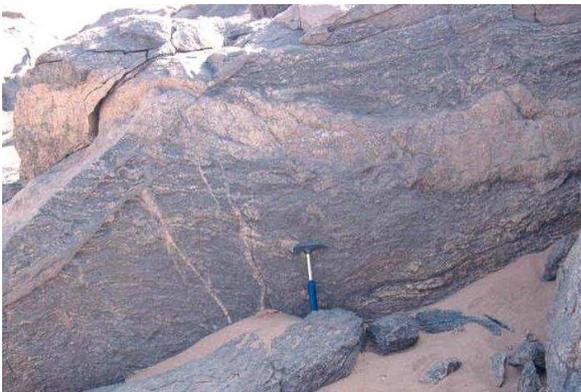


Figure VI-78 : Plusieurs venues de leucosome.

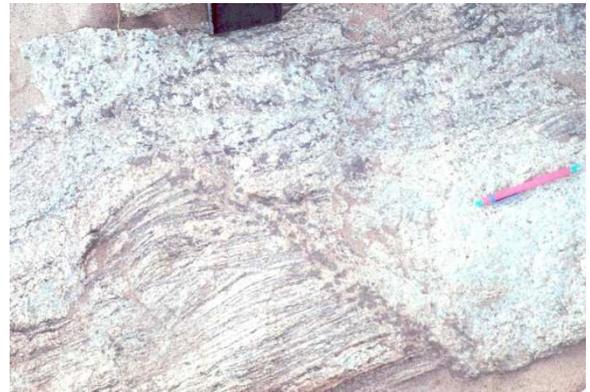


Figure VI-79 : Migmatite de deuxième génération à grenat.



Figure VI-80 : Leucosome à grand cristaux blanchâtres deuxième génération.



Figure VI-81 : Migmatite envahie par un liquide granitique.

V-2- Description des migmatites à l’affleurement

Les migmatites affleurent un peu partout dans la région. Leur aspect est très variable et elles peuvent être :

- de couleur claire sans grenat (figure VI-50) ;
- de couleur blanc et noir avec un litage fin (figure III-2) ;
- de couleur sombre et rose où le mélanosome domine (figure VI-76) ;
- dans la figure VI-80 il y a deux générations de leucosome, la deuxième correspond à la masse à gros cristaux se trouvant sous le marteau et en arrière plan ;
- de couleur sombre et rare mais le litage est fin (figure VI-38) ;
- de couleur grisâtre (figure VI-73) ;
- migmatite finement litée à grenat (figure VI-79) : le grenat est présent dans le leucosome blanchâtre et le long du contact avec la migmatite litée.

V-3-Génération de migmatites

Les observations d’affleurement montrent indéniablement au moins deux générations de migmatites.

La première correspond aux grandes masses constituant l’essentiel de la base de l’unité inférieure et elle correspond au stade précoce d’anatexie à HP/HT (figure VI-76,80).

Pendant cette migmatisation il peut y avoir dans le temps des stades différents qui peuvent s’enregistrer, c’est le cas de la figure VI-52 où une veine de leucosome dessine un pli isoclinal dont les plans axiaux sont parallèles à la foliation. La deuxième génération de migmatites correspond à la mise en place de masses métriques à décamétriques qui recoupent la foliation des orthogneiss migmatitiques. La forme en choux fleurs vers le haut indique que la polarité est normale (figure VI- 77).

Les migmatites proprement dites peuvent elles mêmes être recoupées par des leucosomes à gros cristaux appartenant à une deuxième génération (figure VI-79).

Dans la figure VI-80 on voit du leucosome qui est franchement sécant aux structures ptygmatisées dans l’avant plan et dans l’arrière plan.

Dans les figures VI-79 les leucosomes à cristaux plus petits que ceux de la figure VI-80, sont franchement sécants mais contiennent du grenat.

Le grenat contenu essentiellement dans le leucosome devient abondant au contact de la migmatite première et certains cristaux sont nettement dans celle-ci.

Ces derniers semblent être portés par le leucosome M2 qui s’injecte dans cette migmatite première.

Le leucosome contenant du grenat qui est un minéral de la paragenèse HP/HT pourrait correspondre à la phase de décompression HP.

Par ailleurs dans l'Oued Illassene les migmatites de première génération ont subi une phase de déformation fragile représentée par des fractures dans lesquelles s'injecte du leucosome à gros cristaux.

Toutes ces observations nous amènent à admettre la présence d'au moins deux générations de migmatites mais il est possible qu'il y en ait trois :

- La première migmatisation correspond à la fusion d'anatexie précoce à HP/HT qui affecte les orthogneiss et les métapélites.

- La deuxième correspond aux leucosomes à grenat qui sont sécants aux premières migmatites.

- La troisième correspond aux leucosomes qui se mettent dans les fractures qui sont de direction 320(NW –SE), cette direction étant la même que celle des dykes granitiques qui sont perpendiculaires à la direction d'étirement (Le).

Le problème de l'âge des différents leucosomes reste posé mais l'on peut déjà dire que ces leucosomes sont postérieurs à la phase de plissement 090 car dans la figure VI-80 du leucosome recoupe la charnière du pli.

Il faudra ajouter à cela les migmatites liées directement au granite de Tin Amzi (figure VI-81) envahissant les roches encaissantes



FigureVI-82 : Leucosome à grands cristaux recoupant la charnière d'un pli à axe vertical dans les orthogneiss de l'Oued Illassene.

VI- Les accidents

Le Hoggar a subi une déformation cassante intense qui a été abordée par tous les géologues.

Dans la région de Tidjenouine-Tin Amzi cette déformation affecte toutes les unités tectonométamorphiques ainsi que les granites de Tin Amzi, de l'Amsel et de l'Anfeg.

Les accidents peuvent être regroupés en cinq familles de direction moyenne :

-030-040

-060-070

-080-090

-140

-180

VI-1- Les familles de direction 030-040 et 060-070 :

Ce sont les failles de direction 030 et 060 qui sont les plus exprimées et parfois elles sont conjuguées.

Elles sont marquées par le redressement de la foliation (figure VI-83et 84) et le développement de lentilles décamétriques.

Certains accidents tel que l'accident de direction N030 de l'oued Ihérane, sont accompagnés de microplis à axes verticaux.

Dans la figure VI-83b on voit une ancienne déformation ductile en faille extensive vers le N120 en remettant à plat la foliation.

Les conditions de déformation de ces accidents sont fragiles ou fragiles/ductiles pour certains.

Ils décalent toutes les structures ductiles anciennes.

VI-2- la famille de direction 080-090

Ces accidents s'expriment par la déformation de la foliation verticale (figure VI-83e et f) ou par le développement de lentilles décimétriques.



Figure VI-83 : Décrochements ductiles et fragiles de direction moyenne 030 (a, b (la flèche indique l'extension antérieure au décrochement), c, g) ; 060 (d) ; 090 (e, f).

VI-3- la famille 140

Les linéaments de direction N140 existent mais sur le terrain nous ne les avons pas recoupés car les accès sont de direction N030 et N180 (2eme bute derrière Oued Iherane).

Ces accidents sont probablement les conjugués des accidents E-W.

VI-4- la famille 180

Ils sont plutôt rares et le plus bel exemple est celui de l'Oued Iherane qui est un décrochement dextre souligné par des lentilles sigmoïdes (figure VI-84a). Toujours dans le même couloir affectant les orthogneiss migmatitiques, la foliation est redressée et montre une déformation ductile normale vers l'est marquée par des plans C' affectant les lits feldspathiques (figure VI-84b). Des plans soulignés par des leucosomes en position de plan axial par rapport aux plis de type kink indiquent une déformation ductile vers l'ouest si l'on remet à plat la foliation. Ce déversement est conforme à la déformation ductile de la zone.

Il en est de même dans l'affleurement observé plus au nord affectant les migmatites .En effet si l'on remet à plat la foliation apparaît une déformation ductile à jeu normal représenté par deux plans C' conjugués vers l'est et l'ouest.



Figure VI-84 : Décrochement dextre de direction NS (Plan C' extensif antérieur au décrochement dans la figure b).

VI-5- Dans les granites

Le granite de l'Amsel est affecté dans sa partie nord par deux familles de failles de directions moyennes N040 et N120 donnant une impression de plis en photographie aérienne.

Le granite de l'Anfeg est affecté par des accidents de direction N030 et des dykes de direction subméridienne.

Le granite de Tin Amzi présente des filons de direction moyenne ENE-WSW, E-W et NW-SE.

Les filons de direction N070 et N090 correspondent aux directions des filons de quartz porteurs de la minéralisation Cu –Pb (BENKACEM ,2008).

VI-6- Conclusion

Tous les accidents observés sont décrochants ou décro-normaux et semblent être postérieurs à la structuration panafricaine car ils recoupernt toutes les structures.

Il est probable que certains accidents aient joué de façon ductile précocément mais les jeux successifs post métamorphiques fragiles cachent les anciens jeux.

VII-CONCLUSION GENERALE

1-Le métamorphisme :

- l'unité inférieure a subi deux métamorphismes dans le faciès granulite à l'éburnéen et un réchauffement au panafricain (Figure VI-83).

- l'unité supérieure a subi un métamorphisme dans le faciès amphibolite au panafricain.

2-La migmatisation :

-l'unité inférieure montre une migmatisation assez importante affectant les métapélites ; à la base de cette unité on trouve des migmatites litées qui sont plutôt blanchâtres.

-l'unité supérieure est migmatisée mais de façon moins intense que l'unité inférieure et ces migmatites sont mylonitisées en extension vers le N030.La migmatisation est contemporaine d'une tectonique extensive vers le N030.

