

Université Ibn Zohr

Faculté des Sciences

Agadir

THESE

Présentée à

LA FACULTÉ DES SCIENCES D'AGADIR

pour obtenir le titre de

DOCTEUR Ès-SCIENCES

Spécialité : « Pétrologie-Géochimie-Géochronologie »

par

Abdeslam TOUMMITE

**LES GRANITOÏDES DU PROTEROZOÏQUE TERMINAL DE
LA VALLÉE DE TIFNOUTE (ANTI-ATLAS CENTRAL).**

**Un exemple d'un magmatisme post-collisionnel d'origine juvénile dans un
contexte métacratonique.**

Géochimie – Géochronologie – Isotopes Sr-Nd

Soutenue publiquement le 16 Juin 2012 devant la commission d'examen composée de :

Président

M. Mohamed BOUTALEB Professeur ENIM, Ex-Ministre d'Energie et des Mines.

Directeur de thèse :

M. Moha IKENNE Professeur, Doyen de la Faculté polydisciplinaire de Taroudant.

Rapporteurs :

M. Omar SADDIQI Professeur, Faculté des Sciences, Ain Chok, Université Hassan II - Casablanca.

M. Nasreddine YOUBI Professeur, Faculté des Sciences, Université Cadi Ayad - Marrakech.

M. Abdelaziz MORTAJI Professeur, Faculté des Sciences, Université Ibn Zohr Agadir

Examinateurs :

M. Jean Paul LIEGEOIS Professeur, Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren, Belgique.

M. Dominique GASQUET Professeur, EDYTEM, Université de Savoie, Chambéry, France.

AVANT PROPOS

En préambule de ce travail de thèse, Je tiens à remercier sincèrement toutes personnes qui m'ont apporté leur aide et qui ont contribué de près ou de loin à la réussite de ce travail.

Mes premiers remerciements vont d'abord à mon directeur de thèse **M. Moha IKENNE**, pour son encadrement efficace et généreux, pour la confiance qu'il m'a accordé, son investissement total dans ce travail a été pour moi une source de motivation. Je le remercie vivement pour m'avoir encouragé et soutenu tout au long de la thèse avec patience et disponibilité.

J'adresse mes vifs remerciements à tous les membres de jury, **M. Mohamed BOUTALEB**, d'avoir participé et de présider ce jury de thèse. Je tiens également à remercier **M. Omar SADDIQI**, **M. Nasreddine YOUBI**, et **M. Abdelaziz MORTAJI** pour avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail, pour leurs précieux conseils, et leur disponibilité.

J'exprime également ma gratitude aux examinateurs **M. Jean Paul LIEGEOIS**, et **M. Dominique GASQUET**, pour leur remarques, leurs appréciations et leurs critiques pertinentes et constructives sur mon manuscrit et leurs nombreux conseils qu'ils m'ont donné lors des discussions que nous avons eu lors de l'interprétation des résultats, et particulièrement à la période de stage que j'ai effectué à l'université libre Bruxelles, Belgique, et à l'université de Savoie, Chambéry, France. Vous m'avez fait l'honneur d'accepter de juger cette thèse, veuillez croire en ma profonde reconnaissance.

Je tiens à remercier aussi le professeur **M. El Hassan EL AOULI** pour son aide qui m'a permis de bénéficier d'un stage scientifique dans le cadre de l'action intégrée entre l'université ibn Zohr et l'université de Savoie (France).

Je tiens à adresser un grand Merci à **M.Lhoussaine Bouchaou**, Directeur de Laboratoire de Géologie Appliquée et Géo-environnement(LAGAGE), à la faculté des Sciences Agadir, pour m'avoir accueillie dans son laboratoire, pour son aide, ses conseils et ses encouragements si efficaces au long de ces années de thèse.

Je tiens à remercier **M. El Hassane Beraaouz** professeur à la faculté des Sciences Agadir pour son aide et ses critiques au moment de réalisation de ce travail.

J'aimerais adresser un remerciement particulier à tous les professeurs du département du Géologie, de la faculté des sciences Agadir, pour leur disponibilité, leur encouragements au

AVANT PROPOS

long de ces années de thèse, ainsi que les deux techniciens du département A. Migati et A. Kerkaou pour la confection des lames minces.

Enfin, une thèse n'aboutit que grâce au soutien de l'entourage personnel. Merci à **Said Boutaleb** professeur à la faculté des Sciences Agadir, à **Tarik Tagma** professeur à la faculté polydisciplinaire de Khouribga pour leurs encouragements et leurs aides durant de cette période de thèse, un grand merci aussi à mes amis et collègues thésards du LAGAGE ; Z. Lgourna, M. Hssaisoune, M. Beraaouz, L. Chanouane, N. Doulati, M. Boumizar, J. Bejaoui, N. Ettayfi, A. El Bahat, S. Belkacem. Pour leurs appui, leurs aides leurs encouragements.

Mes dernières pensées iront vers ma famille, et surtout mes parents, mes frères et mes sœurs qui m'auront permis de poursuivre mes études jusqu'à aujourd'hui avec un soutien permanent et patience particulière.

Veuillez trouver ici le témoignage de mon plus profond respect et de ma plus vive reconnaissance.

Résumé :

Dans la vallée de Tifnoute, trois unités plutoniques ont été définies: (1) l'intrusion d'Askaoun dans laquelle deux principaux faciès ont été reconnus : les diorites quartziques et les granodiorites, (2) l'intrusion d'Imourkhssen, plus homogène, est formée de granite à grains grossiers et (3) les petites intrusions de type Ougougane constituées de granite à grains fins. Ces intrusions renferment d'abondantes enclaves magmatiques microgrenues (MME).

Les datations des zircons par la méthode U-Pb par ablation laser / ICP-MS ont donné des âges de 558 ± 2 Ma et de 558 ± 3 Ma sur deux échantillons différents de la granodiorite d'Askaoun et de 561 ± 3 Ma pour le granite d'Imourkhssen (Ediacarien terminal). Ces intrusions granitiques sont subcontemporaines des roches volcaniques et volcano-détritiques du Groupe de Ouarzazate (580-545 Ma), marquant la fin de la période transtensionnelle post-collisionnelle de l'Anti-Atlas évoluant vers la période extensionnelle de la transition Ediacarien – Cambrien marquée par l'apparition de laves alcalines et tholéitiques et exprimant le début de la période intraplaque et anorogénique.

Géochimiquement, les granitoïdes de la vallée de Tifnoute appartiennent à une série alcali-calcique (calco-alcaline fortement potassique) avec des anomalies négatives en Nb-Ta et dépourvue de caractères alcalins. Leurs $\epsilon_{\text{Nd}}(560\text{Ma})$ sont positifs (+1 à +3,5) avec des âges modèles Nd-T_{DM} jeunes entre 800 et 1200 Ma, couplés à des faibles rapport initiaux des isotopes du Sr (Sri: 0,7031 à 0,7061). Ces valeurs indiquent une source principalement juvénile correspondant soit à un manteau lithosphérique panafricain métasomatisé partiellement mélangé à la vieille croûte sous-jacente éburnéenne du craton ouest-africain (COA).

La présence de marqueurs pré-panafricains bien préservés (le socle éburnéen c. 2 Ga, les sédiments légèrement métamorphisés de la marge passive de 800 Ma, les séquences ophiolitiques allochtones de 750 - 700 Ma), permet de conclure à l'absence d'épaississement lithosphérique et crustal et de marge active panafricaine au cours du Panafricain dans l'Anti-Atlas. Après une période transpressive initiale, l'Ediacarien dans sa phase terminale (580-545 Ma) est marqué par d'importants mouvements verticaux, transtensifs puis extensifs, synchrones avec la mise en place du Groupe d'Ouarzazate d'épaisseur très variable (0 – 2000 m) et des granitoïdes de la vallée de Tifnoute.

Les granitoïdes de Tifnoute se situent dans le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa, considéré comme une structure panafricaine, une avancée rigide au sein des terrains périgondwaniens bordant le craton ouest-africain à cette époque. Nous proposons donc un modèle géodynamique où les granitoïdes de la vallée Tifnoute et les roches volcaniques d'Ouarzazate associées ont été engendrés au cours de l'évolution metacratonique post-collisionnelle de la marge nord du Craton Ouest Africain : la convergence initialement transpressive avec la marge active péri-gondwanienne a induit une fracturation de cette bordure cratonique sans épaissement permettant la montée de magmas particulièrement en grands volumes lors de la phase transtensive fini-édiacarienne. La localisation des granitoïdes de la vallée Tifnoute au sein du promontoire Ouzellarh-Sirwa explique pourquoi leur source est principalement juvénile, le manteau lithosphérique périgondwanien métasomatisé étant adjacent. Le pôle ancien de la source Tifnoute correspond à la lithosphère éburnéenne sous-jacente du COA. A plus grande distance de la bordure cratonique (ex: Saghro), la contribution du COA dans la source des granites édiacariens est plus importante.

Mots clés : *Anti-Atlas, Pan-Africain, granitoïdes, post-collisionnel, métacraton, promontoire Ouzellarh-Sirwa, Vallée de Tifnoute.*

Abstract

In the Tifnoute Valley, three plutonic units have been defined: the Askaoun intrusion, the Imourkhssen intrusion and the Ougougane group of small intrusions. They are made of quartz diorite, granodiorite and granite and all contain abundant mafic magmatic enclaves (MME). The Askaoun granodiorite and the Imourkhssen granite have been dated by LA-ICP-MS on zircon at 558 ± 2 Ma and 561 ± 3 Ma respectively. These granitic intrusions are subcontemporaneous to the volcanic and volcano-detritic rocks from the huge Ouarzazate Group (580-545 Ma), marking the post-collisional transtensional period in the Anti-Atlas and which evolved towards alkaline and tholeiitic lavas in minor volume at the beginning of the Cambrian anorogenic intraplate extensional period.

Geochemically, the Tifnoute Valley granitoids belong to an alkali-calcic series (high-K calc-alkaline) with typical Nb-Ta negative anomalies and no alkaline affinities. Granitoids and enclaves display positive $\epsilon_{\text{Nd}-560\text{Ma}}$ (+1 to +3.5) with young Nd-T_{DM} between 800 and 1200 Ma and relatively low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios (Sr_i : 0.7031 to 0.7061). These values indicate a mainly juvenile source corresponding to a Pan-African metasomatized lithospheric mantle partly mixed with an old crustal component from the underlying West African Craton (WAC).

Preservation in the Anti-Atlas of pre-Pan-African lithologies (c. 2.03 Ga basement, c. 800 Ma passive margin unmetamorphozed sediments, allochthonous 750-700 Ma ophiolitic sequences) indicates that the Anti-Atlas lithosphere has not been thickened and was never an active margin during the Neoproterozoic. After a transpressive period, the late Ediacaran period (580-545 Ma) is mostly marked by major vertical movements even within a transtensive context, synchronous with the emplacement of the huge Ouarzazate Group and the Tifnoute Valley granitoids.

We propose here a geodynamical model where the Tifnoute Valley granitoids as well as the Ouarzazate Group were generated during the post-collisional metacratonic evolution of the northern boundary of the West African Craton. The convergence with the peri-Gondwanan active margin induced a fracturation of the cratonic boundary without thickening, allowing rising of magmas. The Tifnoute Valley granitoids belong to the Ouzellarh-Sirwa promontory, a cratonic protuberance, which explains why their source is mainly the Pan-African, probably peri-Gondwanan, metasomatized lithospheric mantle mixed with a minor old continental crust component from the underlying 2 Ga old WAC. Outside this promontory, more inside the craton, the contribution from the WAC basement in magmas increases.

Keywords: Anti-Atlas, Pan-African, granitoid, post-collisional, metacraton, Ouzellarh-Sirwa promontory.

SOMMAIRE

Introduction -----	1
But et Méthode de travail -----	4

CHAPITRE I : GEOLOGIE ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE L'ANTI-ATLAS

A. Contexte géologique et géodynamique de l'Anti-Atlas-----	6
A-I : Les domaines structuraux du Maroc -----	6
A-2 : L'Anti-Atlas : Une chaîne métacratonique sur la bordure Nord du craton ouest africain-----	7
A-2-1 : Le Craton Ouest Africain-----	7
A-2-2 : La chaîne de l'Anti-Atlas-----	8
A-2-3 : Subdivisions lithostratigraphiques du Précambrien de l'Anti-Atlas:-----	9
A-2-4 : L'évolution géodynamique de l'Anti Atlas au Précambrien : -----	18
A-3 : Promontoire d'Ouzellarh-Sirwa : -----	24
A-3-1 : Introduction-----	24
A-3-2 : Cadre géologique-----	24
A-4 : Secteur d'étude : Région de la vallée de Tifnout-----	26
A-4-1 : Situation géographique et données géomorphologiques:-----	26
A-4-2 : Contexte géologique : -----	26
B : Les travaux antérieurs :-----	29

CHAPITRE II : CARACTERISATIONS PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES

A. Caractérisations pétrographiques -----	30
A-I : Massif d'Askaoun -----	30
A-I-1 : Diorite quartzique (PLANCHE I): -----	30
A-I-2 : Granodiorite à amphibole et biotite (PLANCHE II) -----	33
A-II : Massif d'Imourkhssen (Granite rose à grains grossiers) (PLANCHE III):-----	35
A-III : Les petites intrusions granitiques tardives : Granite à grains fins d'Ougougane (PLANCHE IV) -----	37
A-IV : Les enclaves magmatiques microgrenues : (PLANCHE V) -----	39
A-IV-1 : Les microdiorites :-----	39
A-IV-1 : Les microdiorites quartziques :-----	39
A-IV-2 : Les micromonzodiorites :-----	40
A-V : Les filons basiques de Zaghar (PLANCHE VI)-----	43
A-VI : Conclusion -----	45
B- Etude chimique des phases minérales-----	47
B-I : Introduction-----	47
B-II : Composition chimique des phases minérales-----	47

B-II-1 : L'amphibole :	47
B-II-2 : La biotite	49
B-II-3 : Les feldspaths	52
B-III : Estimations des conditions thermodynamiques de cristallisation des roches étudiées.-	53
B-III-1 : Estimation de la pression :	53
B-III-2 : Estimation de la température de la cristallisation	54
B-IV : Conclusion	55

CHAPITRE III : GEOCHRONOLOGIE : METHODE DE DATATION U/Pb SUR ZIRCON.

I. Notion de temps en géologie	57
II. Rappel sur la structure de l'atome :	57
III. Modes de désintégration des atomes radioactifs	58
IV. Loi de désintégration	59
V. La méthode de datation U/Pb	60
V-1 : Le système isotopique U/Pb	60
V-2 : Les différents diagrammes et âges	61
V-3 : Les minéraux utilisables	63
V-4 : Caractéristiques physiques et chimiques des zircons	63
VI. Méthodologie et techniques analytiques.	64
VI-1 : Principe générale de LA-ICP-MS	65
VI-2 : Echantillonnage et séparation des zircons : (Figure III – 4)	66
VI-3 : Technique analytique d'analyse des zircons par LA-ICP-MS	69
VII. Ages des granitoïdes étudiés (méthode U/Pb sur zircon)	70
VII-1 : La Granodiorite d'Askaoun :	70
VII-2 : Le Granite d'Imourkhssen	72
VIII. Interprétation et conclusions	73

CHAPITRE IV : GEOCHIMIE DES ELEMENTS MAJEURS, TRACES ET TERRES RARES.

I. Introduction	74
II. Composition chimiques des différents faciès	74
II-1 : Massif d'Askaoun	74
II-1-1 : Les diorites quartziques	74
II-1-2 : Les Granodiorites à biotite et amphibole	74
II-2 : Massif d'Imourkhssen (Granite rose à grains grossiers).	75
II-3 : Le granite à grains fins d'Ougougane	75
II-4 : Les enclaves magmatiques microgrenues (MME)	75

II-5 : Les filons basiques de Zaghar -----	76
III. Evolution des compositions chimiques au cours de la différenciation. -----	76
III-1 : Les éléments majeurs :-----	76
III-2 : Les éléments traces.-----	80
IV. Classification et typologie magmatique :-----	83
IV-1 : Diagramme de l'alcalinité de Shand (Maniar et Piccoli; 1989). -----	83
IV-2 : Diagramme $\text{Fe}^* = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$ vs SiO_2 :-----	83
IV-3 : Diagramme $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ vs SiO_2 :-----	85
IV-4: Diagramme K_2O vs SiO_2 :-----	87
IV-5 : Diagramme SNX vs SNY : -----	87
V. Distribution des terres rares : -----	88
VI. Diagrammes multi-élémentaires -----	91
VII. Contexte géodynamique :-----	94
VIII. Conclusion-----	99

CHAPITRE V : GEOCHIMIE ISOTOPIQUE : COUPLES Rb/Sr; Sm/Nd.

A. Généralités-----	101
I. Introduction -----	101
II.Le système Rb/Sr :-----	101
III.Le système Sm/Nd : -----	102
IV.La Notation ϵ_{Nd} :-----	103
V.Age model :-----	104
VI.Les différents "réservoirs isotopiques":-----	105
B. Méthodes analytiques :-----	107
C. Résultats-----	109
a.Diagrammes ϵ_{Nd} vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ & ϵ_{Nd} vs T_{DM} :-----	109
b.Diagrammes Sri et ϵ_{Nd} vs SiO_2 :-----	111
D. Conclusion :-----	112

CHAPITRE VI : MODELISATION PETROGENETIQUE.

I. Introduction :	113
II. Modélisation par les éléments majeurs.	113
II-1 : La granodiorite d'Askaoun :	114
II-2 : Le granite d'Ougougane :	115
III-3 : Le granite d'Imourkhssen	116
III. Modélisation par les éléments traces : Terres rares.	117
IV. Conclusion :	120

CHAPITRE VII : DISCUSSION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE DE MISE EN PLACE.

Discussion et contexte géodynamique de mise en place	121
I. Rappel des principaux apports de ce travail.	121
II. Magmatisme post-collisionnel et signification Géodynamique	121
III. Contexte Géodynamique et Particularité du Promontoire Ouzellagh-Sirwa dans le cadre de l'Anti-Atlas au Néoprotérozoïque terminal.	123
Conclusions générales	128
Références bibliographiques	131
Annexes	149

Liste des figures

Liste des figures

Introduction

Figure A : Nomenclature géodynamique (modifié d'après Liégeois, 1998). 1

Chapitre I

Figure I- 1: Position de l'Anti-Atlas par rapport aux différents domaines structuraux du Maroc (modifié d'après Piqué, 1994). 6

Figure I- 2: Carte géologique et structurale simplifiée du Craton Ouest Africain (COA). D'après Dallmeyer et Lecorché, 1991. 7

Figure I- 3: Schéma géologique de l'Anti-Atlas. 9

Figure I- 4: Colonne lithostratigraphique des Supergroupes et groupes identifiés dans l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al., 2004. 12

Figure I- 5: Colonne lithostratigraphique synthétique des formations de l'Anti-Atlas présentant les principaux évènements magmatiques et les datations U/Pb associées. D'après Gasquet et al., (2005)..... 16

Figure I- 6: Log lithostratigraphique proposé résumant la corrélation entre les formations protérozoïques de l'Anti-Atlas occidental, central, et oriental (modifié d'après Gasquet et al, 2005). 17

Figure I- 7: Modèle de reconstitution géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas selon Leblanc et Lancelot (1980). 20

Figure I- 8: Modèle géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas (Levresse (2001) modifié par Gasquet et al. (2005). 21

Figure I- 9: Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne anti-atlasique pendant l'orogène panafricain selon Ennih et Liégeois (2001). 23

Figure I- 10: Carte géologique schématique de l'Anti-Atlas montrant le promontoire d'Ouzellarh –Sirwa. 25

Figure I- 11: Carte géologique de la vallée de Tifnoute avec localisation des échantillons (modifiée d'après les cartes géologique de Thomas et al.(2002) et Choubert (1957). 28

Liste des figures

Chapitre II

<i>Figure II- 1: Répartition des faciès plutoniques et ses roches associées dans le diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976).</i>	45
<i>Figure II- 2: Composition et classification (Leake 1997) des amphiboles des granitoïdes et des enclaves magmatiques microgrenues.....</i>	49
<i>Figure II- 3: Diagramme XFe = Fe /(Fe+Mg) en fonction de Si (Abdel-Rahman, 1994).....</i>	50
<i>Figure II- 4: Compositions chimiques des biotites de granodiorite d'Askaoun et ses enclaves magmatiques microgrenues (MME) dans les diagrammes de typologie des biotites d'Abdel Rahman (1994)</i>	51
<i>Figure II- 5: Composition chimique des plagioclases des granitoïdes et des enclaves associées.....</i>	52

Chapitre III

<i>Figure III- 1: Le diagramme Concordia (Wetherill, 1956), communément utilisé pour interpréter les analyses isotopiques du système isotopique U/Pb. (in Pelleter., 2007).....</i>	62
<i>Figure III- 2: Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg, (1972). Les rapports isotopiques ne sont pas corrigés par rapport au plomb commun. (in Pelleter., 2007).....</i>	63
<i>Figure III- 3: Dispositif d'ablation laser couplé à un ICP-MS d'après Dhuime (2003).....</i>	66
<i>Figure III- 4: Description de la méthode de séparation des zircons</i>	68
<i>Figure III- 5: Diagramme Concordia pour l'échantillon (DZB) (granodiorite d'Askaoun) daté par la méthode U/Pb sur zircon par LA-ICP-MS., Toummite et al. 2012.....</i>	71
<i>Figure III- 6: Diagramme Concordia pour l'échantillon (MS7) (granodiorite d'Askaoun) daté par la méthode U/Pb sur zircon par LA-ICP-MS., Toummite et al. 2012.....</i>	71
<i>Figure III- 7 : Diagramme Concordia l'échantillon (PH10) granite d'Imourkhssen daté par la méthode U/Pb sur zircon par LA-ICP-MS. Toummite et al. 2012.</i>	72

Chapitre IV

<i>Figure IV- 1: Diagrammes de variation des éléments majeurs (en %pds) en fonction de SiO₂ (%pds)</i>	78
---	----

Liste des figures

<i>Figure IV- 2 : Diagrammes de variation des éléments traces (en ppm) en fonction de SiO₂ (%pds).</i>	81
<i>Figure IV- 3: Diagrammes de variation des éléments traces (en ppm) en fonction de SiO₂ (%pds). (même symbole que les figures au dessus).</i>	82
<i>Figure IV- 4: La composition chimique des granitoïdes et ses roches associées dans le diagramme A/NK {Al/(Na+K)} versus A/CNK {Al/(2*Ca+Na+K)} de Maniar & Piccoli (1989).</i>	84
<i>Figure IV- 5: Les granitoïdes et les roches associées dans le diagramme de classification chimique des granitoïdes de Frost et al. (2001).</i>	84
<i>Figure IV- 6: Diagramme (MALI) (Frost 2001 & Frost, 2008)</i>	86
<i>Figure IV- 7: Diagramme SiO₂ vs K₂O. Les limites entre les séries calco-alcalines sont de Peccerillo & Taylor, (1976).</i>	86
<i>Figure IV- 8: Projection des roches étudiées dans le diagramme SNX-SNY de Liégeois et al., 1998.</i>	88
<i>Figure IV- 9: Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978) pour les granitoïdes et roches associées de la vallée de Tifnoute.</i>	90
<i>Figure IV- 10: Diagrammes multi-élémentaires : normalisation / ORG (Pearce et al., 1984) de compositions des roches étudiées de la vallée de Tifnoute et comparaison avec des granites de références.</i>	92
<i>Figure IV- 11: Normalisation des éléments traces et terres rares par rapport aux MORB (Pearce, 1980, Pearce et al. 1984) des filons basiques de Zaghar.</i>	93
<i>Figure IV- 12: Position des roches de la vallée de Tifnoute dans les diagrammes de Pearce et al., (1984) ; A : Rb – (Yb+Nb) ; B : Rb – (Yb+Ta) ; C : Nb-Y.</i>	96
<i>Figure IV- 13: Distribution des roches étudiées dans le diagramme R1_R2 de De La Roche et al., (1980) modifié par Batchelor et Bowden (1985).</i>	97
<i>Figure IV- 14: Répartition des roches étudiées dans le diagramme de Haris et al., (1986)..</i>	97
<i>Figure IV- 15: Diagramme La/Yb en fonction de Th/Yb d'après Condie (1989).</i>	98
<i>Figure IV- 16: Répartition des roches étudiées dans le diagramme (Nb/Zr)n vs Zr de Thiéblemont et Tégyey (1994).</i>	99

Liste des figures

Chapitre V

<i>Figure V- 1: Effet de la fusion partielle du manteau sur l'évolution isotopique de Nd dans les roches de la croûte continentales et dans le manteau residuel. (in Faure G. et Teresa M.M. 2005, modifié)</i>	104
<i>Figure V- 2: A et B: Diagramme ϵNd 560Ma vs Sri C : diagramme ϵNd 560 Ma vs TDM..</i>	111
<i>Figure V- 3: D : Diagramme Sri (560 Ma) vs SiO₂ %. E : ϵNd (560Ma) vs SiO₂</i>	112

Chapitre VI

<i>Figure VI- 1: Diagramme SiO₂ vs K₂O montrant les différentes tendances (1 à 5) possibles par différenciation et cristallisation fractionnée à partir du magma initial (TA1).</i>	114
<i>Figure VI- 2: Résultats des spectres des terres rares par la modélisation des terres rares..</i>	119
<i>Figure VI- 3: A : Diagramme K₂O vs SiO₂ illustrant les cinq évolutions et les cumulats calculés (E1 à E5) comparés aux teneurs en MME. B : Diagramme comparant les spectres des terres rares des MME (Ta6a, TA7, Ab1encl, AB6, Ta6b, IM2) et les cumulâts calculés (E1, E2, E3, E5) représenté par la zone rose).</i>	120

Chapitre VII

<i>Figure VII- 1: A : Localisation du Promontoire d'Ouzellarh-Sirwa sur le Craton Ouest Africain avec la représentation des blocs Peri-Gondwaniens au 560 Ma selon Nance et al., 2008, Ennih et Liégeois, 2008). B : Coupe schématique du modèle proposé de la mise en place des granitoïdes de la vallée de Tifnoute, marge nord de l'Anti-Atlas, limite métacratonique du Craton Ouest Africain. Ce dernier est fracturé mais non épaissi, et envahi par des quantités énormes de magmas alcali-calciques durant l'Ediacarien avec la préservation des lithologies pré-panafricains.....</i>	127
--	-----

Liste des tableaux

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I- 1: Synthèse des âges radiométriques des granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières de l'Anti-Atlas..... 11

Chapitre II

Tableau II- 1: Ordre de cristallisation des phases minérales..... 46

Tableau II- 2: Tableau des estimations de la pression et la température de cristallisation des roches étudiées..... 55

Chapitre V

Tableau V- 1 : Caractères isotopiques des réservoirs isotopiques de la croûte et du manteau (rapport isotopique actuels sont mis entre parenthèse) (in Rollinson 2003). 106

Tableau VI- 1: Résultats de test de modélisation des trois tendances de granodiorite d'Askaoun par le logiciel « PETROMODE ». 115

Tableau VI- 2: Résultats de test de modélisation du granite d'Ougougane. 116

Tableau VI- 3: Résultats de test de modélisation pour le granite d'Imourkhssen 117

Liste des planches

Liste des planches

Chapitre II

<i>Planche I : Planche photographique présentant le facies diorite quartzique d'Askaoun</i>	32
<i>Planche II : Planche photographique présentant le facies de Granodiorite à biotite et amphibole d'Askaoun.....</i>	34
<i>Planche III : Planche photographique présentant le facies de Granite rose d'Imourkhssen..</i>	36
<i>Planche IV : Planche photographique présentant le facies de Granite d'Ougougane.....</i>	38
<i>Planche V-a : Planche photographique des enclaves magmatiques microgrenues.....</i>	41
<i>Planche VI : Photos des filons basiques de Zaghar.....</i>	44

INTRODUCTION

Introduction

Les granitoïdes et plus particulièrement les granitoïdes calco-alcalins sont les constituants les plus abondants de la croûte continentale terrestre (Clarke, 1992). Ils ont été reconnus dans des différents sites géodynamiques et en particulier dans les zones de subduction, les zones de collision et dans les sites intraplaques. La transition entre les périodes collisionnelles et intraplaques est souvent mal décrite et de nombreux termes sont souvent utilisés sans significations précise comme tardi-à post-collisionnel, tardi à post-tectonique. Le schéma proposé par Liégeois (1998) permet de situer ces différentes étapes et termes les uns par rapport aux autres (Fig. A) :

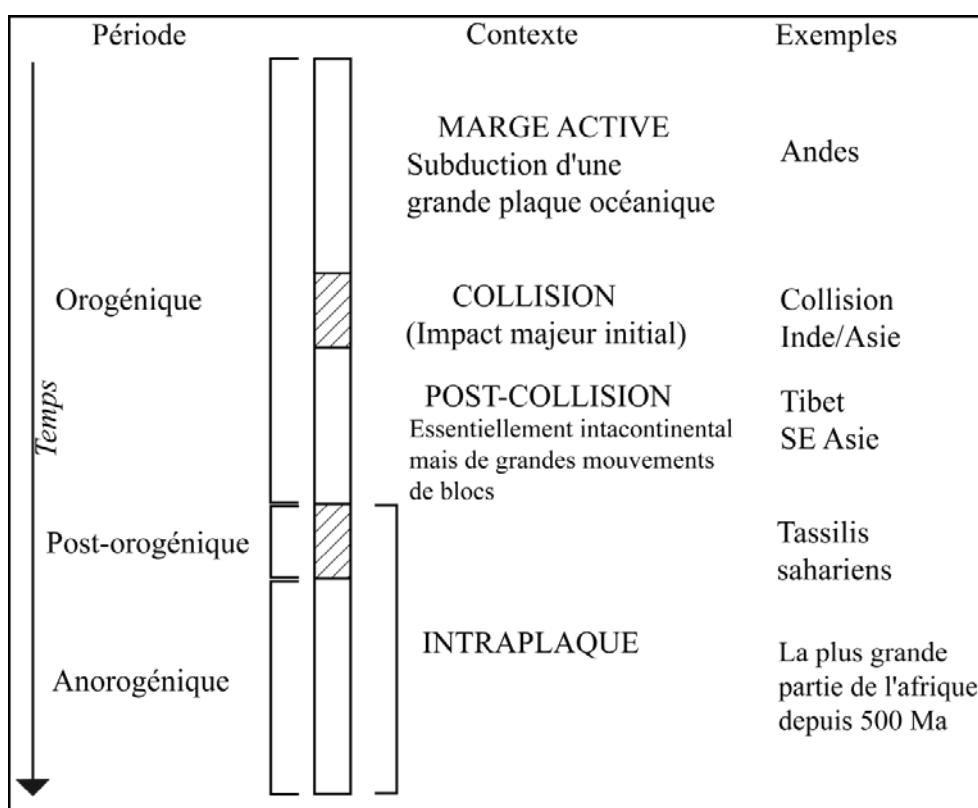


Figure A : Nomenclature géodynamique (modifié d'après Liégeois, 1998).

- ✓ La période de subduction correspond à une marge active avec la subduction d'une croûte océanique sous une croûte continentale (ou sous une autre croûte océanique) en réponse à une convergence des plaques. Les granites produits durant ce type de contexte sont fort susceptibles d'être transformés en orthogneiss au cours de la collision.
- ✓ La période de collision est limitée à l'impact initial majeur de deux ou plusieurs plaques continentales. Elle se caractérise par des chevauchements à grande échelle et un

Introduction

métamorphisme de haute pression. Ceci différencie l'événement de la collision proprement dit de la période de la convergence de plaques qui est beaucoup plus longue qui survient tout au long de la fermeture de l'océan. Cette période n'est pas favorable à l'ascension des magmas.

✓ La période de post-collision correspond à la période de convergence. Le préfixe « post » indique que cette période est récente que la collision, mais elle est toujours liée à cette dernière. Cette période commence généralement dans un environnement intra-continental – l'océan majeur est fermé- mais il y a encore de large mouvements horizontaux de terrain le long des “mégazones ” de cisaillement. Cette configuration est très favorable à la genèse des granitoïdes. Dans les anciens orogènes, la plupart des granites qui sont préservés appartiendraient à cette période post-collisionnelle.

✓ La période intraplaque commence avec la fin de ces mouvements, au moment où la zone entière acquis un pôle de rotation unique et constitue une seule plaque. Cette période se caractérise par une intense activité magmatique. La transition post-collision – intraplaque marque la fin de la période orogénique. La période de subduction, de collision et post-collision constituent la période syn-orogénique. La période anorogénique correspond à la période intraplaque dont le début peut être considéré comme post-orogénique dans le sens défini. Comme pour la période de post-collision, peu ou pas de magma se mettent en place durant cette phase.

Dans les zones post-collisionnelles le magmatisme présente un certain nombre de caractéristiques communes dont on peut citer :

- (i) un caractère potassique, c'est généralement un magmatisme d'affiliation calco-alcaline fortement potassique avec une quantité subordonnée de roches shoshonitiques.
- (ii) Il est généralement lié à des larges mouvements horizontaux le long des zones de cisaillements majeurs.
- (iii) La source de ce magmatisme a été générée durant la période de subduction et de collision. Cette source contient généralement une grande composante juvénile, manteau ou croûte récemment formée de caractère igné ou sédimentaire.

La complexité du magmatisme post-collisionnel exige la connaissance précise de la source des magmas. Il est difficile de la déterminer car la croûte inférieure mafique juvénile est plus semblable géochimiquement et isotopiquement au manteau lithosphérique qu'une croûte felsique, en particulier l'ancienne croûte felsique.

Différents auteurs s'accordent que la géochimie des roches magmatiques post-collisionnelles reflète la composition de leurs matériaux sources. Beaucoup moins de consentement existe sur l'idée que la géochimie peut caractériser le contexte géotectonique.

Introduction

L'utilisation des diagrammes tectoniques courants de discrimination est ainsi en grande partie remise en cause, en particulier pour la période post-collisionnelle durant laquelle une large variété de types de magma peut être produite.

La composition des granitoïdes résulte de la nature de leur source possible et d'éventuels processus de mélange. L'environnement géotectonique contrôle la nature des matériaux qui sont impliqués dans les processus de fusion. Ceci implique la variabilité du potentiel géochimique dans un site donné. C'est particulièrement vrai dans les sites post-collisionnels, qui regroupent tous les granitoïdes préservés dans les anciennes orogénèses. Le site post-collisionnel comme il a été défini au dessus, est en effet une période complexe qui peut inclure des événements géologiques comme de larges mouvements le long des zones de cisaillements, collision oblique, délamination de la lithosphère, la subduction des petites plaques océaniques et la genèse de rift. Comme ces événements incluent un régime extensif continu ou épisodique, différents types de magmatisme sont produits dans un tel site.

Chimiquement ces granitoïdes sont de type calco-alcalins hautement potassiques à shoshonitiques, parfois le magmatisme post-collisionnel inclus quelques granitoïdes fortement hyperalumineux et se termine souvent par un magmatisme alcalin-peralcalin sursaturé en silice, annonçant une période intraplaque calme comme c'est le cas du Saghro (Anti-Atlas oriental).

But et Méthode de travail

Durant la période Néoproterozoïque terminal, représentant le stade post-collisionnel qui succède aux événements compressifs panafricains, l'Anti-Atlas fût le siège d'une intense activité magmatique sur une ceinture qui s'étend sur plus de 700 Km du Bas-Draa au Sud jusqu'à l'Ougnat au Nord-Est. Cette étude propose à travers les granitoïdes du promontoire d'Ouzellarh-Sirwa, situé dans la partie nord de l'Anti-Atlas, de présenter un essai de caractérisation pétrologique et géochimique des granitoïdes de la vallée de Tifnoute. Les datations U/Pb sur zircon permettent de fonder des interprétations sur des bases géochronologique précises. Une étude systématique des isotopes en Sr et Nd, la première sur ce magmatisme, appuiera les investigations concernant la nature des matériaux sources et la situation particulière du promontoire d'Ouzellarh-Sirwa. Cette étude permet aussi de présenter le rôle joué par le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa pendant l'orogénèse panafricain et enfin contribuer à une meilleure connaissance de l'évolution de l'Anti-Atlas.

Le présent travail est structuré en sept chapitres :

Le Chapitre I est consacré à la géologie et le contexte géodynamique de l'Anti-Atlas,

Le Chapitre II porte sur une étude pétrographique sur la base de 70 lames minces réalisées dans le laboratoire de Géologie Appliquée et Géo-environnement (Faculté des Sciences d'Agadir). Ce chapitre comprend l'étude pétrographique détaillée ainsi que l'étude minéralogique des phases minérales des granitoïdes de la vallée de Tifnoute et des roches qui leurs sont associées. Les analyses des phases minérales ont été réalisées à la microsonde électronique au service commun d'analyse de l'Université de Nancy I. L'étude minéralogique a pour but de caractériser chimiquement les phases minérales ainsi qu'une estimation des conditions thermodynamiques de cristallisation.

Le Chapitre III : il est consacré à la géochronologie des massifs étudiés sur des monozircons par la méthode U/Pb. Elle nous permet de préciser les âges de mise en place des massifs Askaoun et Imourkhssen. Les analyses radiométriques (U/Pb) ont été réalisées au laboratoire de l'Université de Montpellier 2.

Le Chapitre IV traite de la géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares. Pour cela 22 analyses sur roche totale ont été analysées au laboratoire du Musée Royal de l'Afrique Central de Tervuren (Belgique).

Dans le Chapitre V, l'étude des isotopes radiogéniques (Sr-Nd) permet de contraindre la nature possible des sources impliquées dans la genèse des granitoïdes étudiés et ses roches qui

Introduction

leurs sont associées. Les analyses isotopiques radiogéniques ont été réalisées au laboratoire de Musée Royal de l'Afrique Central de Tervuren (Belgique).

Le Chapitre VI consiste en un essai de modélisation pétrogénétique afin de préciser les processus de différenciation qui ont donné naissance aux roches étudiées. L'approche pétrogénétique a été réalisée grâce à l'utilisation des logiciels (PETROMODE Christiansen ; Comm. Pres) et le programme Excel mis au point par le professeur Hervé Martin.

Le Chapitre VII comporte un rappel des principaux apports de ce travail, discussion ainsi que le modèle de mise en place des granitoïdes de la vallée de Tifnoute étudiés.

Le mémoire se termine par une conclusion générale.

Ces travaux analytiques ont été réalisés grâce au soutien et avec la collaboration des professeurs J. P. Liégeois du Muséum d'Afrique de Tervuren en Belgique, D. Gasquet de l'Université de Savoie, France et Olivier. Bruguiier de l'université de Montpellier 2.

CHAPITRE I

Géologie et Contexte géodynamique de l'Anti-Atlas

A. Contexte géologique et géodynamique de l'Anti-Atlas

A-I : Les domaines structuraux du Maroc.

Les travaux pionniers réalisés par Choubert et ses collaborateurs ont très tôt conduit à subdiviser le Maroc en trois domaines structuraux (Choubert 1947, Choubert et Marçais 1956, Michard, 1976 ; Michard et al., 2008), on distingue du Nord au Sud (Fig. I-1):

Le domaine rifain : correspond à une succession de nappes tertiaires à vergence sud liées à l'orogénèse alpine.

Le domaine atlasique et mésétien: caractérisé par deux unités structurales : (i) l'unité mesétienne comprend un socle hercynien et une couverture secondaire tabulaire, (ii) l'unité atlasique formée par les chaînes intracontinentales du Haut et du Moyen-Atlas.

Le domaine anti-atlasique et saharien: caractérisé par un socle précambrien et une couverture paléozoïque localement soulevée au cours de l'orogénèse alpine. Il comporte la chaîne de l'Anti-Atlas et son prolongement saharien.

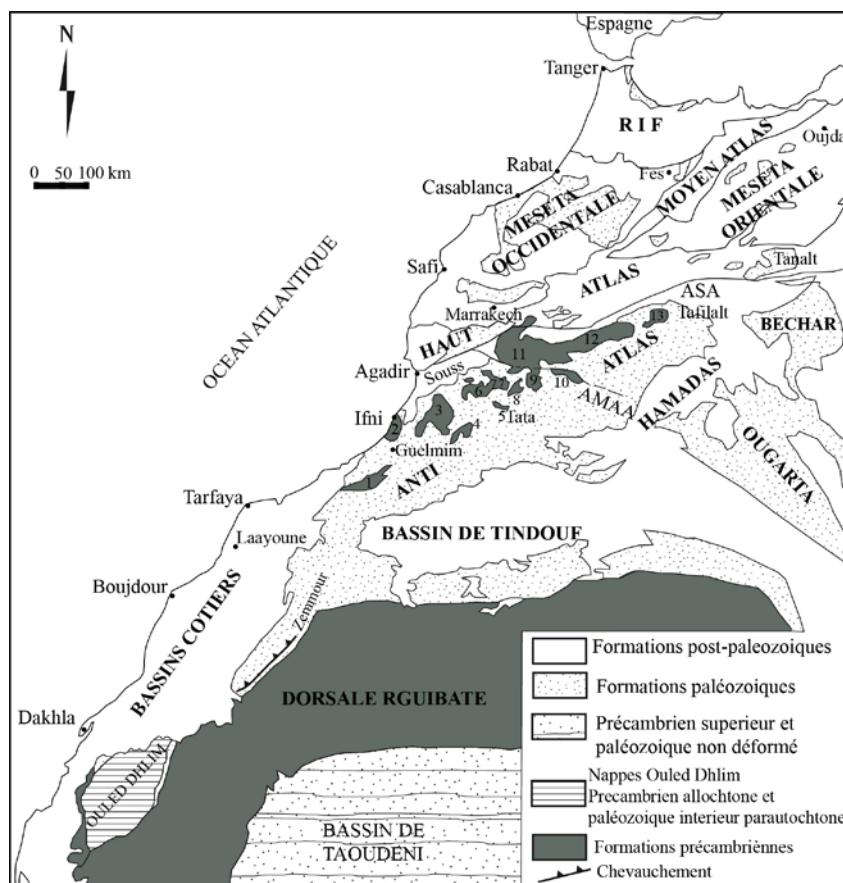


Figure I- 1: Position de l'Anti-Atlas par rapport aux différents domaines structuraux du Maroc (modifié d'après Piqué, 1994).

Les boutonnières (numéros : 1 à 13) : 1 : Bas-Draa ; 2 : Ifni ; 3 : Kerdous ; 4 : Tagragra d'Akka ; 5 : Tagragra de Tata ; 6 : Ighrem ; 7 : Agadir-Melloul ; 8 : Iguerda ; 9 : Zenaga ; 10 : Bou-Azzer ; 11 : Sirwa ; 12 : Saghro ; 13 : Ougnat. ASA : Accident Sud Atlasique ; AMAA : Accident Majeur de l'Anti-Atlas.

A-2 : L'Anti-Atlas : Une chaîne métacratonique sur la bordure Nord du craton ouest africain

A-2-1 : Le Craton Ouest Africain

Le Craton Ouest Africain (COA) (Fig. I-2) correspond à la presque totalité de l'Afrique occidentale actuelle. Il s'agit d'un craton ancien où affleurent des roches parmi les plus anciennes de la planète comme les ceintures de roches vertes ou les formations de fer rubané "Banded Iron Formations" (B.I.F) d'âge Archéen (Peucat et al 2005). Ces formations constituent, avec les séries paléoprotérozoïques, les dorsales de Reguibat au Nord et de Leo au Sud, (Fig. I-2). Le COA est aujourd'hui entouré par des chaînes formées lors des orogénèses panafricaines ($\sim 800 - 500$ Ma) (Fig. I-2). A l'ouest, on trouve la chaîne des Mauritanides, la chaîne des Bassarides et la chaîne de Rockelides. A l'est, l'orogenèse panafricaine est caractérisée par les chaînes du Dahomey et du Hoggar. Enfin, au nord se trouvent les chaînes de l'Ougarta (Algérie) et de l'Anti-Atlas (Maroc).

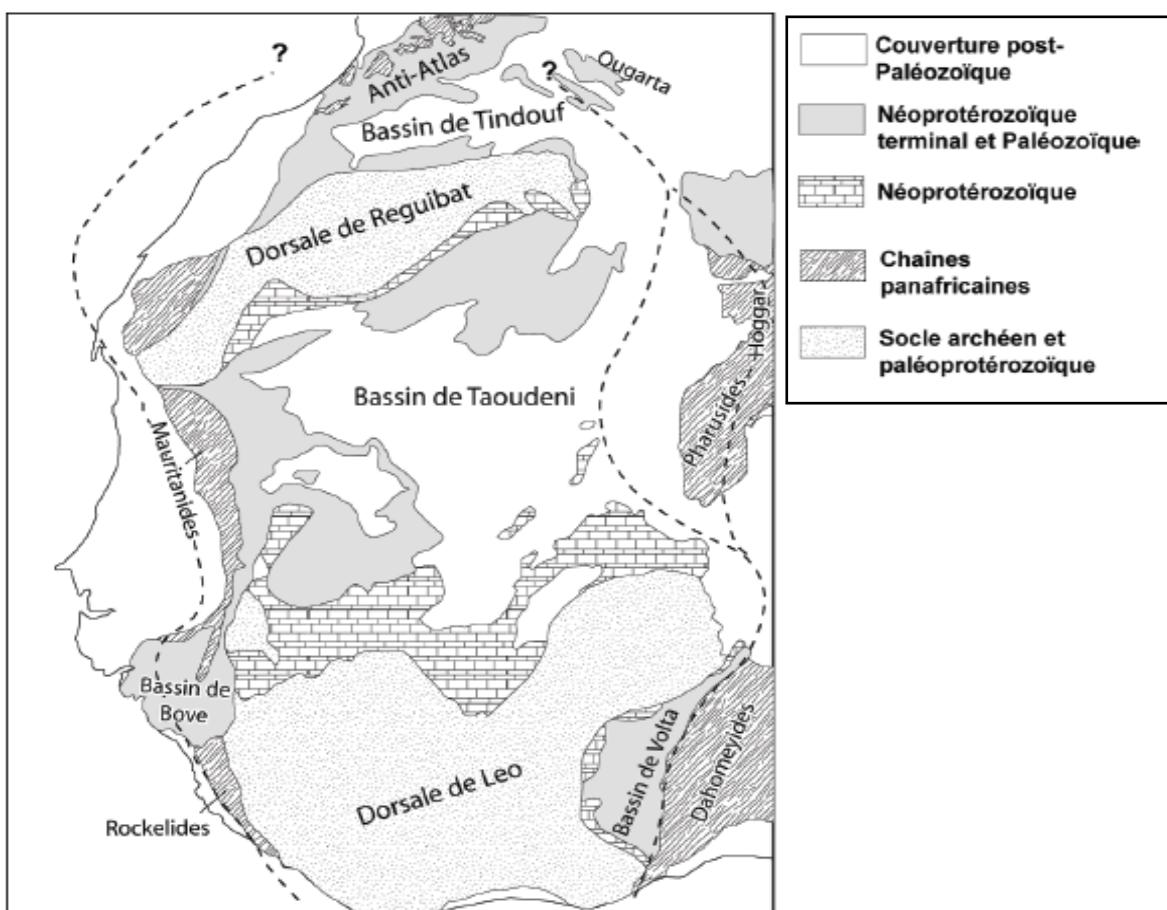


Figure I- 2: Carte géologique et structurale simplifiée du Craton Ouest Africain (COA). D'après Dallmeyer et Lecorché, 1991.

A-2-2 : La chaîne de l'Anti-Atlas

La chaîne de l'Anti-Atlas, située sur le rebord septentrional du craton ouest africain (Fig. I-2), appartient à la ceinture orogénique panafricaine (Choubert et Faure Muret, 1980 ; Leblanc et Lancelot. 1980 ; Hassenforder 1987 ; Hefferan et al., 1992 ; Ennih et Liégeois 2001 ; Thomas et al., 2002). Elle s'étend sur une superficie de 700 x 200 km selon une direction WSW-ENE de l'Atlantique à l'Ouest jusqu'au Tafilalt, contrefort de l'Algérie. Elle est limitée au nord par la faille sud-atlasique (Fig. I-3) qui correspond à une discontinuité entre un domaine métacratonique saharien au Sud et le domaine méséto-atlasique à substratum hercynien au Nord. Elle s'étend depuis la Tunisie jusqu'à Agadir et se prolonge en mer vers les îles canaries (Gasquet, 1991). Sa limite sud est matérialisée par le bassin carbonifère de Tindouf constitué par la ceinture des grandes Hamadas tertiaires et secondaires de Draa, de Guir et de Kem Kem.

Géographiquement, la chaîne de l'Anti-Atlas est subdivisée en trois domaines (Fig. I-3) : i) La partie occidentale qui s'étend depuis l'Atlantique jusqu'aux piedmonts du Jbel Sirwa, bordée au Nord par la plaine du Souss. Elle contient principalement les boutonnières suivantes: le Bas Draa, Ifni, Kerdous, Tagragra d'Akka, Agadir Melloul et Iguerda. ii) La partie centrale qui inclue le Jbel Sirwa et la région de Bou Azzer-El Graara. iii) La partie orientale regroupe les Jbels Saghro et Ougnat, et se prolonge vers l'Est jusqu'au Tafilalt.

Une autre subdivision, basée cette fois sur une structure tectonique majeure: l'accident majeur de l'Anti-Atlas, distingue deux grands domaines dans l'Anti-Atlas, elle limite l'Anti-Atlas occidental de l'Anti-Atlas central et oriental, (Fig. I-3). Cet accident majeur de direction moyenne WNW-ESE, d'âge Néoprotérozoïque, s'étend depuis le Nord du Jbel Sirwa, où il se branche sur la Faille Sud Atlasique, jusqu'à Zagora. Elle se prolonge sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, via le Hoggar, sous le nom de linéament du Tibesti (Guiraud *et al.*, 2000). Il a rejoué à plusieurs reprises durant les orogénèses panafricaine, hercynienne, et alpine. Au Maroc, il délimite à l'ouest un domaine dit éburnéen (2 Ga) d'un domaine panafricain à l'est (Leblanc et Lancelot, 1980) :

- i. Le domaine éburnéen stable, situé au Sud-Ouest de l'accident majeur. Il comprend l'Anti-Atlas occidental et la moitié sud-ouest de l'Anti-Atlas central, formé des terrains anciens d'âge paléoprotérozoïques (PI), et cratonisé pendant l'orogénèse éburnéenne vers 1900-1750 Ma (Leblanc, 1975, Charlot, 1976, 1982). Ces terrains anciens sont surmontés par une couverture néoprotérozoïque constituée d'une épaisse série de

schistes, calcaires, et quartzites surmontée par des formations volcano-sédimentaires associées à des granitoïdes d'âge Néoprotérozoïque terminal.