3-La déformation ductile

-l'unité inférieure : les roches sont rubanées ou foliées et affectées de plans de cisaillement ductiles extensifs vers le N210. La déformation est parfois coaxiale et montre la conjugaison de plans de cisaillement. Dans la zone qui se trouve à l'ouest de l'Oued Ihérane, la foliation a tendance à être horizontale en dehors des zones d'accidents. C'est dans cette partie qu'une déformation à tendance coaxiale apparaît et s'accompagne de plans de cisaillement conjugués, pentés vers le N210 et le N030;

-l'unité supérieure : les roches sont fortement foliées avec une linéation d'étirement bien marquée. Les plans de cisaillement ainsi que les autres critères de cisaillement (les porphyroclastes, les microplis, boudinage) ont indiqué des sens de déplacement vers le N030.

4-La déformation fragile

Dans l'unité inférieure les plans de cisaillement indiquent un déplacement vers le N 210 mais certains plans conjugués suggèrent une déformation coaxiale où le mouvement dominant indique un déplacement vers le N030.

Des leucosomes se mettent dans les fractures de direction N320 qui traduisent un étirement dans la direction N030. Il en est de même pour les dykes de granite à amphibole qui sont perpendiculaires à la direction de la linéation d'étirement N030.

5-Le granite de Tin Amzi

Dans le granite de Tin Amzi, la présence des EMS et des granodiorites ont nécessité le sous placage de matériel basique en base de croûte inférieure.

La déformation de ce granite présente un gradient de déformation croissant, depuis le granite montrant une foliation magmatique jusqu'au granite ultramylonitique. Tous les critères de cisaillement (plan C, plan C', microplis et porphyroclastes) indiquent un mouvement vers le N030. Les gneiss et les migmatites associées enregistrent les mêmes gradients de déformation et les mêmes sens de déplacement.

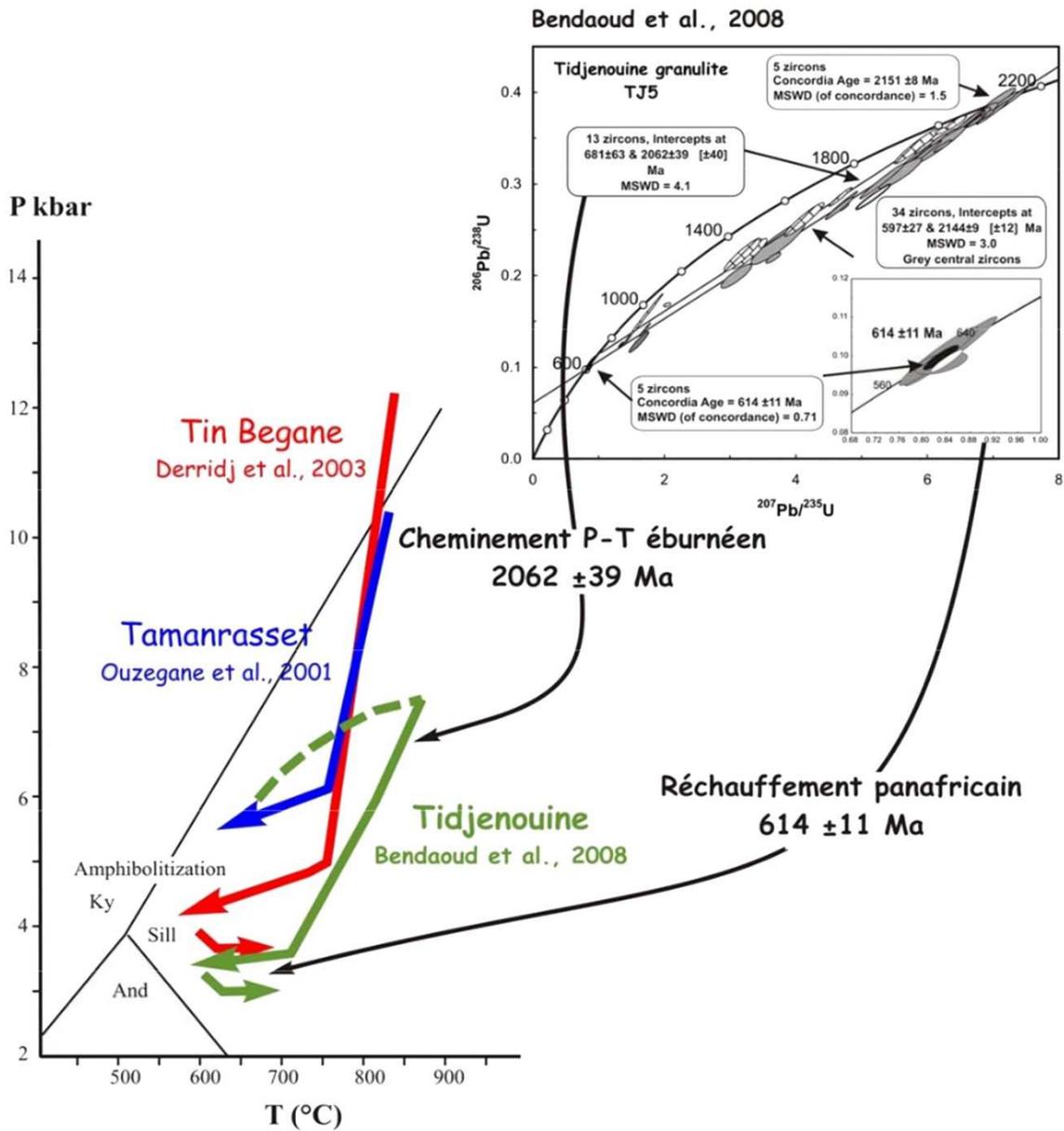


Figure VI-83 : Evolution des paramètres P-T dans les granulites de Tidjenouine et Tin Beggane à l'éburnéen et au panafricain.

Les datations ont été obtenues par la méthode U-Pb sur des zircon des granulites de Tidjenouine (Bendaoud et al.,2008) .

6-Les chemins P et T

Les chemins P et T définis dans les roches d'âge éburnéen, par les différents auteurs ayant travaillé dans la région, montrent un réchauffement de l'ordre de 700°C à la fin de l'histoire éburnéenne. Nous attribuons cet événement thermique à la fusion de la base de croûte à l'origine de ces granitoïdes panafricains datés à 614± 11Ma (fig. VI-83).

Ainsi, la dernière migmatisation et la paragenèse à cordiérite-sillimanite (échantillon Tj 104) pourraient être le résultat de ce réchauffement et seraient contemporaines de la tectonique extensive panafricaine exprimée, dans la région, par la zone de détachement de Tin Amzi.

7-Les questions sans réponses :

-Le granite de l'Anfeg se met en place à la faveur d'un décrochement senestre de direction NW-SE. La linéation est de direction NW-SE (N140) et elle est incompatible avec le jeu de cet accident. Faut-il imaginer une interférence de champs de contraintes dans cette partie où la foliation est parfois redressée et déformée de façon fragile ?

-les faciès mylonitiques et le granite équant enregistrent une déformation froide postérieure au jeu normal de la faille avec un déplacement, opposé, vers le SW :

-dans la zone mylonitique :

-plan de cisaillement horizontal

-lentilles sigmoïdes

-faille inverse en lame mince

-plissement localisé du réseau anastomosé de la zone mylonitique
avec déversement vers le SW.

-dans le granite équant déplacement horizontal d'un filon de
granite fin

-faille inverse dans les migmatites

Cette déformation pourrait être liée à la dernière phase de déformation de plissement.

8-les directions des déformations

La similitude de la direction de la linéation présente dans les faciès étirés de l'unité inférieure et dans les roches de l'unité supérieure ainsi que les sens de cisaillement sont une donnée nouvelle. S'agit-il de la même phase de déformation ou d'un mimétisme ?

CHAPITRE VII

INTERPRETATION ET CONCLUSION GENERALE

INTERPRETATION ET CONCLUSION GENERALE

I- Interprétation

Une coupe réalisée dans la direction de la linéation N030 reprenant tous les éléments observés suggèrent la présence d'un dôme métamorphique extensif (figure VII-1).

Si l'on compare cette coupe au bloc diagramme représentant les diverses structures associées à une faille de détachement (figure V-10a), nous sommes parfaitement dans ce cas de figure.

Par ailleurs, la déformation associée au détachement à l'échelle du dôme tel que défini par Brun et Van Den Driesche (figure V-10b, 1994) semble correspondre à celle observée sur nos affleurements. En effet au niveau de la zone mylonitique et au voisinage de l'Oued Tin Amzi nous avons observé :

- des surfaces C /S mylonitiques correspondant à la déformation D1 ;

- des cataclasites représentées par les feldspaths brisés avec réduction de taille dans les niveaux ultra mylonitiques(D2) ;

- des mylonites avec des bandes de cisaillement C'(D3) ;

- des brèches (figure VII- 2) dans la partie sommitale qui correspondrait à la déformation D4 représentée dans la figure V-10a. Nous pensons cependant que les affleurements de cette zone bréchique doivent être réétudiés.

- le cœur du dôme doit être occupé par des roches de haute température. Dans le cas de la région de Tidjenouine le cœur du dôme est occupé par des terrains d'âge à priori éburnéen surmontés par des terrains d'âge à priori panafricains.

Nous rappellerons que les gneiss migmatitiques de l'unité supérieure rappellent fortement ceux d'Iherane .Il est donc possible que les gneiss de l'unité supérieure soient les équivalents des gneiss éburnéens fortement affectés par les événements tectono-métamorphiques panafricains.

Une autre hypothèse, celle de surfaces de chevauchements précoces panafricains, n'est pas à écarter mais nécessite une analyse plus fine des contacts de ces gneiss migmatitiques à grenat-sillimanite avec les formations de l'unité supérieure .Ce serait dans ce cas là des surfaces de chevauchements fossiles.

Dans tous les cas, la zone mylonitique a fonctionné au Panafricain, vu l'âge du granite de Tin Amzi impliqué dans cette shear zone.

Ainsi, pendant le fonctionnement de la faille de détachement, les terrains éburnéens étaient rigides et par conséquent la déformation synchrone du détachement sera de type fragile.

On aurait donc, la superposition de deux déformations éburnéenne et panafricaine dans l'unité inférieure.

Dans un dôme où la déformation de haute température est de même âge que celle de la faille de détachement, les fabriques précoces sont détruites. Il est démontré sur le terrain, les modélisations analogiques et expérimentales que le Moho est plat au niveau du dôme et il y a un flux dans la croûte inférieure vers le cœur du dôme et par conséquent formation de migmatites (Block et Royden, 1990).

La contribution magmatique joue un rôle primordial dans la capacité de fluage de la croûte ductile. L'apport de chaleur modifiant la viscosité déjà faible de la croûte inférieure, permet une accélération du processus de fluage (Mc Kenzie et al, 2000).

Les intrusions, le matériel mantellique de sous-placage ainsi que l'effet de fluides riches en eau favorisent également le fluage crustal (Mc Kenzie et Jackson, 2002), ce qui le rend compatible avec le synchronisme observé entre magmatisme et extension comme dans les « Core complex » des Basin and Range.

En effet, dans la région de Tidjenouine-Tin Amzi, le granite de Tin Amzi occupe la partie centrale du dôme. L'étude pétrographique et géochimique de ce granite a montré la présence de mélange de magma prouvant le sous placage de matériel basique. Ceci a également été démontré dans le granite de l'Anfeg (Cheilletz et al, 1992, Loumi et Mahdjoub, 2000 et 2002).

Tous ces éléments plaident en faveur d'un dôme métamorphique extensif.

La présence de migmatites dans l'unité supérieure, de même âge que le granite à dents de -cheval et mylonitisées est un argument en faveur de la présence de migmatites sous la faille de détachement.

Une datation effectuée sur un orthogneiss granulitique composé de quartz, feldspath, biotite, opaques, zircon et apatite a révélé un âge éburnéen (Bertrand et al., 1986 ;Bendaoud et al. 2008).

Pour notre part, l'âge des migmatites ou d'une partie des migmatites pourrait être panafricain. Ces résultats impliquent que l'interface base de croûte-sous-placage mantellique serait la source des migmatites à l'origine du dôme gneissique et des diverses générations de granitoïdes.

Il est à rappeler que dans l'Aleksod les migmatites de Telohat ont été datées par Barbey et al (1989) à 610 MA qui est l'âge du granite de Tin Amzi et par conséquent l'âge de la zone de détachement de Tin Amzi.

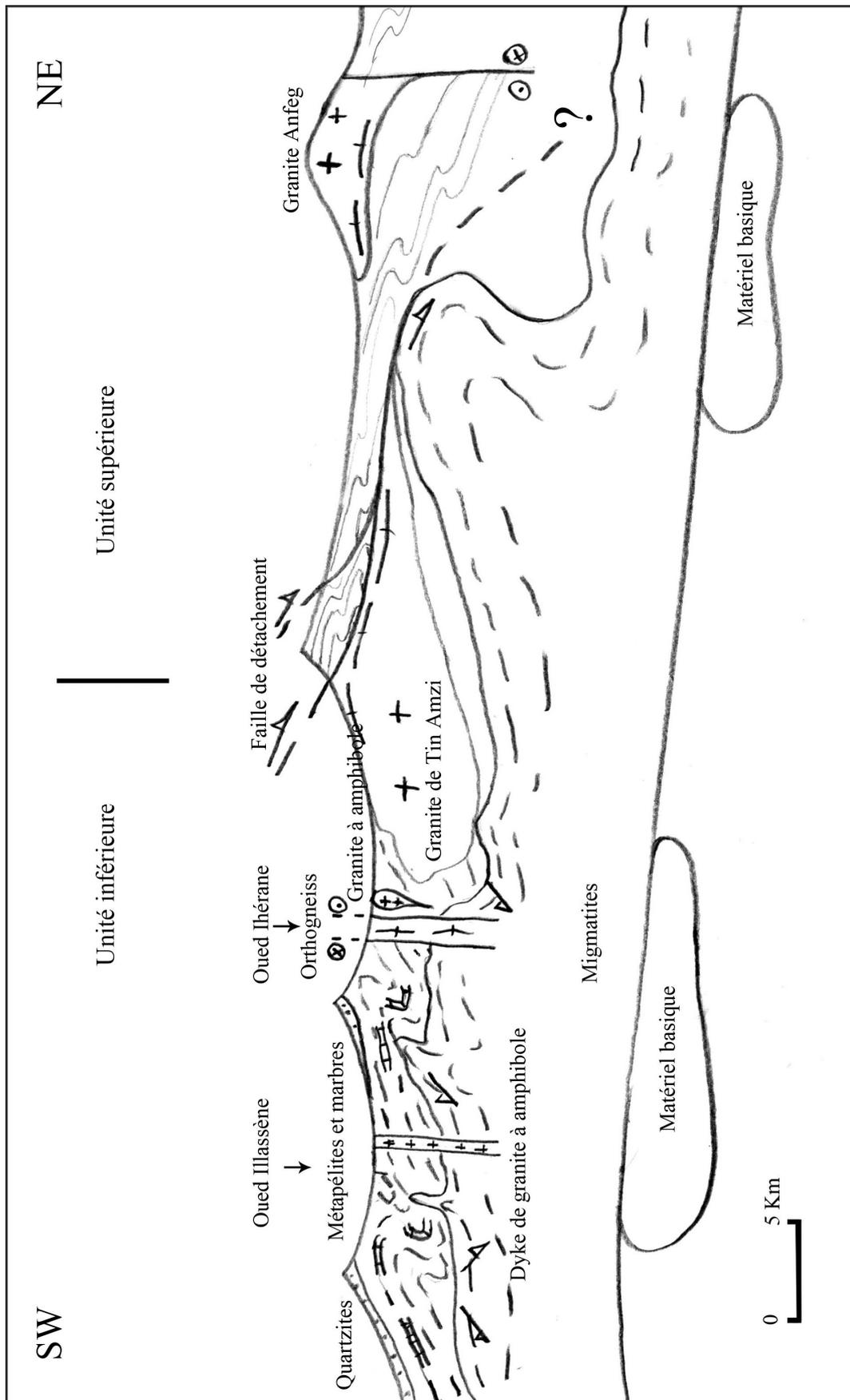


Figure VII-1 : Coupe synthétique de la région de Tidjenouine-Tin Amzi.

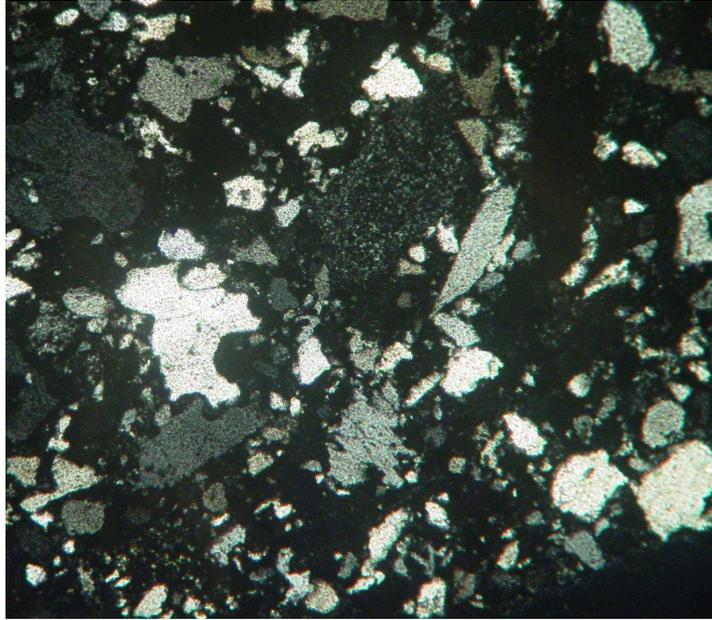


Figure VII-2 : lame mince de la brèche de la partie sommitale.

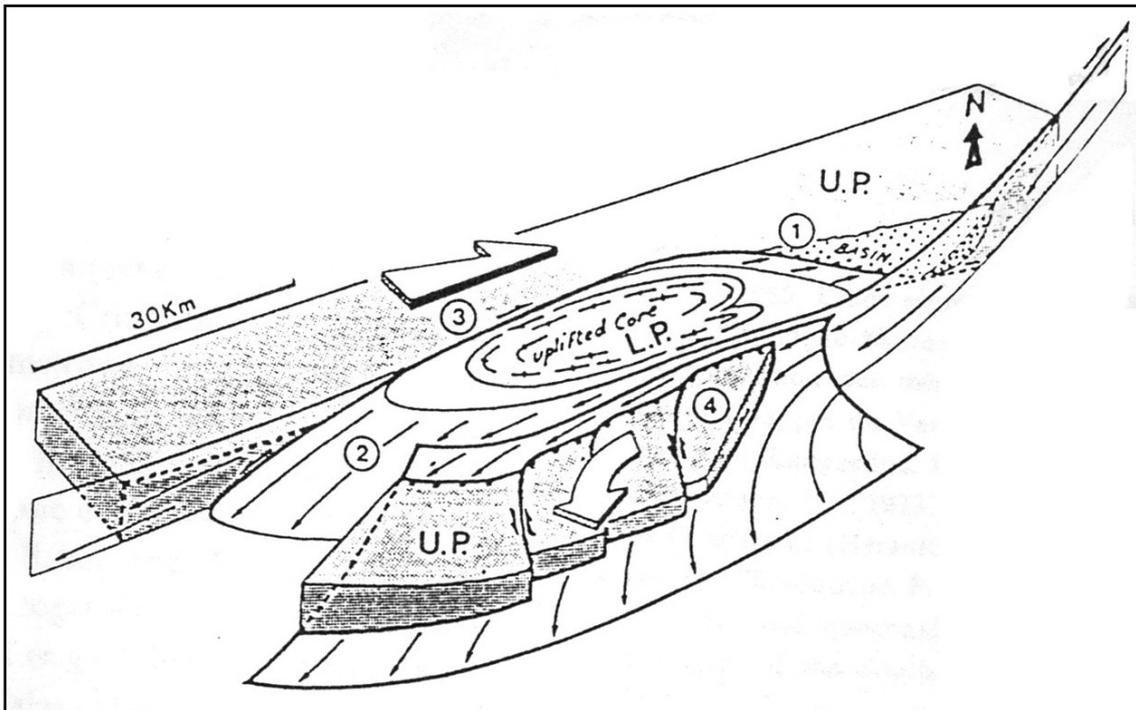


Figure VII-3 : Dôme extensif lié à un décrochement (Echtler et Malavielle, 1990)

Dans ce modèle d'évolution, la faille normale montre un faible pendage, incompatible avec la montée du magma. Ceci implique une zone de cisaillement à l'origine, plus redressée, tendant à s'horizontaliser progressivement au cours de la formation du dôme et des granitoïdes qui l'accompagnent. Ces mécanismes ont été démontrés expérimentalement par Brun et Van Den Driesche(1994) et Tirel (2004).