- ii. Le domaine panafricain dit mobile, situé au Nord oriental : Il englobe l'Anti-Atlas oriental et la moitié Nord-Est de l'Anti-Atlas central (Sirwa). Il est formé de terrains plus récents d'âge Néoprotérozoïque (PII et PIII) affectés par l'orogénèse panafricaine entre 700 et 600 Ma (Choubert, 1963, Leblanc, 1975, Charlot, 1976, 1982).

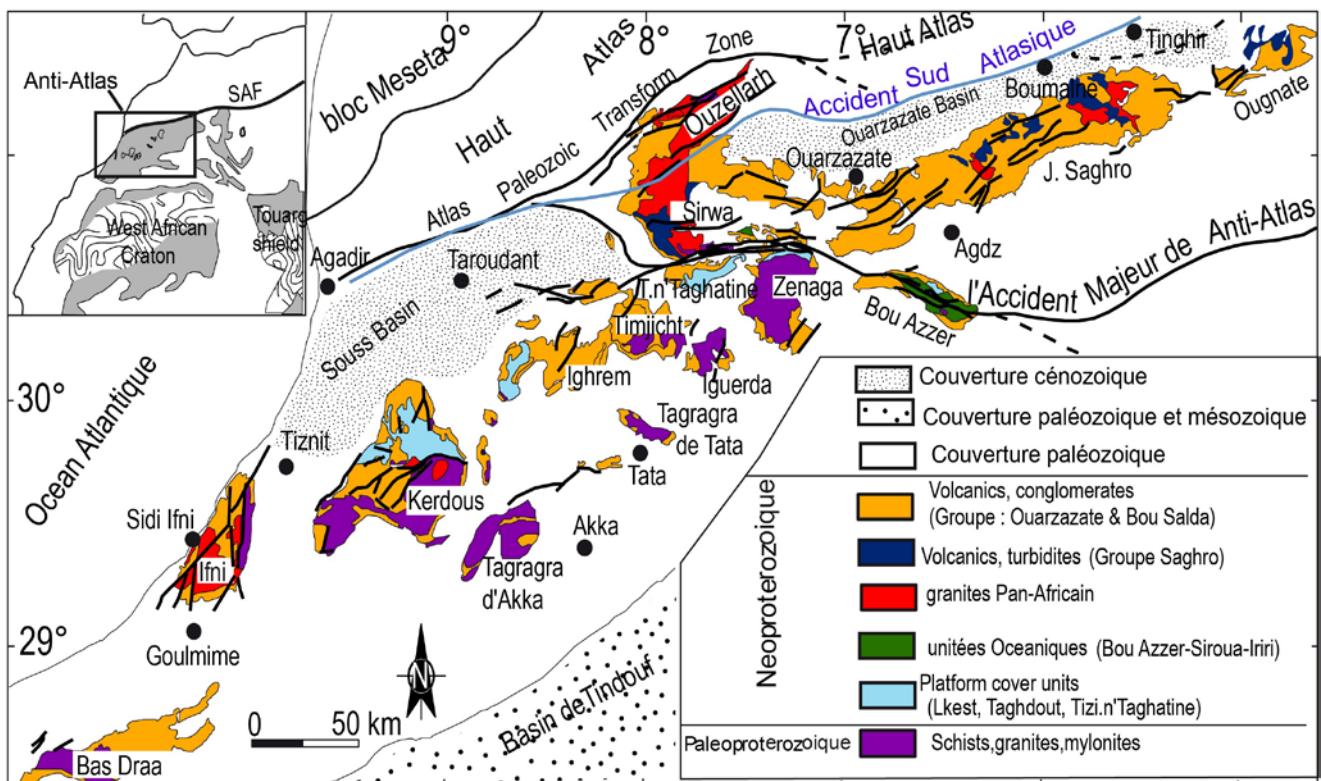


Figure I- 3: Schéma géologique de l'Anti-Atlas. (Gasquet et al ; in Michard et al. (2008)).

A-2-3 : Subdivisions lithostratigraphiques du Précambrien de l'Anti-Atlas:

Depuis les travaux de Choubert, de multiples subdivisions lithostratigraphiques du Précambrien de l'Anti Atlas ont été proposées suivant les régions d'étude et l'accumulation des données stratigraphiques, structurales et géochronologiques. Cependant tous les auteurs s'accordent sur l'existence d'un socle paléoprotérozoïque et néoprotérozoïque moyen et d'une couverture néoprotérozoïque terminale et cambrienne (Fig. I-3). Ces subdivisions sont essentiellement basées sur des critères sédimentaires et structuraux. Les diversités lithostratigraphiques des formations tout au long de la chaîne et les multiples événements géologiques ayant affecté l'Anti-Atlas rendent difficile toute tentative de chronologie relative. En effet, les premiers travaux de Choubert (années 40 aux années 70) interprétaient certaines discordances comme des coupures majeures entre trois cycles orogéniques appelés

respectivement Anti-Atlasides occidentales, centrales et orientales. Ces discordances ont permis de délimiter trois formations précambriennes appelées PI, PII et PIII.

Dans les travaux de Caby et Leblanc, (1973) ; Leblanc (1975) ; Black et al, (1979) ce domaine est interprété comme un segment orogénique polyphasé par analogie avec la chaîne du Hoggar en Algérie et de l'Iforas au Mali. Les travaux du Leblanc et Lancelot, (1980) mettent en évidence deux phases de déformation d'âges panafricains dans l'Anti-Atlas central appelées "B1 et B2". Le cadre général des successions proposées par Leblanc (1975) est toujours d'actualité, avec des ajustements locaux suite à l'acquisition de nouvelles données lithostructurales et géochronologiques. Les travaux de cartographie récemment réalisés dans le carte du Plan National de Cartographie Géologique (PNCG), (Gasquet et al, 2001 ; Charlot-Prat et al.; 2001 ; Thomas et al., 2002, 2004) ont adopté une nouvelle subdivision stratigraphique des terrains de l'Anti-Atlas, conforme aux recommandations de l'Union Internationale des Sciences Géologiques (IUGS). Un socle paléoproterozoïque et une couverture néoproterozoïque subdivisée en deux "Supergroupes": le Supergroupe de l'Anti-Atlas et le Supergroupe de Ouarzazate ont été définis (Fig. I-4).

Le socle paléoproterozoïque

Les terrains paléoproterozoïques affleurent uniquement dans l'Anti Atlas occidental et central (Fig I-3). Ils sont particulièrement bien représentés dans de nombreuses boutonnières (Bas-Draa ; Ifni ; Kerdous ; Tagagra d'Akka ; Tagagra de Tata ; Ighrem et Zenaga) appartenant à la bordure nord du craton ouest africain (Choubert ; 1952 ; Charlot ; 1982 ; Hassenforder ; 1987). Ils apparaissent sous forme d'un ensemble de roches métamorphiques (Schistes, gneiss, amphibolites, migmatite) et plutoniques (Orthogneiss) formant un socle cristallin sur lequel reposent les séries panafricaines d'âge Néoproterozoïque. Les récentes données U/Pb sur zircon obtenues sur différentes formations de ces boutonnières et en particulier sur les granitoïdes ont permis de confirmer l'existence d'événements magmatiques vers 2,04 Ga et 1,7 Ga, et d'envisager un âge plus ancien vers 2,17 (Charlot-Prat et al. 2001 ; Thomas et al., 2002 ; Walsh et al., 2002 ; Barbey et al., 2004 ; Gasquet et al., 2004), l'âge le plus fréquent est (~2,05 Ga ; Gasquet et al., 2005), (Fig. I-5) correspond à la mise en place des granitoïdes calco-alcalins et péralumineux dans les séries métasédimentaires. Ces dernières ont été datées à 2072 ± 8 Ma grâce à l'intercalation des métatuffs felsiques (Tagagra de Tata ; Walsh et al., 2002). Cependant, les études géochronologiques récentes entreprises par D'Lemos et al. (2006) remettent en question l'existence des roches paléoproterozoïques dans la boutonnière de Bou-Azzer, (Tazigzaout), (datation des granitoïdes par la méthode U/Pb a donné des âges de $753 +1/-2$ Ma ; $752,2 \pm 2,4$ Ma), (Tableau I-1).

Domaine	Période	Boutonnière	Roche	Minéral daté	Méthode	Age	Référence
Anti Atlas Occidental	P A L E O P R O T E R O Z O I Q U E	Zenaga	Granite Azguemerzi Tamazzarra Granite Tazenakht Tonalite Assourg	Zircon :: Roches totales Zircon	U/Pb (SHRIMP) U/Pb (SHRIMP) Rb/Sr U/Pb (SHRIMP)	2032±5Ma 2037±9Ma 1735±15Ma 2037±7Ma	Thomas et al., (2002) Thomas et al., (2002) Charlot (1976) Thomas et al., (2002)
		Ighrem	Granite Ait Makhlof	Zircon	U/Pb	2050±6Ma	Ait Malek et al. (1998)
		Kerdous	Granite Tazeroualt Granite Oued Amahrous1 Granite Oued Amahrous2 Granite Tasserhirt Granite Tahala	Roches totales	Rb/Sr Rb/Sr Rb/Sr Rb/Sr Rb/Sr	1973 ± 31 1963±30Ma 1563±65Ma 1677±36Ma 2250±67Ma 1988 ± 41	Charlot (1982) Charlot (1982) Charlot (1982) Charlot (1976) Charlot (1982)
		Ifni	Granite d'Alouzad	Roches totales	Rb/Sr	2295±46Ma 1743±35Ma	Jeannette et al (1981)
		Tagragra de Tata	Granite Targant Granite Oudad	Zircon	U/Pb(SHRIMP) U/Pb(SHRIMP)	2046±7Ma 2041±6Ma	Walsh et al, (2002) Walsh et al, (2002)
		Tagragra d'Akka	Bi-Granite_granodiorite Granite à deux micas	Zircon	U/Pb U/Pb U/Pb	2046±2Ma 2049±2Ma 2043±5Ma 2046±8Ma	Roger et al,(2001) Roger et al,(2001) Roger et al,(2001)
		Bas Draa	Granite Ain Tamousift Granite Aouinet Ait Oussa Granite Sidi Said	Roches totales Zircon	Rb/Sr Rb/Sr U/Pb	1965±32Ma 1960±57Ma 1987±20Ma	Charlot (1982) Charlot (1982) Ait Malek et al (1998)
Anti-Atlas occidental	N E O P R O T E R O Z O I Q U E	Kerdous	Granite Tafraout Granite Agouni yessène Ait Yahya Granite Tarçouat	Roches totales Zircon	Rb/Sr Rb/Sr U/Pb	549±11Ma 540±10Ma 583±11Ma	Charlot (1982) Ait Malek et al (1998)
Anti-Atlas occidental		Ifni	Granite Ifni Granite Tiyouhza Granite Mesti Granite Taoulecht	Roches totales	Rb/Sr Rb/Sr Rb/Sr Rb/Sr Rb/Sr	573±21Ma 681±20Ma 688±16Ma 595±15Ma 583±7Ma	Jeannette et al. (1981) Jeannette et al. (1981) Jeannette et al. (1981) Jeannette et al. (1981) Benziane (1974)
Anti-Atlas Central		Bas Draa	Granite Taourgha	Zircon	U/Pb	575±2Ma	Ait Malek et al (1998)
Anti-Atlas Central	N E O P R O T E R O Z O I Q U E	Sirwa	Granodiorite d'Askaoun Granite d'Imourkhssen Granite Mzil Tazoult quartz porphyry Tonalite d'Amlougui Diorite Tourch Tamassirt	Zircon	U/Pb (LA-ICP-MS) U/Pb (SHRIMP) U/Pb	561±3Ma 558±2Ma 614±10Ma 559±6Ma 586±8Ma 579±7Ma 661±23Ma	Toummite et al. (2012) Toummite et al. (2012) Thomas et al. (2002) Thomas et al. (2002) Thomas et al. (2002) Thomas et al. (2002) Mifdal et Peucat (1985)
Anti-Atlas Central		Bou-Azzer	Granodiorite Bleida Diorite Bleida Diorite qz Bou Azzer	Zircon Roches totales Zircon	U/Pb U/Pb Rb/Sr U/Pb	615±12Ma 579±1.2Ma 614±13Ma 667±11Ma 653±1.5Ma	Ducrot, (1979) Inglis et al.(2004) Mrini (1993) Mrini (1993) Inglis et al. (2003)
Anti-Atlas occidental			Diorite qz Ousdrat	..	U/Pb U/Pb U/Pb	678±10Ma 640±1.5Ma 753±1/2Ma	Ducrot (1979) Inglis et al. (2003) D'Lemos et al. (2006)
Anti-Atlas oriental		Zenaga	Gr Zaouiati Sidi lhoussen Granite Tilsakht	Zircon ..	U/Pb(SHRIMP) U/Pb(SHRIMP)	579±7Ma 579±7Ma	Thomas et al. 2002 Thomas et al. 2002
Anti-Atlas oriental		Saghro	Granodiorite Taouzzakt, Igoudrane Gr. Oussilkane charnockitic Gr. Tagmout et Iknoun Bouskour Diorite Wawitch (Kela magouna)	Zircon Roches totales Zircon	U/Pb Rb/Sr U/Pb U/Pb U/Pb	572±5Ma 580±8Ma 567±41Ma 580±5Ma 585±23Ma	Cheilletz et al. (2002) Errami,1993 ; Mrini,1993 Errami,1993 ; Mrini,1993 Mrini,(1993) Mrini,(1993)
			Diorite de Tabousaid Diorite de Mellab Granite de Taourirt-Tamellalt Roches totales	U/Pb U/Pb Rb/Sr	532±1Ma 547±26Ma 550±33Ma	Mrini,(1993) Mrini,(1993) Mrini,(1993)
			Monzodiorite d'Issougrid	..	Rb/Sr	561±2Ma	Chebbaa, (1996)

Tableau I- 1: Synthèse des âges radiométriques des granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières de l'Anti-Atlas.

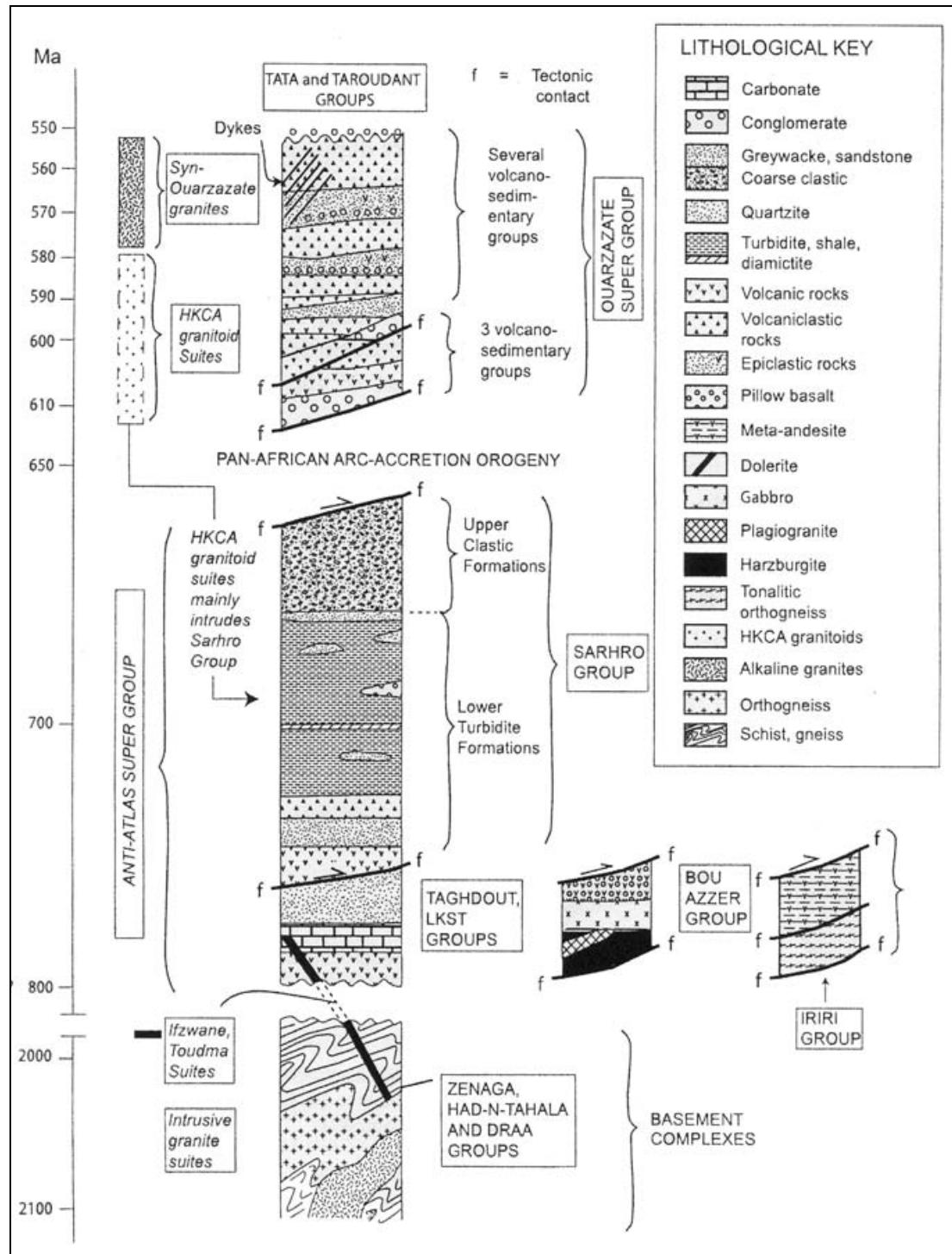


Figure I- 4: Colonne lithostratigraphique des Supergroupes et groupes identifiés dans l'Anti-Atlas. D'après Thomas et al., 2004.

Le Supergroupe de l'Anti-Atlas :

Il correspond à l'ensemble des formations post-éburnéennes et antérieures à la phase panafricaine précoce et couvre une période allant de 800 Ma à environ 680 Ma. Il reflète l'ensemble d'un cycle extension – océanisation – subduction. Sa base présente d'importantes variations latérales de faciès, et trois groupes sont distingués :

- 1) Le groupe de Taghdout : Correspond au groupe de Bleïda de Thomas et al.,(2002). Dans la feuille de Taghdout (1/50 000), il affleure au Nord de la boutonnière de Zenaga (Fig. I-3). Il repose directement sur le socle paléoprotérozoïque et représente l'enregistrement d'une sédimentation sous faible tranche d'eau à l'arrière d'une marge passive, avec une séquence de basaltes, argiles, dolomies et quartzites de près de 1500 m d'épaisseur.
- 2) Le groupe de Bou Azzer : Il est représenté par les cortèges ophiolitiques des boutonnières de Bou-Azzer et du massif du Sirwa (Fig. I-3). Ils comportent tous les termes d'un plancher océanique : harzburgites, gabbros, dykes, pillow-lavas, intrudés par des plagiogranites. L'ensemble est décollé du socle et mis en place tectoniquement durant l'orogenèse panafricaine.
- 3) Le groupe d'Iriri comprend un ensemble de roches formées dans un contexte d'arc insulaire lié à la subduction d'une croûte océanique au Nord du Craton Ouest Africain : schistes, orthogneiss et migmatites principalement. Ce groupe est lui aussi en position allochthone.

Au dessus de ces trois unités basales du Supergroupe de l'Anti-Atlas se trouve le groupe du Saghro. Il est constitué d'une très importante série de flyschs turbiditiques associée à des faciès volcaniques et volcano-sédimentaires à la base, passant ensuite à des roches uniquement détritiques, le tout reflétant des faciès de bassin océanique. L'épaisseur initiale de ces séries est supposée supérieure à 8000 m (Thomas et al., 2002). Le passage à des roches détritiques marque un changement géodynamique majeur depuis un système en extension, avec océanisation, à un système en compression, correspondant à l'orogenèse panafricaine dont le paroxysme est daté à 660 Ma (Thomas et al., 2002). Autrefois le groupe de Saghro est considéré comme des séries d'arc insulaires à 700 Ma (Saquaque et al., 1989 ; Hefferan et al. 2002) mais des études récentes montrent que ce groupe est formé par des séries turbiditiques avec des intercallations des basaltes tholeitiques de type rift avec une épaisseur de 6 km (Fekkak et al. 2003) et déposés dans un intervalle de temps entre 630 et 610 Ma (Liégeois et al., 2006 ; Gasquet et al., 2008 ; Abati et al., 2010).

Le Supergroupe d'Ouarzazate :

La sédimentation cesse ensuite dans l'Anti-Atlas pendant près de 45 Ma, entre 660 et 615 Ma, pour reprendre avec le Supergroupe de Ouarzazate. Il s'agit principalement d'une succession de laves et de roches volcano-sédimentaires reposant en discordance sur le Supergroupe de l'Anti-Atlas et dont l'épaisseur varie fortement d'une localité à l'autre. Elles sont chronologiquement associées à de nombreuses formations intrusives dans le Supergroupe de l'Anti-Atlas (Fig. I-5; Thomas et al., 2004). Ces formations magmatiques ont fait l'objet de nombreuses études géochronologiques, notamment ces dix dernières années avec le développement des techniques de datation de précision (ex : géochronologie U-Pb in-situ sur zircon). Les âges obtenus sont compris entre 615 et 550 Ma et peuvent être séparés en deux grands évènements magmatiques (Figure I-5) ; Gasquet et al., (2005) :

- (i) un magmatisme majeur entre 595-570 Ma représenté par des intrusions plurikilométriques de granites, granodiorites et tonalites associées à des gabbros, diorites et quelques coulées basaltiques et andésitiques. Toutes ces roches montrent dans la plus part de temps un caractère métalumineux ($50\% < \text{SiO}_2 < 75\%$), ainsi qu'une affinité calco-alcaline hautement potassique.
- (ii) un magmatisme important (plus de 2 km d'épaisseur dans la région d'Ouarzazate) entre 570-550 Ma associé au développement d'une tectonique distensive.

Le développement du Supergroupe d'Ouarzazate se produit dans un contexte géodynamique particulier puisque l'on passe d'une tectonique globalement compressive à une tectonique extensive. Cette inversion tectonique se produit à la fin du Néoprotérozoïque (vers 550 Ma) dans l'Anti-Atlas et se poursuit dans la Meseta au Cambrien. Elle se traduit par l'ouverture de nombreux bassins en transtension de type "pull-apart" (Thomas et al., 2004).

Le Supergroupe d'Ouarzazate représente un immense événement magmatique de l'Ediacarien terminal allant de 610 à 545 Ma mis en place lors d'un régime tectonique transtensif avec une intense activité hydrothermale qui a généré des gisements minéraux importants déposés dans plusieurs sites à savoir : Imiter et Zgounder (Ag-Hg) ; Bou-Azzer (Co, Ni, As, Ag, Au), Iourirn (Au) ; Bou Madine (Cu, Pb ; Zn ; Au ; Ag), (Gasquet et al., 2008 et références cités). Cet événement hydrothermal induit aussi l'altération des schistes verts du socle éburnéen, y compris la mobilité des terres rares (Ennih et Liégeois 2008). Des mouvements verticaux importants liés à ce régime transtensif provoquant une variabilité d'épaisseur dans le groupe d'Ouarzazate entre 0 et au moins 2500 m.

Les études géochimiques effectuées sur les formations magmatiques du Supergroupe d'Ouarzazate indique que le volcanisme d'Ouarzazate appartient aux séries alcali-calcique,

calco-alcaline à tendance tholéïitique ou fortement potassique et à shoshonotique (Lebrun, 1982; Freton, 1988; Ighid et al., 1989; Aït Saadi, 1992; Camara, 1993; Mokhtari, 1993; Aït Isha, 1996; Ouguir, 1997; Thomas et al., 2000; Bajja, 2001; Barbey et al., 2001; Karl et al., 2001; Levresse, 2001; Chalot-Prat et al., 2001; Gasquet et al., 2001; 2005 et Thomas et al., 2002). Les éléments en traces et notamment l'étude des HFSE (High Field Strength Elements) et des terres rares (REE) indiquent une signature des zones de marge active (Aït Saadi, 1992; Ouguir, 1997; Bajja, 1998). Toutefois, certaines roches mafiques appartenant à la région du Sirwa se distinguent par des signatures particulières (Touil et al., 1999; Pelleter, 2005). Elles sont caractérisées par des spectres multi-élémentaires relativement plats, et de très faibles anomalies en Nb contradictoires avec un contexte d'arc volcanique et plutôt caractéristique des tholéites continentales. L'association de roches de signatures différentes : roches calco-alcalines d'arc et tholéites de plancher continentaux pose la question du contexte de mise en place de ces roches. Néanmoins, il faut souligner le manque de données chronologiques absolues sur ces roches permettant de les relier avec certitude au Supergroupe de Ouarzazate.

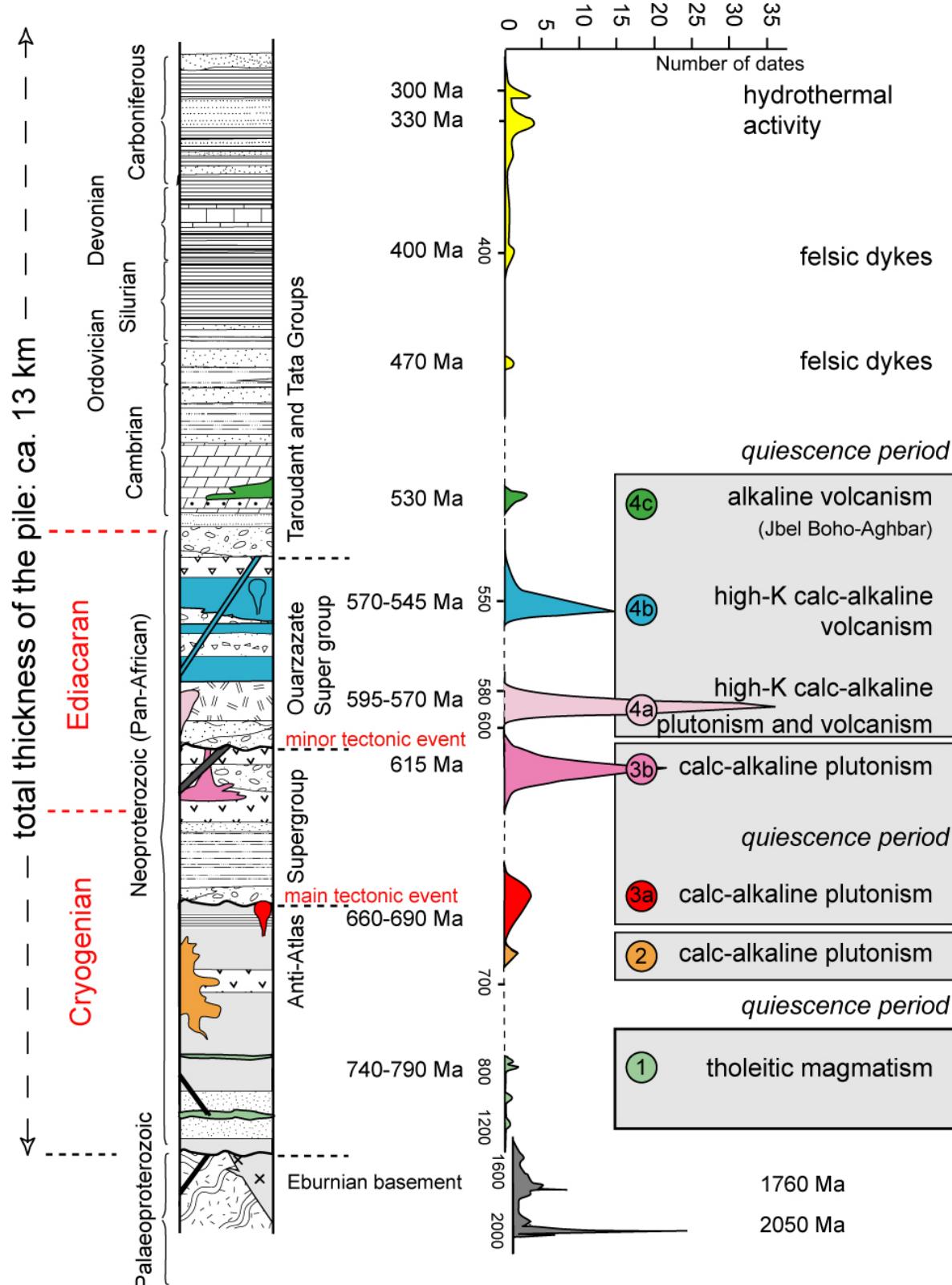


Figure I- 5: Colonne lithostratigraphique synthétique des formations de l'Anti-Atlas présentant les principaux évènements magmatiques et les datations U/Pb associées. D'après Gasquet et al., (2005).

Au Cambrien, les séries post-orogéniques carbonatées et détritiques communément connues sous le nom "Adoudounien" recouvrent le domaine Anti-Atlas occidental et central avec de rares volcanisme alcalin (Soulaimani et al. 2003, Pouclet et al. 2007). Cet événement cambrien est aussi connu dans le Haut Atlas. (Pouclet et al. 2008).

Sur la base des nouvelles données récemment acquises dans l'Anti-Atlas, et particulièrement une compilation des âges U/Pb sur zircon des roches magmatiques, Gasquet et al. (2005) présentent une synthèse et une chronologie des événements éburnéens et panafricains de l'Anti-Atlas dans laquelle les Supergroupes de l'Anti-Atlas et d'Ouarzazate définis par Thomas et al. (2004) sont respectivement rattachés au Cryogénien et à l'Édiacarien (Fig. I-6).

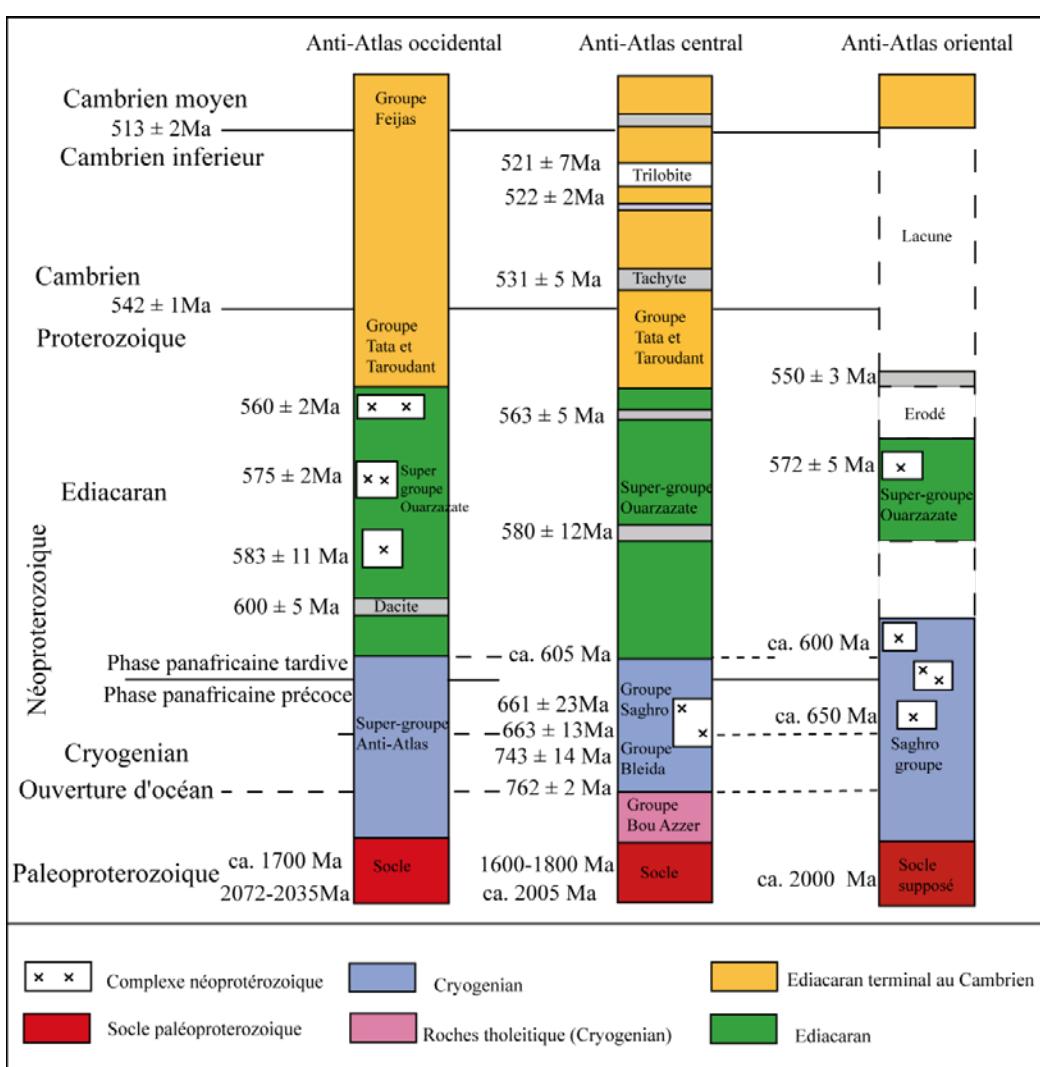


Figure I- 6: Log lithostratigraphique proposé résumant la corrélation entre les formations protérozoïques de l'Anti-Atlas occidental, central, et oriental (modifié d'après Gasquet et al, 2005).

A-2-4 : L'évolution géodynamique de l'Anti Atlas au Précambrien :

Les chaînes précambriennes de l'Anti-Atlas ont fait l'objet de nombreuses études et de nombreuses interprétations dont certaines ont été traduite sous forme de modèles géodynamiques tantôt complémentaires et tantôt contradictoires : (Choubert, 1945; Hindermeyer, 1953a; Hindermeyer, 1953b; Choubert, 1963; Clauer et Leblanc, 1975; Leblanc, 1975; Charlot, 1976; Choubert et Faure-Muret, 1980; Leblanc et Lancelot, 1980; Mifdal et Peucat, 1985; Hassenforder, 1987; Saquaque et al., 1989b; Saquaque et al., 1992; Leblanc et Moussine-Pouchkine, 1994; Ouguir et al., 1996; Hefferan et al., 2000; Ennih et Liégeois, 2001; Levresse, 2001; Thomas et al., 2002; Thomas et al., 2004 ; Gasquet et al 2005). Bien que fondés sur des critères radiométriques, magmatiques et structuraux, ces interprétations sont encore débattues sur plusieurs points notamment en ce qui concerne la vergence, la présence d'un ou plusieurs plans de subduction (Fig I-7 ; Fig. I-8 ; Fig.I-9), la présence ou non d'un bassin arrière arc et la place et le rôle de l'Anti-Atlas oriental dans l'évolution géodynamique de la bordure septentrional du Craton Ouest Africain. Cependant le seul point de convergence a été réalisé autour de fait que la chaîne anti-atlasique est structurée principalement par les deux orogénèses : éburnéen et panafricain.

Les événements qui se sont succédés au cours des temps précambriens dans l'Anti-Atlas peuvent être résumés en un certains nombre de points:

- Les témoins de l'orogenèse éburnéenne se traduisent par une intense déformation pour laquelle peu de données structurales sont encore disponibles. Les formations affectées par cette phase orogénique sont toutes attribuées au Paléoprotérozoïque et ne se rencontrent que dans l'Anti-Atlas occidental et central.
- Une phase d'océanisation marque le début de la dynamique du Néoprotérozoïque moyen dans l'Anti-Atlas. Cette phase de rifting provoqua l'accrétion de croûte océanique dont les témoins sont les ophiolites de Bou Azzer-El Graara (Leblanc, 1972, 1975) et du massif de Sirwa, (Leblanc, 1975 ; El Boukhari, 1991, Chabane, 1991). L'âge de cette océanisation a été daté indirectement à 788 ± 8 Ma (Rb/Sr, Clauer, 1974, 1976). Plus récemment, un âge à 743 ± 14 Ma a été obtenu (Thomas et al., 2002). Ces ophiolites auraient une signature de bassin d'arrière arc (Bodinier et al., 1984).
- Une phase de subduction à laquelle serait associée un magmatisme calco-alcalin prend place au nord de l'Anti-Atlas. La vergence de cette subduction a été et reste encore un sujet de discussion: (i) vers le Sud selon (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Schermerhon et al., 1986 ; Elboukhari et al., 1992 ; Ennih et Liégeois, 2001, Gasquet et al. 2005) ; (ii) vers le

Nord selon Saquaque et al., 1989 ; Benziane et Yazidi, 1992 ; Hefferan et al., 1992 ; Soulaimani et al., 2006). (Fig.I-7 ; Fig.I-8).

- Une phase majeure de l'orogénèse panafricaine ou phase tectonique tangentielle (B1) (phase d'obduction) a été essentiellement décrite dans l'Anti-Atlas central au niveau des boutonnières du Sirwa et de Bou-Azzer (Leblanc et Lancelot, 1980). Cette phase de déformation majeure d'intensité variable, datée à 685 ± 15 Ma (Clauer, 1974, Rb/Sr) et à 663 ± 13 Ma (Thomas et al. 2002 ; U/Pb) a affecté toutes les formations antérieures au groupe de Saghro. Cette phase (B1) est à l'origine du développement de plis isoclinaux dont le plan axial de direction moyenne nord-sud, est légèrement déversé vers l'ouest. La mise en place d'intrusions syn à tardi-tectoniques de diorites, granodiorites, granites. Des dykes acides et basiques accompagnent cette phase tectonique majeur (Leblanc et Lancelot, 1980 ; Saquaque et al. 1992).
- Un épisode tardi-panafricain affecte les terrains antérieurs au Supergroupe de Ouarzazate dans l'Anti-Atlas central au niveau des boutonnières du Sirwa et de Bou-Azzer (Leblanc, 1975). Les sédiments appartenant au groupe de Saghro sont affectés par cette phase appelée B2 (Leblanc et Lancelot, 1980). Certains auteurs font correspondre cet événement à une collision, entre le Craton Ouest Africain et le continent septentrional Avalonia-Cadomia. Cet épisode est responsable de la formation de plis orientés WNW-ESE et dont le plan axial sub-vertical est souligné par une schistosité de fracture. Demange (1977) a signalé que les intrusions de granodiorites peuvent recouper des séries du type Tidiline attribuées au groupe du Saghro. A Bleida, au Sud-Est de la boutonnière de Bou-Azzer, Ducrot (1979) considère que la mise en place de granite et granodiorite datés à 615 ± 12 Ma (Ducrot, 1979, U/Pb sur zircons) serait synchrone de l'événement B2. Dans l'Anti-Atlas occidental, ce même épisode est daté aux alentours de 578 Ma (Jeannette et al., 1981).

(Attention : les âges cités ci-dessus semblent être remis en question par des données nouvelles obtenues au cours du levé des cartes de Bou Azzer au 1/50 000 (sous presse)).

- Une phase de magmatisme intermédiaire à acide clôture le Néoprotérozoïque. Des datations d'ignimbrites et de rhyolites de la série de Ouarzazate par méthode U/Pb sur zircons ont fourni des âges compris entre 545 et 567 ± 7 Ma (Levresse, 2001; Walsh et al., 2002, Thomas et al. 2002).
- Enfin, une phase de volcanisme alcalin, datée à 531 ± 5 Ma, débute le cycle Paléozoïque (Ducrot et Lancelot, 1977).

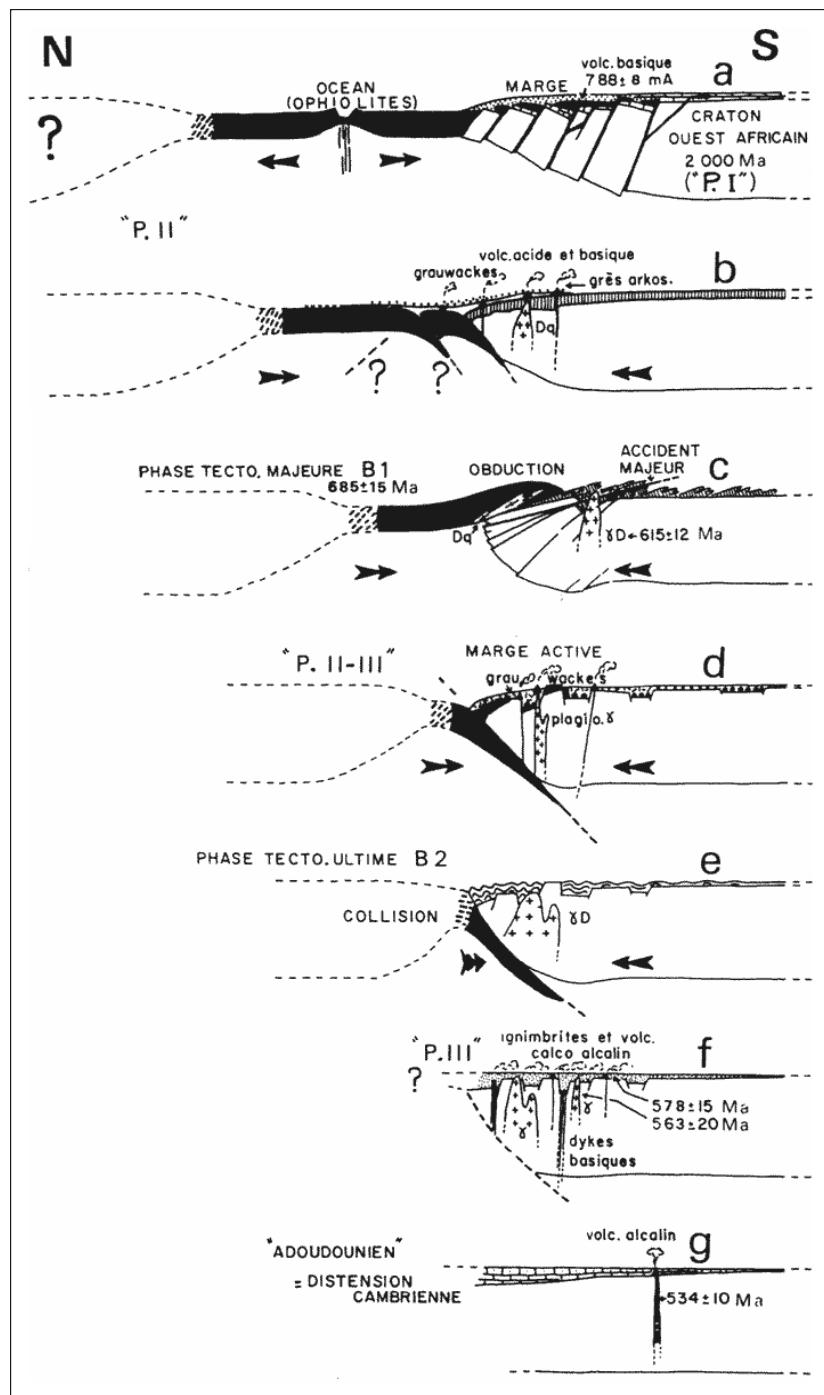


Figure I- 7: Modèle de reconstitution géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas selon Leblanc et Lancelot (1980).

(a) : Distension avec ouverture océanique. (b) : stade de compression et formations des arcs calco-alcalin à l'aplomb de zone de subduction à pendage Nord ou Sud ?. (c) : Obduction des lambeaux ophiolitiques de Bou-Azzer (phase B1). (d) : Subduction à vergence Sud générant un important magmatisme acide et basique. (e) : stade de collision (phase B2). (f) : instauration d'un volcanisme ignimbritique calco-alcalin à alcalin du stade tardif à post-orogénique. (g) : Distension post-orogénique et volcanisme alcalin.

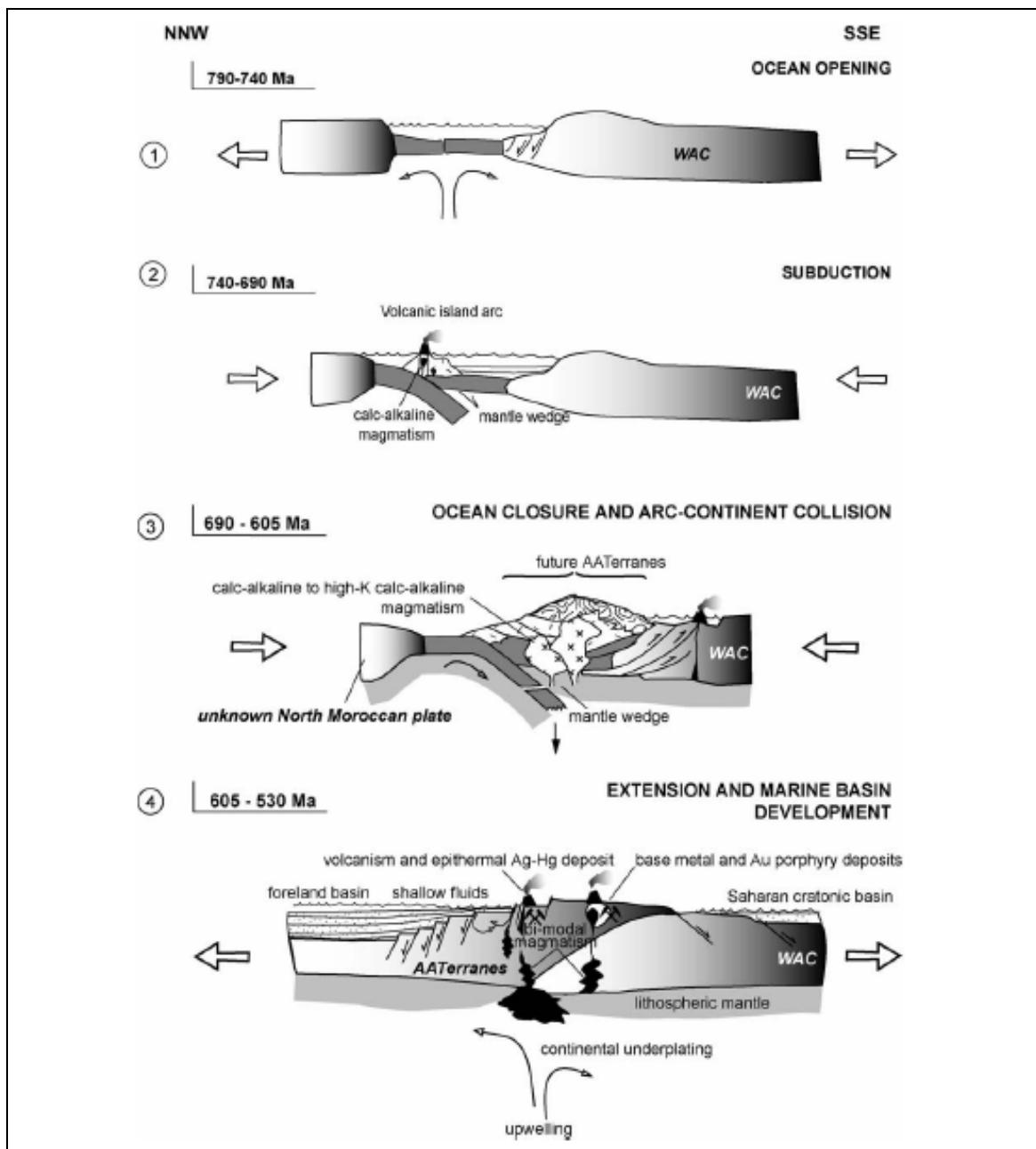


Figure I- 8: Modèle géodynamique du domaine panafricain de l'Anti-Atlas (Levresse (2001) modifié par Gasquet et al. (2005).

Stade (1) : Distension et mise en place d'une croûte océanique

Stade (2) : Subduction (mise en place d'un magmatisme calco-alcain à l'origine des formations d'arc de Saghro)

Stade (3) : fermeture du bassin et collision d'arc avec le craton ouest africain.

Stade (4) : extension post-orogénique.

Dans un travail récent Ennih et Liégeois (2001) remettent en cause la signification géodynamique attribuée aux complexes ophiolitiques de Bou-Azzer et de Sirwa dans l'Anti-Atlas central dans les modèles antérieurs. Ces massifs disposés le long de l'accident majeure de l'Anti-Atlas font en effet de cette suture la base de ces modèles dans lesquels elle traduit la fermeture d'un ou de plusieurs bassins océaniques à la fin des épisodes compressifs de l'orogenèse panafricaine. En considérant ces ophiolites comme étant allochtones, ils situent la limite du craton ouest africain au niveau de l'Accident Sud Atlasique et non au niveau de l'accident majeur de l'Anti-Atlas et propose un modèle conçue sur cette base (Fig.I-9).

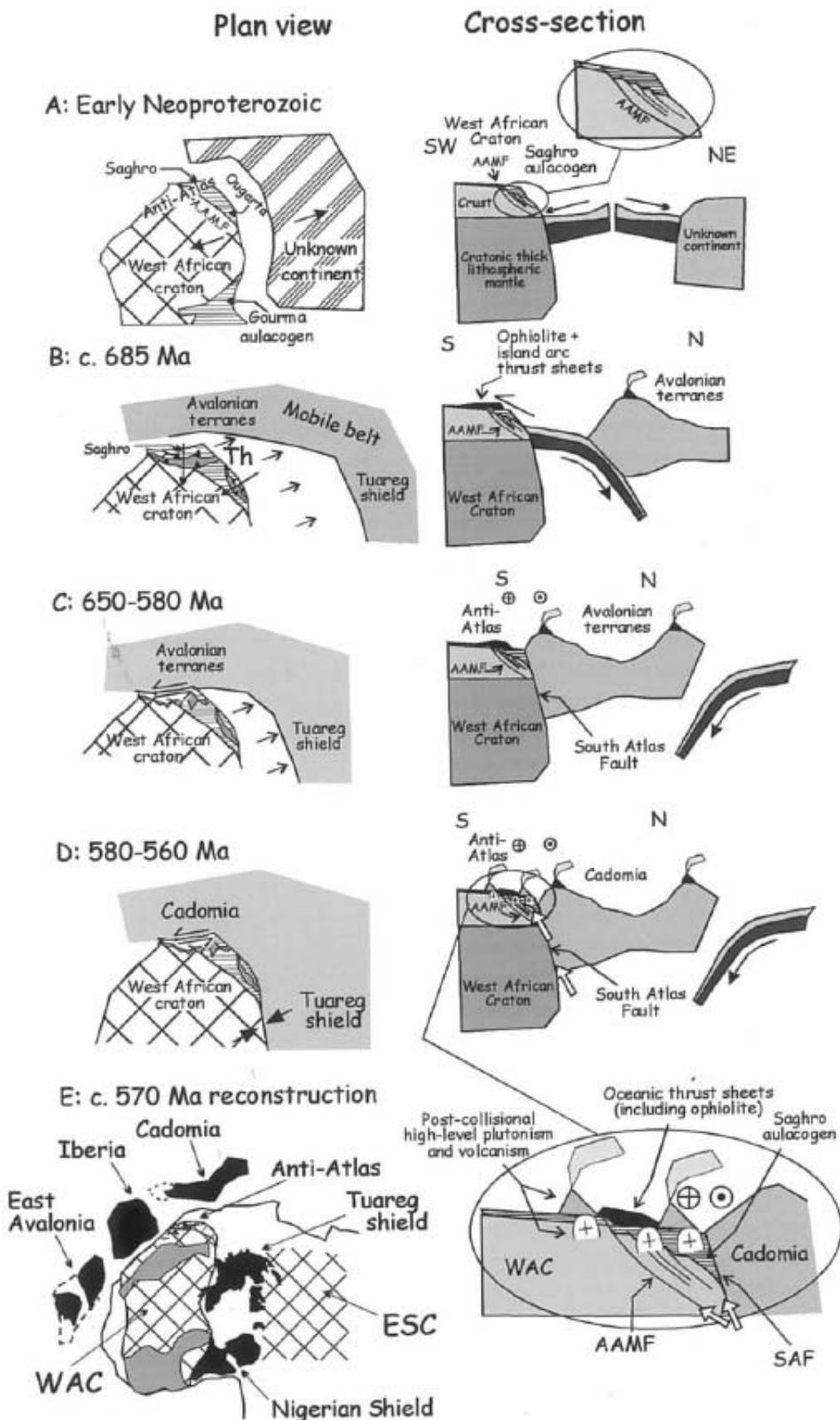


Figure I-9: Modèle de reconstruction géodynamique de la chaîne anti-atlasique pendant l'orogène panafricain selon Ennih et Liégeois (2001).