II-Déroulement de la déformation

Suite à toutes nos observations nous pouvons proposer le déroulement suivant (figure VII-4) :

- Foliation avec déformation coaxiale ductile ;
- Linéation de direction N030 à N050 ;
- Plis de direction E-W ;
- Migmatisation et développement des plans C ductiles vers le N210 (?) ;
- Transpression ESE- WNW et activation (ou réactivation ?) des accidents NE-SW et NW-SE respectivement en dextre et senestre ;
- Étirement dans la direction N020 – N030 observable dans toutes les unités ;
- Détachement vers le N030 et mise en place du granite de Tin Amzi suite au sous placage mantellique ;
- Déformation fragile de direction N320 dans l'unité inférieure et mise en place de dykes granitiques et de migmatites panafricaines ;
- Plissement Ilassène en dextre de direction 030-050 ;
- Mise en place du granite de l'Anfeg à la faveur du décrochement senestre qui le borde à l'ouest .La bordure occidentale enregistre une déformation ductile marquée par des shear zones et une linéation d'étirement de direction N140.
- Mise en place du granite de l'Amsel avec une direction d'étirement N030 au sud et N180 à l'ouest.
- Plissement subméridien et développement de fractures dans les parties septentrionales des granites de l'Anfeg et de l'Amsel qui accommodent le plissement.

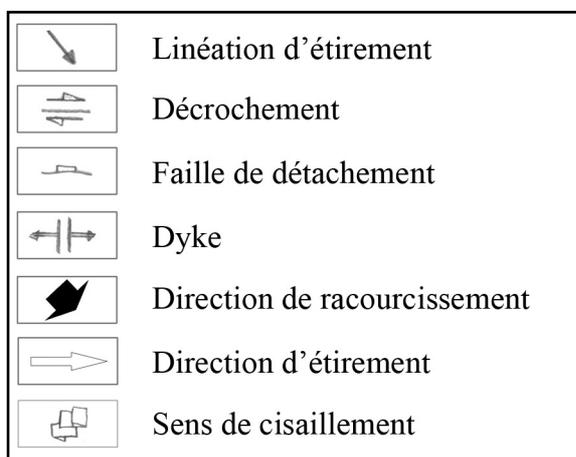
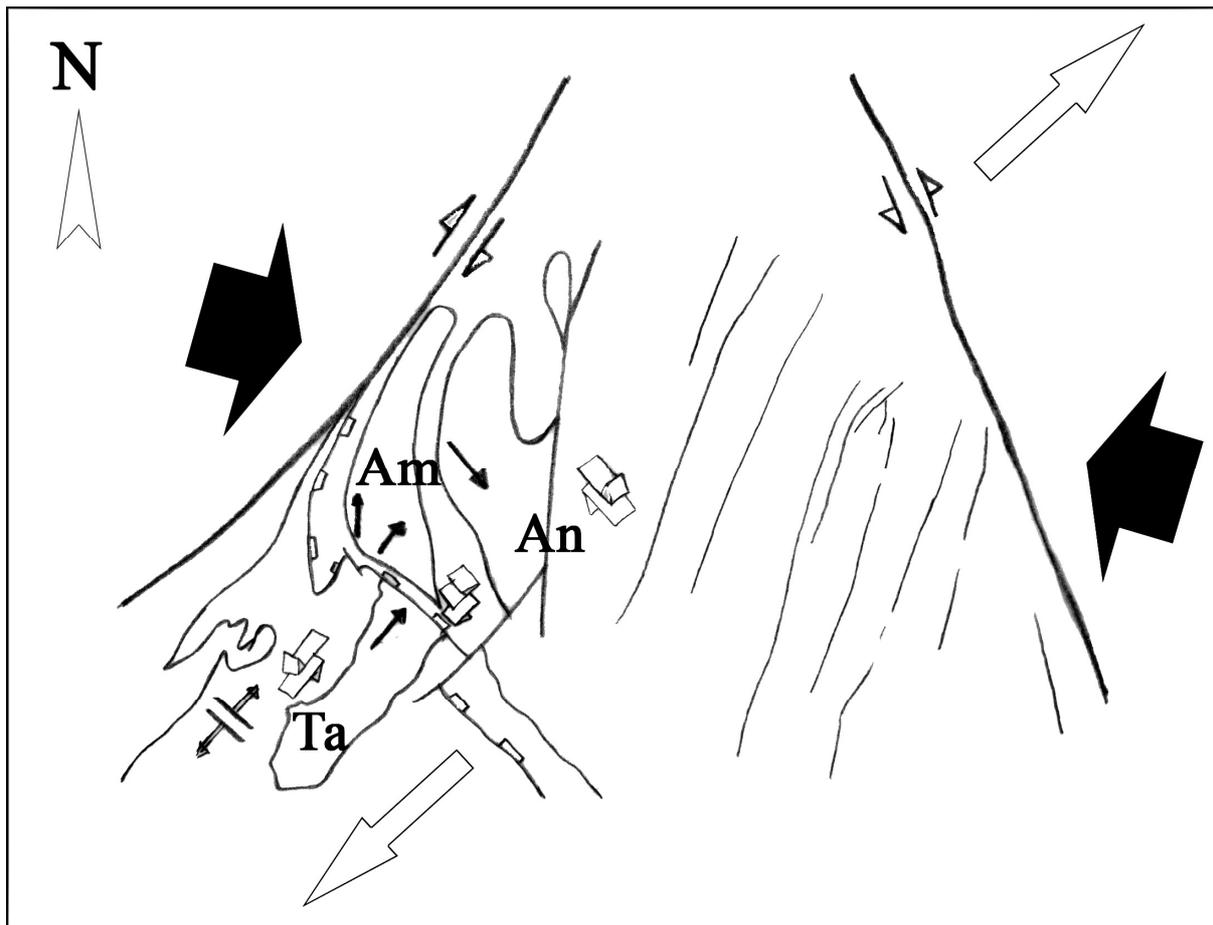


Figure VII-4 : Carte cinématique de la région de Tidjenouine-Tin Amzi.

III-Discussion

L'interprétation des observations de terrain est parfois contrainte par les âges radiométriques bien que ceux-ci sont souvent sujets à discussion.

En considérant que toutes les migmatites sont d'âge Eburnéen il devient difficile de démontrer qu'il s'agit d'un dôme métamorphique extensif, il s'agira plutôt d'une faille de détachement en relation avec le décrochement dextre de direction NE-SW et cette structure n'aura qu'une valeur locale. Ce modèle a déjà été proposé pour la Montagne Noire par ECHILER et MALAVIELLE (1989) mais il semble être abandonné car dans la littérature récente il n'est jamais plus cité (Figure VII-3).

Si nous tenons compte, et nous devons tenir compte, des directions de la déformation ductile et fragile affectant les différentes unités, le mimétisme entre la déformation des terrains Eburnéen et Panafricain qui est fortement marqué devient une évidence. Dans ce cas là que s'est-il passé entre 2MA et 600MA ? Cratonisation ?

Ceci nous amène à une troisième hypothèse qui elle-même en contient deux et qui consiste à considérer les deux unités Eburnéenne ou Panafricaine, dans les deux cas de figure on serait en présence d'un dôme métamorphique extensif.

Dans le cas d'un dôme Eburnéen le granite de Tin Amzi se met en place dans le plan de faiblesse d'âge Eburnéen qui sera réactivé au Panafricain.

Si les migmatites de l'unité inférieure sont panafricaines le cœur du dôme correspondrait à l'Oued Illassène où la foliation souvent horizontale est affectée de déformations ductiles coaxiale et extensive. Dans cette unité inférieure les structures panafricaines précoces sont détruites et ne subsistent que dans l'unité supérieure.

Caby (2003), suite à la datation de Barbey et al. (1989), considère qu'il est plus logique de donner un âge panafricain aux granulites de Tidjenouine et propose une datation par monazite pour lever l'indétermination. Liégeois (2003) en revanche, pense que le LATEA était cratonisé avant la collision panafricaine et que celle-ci a engendré le chevauchement de l'Iskel Island Arc sur ce craton avec mise en place d'ophiolites et d'éclogites, la compression continuant, il y aurait réactivation des accidents en transpression et mise en place des granites syntectoniques de type Anfeg.

Dans cette optique les chevauchements panafricains dans le LATEA n'ont plus de place et les chevauchements vers le nord et vers le sud pourront se résumer à des chevauchements fragiles tels que celui qui est décrit dans la région de Tamanrasset (Benyahia et al 2005), il est évident que ces chevauchements ne pourront pas créer une chaîne.

IV-Place du dôme de Tidjenouine- Tin Amzi dans le LATEA

Les quelques journées passées à Tin Beggane ont été insuffisantes et nous ont seulement permis de visiter le pli en champignon. Les formations rencontrées sont similaires à celles de Tidjenouine (figure VII-5) les accidents E-W se trouvant au Nord du pli ont été interprétés comme des plans de chevauchements par Derridj et al. (2003).

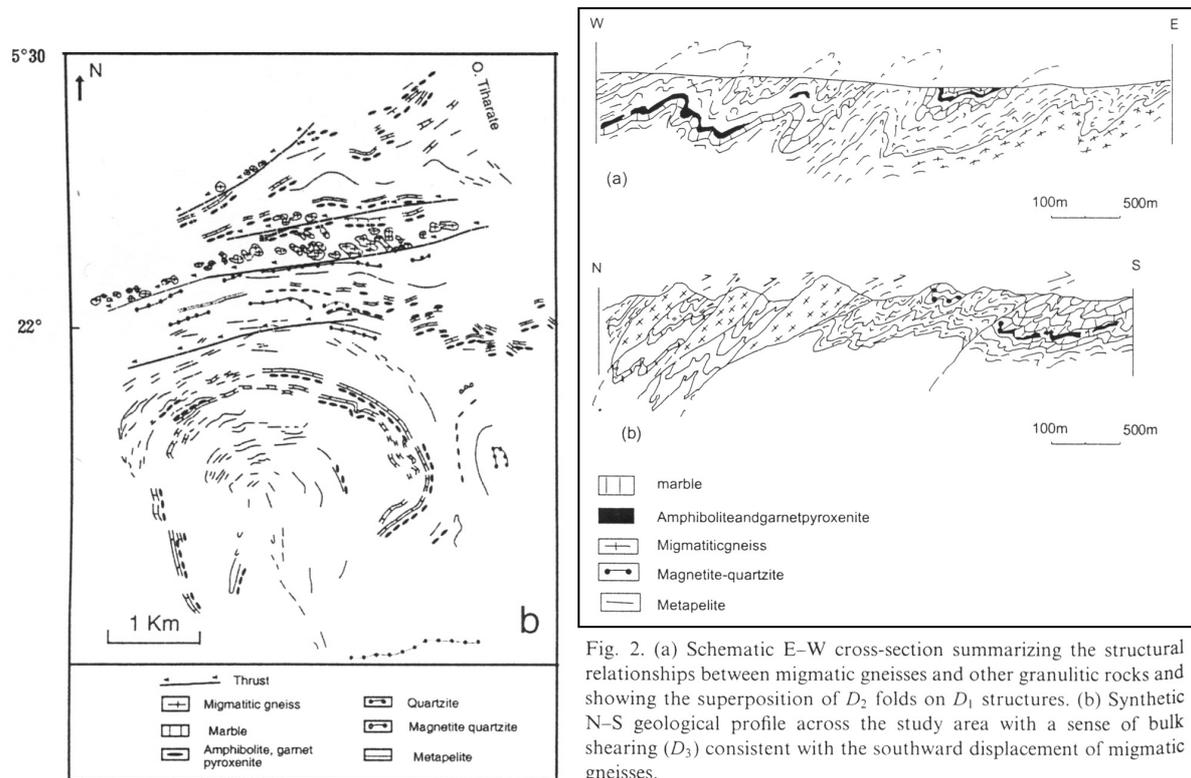


Figure VII-5 : Carte simplifiée et coupes géologiques dans la région de Tin Beggane (Derridj et al., 2003)

Plus au sud dans la région de Laouni, Cottin et al. (1990) décrivent des intrusions stratifiées ultrabasiqes-basiqes mises en place dans un domaine métamorphique de HT-BP associé à un important volume de granite. Ces caractères sont incompatibles avec le modèle de collision proposé par Bertrand (1974) dans le Nord du Hoggar central et ils correspondraient à un

régime de déformation en extension au cours de l'orogénèse panafricaine. Plusieurs arguments ont été avancés pour envisager l'existence d'une croûte continentale relativement mince et thermiquement active :

- Le métamorphisme régional HT-BP n'a aucun lien direct avec la mise en place des intrusions stratifiées basiques ;

- Les réservoirs magmatiques basiques caractérisés par des réinjections magmatiques de petits volumes, témoignent de relations directes avec leurs sources mantelliques par faille indiquant une croûte continentale mince (Cottin 1990). Nous interprétons cela comme une preuve d'extension.

- L'abondance de granites impliquant un épisode important de fusion crustale.

Ainsi il divise le Hoggar central en deux domaines : le Nord et le centre épaissi (Aleksod-Tamanrasset-Tin Amzi) et le sud correspondant à la région de Laouni qui aurait été soumis à un amincissement lithosphérique plus important lors des stades tardi- panafricain. Si l'on compare ces caractères de Laouni à ceux de la région de Tidjenouine -Tin Amzi beaucoup de similitudes se dégagent :

- La déformation fragile, observée partout, obéit à un régime extensif.

- La paragenèse des métapélites qui se trouvent au contact immédiat de la faille de détachement est une paragenèse de HT-BP (cordiérite + sillimanite) contrairement à celle des métapélites de Tidjenouine.

- Présence de trois granites très proches et sensiblement de même âge.

- Présence de migmatites dans l'unité supérieure.

- Présence d'amphibolites dans l'unité supérieure

- Pas d'éclogites dans les deux unités.

Suite à nos résultats la division en deux zones Nord- Centre et Laouni proposée par Cottin et al (1990) où il incluait Tin Amzi dans la partie Nord doit être abandonnée.

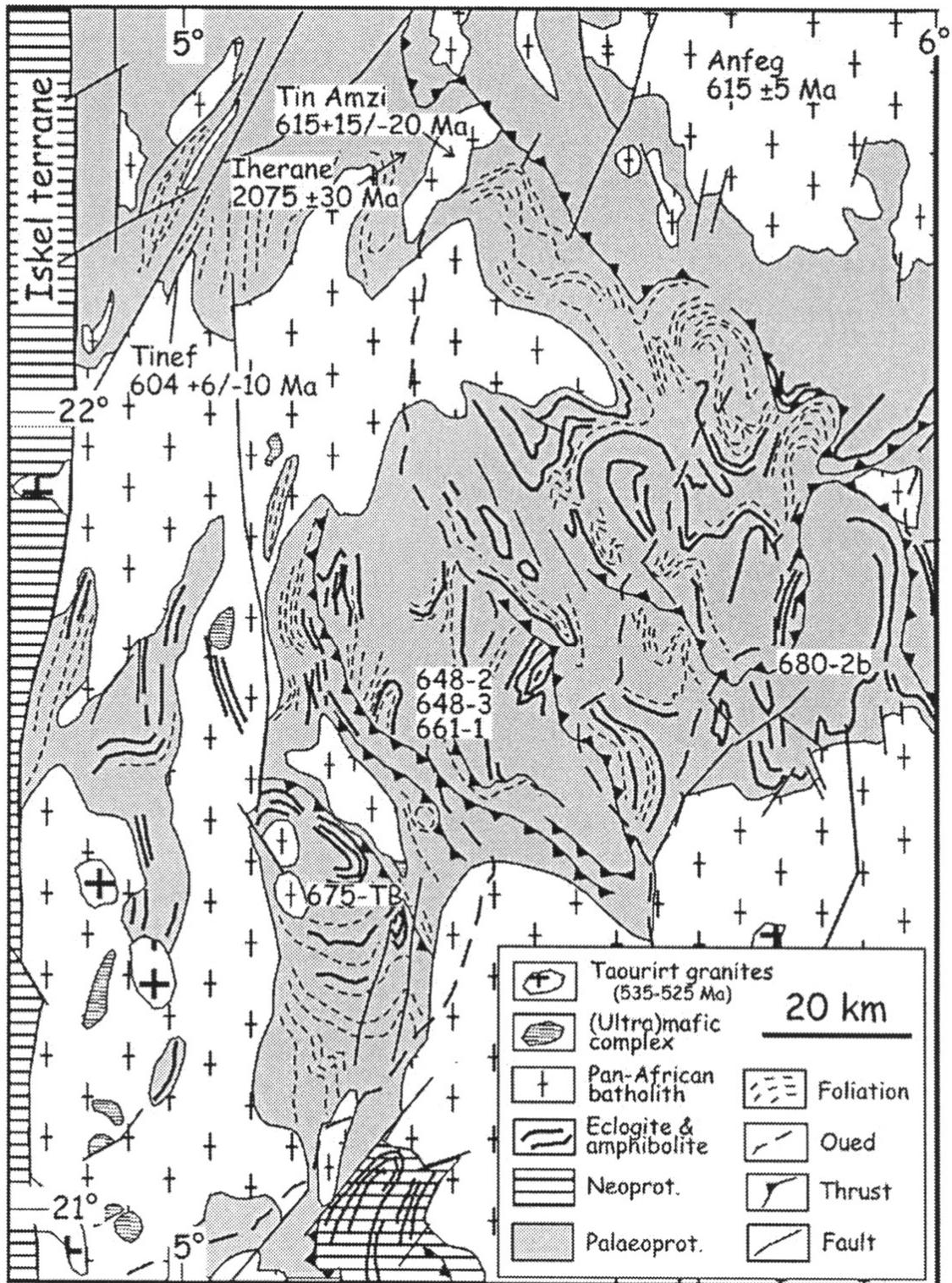


Figure VII-6 : Schéma structural de la région de Tin Beggane (Liegeois et al.,2003)

Ainsi nous pensons que tout le terrain Laouni s'est déformé en régime extensif et que le cœur du dôme serait dans la région de Laouni. Nous pouvons aussi admettre la présence de plusieurs plans de détachement ou une succession de dômes et bassins. Nous ferons remarquer le parallélisme des contacts de Tin Beggane et de Laouni à celui de Tin Amzi (figure VII-6).

Les plans de chevauchement de la région de Tin Beggane et de Laouni (Derridj et al .2003) peuvent avoir subi deux jeux chevauchant et extensif .Le premier, ductile, durant la phase de raccourcissement maximal et un deuxième au moment du relâchement des contraintes induisant une extension et donc un amincissement crustal.