A-3 : Promontoire d'Ouzellarh-Sirwa :

A-3-1 : Introduction

Le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa (POS) constitue un prolongement de l'Anti-Atlas dans le Haut atlas (Fig. I-10). La partie nord est représentée par le promontoire Ouzellarh ss. (Choubert 1942 ; 1952) dans la limite avec le Haut Atlas. Cette partie nord est formée par des roches précambriques appartenant au socle de l'Anti-Atlas situé entre le "Front Nord du Haut Atlas" (NHAF) et "l'Accident Sud Atlasicque" (SAF). En fait ce socle s'étend au Sud du (SAF) où il est nommé massif de Sirwa. Le promontoire d'Ouzellarh et le massif de Sirwa séparent le bassin cénozoïque d'Ouarzazate au NE et le bassin de Souss au SW qui s'étend jusqu'au l'océan atlantique. Comme les deux sont élevés de la même manière nous proposons ici la notion de promontoire pour le massif de Sirwa et de les intégrer dans un seul promontoire appelé « Promontoire Ouzellarh-Sirwa ». Ceci est justifié par la continuité du socle d'Ouzellarh dans la zone de Sirwa comme observé dans la région d'étude de la vallée de Tifnoute (Fig. I-10).

Le (POS) est limité au Sud par l'accident majeur de l'Anti-Atlas, et couvert vers le SE par le grand volcan cénozoïque de Sirwa dont le point culminant est plus de 3300 m (Berrahma and Delaloye, 1989; Liégeois et al., 2005). Ce promontoire est aussi le lieu des plus grands affleurements des granitoïdes panafricains de l'Anti-Atlas indiquant qu'il était un lieu privilégié pour des intrusions magmatiques.

A-3-2 : Cadre géologique

Le POS est situé au Nord de l'Anti-Atlas, comme il est décrit ci-dessus, il est traversé par l'accident Sud Atlasicque (SAF) (Fig. I-10). Le groupe de Taghdout est principalement présent au Sud de l'accident majeur de l'Anti-Atlas (AAMF) au dessus du socle éburnéen de la boutonnière de Zenaga qui représente la première sédimentation de la marge passive (Bouougri and Saquaque, 2004). Le groupe ophiolitique de Bou-Azzer Lkest s'étend le long de l'AAMF et abondant au sud du promontoire d'Ouzellarh-Sirwa (Thomas et al. 2002).

Le groupe du Saghro est principalement présent au sud du SAF, il est largement disséqué par des mouvements tectoniques postérieurs. Il est stratigraphiquement mal connu dans le POS (Thomas et al. 2002). Il est couvert par le groupe de Bou-Salda dans lequel des rhyolites ont été datées à 606 ± 6 et 606 ± 9 Ma proche du massif de Zenaga (datation U/Pb sur zircons ; SHRIMP ; Thomas et al. 2002).

Finalement, le tout est couvert par le groupe d'Ouarzazate qui s'est manifesté entre (580 et 545 Ma) (Thomas et al. 2004 ; Gasquet et al. 2005 ; 2008). Sur le terrain le groupe de Bou-Salda (610-580 Ma) et le groupe d'Ouarzazate (580-545Ma) sont encore difficile à distinguer. Pour cette raison ils sont rassemblés dans le Supergroupe d'Ouarzazate, Thomas et al. (2002).

Dans le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa les roches plutoniques sont représentées par des granites édiacariens (Fig. I-10) représentés par trois suites à savoir la suite d'Assarag (pluton d'Askaoun et de Tamtattarn), la suite d'Amassine (pluton d'Imourkhssen) et la suite d'Ougougane (les petites intrusions tardives) :

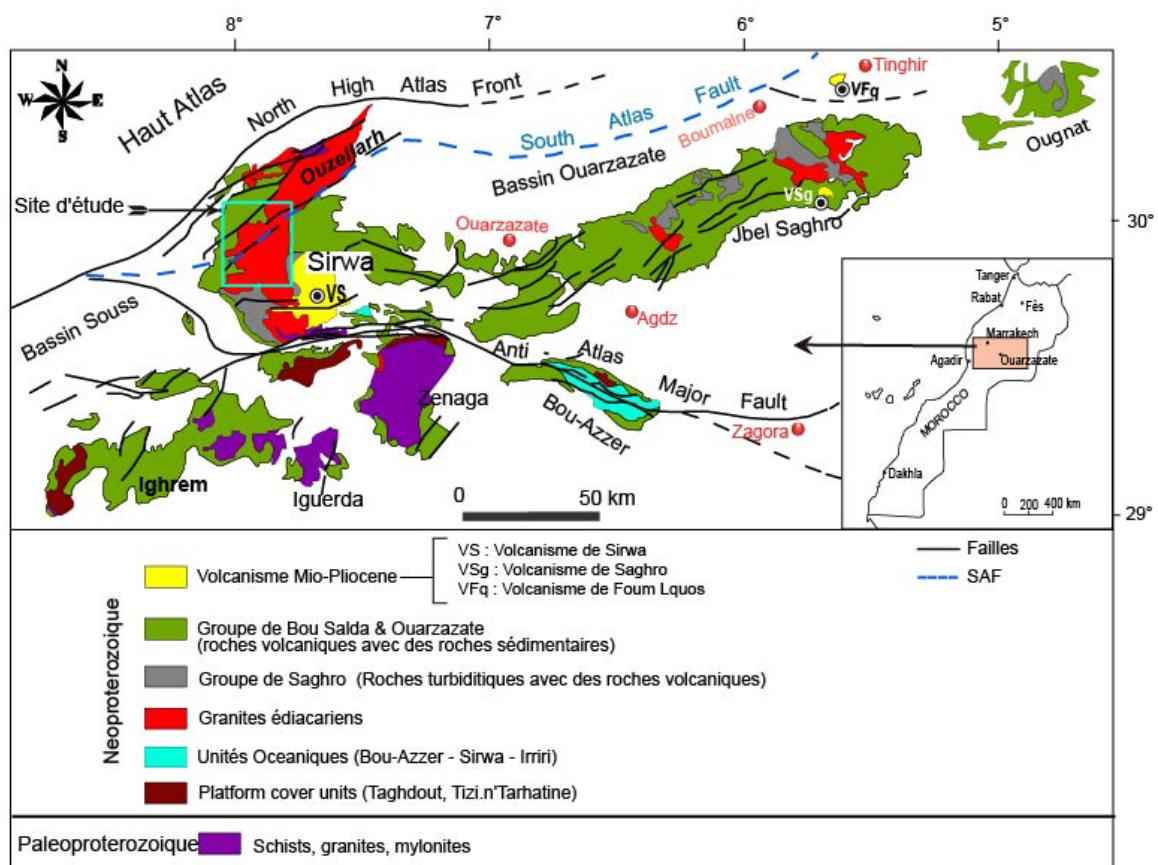


Figure I- 10: Carte géologique schématique de l'Anti-Atlas montrant le promontoire d'Ouzellarh –Sirwa.

(Le cadre vert représente le site d'étude : Vallée de Tifnoute).

A-4 : Secteur d'étude : Région de la vallée de Tifnout

A-4-1 : Situation géographique et données géomorphologiques:

Le secteur d'étude fait partie du promontoire d'Ouzellarh-Sirwa (Fig. I-10). Il est caractérisé par une topographie escarpée et très accidentée avec une altitude allant de 980 m dans la partie Sud de la vallée de l'Oued Tifnout, à 3085 m dans le Jbel Tifiras au NW. Cette région constitue le flanc Sud des montagnes du Haut Atlas, dont le Jbel Toubkal, situé à environ 25 km au nord de Tifiras, culmine à 4165 m. Cette région, hautement montagneuse, est intensément disséquée par les bords supérieurs de l'Assif Tifnout, dont les vallées cultivées s'étendent sur la feuille d'Assarag au 1/50.000 suivant une direction NNE–SSW.

A l'Est de l'Assif Tifnoute, la topographie est moins accidentée, bien qu'elle comprenne des montagnes volcaniques élevées associées au complexe du Sirwa comme le Jbel Agandiy (2684 m). La totalité de la région est généralement d'accès difficile par véhicule, avec peu de pistes praticables en dehors de la route qui longe Assif Tifnout au centre de la feuille d'Assarag (1/50 000) et la piste Askaoun - Agandiy à l'Est, la plupart des villages sont éloignés et accessibles uniquement à pied ou à dos de mulet.

A-4-2 : Contexte géologique :

La région de la vallée de Tifnoute montre sur le plan géologique des roches datées du Néoprotérozoïque à l'actuel (Fig. I-11). Le groupe de Bleida : (Thomas et al., 2002) correspond aux formations d'âge Cryogenien inférieur (714 à 650 Ma), il est représenté dans le secteur d'étude par des affleurements mineurs des quartzites et des roches volcano-sédimentaires jaspérisées. Il est attribué au groupe de Taghdout (Thomas et al., 2004). En général, le groupe de Bleida de la boutonnière de Sirwa a été interprété comme une séquence volcano-sédimentaire de marge continental effondrée (Leblanc et Lancelot, 1980; Gress et al., 1998).

Le groupe du Saghro : (650-600Ma) correspond aux formations de Cryogénien supérieur et celles de l'Ediacarien inférieur. Selon le modèle géotectonique (El Boukhari. 1991 ; Thomas et al., 2002) ce groupe est interprété comme une série de bassin d'arrière arc.

Sur la feuille d'Assarag (1/50 000), ce groupe est représenté par des roches volcano-sédimentaires de Sous-groupe de Zgounder (Thomas et al., 2002) qui est caractérisé par des roches volcano-sédimentaires de remplissages orogéniques de type flysch.

Le Super-Groupe d'Ouarzazate (SGO) : correspond à des roches d'âge Ediacarien terminal daté entre 615 à 545 Ma (Thomas et al ., 2004). Il est composé par quatre groupes à

savoir : groupe d'Achkoukchi, Tafrant, Bouljma et de Touine, Les parties inférieures sont à dominance basaltiques et andésitiques et elles évoluent vers des roches acides dans les niveaux supérieurs.

Les roches plutoniques associées aux séries d'Ediacarien terminal sont subdivisées en trois unités (Thomas et al. 2002):

La suite d'Assarag : représentée par deux intrusions, le grand batholithe granodioritique d'Askaoun et la diorite de Tamtattarn. Le granodiorite d'Askaoun occupe la grande partie de la région (Fig. I-11). Elle est intrusive dans les formations volcano-sédimentaires du groupe de Saghro. Des données radiométriques, U/Pb par la méthode SHRIMP, sur ce granodiorite a fournit un âge de 575 ± 8 Ma (Thomas et al., 2002).

La suite d'Amassine représentée par le granite d'Imourkhssen. Il affleure au centre de la région d'étude, il est intrusif dans les roches volcanoclastiques du Super-groupe d'Ouarzazate.

La suite d'Ougougane est représentée par les petites intrusions tardives dispersées dans la région d'étude (Fig. I-11).

Tous ces granitoïdes contiennent des enclaves magmatiques microgrenues. Ils sont recoupés par d'importants filons basiques de Zaghar (en grande partie des dolérites altérées) d'une direction générale SW-NE et N-S. Ces filons ont généralement une largeur d'un mètre mais peut atteindre 25 m dans certains cas. La longueur de ces filons peut atteindre des distances kilométriques. Ces essaims de filons basiques de Zaghar sont non datés, ils sont considérés comme des manifestations tardives du groupe d'Ouarzazate (Thomas et al., 2002).

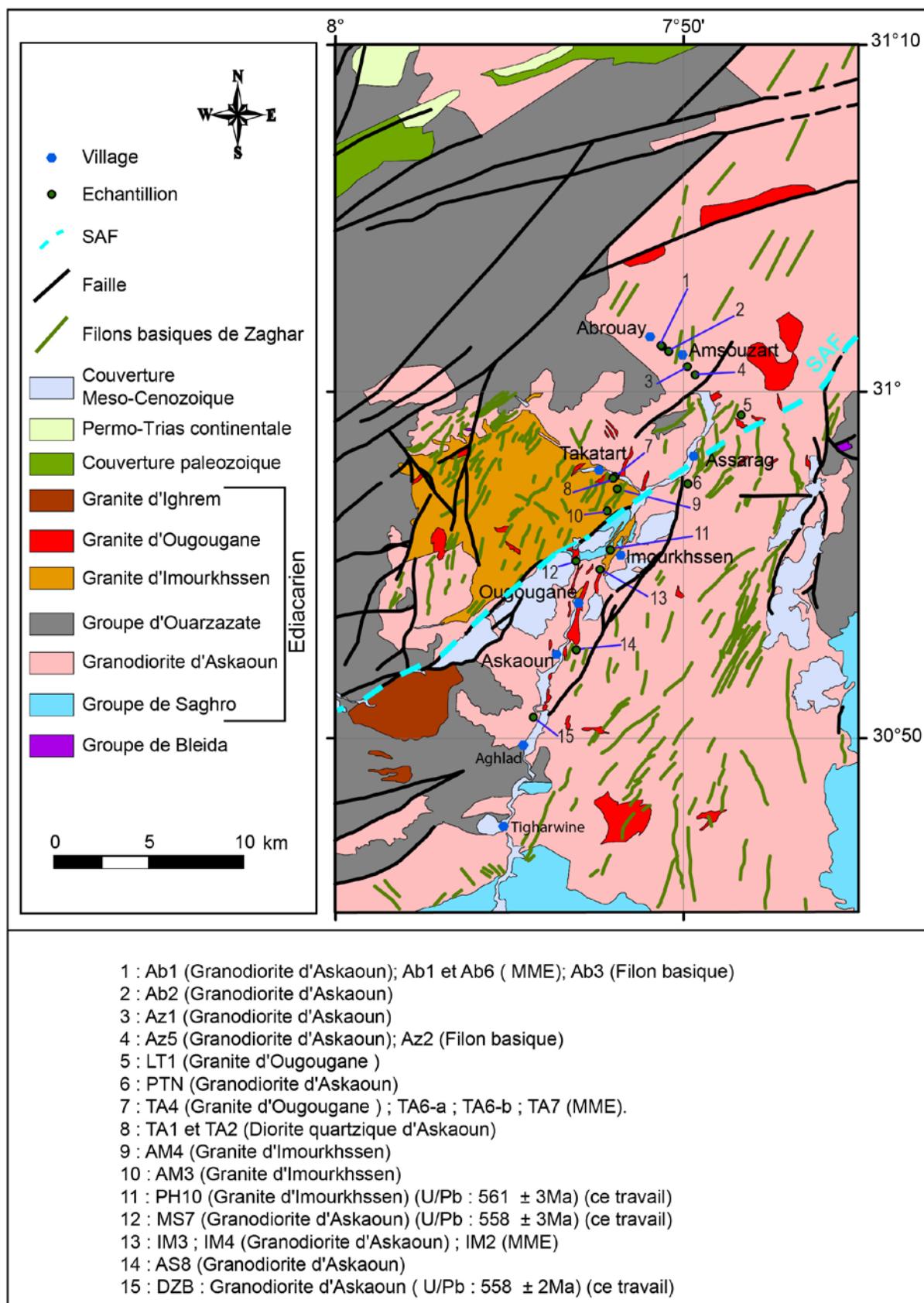


Figure I- 11: Carte géologique de la vallée de Tifnoute avec localisation des échantillons (modifiée d'après les cartes géologiques de Thomas et al. (2002) et Choubert (1957)).

B : Les travaux antérieurs :

Après les travaux pionniers de Choubert (1963), le massif de Sirwa a fait l'objet de nombreux travaux de recherche dans différentes disciplines géologiques aussi bien dans la partie orientale, (Diallo, 1989; El Khanchaoui, 1990 ; Zahour, 1990 ; El Boukhari, 1991; Chabane, 1991), que dans sa partie occidentale (Reragui, 1994, 1997; Jouider, 1994, 1997; Touil, 1999; Essaraj, 1999). Plus récemment la région a fait l'objet d'une vaste campagne de cartographie dans le cadre du PNCG. C'est ainsi que sept cartes géologiques ont été réalisées dans ce secteur, il s'agit des cartes (1/50 000) de : Douar-Cour ; Assarag ; Tachoukacht ; Tamallakout ; Sirwa ; Taghdout et Açdif. Les résultats de ces cartes ont fait l'objet de synthèse et d'interprétations publiés dans les publications de Thomas et al., (2002, 2004). Ces travaux ont permis de :

- établir une stratigraphie des terrains précambriens et Néoproterozoïques en particulier,
- apporter des précisions sur les âges des différentes formations à l'aide de datation radiométrique U/Pb sur les zircons,
- proposer un modèle géodynamique de la chaîne panafricaine en se basant sur des données stratigraphiques, structurales et géochimiques,
- faire un inventaire des indices miniers de la région.

CHAPITRE II

Caractérisations pétrographiques et minéralogiques

A. Caractérisations pétrographiques

A-I : Massif d'Askaoun

Le massif d'Askaoun occupe la grande partie de la feuille d'Assarag au 1/50.000 sur une superficie de plus de 600 km² (Fig. I-11). Ce massif est intrusif dans les roches volcano-détritiques du groupe de Saghro mais il est recouvert en discordance par le groupe d'Ouarzazate. A l'Est le contact avec ce groupe du Saghro est franc. Le faciès commun et dominant est représenté par la granodiorite d'Askaoun, C'est une roche homogène de couleur grise non foliée, porphyrique.

L'étude pétrographique menée sur ce batholith montre deux faciès principaux : la diorite quartzique et la granodiorite à biotite et amphibole.

A-I-1 : Diorite quartzique (PLANCHE I):

Macroscopiquement, la diorite quartzique se présente sous forme d'une roche grise porphyrique à phénocristaux centimétriques de plagioclase et d'amphibole.

Microscopiquement la roche présente une texture microgrenue porphyrique. La paragenèse primaire est formée de phénocristaux de plagioclase et d'amphibole ainsi que des microcristaux de quartz interstitiels, alors que la paragenèse secondaire est représentée par l'épidote, la séricite et les minéraux opaques.

Le plagioclase : C'est le constituant majeur de la roche (~70%), il se présente sous forme de phénocristaux automorphes à subautomorphes avec une taille qui peut aller jusqu'au 4 mm de longueur. La quasi-totalité des cristaux sont entièrement ou presque entièrement transformés en séricite. A coté de la séricite, l'épidote se développe également mais d'une manière accessoire.

L'amphibole : Elle cristallise en phénocristaux losangiques de couleur vert brunâtre. Elle représente 10% de la roche, s'altère en chlorite et epidote et inclue des minéraux opaques.

La biotite : Elle se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes qui détiennent une proportion d'environ 7% du volume de la roche. Ces cristaux sont totalement altérés en chlorite. Le fer libéré s'accumule le long des plans de clivages sous forme d'oxydes.

Le quartz : Il se cristallise tardivement en cristaux xénomorphes occupant les interstices entre les autres phases minérales sous forme de microcristaux en association avec des petites lattes de plagioclases.

Le feldspath potassique : C'est la phase la moins représentée dans la roche, sa présence se limite à des cristaux xénomorphes perthitiques interstitiels et altérés en kaolinite.

Minéraux accessoires : ils sont représentés par les minéraux opaques primaires et zircons.

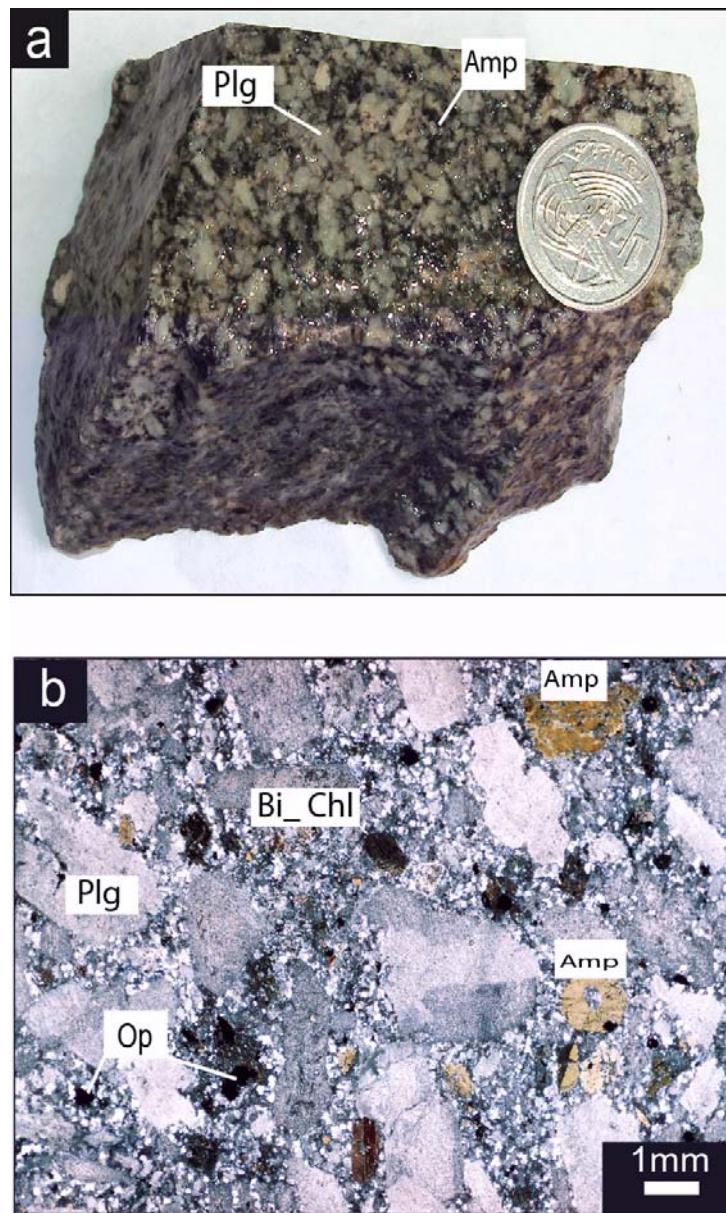


Planche I : Planche photographique présentant le facies diorite quartzique d'Askaoun

(a) : Aspect macroscopique de la diorite quartzique d'Askaoun

(b) : Aspect microscopique avec des phénocristaux de plagioclase et Amphibole.

Bi-Chl : Biotite chloritisée ; *Op* : Opaques ; *Amp* : Amphibole ; *Ep* : Epidote ; *Plg* : Plagioclase, *Qz* : Quartz.

A-I-2 : Granodiorite à amphibole et biotite (PLANCHE II)

C'est une roche à grain moyen, de couleur grise à rose. Elle présente une texture grenue à grenue porphyrique avec une composition minéralogique homogène formée de plagioclase, amphibole, biotite, quartz, feldspath potassique, et de minéraux accessoires.

Le plagioclase constitue 50 à 60% du volume de la roche et se présente en cristaux automorphes à subautomorphes parfois de grande taille, dépassant les 4mm de longueur. Il est altéré en séricite et en epidote. Certain cristaux sont zonés, cette zonation est marquée par une altération différentielle entre le cœur, très altéré, et la bordure saine.

L'amphibole : (10 à 14%), elle forme des cristaux subautomorphes, isolés ou en groupe, de forme losangiques parfois maclés, et de couleur vert brun. Ils sont altérés en chlorite et/ou en epidote. Ces cristaux d'amphibole sont souvent associés aux minéraux opaques.

La biotite : Elle se présente en cristaux automorphes à subautomorphes représentant 1 à 14% de la composition modale de la roche. Ces cristaux sont parfois associés à ceux de l'amphibole. Elle est souvent partiellement ou totalement altérée en chlorite. Un remplissage a été marqué le long des clivages par les minéraux opaques. De rares exceptions, comme c'est le cas de l'échantillon « PTN », peuvent présenter de la biotite fraîche ce qui nous a permis de réaliser les analyses à la microsonde électronique.

Les feldspaths potassiques : Ils représentent 8 à 16 % de volume totale de la roche et s'expriment en cristaux xénomorphes à subautomorphes, peuvent atteindre 3mm de taille. Il s'agit de l'orthose perthitique et du microcline kaolinisé.

Le quartz : (16 à 27%) est représenté par des cristaux xénomorphes occupant soit les interstices ou regroupés en amas de taille variée (~0.5 à 2.5 mm). Certains cristaux poecilitiques renferment des inclusions de l'amphibole et du plagioclase.

Les minéraux accessoires sont représentés par des minéraux opaques primaires, et secondaires. Les premiers sont généralement automorphes isolés ou en inclusions dans les amphiboles et les biotites. Les minéraux opaques secondaires se localisent surtout le long des plans de clivage des minéraux phylliteux (la biotite en particulier). L'apatite très rare de forme aciculaire. Le zircon en prisme est inclus dans la biotite. Le sphène est occasionnellement rencontré dans l'échantillon (PTN) de forme aplati et à bord tranchant. L'épidote est généralement rencontrée comme produit d'altération dans les cristaux de plagioclase ou parfois dans les amphiboles, alors qu'il est occasionnellement plus développé dans l'échantillon (AS8).

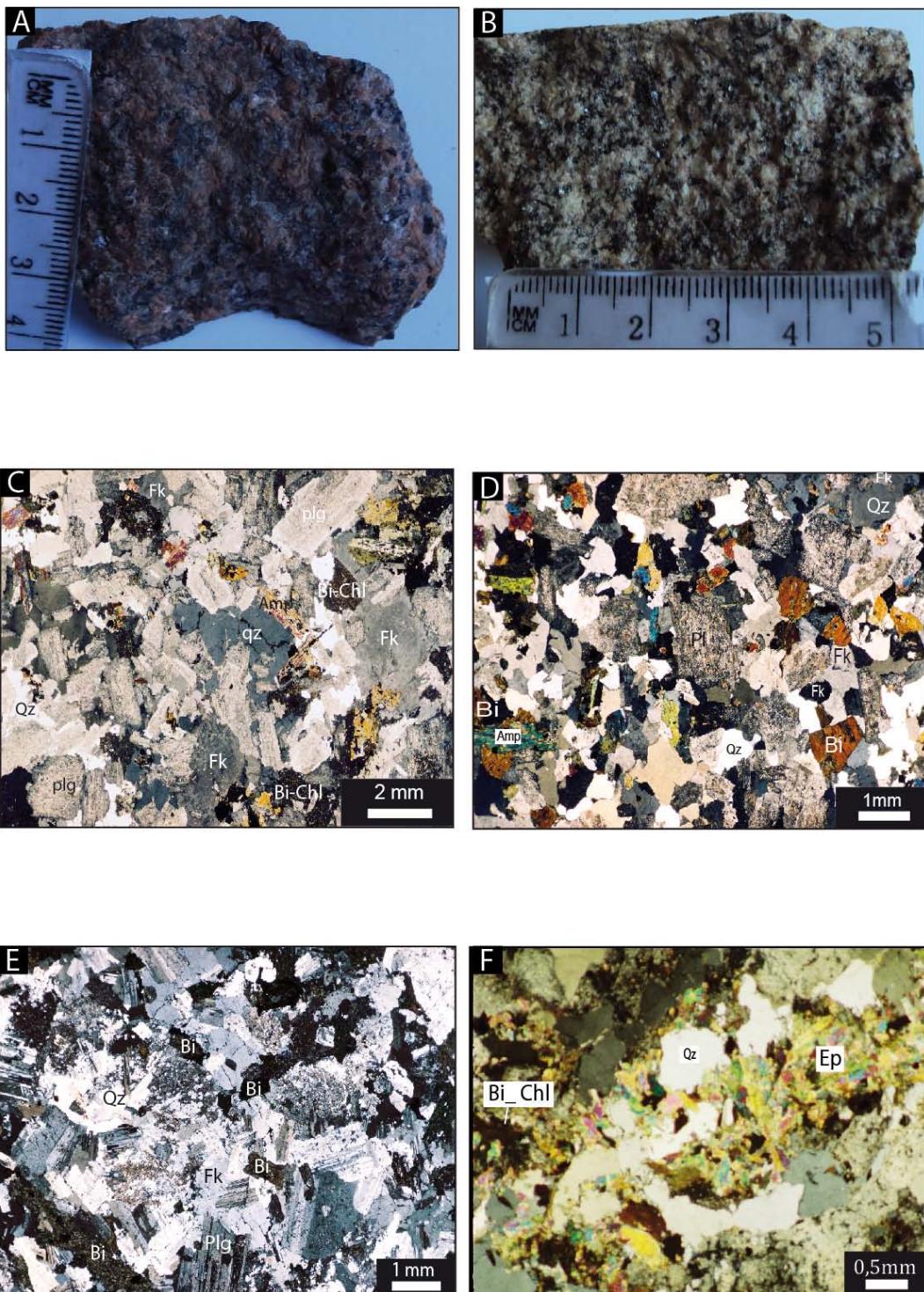


Planche II : Planche photographique présentant le facies de Granodiorite à biotite et amphibole d'Askaoun.

A : Aspect macroscopique du granodiorite rose (*Ech : IM3*).

B : Aspect macroscopique du granodiorite gris (*Ech. PTN*)

C : Aspect microscopique du Granodiorite rose avec biotite chloritisé et microcline kaolinisé.

D : Aspect microscopique du granodiorite gris avec des cristaux de biotite fraîche. (*Ech.PTN*).

E : Facies granodioritique albitisé (*Ech. Az5*).

F : Epidote plus développé dans l'échantillon (*Ech. AS8*).

A-II : Massif d'Imourkhssen (Granite rose à grains grossiers) (PLANCHE III):

Ce massif homogène est représenté par un granite rose à grain grossier.

Dans la région nord-centrale sur la carte géologique de la vallée de Tifnout (Fig. I-11), la Granodiorite d'Askaoun est localement recoupée par un granite à gros grains, connu sous le nom de Granite d'Imourkhssen (Fig. I-11) qui fait partie de la suite d'Amassine. Il est bien exposé, dans la gorge d'Assif Tifnout dans la région d'Imourkhssen et dans la vallée d'Assif Amoumene, affluent majeur de l'Assif Tifnout. Ce granite peut être localement, fortement affecté par des transformations hydrothermales. A l'affleurement, c'est une roche leucocrate, rose, grenue (taille moyenne 3 à 5 mm), homogène. Il est essentiellement formé de feldspaths-potassiques qui donnent à la roche son aspect rose, de plagioclases de couleur crème troubles, et des tâches éparses de chlorite verdâtre et de cristaux de quartz caractéristiques par leur forme ronde. Dans cette région dite Imourkhssen des paillettes de molybdénite constituent une phase de minéralisation manifeste.

Microscopiquement il est de texture grenue, La paragenèse minérale est dominée par les minéraux blancs qui donnent à la roche un aspect leucocrate. La paragenèse primaire est formée de plagioclases, feldspaths potassiques, quartz, biotite, et de minéraux accessoires.

Le plagioclase : (~30%), il est en cristaux automorphes à subautomorphes légèrement altérés en séricite et quelques cristaux d'épidotes, avec une taille qui peut atteindre 3 mm. Il inclut des minéraux opaques et des paillettes du chlorite associé à des granules de minéraux opaques, probablement issus de la pseudomorphose de l'amphibole primaire et/ou la biotite.

Le feldspath potassique en plages xénomorphes à subautomorphes représente 30 % de la roche. Il s'agit de l'orthose microperthitique et du microcline kaolinisé. Il renferme des inclusions des biotites chloritisées et des cristaux de plagioclase.

Le quartz : il apparaît en cristaux xénomorphes avec parfois des cristaux poecilitiques renfermant des feldspaths potassiques, des plagioclases et des paillettes de la chlorite comme produit de l'altération des minéraux ferromagnésiens primaires.

La biotite : elle se présente sous forme de cristaux généralement chloritisés avec une proportion faible (<2%) et un remplissage des plans de clivages par les minéraux opaques secondaires. Elle renferme en inclusion des cristaux de zircon.

La phase accessoire comprend, en plus du zircon, l'apatite et les minéraux opaques primaires en cristaux automorphes isolés ou associés à la biotite.

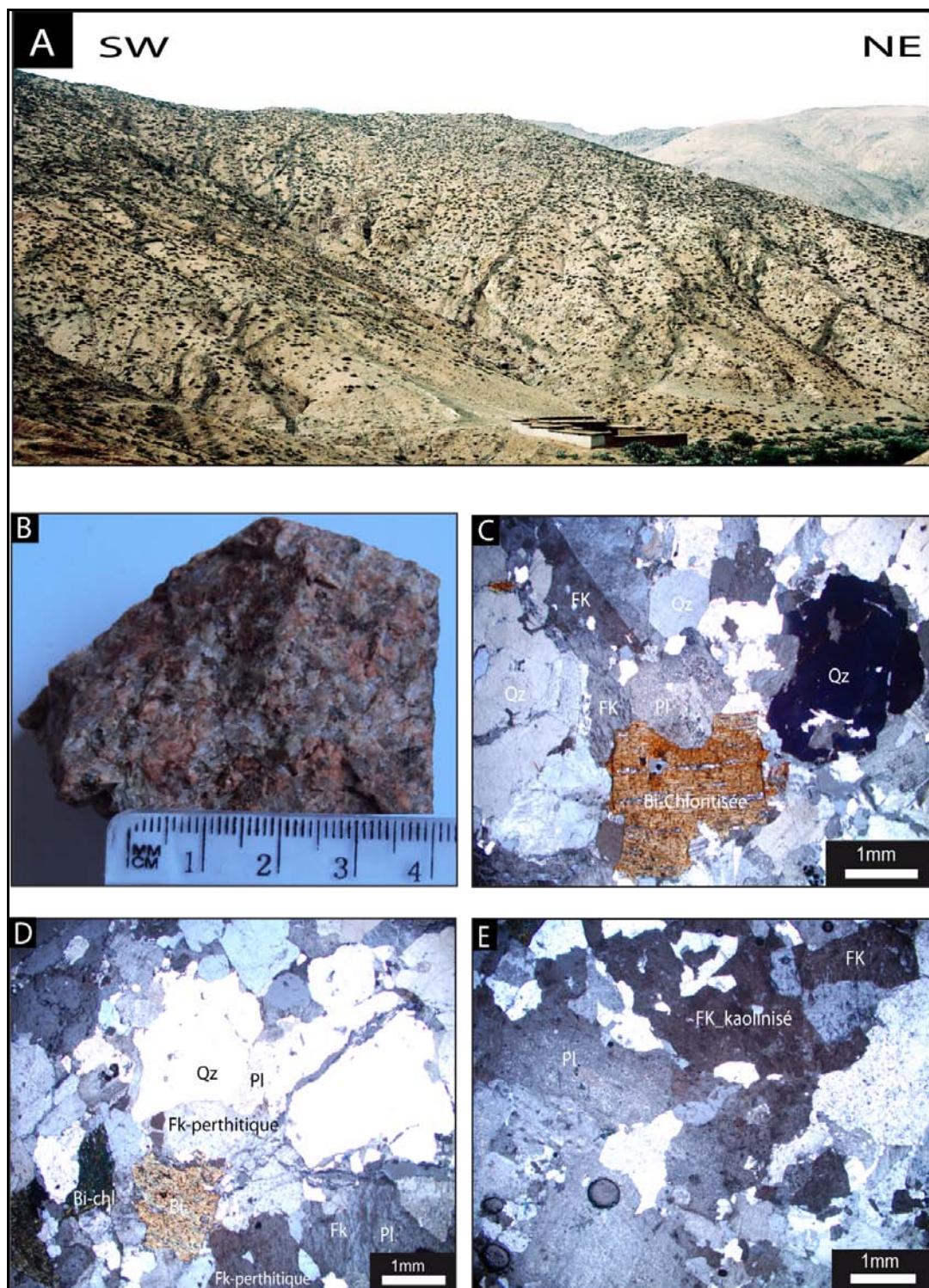


Planche III : Planche photographique présentant le facies de Granite rose d’Imourkhssen.

A : Vue d’ensemble du massif granitique rose d’Imourkhssen

B : Aspect macroscopique du granite rose à grain grossier d’Imourkhssen.

C et **D** : Aspect microscopique du granite rose (**Ech. AM3**) avec des cristaux de biotite chloritisé et de Feldspath potassique perthitique.

E : Faciès du granite rose montrant le feldspath potassique kaolinisé (**Ech AM4**).

A-III : Les petites intrusions granitiques tardives : Granite à grains fins d'Ougougane (PLANCHE IV)

Le granite d’Ougougane est un granite à grains fins, de couleur rose, à phénocristaux de plagioclases, il intrude le granodiorite d’Askaoun et le granite rose d’Imourkhssen (Fig. I-11).

Microscopiquement, il est de texture microgrenue porphyrique, avec une paragenèse homogène formée essentiellement par le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz, rares ferromagnésiens (amphibole ± biotite), et les minéraux accessoires.

Le feldspath potassique : il représente en moyenne 35% de la composition modale, ce sont des cristaux xénomorphes perthitiques, en générale de petite taille formant le fond de la roche avec le quartz et le plagioclase.

Le quartz : (36 %) Ce sont des cristaux d'un habitus xénomorphe et de taille inférieure à 1mm formant le fond microgrenue avec les cristaux du plagioclase et le feldspath potassique.

Le plagioclase : Il se présente sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes, soit en phénocristaux de grande taille pouvant atteindre 3mm ou en microcristaux dans le fond de la roche. L’altération de ces cristaux est marquée par la séricite et parfois par des petites plages d’épidotes.

Les minéraux ferromagnésiens sont rares avec une proportion inférieure à 2%, ils sont représentés par l’amphibole et de la biotite. L’amphibole est de petite taille (<0,5mm), et de couleur verte brune, alors que la biotite est souvent altérée en chlorite.

Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon ; les minéraux opaques primaires automorphes associés aux minéraux ferromagnésiens, alors que les minéraux opaques secondaires occupent le long des plans de clivages de la biotite. Les cristaux de l’épidote sont très rares.

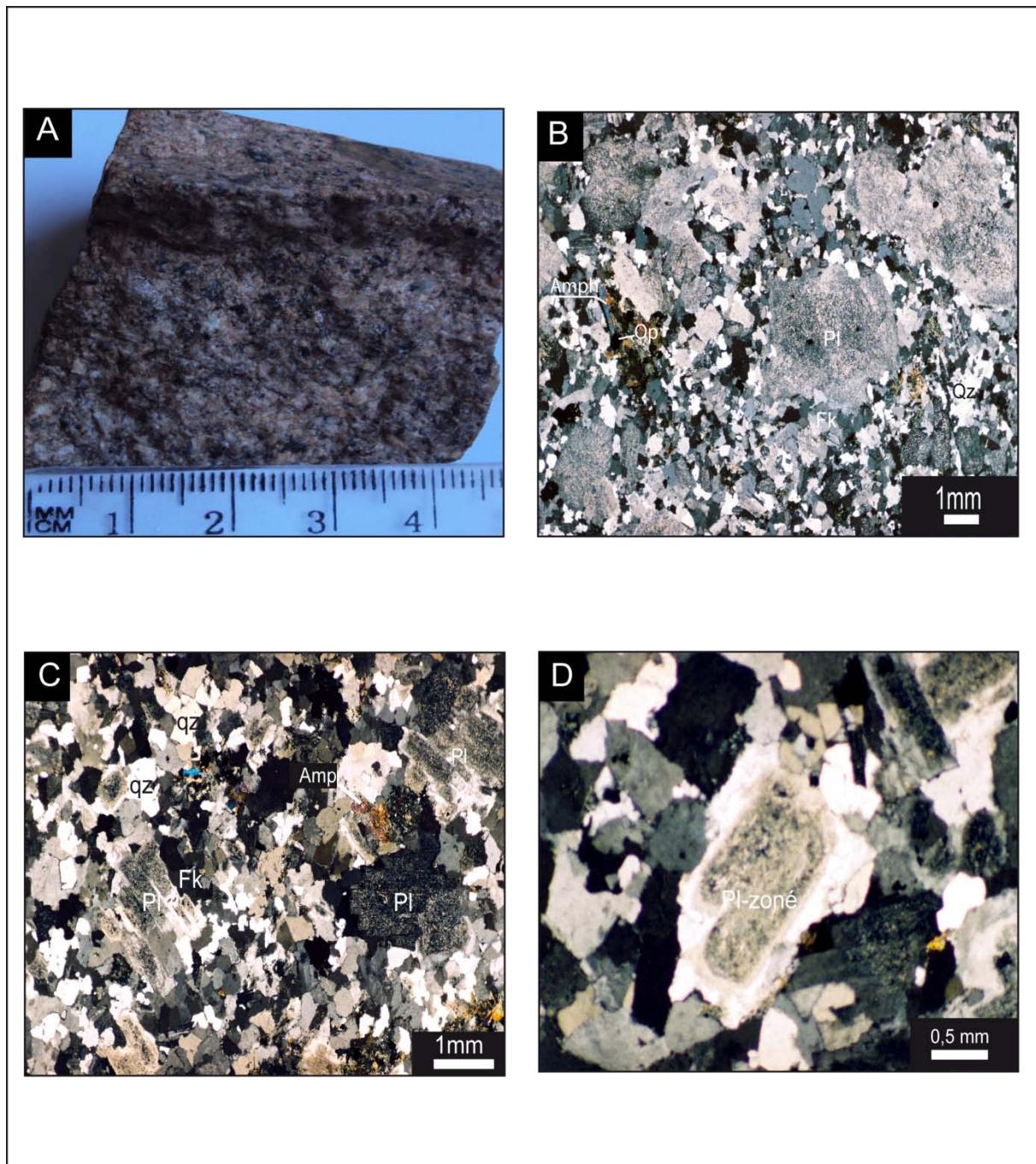


Planche IV : Planche photographique présentant le facies de Granite d'Ougougane.

A : Aspect macroscopique du granite à grain fin d'Ougougane.

B : Aspect microscopique montrant la texture microgrenue porphyrique (**Ech : LTI**).

C : Photo illustrant le taux élevé des minéraux blancs (Qz ;Fk) par rapport aux ferromagnésiens.

D : Photo montrant le plagioclase zoné. (**Ech : TA4**)

A-IV : Les enclaves magmatiques microgrenues : (PLANCHE V)

Les enclaves magmatiques microgrenues sont abondantes dans les granitoïdes de la vallée de Tifnoute. Elles ont une forme ronde et ovoïde avec une teinte sombre et de grains fins, généralement avec une taille de 5 à 10 cm de longueur. Certaines atteignent une taille de 50 cm (Thomas et al., 2002). Leur composition modale est variable, elle permet de distinguer trois faciès : les microdiorites, les microdiorites quartziques, et les micromonzodiorites (Fig. II-1).

A-IV-1 : Les Microdiorites :

Ce sont des roches d'une texture microgrenue porphyrique, elles sont formées de phénocristaux de plagioclase plus ou moins altérés en epidotes et séricite, et des phénocristaux d'amphiboles. Le fond de la roche est occupé par des microcristaux de plagioclases, d'amphiboles et exceptionnellement de quartz.

Le plagioclase est la phase minérale la plus dominante (65%), il est automorphe. Les minéraux ferromagnésiens sont représentés par l'amphbole (14.2%) et quelques cristaux de biotite subautomorphes chloritisés (3.5%).

Les minéraux opaques automorphes et les epidotes font la phase des minéraux accessoires avec une proportion de 4%.

A-IV-1 : Les microdiorites quartziques :

Elles présentent une texture microgrenue porphyrique. Elles sont composées de plagioclases en phénocristaux ou en lattes sérichtisées automorphes à subautomorphes, et dont certains sont zonés.

Les minéraux colorés représentent 5 à 27% de la roche et cristallisent en phénocristaux subautomorphes d'amphiboles et de biotite chloritisée parfois regroupés en amas.

Le quartz (14 à 20%) sous forme de microcristaux avec des cristaux de plagioclases et d'amphiboles, alors que les cristaux de feldspaths sont rares.

Occasionnellement quelques cristaux de pyroxènes ouralités sont identifiés (enclave Ab6).

Les minéraux accessoires sont très rares, et formés par les minéraux opaques automorphes et quelques cristaux d'apatite et d'épidotes.

A-IV-2 : Les micromonzodiorites :

Elles sont formées essentiellement de phénocristaux de plagioclases, de feldspaths potassiques et d'amphiboles, représentant respectivement 43.2%, 18.2% et 19.2%.

La biotite est généralement moins abondante (5.8%) que l'amphibole avec des phénocristaux ou des microcristaux parfois chloritisés.

Le quartz (10%) forme le fond de la roche avec des cristaux de plagioclase.

Les feldspaths potassiques renferment des inclusions d'amphiboles, des plagioclases, l'apatite et des opaques.

Les minéraux accessoires sont représentés par des minéraux opaques et l'épidote.

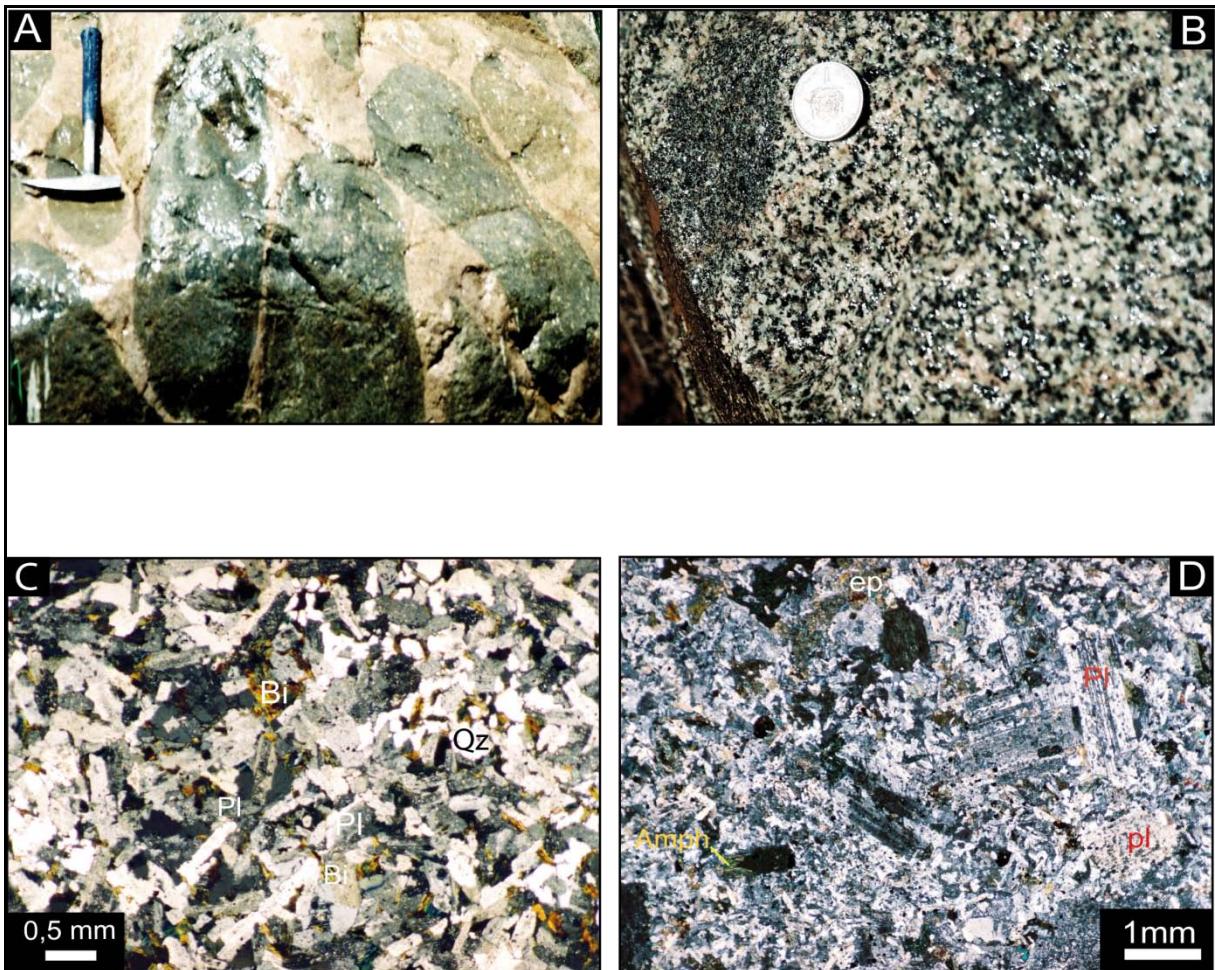


Planche V-a : Planche photographique des enclaves magmatiques microgrenues.

A : Aspect macroscopique des essaims d'enclaves magmatiques microgrenues dans le facies rose d'Askaoun (village de Takatart).

B : Aspect macroscopique d'enclaves magmatiques microgrenues dans le facies gris du granodiorite d'Askaoun.

C : Aspect microscopique d'une microdiorite quartzitique (*Ech. Tabā*) montrant les lattes de plagioclases sérichtisées et des cristaux de biotite chloritisés.

D : Photo illustrant l'aspect microscopique de l'échantillon (*Enclave Ab1*) avec une texture microgrenue porphyrique, et des phénocristaux de plagioclases et amphibole.

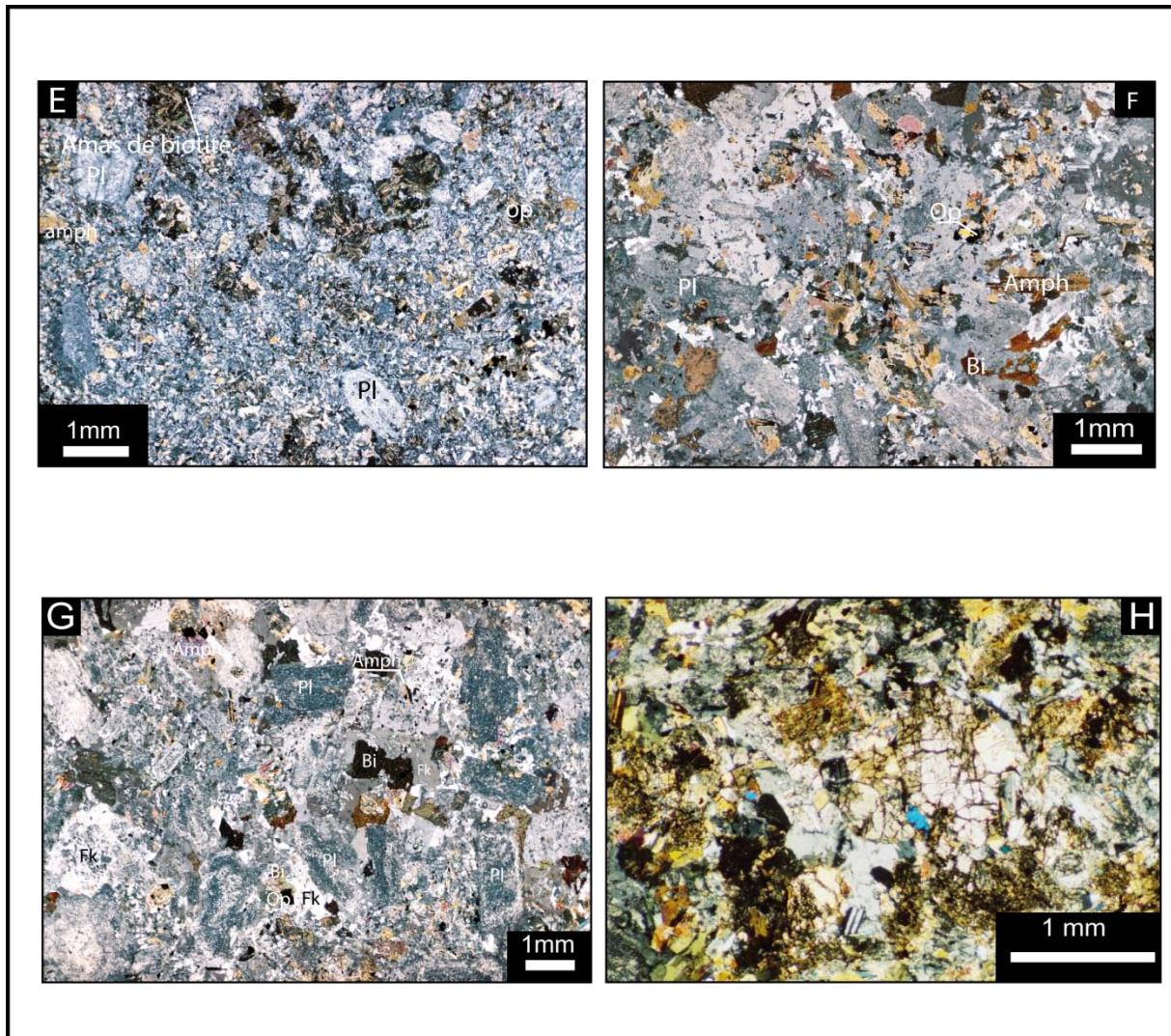


Planche V-b: Enclaves magmatiques microgrenues (Suite).

E : Amas des cristaux de biotite chloritisées (*TA7*).

F : Aspect microscopique de l'échantillon monzodioritique (*IM2*) avec des cristaux de biotite fraîche ainsi que des cristaux de feldspaths renfermant des inclusions d'amphiboles, des plagioclases, l'apatite et des opaques.

G : Aspect microscopique de diorite quartzique (*Ab6*) montrant les phénocristaux de plagioclase, de biotite et d'amphibole.

H : Cristaux pyroxènes ouralitisés (*Ab6*).

A-V : Les filons basiques de Zaghar (PLANCHE VI)

Les filons basiques de Zaghar se présentent sous forme des essaims avec deux directions générales : SSW-NNE et NW-SE (Fig. I-11). Ils recoupent la granodiorite d'Askaoun et le granite d'Imourkhssen. Certains dykes de dolérite recoupent les formations du Groupe de Ouarzazate, mais il est probable que des dykes mafiques pré-Ouarzazate sont aussi présents (Thomas et al, 2002).

Microscopiquement, ils présentent une texture microlitique porphyrique, les phénocristaux des ferromagnésiens sont transformés en epidotes. Le plagioclase est la phase minérale la plus dominante de la roche, sous forme de microlites.

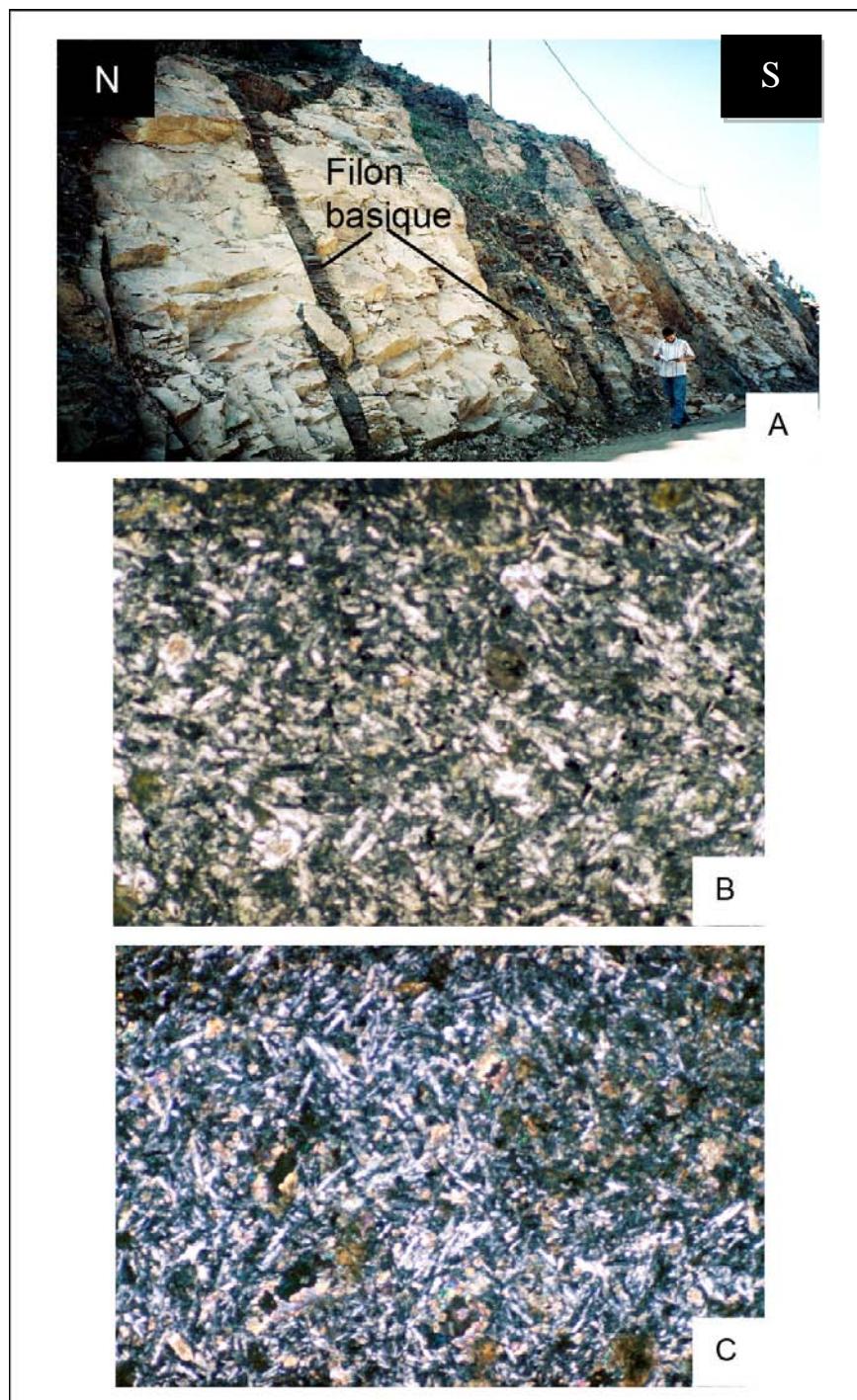


Planche VI : Photos des filons basiques de Zaghar

A : Photo montrant les filons basiques de Zaghar avec une direction NNE-SSW intrudant les roches volcaniques.

B et C: Photos d'aspect microscopique des deux échantillons des filons basiques de Zaghar (Ab3 et AZ2) montrant la texture microlitique porphyrique.

A-VI : Conclusion

L'étude pétrographique des granitoïdes (Massif d'Askaoun, Massif d'Imourkhssen, petites intrusions granitiques type Ougougane) du Néoprotérozoïque terminal de la vallée de Tifnoute a mis en évidence (*par comptage des points*) des diorites quartziques, Granodiorites, et des granites (Fig. II-1) :

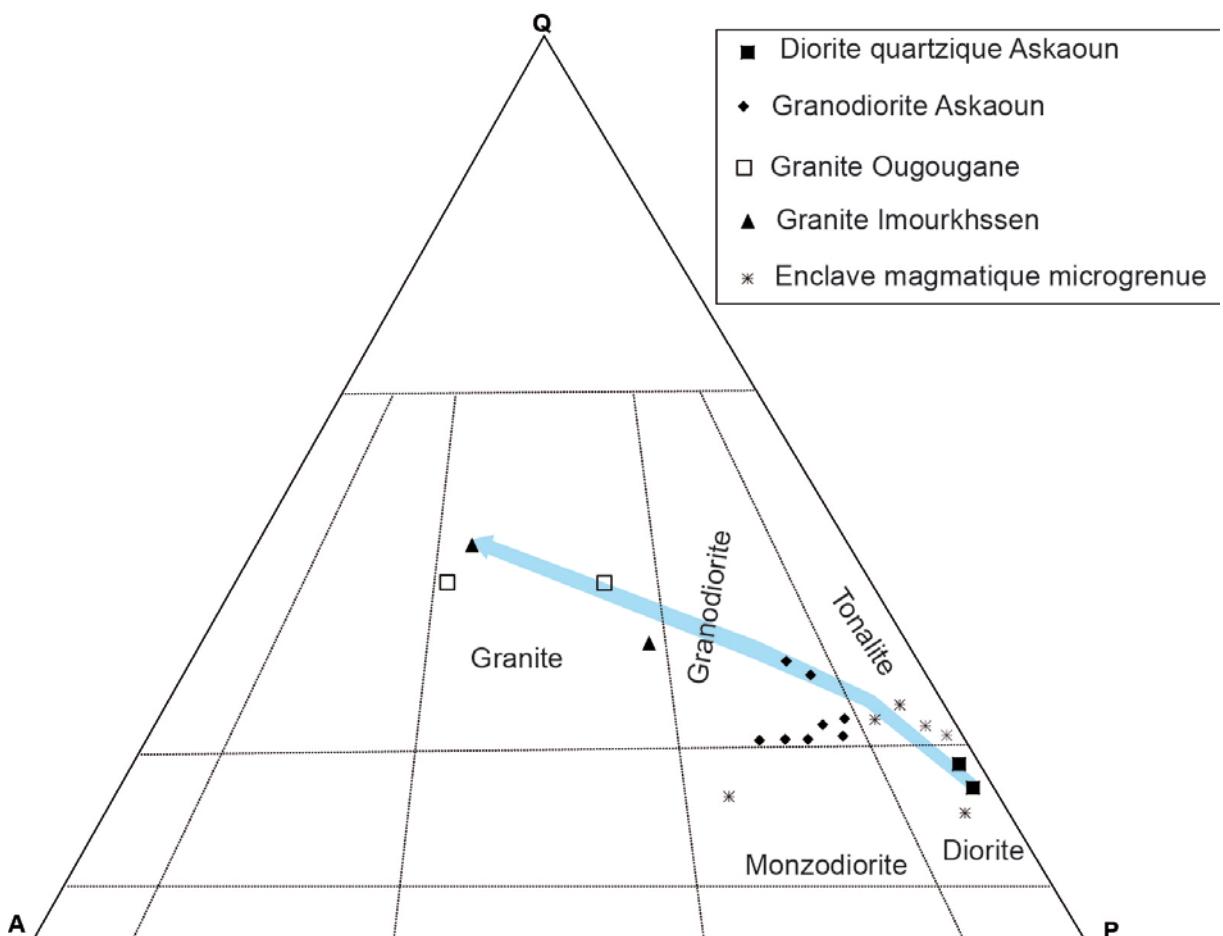


Figure II- 1: Répartition des faciès plutoniques et ses roches associées dans le diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976).

Ces granitoïdes présentent une minéralogie homogène constituée de plagioclase, feldspath potassique, quartz, amphibole, biotite, et les minéraux accessoires (épidote, zircon, minéraux opaques). Les granitoïdes forment une séquence magmatique formée de diorite quartzique, granodiorite et granite. L'évolution des diorites aux granites se traduit par :

- (i) une diminution du taux d'amphibole remplacé par la biotite,
- (ii) une diminution de plagioclase, et
- (iii) une augmentation progressive de la teneur en quartz et en feldspath potassique.

L’altération des granitoïdes se manifeste par le développement d’une paragenèse secondaire à chlorite, epidote et séricite. Les minéraux ferromagnésiens (Amphibole et Biotite) ne sont parfois reconnaissables que surtout grâce à leurs habitus et la nature des minéraux secondaires issus de leur altération.

L’étude pétrographique permet d’établir un ordre de cristallisation pour cette séquence magmatique :

Apatite	-----
Zircon	-----
Amphibole	-----
Biotite,	-----
Plagioclase	-----
Feldspath potassique	-----
Quartz	-----

Tableau II- 1: Ordre de cristallisation des phases minérales.

L’étude pétrographique des enclaves magmatiques microgrenues associées aux granitoïdes nous a permis de distinguer trois faciès : les microdiorites, les microdiorites quartziques et les micromonzodiorites. Ces enclaves présentent la même composition minéralogique que les granitoïdes mais avec une proportion différente. A l’exception d’un échantillon (Ab6) qui se distingue des autres enclaves par la présence du pyroxène ouralitisé. Les minéraux d’altération sont la chlorite, séricite et l’épidote.

B- Etude chimique des phases minérales

B-I : Introduction

Les analyses des phases minérales ont été effectuées à la microsonde électronique Cameca SX 50 et SX 100 du service commun d'analyses de l'Université Henry Poincaré de Nancy, avec des standards naturels et synthétiques, une tension d'accélération de 15 kV, un courant échantillon de 10 nA, des temps de comptage de 10s pour les éléments majeurs, 20s pour les éléments mineurs et 30s pour les halogènes.

Cette étude aura pour but de préciser les compositions chimiques des phases minérales, et d'évaluer les conditions thermodynamiques de cristallisation des magmas.

B-II : Composition chimique des phases minérales

B-II-1 : L'amphibole :

L'amphibole est présente en proportions variables dans presque tous les faciès du massif d'Askaoun et d'Imourkhssen, le granite d'Ougougane ainsi que dans les enclaves microgrenues associées.

Habitus et nomenclature:

Pour l'étude chimique des amphiboles, nous avons adopté la nomenclature de l'I.M.A (Leake 1997) basé sur la formule structurale générale :



La distribution cationique dans les différents sites de cette structure se fait de la manière suivante :

- le site tétraédrique Z, est occupé par Si, Al et éventuellement par Fe^{3+} et Ti^{4+} jusqu'à une saturation de 8.
- Le site octaédrique Y, occupé par Al excédent dans le site Z et éventuellement Fe^{3+} , Cr, Ti, Mg, Mn et Ca pour avoir une saturation de 5.
- Le site X à coordination 8, avec une saturation maximale de 2 qui correspond à Ca, Na, et éventuellement Fe^{2+} , Mg et Mn excédents du site Y.
- Le site vacant A, occupé essentiellement par K et par les résidus de Ca, Na et Li, avec une saturation qui sera pas supérieure à 1.

Les amphiboles de diorite quartzique d'Askaoun

Les amphiboles analysées sont de formes soit subautomorphes soit losangiques de couleur brune verdâtre. Les résultats analytiques et les formules structurales de ces amphiboles calculées sur la base de 23 oxygènes (Annexe. II-1) montrent qu'il s'agit d'une amphibole calcique ($Ca_B > 1,50$) suivant la classification de Leake et al., (1997) (Fig. II-2).

Les amphiboles de diorite quartzique d'Askaoun se caractérisent par un rapport XMg ($Mg/Fe^{2+} + Mg$) avec une moyenne de 0,6 et par des concentrations plus importantes en Al_2O_3 (8 à 8,7%), en TiO_2 (1,7 à 2,28%) et en Na_2O (1,4 à 1,8%). Leur composition selon la nouvelle classification de Leake et al., (1997), s'étale du joint de la magnésio-hornblende avec une tendance vers le pôle tshermakitique.

Les amphiboles de granodiorite à biotite et amphibole d'Askaoun

Les amphiboles du granodiorite à biotite et amphibole d'Askaoun se caractérisent par un rapport XMg de 0,55 et des teneurs moyennes en Al_2O_3 (4,7%), en TiO_2 (0,6 à 0,87%) et en Na_2O (<1%). Ces amphiboles sont calciques. La projection de leur composition dans le diagramme de Leake et al., (1997) montre qu'il s'agit des mgnésio-hornblendes. (Fig. II-2).

Les amphiboles de petites intrusions de granite d'Ougougane

Ces amphiboles se caractérisent par un rapport XMg compris entre 0,73 à 0,76 et par des faibles valeurs en Al_2O_3 (1,85 à 3,12%), en TiO_2 (0,22 à 0,38%) et en Na_2O (<1%). Les formules structurales (Annexe. II-1) de l'amphibole reportées dans le diagramme de Leake et al., (1997) montrent que ce sont des amphiboles calciques situées à cheval entre le champ des amphiboles magnésio-hornblende et actinote, (Fig. II-2).

Les amphiboles des enclaves magmatiques microgrenues :

Elles ont une forme subautomorphe à automorphe de teinte brunâtre soit en phénocristaux ou en microcristaux. Les analyses des amphiboles des échantillons représentatifs des enclaves magmatiques microgrenues ainsi que la formule structurale sont mentionnées dans le tableau (Annexe. II-1). Ils se caractérisent par un rapport XMg voisin de 0,5 et des teneurs moyennes en Al_2O_3 (5,6%), en TiO_2 (1,28 %) et Na_2O (1,23%). Ces caractéristiques montrent que les amphiboles des enclaves magmatiques microgrenues sont similaires que celles des roches hôtes.

Il s'agit des amphiboles calciques avec ($CaB > 1,50$). La projection de ces analyses dans le diagramme de Leake et al., (1997) montre que ces amphiboles occupent le champ des amphiboles magnésio-hornblende (Fig. II-2).

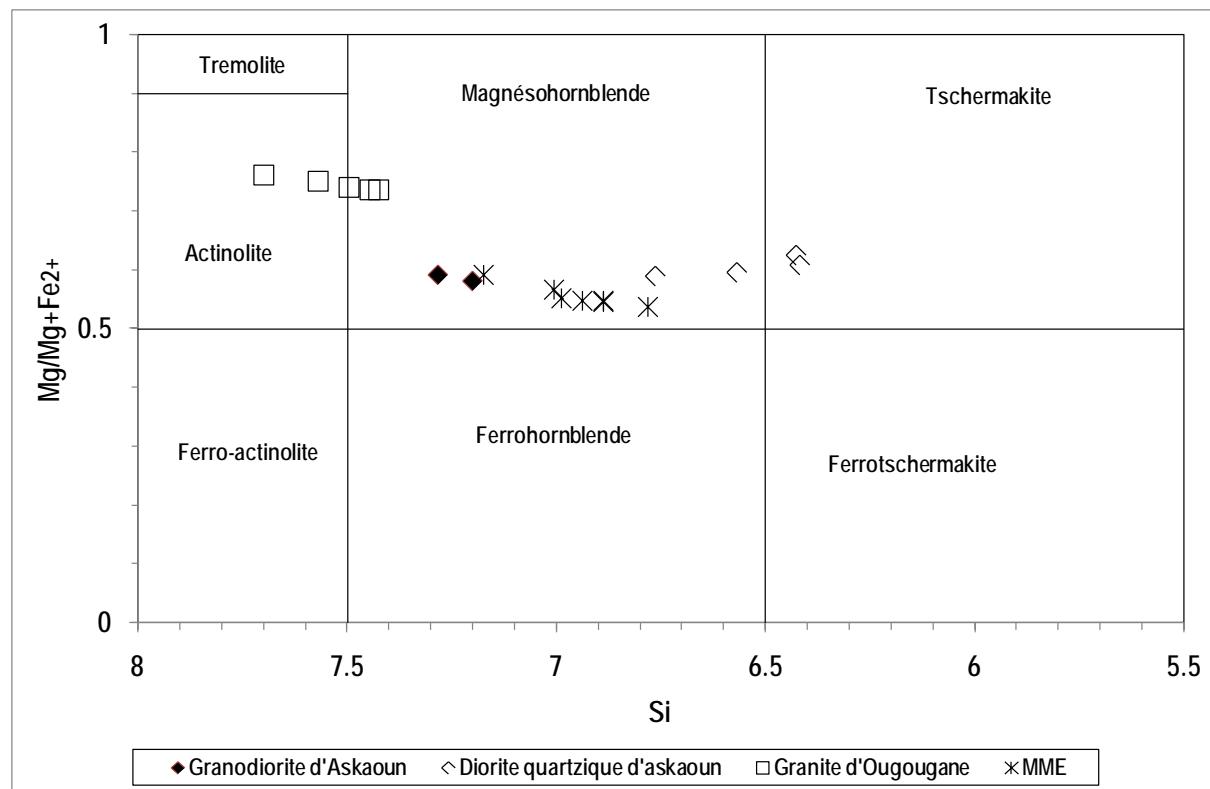


Figure II- 2: Composition et classification (Leake 1997) des amphiboles des granitoïdes et des enclaves magmatiques microgrenues.

B-II-2 : La biotite

Les compositions chimiques et les formules structurales, recalculées sur la base de 22 oxygènes des biotites des granitoïdes et ses enclaves magmatiques microgrenues sont données dans le tableau (Annexe. II-2). Ces biotites sont riches en fer ($Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$ = 0,4 - 0,5, et riches en TiO_2 et MgO , (Fig. II-3) et (Annexe. II-2), avec des teneurs en Si comprises entre 5,06 à 5,74; ces compositions sont toutes répartis dans le champ annite-siderophyllite à $XFe > 0,34$ (Deer et al., 1962).

Abdel-Rahmane (1994) a établi une classification typologique basée sur les teneurs en Al_2O_3 , MgO , et FeO et sur les rapports FeO^*/MgO ; ($FeO^*=FeOt$). Selon ces diagrammes les compositions des biotites de granodiorite d'Askaoun et leurs enclaves correspondent à celles des granites calco-alcalins orogéniques (Fig. II-4), caractérisés par des teneurs élevées en Mg et par de faibles rapports FeO^*/MgO voisins de (1,76), Le rapport Mg^+ ($Mg/(Mg+Fe)$) est similaire aussi bien dans les enclaves que dans les roches encaissantes. Il varie entre 0,4 et 0,5.

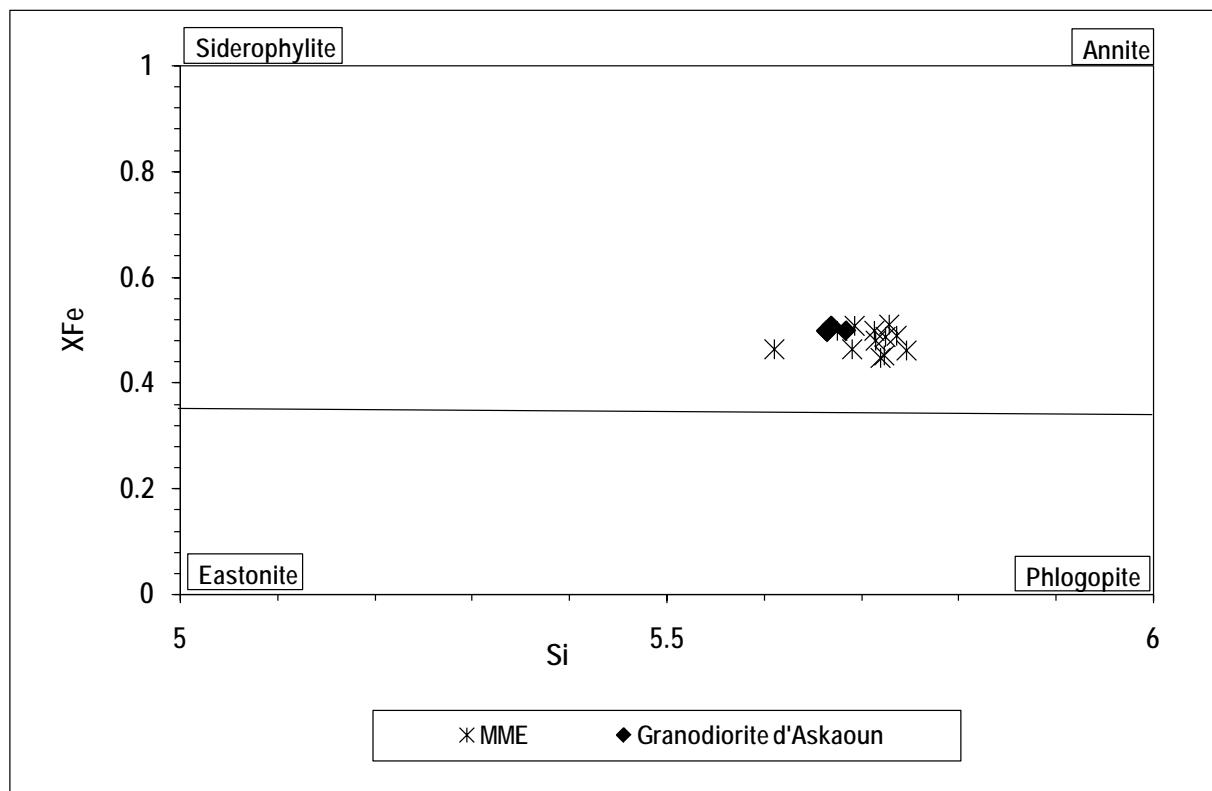


Figure II- 3: Diagramme XFe = Fe / (Fe+Mg) en fonction de Si (Abdel-Rahman, 1994).

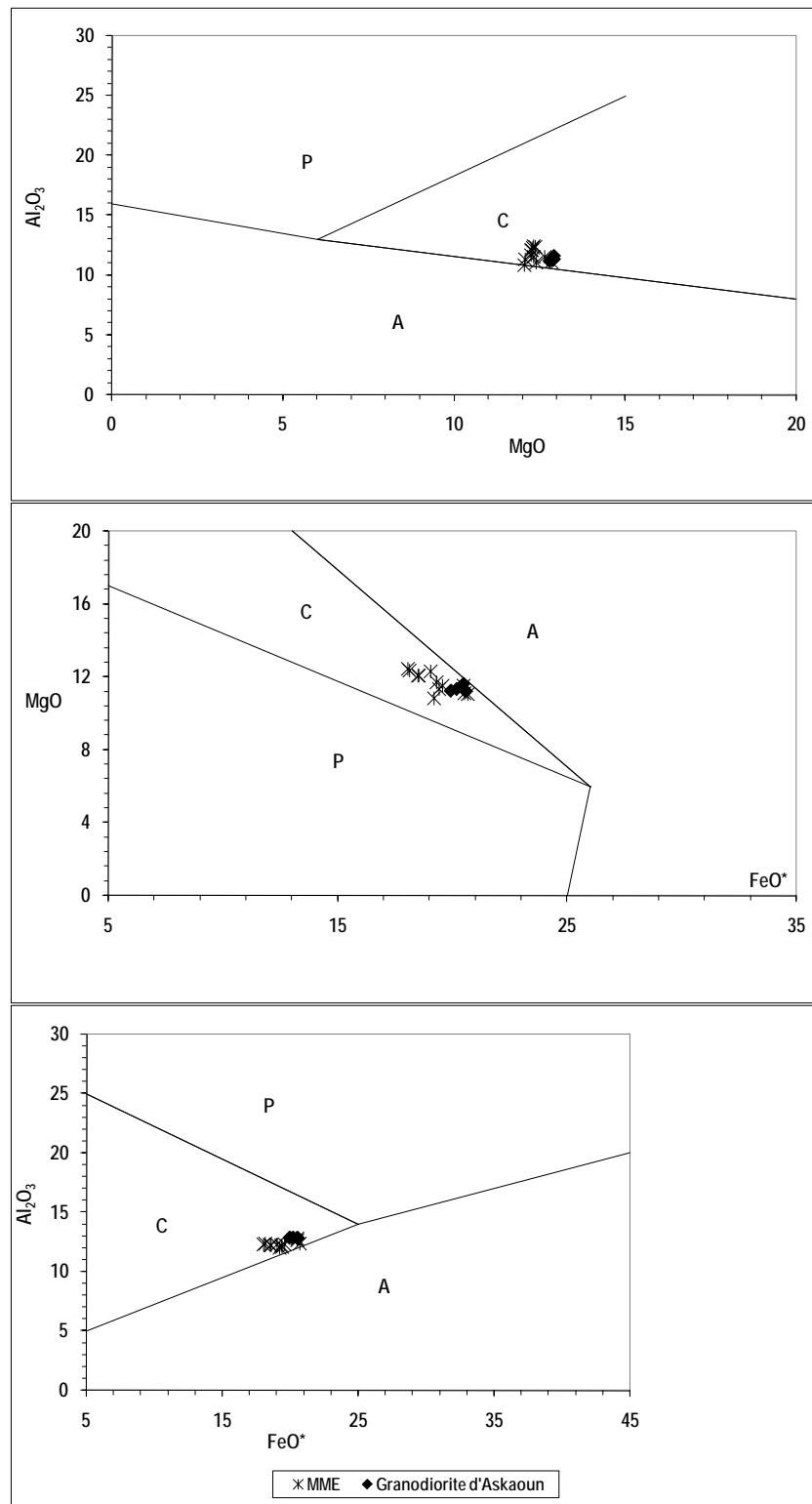


Figure II- 4: Compositions chimiques des biotites de granodiorite d'Askaoun et d'enclaves magmatiques microgrenues (MME) dans les diagrammes de typologie des biotites d'Abdel Rahman (1994) .

A : Biotite des séries alcalines anorogéniques ; C : Biotites des séries orogéniques calco-alcalines. P : Biotites des séries peralumineuses (inclus les types S).

B-II-3 : Les feldspaths

a. Les Plagioclases

Les analyses des plagioclases et leurs formules structurales sont données dans le tableau (Annexe. II-3). Les plagioclases cristallisent sous forme de phénocristaux ou en lattes automorphes dans les enclaves magmatiques microgrenues et sous forme de phénocristaux zonés dans les granitoïdes. La composition de plagioclase oscille entre An_{05} (Albite) à An_{28} (Oligoclase) dans les enclaves et entre An_{02} (Albite) à An_{40} (Andésine) dans les granitoïdes (Fig. II-5).

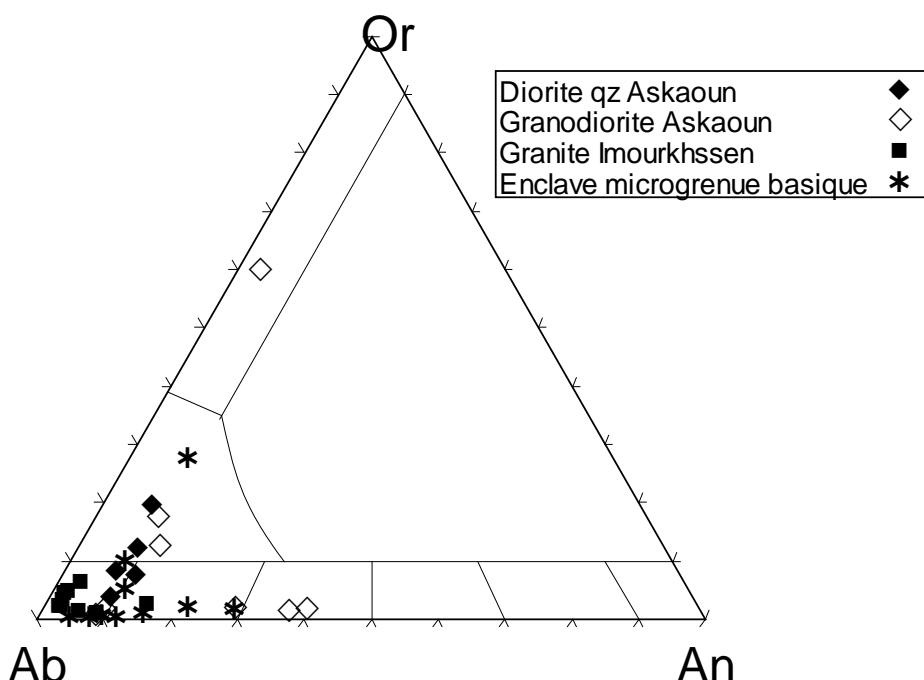


Figure II- 5: Composition chimique des plagioclases des granitoïdes et les enclaves associées.

b. Les Feldspaths potassiques

La composition chimique des feldspaths potassiques sont données dans le tableau (Annexe. II-4), il est généralement de forme subautomorphes à xénomorphes, il inclut des amphiboles, des plagioclases, des apatites et des minéraux opaques dans les enclaves. La composition des feldspaths potassiques se caractérise par une variation de la teneur en orthose qui varie entre Or_{76} et Or_{97} .

B-III : Estimations des conditions thermodynamiques de cristallisation des roches étudiées.

B-III-1 : Estimation de la pression :

Hammarstrom et Zen, (1986) et Hollister et al (1987) ont suggéré que, dans un assemblage minéralogique approprié (Amph, Plg, K-Feldspath / quartz, à moyenne et forte conditions de la fugacité d'Oxygène), l'Al total des amphiboles calciques augmente linéairement avec la pression de cristallisation. Les dernières études (Johnson and Rutherford, 1989; Schmidt, 1992; Rutter et al., 1989; Anderson and Smith, 1995) ont confirmé l'augmentation de la teneur en Al des amphiboles avec l'augmentation de la pression. Au cours de ces dernières décennies, le baromètre Al-hornblende a été largement utilisé pour calculer des pressions de cristallisation magmatique et de contraindre des profondeurs d'emplacement d'un batholite ou des déplacements verticaux de la croûte (Ague et Brandon, 1992, 1996; Anderson et Smith, 1995; Stein et Dietl, 2001; Zhang et al., 2006).

L'estimation de la pression de cristallisation des granitoïdes calco-alcalins par le géobaromètre Al-hornblende suppose que : (i) la pression d'équilibre du baromètre d'hornblende et de la roche qui le contient est la même et ; (ii) la pression d'équilibre d'hornblende est la même que celle de l'emplacement du pluton. Ces dernières suppositions ont été remises en cause par plusieurs auteurs (Hollister et al 1987 ; Ghent et al.; 1991). La pression calculée peut être affectée par des substitutions d'ion dans l'hornblende, la fugacité d'oxygène, et la composition du magma. La pression calculée peut refléter aussi le niveau auquel l'hornblende a cristallisé plutôt que la pression de consolidation du granite parce que le mouvement ascendant peut continuer après la cristallisation d'hornblende, (Ghent et al.; 1991). Le géobaromètre Al-hornblende est seulement applicable en présence du quartz, plagioclase, feldspaths alcalins, biotite, hornblende, titanite et magnétite ou ilménite.

Hammarstrom et Zen (1986) ont pu montrer, de façon empirique, que la teneur en Al total (Alt) des amphiboles sert de baromètre fiable pour les systèmes ignés.

Ils ont proposé l'équation suivante pour déterminer la pression de cristallisation des amphiboles :

$$\mathbf{P \text{ totale } (\pm 3 \text{ kbar}) = -3.92 + 5.03 \text{ Alt}}$$

Hollister et al. (1987) ont confirmé et précisé la corrélation de Alt avec la pression dans les hornblendes des plutons calco-alcalins. Dans l'intervalle de pression de 2 à 8 kbar, ils proposent l'équation suivante :

$$\mathbf{P \text{ totale } (\pm 1 \text{ kbar}) = -4.76 + 5.64 \text{ Alt}}$$

Johnson et Rutherford (1989), ont proposé une calibration expérimentale du baromètre « aluminium dans hornblende » pour un intervalle de pression de 2 à 8kb et pour une température de 740-780°C. Comme Blundy et Holland (1990) ont démontré que c'est seulement à T° constante que la teneur en Alt peut être utilisée comme baromètre fiable. Leur calibration expérimentale diffère des calibrations empiriques précédentes, en particulier au dessus de 5kb où les pressions sont considérablement réduites. De plus, ils démontrent qu'en l'absence de quartz, la teneur en aluminium des hornblendes est une fonction de la pression mais aussi de l'activité de la silice. Ceci à pour conséquence de surestimer les pressions de cristallisation des amphiboles non en équilibre avec le quartz. L'équation proposée par ces auteurs est la suivante :

$$\mathbf{P \text{ totale } (\pm 5 \text{ kbar}) = -3.46 + 4.23 \text{ Alt}}$$

Schmidt (1992) a proposé une calibration expérimentale de géobaromètre hornblende à des pressions de 0.2 – 1.3 GPa. L'équation proposée est la suivante :

$$\mathbf{P \text{ totale } (\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Alt}}$$

Les roches et ses enclaves magmatiques microgrenues objet de cette présente étude contiennent une paragenèse minérale commune formée par le plagioclase, amphibole, biotite, feldspaths potassiques, quartz, zircon, apatite et les oxydes Fe-Ti. Ce qui rend l'application de géobaromètre de l'Al total des amphiboles est applicable.

L'estimation de la pression de la cristallisation de ces roches s'est basée sur ces dernières équations sont données dans le tableau (II-2) : Nous n'avons pris en considération que les compositions jugées magmatiques, les compositions actinolitiques reflétant des amphiboles altérées ont été exclues de cet essai. La pression moyenne varie dans les granitoïdes entre 0,8 à 3,8 Kbar et entre 1,35 à 1,65 Kbar dans les enclaves.

B-III-2 : Estimation de la température de la cristallisation

Comme l'hornblende et le plagioclase coexistent généralement dans les roches plutoniques calco-alcalines, ils ont été utilisé comme géothermomètre (Blundy et Holland, 1990). Ces auteurs ont proposé le thermomètre Hornblende-Plagioclase basé sur la teneur d'Al^{IV} dans l'hornblende avec l'existence du plagioclase dans les roches silicatées saturées. Cette calibration ci-dessous présente une incertitude de ± 75 °C :

$$T = \frac{0,677P - 48,98 + Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln K} \quad \text{avec} \quad K = \left(\frac{Si - 4}{8 - Si} \right) X_{Ab}^{p\lg}$$

P en kbar

T en °K

Si : le nombre d'atome par unité de formule.

$Y = 0$ pour $X_{Ab} > 0,5$

$$Y = -8,06 + 25,5 (1-X_{Ab})^2$$

Ce géothermomètre donne des températures qui varient entre une température moyenne de 651 à 732 °C dans les granitoïdes et de 683 à 696°C dans les enclaves magmatiques microgrenues (Tab. II-2).

Type de roche	Al (pfu)	Xab = (Na/Ca+Na+K)	P (Kbar) ^a	T°C ^b
Diorite quartzique d'Askaoun				
Min	1.34	0.73	3.4	672
Max	1.5	0.87	4.2	792
Moy.	1.42	0.8	3.8	732
Granodiorite Askaoun				
Min	0.78	0.59	0.7	606
Max	0.82	0.91	0.9	696
Moy.	0.8	0.75	0.8	651
MME (Ab6)				
Min	0.94	0.82	1.5	672
Max	1	0.95	1.8	720
Moy.	0.97	0.885	1.65	696
MME (IM2)				
Min	0.8	0.64	0.8	614
Max	1.03	0.92	1.9	752
Moy.	0.915	0.78	1.35	683

Tableau II- 2: Tableau des estimations de la pression et la température de cristallisation des roches étudiées.

(a) Calculé par l'équation Schmidt, (1992).

(b) Calculé par l'équation de Blundy et Holland, (1994).

B-IV : Conclusion

L'étude minéralogique des granitoïdes et ses enclaves magmatiques microgrenues de la vallée de Tifnoute montre que :

- la minéralogie des roches étudiées est assez homogène. Elle correspond à celles de roches calco-alcalines hautement potassiques.

- La composition chimique des minéraux analysés des granitoïdes légèrement distincte ou semblable aux enclaves magmatiques microgrenues suggère une équilibration partielle à complète durant l'interaction entre magma acide et magma basique.

- L'estimation de la pression et la température de la cristallisation des granitoïdes et des enclaves magmatiques microgrenues en se basant sur le géobaromètre adopté par Schmidt (1992) et le géothermomètre Hornblende-plagioclase conçu par Blundy et Holland (1990) est respectivement de 0,8 à 3,8 kbar et de 651 à 732 °C dans les granitoïdes, et de 1,35 à 1,65 kbar et entre 683 à 696 °C dans les enclaves. Ces valeurs basses traduisent probablement des ré-équilibrages secondaires.

CHAPITRE III

Géochronologie : Méthode de datation U/Pb sur zircon

I. Notion de temps en géologie

La notion d'âge permet d'établir la chronologie des événements et parfois d'aborder la quantification des processus ayant opéré afin d'aboutir à un schéma d'évolution géodynamique globale. Le problème de l'âge d'une formation peut être résolu de façon simple par l'observation directe sur le terrain des relations entre les différentes unités. Ce concept peut être appliqué à un grand nombre de processus tels que le dépôt de séquences sédimentaires, l'intrusion et la cristallisation des magmas, le métamorphisme, ou le fonctionnement de grands accidents tectoniques. Ceci permet d'établir un âge relatif ou une séquence relative d'événement. D'autre part, certains processus cycliques peuvent laisser une empreinte dans l'enregistrement géologique soit directement (lamines sédimentaires liées à des apports saisonniers) soit par le biais d'organismes fossiles (e.g. stries annuelles de croissance dans certaines concrétions carbonatées comme les oolithes ou les organismes récifaux coralliens, par exemple). De tels enregistrements autorisent une évaluation de la durée du processus, mais ne permettent pas de déterminer de façon absolue quand ces objets géologiques ou organismes fossiles se sont formés ou ont vécu.

La mesure absolue du temps en géologie nécessite un processus continu et indépendant de paramètres physiques (P, T) ou chimiques (composition). La radioactivité naturelle de certains éléments (e.g. U, Th, Rb, Sm, K) répond à ces critères. Elle constitue un moyen d'accéder à une mesure absolue du temps écoulé depuis la formation d'un système donné et donc à l'âge de ce système.

II. Rappel sur la structure de l'atome :

Un atome X est constitué d'un noyau, contenant des protons et des neutrons, entouré d'électrons ; il est noté $\frac{M}{Z}X$ avec $M = Z + N$.

Z : nombre de protons = nombre d'électrons (numéro atomique)

N : nombre de neutrons

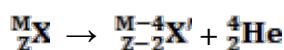
M : nombre total de neutrons et des protons de l'atome X (masse atomique).

Dans la nature, il existe de nombreux éléments radioactifs, surtout parmi les éléments de numéro atomique élevé ($Z > 82$). Les isotopes d'un élément chimique X ont tous le même nombre de protons et des nombres de neutrons différents. La plupart des éléments possèdent plusieurs isotopes.

III. Modes de désintégration des atomes radioactifs

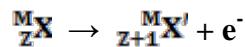
Les noyaux des atomes instables subissent des transformations spontanées qui impliquent l'émission de particules et de l'énergie sous forme d'une radiation. Ce processus donne lieu au phénomène de la radioactivité. Il en résulte une variation dans les nombres Z et N de ces atomes. Il existe plusieurs formes de radioactivités naturelles :

Radioactivité α : Le rayonnement "Alpha" est constitué d'un noyau d'Hélium comprenant 2 protons et 2 neutrons. Il porte 2 charges positives. Des atomes dont les noyaux radioactifs sont trop chargés en protons et en neutrons émettent souvent un rayonnement alpha. Ils se transforment en un autre élément chimique dont le noyau est plus petit.

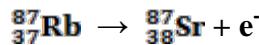


Exemple : isotopes de l'U : (^{238}U ; ^{235}U ; et ^{234}U) et ^{232}Th ...

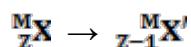
Radioactivité β^- : Le rayonnement "Bêta moins" est constitué d'un électron. Certains atomes dont les noyaux sont trop chargés en neutrons émettent un rayonnement bêta moins. Un des neutrons au sein du noyau se désintègre en un proton plus un électron, ce dernier étant éjecté. Ainsi l'atome s'est transformé en un autre élément chimique.



Exemple

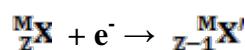


Radioactivité β^+ : Le rayonnement "Bêta plus" est constitué d'un positron (particule de même masse que l'électron mais chargée positivement). Certains atomes dont les noyaux sont trop chargés en protons émettent un rayonnement bêta plus. Un des protons au sein du noyau se désintègre en un neutron plus un positron, ce dernier étant éjecté. Ainsi l'atome s'est transformé en un autre élément chimique.

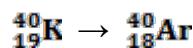


Notons que pour les deux types de désintégration bêta, le noyau garde le même nombre de nucléons (donc la même masse atomique) : de telles désintégrations sont dites isobariques.

Capture d'électron : le noyau capture un électron de la couche K avec la réaction :



Exemple :



Cette transformation peut aboutir à la formation d'un atome instable, le retour de cet atome à l'état stable, par le remplacement de l'électron capturé par un électron des couches externes, s'accompagne de la libération d'une énergie sous forme d'ondes électromagnétiques : c'est l'émission "Gamma" ou photon γ .

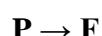
Fission spontanée : le noyau de certains isotopes des éléments ont des nombres atomiques lourdes se désintègrent spontanément en deux noyaux de masses voisines avec émission de neutrons.

Exemple : ^{235}U

IV. Loi de désintégration

Les méthodes de la géochronologie reposent sur le principe suivant :

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



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

La quantité d'atomes P désintégrée pendant un intervalle de temps t est proportionnelle au nombre d'atomes P et la constante de désintégration (λ). On peut alors écrire l'équation suivante :

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

P : nombre d'atomes pères radioactifs.

λ : constante de désintégration.

dP/dt : taux instantané de transformation (nombre d'atome qui se désintègrent par unité de temps).

Le signe négatif (-) indique que le nombre d'atomes de l'élément père va en décroissant.

La constante radioactive λ dont la valeur est l'inverse d'un temps, est **éristique** de chaque isotope radioactif.

L'intégration de l'équation (1) permet d'écrire :

$$\mathbf{P = P_0 e^{-\lambda t}}$$

Où P est le nombre d'atomes radioactifs présents actuellement dans le milieu ;

P_0 : le nombre initial d'atomes radioactifs présent au moment de la formation du milieu naturel (au moment de la cristallisation de la roche ou du minéral,.....);

t : le temps passé depuis la formation de ce milieu ;

A l'instant t = 0, seuls les isotopes radioactifs (isotopes pères) se trouvent dans le système, représentés par le nombre P₀. Après le temps t, un certain nombre d'isotopes-pères disparaissent par formation des isotopes fils F.

La période T est définie comme étant le temps nécessaire à la désintégration de la moitié des atomes présents au départ, d'où :

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

$$P_0/2 = P_0 e^{-\lambda T} \text{ d'où } T = \log 2/\lambda = 0,6931/\lambda$$

Le nombre d'atome formés F, est donné par :

$$F = F_0 + (P_0 - P) = F_0 + P (P_0 / P - 1)$$

Où F₀ est le nombre d'atomes de l'élément F présent dans le système lors de sa fermeture initiale.

Donc, d'après l'équation (2) on obtient :

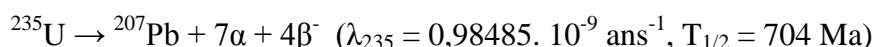
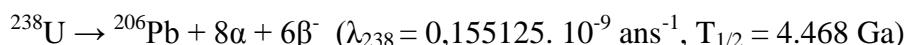
$$(3) \quad F = F_0 + P (e^{\lambda t} - 1)$$

La relation (3) est l'équation de base de la radiochronologie.

V. La méthode de datation U/Pb

V-1 : Le système isotopique U/Pb

L'uranium possède trois isotopes, ²³⁸U, ²³⁵U et ²³⁴U, dont les abondances respectives sont 99,274 %, 0,720 % et 0,006 % (Rosman et Taylor, 1998). La valeur actuelle du rapport ²³⁸U/²³⁵U est de 137,8. Les isotopes 238 et 235 de l'Uranium se désintègrent en isotopes stables du plomb, respectivement ²⁰⁶Pb et ²⁰⁷Pb. Nous disposons donc de deux chronomètres indépendants, applicables simultanément. La valeur de la constante de désintégration (λ) de l'²³⁸U est de $1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$. Celle de l'²³⁵U est de $9,8485 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ (Jaffey et al., 1971). Les périodes de désintégration des éléments intermédiaires sont toutes inférieures à 10^6 ans, donc négligeables pour des âges supérieurs à 10^6 ans. Le rapport ²³⁵U/²³⁸U est constant pour une époque donnée. Le système isotopique U-Pb peut donc être défini par deux chronomètres Indépendants :



Où λ_{238} et λ_{235} sont les constantes de désintégrations respectives de l'²³⁸U et ²³⁵U et $T_{1/2}$ les périodes de demi-vie de chaque élément radioactif.

V-2 : Les différents diagrammes et âges

A partir des deux chronomètres indépendants présentés précédemment, il est possible de calculer trois âges distincts :

$$\text{L'âge } {}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb} : {}^{206}\text{Pb}^* / {}^{238}\text{U} = e^{\lambda_{238}t} - 1$$

$$\text{L'âge } {}^{235}\text{U}/{}^{207}\text{Pb} : {}^{207}\text{Pb}^* / {}^{235}\text{U} = e^{\lambda_{235}t} - 1$$

$$\text{L'âge } {}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb} : {}^{206}\text{Pb}^* / {}^{207}\text{Pb}^* = 1 / 137.88 * (e^{\lambda_{235}t} - 1 / e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

Ou ${}^{206}\text{Pb}^*$ et ${}^{207}\text{Pb}^*$ désignent les plombs radiogéniques, après la prise en compte du plomb initiale.