Il serait intéressant de revoir ces plans de chevauchement avec l'éventuelle possibilité d'une déformation extensive syn-orogénique ou post-orogénique ductile ou fragile dans la direction NNE-SSW car dans la logique d'une transpression ESE-WNW toutes les déformations extensives auront des directions d'étirement plus ou moins méridiennes.

Au terme de ce travail nous pensons avec certitude que l'extension panafricaine est plus présente qu'on ne le pense.

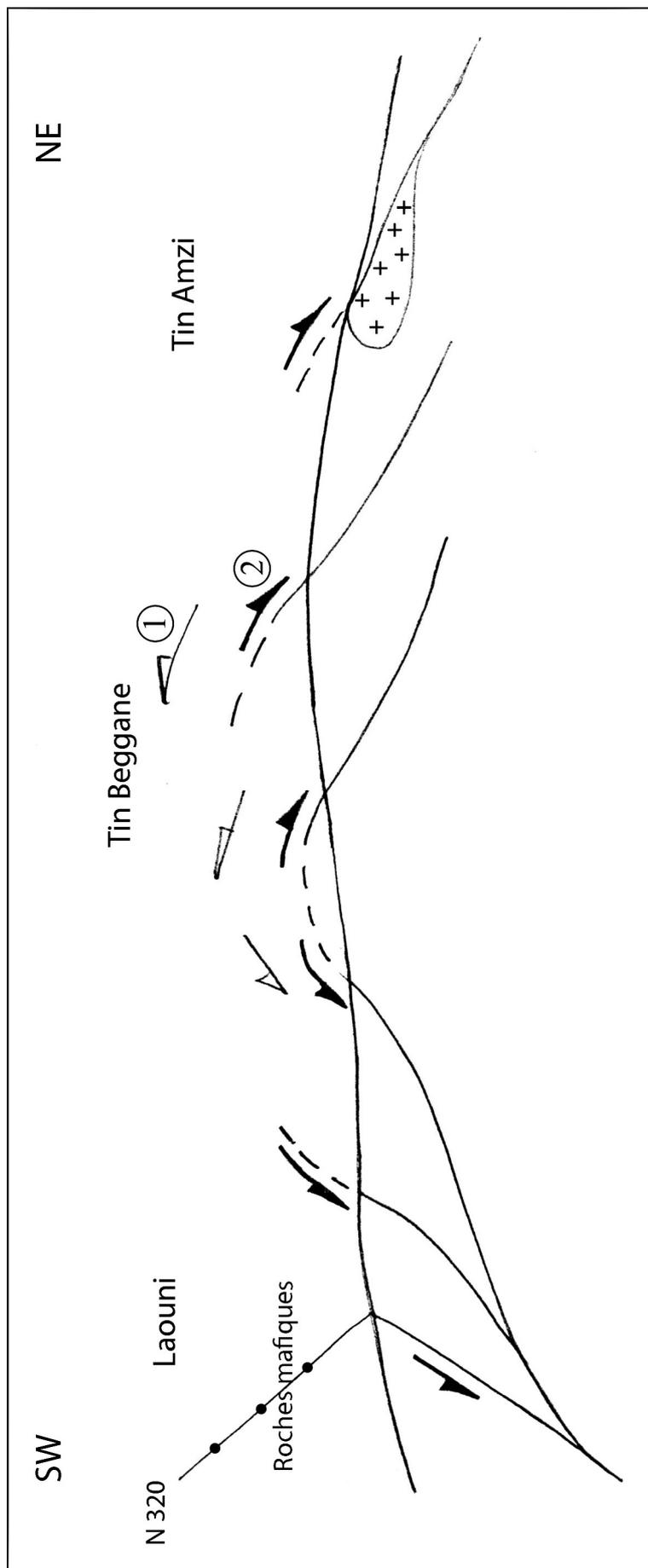


Figure VII-7 : Coupe interprétative de la déformation panafricaine du terrain de Laouni.

REFERENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Acef, Liegeois, J.p., Ouabadi, A., Latouche, L., 2003. The Anfeq post-collisional Pan_africain High-K calc-alkaline batholiths (Central Hoggar, Algeria) result of the LATEA microcontinent metacratonisation.

Agard, P., Jolivet, L. and Goffé, B., 2001a. Tectonometamorphic evolution of the Schistes Lustrés complex: implications for the exhumation of HP and UHP rocks in the Western Alps. *Bull. géol. Soc. France*, 172(5): 617-636.

Agard, P., Vidal, O. and Goffé, B., 2001c. Interlayer and Si content of phengites in high-pressure carpholite-bearing metapelites. *Journal of Metamorphic Geology*, 19: 1-20.

Agard, P. and Lemoine, M., 2003. Visage des Alpes, structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte Géologique du Monde, Paris, 49 pp.

Armstrong, R.L., 1982. Cordilleran metamorphic core complexes, from Arizona to Southern Canada. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10: 129-154.

Andersen, T.B., Jamtveit, B., Dewey, J.F. and Swensson, E., 1991. Subduction and exhumation of continental crust; major mechanisms during continent-continent collision and orogenic extensional collapse, a model based on the South Norwegian Caledonides. *Terra Nova*, 3:303-310.

Augier, R., 2004. Evolution tardi-orogénique des Cordillères Bétiques (Espagne) / Apports d'une étude intégrée. Thèse Université Paris VI.

Avigad, A., Garfunkel, Z., Jolivet, L. and Azañón, J.M., 1997a. Back-arc extension and denudation of Mediterranean eclogites. *Tectonics*, 16(6): 924-9

Barbey, P., Bertrand, J. M. L., Angoua, S. & Dautel, D. 1989. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. *Contrib. Min. Petrol.* 101, pp 207-219.

Behr, H.J., 1980. Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. *J. Struct. Geol.*, 2:249-256.

Bendaoud, A. (1999) Géochimie et relation de phase des granulites de Tidjenouine (Hoggar central). Magister, U.S.T.H.B.

Bendaoud A., Ouzegane K., Kienast J.P., 2004. Textures and phase relationships in ferrous granulites from Tidjenouine (Hoggar, Algeria) : fayalite-forsterite-quartz secondary assemblage. *Jour. Afri. Earth. Sci.* 37.241-255.

Bendaoud, A. Pétrologie et géochimie des séries basiques et ultrabasiques précambriennes de l'In Ouzzal et du Hoggar central et leur relation avec l'encaissant. Thèse de doctorat, U.S.T.H.B.

- Benyahia, O., Haddoum, H., Ouzegane, K., Bendaoud, A., Djemai, S., Kienast, J.P. 2005. Fonctionnement et rôle des mega zones de cisaillement dans la structuration du métacraton éburnéen du LATEA au Panafricain puis au Phanérozoïque (région de Tamanrasset, Hoggar, Algérie).
- Berthé, D., Choukroune, P. and Gapais, D., 1979a. Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud armoricain. *Bull. Soc. Fr. Min. Crist.*, 102: 265-272.
- Bertrand, J. M. L. 1974. Evolution polycyclique des gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Hoggar Central, Sahara algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. Thèse d'Etat. CNRS Paris. 350 p.
- Bertrand, J. M. L. & Lasserre, M. 1976. Pan-African and Pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of new geochronological data from the Aleksod area. *Precambrian Res.* 3, pp 343-362.
- Bertrand, J. M. L., Michard, A., Boullier, A.-M. & Dautel, D. 1986. Structure and U/Pb geochronology of Central Hoggar (Algeria): a reappraisal of its Pan-African evolution. *Tectonics* 5, pp 955-972.
- Black, R., Lameyre, J. et Bonin, B. 1985. The structural setting of alkaline complexes. *Journal of African sciences.* 3:5-16.
- Block L. and Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9(4): 557-567.
- Bonneau, M. and Kienast, J.R., 1982. Subduction, collision et schistes bleus: exemple de l'Égée, Grèce. *Bull. Soc. géol. France*, 7: 785-791.
- Boissonas J. (1969) Nouvelles précisions sur les granites post-tectoniques de la région de Tamanrasset (Sahara central), Algérie. *C.R. Acad. Sci., Paris, t. é-_, 1909-1911.*
- Bouamar, N.E.H., 1991. Reconstitution de l'histoire pétrologique et thermodynamique des métapélites et des pyrogarnites de TIDJENOUINE –SW Tamanrasset Hoggar central polycyclique. Hesse de Magister, U.S.T.H.B.
- Bouchez, J.L., 1977. Plastic deformation of quartzite in an area of a natural strain gradient at low temperature. *Tectonophysics*, 39:25-50.
- Bouchez, J.L. et Pecher, A., 1981. The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz rich tectonites in central Nepal. *Tectonophysics*, 78 :23-50.
- Boullier, A.-M. & Bertrand, J. M. L. 1981. Tectonique tangentielle et couloirs mylonitiques profonds dans le Hoggar Central polycyclique (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France* 23, pp 17-22.
- Boundy, T.M., Mezger, K. and Essene, E.J., 1997. Temporal and tectonic evolution of the granulite-eclogite association of the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos*, 39: 159-178.
- Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Jolivet, L. and Vidal, O., 1998. Distribution of HP/LT metamorphism and extensional deformation in the Bündnerschiefer of the Engadine

window (eastern central Alps): implications for regional evolution. *J. Metamorph. Geol.*, 16: 653-670.

Brunel, M., Arnaud, N., Tapponnier, P., Pan, Y. and Wang, Y., 1994. Kongur Shan normal fault: type example of mountain building assisted by extension (Karakorum fault, eastern Pamir). *Geology* 22:707-710.

Brun, J.P. and Van Den Driesch, J., 1994. Extensional gneiss domes and detachment fault systems: structure and kinematics. *Bull. Soc. geol. France*, 165: 519-530.

Brun, J.P. 2008. The Aegean natural laboratory. Third International geomodeling conference. Firenze. Italy.

Brun, J.P. et Pons, J., 1981. Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3.: 219-229.