Pour déterminer les âges, les formules utilisées sont :

$$\text{Age : } \frac{{}^{206}\text{Pb}}{{}^{238}\text{U}} = \frac{1}{\lambda_{238}\text{U}} \ln \left(\frac{{}^{206}\text{Pb}^*}{{}^{238}\text{U}} + 1 \right)$$

$$\text{Age : } \frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}} = \frac{1}{\lambda_{235}\text{U}} \ln \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

$$\text{Age : } \frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{206}\text{Pb}^*} = \frac{{}^{235}\text{U}}{{}^{238}\text{U}} \times \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}$$

$$\text{Avec } \lambda : \quad \lambda_{238} = 1,55125 \cdot 10^{-10} / \text{an}$$

$$\lambda_{235} = 9,8485 \cdot 10^{-10} / \text{an}$$

Les âges obtenus avec les trois géochronomètres peuvent être soit identiques soit différents. Le premier à avoir observé cette différence, dite aussi discordance, a été Ahrens (1955), mais ce fut Wetherill (1956) qui l'expliqua par des épisodes successifs de fractionnement entre U et Pb. Wetherill proposa également le concept de Concordia (Fig. III-1). La Concordia est une courbe où les âges obtenus par les trois méthodes sont identiques, ils sont dits concordants. Les trois âges ne sont concordants que si le minéral analysé a fonctionné comme un système chimiquement clos, sans perte ou gain de U ou de Pb.

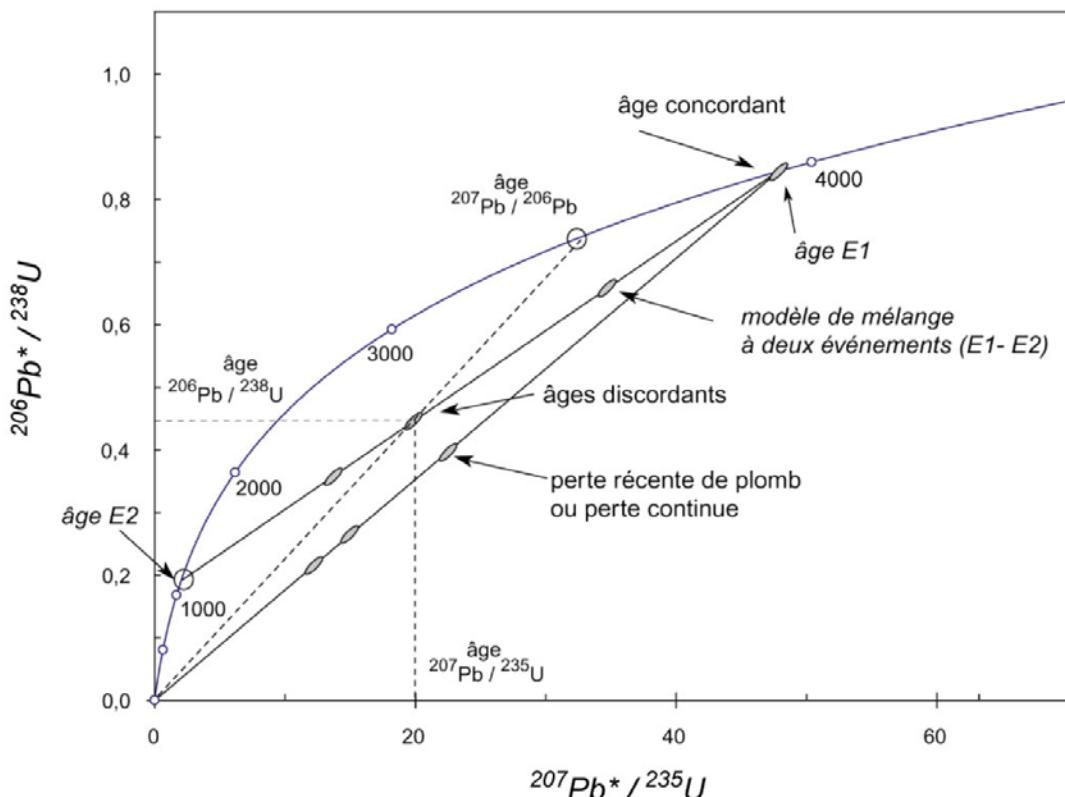


Figure III- 1: Le diagramme Concordia (Wetherill, 1956), communément utilisé pour interpréter les analyses isotopiques du système isotopique U/Pb. (in Pelleter., 2007).

Lorsque les âges sont discordants, c'est à dire qu'ils ne se positionnent pas sur la Concordia, ils peuvent former un nuage de points ou s'aligner selon une droite qui intercepte la Concordia en deux points. Ces deux points sont appelés "Intercept supérieur" et "intercept inférieur". Les âges discordants sont interprétés comme l'expression d'un déséquilibre du système isotopique du minéral analysé. Ce déséquilibre peut être dû soit à une perte de produits radiogéniques (par altération et par dilution), soit à la formation de nouvelles zones de croissance. Si le grain présente deux phases de cristallisation, alors la droite formée par les âges discordants représente une droite de mélange dont les "intercepts", supérieur et inférieur, donnent respectivement l'âge des deux phases. Si le grain est formé de plus de deux zones, alors les "intercepts" n'ont pas de réalité géologique. D'où l'importance extrême du choix des zircons à analyser, et de la possibilité d'analyses in-situ.

Le diagramme de Tera-Wasserburg (Fig. III-2), permet d'illustrer les rapports isotopiques mesurés, non corrigés. Par conséquent il est possible de mettre en évidence la présence de plomb commun, et / ou de pertes récentes de plomb radiogénique. Le plomb commun tend à déplacer les résultats sur une ligne presque verticale, tandis que les pertes de plomb radiogénique induisent un décalage horizontal. En outre, ce diagramme est bien adapté pour

les âges phanérozoïques, puisque le rapport $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ varie beaucoup dans cette gamme d'âge.

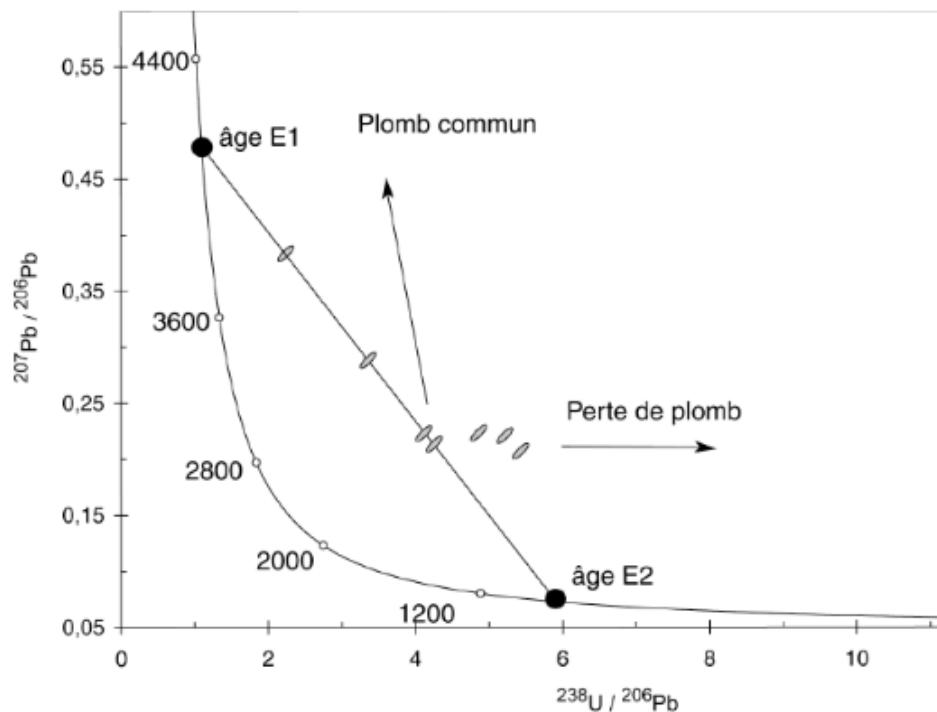


Figure III- 2: Diagramme Concordia de Tera-Wasserburg, (1972). Les rapports isotopiques ne sont pas corrigés par rapport au plomb commun. (in Pelleter., 2007)

V-3 : Les minéraux utilisables

Les minéraux utilisés pour les datations U/Pb, sont le zircon (ZrSiO_4), l'apatite (CaPO_4), la baddeleyite (ZrO_2), la monazite (CePO_4), la titanite (CaTiSiO_3), le rutile (TiO_2), la perovskite (CaTiO_3), l'allanite ($\text{CaFeAl}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), le xenotime (YPO_4). Ces minéraux sont favorables car ils ne renferment que peu ou pas de très gros cations pouvant être substitués par Pb^{2+} et sont riches en terres rares auxquelles se substitue facilement l'Uranium. Le minéral le plus utilisé pour la méthode U/Pb est le zircon.

V-4 : Caractéristiques physiques et chimiques des zircons

Le zircon est ubiquiste dans toutes les roches magmatiques y compris dans les roches basiques. Il s'agit d'un nésosilicate ZrSiO_4 composé de 67,1 % de ZrO_2 et de 32,9 % de SiO_2 . L'U, le Th et des terres rares sont présents en éléments traces. Le zircon appartient au système quadratique et forme soit des prismes soit des aiguilles automorphes. Le zircon et le hafnon (HfSiO_4) constituent les deux pôles d'une solution solide. Les atomes d'U et de Zr ont des diamètres (1,05 Å ; 0,87 Å respectivement) et des charges similaires, ce qui favorise leur substitution mutuelle. Dans un liquide silicaté, le zircon cristallise précocement et de ce fait,

on le retrouve souvent en inclusion dans d'autres minéraux (quartz, feldspath, biotite...). C'est un minéral qui résiste particulièrement bien à l'érosion physique et chimique, ce qui lui confère une pérennité exceptionnelle (Wayne et Sinha, 1988; Sinha et al., 1992 ; Leroux et al., 1999). Pupin (1980, 1992) démontre une dépendance entre la morphologie du grain de zircon et le chimisme et la température du magma au sein duquel le grain se forme. Watson, 1980 ; Watson & Harrison, 1983 ; Vavra, 1990 ; 1994 ; Benisek & Finger, 1993 confirment la dépendance de la cristallographie envers le chimisme du magma, et notamment envers la saturation en Zr et à la présence éventuelle d'eau. Le zircon est utilisé comme indicateur des conditions physico chimiques lors de cristallisation du magma (Caironi et al., 2000 ; Hoskin., 2000).

La résistance des grains de zircon aux différentes perturbations physico-chimiques en fait des objets complexes. En effet, chaque nouvel événement va imprimer sa marque dans le grain soit sous la forme de zones de croissance soit sous la forme de zones d'altération. La formation d'une nouvelle zone de croissance dans des conditions physico-chimiques différentes du milieu initial (milieu où cristallisent les zones de croissance antérieures), perturbe les zones antérieures (Lee et al., 1997 ; Watson et al., 1995 ; 1997 ; Cherniak et al., 1997). Ces perturbations, ou même altérations dans le cas de solutions hydrothermales, sont accentuées quand le grain est fracturé (Hartman et al., 1997 ; Levchenko et al., 1996). Dans le cas de l'altération hydrothermale, la perte d'uranium est accompagnée par l'apparition de Baddeleyite (Levchenko et al., 1996). Pour s'affranchir de la complexité des structures internes des zircons, il faut pouvoir analyser uniquement les cristaux de structure et de morphologies homogènes. Pour cela, les observations au MEB et/ou par cathodoluminescence sont incontournables (Hanchar et Miller, 1993). La microscopie électronique fournit une aide importante dans la sélection des grains, car elle permet de déterminer avec certitude les grains ou les zones de grains dont la structure interne est simple et/ou homogène, donc témoin d'un événement géologique unique.

VI. Méthodologie et techniques analytiques.

Les dispositifs d'ablation laser couplés à un ICP-MS (LA-ICP-MS: Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer) sont apparus au début des années 1990 dans le domaine des Sciences de la Terre. L'intérêt de la méthode réside dans sa capacité à obtenir des microanalyses *in situ*, avec un coût d'acquisition faible et une grande rapidité d'analyse. L'efficacité du LA-ICP-MS a été vérifiée en particulier dans le domaine de la géochronologie U-Pb, d'abord pour la mesure des rapports isotopiques Pb/Pb (avec une précision de 0,5 à 3

%) (Horn et al., 2000) et plus récemment pour la mesure des rapports Pb/U (avec une précision $\leq 5\%$) (Bruguier et al., 2001).

VI-1 : Principe générale de LA-ICP-MS

Le faisceau photonique généré par les atomes excités est dirigé puis focalisé sur la surface de l'échantillon par l'intermédiaire d'un jeu de lentilles (Fig. III-3). L'interaction entre les photons et l'échantillon permet de vaporiser les atomes ou les molécules qui le composent. L'ablation de l'échantillon se produit dans une cellule étanche, sous pression d'argon ou d'hélium, munie d'un hublot transparent à la longueur d'onde du laser. Le contrôle de l'ablation s'effectue en temps réel sur un moniteur à l'aide d'une caméra associée à un microscope optique. L'aérosol est ensuite transféré depuis la cellule vers l'ICP-MS via un gaz de transport (Argon). Les particules contenues dans l'aérosol sont alors ionisées par le plasma de L'ICP. Ces ions sont extraits du plasma par un système de vide différentiel, focalisés, puis séparés dans l'analyseur en fonction de leur rapport masse/charge (m/e). Enfin le détecteur convertit le faisceau ionique en un nombre qui sera traité par informatique pour fournir un résultat en coups par seconde (cps).

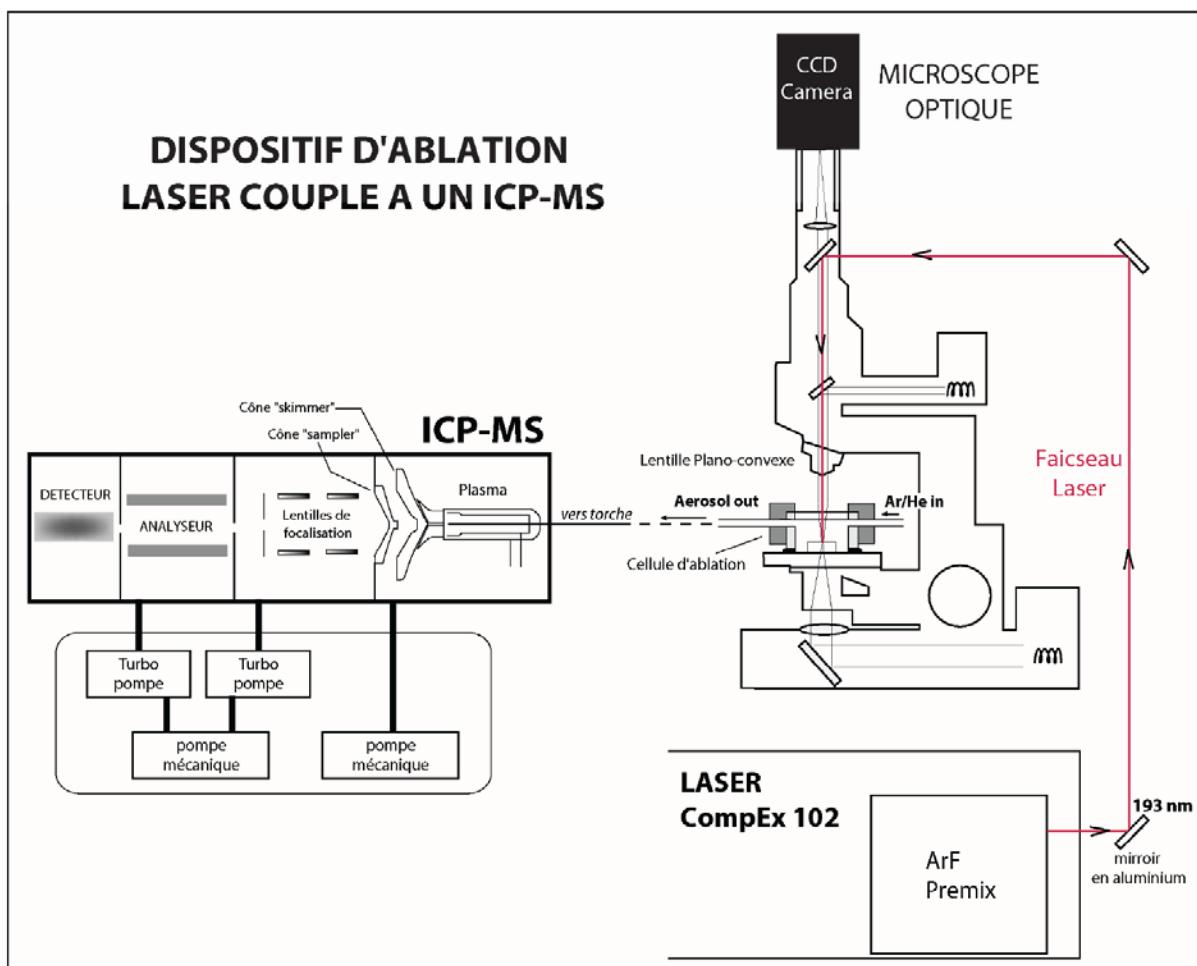


Figure III- 3: Dispositif d'ablation laser couplé à un ICP-MS d'après Dhuime (2003).

Le faisceau laser est dirigé sur l'échantillon, ce dernier est ablaté dans une cellule étanche sous pression. Une caméra permet de suivre le processus d'ablation en temps réel. L'aérosol résultant de l'ablation est transféré via un gaz de transport en direction du plasma de l'ICP-MS dans lequel les constituants sont ionisés. Depuis le plasma les ions sont extraits, et séparés par l'analyseur en fonction de leur rapport charge/masse.

VI-2 : Echantillonnage et séparation des zircons : (Figure III – 4)

Sur un échantillonnage dans les affleurements le plus frais, l'étude pétrographique permet de détecter les roches qui sont réellement les moins altérés, celles-ci sont sélectionnées pour les séparations des zircons. Ces échantillons sont broyés pour obtenir des fractions granulométriques variées. Un tamisage humide à l'aide d'une colonne de quatre tamis dont la taille des mailles augmente vers le haut permet de recueillir trois fractions granulométriques : 50 – 200 μ m, 200-400 μ m et une fraction de taille 400-740 μ m. C'est la fraction 50-200 μ m qui est utilisée pour les séparations aux liqueurs denses (bromoforme et iodure de méthyle). En effet c'est dans cette fraction qu'on rencontre le maximum de zircons limpides et purs. La

fraction allant de 200 à 400µm, peut être éventuellement utilisée aussi en cas de recherche de zircons de plus grande taille par exemple.

La séparation s'effectue à l'aide de liqueurs denses, le zircon étant un minéral beaucoup plus dense que la quasi-totalité des autres silicates (densité : 3,9 à 4,8). Contrairement aux autres oxydes et hydroxydes de fer dont la densité est également élevée, le zircon n'est pas magnétique. Les liqueurs denses utilisées sont le bromoforme, de densité 2,89 à 20°C, et l'iodure de méthyle de densité environ 3,4.

La séparation au bromoforme se fait de la même façon que la séparation à l'iodure de méthyle. Cependant, entre la première séparation au bromoforme et celle qui se fait au iodure de méthyle, on procède à une séparation magnétique, ce qui permet de se débarrasser d'une quantité de matériel inutile pour la recherche du zircon. C'est pourquoi, la séparation à l'iodure de méthyle se fera avec des instruments de plus petite dimension. Les solvants utilisés sont l'alcool pour le bromoforme et l'éther pour l'iodure de méthyle. Le matériel de séparation est constitué d'ampoules à décanter (dont la taille dépend de la quantité de produit à trier), d'entonnoirs et de fioles. L'entonnoir tapissé d'un filtre est placé au dessus d'une fiole, la pointe de l'entonnoir plongeant dans la fiole de la partie évasée de l'entonnoir étant placée sous le robinet de l'ampoule à décanter. L'ampoule à décanter est elle-même fixée à un trépied métallique ou en bois. Tout ce montage est placé sous hotte.

Une quantité suffisante de liqueur dense (à peu près la moitié de l'ampoule) est versée dans l'ampoule à décanter dont le robinet est préalablement fermé. Le volume restant permet ainsi de verser de la poudre de roche sur la liqueur dense. On remue le contenu de l'ampoule à décanter à l'aide d'une tige (plastique ou métallique) et on attend que la décantation s'opère.

De temps en temps, on ouvre le robinet pour que la matière décantée se déverse sur le filtre de l'entonnoir. On peut alors rajouter une quantité équivalente de poudre de roche. Une fois l'ensemble entonnoir-filtre rempli, on le remplace par un autre. Lorsque le ballon est rempli (généralement de silicates légers), on le vide dans un ensemble entonnoir-filtre préparé spécialement pour cela. Ce dernier ensemble entonnoir-filtre, contrairement aux précédents ne contient pas de zircon.

La liqueur qui est passée à travers les filtres et qui se retrouve dans les fioles est immédiatement récupérée pour être réutilisée. Les contenus des filtres, qu'ils contiennent ou non du zircon, sont abondamment arrosés de solvant (alcool ou éther) pour les débarrasser des particules de liqueur piégée dans le matériau. Dans le cas de bromoforme (bromoforme plus

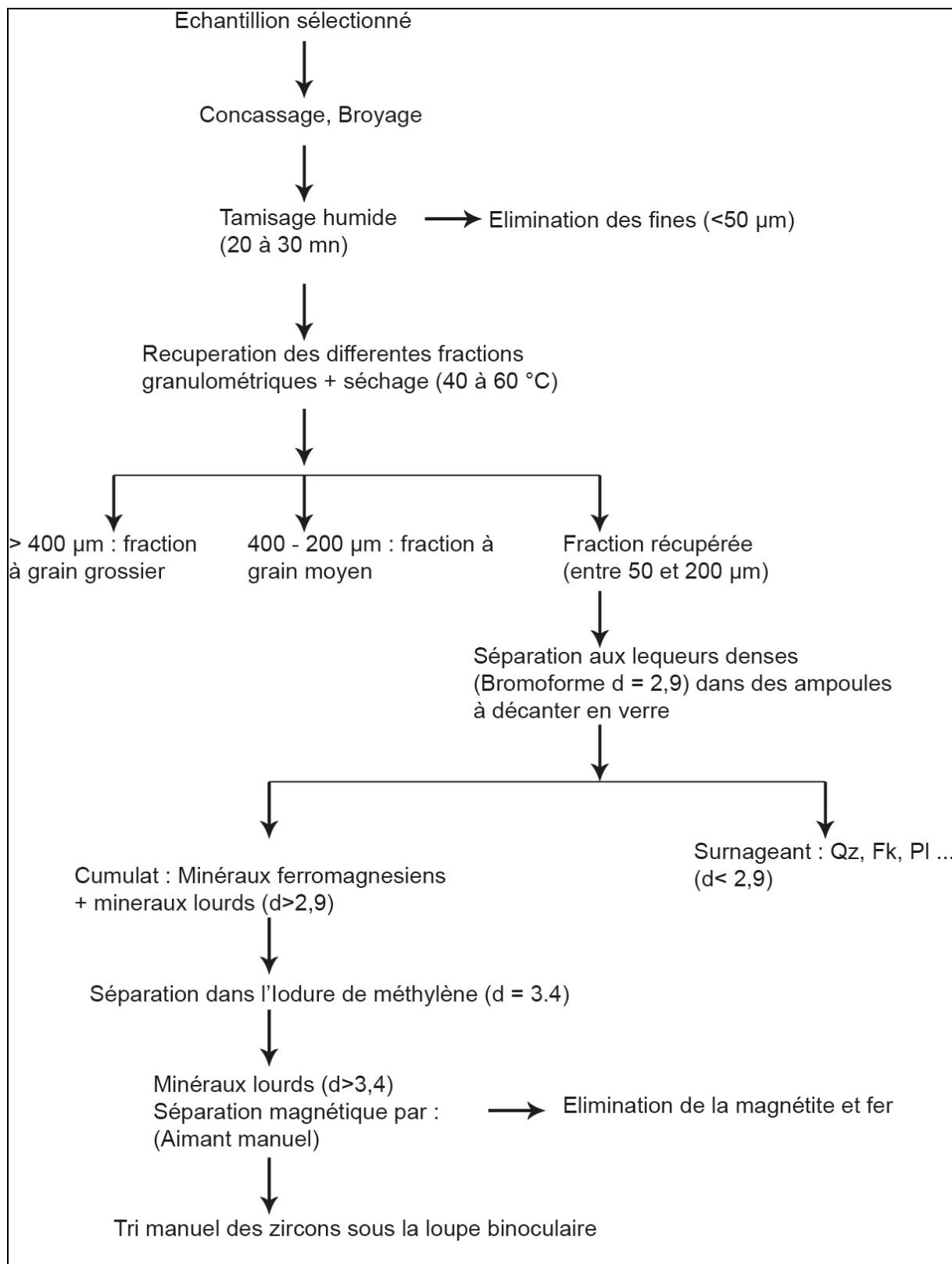


Figure III- 4: Description de la méthode de séparation des zircons

alcool), le liquide de lavage est versé dans une grande fiole contenant de l'eau. Le bromoforme, lourd et insoluble dans l'eau, passe ainsi sous l'eau alors que l'alcool est dissout.

Dans le cas de l'iodure de méthyle, le liquide de lavage (iodure de méthyle + éther) est conservé sous hotte jusqu'à évaporation de l'éther.

Un tri manuel sous la loupe binoculaire est effectué sur la fraction non magnétique. Les zircons sont séparés selon des critères physiques et optiques (morphologie, état de surface, héritages et/ou de zonations, limpidité, couleur, structure, inclusions, fractures, etc.). A l'issue de ce dernier tri les grains destinés à être datés.

VI-3 : Technique analytique d'analyse des zircons par LA-ICP-MS

Les grains des zircons d'âges inconnus ainsi que le standard zircon G91500 (Wiedenbeck et al., 1995) sont monté au sein d'un plot rempli de résine de type Epoxy puis polis afin d'exposer les structures internes.

Les analyses par "ablation laser" ont été réalisé à l'aide d'un laser à excimères CompEx 102 de Lambda Physik opérant dans l'ultra-violet profond à 193 nm qui est relié à un élément XR ICP-MS de ThermoFinnigan au laboratoire ICP-MS de Géosciences UMR5243-CNRS- Montpellier (France). Les détails de la procédure analytique sont décrits par Neves et al. (2006) et Dhuime et al. (2007), et ne sont que brièvement résumés ci-dessous.

Les données ont été acquises en mode "Peak Jumping" avec le laser qui fonctionne à une densité d'énergie de 15 J cm^{-2} et une fréquence de 3 Hz. La taille du spot laser est $26 \mu\text{m}$.

Les rapports isotopiques ont été contrôlés à l'aide du standard de zircon G91500. Les rapports Pb/Pb des zircons inconnus ont été corrigé en utilisant la loi de puissance dont les paramètres ont été déterminés par des analyses répétitives du matériel de référence mesuré pendant toute la séance d'analyse. Ce facteur de biais en masse a été utilisé pour corriger les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés sur les zircons inconnus et son erreur associé a été ajouté la quadrature aux rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sur chaque inconnu suivant la procédure décrite dans Horstwood et al. (2003).

Le fractionnement inter-élémentaire pour l'U et Pb est plus sensible aux conditions analytiques et les rapports Pb/U de chaque lot de cinq inconnus ont été standardisés contre le facteur de biais calculé en utilisant quatre standards du groupe du cinq inconnus.

Le rapport moyen de Pb/U des quatre standards mesurés a été utilisé pour calculer le fractionnement inter-élémentaire et son erreur a été ensuite ajouter en quadrature à l'erreur individuelle mesurée sur chaque rapport $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ inconnu.

La reproductibilité du standard Pb/U est de 0,9 % (RSD ; n = 24) pour toutes les séances d'analyse LA-ICP-MS nécessaires pour analyser les échantillons et le biais de masse est 0,21 %. La correction du plomb commun précise est difficile à réaliser principalement à cause de l'interférence isobare du ^{204}Hg sur ^{204}Pb . La contribution du ^{204}Hg sur ^{204}Pb a été estimée en mesurant le ^{202}Hg et en supposant que la composition isotopique naturelle du rapport $^{204}\text{Hg}/^{202}\text{Hg}$ est 0,2298. Cela permet de contrôler la teneur du Pb commun de grain analysé mais les corrections se traduisent souvent par des âges faux. Les analyses présentant une proportion détectable de ^{204}Pb sont rejetées. Le tableau (Annexe : III-1) ne présente que les analyses pour lesquelles aucun ^{204}Pb n'a été détecté. Les proportions données correspondent aux rapports mesurés et corrigés à partir du fond et de discrimination en masse (+ fractionnement élémentaire pour le rapport ($^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$)).

Tous les âges ont été calculés en utilisant les constantes de désintégration de l'U et Th recommandées par Steiger et Jaeger (1977).

Le calcul des âges à partir des rapports obtenus a été effectué à l'aide du logiciel Isoplot/Ex, (Ludwig ; 2000).

VII. Ages des granitoïdes étudiés (méthode U/Pb sur zircon)

Deux échantillons de la granodiorite d'Askaoun (MS7 et DZB) et un échantillon du granite d'Imourkhissen (PH10) ont été datés. Les résultats analytiques sont présentés dans le tableau (Annexe III-1).

VII-1 : La Granodiorite d'Askaoun :

Les cristaux de zircon des deux échantillons datés montrent une morphologie automorphe à subautomorphe avec une couleur jaune clair à translucide.

Seize analyses ont été réalisées sur douze grains de zircons pour l'échantillon (DZB). Tous les points analytiques sont concordants à environ 560 Ma (Fig. III-5) et fournissent un âge concordant de $558 \pm 2\text{Ma}$ avec (MSWD = 6,7) Toummite et al. (2012).

L'échantillon (MS7) est plus complexe (Fig. III-6), car il inclut un groupe de dix analyses produisant un âge de $558 \pm 3\text{Ma}$, Toummite et al. (2012), des coeurs hérités ont été montrés par des fractions des zircons magmatiques (Analyses #6-1 ; #6-2) donnent des âges de l'ordre de $588 \pm 6\text{Ma}$, Toummite et al. (2012) qui reflète une assimilation de matériel crustal dans la région source du magma en profondeur.

Les analyses des deux échantillons donnent un âge identique de 558 Ma interprété comme l'âge de mise en place et de cristallisation du granodiorite d'Askaoun.

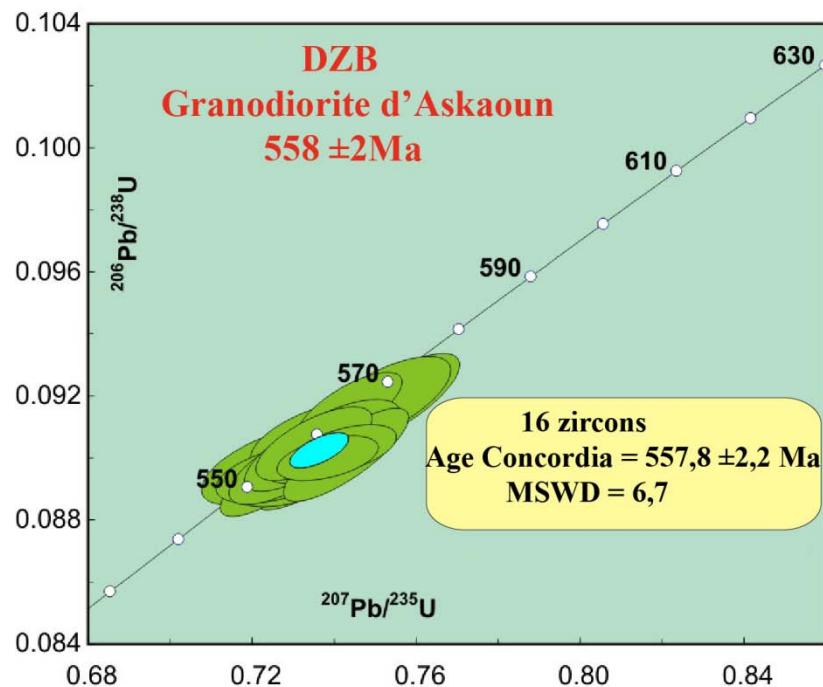


Figure III- 5: Diagramme Concordia pour l'échantillon (DZB) (granodiorite d'Askaoun) daté par la méthode U/Pb sur zircon par LA-ICP-MS., Toummite et al. (2012)

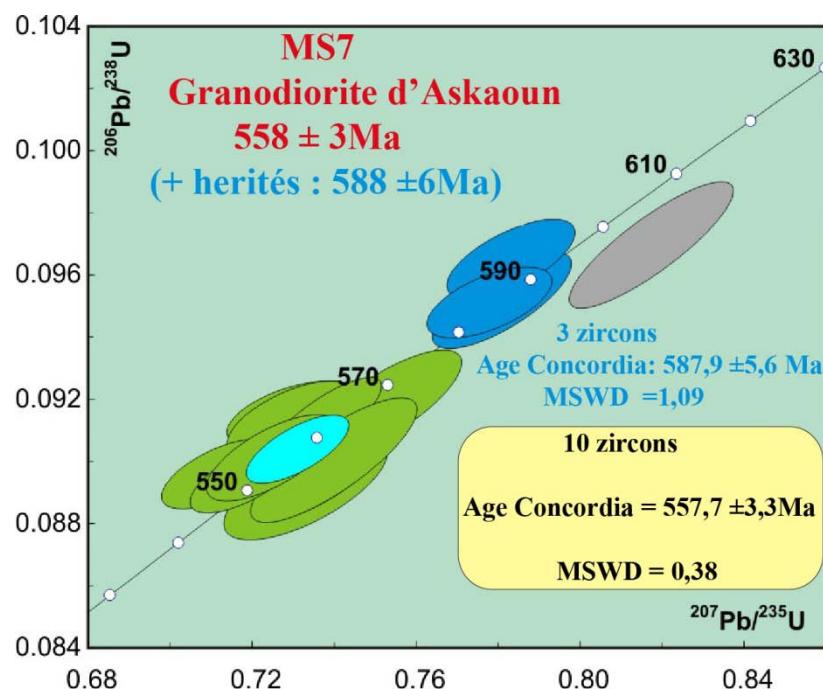


Figure III- 6: Diagramme Concordia pour l'échantillon (MS7) (granodiorite d'Askaoun) daté par la méthode U/Pb sur zircon par LA-ICP-MS., Toummite et al. (2012).

VII-2 : Le Granite d'Imourkhssen

Dans l'échantillon "PH10" du granite d'Imourkhssen qui a été l'objet de cette datation, les grains de zircon sont automorphes à subautomorphes et translucide. Onze analyses ont été faites sur neuf grains de zircons. Les grains analysés ne montrent aucune variation d'âge, et ils sont tous étroitement concordant à un âge de 561 ± 3 Ma avec un MSWD (=0,67), Toummite et al. (2012). (Fig. III-7).

La morphologie des grains des zircons suggère une origine ignée. A partir des résultats analytiques il n'existe aucune preuve montrant que les populations des zircons contiennent des grains plus vieux hérités dans cet échantillon. Par conséquent, l'âge 561 Ma est interprété comme l'âge de cristallisation des zircons et de la mise en place de granite. En considération de l'erreur, cet âge est identique à l'âge de la Granodiorite d'Askaoun.

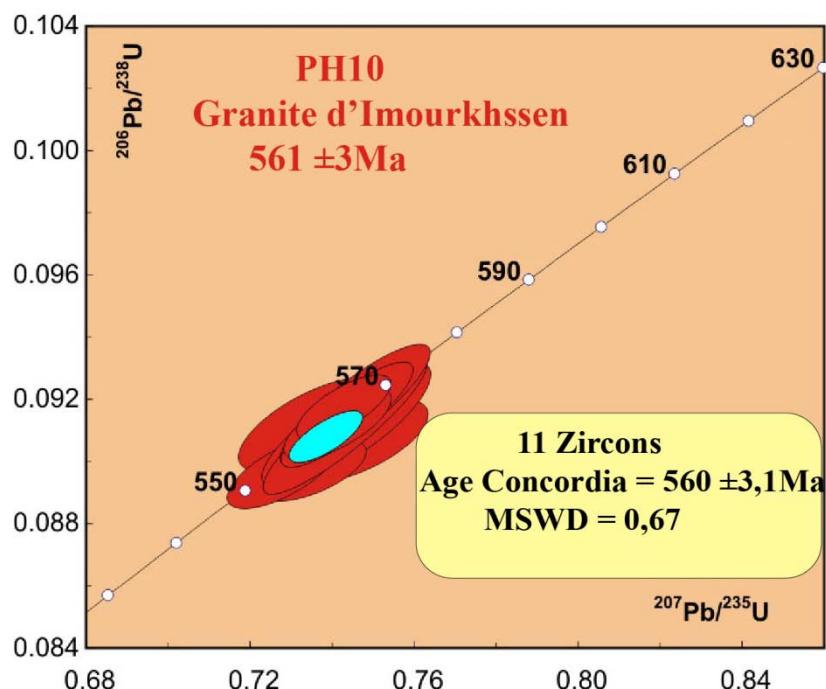


Figure III- 7 : Diagramme Concordia l'échantillon (PH10) granite d'Imourkhssen daté par la méthode U/Pb sur zircon par LA-ICP-MS. Toummite et al. (2012).

VIII. Interprétation et conclusions

Les deux âges 558 ± 3 Ma et 558 ± 2 Ma obtenus dans le granodiorite d'Askaoun sont plus jeunes que l'âge de 575 ± 8 Ma obtenu par Thomas et al. (2002). Si on considère la propagation des spots individuels le long de la Concordia obtenu par Thomas et al. (2002) et l'existence des zircons hérités à 588 ± 6 Ma dans l'échantillon (MS7) Toummite et al. (2012), donc il est probable que l'âge le plus vieux de Thomas et al. (2002) a été influencé par une composante de Pb héritée. Nous considérons que l'âge de mise en place de granodiorite d'Askaoun est 558 ± 2 Ma.

L'âge de 561 ± 3 Ma obtenu sur le granite d'Imourkhssen, Toummite et al. (2012), est identique en considérant l'erreur avec l'âge de 562 ± 5 Ma obtenu par Thomas et al. (2002) pour le même granite. Cet âge implique que les deux massifs d'Askaoun et Imourkhssen ont été intrudés dans une période de temps courte dans quelques millions d'années.

Ces âges de 560 Ma sont similaires à l'âge obtenu sur le quartz porphyrique syn-Ouarzazate de Tazoult (559 ± 6 Ma ; Thomas et al. (2002)), à l'âge des rhyolites du groupe d'Ouarzazate sur le membre d'Aguins près de socle de Zenaga (577 ± 6 Ma ; Thomas et al. 2002), au formation de Tifkhist à l'Est de promontoire de Ouzellarh-Sirwa (571 ± 8 Ma ; Thomas et al ; 2002), à Bou-Madine et la dôme d'Ougnat dans l'est du Saghro (552 ± 5 Ma ; Gasquet et al. 2005) et au dôme de Tachkach au saghro (543 ± 9 Ma ; Gasquet et al. 2005).

Les âges obtenus à 560 Ma, Toummite et al. (2012), sont contemporains à la période d'activité magmatique intense d'Ouarzazate et suggèrent que les plutons étudiées sont des manifestations subvolcaniques du groupe d'Ouarzazate. Les zircons hérités légèrement plus vieux peuvent être rapproché au groupe de Bou-Salda, le groupe le plus ancien du Supergroupe d'Ouarzazate.

CHAPITRE IV

Géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares

I. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'étude géochimique des roches étudiées incluant les éléments majeurs, les éléments traces et les terres rares. Nous essayerons de comprendre la distribution des éléments chimiques entre les différents faciès et d'en déduire les facteurs et les processus qui contrôlent cette distribution. Cette étude permettra de préciser les liens génétiques éventuels qui existent entre les faciès, de ressortir la nature de la (ou les) souche(s) magmatique(s) et de reconstituer l'environnement géodynamique de mise en place.

Dans cette optique, 22 échantillons ont été analysés : 14 échantillons de granitoïdes, 6 enclaves magmatiques microgrenues et deux filons basiques.

Les analyses chimiques ont été effectuées au Musée Royal de l'Afrique Centrale, Tervuren ; Belgique. Les résultats analytiques sont compilés en annexe de ce mémoire (Annexe IV-1).

II. Composition chimiques des différents faciès

II-1 : Massif d'Askaoun

II-1-1 : Les diorites quartziques

Dans les diorites quartziques les teneurs en SiO_2 varient de 59,25 à 62,46 %, Na_2O de 3,60 à 4,26 %, K_2O de 2,14 à 3,17 %. Les teneurs élevées en Al_2O_3 (16,8 à 18,2 %) traduisent le taux élevé des plagioclases dans ce faciès. Leurs teneurs variables en CaO (2,82 à 4,95 %), Rb (73,44 à 88,5 %) et en Sr (367,5 à 544 %) sont en relation avec le degré d'altération des plagioclases. Ce degré élevé d'altération s'exprime également par de forte teneur en pertes au feu (2,15 à 2,25 %). Le magnésium et fer, avec des teneurs de 2,24 et 5 à 6,40 % respectivement, sont issus de la biotite, l'unique minéral ferromagnésien de ce faciès et de la chlorite.

II-1-2 : Les Granodiorites à biotite et amphibole

Les granodiorites se distinguent des diorites par des teneurs plus élevées en SiO_2 (62 à 67 %), K_2O (3,17 à 4 %) ; Na_2O (3,39 à 6,31%) et plus faibles en Al_2O_3 (14,1 à 15,5 %). Les échantillons Az5 et, à un moindre degré IM4 sont particulièrement albitisé, ce qui se traduit par des teneurs plus élevée en Na_2O (6,31 % et 4,20 %) et plus faible en K_2O (0,25 % et 3,27 %) et en CaO (1,10 % et 0,59 %). Ces faibles teneurs en CaO sont accompagnées par de faibles teneurs en Sr (109 et 128 ppm) alors qu'à teneur égale en SiO_2 (65 %) les teneurs en Sr sont plus élevées dans les autres échantillons et peuvent atteindre 250 ppm.

Les teneurs en TiO_2 et P_2O_5 varient respectivement de 0,6 à 0,78 % et 0,1 à 0,15 %. Ces teneurs reflètent les faible taux des minéraux ferromagnésiens et le plagioclase dans ce faciès.

Ces roches présentent des teneurs plus faibles que les diorites quartziques en Sr, Zr et plus fortes en Rb, Nb, Ba. L'échantillon (AZ₅) est plus pauvre en Rb et le Ba, (Rb = 5,17% ; Ba = 30,14%) que les autres faciès granodioritiques.

II-2 : Massif d'Imourkhssen (Granite rose à grains grossiers).

Le granite d'Imourkhsane est plus différencié que les faciès du massif d'Askaoun et le granite à grains fins du type Ougougane, il se distingue par des teneurs plus fortes en SiO_2 (74 à 77 %) et plus faibles en Al_2O_3 (12,7 à 12,8 %), CaO (0,12 à 0,34 %), MgO (0,27 à 0,45 %), $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (0,76 à 1,89 %) et TiO_2 (0,15 à 0,19 %). Il montre également des teneurs plus fortes en Nb (12,72 à 12,81 ppm), Zr (130,02 à 162,15 ppm) et en Ta (1,13 à 1,23 ppm). Des teneurs plus faibles en Rb (80,76 à 114,50 ppm), en Ba (364,30 à 605,21 ppm), et en Sr (36,85 à 82,14 ppm) sont en relation avec des taux plus faibles en plagioclase et en feldspaths alcalins par rapport à ces faciès. Leur caractère plus différencié est également marqué par des teneurs plus faible en éléments de transition V (4,50 à 6,11 ppm).

II-3 : Le granite à grains fins d'Ougougane.

En comparaison avec le granite précédent le granite à grains fins type Ougougane montre des teneurs plus faibles en silice SiO_2 (71 à 74 %) et en Na₂O (3,55 à 3,66%) et plus élevées en Al_2O_3 (13,51 à 13,55%), $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ (1,96 à 2,69%), MgO (0,7 à 0,85%), CaO (1 à 1,56%) et en TiO_2 (0,28 à 0,34%). Ce granite est plus riche en Rb (145,72 à 146,19 ppm), Sr (152,52 à 174,98 ppm), Zr (162,12 à 168,64 ppm), Ba (705,73 à 886,08 ppm), U (8,28 à 9,58 ppm) et en Th (22,50 à 25,96 ppm), et plus pauvre en Nb (7,27 à 8,74 ppm) et Ta (0,73 à 0,94 ppm).

II-4 : Les enclaves magmatiques microgrenues (MME)

Parmi ces roches échantillonnées uniquement dans le massif d'Askaoun, six enclaves ont été analysées.

Les teneurs en silice des enclaves varient de 54 à 66 %. Elles présentent des teneures élevées en $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{t}$ et MgO (5,4 à 9,4 % et 1,77 à 3,4 %) traduisant le caractère globalement basique de ces roches. L'échantillon (TA7) se distingue par sa teneur élevée en MgO (8,98 %). Les teneurs en K₂O sont variables (2,5 à 6,63 %). Les enclaves magmatiques

microgrenues montrent des teneurs élevées en Al_2O_3 (14,10 à 16,6 %), en CaO et en Na₂O reflètent l'abondance de plagioclase et de la hornblende dans ces enclaves.

Elles sont très riches en éléments de transition V, et les éléments incompatibles Sr, Y, Nb et le Ba, (Annexe IV-1).

II-5 : Les filons basiques de Zaghar

Les deux filons analysés dans le cadre de cette étude montrent un caractère basique avec de faibles teneurs en silice 48 à 49 % et des teneurs élevées en Fe₂O₃t et MgO qui varient respectivement de 10 à 11,4 % et de 9 à 10,7 %. Les fortes teneurs en pertes au feu et qui peuvent atteindre 4,8 %, traduisent l'abondance des ferromagnésiens hydroxylés et le fort degré d'altération (PF= 4,8 %) de ces filons. Les roches filonniennes sont riches en V (186,13 à 204,32 ppm), en Sr (265,25 à 498,26 ppm) et en Zr (12,09 à 186,19 ppm). L'échantillon (AB₃) montre des taux élevés en Ba (1009,38 ppm) et Ce (145,53 ppm) par rapport à l'échantillon (AZ₂) avec : Ba (185,42 ppm) et Ce (35,61 ppm).

III. Evolution des compositions chimiques au cours de la différenciation.

Dans le but de suivre les variations des éléments chimiques dans les différentes unités pétrographiques définies, nous avons utilisé les diagrammes de type Harker, les diagrammes les plus simples et les plus fréquemment utilisés pour mettre en évidence les relations génétiques entre des roches issues d'un même magma initial. La variation des teneurs en oxydes et de quelques éléments traces sont ainsi reportés en fonction de la silice comme élément de différenciation (Fig. IV-1).

III-1 : Les éléments majeurs :

L'examen de ces diagrammes montre que :

Les compositions chimiques au sein des roches étudiées varie entre 57% jusqu'à 76% de SiO₂ suggérant un taux de différenciation important dans les massifs étudiés.

Les groupes des roches définies sur terrain et par la pétrographie sont chimiquement bien individualisés.

Les diagrammes montrent une répartition continue et linéaire de l'ensemble des roches étudiées. Cette répartition définit une corrélation négative entre la silice et le TiO₂, Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃t, P₂O₅, MnO et MgO ce qui traduit l'abondance de ces éléments dans les termes moins évolués par rapport aux termes plus évolués ; (Fig. IV-1).

K₂O est corrélé positivement avec SiO₂ pour les granitoïdes (Fig. IV-1) exprimant l'enrichissement des faciès en ce dernier au cours de la différenciation conformément aux observations pétrographiques. Par contre dans les MME, la distribution de K₂O est aléatoire, cela peut être lié à une certaine mobilité alcaline. La somme (Na₂O + K₂O) étant relativement constant (7,4 – 8 %, à l'exception de l'échantillon (TA7), 54 % en SiO₂, 4,7 % en K₂O).

Na₂O ne montre aucune corrélation avec la silice (Fig. IV-1) en raison d'une perturbation probable des teneurs en cet élément par les processus secondaires.

Les teneurs en alcalins sont élevées dans l'ensemble des roches étudiées (granitoïdes et enclaves associées) (Na₂O + K₂O >5% contrairement aux filons basiques dont la somme Na₂O + K₂O ne dépasse pas 3,7 %. Globalement la somme des alcalins montrent une corrélation positive avec la silice.

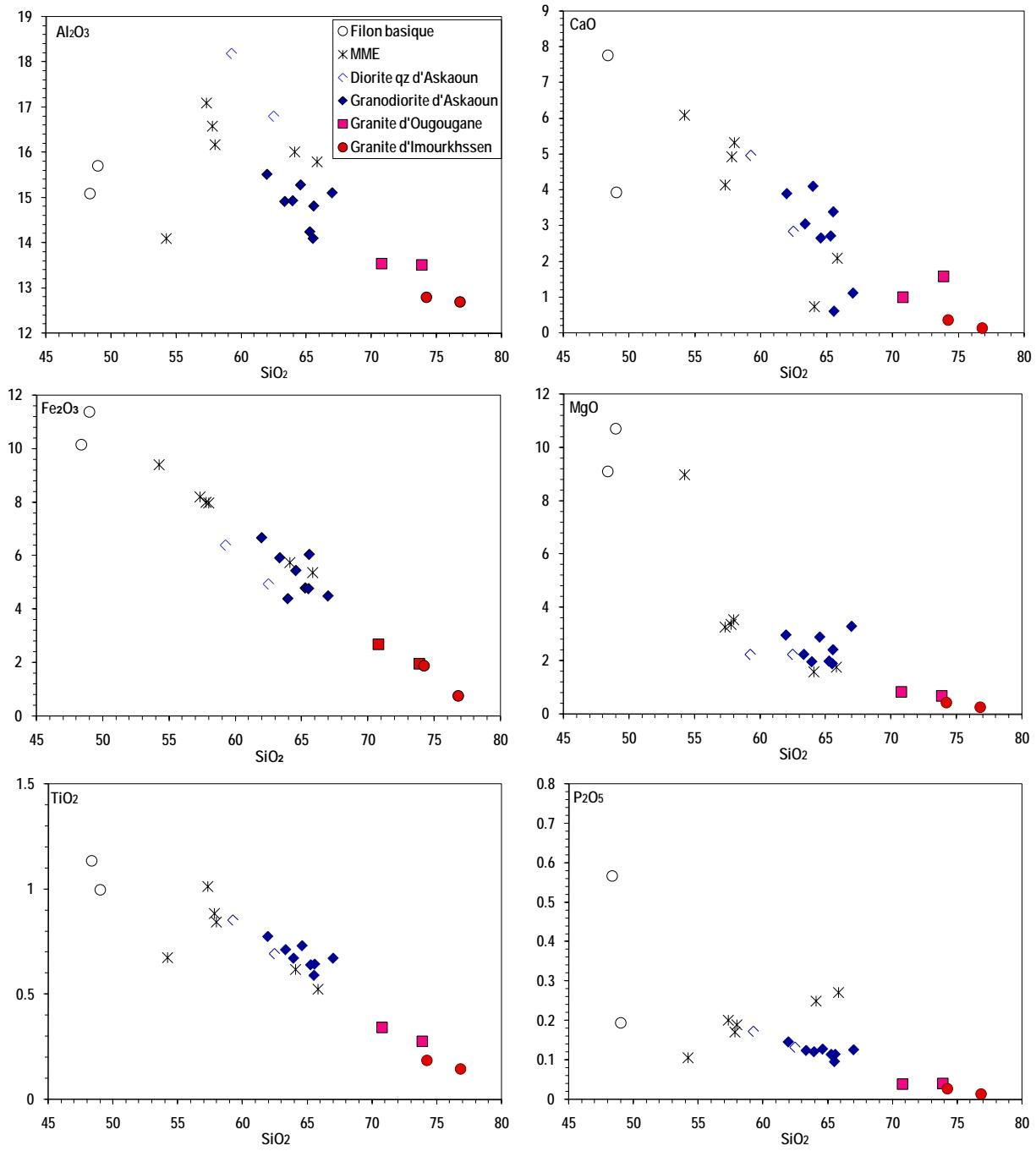


Figure IV- 1: Diagrammes de variation des éléments majeurs (en %pds) en fonction de SiO_2 (%pds)

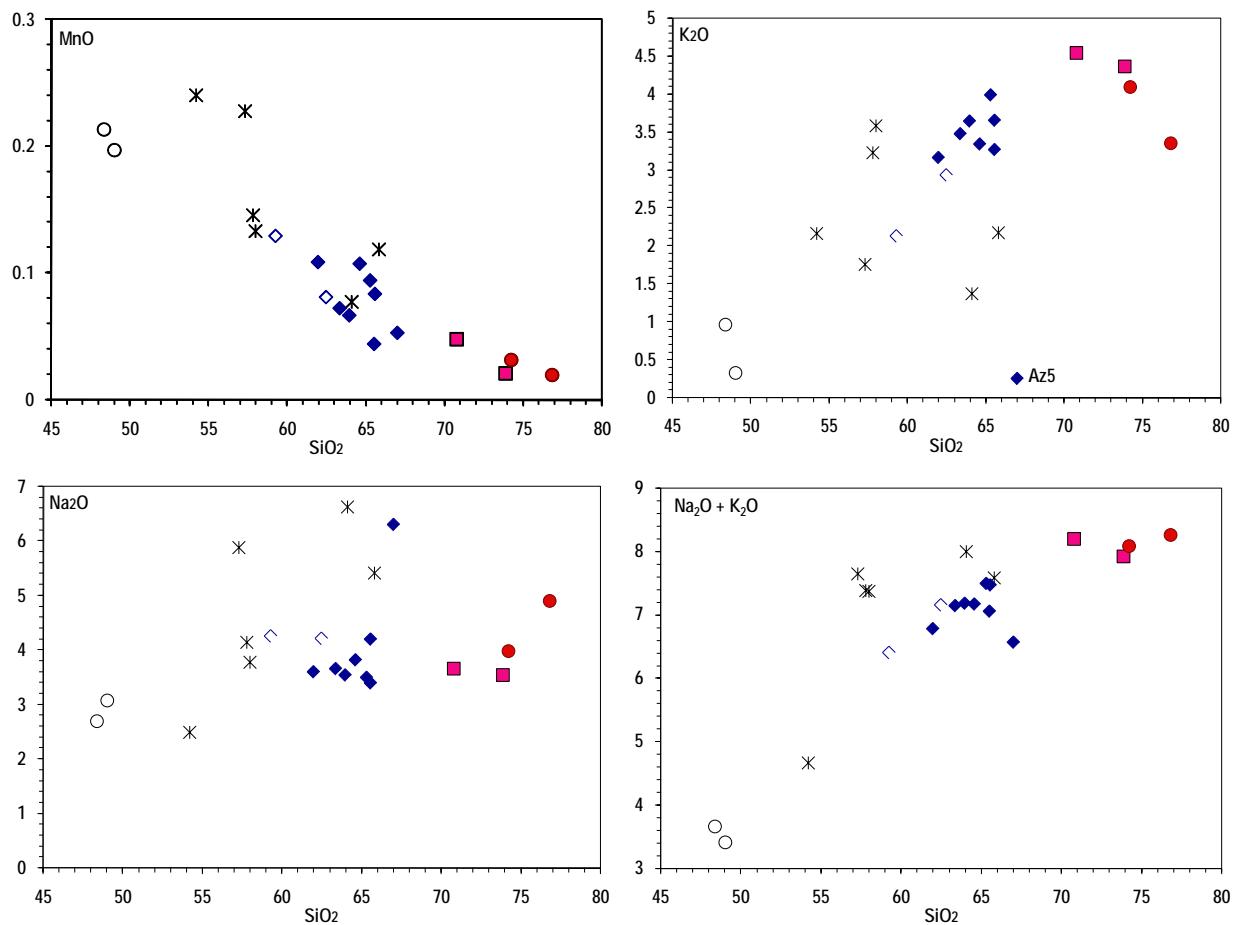


Figure IV-1: Diagrammes de variation des éléments majeurs (en % pds) en fonction de SiO_2 (% pds).[°]

III-2 : Les éléments traces.

Les projections des principaux éléments traces en fonction de la silice sur les diagrammes Harker permettent de relever un certain nombre de points essentiels :

- Les éléments incompatibles Zr, Y, et Hf montrent une corrélation négative avec l'augmentation de la silice (Fig. IV-2). Cette diminution traduit la cristallisation des minéraux accessoires tels que le zircon. Deux échantillons d'enclaves (Ta6-a, Ta6-b) se montrent particulièrement riches en ces éléments à l'image de l'Yttrium dont les teneurs sont respectivement de 52,35 ppm et 47,90 ppm.
- Le Strontium et l'Europium définissent une évolution suivant une corrélation négative avec SiO_2 (Fig. IV-2). Ceci serait la richesse en plagioclase dans les termes les moins différenciés par rapport aux plus différenciés. Quant au Vanadium (élément de transition) évolue négativement avec la silice.
- Les rapports Rb/Ba et Rb/Sr des roches étudiées augmentent relativement avec la silice (Fig. IV-3). L'augmentation des ces deux rapports avec la silice suggèrent que les liens entre ces roches sont régis par des processus de la cristallisation fractionnée.
- Le Nb et le Th illustrent une tendance positive avec l'augmentation en silice (Fig.IV-3) avec des teneurs élevées dans les termes les plus différenciés par rapport aux moins différenciés.

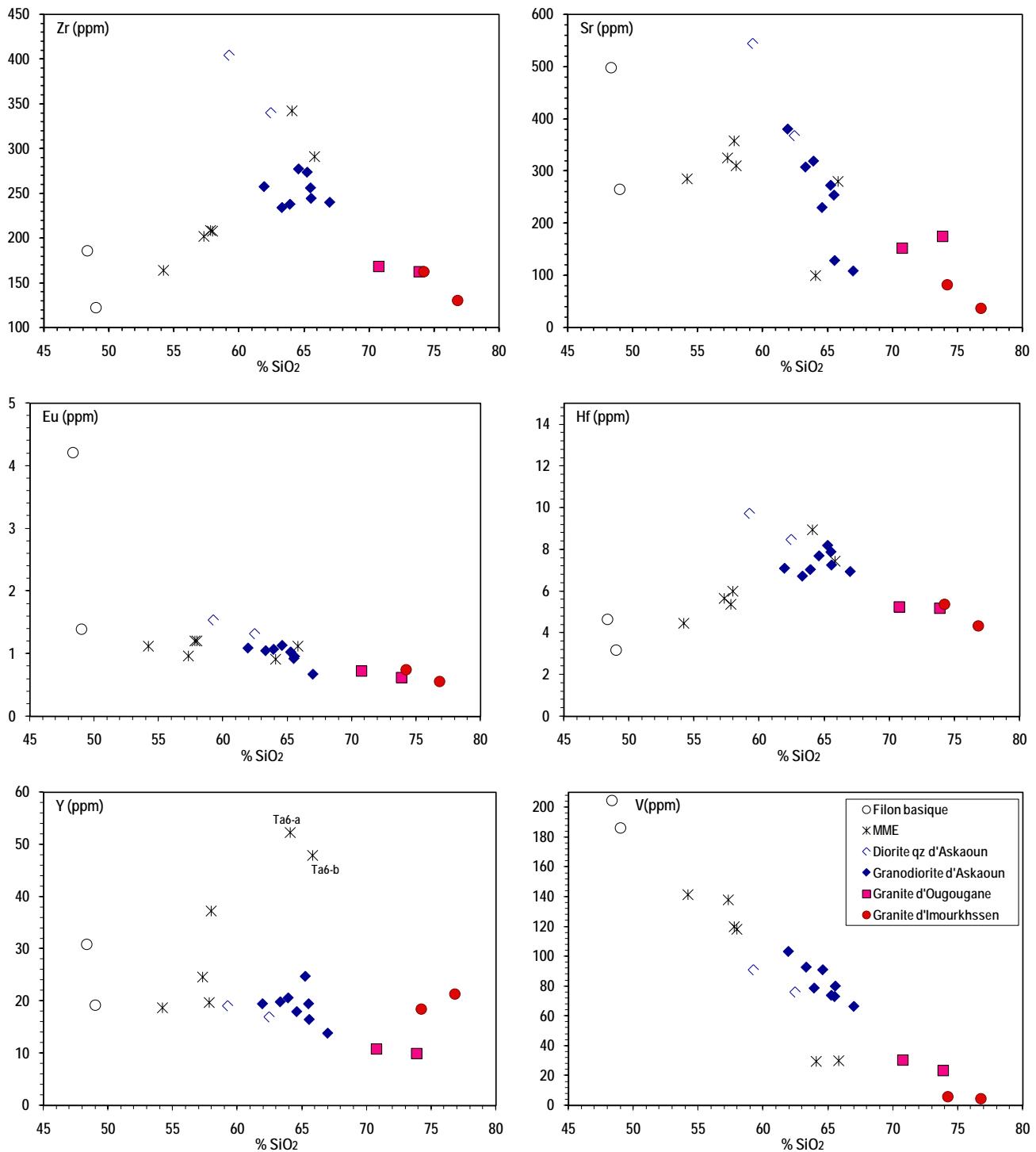


Figure IV- 2 : Diagrammes de variation des éléments traces (en ppm) en fonction de SiO_2 (%pds).

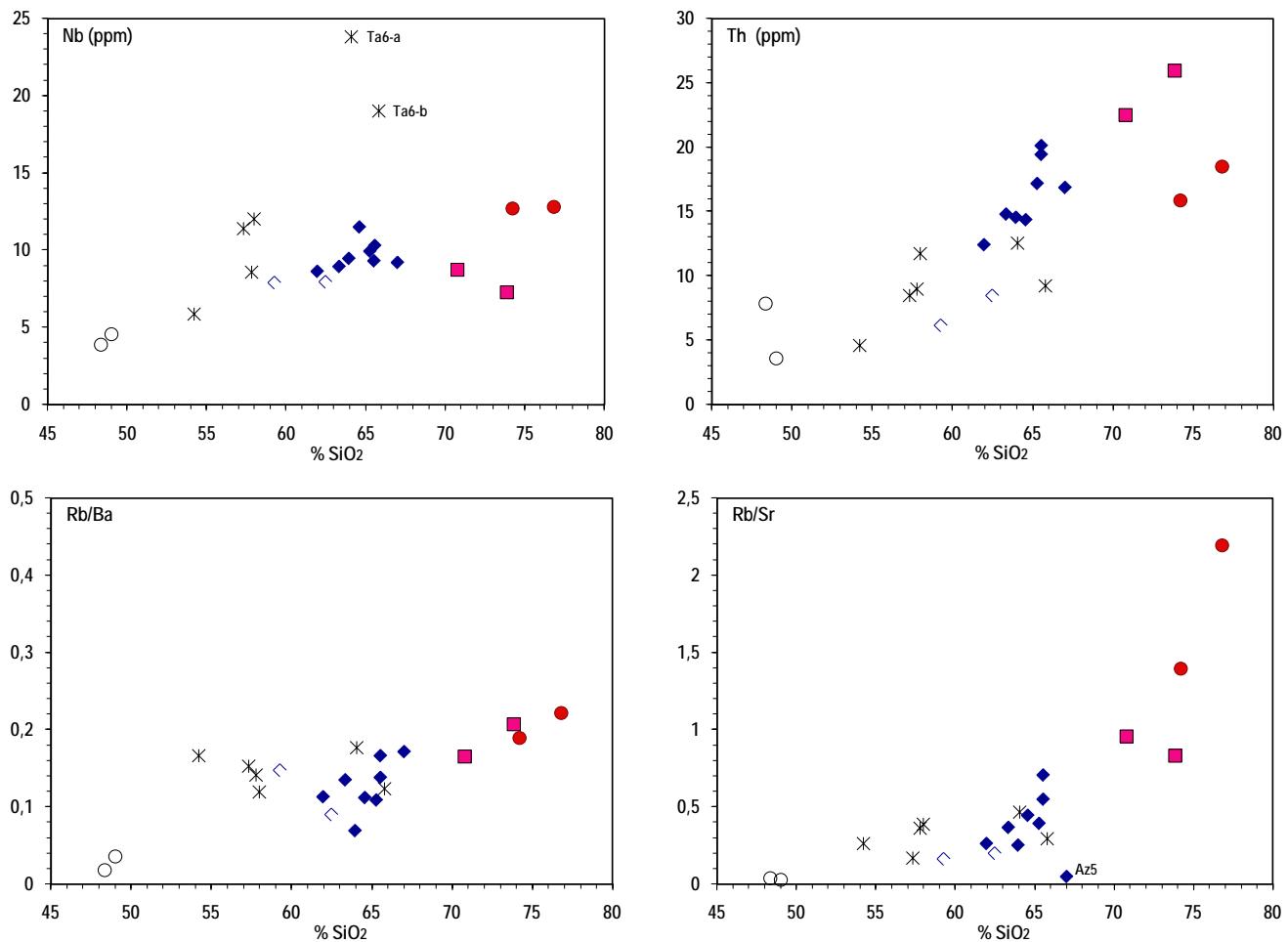


Figure IV- 3: Diagrammes de variation des éléments traces (en ppm) en fonction de SiO_2 (%pds). (même symbole que les figures au dessus).

IV. Classification et typologie magmatique :

De nombreux diagrammes sont présentés dans la littérature pour la caractérisation des roches magmatiques. Pour déterminer la nature des lignées magmatiques, nous avons choisi ceux qui nous semblent les plus appropriés pour les roches étudiées. Nous notons également que malgré les perturbations induites sur certains éléments chimiques par les processus d'altération, leurs effets restent globalement limités sur les compositions des roches, ce qui nous permet d'aborder cette approche avec une marge confiance.

IV-1 : Diagramme de l'alcalinité de Shand (Maniar et Piccoli; 1989).

La projection des analyses des différentes faciès dans le diagramme A/NK en fonction de A/CNK (Fig. IV-4) montre que :

Les diorites quartziques et les granodiorites à amphibole et biotite d'Askaoun ont une affinité méta-alumineuse à faiblement hyper-alumineuse avec un ASI qui varie respectivement entre (0,99 à 1,10) et (0,87 à 1,29).

Les granites d'Imourkhssen (avec ASI : 1,07 à 1,10) et d'Ougouane (ASI = 1,01 à 1,06) occupent le champ des granitoïdes hyper-alumineux,

Les enclaves et les filons basiques de Zaghar se repartissent sur les deux domaines méta-alumineux et hyperalumineux avec un ASI qui varie respectivement entre 0,81 à 1,17 et entre 0,77 à 1,25.

IV-2 : Diagramme $\text{Fe}^* = \text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ vs SiO_2 :

Le rapport Fe^* donne des informations sur le degré de différenciation de la roche. Il permet de faire la discrimination entre les granitoïdes ferrifères et magnésiens.

Dans le diagramme $\text{FeOt}/(\text{FeOt} + \text{MgO})$ en fonction de SiO_2 (Fig. IV-5), l'ensemble des faciès des roches étudiées se répartissent dans le domaine des granites magnésiens. Ces séries "magnésiennes" caractérisées par l'absence d'enrichissement en Fer au cours de la différenciation sont rapportées à des conditions élevées du degré d'oxydation dans les magmas qui favorise la cristallisation des oxydes de fer et qui prévalent dans des régions d'arc (Frost et al, 2001).

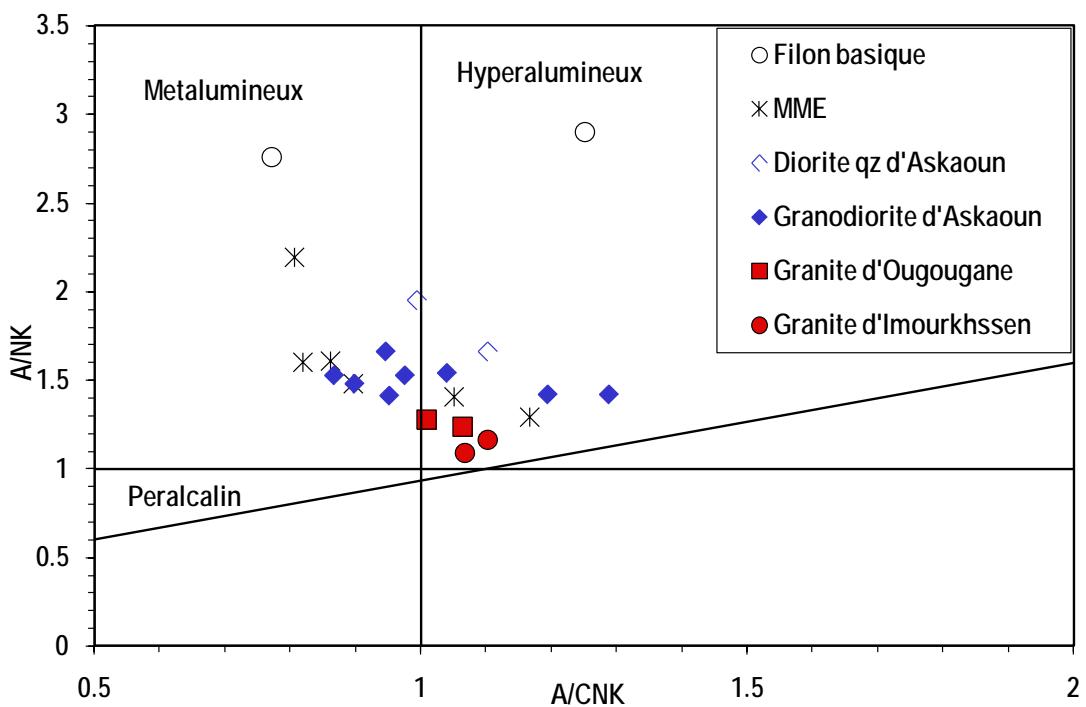


Figure IV- 4: La composition chimique des granitoïdes et ses roches associées dans le diagramme A/NK {Al/(Na+K)} versus A/CNK {Al/(2*Ca+Na+K)} de Maniar & Piccoli (1989).

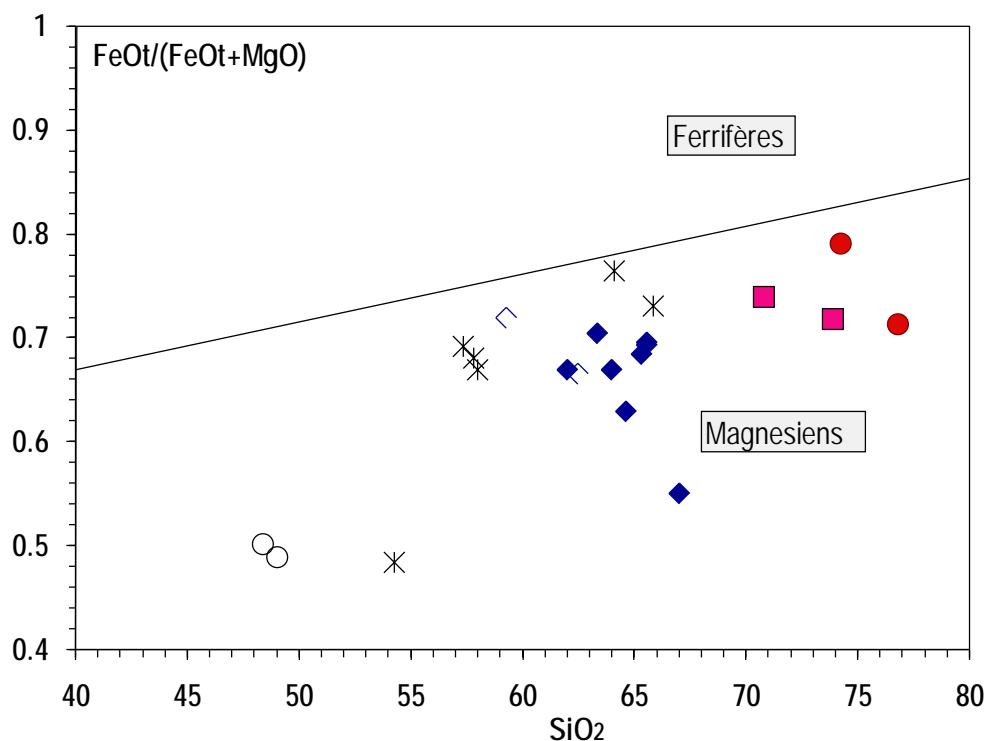


Figure IV- 5: Les granitoïdes et ses roches associées dans le diagramme de classification chimique des granitoïdes de Frost et al. (2001).

IV-3 : Diagramme ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) vs SiO_2 :

L'indice MALI = ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$) ou indice d'alcalinité modifié à partir de l'indice de Peacock (1931, in Frost et al 2001) exprime la nature de l'abondance des feldspaths dans la roche et qui dépend de la nature du magma source et des modalités de son évolution. Ce variable permet de subdiviser les granitoïdes ferrifères et magnésiens en quatre groupe : alcalin, alcali-calcique, calco-alcalin et calcique.

Sur ce diagramme les granodiorites d'Askaoun se répartissent à cheval entre le domaine alcali-calcique et calco-alcalin (Fig. IV-6). Un échantillon (IM4) tombe dans le domaine alcalin, reflétant la faible valeur en CaO (0,59 %) attribué à un lessivage de cet élément (Annexe IV-1). Les diorites quartziques d'Askaoun occupent aussi les deux domaines alcali-calcique et calco-alcalin.

Les faciès granitiques que ce soit d'Imourkhssen ou d'Ougougane sont à cheval entre les deux domaines des granites alcali-calcique et calco-alcalins.

Les enclaves magmatiques microgrenues et les filons basiques de Zaghar occupent le champ des séries alcali-calciques.

Ces caractères, magnésiens et alcali-calciques à calco-alcalins rapprochent les granitoïdes néoprotérozoïques du la vallée de Tifnoute et les roches associées aux granitoïdes calédoniens post-collisionnels plus que des granites d'arc également magnésiens mais plus calicique (calcique à calco-alcalins).

A l'échelle de l'Anti-Atlas occidental, d'autres granitoïdes de même âges présentent un caractère magnésien et une affinité alcali-calcique à calco-alcaline, ils sont représentés dans la boutonnière d'Ifni (Mortaji et al, 2007), dans le Bas Drâa par les diorites quartziques de L'Guelta Lkehla (Ikenne, 1997), et dans le Kerdous (Nachit, 1994 ; Barbey et al., 2001).

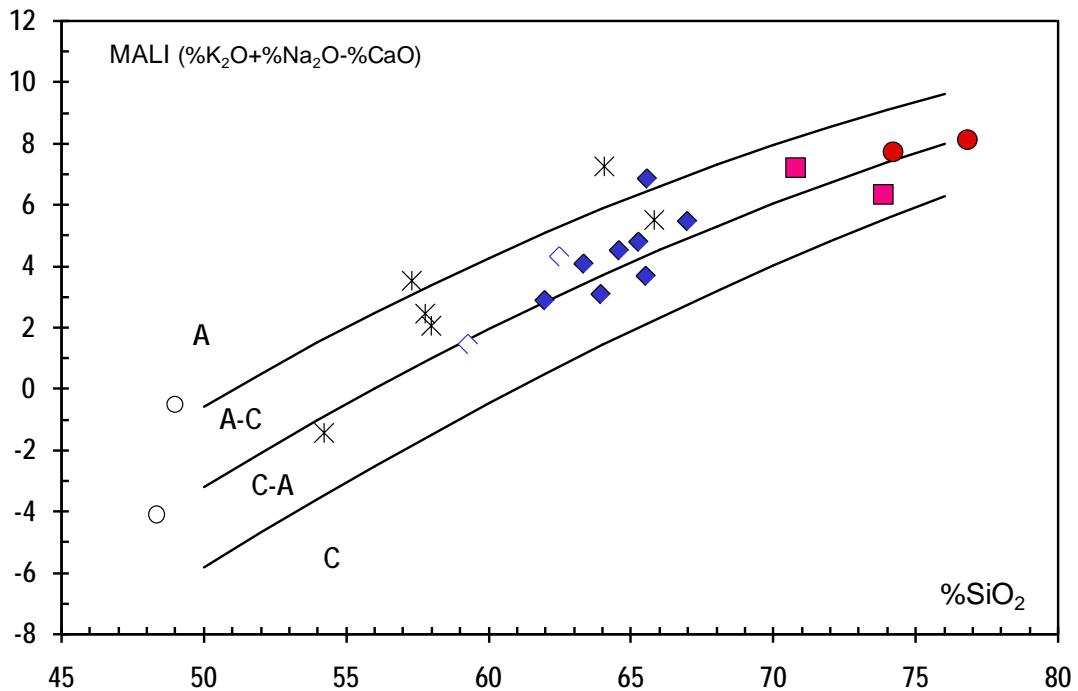


Figure IV- 6: Diagramme (MALI) (Frost 2001 & Frost, 2008)

A : Granitoïdes alcalins; **C-A** : Granitoïdes calco-alcalin; **A-C** ; Granitoïdes alcali-calciques;
C : Granitoïdes calciques

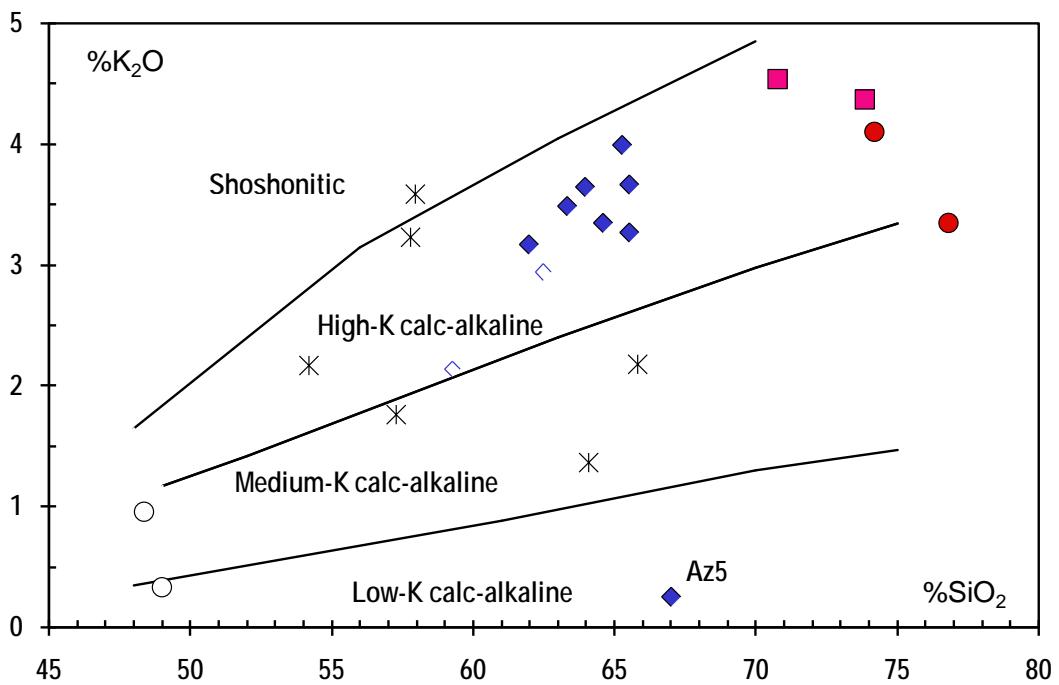


Figure IV- 7: Diagramme SiO₂ vs K₂O. Les limites entre les séries calco-alcalines sont de Peccerillo & Taylor, (1976).

IV-4: Diagramme K₂O vs SiO₂:

Le diagramme K₂O en fonction de SiO₂ de Peccerillo et Taylor (1976) (Fig. IV-7), montre que les granitoïdes appartiennent au domaine calco-alcalin hautement potassique. Les enclaves magmatiques microgrenues ne sont pas bien corrélées, cela peut être relié à la mobilité des alcalins. Les filons basiques de Zaghar occupent le champ calco-alcalin moyennement potassique.

IV-5 : Diagramme SNX vs SNY :

Sur la base des données géochimique des granitoïdes panafricains du Hoggar, Liégeois et al., (1998) proposent un diagramme binaire qui utilise certains éléments traces et terres rares normalisés à la série de référence Yenchihi-Tilabet (NYTS). Dans cette représentation, les axes suggérés sont appelés SNX et SNY (Sliding normalised X et Y) et correspondent aux valeurs moyennes normalisées à la série de référence (NYTS) avec SNX = moyenne (Zr, Ce, Sm, Y, Yb)_{NYTS} et SNY = moyenne (Rb, Th, U, Ta)_{NYTS}. Dans ce diagramme les suites calco-alcalines hautement potassiques (HKCA), TTG (faiblement potassiques) et alcaline occupent des différentes domaines suivant les valeurs des paramètres SNX et SNY.

Le report des valeurs SNX et SNY des roches étudiées dans ce diagramme (Fig. IV-8) confirme leur caractère calco-alcalin hautement potassique y compris les deux échantillons (IM4) et (Az5), ce dernier a cependant une faible moyenne [Rb-Th-U-Ta]_{NYTS}, qui est due à une très faible teneur en Rb, (5 ppm) associée à de faibles teneurs en K et en Ba qui est une conséquence de l'albitisation (Annexe IV-1, Fig. IV-10). La forte moyenne de [Rb-Th-U-Ta]_{NYTS} de l'échantillon des enclaves (IM2) est due à la teneur élevée en U (8,42 ppm). Cette concentration élevée en U peut être due à une forte mobilité de cet élément dans des conditions de subsurface. La position particulière des deux échantillons (Ta6a) et (Ta6b) est due à la faible valeur en Rb et à la forte valeur en Y et en Yb.

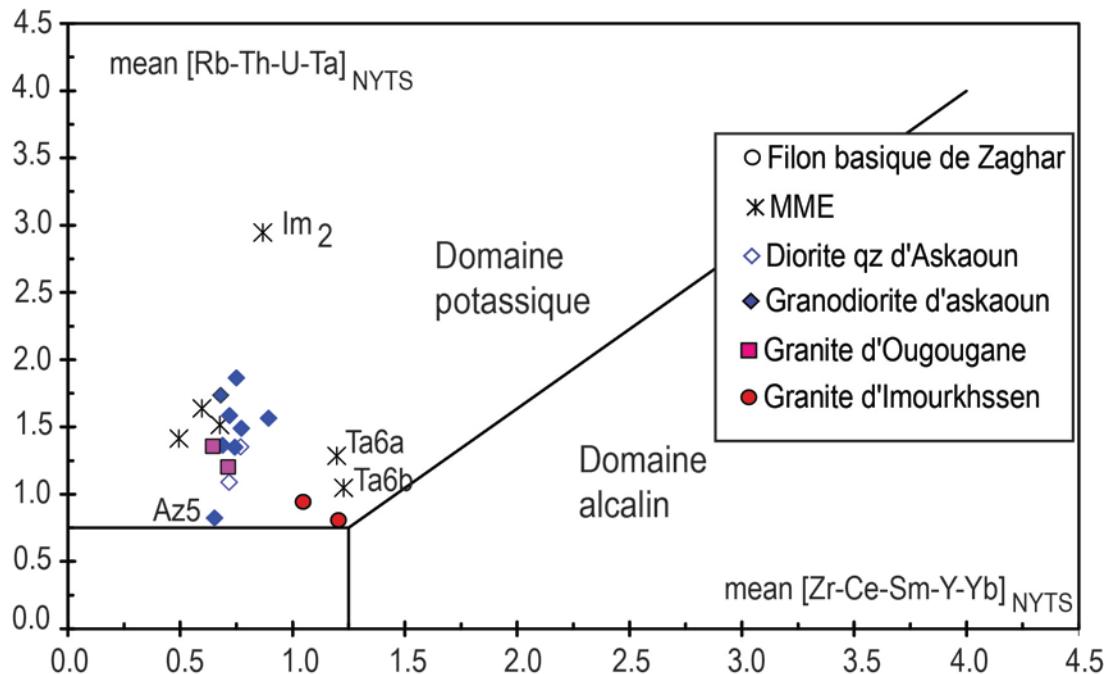


Figure IV- 8: Projection des roches étudiées dans le diagramme SNX–SNY de Liégeois et al., 1998.

V. Distribution des terres rares :

Les teneurs des terres rares sont variables d'un faciès à l'autre et sont très homogènes à l'intérieur de chaque faciès (Annexe IV-1).

Les spectres des terres rares des granodiorites à amphibole et à biotite d'Askaoun normalisés par rapport aux chondrites sont parallèles et typique des séries alcali-calciques (Figure. IV-9). Ils sont moyennement enrichis en terres rares légères (LREE) (La_N : 64 - 115) et légèrement fractionnés (La_N/Lu_N : 7 - 10). Ils présentent une allure assez plate au niveau des terres rares lourdes (HREE) (Dy_N/Lu_N : 1,04 - 1,16) avec une légère anomalie négative en Europium ($\text{Eu}^*/\text{Eu} = 0,50 - 0,68$). La somme des terres rares varie de 108 à 178 ppm.

Le parallélisme des spectres des terres rares est également observé dans les diorites quartziques d'Askaoun ce qui traduit un comportement similaire des différentes terres rares au cours de la différenciation. Les diorites quartziques se distinguent par une plus faible abondance en terres rares avec ΣREE qui varie de 106-116 . Les spectres sont moyennement fractionnés ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 6,1$ à 6,3). Ils montrent également un aspect plats au niveau des terres rares lourdes (Dy_N/Lu_N : 1,03 – 1,12). Les anomalies négative ($\text{Eu}^*/\text{Eu} : 0,92$ à 0,94) sont plus moins marquées que dans les granodiorites (Fig IV-9).

Les spectres de granite d'Ougougane (Fig. IV-9) sont comparables à ceux des granodiorites d'Askaoun avec des teneurs globales en REE semblables (Σ REE : 115-133 ppm). Ils s'en distinguent par un enrichissement en LREE (La_N : 85 - 107) et de faibles teneurs et sensiblement constante en HREE (Dy_N/Lu_N : 0,93 – 1,08), ce qui se traduit par des spectres un peu plus fractionnés (La_N/Lu_N : 12,6 – 14,6) et une anomalie négative modérée en Europium (Eu^*/Eu : 0,57 à 0,66).

Les spectres des terres rares de granite d'Imourkhssen (Fig. IV-9) montrent des similitudes avec ceux des granites d'Ougougane mais avec des teneurs globales des terres rares plus élevées, (Σ REE : 150 – 154). Ils sont plus enrichis en LREE (La_N : 105 – 117) et moins fractionnés avec (La_N/Lu_N : 7,9 à 8,8) du à une légère concavité des HREE (Dy_N/Lu_N : 0,83 – 0,85). Les anomalies négatives en europium y sont plus marquées avec des valeurs comprises entre 0,37 et 0,49.

Les enclaves magmatiques microgrenues ont des teneurs plus élevées en terres rares (89 à 208 ppm). Elles sont modérément mais variablement enrichies en terres rares légères (La_N : 42 à 104). Leurs spectres sont moyennement fractionnés (La_N/Lu_N : 4,5 à 7,4) et relativement plats dans la partie "HREE" (Dy_N/Yb_N : 1,12 à 1,12) (Fig. IV-9).

L'échantillon (TA7) qui est le plus basique (SiO_2 = 54 %) et le plus pauvre en terres rares (Σ REE : 89 ppm). Les spectres des deux échantillons TA6a et TA6b montrent le même enrichissement en terres rares lourdes mais avec un appauvrissement en terres rares légères pour l'échantillon (TA6b). L'anomalie négative en europium devient de plus en plus importante et passe de 0,81 à 0,42.

La somme des teneurs en terres rares des filons basiques de Zaghar est relativement élevée (94 à 353 ppm). Les spectres ont un fractionnement variable (La_N/Lu_N = 4,9 à 17,5) (Fig. IV-9). L'anomalie en europium est faible ou presque absente avec (Eu/Eu^* = 1 et 0,87). A teneurs sensiblement égales en HREE (Lu : 0,34 - 0,36 ppm), l'échantillon (AB3) est nettement plus enrichi en terres rares légères par rapport à l'échantillon (AZ2).

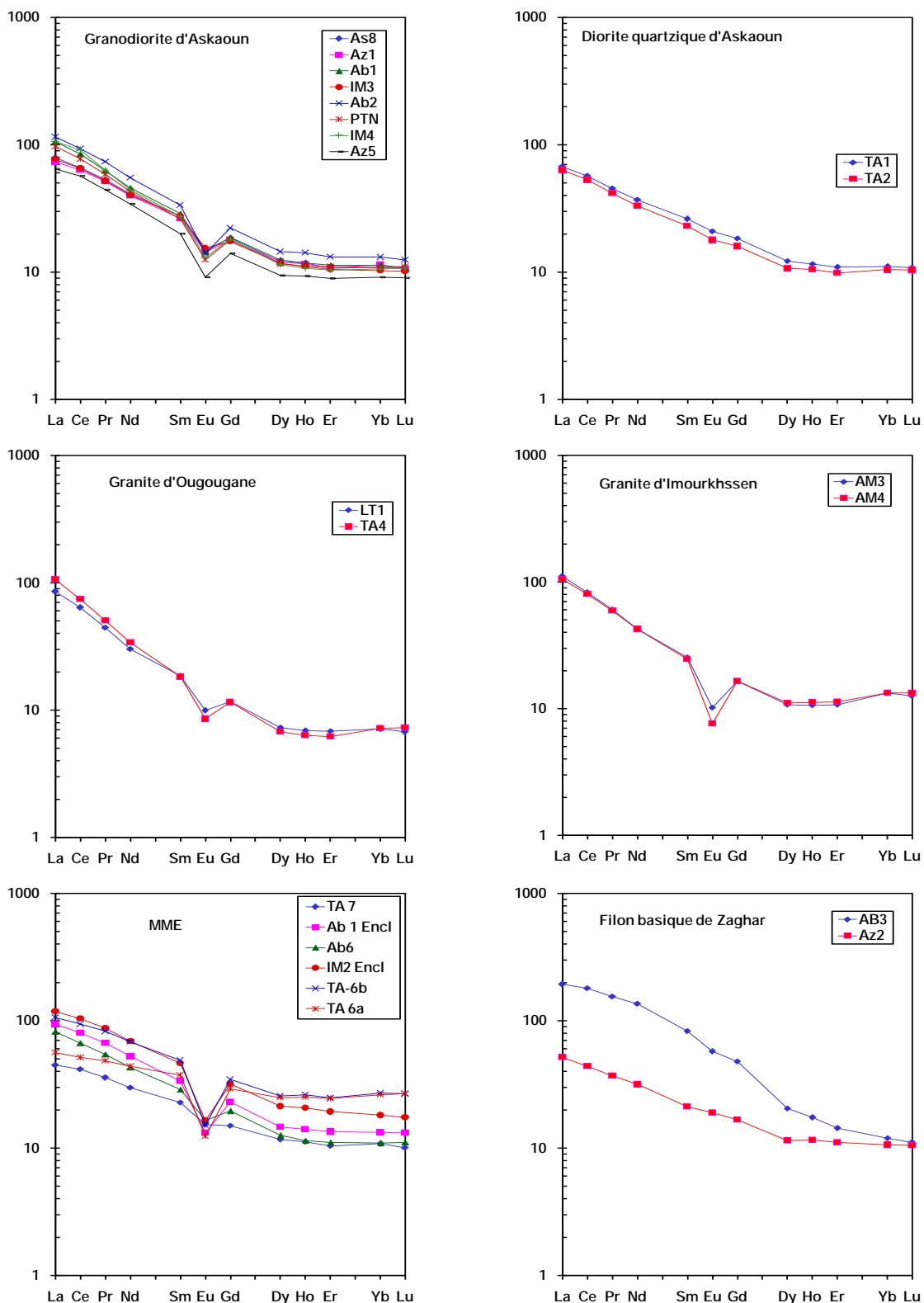


Figure IV- 9: Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites (Evensen et al., 1978) pour les granitoïdes et roches associées de la vallée de Tifnoute.

VI. Diagrammes multi-élémentaires

Vu le caractère intermédiaire à acide des granitoïdes et ses enclaves magmatiques microgrenues étudiées, nous avons reporté la distribution des terres rares et quelques éléments majeurs dans des arachnogrammes normalisés par rapport aux ORG (Pearce et al. 1984).

Le granodiorite d'Askaoun montre une distribution élémentaire à caractère calco-alcalin avec un enrichissement en LFS et pauvres en HFS et terres rares. Ces spidergrammes montrent des anomalies en Nb et Ta. L'albitisation de l'échantillon (AZ5) se traduit par les anomalies négatives de K, Rb, et Ba (Fig. IV-10).

Les spidergrammes des diorites quartziques d'Askaoun montrent la même allure que les granodiorites avec des teneurs légèrement faibles en Ce, Th, Nb, Ta, et des teneurs moyennement plus élevées en Zr et Hf. Bien que l'anomalie en Nb-Ta est encore bien marquée. (Fig. IV-10)

Le granite d'Ougougane présente des spidergrammes similaires mais il est caractérisé par une forte anomalie en Ba (Feldspath élevé), un faible enrichissement en HFS qui est probablement lié au fractionnement des minéraux accessoires tels que le zircon qui fractionne le Zr, Hf, Y et Yb.

Le granite d'Imourkhssen est représenté par des spidergrammes semblables à ceux du granite d'Ougougane, mais il est caractérisé par une anomalie Nb-Ta moins importante que celle du granite d'Ougougane.

Les spidergrammes des enclaves magmatiques microgrenues d'Askaoun (Fig. IV-10) sont parallèles avec un enrichissement en LFS par rapport aux HFS avec des anomalies en Nb-Ta qui sont probablement hérité de la source. L'enrichissement de l'échantillon (Ta6a) serait du à son caractère acide et donc attribué à la différenciation mais ceci n'exclut pas l'effet d'une interaction avec les fluides secondaires et en particulier pour les LFS réputés mobiles.

La comparaison avec des granites de références (Granite d'arc de Chili, Granite post-collisionnel de Guérigut (pyrénée) et le granite syn-collisionnel de Barouse (pyrénée) les granodiorites et les granites étudiés présentent la même allure que celui des granites post-collisionnels, (Fig. IV-10).

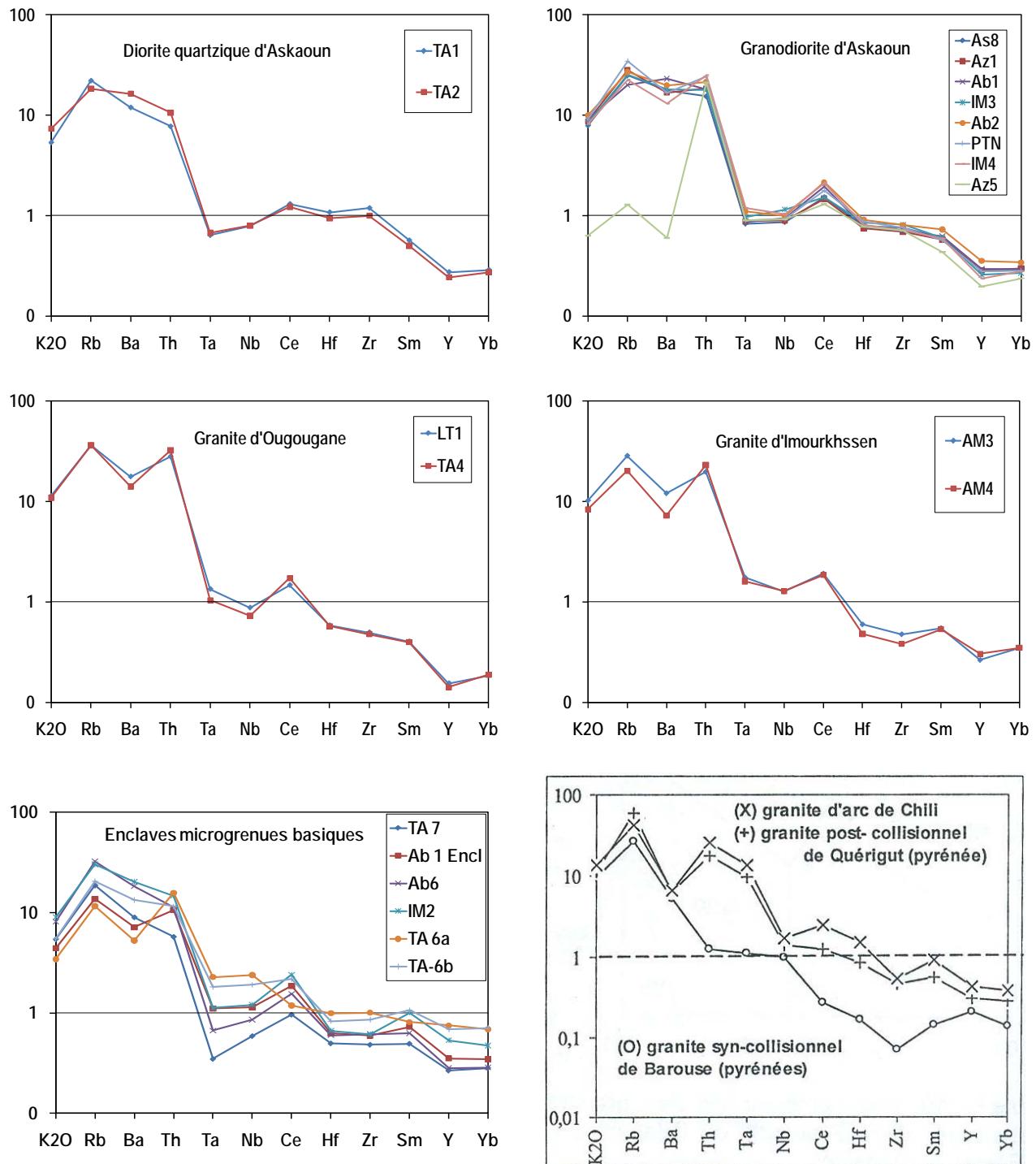


Figure IV- 10: Diagrammes multi-élémentaires : normalisation / ORG (Pearce et al., 1984) de compositions des roches étudiées de la vallée de Tifnoute et comparaison avec des granites de références (in Mortaji, 2007).

Vu le caractère basique des filons de Zaghar, nous essayons de les normaliser par rapport aux MORB (Basalte de Rides Médio-Océanique). Ils s'illustrent par des spidergrammes subparallèles malgré leur différence importante en abondance absolue avec un fort enrichissement de Sr à Ba et Th, une anomalie négative majeure en Nb et Ta et une légère diminution de Ce à Yb. L'anomalie positive de Sm de l'échantillon (AB3) est reliée à l'enrichissement en LREE dans cet échantillon (Fig. IV-11).

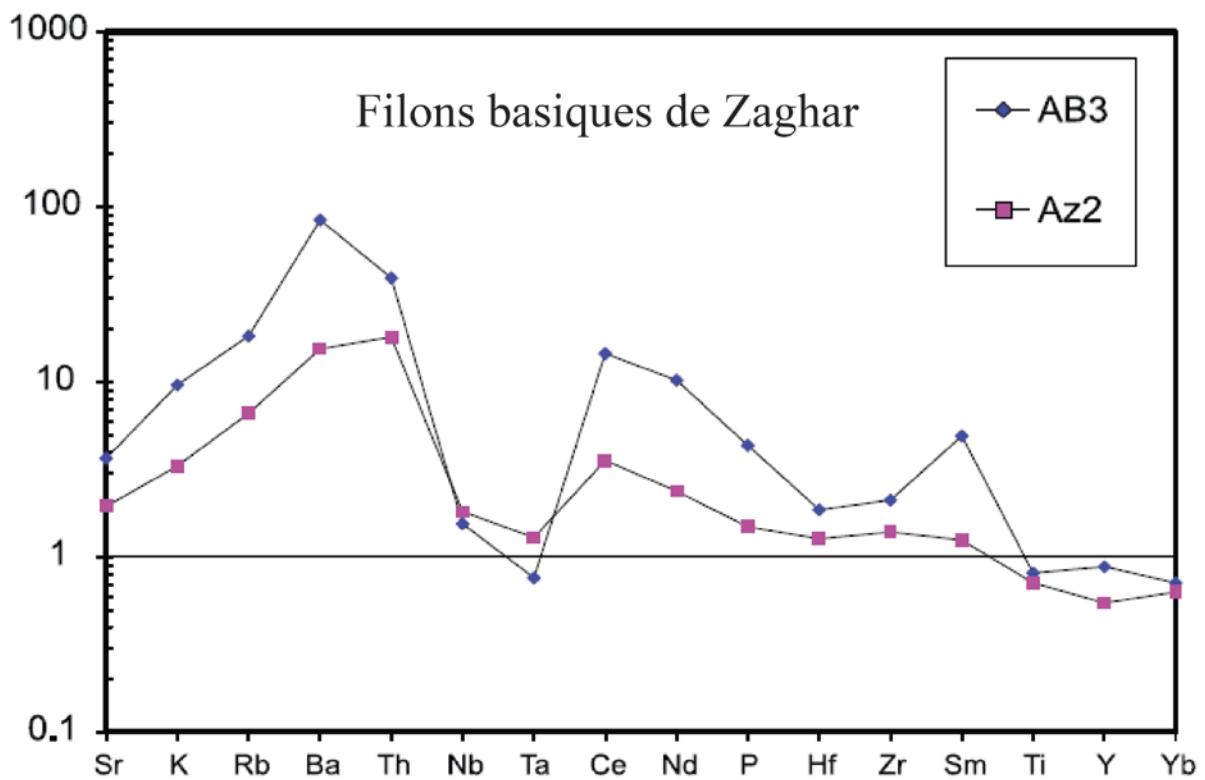


Figure IV- 11: Normalisation des éléments traces et terres rares par rapport aux MORB (Pearce, 1980, Pearce et al. 1984) des filons basiques de Zaghar.