Buick, I.S. and Holland, T.J.B., 1989. The P-T-t path associated with crustal extension, Naxos, Cyclades, Greece. In: J.S. Daly (Editor), *Evolution of metamorphic belts*. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, pp. 365-369.

Burchfiel, B.C. et al. 1992a. The south Tibetan detachment system, Himalayan orogen: extension contemporaneous with and parallel to shortening in a collisional mountain belt. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 269: 1-41.

Burg, J.P. 2008. Himalayan orogenic: how modeling enlightens geological interpretation. Third International geomodeling conference. Firenze. Italy.

Burg, J.P., Davy, P. and Martinod, J., 1994a. Shortening of analogue models of the continental lithosphere; new hypothesis for the formation of the Tibetan Plateau. *Tectonics*, 13(2): 475-483.

Burg, J.-P., Van Den Driessche, J. & Brun, J. P. 1994. Syn- to post-thickening extension: model and consequences. *C. R. Acad. Sci. Paris* 319(Série II), 1019-1032.

Caby, R. 1967. Un nouveau fragment du craton ouest-africain dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara algérien) ; ses relations avec la série à stromatolithes ; sa place dans l'orogénie du Précambrien Supérieur. *C. R. Acad. Sci. Paris* t. 265, p 1452.

Caby, R. 1970. La chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara Central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien Supérieur en Afrique, Thèse d'Etat.

Caby. et Hamor, D. 1992. Le massif cristallin de l'Edough (Algérie)/un "Métamorphique Core Complex" d'âge miocène dans les Maghrébides. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, Série II, p. 829-835.

Caby, R. & Monié, P. 2003. Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (Southwest Algeria): New structural, petrological and geochronological evidence. *J. African Earth Sci.* 37, pp 269-293.

Cheilletz, A., Bertrand, J. m., Charoy, B., Moulahoum, O., Bouabssa, L., Farrar, E., Zimmerman, J. L., Dautel, D., Archibald, D. A., Boullier, A. M., 1992. Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et ³⁹Ar ⁴⁰Ar des complexes granitiques Pan-Africains de la région de Tamanrasset

- Algérie :relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bull.Soc.Geol.France* 163,733-750.
- Christiansen, R.L. and Yeats, R.S., 1992. Post-Laramide geology of the U.S. Cordilleran region. In: B.C. Burchfiel, P.W. Lipman and M.L. Zoback (Editors), *The Cordilleran orogen: Geology of North America, Conterminous U.S.* Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 261-406.
- Clarke, D.B.1992.*Granitoids rocks. Topics in the Earth Science*, Chapman and Hall.7: London, 283pp.
- Cobbold, P.R. et MEANS, W.D. et Bayly, M.B., 1984.Jumps in deformation gradients and particle velocities across propagating coherent boundaries.*Tectonophysics*, 108:283-298..
- Coney, P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), *Cordilleran metamorphic core complexes.* Geological Society of American Memoir, Boulder, pp. 7-31.
- Coney, P.J. and Harms, T.A., 1984. Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12: 550-554.
- Cottin, J.-Y., Guiraud, M. & Lorand, J.-P. 1990. Le magmatisme et le métamorphisme Pan-Africains témoins d'amincissement crustal dans la région de Laouni (Hoggar Central, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 311(Series II), pp 1345-1351.
- Crittenden, M., Coney, P. and Davis, G., 1980. Tectonic significance of metamorphic core complexes of the North American Cordillera. *Mem. geol. Soc. Am.*, 153.
- Daniel, J.M., Jolivet, L., Goffé, B. and Poinssot, C., 1996. Crustal-scale strain partitionning: footwall deformation below the Alpine Corsica Oligo-Miocene detachment. *J. Struct. Geol.*, 18: 41-59.
- Davis, G.A. and Lister, G.S., 1988. Detachment faulting in continental extension; perspectives from the southwestern U.S. Cordillera. In: S.P.J. Clark (Editor), *Processes in continental lithospheric deformation.* Geological Society of America Special Paper, pp. 133-159.
- De Jong, K., 1993b. The Tectono-Metamorphic and Chronological Development of the Betic Zone (Se Spain) with Implications for the Geodynamic Evolution of the Western Mediterranean Area. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.* 96(3): 295-333.
- Derridj, A., Ouzegane, K., Kienast, J.P., Belhai, D. 2003. P-T-X evolution in garnetpyroxenites from Tin Beggane (Central Hoggar, Algeria). *Jour.Afric.Sci.* 37.257-268
- Deschamps M.(1973)-étude géologique de la serie de l'arechoum dans la région de Tamanrasset (Hoggar, Sahara central).Thèse de 3 cycle,Univ.Nancy-I,139P.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, 7: 1123-1139.
- Duchene, S., Lardeaux, J.M. and Albarède, F., 1997a. Exhumation of eclogites: insights from depth-time analysis. *Tectonophysics*, 280: 125-140.

- Echtler, H. et Malavieille, J. 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). *Tectonophysics*, 177: 125-138.
- England, P. and Thompson, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *J. Petrol.*, 25(4): 894-928.
- Fossen, H. and Holst, T. 1995. Northwest-verging folds and the northwestward movement of the Caledonian Jotun Nappe, Norway. *Jour. Struct. Geol.* Vol. 17. N° 1, pp. 3 to 15.
- Foster, D.A., Schafer, C., Fanning, C.M. and Hyndman, D.W., 2001. Relationships between crustal partial melting, plutonism, orogeny, and exhumation: Idaho-Bitterroot batholith. *Tectonophysics*, 342: 313-350.
- Fournier, M., Jolivet, L., Goffé, B. and Dubois, R., 1991. The Alpine Corsica metamorphic core complex. *Tectonics*, 10: 1173-1186.
- Fritz, H., Wallbrecher, E., Khudeir, A., Abuelela, F. and Dallmeyer, D.R. 1996. *Jour. Afric. Earth. Sci.* Vol. 23, N° 3, PP. 311-329.
- Gans, P.B., Miller, E.L., McCarthy, J. and Ouldcott, M.L., 1985. Tertiary extensional faulting evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity: New insights from seismic data. *Geology*, 13: 189-193.
- Gapais, D., 1979a. Deformation progressive d'un quartzite dans une zone plissée (segment hercynien de Bretagne Centrale). *Bull. Mineral.*, 102 : 249-264. Simpson, C., 1983. Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 5 : 61-72.
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites; mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17(12): 1144-1147.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994a. Crustal-scale geometry and kinematics of late-orogenic extension in the central Aegean (Cyclades and Evvia Island). *Tectonophysics*, 238(1-4): 399-424.
- Gautier, P. and Brun, J.-P., 1994b. Ductile crust exhumation and extensional detachments in the central Aegean (Cyclades and Evvia islands). *Geodinamica Acta*, 7(2): 57-85.
- Gautier, P., 1995. Géométrie crustale et cinématique de l'extension tardi-orogénique dans le domaine centre égéen (îles des Cyclades et d'Eubée, Grèce). PhD Thesis, Université de Rennes 1, Rennes, 417 pp.
- Girod, M. 1971. Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). *Mém. CRZA, Sér. Géol.*, CNRS, Paris, 12 : 155p.
- Gravelle M. (1969)-recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet Tibehaouine. Thèse Doc. Etat, Univ. Paris-VII, 298p.
- Guillopé, M. et Poirier, J.P., 1979. Dynamic recrystallization during creep of single crystalline halite/an experimental study. *J. Geophys. Res.*, 84: 5557-5567.

- Haddoum, H., Choukroune, P. & Peucat, J. J. 1994. Evolution of the Precambrian In-Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). *Precambrian Res.* 65, pp 155-166.
- Hodges, K.V., Burchfiel, B.C., Royden, L.H., Chen, Z. and Liu, Y., 1993. The metamorphic signature of contemporaneous extension and shortening in the central Himalayan orogen: data from the Nyalam transect, southern Tibet. *J. metamorphic Geol.*, 11: 721-737.
- Hossack, J.R., 1984. The geometry of listric growth faults in the Devonian basins of Sunnfjord, W. Norway. *Journal of the Geological Society, London*, 141: 629-637.
- Jolivet, L., J.M. Daniel, and M. Fournier. 1991. Geometry and kinematics of ductile extension in alpine Corsica, *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 278-291,.
- Jolivet, L. et al., 1996. Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high pressure metamorphic rocks. *Tectonics*, 15(6): 1129-1153.
- Jolivet, L. and Nataf, H.C., 1997. *Géodynamique*. Dunod, Paris, 226 pp.
- Jolivet, L., Goffé, B., Bousquet, R., Oberhänsli, R. and Michard, A., 1998b. Detachements in high pressure mountains belts, Tethyan examples. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 160: 31-47.
- Jolivet, L. and Patriat, M., 1999. Ductile extension and the formation of the Aegean Sea. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean basins: tertiary extension within the Alpine orogen*. Geological Society Special Publication. Geological Society, London, pp. 427-456.
- Jolivet, L. and Goffé, B., 2000. Les domes métamorphiques dans les chaînes de montagnes. Extension syn-orogénique et post-orogénique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330: 739-751.
- Jolivet, L. et al., 2004. Progressive strain localisation, boudinage and extensional metamorphic complexes, the Aegean Sea case. In: D.L. Whitney, C. Teyssier and C.S. Siddoway (Editors), *Gneiss domes in orogeny*. Geological Society of America Special Paper 380. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 185-210.
- Labrousse, L., Jolivet, L., Agard, P., Hébert, R. and Andersen, T.B., 2002. Crustal-scale boudinage and migmatization of gneiss during their exhumation in the UHP Province of Western Norway. *Terra Nova*, 14: 263-270.
- Labrousse, L. et al., 2003. Pressure-Temperature-Time-Deformation history of the exhumation of Ultra-High Pressure rocks in the Western Gneiss Region, Norway. *Geol. Soc. Am. Bull.*
- Latouche, L. 1978. Etude pétrographique et structurale du Précambrien de la région des Gour Oumellalen, Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie, Thèse d'Etat.
- Li, S. et al., 1994. Excess argon in phengite from eclogite: evidence from dating of eclogite minerals by Sm-Nd, Rb-Sr and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ methods. *Chemical Geology*, 112: 343-350.
- 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. *J. African Earth Sci.* 37, pp 161-190.