Nous remarquons que dans les spectres normalisés aux ORG l'anomalie Nb-Ta est présente dans tous les échantillons étudiés, mais avec une importance variable. Elle est plus faible dans le granite d'Imourkhssen, c'est une conséquence de son caractère felsique, et dans les deux échantillons d'enclave (Ta6a) et (Ta6b). Elle est plus élevée dans l'échantillon des MME (TA7) et dans les deux filons basiques de Zaghar (normalisé par rapport aux MORB) confirmant que les anomalies Nb et Ta dans les roches de la vallée de Tifnoute est une caractéristique de la source.

VII. Contexte géodynamique :

Depuis l'évènement de la théorie de la tectonique des plaques, de nombreux travaux dans différentes disciplines de la géologie se sont penchés sur les observations et les critères à même d'être utilisés comme témoins pour les reconstitutions paléogéographiques et des contextes géodynamiques. Dans le domaine de la pétrologie magmatique et de la géochimie, les techniques analytiques ont permis petit à petit d'analyser de plus en plus d'éléments chimiques avec de plus en plus de précision. Ceci a ouvert de nombreuses perspectives d'investigation dans ce domaine. Sur la base des données obtenues sur les roches magmatiques récentes, les analyses statistiques et les interprétations mettant en relation les compositions minéralogiques et géochimiques des roches magmatiques et des paramètres physico-chimiques qui les contrôlent, les études géochimiques ont permis d'établir les relations entre la composition chimique des ensembles magmatiques et leurs contextes géodynamiques de mise en place. Ainsi, et dans ce sens, certains auteurs ont utilisé la composition de la roche en éléments en traces (Pearce *et al.*, 1984 ; 1996 ; Harris *et al.*, 1986, Condé, 1986), d'autres ont essayé la composition en éléments majeurs (Batchelor et Bowden, 1985; Maniar et Piccoli, 1989) et d'autres se sont servi des valeurs moyennes des données des éléments majeurs et en traces toutes ensemble (Rogers et Greenberg, 1990). Dans l'objectif de résigner les roches étudiées (granitoïdes) de leur contexte géodynamique nous avons utilisé les diagrammes multi-élémentaires (ou "spidergrams") normalisés par rapport aux granites des îles médio-océaniques de Pearce *et al.* (1984) (Fig. IV-10).

Diagrammes de Pearce *et al.*, 1984. (Fig. IV-12).

Les diagrammes binaires de Pearce *et al.*, (1984) sont conçus essentiellement pour les roches acides, combinant les éléments en traces (Rb, Nb, Ta, Y et Yb) permettent de distinguer quatre groupes de granitoïdes suivant l'environnement tectonique : les granites d'arcs volcaniques (VAG) et syn-collision (Syn-COLG), liés au domaine orogénique de convergence, les granites du ride mideo-océanique (ORG) liés au zone de divergence et les granites du domaine anorogénique intraplaque (WPG). Ces diagrammes ne permettent cependant pas de discriminer entre les granites syn-collisionnels et les granites post-collisionnels qui sont tantôt répartis dans le champ des granites de syn-collision tantôt dans le champ des granites d'arc.

Dans les Diagrammes **Rb vs (Y+Nb)** & **Rb + (Yb+Ta)** l'ensemble de ces échantillons occupent le domaine de granite d'arc volcanique. Deux échantillons d'enclaves (Ta6-a et Ta6-

b) sont cependant entraînés dans le champ des granites intraplaques en raison de leurs teneurs légèrement élevées en Y, Yb et Nb.

Dans ce diagramme **Nb vs Y** les roches étudiées se répartissent dans les champs de granites d'arc et de syn-collision à l'exception des deux enclaves mentionnées en haut qui occupent le domaine de granite intraplaque.

Diagramme : R1 – R2

Le Diagramme **R1 – R2** (Fig. IV-13) confirme le caractère post-orogénique et post collisionnel des granitoïdes étudiées et des MME associées.

Diagramme **Rb/Zr vs SiO₂** (Haris et al 1986) (Fig.IV-14):

Le diagramme Rb/Zr versus SiO₂ de Harris *et al.*, (1986) permet de classer les granitoïdes et ses roches associées dans le champ des granites post-collisionnels et d'arc volcanique. Le rapport Rb/Zr faible les éloigne des granites syn-collision. Il est vrai que les rapports faibles de Rb/Zr sont aussi caractéristiques des granites des arcs volcaniques (VAG).

Diagramme de Condie (1989)

Ce diagramme s'est basé sur les rapports La/Yb en fonction de Th/Yb.

Les roches étudiées présentent des rapports élevés en La/Yb et en Th/Yb. Donc la projection des échantillons dans ce diagramme montre que ces roches sont compatibles avec les magmas d'arc continental. (Fig. IV-15).

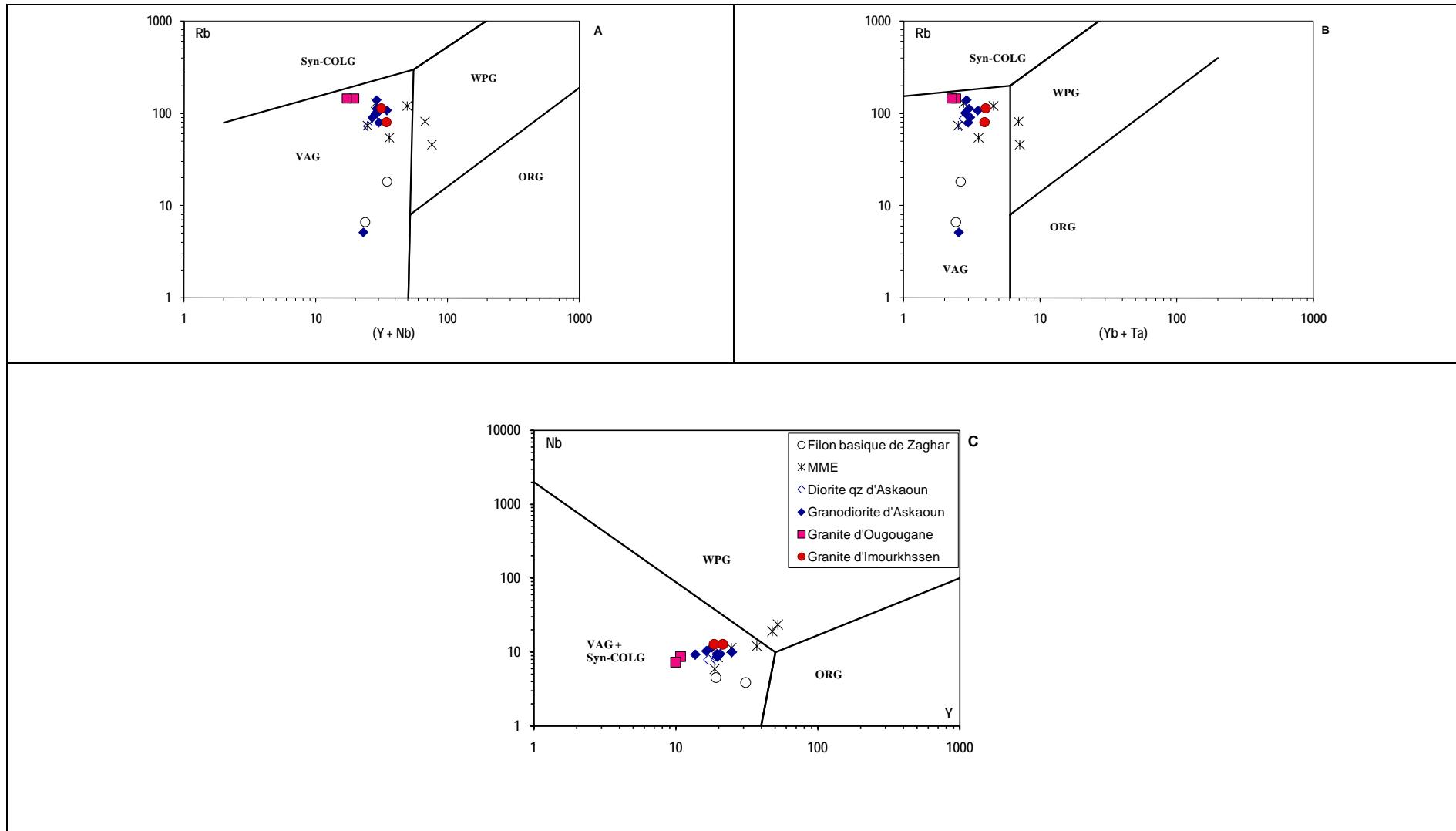


Figure IV- 12: Position des roches de la vallée de Tifnoute dans les diagrammes de Pearce et al., (1984) ; A : Rb – (Yb+Nb) ; B : Rb – (Yb+Ta) ; C : Nb-Y

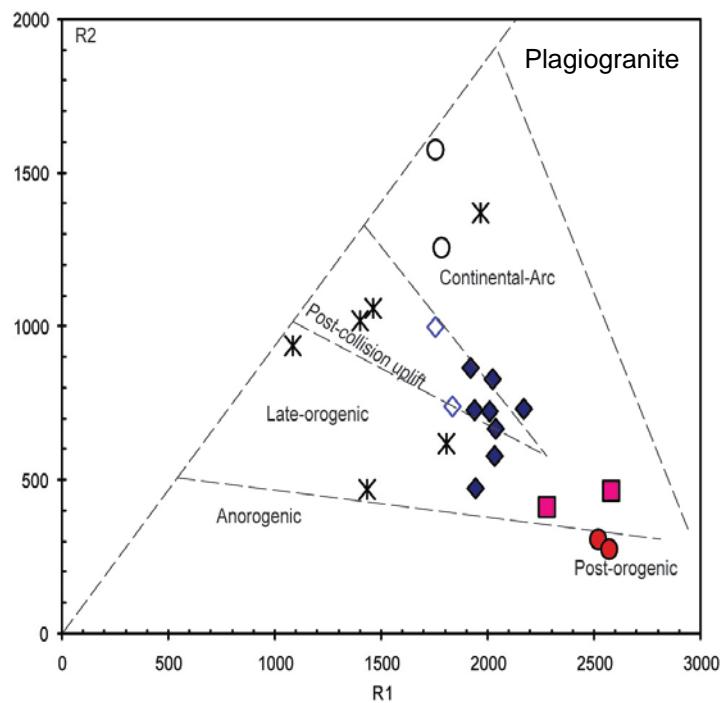


Figure IV- 13: Distribution des roches étudiées dans le diagramme R1_R2 de De La Roche et al., (1980) modifié par Batchelor et Bowden (1985).

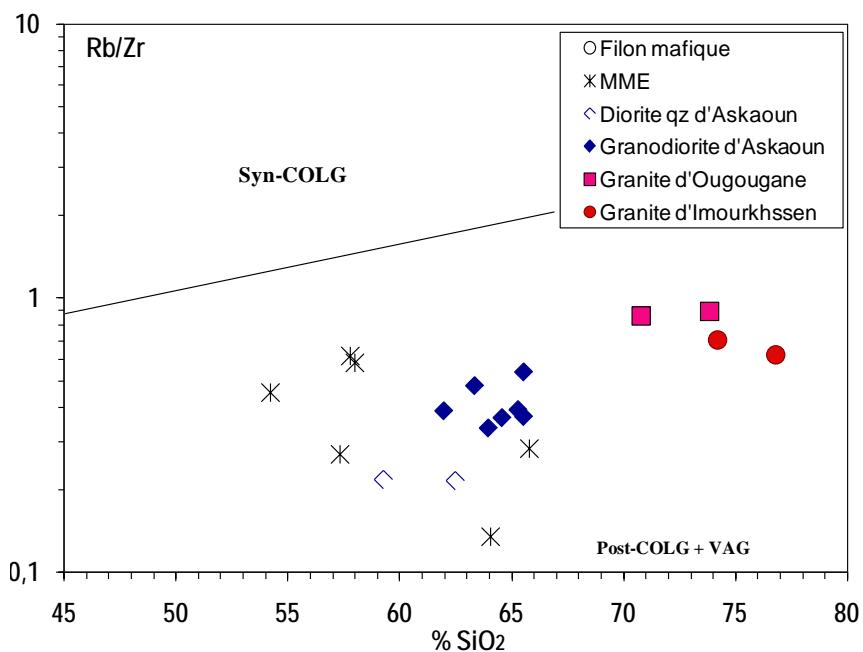


Figure IV- 14: Répartition des roches étudiées dans le diagramme de Haris et al., (1986).

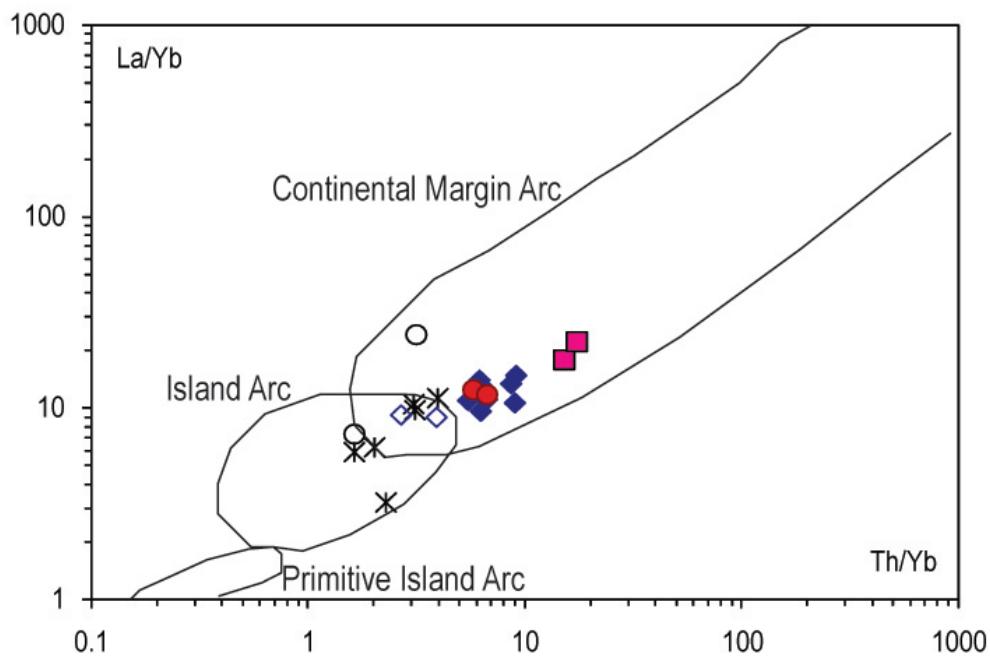


Figure IV- 15: Diagramme La/Yb en fonction de Th/Yb d'après Condie (1989).

Diagramme de Thiéblemont et Tégyey (1994)

Tiéblemont et Tégyey (1994) ont utilisé ce diagramme pour discriminer entre les différents sites géotectoniques des roches acides. Cette représentation est, basé sur la teneur en Zr et le rapport $(Nb/Zr)_N$ (normalisation au manteau primordial de Hofmann (1988) Zr = 9,714 ppm et Nb = 0,6175 ppm). La projection des roches étudiées sont à cheval entre le domaine des séries calco-alcalines de collision et le domaine des roches magmatiques des zones de subduction. (Fig. IV-16).

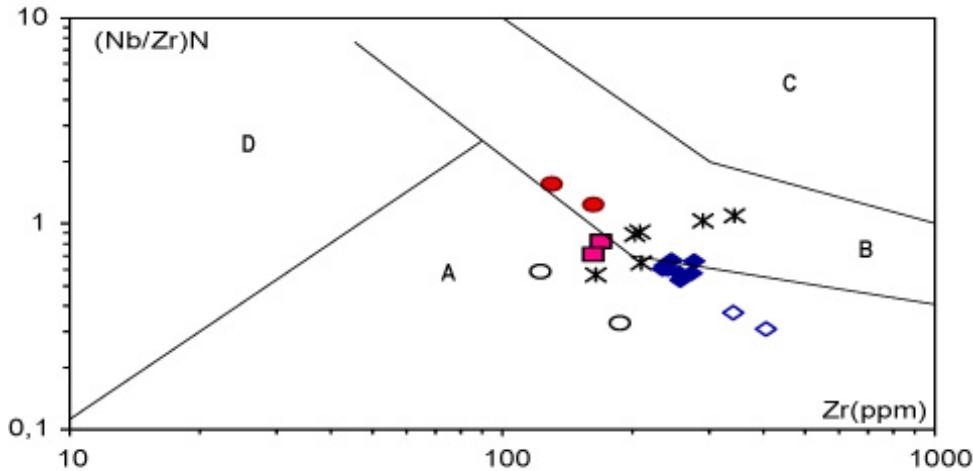


Figure IV- 16: Répartition des roches étudiées dans le diagramme $(\text{Nb}/\text{Zr})\text{N}$ vs Zr de Thiéblemont et Tégyey (1994).

A : domaine des roches magmatiques des zones de subduction **B** : domaines des séries calco-alcalines de collision, **C** : domaine des granites et des rhyolites alcalines intraplaques, **D** : domaines des leucogranites hyperalumineux.

VIII. Conclusion

L'étude géochimique (éléments majeurs, traces et terres rares) des granitoïdes de la vallée de Tifnoute et des roches qui leurs sont associées (MME et filons basiques) permet de relever un certains nombre de points essentiels :

- l'évolution des compositions chimiques en éléments majeurs, traces et terres rares permettent de conclure que les roches étudiées sont issus d'une même source et que les liens entre les différents faciès sont régis par des processus de cristallisation fractionnée.
- Ces roches ont des caractères magnésiens alcali-calcique à calco-alcalin. Elles appartiennent aux séries calco-alcalins hautement potassiques. Elles sont de caractère méta-alumineux à faiblement hyper-alumineux. La comparaison avec d'autres granitoïdes de différents âges et orogène panafricains, calédoniens et actuels mettent en relief la génération de ce magmatisme dans un contexte post-collisionnel.
- Toutes ces roches montrent des signatures géochimiques d'arc, ce qui suppose leur formation sous l'influence d'une zone de subduction. Cependant de nombreuses études récentes sur le magmatisme à caractère d'arc (Hooper et al., 1995 ; Cousens,

1996 ; Marquez et al., 1999; Morris et al., 2000) montrent que ces caractères ne sont pas automatiquement liés à une subduction contemporaine au magmatisme mais peuvent être hérités. Les données géologiques (Gasquet et al. 2005, Ikenne et al, 2007 ; Ennih et Liégeois 2008 et références cités par ces auteurs) montrent que le magmatisme calco-alcalin hautement potassique du Néoproterozoïque terminal est mis en place dans un contexte tectonique distensif en relation avec une fusion mantellique dans un environnement post-collisionnel comparable à celui proposé pour le magmatisme tardi-panafricain de la bordure Est du Craton West-africain (Liégeois et al., 1998). Ces signatures d'arc peuvent être le résultat soit de la présence de matériaux subductés (croûte océanique) et préservés depuis les événements panafricains et qui contamine ce magmatisme, soit des effets de la contamination du manteau par une subduction antérieure panafricaine ou même éburnéenne.

Ces signatures géochimiques d'arc reflètent donc un caractère de la source, et nous aborderons dans le chapitre suivant cette problématique de la source des matériaux en se basant sur les données isotopiques du Strontium et du Néodyme.

CHAPITRE V

Géochimie isotopique : Couples Rb/Sr ; Sm/Nd

A. Généralités

I. Introduction

Les isotopes radiogéniques sont utilisés en géochimie à deux fins essentielles :

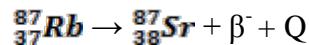
- La géochronologie: Ils sont d'abord utilisés comme chronomètre, sous certaines conditions, pour déterminer les âges des roches et des minéraux.
- Plus récemment, ils ont été utilisés comme traceurs dans des études petrogénétiques pour suivre les processus géologiques et identifier les sources des matériaux. De nombreux textes ont été consacrés à ces aspects en particulier dans le domaine de la pétrologie magmatique, nous citons à titre d'exemples les ouvrages de Faure, (1986); Jager and Hunziker (1977); De Paolo (1988) et Faure et Teresa (2005).

Avant de présenter les résultats que nous avons obtenus sur les roches étudiées, nous proposons de faire un rappel des principes et des notions de base sur les isotopes de Strontium et de Néodyme et de leurs utilisations comme traceurs dans le domaine de la géochimie des roches magmatiques.

II. Le système Rb/Sr :

Le Rubidium (Rb) est un élément alcalin qui appartient au groupe IA du tableau périodique tout comme Li, Na, K, Rb, Cs, et Fr. Le rayon ionique de Rb^+ (1,48 Å) est proche de celui de K^+ (1,33 Å) ce qui lui permet de se substituer à K dans les minéraux potassiques.

Le Rb possède deux isotopes naturels ^{85}Rb et ^{87}Rb , dont les abondances isotopiques sont respectivement 72,1654 et 27,8346 %. Son poids atomique est 85,46776 amu (Catanzaro et al, 1969). Le ^{87}Rb est radioactif, il se désintègre en isotope stable ^{87}Sr par l'émission de la particule β^- suivant l'équation :



β^- : particule β^-

Q : énergie de désintégration

Le strontium (Sr) est un élément alcalino-terreux du groupe IIA du tableau périodique qui contient également le Be, Mg, Ca, Sr, Ba et Ra. Le rayon ionique de Sr^{2+} (1,13 Å) est

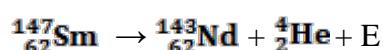
légèrement supérieur à celui de Ca²⁺ (0,99 Å), où il peut le remplacer dans de nombreux minéraux.

Le Strontium possède quatre isotopes naturels : ^{88}Sr ; ^{87}Sr ; ^{86}Sr et ^{84}Sr ; qui sont tous stables. Leurs abondances isotopiques sont approximativement 82,53 ; 7,04 ; 9,87 ; et 0,56 %, respectivement. L'abondance isotopique des isotopes de Sr sont variables en raison de la formation radiogénique de ^{87}Sr par la désintégration naturelle de ^{87}Rb . Pour cette raison, la composition isotopique du Sr dans une roche ou un minéral qui contient du Rb dépend de l'âge et le rapport Rb/Sr de cette roche ou du minéral.

Durant la cristallisation fractionnée du magma, le Sr tend être fractionnée par le plagioclase calcique à se concentrer dans la phase solide, par contre le Rb, par son caractère incompatible se concentre dans liquide résiduel. Par conséquent le rapport Rb/Sr dans le liquide résiduel augmente progressivement au cours de la cristallisation du magma.

III. Le système Sm/Nd :

Le Samarium (Sm, Z = 62) et le Néodyme (Nd, Z = 60) sont des terres rares du groupe III_B du tableau périodique avec l'Y et le Sc, qu'on trouve dans les roches silicatées, dans les phosphates et dans les minéraux carbonatés. L'un des isotopes de Sm, le ^{147}Sm est radioactif et se désintègre par l'émission de la particule alpha en un isotope stable de Nd: ^{143}Nd . Bien que la demi de vie de ^{147}Sm est très longue ($T_{1/2} = 1,06 \times 10^{11}$ ans, $\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$), cette désintégration permet de dater les roches terrestres, les météorites ainsi que les roches lunaires.



Avec ^4_2He est la particule α et E est l'énergie totale de désintégration.

Le Sm et le Nd sont tout les deux des terres rares légères:

	<i>Valence</i>	<i>RI (Rayon ionique)</i>	<i>Abondance dans le système solaire</i>
Sm	Sm ³⁺	1.04	2.61 10^{-1} / 106 atome de Si
Nd	Nd ³⁺	1.08	8.36 10^{-1} / 106 atomes de Si
Sm/Nd = 0,31			

Le rapport Sm/Nd dans les minéraux et les roches terrestres varie très peu (0.1 – 0.5) puisque les propriétés similaires de ces deux éléments empêchent la séparation lors des processus géologiques.

Les teneurs en Sm et en Nd montrent une augmentation dans les phases minérales au cours de la suite de Bowen. En effet les concentrations de ces deux éléments augmentent de l'olivine au pyroxène à l'amphibole et à la biotite et de la même manière elle augmente du plagioclase vers les feldspaths alcalins.

Dans les roches, les concentrations augmentent avec le degré de différenciation mais le rapport Sm/Nd diminue ce qui indique qu'il se produit un enrichissement relatif en Nd par rapport au Sm au cours de la différenciation.

La même manière au cours de la fusion partielle le Nd passe plus facilement que le Sm dans le liquide, le Nd ayant un rayon ionique (RI) plus élevé, son rapport CI/RI (charge.ionique/rayon ionique) est plus faible et par conséquent les liaisons formées par le Nd sont plus facile à rompre que celle du Sm.

IV. La Notation ϵ_{Nd} :

Les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des roches terrestres sont évalués par comparaison avec le rapport isotopique actuel du CHUR (Chondritic uniform Reservoir). Cette comparaison est facilitée par la notation ϵ_{Nd} définie par DePaolo et Wasserburg (1976).

$$\epsilon_{\text{Nd}}^0 = [((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_R^0 - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}^0)/(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}}^0)] * 10^4$$

Le (0) en exposant indique le temps actuel

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}^0 = 0,512638 \text{ relative à } ^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$$

On compare donc le rapport isotopique actuel d'une roche à celui qu'aurait actuellement également ce CHUR

La valeur numérique de ϵ_{Nd} de roche terrestre ou du ~~magma~~ peut être positive, négative ou égale à zéro.

Si $\epsilon^0(\text{Nd})$ est positive, le Nd des échantillons est enrichi en ^{143}Nd radiogénique par rapport au CHUR, donc ils proviennent d'une source de magma dans le manteau appauvri.(Fig. V-1).

Si $\epsilon^0(\text{Nd})$ est négative le Nd produit d'un magma dont le rapport Sm/Nd était plus faible que celui de CHUR suite à la fusion partielle du manteau. Cette valeur implique une source du manteau enrichi ou une source crustale.

$\epsilon_{\text{Nd}} = 0$ pour les roches dont le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est égal à 0,512638.

En résumé, les roches ignées issues d'une source mantellique (appauvrie) ont un epsilon positif alors que les roches issues de la croûte continentale ont des valeurs négatives. La figure (VI-1) illustre bien l'évolution des rapports isotopiques $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des sources

mantelliques et crustales à compter de leur ségrégation du réservoir mantellique initial et leur relation avec les roches magmatiques terrestres.

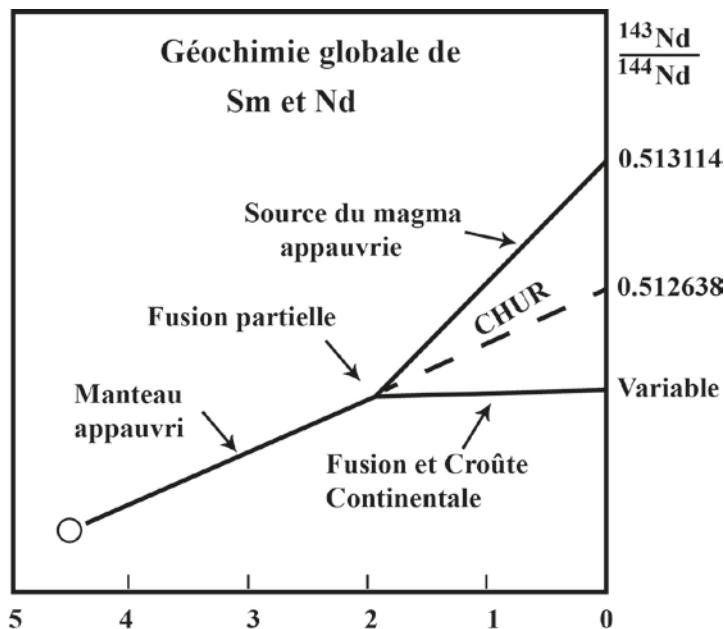


Figure V- 1: Effet de la fusion partielle du manteau sur l'évolution isotopique de Nd dans les roches de la croûte continentales et dans le manteau résiduel. (in Faure G. et Teresa M.M. 2005, modifié)

V. Age model :

L'âge modèle est une mesure de temps écoulé depuis la séparation de l'échantillon du manteau dont il est originalement dérivé. Les âges modèles sont plus généralement cités pour le système Sm-Nd et sont de valeur parce qu'ils peuvent être calculé pour une roche individuelle à partir d'une seule paire du rapport isotopique Parent-fils. Ils doivent, cependant interpréter avec prudence.

La base de tous les calculs des âges modèles est une hypothèse concernant les compositions isotopiques de la région mantellique source à partir de laquelle les échantillons ont été dérivé originellement.

Dans le cas de Néodyme, il y a deux modèles fréquemment cités pour les réservoirs mantelliques : Model-CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) et Model- DM (Manteau appauvri).

Le model-CHUR suppose que le manteau primitif de la terre ait la même composition isotopique que la composition moyenne de météorite chondritique à la formation de la terre qui est dans ce cas : 4,6 Ga.

L'âge model calculé par rapport au CHUR est par conséquent, le temps dans le passé au cours de lequel la suite des échantillons séparé du réservoir mantellique a acquis un rapport isotopique Sm/Nd différent.

L'âge model T-CHUR est calculé à partir des rapports isotopiques actuels de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour chaque échantillon selon l'équation suivante :

$$T_{\text{CHUR}}^{\text{Nd}} = \frac{1}{\lambda} \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{ech,actuel}} - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR;actuel}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{ech,actuel}} - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR;actuel}}} + 1 \right]$$

Où λ est la constante de désintégration de ^{147}Sm au ^{143}Nd est égal : $6,54 \times 10^{-12} \text{ an}^{-1}$.

$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, actuel}} = 0,512638$ (Goldstein et al. (1984)).

$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR, actuel}} = 0,1966$ (Goldstein et al. (1984)).

Age Model T-DM (Manteau appauvri) : les études des rapports initiaux $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des terrains précambriens suggèrent que le manteau qui a fourni la croûte continentale a évolué depuis les premiers temps avec un rapport isotopique Sm/Nd supérieur à celui de CHUR. Pour cette raison les âges model de la croûte continentale sont généralement calculés en référence au réservoir du manteau appauvri plutôt que de CHUR.

L'âge model T-DM est calculé en remplaçant les rapports $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ de CHUR par ceux du manteau appauvri dans l'équation précédente.

VI. Les différents "réservoirs isotopiques":

Taylor et al. (1984) ont reconnu trois réservoirs isotopiques dans la croûte continentale qui se caractérisent chacun par ses compositions isotopiques en Nd, Sr et Pb (Tab. VI-1). Sur la base des compositions isotopiques des basaltes océaniques (MORB et OIB) et en interprétant leurs diversités Zindler et Hart (1986) ont mis en évidence cinq réservoirs sources pour ces basaltes. Le tableau (VI-1) présente les compositions isotopiques de ces différentes sources :

	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{147}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd}$	$^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$	$^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$	$^{232}\text{Th} - ^{208}\text{Pb}$
<i>Sources Croûte continentale</i>					
Croûte sup.	Rb/Sr élevé $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ élevé	Sm/Nd faible; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ faible (Epsilon negative)	U/Pb élevé ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé	U/Pb élevé ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé	Th/Pb élevé ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé
Croûte moy.	Rb/Sr élevé (0,2-0,4) ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} =$ (0,72-0,74)	L'évolution de Nd est retardée dans la croûte relativement à la source chondritique	Pauvre en U ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faible	Pauvre en U ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faible	Riche en Th ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mod.élevé
Croûte inf.	Pauvre en Rb Rb/Sr<0,04 ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible (0,702-0,705)		Très pauvre en U ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très faible (ca.14.0)	Très pauvre en U ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très faible (ca.14.0)	Très pauvre en Th ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ très faible
<i>Lithosphère Sub-Continental</i>					
Archéen	Rb/Sr faible	Sm/Nd faible			
Protérozoïque au actuel	Rb/Sr élevé	Sm/Nd faible			
<i>Source Basalte Océanique (Zindler and Hart ; 1986)</i>					
Manteau appauvri	Rb/Sr faible $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible	Sm/Nd élevé; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ élevé (Epsilon positive)	U/Pb faible ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faible (ca.17, 2 - 17,7)	U/Pb faible ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faible (ca.15,4)	Th/U=2,4±0,4 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ faible (ca.37,2-37,4)
HIMU	Rb/Sr faible ; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible (=0,7029)	Sm/Nd intermédiaire (<0,51282*)	U/Pb élevé $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé <td>U/Pb élevé $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé</td> <td>Th/Pb élevé</td>	U/Pb élevé $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ élevé	Th/Pb élevé
<i>Manteau enrichi</i>					
EM I	Rb/Sr faible $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=\pm 0,705$	Sm/Nd faible ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}<0,5112^*$	U/Pb faible ; $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$ (17,6-17,7)	U/Pb faible ; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$ (15,46-15,49)	Th/Pb faible ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$ (38,0-38,2)
EM II	Rb/Sr élevé $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,722$	Sm/Nd faible ; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} =$ (0,5111-0,5121)*			
PREMA	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7033$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5130^*$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} =$ (18,2-18,5)		
Bulk Earth	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7052$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51224^*$ (=Chondrite)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,4 \pm 0,3$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,58 - 0,08$	Th/U = 4,2 ; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38,9 \pm 0,3$

* Normalisé à $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$

Tableau V- 1 : Caractères isotopiques des réservoirs isotopiques de la croûte et du manteau (rapport isotopique actuels sont mis entre parenthèse) (in Rollinson 2003).

En raison de son hétérogénéité, il n'est pas possible de retenir une composition isotopique caractéristique de la lithosphère subcontinentale. Menzies et Halliday (1988) ont montré que la lithosphère subcontinentale au niveau de l'Ecosse présente une grande hétérogénéité isotopique de Sr et de Nd et entoure le domaine du manteau enrichi (EM I & EM II). Cette variabilité peut-être corrélé avec l'âge de la lithosphère subcontinentale (LSC). La LSC archéen est normalement entouré par la lithosphère enrichi (EM I de Zindler et Hart (1986) avec de faibles rapports Rb/Sr et Sm/Nd. Au niveau des ceintures mobiles protérozoïques la composition isotopique de la LSC est proche de celle du manteau appauvri rencontré au niveau des bassins océaniques anciens (Menzies, 1989). La LSC protéro - à phanérozoïque ressemble à EM II et se caractérise par un enrichissement en Rb et LREE.

B. Méthodes analytiques :

- **Préparations des échantillons :**

Avant de procéder aux analyses isotopiques au spectromètre de masse, et afin d'éliminer les interférences entre les différents isotopes, il est nécessaire de procéder à la séparation du Sr et du Nd. Cette opération nécessite un traitement chimique des échantillons qui doit être mené avec beaucoup de précaution.

- **Lavages des colonnes :**

Il consiste à laver le bord des colonnes avec du HCl (6M non distillé) puis on verse à l'intérieur de cette même colonne 100 cc de HCl (6M). Le lendemain on récupère les 100 ml de HCl (6M) dans une éprouvette. De nouveau, on verse 100 cc de HCl (2,5M) et on branche un tuyau relié à une bonbonne d'azote 3 à 4 mn. Cette manipulation a pour but d'agiter la résine contenue dans la colonne. Lorsque les 100 cc de HCl (2,5M) sont passés, on tasse avec 100 cc de HCl (2,5M). Les colonnes sont prêtes pour à recevoir le produit des attaques.

A. Méthode Rb-Sr :

A partir de la concentration en Sr de l'échantillon, on défini la quantité de poudre à utiliser de 100 à 600 mg de roche (plus la roche est riche en Sr moins on prend de poudre). Pour la séparation de Sr, deux techniques d'attaque sont utilisées, en bombe pour minéraux qui s'attaquent difficilement (voir méthode Sm-Nd) ou en capsule.

- **Attaque en capsule :**

Une fois pesée, la poudre est mouillée avec 1 à 2g de HClO₄ (acide perchlorique) auquel on ajoute 10g d'acide fluorhydrique (HF). La préparation ainsi obtenue est mise à chauffer à 6°C durant toute une nuit dans un tank téflon sous atmosphère d'azote.

Le lendemain matin, dans le cas d'une composition isotopique, l'échantillon sec une fois pesé est repris avec une demi capsule de HCl (2,5M) que l'on laisse reposer 24h.

Lorsque la concentration en Rb ou Sr est inférieur à 10 ppm dans la roche, on procède à une concentration. Lors de la pesée, on sépare $\frac{1}{4}$ du poids total de la solution à laquelle on ajoute un aliquote pour la concentration :

- 1cc de spike pour la concentration du Sr.
- 0,3 cc de spike pour la concentration du Rb.

Et les $\frac{3}{4}$ restants sont utilisés pour la composition isotopique.

- Les préparations pour les concentrations (Srcc et Rbcc) et les compositions (Srcp) sont mises à évaporer dans un tank en verre sous arrivée d'azote jusqu'à séchage complet.

- Le lendemain matin, reprise des échantillons avec 3cc de HCl (2,5M) que l'on fixe sur les colonnes, 1cc pour le rinçage de la capsule et 1cc pour rincer le bord de la colonne. Une fois l'échantillon fixé sur la colonne, on verse la fraction de rinçage (HCl 2,5M) sur cette même colonne la quantité d'acide à verser est déterminée lors de l'étalonnage et varie d'une colonne à l'autre (de 50 à 90 cc).

- Pour la récupération du Rb, on prend les 15 derniers ml de HCl (2,5M) situés juste avant le Sr.

- Pour le Sr, on le récupère dans la fraction des 10 à 20 cc de HCl (2,5M) selon l'étalonnage de la colonne que l'on a rajouté après le passage du Rb.

- Les fractions Sr cp, Sr cc, Rb cc, sont mises à évaporer dans le tank en verre sous azote en fin d'évaporation et on transverse la solution dans un petit bêcher pour stocker l'échantillon avant la mesure.

Après cela, l'échantillon est passé au spectromètre de masse pour les mesures isotopiques.

B. Méthode Sm-Nd :

• Attaque en bombe :

Les bombes, préalablement rincées à l'eau distillée, sont mises à chauffer 2h sur une plaque chauffante avec du HCl (6M) et sont vidées et rincées à l'eau puis lavées une deuxième fois à l'acide nitrique (HNO₃).

On ajoute 3g d'HF et 1 g de HNO₃ et on ferme pour ensuite les mettre dans l'étuve.

L'attaque en bombe est utilisée pour les échantillons présentant une concentration en Nd correspondant à 150 mg de roche ou moins et/ou des minéraux réfractaires sont présents. Dans le cas où la concentration nécessite une plus grande quantité de poudre, une attaque en capsule est utilisée.

- La quantité de roche utilisée dépend de la concentration en Nd dans la roche, puis on ajoute 4g d'HF et 1 g de HNO₃ et l'on met trois nuits à l'étuve à 180°C.
- Après ouverture des bombes, on verse le contenu dans un bêcher que l'on met sur le plaque chauffante à évaporer. On ajoute de l'HCl (4M) dans la bombe et on transvase le contenu dans le bêcher que l'on remet à évaporer.
- On reprend les résidus obtenus après le séchage par 1cc de HCl (4M) et on le fixe sur la colonne étalonnée pour les REE.
- L'après midi, on met la fraction de rinçage de HCl (4M) suivant l'étalonnage de la colonne de 28 à 52cc.
- Le lendemain, on récupère les REE de 18 à 52cc suivant l'étalonnage de la colonne et on met à sécher.
- Puis on reprend par 0,5g de HCl (0,3M) que l'on met aux ultrasons, ensuite on met à fixer sur les colonnes de séparation du Nd (4 fois 0,5cc de HCl (0,3M)) et on met la fraction pour rinçage (de 11 à 13,5g de HCl (0,3M)).
- Une fois la grande fraction (11 à 13,5g de HCl (0,3M)) est passé, on ajoute 6 à 9g d'HCl (0,3M) dans lequel on récupère le Nd dans un bêcher que l'on remet à sécher.

L'échantillon est prêt pour la mesure.

C. Résultats

Les analyses isotopiques du Sr et de Nd ont été faites au Musé Royal de l'Afrique Central (Belgique) par la spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS, VG Sector 54). Les rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr moyen du Standard NBS SRM987 et ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd du standard Nd de Rennes durant la période des analyses sont respectivement de l'ordre de $0,710258 \pm 10$ (2σ sur 12 mesures) et de $0,511956 \pm 9$ (2σ sur 16 mesures).

Les échantillons analysés sont normalisés à la valeur 0,710250 pour NBS987 et à 0,511963 le standard Merck (correspond à une valeur de LaJolla 0,511858). Les compositions isotopiques (Sr, Nd) des échantillons analysés sont données dans le tableau (Annexe V-1).

a. Diagrammes ϵ_{Nd} vs (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)i & ϵ_{Nd} vs T_{DM}:

Les rapports isotopiques dans un magma sont caractéristiques de la région source à partir de laquelle le magma a été extrait du fait que ces rapports demeurent inchangés durant les processus de fractionnement.

Durant la fusion partielle, un magma devrait avoir le même caractère isotopique que celui de sa (ou ses) région (s) source (s). Le problème c'est qu'il existe souvent des processus de mélange ou/et de contamination entre les sources et des phénomènes géologiques tardifs (métamorphisme, tectonique, altération) peuvent altérer la signature isotopique.

Les sources mantelliques et crustales participent ensemble ou séparément à l'élaboration des magmas primaires.

Afin d'évaluer le taux de participation des différentes sources dans les granitoïdes et ses roches associées de la vallée de Tifnoute, les données isotopiques de Strontium et de Néodyme sont projetées dans le diagramme ϵNd en fonction de Sri (Fig. V-2).

La majorité des points présentent des signatures isotopiques appauvries avec $\epsilon\text{Nd}_{560\text{Ma}}$ positive et des rapports isotopiques initiales de strontium relativement faibles indiquant une source juvénile, Toummite et al. (2012), soit le manteau ou une croûte inférieure jeune récemment formée dans le manteau.

Les ϵ_{Nd} (560 Ma) ont des valeurs de +1 à +3,5 (peuvent aller jusqu'au +6 pour les filons basiques de Zaghar), Toummite et al. (2012). Les rapports Sri varient de 0,7034 à 0,7065 (excepté les deux échantillons de granite d'Imourkhssen vu leurs rapports élevés en Rb/Sr). (Fig. V-2). Ces rapports isotopiques initiaux du Sr et Nd sont plus juvénile Toummite et al. (2012), que ceux mesurés dans la partie orientale de l'Anti-Atlas dans la région de Saghro par (Errami et al., 2009) (Fig. V-2). Ils sont aussi loin de signature du socle éburnéen (à proximité du complexe de Zenaga ; Ennih et Liégeois, 2008), (Fig. V-2 C) indiquant une légère participation de ce dernier dans la génération des granitoïdes de la vallée de Tifnoute.

Ces granitoïdes montrent des âges modèles de Nd, T_{DM} varient entre 800 et 1200 Ma alors que ceux des filons basiques de Zaghar peuvent aller à 650 Ma Toummite et al. (2012), (Fig. V-2, C).

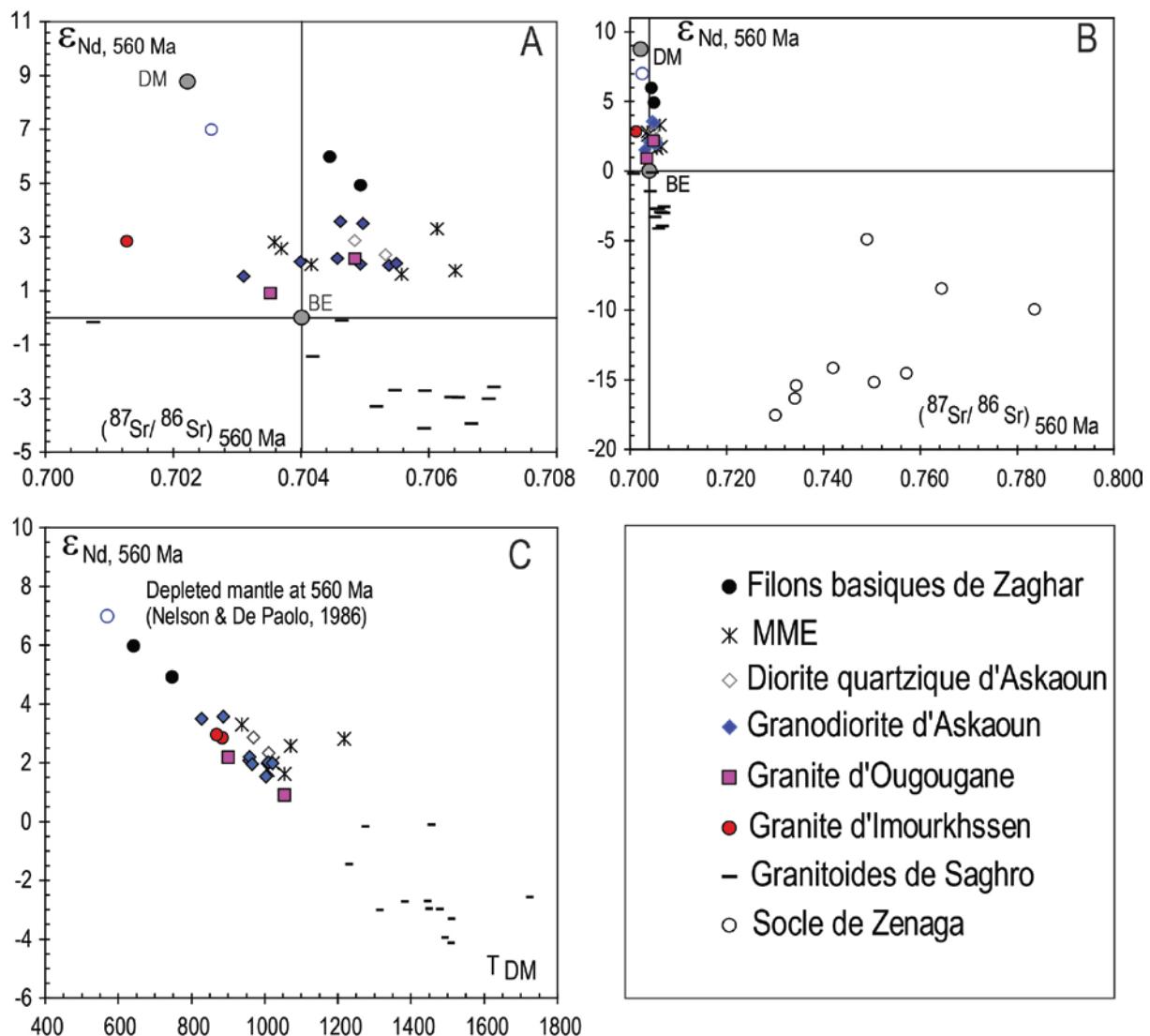


Figure V- 2: A et B: Diagramme $\epsilon_{\text{Nd}, 560 \text{ Ma}}$ vs Sr_{i} C : diagramme $\epsilon_{\text{Nd}, 560 \text{ Ma}}$ vs T_{DM}

Toummite et al. (2012)

b. Diagrammes Sri et ϵ_{Nd} vs SiO_2 :

Les rapports isotopiques initiaux de ces roches présentent quelques variations, la projection des points dans ces diagrammes (Fig.V-3 (D et E)) confirme qu'ils ne sont pas liés aux teneurs en silice. Même si la gamme des teneurs en silice varie de 54 à 77 % les rapports initiaux moyens de Nd et de Sr sont constants. Seuls les filons basiques de Zaghar qui présentent des $\epsilon_{\text{Nd}, 560 \text{ Ma}}$ nettement élevés (+5 à +6) (Fig. V-3 E). Les variations relativement importantes observées dans les rapports isotopiques de Sr initiaux (Fig. V-2 D) même dans un seul pluton indiquent une mobilité des éléments alcalins et alcalino-terreux. Ceci peut être attribué au Supergroupe volcanique sub-contemporain d'Ouarzazate sous-jacent comme il a été démontré dans le socle de Zenaga (Ennih et Liégeois, 2008) ou aux événements plus

jeunes tel que l'orogénèse varisque, dont des témoins d'événements hydrothermaux ont été reconnus dans certains gisements de l'Anti-Atlas (Gasquet et al. 2005).

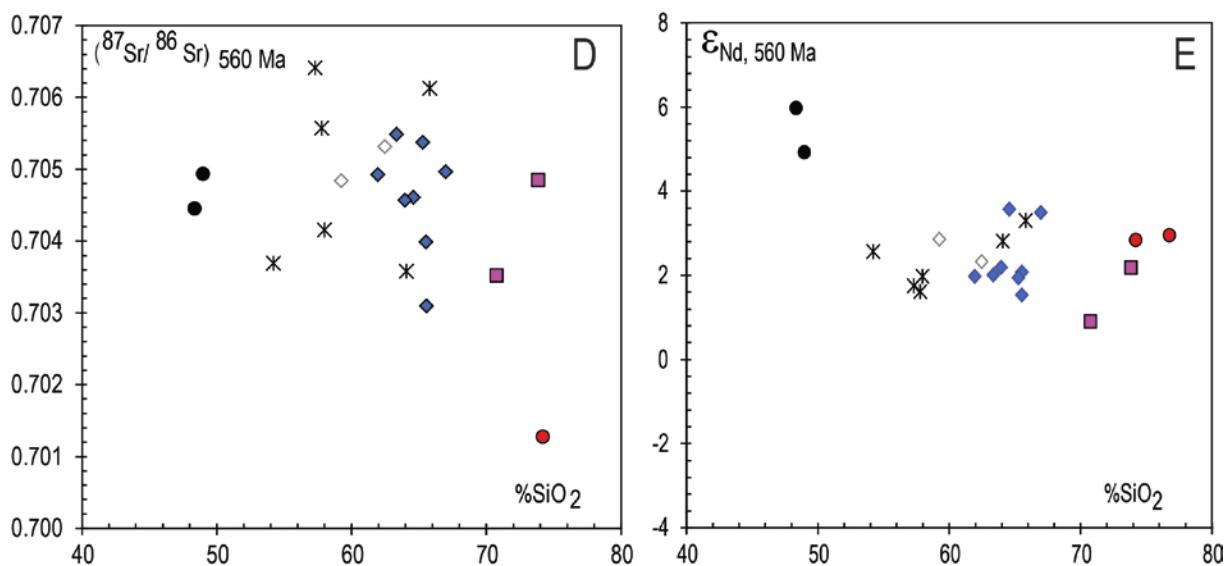


Figure V- 3: D : Diagramme Sri (_{560 Ma}) vs SiO₂ %. E : ϵ_{Nd} (_{560 Ma}) vs SiO₂

(Même figurés que la figure V-2). Toummite et al. (2012).