Lelubre M.(1952)-Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental(Sahara central).Bull.Serv.Carte Geol.Algerie,Alger ?2 série,22,2 tomes.

Lerouge,C.,1994.Les fluides dans le facies granulite/pétrologie et géochimie des isotopes stables C,H, et O des metabasites du contexte granulitique du Hoggar central,Algérie.Dctorat de l'Université de Paris VII.

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. *J. African Earth Sci.* 37, pp 161-190.

Lister,G.S.1981.The effect of basal prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite.*J.Struct.Geol.*,3,1/67-75.

Lister,G.S.et Dornsiepen,U.F.,1982.Fabric transition in the Saxony granulite terrain.*J.Struct.Geol.*,4/81-92.

Lister, G.S., Banga, G. and Feenstra, A., 1984a. Metamorphic core complexes of cordilleran type in the Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Geology.*, 12: 221-225.

Lister, S.G. and Davis, A.G., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *J.Struct. Geol.*, 11(1/2): 65-94.

Loumi,K. et Mahdjoub,Y.1999. Géochimie et déformation du granite de Tin Amzi.Journées scientifiques .I.ST.U.S.T.H.B.

Loumi,K. and Mahdjoub,Y.2008.Detachment fault –related deformation of the Tin Amzi granite (Hoggar central-Algeria). . Third International geomodeling conference.Firenze.Italy.

Mahdjoub ,Y.,1991.Cinématique des déformations et évolution P,T ante –Alpines et Alpines en Petite Kabylie (Algerie Nord Orientale).Un modèle d'évolution du domaine tellien interne.Thèse doctorat d'état.U.S.T.H.B.

Malavieille, J., Guillot, P., Costa, S., Lardeaux, J.M. and Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mount Pilat extensional shear zone and St-Etienne late Carboniferous basin. *Tectonophysics*, 177: 139-149.

Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts; insights from the Basin and Ranges and the Late Paleozoic Variscan Belt. *Tectonics*, 12: 1115-1130.

Marre,J.,1982.Méthodes d'analyse Structurale des granitoides.Manuels et Méthodes,Vol.3.Bur.Rech.Geol.Min.Orleans,128P.

Martínez-Martínez, J.M., Soto, J.I. and Balanyá, J.C., 2002. Orthogonal folding of extensional detachments: structure and origin of the Sierra Nevada elongated dome (Betics, SE Spain). *Tectonics*, 21: DOI 10.1029/2001TC001283.

Means,W ;D.,1981.The concept of steady-state foliation.*Tectonophysics*,78 :179-201.

McKenzie, D. and Jackson, J., 2002. Conditions for flow in the continental crust. *Tectonics*, 21(6).

- McKenzie, D., Nimmo, F., Jackson, J.A., Gans, P.B. and Miller, E.L., 2000. Characteristics and consequences of flow in the lower crust. *J. Geophys. Res.*, 105(B5): 11,029-11,046.
- Miller, E.L., Gans, P.B. and Garing, J., 1983. The Snake Range décollement: an exhumed mid-tertiary ductile-brittle transition. *Tectonics*, 2(3): 239-263.
- Moulahoum, O. (1988). Dualité du magmatisme d'âge panafricain : aspects structuraux et pétrologiques des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar central, Algérie). Phd Thesis, université Nancy I. 145p.
- Naak, F., 1993. L'évolution métamorphique des metabasites de la région de Tidjenouine, sud de Tamanrasset, la transition granulite – amphibolite. Thèse Magister, U.S.T.H.B. Alger.
- Nicolas, A. et Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solidstate flow in metamorphic rocks. Wiley Interscience, London (Editors), 444p.
- Norton, M.G., 1986. Late Caledonides extension in western Norway: a response to extreme crustal thickening. *Tectonics*, 5: 195-204.
- Osmundsen, P.T. and Andersen, T.B., 1994. Caledonian compressional and late-orogenic extensional deformation in the Staveneset area, Sunnfjord, Western Norway. *J. Struct. Geol.*, 16(10): 1385-1401.
- Parra, T., Vidal, O. and Agard, P., 2002a. A thermodynamic model for Fe-Mg dioctahedral K-white micas using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143: 706-732.
- Ouzegane K. (1987) Les granulites Al-Mg et les carbonatites dans la série de In Ouzal NW Hoggar, Algérie. *Mem. Sci. de la Terre, Thèse Doc. Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris 6 VI*, 433p.
- Parra, T., Vidal, O. and Jolivet, L., 2002b. Relation between deformation and retrogression in blueschist metapelites of Tinos island (Greece) evidenced by chlorite-mica local equilibria. *Lithos*, 63: 41-66.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1998. *Microtectonics*. Springer, Berlin.
- Pinet, P. and Souriau, M., 1988. Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7: 563-582.
- Petrini, K. and Podladchikov, Y., 2000. Lithospheric pressure-depth relationship in compressive regions of thickened crust. *J. Metamorph. Geol.*: 67-78.
- Platt, J.P. and Behrmann, J.H., 1986. Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordilleras, SE Spain. *J. Struct. Geol.*, 5: 519-538.
- Platt, J.L., 1986a. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America bulletin*, 97: 1037-1053.
- Platt, J.P. and Vissers, R.L.M., 1980a. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.
- Puga, E., Nieto, J.M. and Díaz de Federico, A., 2000. Contrasting P-T paths in eclogites of the Betic Ophiolitic association, Mulhacén Complex, Southeastern Spain. *Canad. Mineral.*, 38: 1137-1161.

Rehrig, W.A. and Reynolds, S.J., 1980. Geologic and geochronologic reconnaissance of a northwest-trending zone of metamorphic core complexes in southern and western Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America Memoir, Boulder.

Reynolds, S.J. and Rehrig, W.A., 1980. Mid-Tertiary plutonism and mylonitization, South Mountains, central Arizona. In: M.C. Crittenden, P.J. Coney and G.H. Davis (Editors), Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America Memoir, Boulder, pp. 159-175.

Ring, U., Brandon, M.T., Willett, S.D. and Lister, G.S., 1999. Exhumation processes. In: U. Ring, M.T. Brandon, S.D. Willett and G.S. Lister (Editors), Exhumation processes: normal faulting, ductile flow and erosion. Special Publication. Geological Society, London, pp. 1-27.

Rykkelid, E. and Andersen, A., 1993. Late Caledonian extension in the Ofoten area, northern Norway. *Tectonophysics*, 231: 157-169.

Selverstone, J. and Spear, F.S., 1985. Metamorphic P-T paths from pelitic schists and greenstones from the south-west Tauern Window. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 439-465.

Saadallah, A. and Caby, R., 1996. Alpine extensional detachment tectonics in the Grande Kabylie metamorphic core complex of the Maghrebides (northern Algeria). *Tectonophysics*, 267: 257-273.

Sokoutis, D., Brun, J.P., Van Den Driessche, J. and Pavlides, S., 1993. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. *J. Geol. Soc. London*, 150: 243-246.

Talmat, S. (2000). pétrologie et géochimie des granitoides de l'Amsel (Hoggar central, Algérie). Thèse Magister. U.S.T.H.B.

Tirel, C. 2004. Dynamique de l'extension des domaines continentaux épaissis : dômes métamorphiques et écoulement de la croûte ductile. Thèse. Docteur de L'Université de Rennes 1.

Trotet, F., Jolivet, L. and Vidal, O., 2001a. Tectono-metamorphic evolution of Syros and Sifnos islands. (Cyclades, Greece). *Tectonophysics*, 338: 179-206.

Trotet, F., Vidal, O. and Jolivet, L., 2001b. Exhumation of Syros and Sifnos metamorphic rocks (Cyclades, Greece). New constraints on the P-T paths. *Eur. J. Mineral.*, 13: 901-920.

Trudgill, B.D., 2002. Structural controls on drainage development in the Canyonlands grabens of southeast Utah. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 86: 1095-1112.

Vanderhaeghe, O., Burg, J.P. and Teyssier, C., 1999. Exhumation of migmatites in two collapsed orogens: Canadian Cordillera and French Variscides. In: U. Ring, M.T.

Vanderhaeghe, O. and Teyssier, C., 2001. Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342: 451-472.

Van Den Driessche, J. and Brun, J.-P., 1989. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieure dans le sud du Massif Central. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309(2): 1607-1613.

- Van DenDriessche, J. & Brun, J. P. 1991. Tectonic evolution of the Montagne Noire (french Massif Central): a model of extensional gneiss dome. *Geodin. Acta.* 5(1-2), pp 85-99.
- Vaucher, A., 1980. Ribbon texture and deformation mechanisms of quartz in a mylonitized granite great Kabylie 5Algeria). *Tectonophysics* 67:1-12.
- Vissers, R.L.M., Platt, J.P. and Van der Wal, D., 1995. Late orogenic extension of the Betic Cordillera and the Alboran domain: a lithospheric view. *Tectonics*, 14(4): 786-803.
- Vitel, G. 1979. La région de Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique précambrien.
- Voll, G., 1976. Recrystallization of quartz, biotite and feldspars from Erst field to the Leventina Nappe, Swiss Alps, and its geological significance. *Sweitz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56 :641-647.
- Wernicke, B., 1992. Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera. In: B. Burchfiel, L. PW and Z. ML (Editors), *The Cordilleran Orogen: Conterminous U.S. Geol. Soc. Am., The Geology of North America*, Boulder, Colorado, pp. 553-581.
- White, S.H., 1975. The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. trans. R. Soc. Lond. A.* 283:69-86.
- Wilson, C.J.L. et Burg, J.P., 1985. In-situ recrystallization of ice. *Terra Cognita*, 5:331.