D. Conclusion :

Les compositions des isotopes de Sr et de Nd des granitoïdes de la vallée de Tifnoute confirme l'absence de processus AFC. Les isotopes de Sr et Nd indiquent principalement une source juvénile correspondant à un manteau lithosphérique métasomatisé mais une composante crustale ancienne tel que le craton ouest africain sous-jacent est exigé ($\epsilon_{\text{Nd}-560\text{Ma}}$ de +1 à +3.5, Nd-T_{DM} 0.8 – 1.2 Ga et rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7034 à 0.7065). La participation de cette composante crustale s'est manifestée d'une façon moins importante que celle décrite à l'est de l'Anti-Atlas région de Saghro (Errami et al., 2009). Alors que les filons basiques de Zaghar postérieurs peuvent représenter une source du manteau lithosphérique sans aucune contribution crustale, ($\epsilon_{\text{Nd}-560\text{Ma}}$ de + 5 à + 6, Nd-T_{DM} de 643 Ma à 748 Ma, et un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,7044 à 0,705).

CHAPITRE VI

Modélisation petrogénétique

I. Introduction :

Les granitoïdes de la vallée de Tifnoute sont mis en place dans un intervalle de temps très court (erreur limite des âges $\pm 3\text{Ma}$) et présentent les mêmes signatures isotopiques et géochimiques. Il nous est donc apparu intéressant d'examiner si ces ensembles granitiques sont liés par des processus différenciation magmatique et de cristallisation fractionnée. Dans cet objectif nous avons procédé à une modélisation des évolutions géochimiques en utilisant: (1) des éléments majeurs avec le calcul de bilan de masse par le logiciel (PETROMODE ; Christiansen ; Comm. Pres.) et (2) le calcul de l'évolution des éléments traces (terres rares) à l'aide des coefficients de partage disponibles dans la littérature et les proportions modales obtenues à partir des éléments majeurs. Cela nous permet ainsi de tester de manière indépendante les résultats obtenus par le bilan de masse des éléments majeurs.

II. Modélisation par les éléments majeurs.

Le calcul de bilan de masse a été basé sur le choix de l'échantillon le plus basique des granitoïdes comme magma initial : il s'agit de la diorite quartzique (TA1) qui présente une teneur en SiO_2 de 59%. Puisque les éléments alcalins et alcalino-terreux sont partiellement mobiles, les échantillons affectés par les altérations ont été exclus de cette modélisation, comme l'échantillon (Az5) avec (6,3% en Na_2O ; et 0,25% en K_2O). Après cette présélection, comme le montre le diagramme (K_2O vs SiO_2) qui a été choisi pour matérialiser ces évolutions (Fig. VI-1), cinq tendances évolutives se dessinent à partir du magma initial: Trois tendances représentées par les granodiorites d'Askaoun (AS8, AZ1, et IM3); une par le granite d'Ougougane (LT1) et une tendance formé par le granite d'Imourkhssen (AM3). Une autre tendance peut être envisagée à partir du granite d'Ougougane (LT1) vers le granite d'Imourkhssen (AM3), mais la somme des carrées de résidus est supérieure à 1 ($\Sigma r^2 > 1$) ne permet pas de retenir cette tendance.

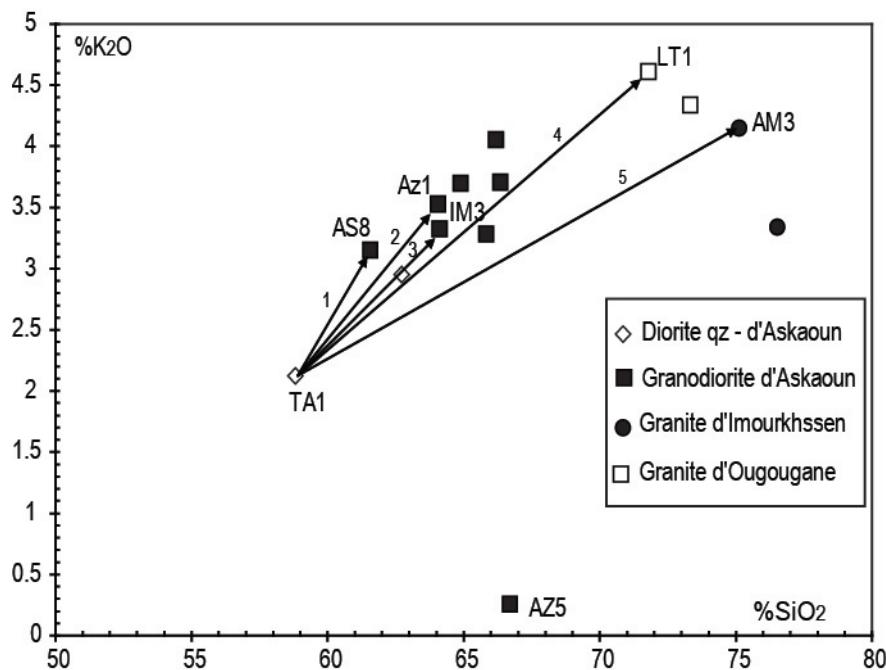


Figure VI- 1: Diagramme SiO₂ vs K₂O montrant les différentes tendances (1 à 5) possibles par différenciation et cristallisation fractionnée à partir du magma initial (TA1).

II-1 : La granodiorite d'Askaoun :

Trois échantillons ont été utilisés pour modéliser un éventuel lien génétique par différenciation entre la diorite quartzique d'Askaoun (TA1) et les granodiorites AS8 ; AZ1 ; IM3 d'Askaoun représentées respectivement par les tendances (1), (2) ; et (3) (Tab.1-VI). L'assemblage minéral utilisé dans les calculs est fixé conformément aux compositions modales des roches étudiées : Plagioclase, clinopyroxène, Biotite, Hornblende, Ilménite, magnétite, apatite, Feldspath potassique et du quartz. Les trois tendances vers les granodiorites d'Askaoun correspondent à des taux de cristallisation fractionnée compris entre 57 et 62 % avec de faible sommes des carrées des résidus (Σr^2 ; 0,03 – 0,29), et un fractionnement de cumulats qui ont des compositions de diorites à quartz et biotite: 66 à 77% de plagioclase ; 9 à 11 % de quartz ; 13 à 14% de biotite ; 3 à 5 % de magnétite et 0,2 à 0,7% d'apatite. Une différence apparaît aux niveaux des teneurs de ces cumulats en amphibole et en pyroxène : 0,7 et 6,2 % pour l'hornblende dans les évolutions AS8 et AZ1 respectivement, et 2,9 % pour le clinopyroxène dans l'évolution de l'échantillon IM3. (Tab.4-VI).

Evolution 1 : TA1 vers AS8

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Roche Parent	60,10	0,87	18,45	6,49	0,00	0,13	2,27	5,02	4,32	2,17	0,18
Roche Fils	62,71	0,79	15,71	6,76	0,00	0,11	3,00	3,92	3,65	3,21	0,15
Solide Calculé	57,31	0,96	20,72	6,21	0,00	0,05	1,58	6,01	4,87	1,29	0,15
Parent Calculé	59,82	0,88	18,39	6,46	0,00	0,08	2,24	5,04	4,30	2,18	0,15
Liquide calculé	62,69	0,75	15,70	6,74	0,00	0,22	3,03	3,85	3,66	3,14	0,21

Evolution 2 : TA1 vers AZ1

Roche Parent	60,10	0,87	18,45	6,49	0,00	0,13	2,27	5,02	4,32	2,17	0,18
Roche Fils	64,96	0,73	15,29	6,08	0,00	0,07	2,30	3,12	3,75	3,57	0,13
Solide Calculé	56,60	1,00	20,16	6,67	0,00	0,09	2,18	6,20	4,69	1,38	0,10
Parent Calculé	59,73	0,90	18,34	6,45	0,00	0,09	2,22	5,05	4,34	2,20	0,11
Liquide calculé	64,97	0,63	15,36	6,09	0,00	0,19	2,39	3,00	3,66	3,42	0,29

Evolution 3 : TA1 vers IM3

Roche Parent	60,10	0,87	18,45	6,49	0,00	0,13	2,27	5,02	4,32	2,17	0,18
Roche Fils	65,24	0,74	15,45	5,50	0,00	0,11	2,92	2,67	3,86	3,38	0,13
Solide Calculé	55,97	1,01	20,33	7,08	0,00	0,06	1,86	6,51	4,90	1,19	0,29
Parent Calculé	59,78	0,90	18,32	6,43	0,00	0,08	2,30	4,93	4,47	2,09	0,22
Liquide calculé	65,28	0,66	15,59	5,57	0,00	0,23	2,83	2,84	3,46	3,53	0,01

Tableau VI- 1: Résultats de test de modélisation des trois tendances de granodiorite d'Askaoun par le logiciel « PETROMODE ».

II-2 : Le granite d'Ougougane :

Cette évolution, dans laquelle le liquide produit par la différenciation est représenté par le granite LT1 (72,6% en SiO₂), est illustrée par la tendance (4) (Fig. VI-1). D'après les résultats du test (Tab. VI-2 et Tab. VI-4), cette évolution montre une somme des carrées de résidus inférieure à 1 ($\Sigma r^2 = 0,5$), (Tab. VI-4), elle peut être considérée de bonne qualité. Le granite d'Ougougane constitue un prolongement de la tendance définie par la granodiorite d'Askaoun (AZ1) (65% SiO₂) avec un taux de cristallisation de 79 %. Le cumulat hypothétique est semblable à celui formé par le fractionnement produisant la granodiorite d'Askaoune. (Tab. VI-4). Il est formé de 63 % de plagioclase, (66 % pour AZ1) ; 10 % de quartz, (10%) ; 15% de biotite, (14%) ; 8,6 % d'hornblende, (6,2%) ; 0,27% de l'apatite,

(0,24%) ; 2,77 % de la magnétite, (2,75%). Ceci est en accord avec la relation de terrain, montrant que le granite d’Ougougane est un produit local différencié de la granodiorite d’Askaoun sur tout le massif (Fig. I-11).

Evolution 4 : TA1 vers LT1

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Roche Parent	60,10	0,87	18,45	6,49	0,00	0,13	2,27	5,02	4,32	2,17	0,18
Roche Fils	72,60	0,35	13,90	2,76	0,00	0,05	0,87	1,02	3,75	4,66	0,04
Solide Calculé	55,97	1,10	19,53	7,46	0,00	0,11	2,56	6,17	4,47	1,52	0,11
Parent Calculé	59,53	0,94	18,33	6,45	0,00	0,10	2,20	5,06	4,32	2,19	0,10
Liquide calculé	72,62	0,00	13,99	2,84	0,00	0,18	1,18	0,78	3,64	4,39	0,38

Tableau VI- 2: Résultats de test de modélisation du granite d’Ougougane.

III-3 : Le granite d’Imourkhssen

La tendance (5) (Fig. VI-1) traduit la dérive du granite d’Imourkhssen (AM3 ; 75,72 % SiO₂) à partir de la diorite quartique (AT1, 60,10 % SiO₂) (Tab. VI-3). Le calcul, permet de déterminer un taux de cristallisation fractionnée de 66% avec une somme des carrés de résidus inférieur à 1 ($\Sigma r^2 = 0,6$) et (Tab. VI-4).

Le cumulat est de même nature que les précédents avec des taux plus faible en quartz et plus élevé en biotite (Tab. VI-4) indiquant des conditions légèrement différentes de la différenciation magmatique ou une source légèrement différente. Bien que ce pluton soit affecté par un degré plus élevé d’altération (Développement local de molybdène, Thomas et al. 2002), et nous avons travaillé sur des échantillons faiblement altérés. Nous attribuons cette légère différence dans la différenciation à son développement comme un grand pluton probablement très proche de l’accident sud atlasique (South Atalsic Fault : SAF).

Evolution 5 : TA1 vers AM3

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Roche Parent	60,10	0,87	18,45	6,49	0,00	0,13	2,27	5,02	4,32	2,17	0,18
Roche Fils	75,72	0,19	13,05	1,93	0,00	0,03	0,46	0,35	4,06	4,18	0,03
Solide Calculé	51,65	1,17	20,90	8,70	0,00	0,17	3,02	7,50	4,57	1,32	0,06
Parent Calculé	59,61	0,85	18,31	6,46	0,00	0,12	2,18	5,13	4,40	2,27	0,05
Liquide calculé	75,79	0,24	13,25	1,97	0,00	0,06	0,73	0,00	3,76	3,80	0,40

Tableau VI- 3: Résultats de test de modélisation pour le granite d'Imourkhssen .**III. Modélisation par les éléments traces : Terres rares.**

Les granitoïdes étudiés se caractérisent par la présence de nombreux minéraux accessoires, tels que le zircon, le sphène, et l'allanite, ces minéraux ont certainement participé à l'élaboration des compositions chimiques des roches étudiées aux côtés des autres phases minérales et en particulier en ce qui concerne les teneurs en éléments traces. Une très faible quantité d'allanite, de zircon ou de sphène n'affecte pas les compositions des liquides au niveau des éléments majeurs mais elle a une grande influence sur celle des éléments traces, du fait des coefficients de partage (Kd) très élevés des traces dans ces minéraux.

Dans ce paragraphe nous essayerons donc de tester les résultats obtenus par la modélisation des éléments majeurs à l'aide des éléments traces, en prenant les terres rares comme exemple, et en faisant intervenir les phases minérales accessoires qui ne sont pas prises en compte par les éléments majeurs et en particulier le zircon, l'allanite et la titanite. Les spectres des terres rares doivent donc être réalisés en considérant les phases accessoires.

L'approche pétrogénétique a été réalisé grâce à l'utilisation d'un programme Excel mis au point par le professeur Hervé Martin basé sur les formules classiques de la cristallisation fractionnée.

Dans cette modélisation des terres rares, nous avons utilisé les valeurs des coefficients de partage mentionnés dans le tableau (Fig. VI-2 ; (F)) les proportions des minéraux et le taux de cristallisation calculés à partir des éléments majeurs.

Les résultats sont présentés dans le tableau VI-4 ; Annexe VI-1 et Fig. VI-2.

Tableau VI-4 : Résultats de la modélisation géochimique par les éléments majeurs et terres rares**Composition des cumulats calculés par les éléments majeurs**

N°	Roche "Parent"	Roche "fils"	% An	% Plg	% Bi	% Hb	% Cpx	% Ilm	% Magn	% Ap	% FK	% Qz	%All	%Zrc	%Tit	% FC	Σr^2
1	TA1 (60.1 %)	AS8 (62.7 %)	An42	70.0	13.9	0.7	0.0	-	3.6	0.4	-	11.4	*	*	*	53.4	0.0
2	TA1 (60.1 %)	Az1(64.9 %)	An42	66.4	14.2	6.2	0.0	-	2.8	0.2	-	10.2	*	*	*	62.6	0.1
3	TA1 (60.1 %)	IM3 (65.2 %)	An41	69.6	12.7	-	2.9	-	4.8	0.7	-	9.3	*	*	*	58.9	0.3
4	TA1 (60.1 %)	LT1 (72.6 %)	An42	62.7	15.4	8.6	-	-	2.8	0.3	-	10.2	*	*	*	78.6	0.5
5	TA1 (60.1 %)	AM3 (75.7 %)	An45	65.9	12.5	15.9	-	0.1	3.1	0.2	-	2.4	*	*	*	66.9	0.6

Composition des cumulats calculés par les éléments majeurs (recalcué à 100% sans quartz)

1	TA1 (60.1 %)	AS8 (62.7 %)	An42	79.0	15.7	0.8	-	-	4.1	0.4	-	*	*	*	*	53.4
2	TA1 (60.1 %)	Az1(64.9 %)	An42	74.0	15.8	6.9	-	-	3.1	0.3	-	*	*	*	*	62.6
3	TA1 (60.1 %)	IM3 (65.2 %)	An41	76.7	14.0	-	3.2	-	5.3	0.8	-	*	*	*	*	58.9
4	TA1 (60.1 %)	LT1 (72.6 %)	An42	69.8	17.2	9.6	-	-	3.1	0.3	-	*	*	*	*	78.6
5	TA1 (60.1 %)	AM3 (75.7 %)	An45	67.5	12.8	16.2	-	0.1	3.2	0.2	-	*	*	*	*	66.9

Composition des cumulats calculés par les terres rares

1	TA1 (60.1 %)	AS8 (62.7 %)	An42	75.9	15.1	0.8	-	3.9	3.9	0.4	-	*	0.05	0.04	-
2	TA1 (60.1 %)	Az1(64.9 %)	An42	74.0	15.8	6.9	-	-	3.0	0.3	-	*	0.06	0.01	-
3	TA1 (60.1 %)	IM3 (65.2 %)	An41	76.8	14.0	-	3.2	-	5.3	0.8	-	*	0.05	0.04	0.01
4	TA1 (60.1 %)	LT1 (72.6 %)	An42	67.7	16.6	9.7	-	-	3.0	3.0	-	*	-	0.20	-
5	TA1 (60.1 %)	AM3 (75.7 %)	An45	67.5	12.8	16.2	-	-	3.2	0.2	-	*	-	0.08	-

N° : Numéro de l'évolution = : Minéral non présent ; * : minéral n'est pas pris en compte.

%FC : Pourcentage de cristallisation fractionnée ; Σr^2 : Somme des carrées de résidus.

Plg : Plagioclase ; An : Anorthite ; Bi : Biotite ; Hb : Hornblende ; Cpx : Clinopyroxène ; Ilm : Ilménite ; Magn : Magnetite ; Ap : Apatite ;

Qz : Quartz.

Chiffre entre parenthèse : colonne 2 et 3 : % SiO₂

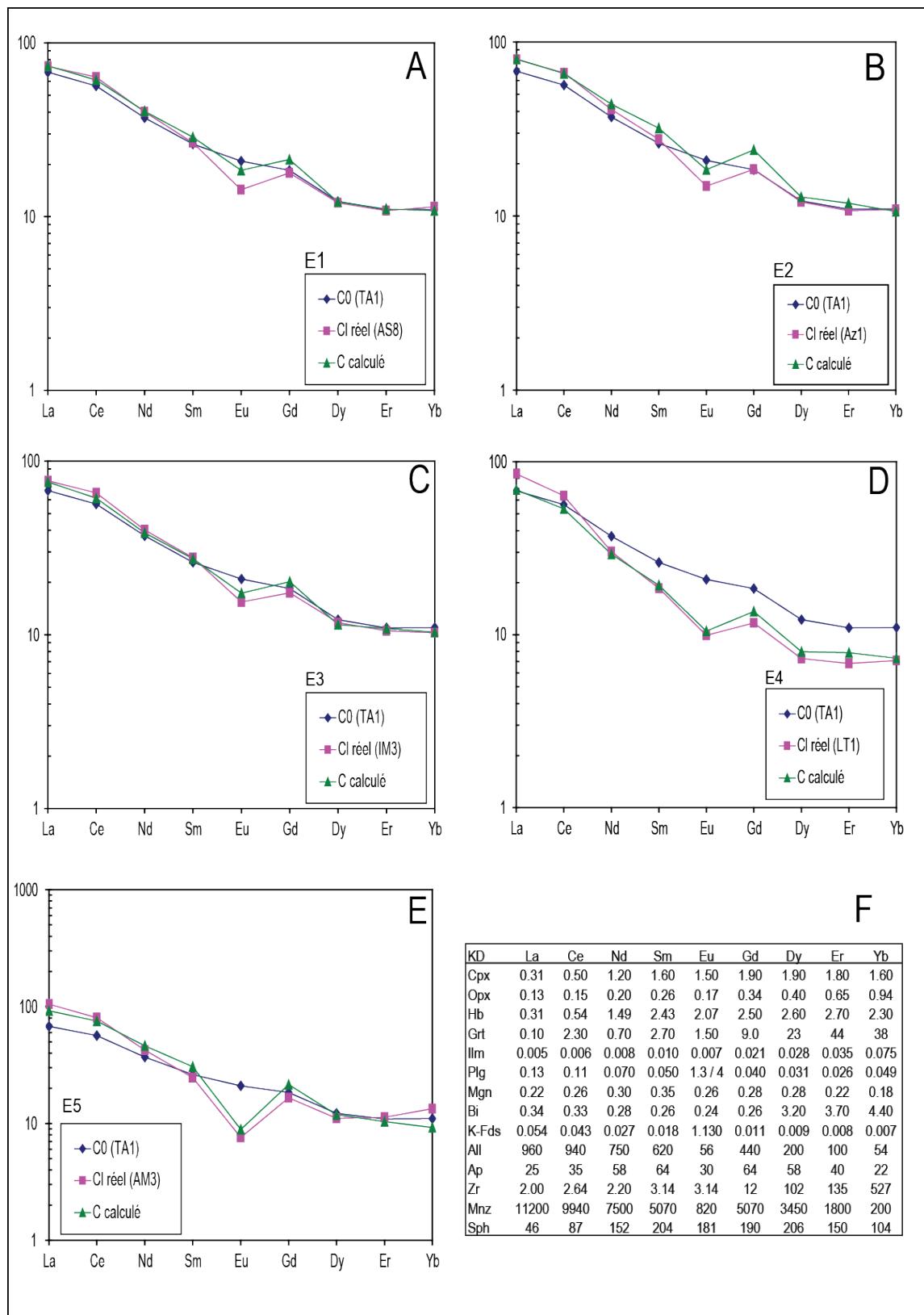


Figure VI- 2: Résultats des spectres des terres rares par la modélisation des terres rares.

A ; B ; C: Granodiorite d'Askaoun ; **D** : Granite d'Ougougane ; **E** : Granite d'Imourkhssen ; **F** (Coefficient de partage des REE) ; **C0** : magma initial (échantillon TA1) ; **C calculé** : le liquide calculé ; **Cl réel** : le liquide réel.

Les spectres des terres rares calculés sont très proches des spectres des terres rares mesurés (Fig.VI-2 ; A, B, C, D, E) indiquant la parfaite conformité des compositions des cumulats et des taux de cristallisation fractionnée calculés à l'aide des éléments majeurs avec les résultats de modélisation des terres rares.

Pour comparaison, nous avons comparé les cumulats calculés (éléments majeurs et terres rares) avec les teneurs des enclaves magmatiques microgrenues (MME) dans le diagramme K₂O vs SiO₂ et les spectres des terres rares des MME (Fig. VI-3; A et B). La grande variation des teneurs en K₂O des MME indiquent des interactions avec le magma hôte et/ou une modification par les fluides tardifs en introduisant l'albitisation (montré par la teneur très faible de l'échantillon AZ5 en K₂O) (Fig. VI-3). En considération de ces deux modélisations (éléments majeurs et traces) seule l'enclave (Ab1) peut représenter une phase cumulative.

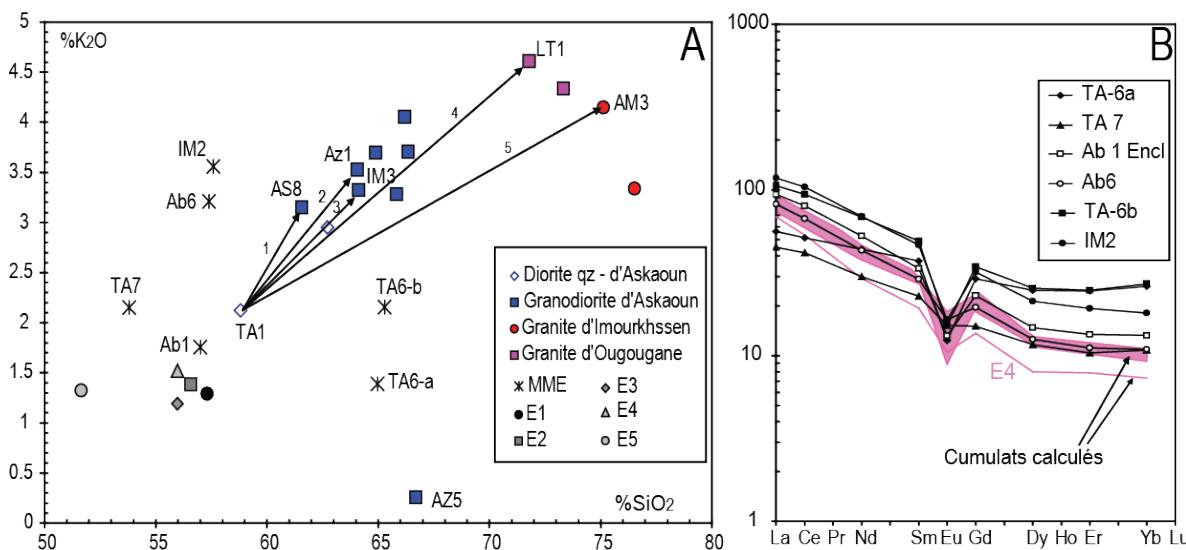


Figure VI- 3: A : Diagramme K₂O vs SiO₂ illustrant les cinq évolutions et les cumulats calculés (E1 à E5) comparés aux teneurs en MME. B : Diagramme comparant les spectres des terres rares des MME (Ta6a, TA7, Ab1encl, AB6, Ta6b, IM2) et les cumulats calculés (E1, E2, E3, E5) représenté par la zone rose).

IV. Conclusion :

Les tests de modélisation combinant les éléments majeurs et les éléments traces permettent de conclure à un lien génétique entre les granitoïdes de la vallée de Tifnoute par un processus de différenciation et de cristallisation fractionnée. Ces modélisations corroborent les tendances évolutives et les liens mis en évidence par les éléments majeurs et les éléments trace et qui ont été discutés en détail dans le chapitre (V) consacré à l'étude géochimique.

CHAPITRE VII

Discussion et contexte géodynamique de mise en place

Discussion et contexte géodynamique de mise en place

I. Rappel des principaux apports de ce travail.

Avant de discuter la place des granitoïdes étudiés dans le cadre de la chaîne de l'Anti-Atlas et leur signification géodynamique, il serait intéressant de rappeler les principaux apports de ce travail :

1- Dans le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa, le complexe platonique est représenté par trois ensembles platoniques dans le secteur de la vallée de Tifnoute : le pluton d'Askaoun formé de diorites quartziques et de granodiorites ; le granite rose à grains grossier d'Imourkhssen et les petites intrusions dispersées du granite d'Ougoungane. Ces granitoïdes renferment des enclaves magmatiques microgrenues et sont intrudés par des filons basiques de Zaghar.

2- Les datations U-Pb sur zircons effectuées dans le cadre de ce travail permettent d'attribuer un âge de 558 ± 2 Ma et de 561 ± 3 Ma respectivement à la granodiorite d'Askaoun et au granite d'Imourkhssen. Ces âges confirment l'appartenance de ces roches aux complexe pluto-volcanique du Supergroupe d'Ouarzazate qui correspond à une période de forte intensité volcanique qui marque la transition Précambrien –Cambrien : 580 Ma à 545 Ma (Thomas et al., 2004 ; Gasquet et al., 2005, 2008). Ce complexe d'Ouarzazate s'est manifesté durant une période transtensionnelle qui est à l'origine d'importants mouvements subverticaux des séquences volcaniques avec des épaisseurs variables (entre 0 et > 2500 m).

3- L'étude géochimique de ces roches montrent des caractères géochimiques alcali-calciques/calco-alcalins hautement potassiques qui est en effet un caractère typique de la période post-collisionnelle (Liégeois et al., 1998; Duchesne et al., 1998; Miller et al., 1999; Bonin, 2007).

4- Les données isotopiques Nd et Sr indiquent une source principalement juvénile avec des $\epsilon_{Nd_{560Ma}}$ positives (+ 0,8 et + 3,5), et de faibles rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,7034 à 0,7065) correspondant à un manteau lithosphérique métasomatisé mais avec une très légère contribution d'une composante crustale ancienne qui serait représentée par le craton ouest africain sous-jacent.

II. Magmatisme post-collisionnel et signification Géodynamique

Le magmatisme Néoproterozoïque terminal de la région d'Ouzellarh-Sirwa fait partie d'une large province ignée de l'Anti-Atlas. Elle correspond à une période transtensionnelle post-collisionnelle reconnue dans toutes les chaînes panafricaines situées autour du Craton Ouest Africain (Bonin, 1994; Bonin et al., 1998; Liégeois et al., 1998; Rosenberg, 2004;

Oyhantçabal et al., 2007). Cette dynamique transitionnelle a évolué vers un régime extensionnelle durant le cambrien marquant le début de la période anorogénique (Pouclet et al., 2007, Alvaro et al., 2008, Ezzouhairi et al., 2008).

La relation étroite entre les couloirs décrochants (Shear-zones) et la genèse des granitoïdes post-collisionnels a été reconnu dans plusieurs sites tels que : le granite à biotite de Strontian, en Ecoss (Hutton, 1988), les granitoïdes panafricains dans le bouclier Touareg (Liégeois et al., 1998; 2003; Acef et al., 2003; Abdallah et al., 2007; Henry et al., 2009; Fezaa et al., 2010), le massif hercynien de Sila (Calabria, Sud d'Italie ; Liotta et al., 2004), la chaîne Dom Felecianno (Braziliano-Panafricain, Uruguay, Oyhantçabal et al., 2007). Cet environnement est caractérisé par un flux thermique élevé capable de générer un métamorphisme de haute température et des granitoïdes d'origine crustal ou mixte (Crustal/mantellique) (Liégeois et al., 1998). La principale cause invoquée est la montée du manteau asthénosphérique soit en raison de la rupture du slab subductée (Slab break-off) (Liégeois et al., 1987), soit à la délamination linéaire le long des méga-shear zones (Liégeois et al., 1998, 2003; Azzouni-Sekkal et al., 2003; Acef et al., 2003; Fezaa et al., 2010). Le soulèvement du manteau asthénosphérique près du Moho génère des flux thermiques régionaux qui peuvent être à l'origine de la fusion du manteau lithosphérique (Bardintzeff et al., 2010), de la croûte inférieure, mais aussi du manteau asthénosphérique lui-même (Hadj-Kaddour et al., 1998). Cette situation complexe est reflétée par le télescopage des suites magmatiques distinctes avec des signatures géochimiques différentes (Liégeois et al., 1998; Bonin, 2004; Seghedi et al, 2004; Williams et al, 2004; Guo et al, 2007) qui sont souvent abusivement attribuées à des différentes contextes géotectoniques (Arculus and Gust, 1995; Wilson et Bianchini, 1999, Duggen et al., 2005).

Une caractéristique commune du magmatisme post-collisionnel, c'est qu'il est généré à partir d'une source lithosphérique préexistante soit manteau ou croûte. Cela signifie qu'il peut remobiliser l'ancienne lithosphère mais aussi la lithosphère produite ou modifiée pendant une période de subduction antérieure. La fusion de telle source améliore leurs caractéristiques rendant les magmas produits plus riches en K₂O et d'autres éléments lithophiles (LILE) que ceux produits lors de la déshydratation de la plaque en subduction (Liégeois et al., 1998 et références citées), cela donne classiquement des séries de granitoïdes calco-alcalins hautement potassiques et alcali-calciques. La caractéristique de l'anomalie négative en Nb-Ta des magmas de zone de subduction (Green, 1995) est préservée pendant la refusion de la lithosphère subductée (Liégeois et al., 1998; Morrison et al., 2000) et représente une

importante empreinte héritée. Cette signature est signalée dans la plupart des travaux menés sur le Néoproterozoïque de l'Anti-Atlas (Bajja. 1998, Ikenne et al. 2007).

III. Contexte géodynamique et Particularité du promontoire Ouzellagh-Sirwa dans le cadre de l'Anti-Atlas au Néoprotérozoïque terminal.

Afin de situer les granitoïdes de la vallée de Tifnoute dans le cadre géologique régional nous devons prendre en compte les contraintes régionales et locales :

Les granitoïdes de la vallée de Tifnoute ont été datés à 558 ± 2 Ma et 561 ± 3 Ma confirmant qu'ils sont contemporains au groupe d'Ouarzazate qui couvre l'ensemble de l'Anti-Atlas. Ceci exclut tous mouvements horizontaux entre les différentes parties de l'Anti-Atlas après leur mise en place. Le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa dans lequel les roches étudiées sont intrusifs est considéré comme une manifestation de l'Ediacarien terminal quelque soit son origine.

L'accident Sud Atlasique (SAF) ou le front Nord de Haut Atlas (NHAF) peut être considéré comme une des caractéristiques de Néoproterozoïque que nous allons appeler Proto-NHAF.

La situation actuelle des affleurements de l'Anti-Atlas résulte du soulèvement de la région en conséquence de la convergence cénozoïque de l'Europe et l'Afrique, et se sont comportées comme une seule entité, et ce depuis le Mésozoïque (Ruiz et al., 2011). L'orogénèse varisque correspond à des basins intracratoniques fortement inversé partout dans l'Anti-Atlas (Burkhard et al., 2006). Des lithologies cryogéniques pré-panafricaines dans l'Anti-Atlas tels que les sédiments non métamorphisés de la marge passive du craton ouest africain (~ 800 Ma ; Bouougri and Saquaque, 2004) et les séquences d'ophiolite allochtone du groupe de Bou-Azzer (750-660 Ma; Thomas et al., 2004, et références citées) sont bien conservées et n'ont pas été érodées , même pendant l'orogenèse panafricaine s.s (630-550 Ma). Toutes ces observations montrent qu'il y a une lithosphère rigide correspondant à la bordure nord du craton ouest africain (Ennih et Liégeois, 2001 ; 2003 ; 2008 ; Gasquet et al., 2008) fracturée mais non épaisse durant l'orogenèse panafricaine que l'on peut considérer comme un comportement métacratonique (Abdelsalam et al., 2002; Ennih and Liégeois, 2008). Pendant le Néoproterozoïque et la collision panafricaine, l'Anti-Atlas était dans une configuration d'une marge passive. La marge active correspondante a été représentée par les blocs péri-gondwaniens, qui se sont éloignés pendant le Phanérozoïque (Nance et al., 2008 ; et références cités).

Le groupe d'Ouarzazate a été mis en place dans un contexte transtensif. Dans les boutonnières de Bou-Azzer et Imiter (Anti Atlas occidental et oriental) les séries de Néoproterozoïque terminal ont été mises en place pendant un événement extensif NNW-SSE qui a évolué vers un régime tectonique extensif senestre (Azizi et al., 1990; Leistel & Quadroussi, 1991; Ouguir et al., 1994; Levresse, 2001). Les discontinuités préexistantes ont contrôlé la géométrie des failles normales. Dans la partie occidentale de l'Anti-Atlas les coulées volcaniques du Néoproterozoïque terminal sont affectées par des failles listriques N 170° qui correspondent aux bordures de demi-grabens. Ces bassins sont comblés par des sédiments durant le Cambrien inférieur (Piqué et al., 1999). Les données magmatiques et structurales dans la région d'Agoudis-Ounain et de Toubkal plaident en faveur d'un contexte de rift de marge passive marqué par des failles normales NE-SW et par un système fissural N30° E, (Pouclet et al., 2007).

Les granitoïdes de la vallée de Tifnoute, alcali-calciques, appartiennent à la série calco-alcaline hautement potassique. La modélisation de leurs compositions géochimiques indique que ces granitoïdes sont cogénétiques et sont liés par le processus de la cristallisation fractionnée. Les données isotopiques de Sr et Nd excluent tout processus d'Assimilation-Cristallisation Fractionnée (AFC).

Les analyses isotopiques de Sr et de Nd montrent que les granitoïdes de la vallée de Tifnoute et ses enclaves magmatiques microgrenues ont des valeurs $\epsilon_{Nd560Ma}$ positives (+ 0,8 et + 3,5) plaident principalement pour une source juvénile qui correspond soit à un manteau lithosphérique ou à une croûte inférieure jeune, avec une légère participation par le socle du craton ouest africain ($NdTDM$ varie entre 800 et 1200 Ma). Cette participation est moins importante que celle rencontrée dans la boutonnière de Saghro avec ϵ_{Nd} 570 Ma entre + 0,6 et - 4 calculé à 560 Ma et des âges modèles $NdTDM$ variant entre 1000 et 1800 Ma ; (Errami et al., 2009).

Les filons basiques de Zaghar tardifs montrent des caractères géochimiques distinctes mais avec une anomalie négative de Nb-Ta plus importante montrant qu'ils appartiennent au même contexte tectonique que les granitoïdes de la vallée de Tifnoute. Leurs $\epsilon_{Nd}(560 \text{ Ma})$ fortement positives (+5 et +6) et leur âge modèle jeune ($NdTDM$ (640 – 750 Ma)) montrent qu'ils sont issus de la fusion partielle du manteau lithosphérique. Sachant que nous avons travaillé uniquement sur deux échantillons, une étude sur un échantillonnage plus élargi est nécessaire pour une caractérisation plus fiable de cette source.

Pour expliquer cette activité magmatique à l'échelle régionale sur la bordure nord du craton ouest africain nous proposons un modèle géodynamique s'intégrant dans une évolution métacratonique postcollisionnelle de la marge passive (COA) mais près d'une marge active représentée par les blocs Pré-Gondwaniens. Autrement dit, nous interprétons la mise en place des granitoïdes de la vallée de Tifnoute et le groupe d'Ouarzazate contemporain comme une réponse magmatique le long des frontières de l'évolution métacratonique panafricaine de la partie nord du craton ouest africain pendant un contexte transtensif. La délamination linéaire (Bird, 1979; Black and Liégeois, 1993) de la lithosphère continentale du craton ouest africain a probablement commencé durant le paroxysme de la convergence panafricaine marqué par la transpression (Ennih et al., 2001) mais elle a continué durant la période transtensive de l'Ediacarien terminal. La protubérance du promontoire d'Ouzellarh-Sirwa implique la proximité de la lithosphère générée par la subduction de l'ancienne marge active (Blocs Peri-Gondwaniennes). La fusion partielle de la source juvénile peut ainsi envahir la lithosphère fracturée de COA, contaminant légèrement ce matériel magmatique et se met en place sous forme de plutons subvolcaniques (granitoïdes de la vallée de Tifnoute) ou sous forme de roches pyroclastiques (Groupe d'Ouarzazate) durant les mouvements verticaux liés au rift (Fig. VII-1). Cet événement devrait probablement laisser du matériel dans la lithosphère de l'Anti-Atlas qui pourrait correspondre aux anomalies à résistivité faible localisées dans la croûte inférieure récemment démontré par (Ledo et al., 2011). Ces auteurs suggèrent que ces anomalies peuvent correspondre soit aux reliques des sédiments océaniques subductés liés aux restes ophiolitiques, soit au groupe d'Ouarzazate dont la mise en place est liée aux grands mouvements des fluides mantélique responsables de la mobilisation des terres rares (Ennih and Liégeois, 2008) et le dépôt des gisements des métaux précieux de classe mondial et des métaux de base de type porphyre et SEDEX (Gasquet et al., 2005). Cette étude favorise le deuxième modèle qui est soutenu par la présence du socle éburnéen au dessous de l'Anti-Atlas vers le front Nord de l'Anti-Atlas (Ledo et al., 2011).

D'autres intrusions similaires des granitoïdes de la vallée de Tifnoute sont connues dans l'Anti-Atlas à caractère alcali-calcique à savoir le pluton de Sidi Lhoucine (ou Tilsakht) (579 ± 7 Ma) dans la boutonnière de Zenaga, le pluton de Taourgha de la boutonnière de Bas Draa, le pluton de Tafraout dans la boutonnière de Kerdous et les plutons d'Amassine et d'Imourghane dans la boutonnière de Sirwa. Ce magmatisme évolue vers des plutons alcalins au début de cambrien (Pluton alcalin de Jbel Boho ; 529 ± 3 Ma ; Gasquet et al. 2005). On peut proposer un modèle semblable à l'Est dans la boutonnière de Saghro, où les plutons sont

plus contaminés à cause de leur emplacement plus loin du proto-NHAF, frontière du craton ouest africain.

En fin de ce processus, les essaims des filons basiques de Zaghar peuvent être considérer comme l'image brute de la source du manteau lithosphérique comme le cas des basaltes de Malagasy (Bardintzeff et al., 2010). Ils marquent le processus de délamination (Lustrino, 2005) mais près de sa fin, juste avant l'extension cambrienne et la mise en place des laves alcalines, qui représentent les dernières impulsions du manteau asthénosphérique.

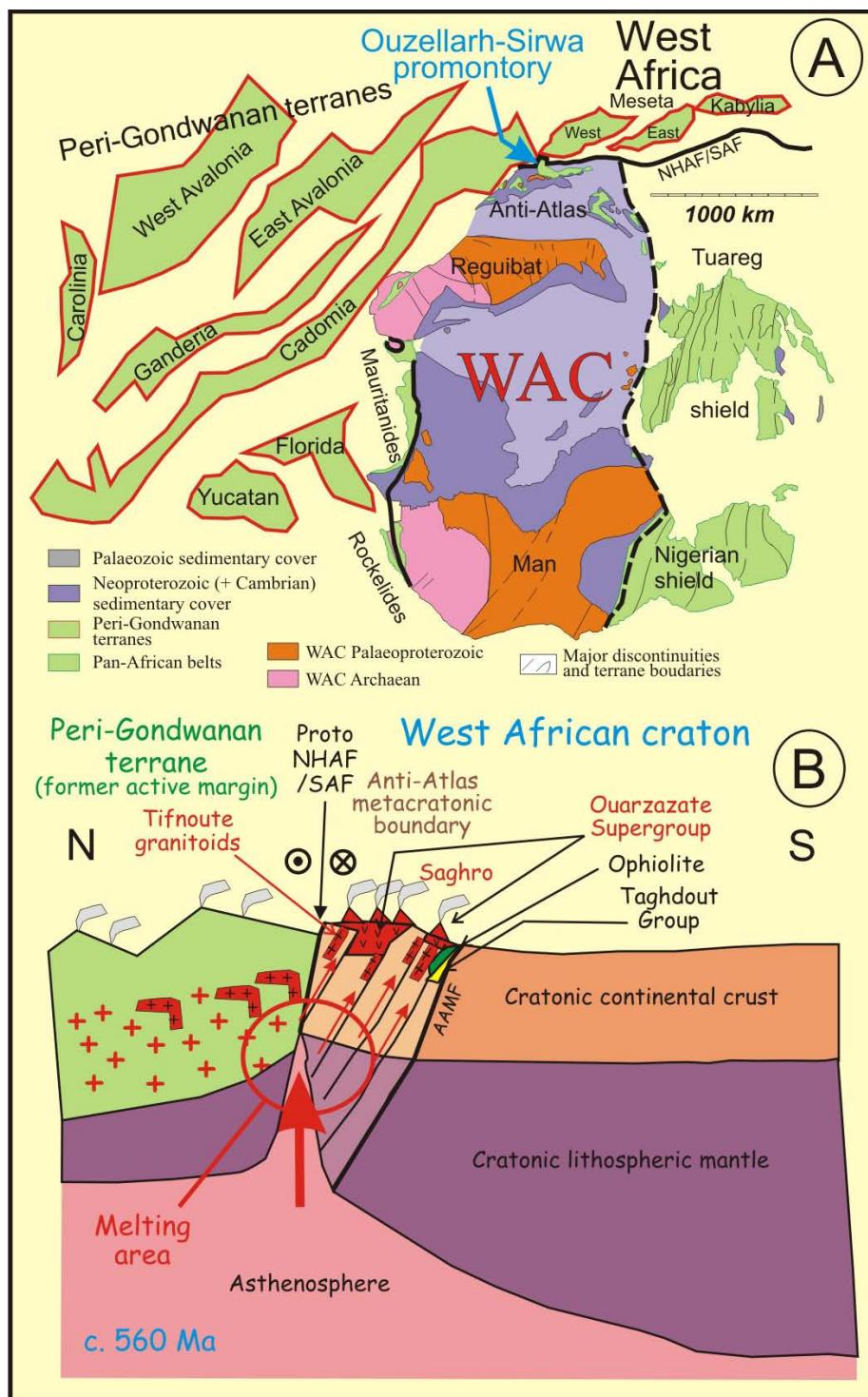


Figure VII- 1: A : Localisation du Promontoire d’Ouzellarh-Sirwa sur le Craton Ouest Africain avec la représentation des blocs Peri-Gondwaniens au 560 Ma selon Nance et al., 2008, Ennih et Liégeois, 2008). B : Coupe schématique du modèle proposé de la mise en place des granitoïdes de la vallée de Tifnoute, marge nord de l’Anti-Atlas, limite métacratonique du Craton Ouest Africain. Ce dernier est fracturé mais non épaisse, et envahi par des quantités énormes de magmas alcali-calciques durant l’Ediacarien avec la préservation des lithologies pré-panafricaines.

Conclusions générales

Conclusions générales

Ce présent travail avait pour objectifs de caractériser pétrographiquement et géochimiquement le magmatisme édiacarien (granitoïdes et roches associées de la vallée de Tifnoute) situé dans le promontoire d’Ouzellarh-Sirwa au nord de l’Anti-Atlas, d’identifier la source de ces matériaux en se basant sur les isotopes de Sr et Nd, et de le dater par la méthode géochronologique U/Pb sur zircon. Nous avons aussi cherché le rôle joué par le promontoire d’Ouzellarh-Sirwa pendant l’orogénèse panafricain.

Les principales conclusions suivantes sont :

Les granitoïdes de la vallée de Tifnoute sont localisés dans le promontoire d’Ouzellarh-Sirwa traversés par l’accident sud atlasique. Ils sont situés juste au nord de l’accident majeur de l’Anti-Atlas où il y a les séquences ophiolitiques de Bou-Azzer (700 – 750 Ma) et le socle éburnéen (boutonnière de Zenaga) avec les sédiments non métamorphisés de marge passive (~800 Ma). Des séquences volcaniques et des granitoïdes similaires sont connus partout dans l’Anti-Atlas et surtout dans l’Anti-Atlas oriental dans le Saghro.

Les granitoïdes de la vallée de Tifnoute sont constitués par le grand pluton du granodiorite d’Askaoun, le granite d’Imourkhssen et les petits plutons dispersés du granite d’Ougougane. Ils sont intrusifs dans les roches volcano-sédimentaires du Saghro et d’Ouarzazate. Tous ces granitoïdes contiennent des abondantes enclaves magmatiques microgrenues. Ils sont recoupés par des essaims de filons basiques de Zaghar essentiellement orientés NE-SW.

L’étude pétrographique nous a permis de mettre en évidence trois faciès des granitoïdes à savoir : diorite quartzique et granodiorite (Askaoun), et granite (Imourkhssen et Ougougane) constitué par une paragenèse minérale primaire formée par le plagioclase, les feldspaths potassiques, l’amphibole, la biotite, le quartz, minéraux opaques et les minéraux accessoires (zircons, apatite). Les faciès des enclaves magmatiques microgrenues sont : les microdiorites, les microdiorites quartziques et les micromonzodiorites. Ces enclaves montrent les mêmes paragenèses minérales que les granitoïdes mais avec des proportions différentes. La paragenèse secondaire dans ces roches est formée par la chlorite, l’épidote, la séricite et les minéraux opaques secondaires.

Les datations des granitoïdes de la vallée de Tifnoute par la méthode LA-ICP-MS sur zircon donnent des âges de 558 ± 3 Ma et 558 ± 2 Ma pour les deux échantillons analysés dans la granodiorite d’Askaoun, et un âge de 561 ± 3 Ma du granite d’Imourkhssen. Ces âges obtenus dans ce travail (moyenne 560 Ma) sont similaires avec d’autres âges obtenus dans le

groupe d'Ouarzazate. Cela signifie que les granitoïdes de la vallée de Tifnoute sont contemporains à l'immense activité volcanique du groupe d'Ouarzazate (580 – 545 Ma).

Géochimiquement, les granitoïdes de la vallée de Tifnoute et ses roches associées sont des roches à caractère magnésien, alcali-calcique, méta-alumineux à faiblement hyperhalumineux. Ils ont une affinité calco-alcaline hautement potassique. La modélisation pétrogénétique par les éléments majeurs et traces indique que les diorites quartziques, le granodiorite d'Askaoun ainsi que le granite d'Ougougane dispersé forment une tendance de différenciation magmatique en formant un cumulât de diorite à biotite. Une seule partie des enclaves magmatiques microgrenues pourrait correspondre à ces cumulats (Fig. VI-3). Le granite d'Imourkhssen est géochimiquement très proche aux précédents mais il exige une tendance de différenciation légèrement distincte. Cette distinction pourrait probablement être lié à sa position le long de l'accident sud atlasique (SAF).

L'étude isotopique donne des ϵ_{Nd} positive (+1 à +3,5) et des âges modèles (Nd-T_{DM} : 0,8 à 1,2 Ga), couplé à des rapports initiaux de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) variant de 0,7031 à 0,7061. Ils confirment qu'il n'y a pas de processus d'Assimilation (AFC). Cette étude prouve que la source de ces roches est principalement juvénile correspondant au manteau lithosphérique métasomatisé, mais une ancienne composante crustale sous-jacente telle que le craton ouest africain est exigée. Cette composante est moins importante que celle abordée dans l'Est du Saghro (Errami et al., 2009). L'étude isotopique des filons basiques de Zaghar montre des ϵ_{Nd} fortement positive (+δ +6) et des âges modèles jeunes (643 à 748 Ma), ce qui correspond à une source mantellique sans aucune contribution crustale.

Les datations précises par la méthode U/Pb montrent que les roches étudiées de la vallée de Tifnoute représentent un magmatisme de la fin du panafricain lié au groupe d'Ouarzazate qui est connu par sa mise en place dans un contexte transtensif. La géologie régionale démontre que la lithosphère cratonique de l'Anti-Atlas a préservé des lithologies pré-panafricaines à savoir les sédiments de la marge passive (~800 Ma), les séries ophiolitiques allochtones (750-700 Ma). Même si ces deux derniers sont verticalisés et partiellement cisaillé le long de l'accident majeurs de l'Anti-Atlas, aucune zone de subduction n'a été connu dans l'Anti-Atlas, ce qui est en accord avec un contexte géodynamique d'une marge métacratonique (Ennih et Liégeois, 2001, 2008). La marge panafricaine active était située dans les terrains péri-gondwaniens qui s'est éloigné par la suite, sauf le bloc de la meseta, (Fig. VII-1, A). Les granitoïdes de la vallée de Tifnoute représentent un cas particulier en raison de leur localisation dans le promontoire d'Ouzellarh-Sirwa, très proche de la limite de plaque au cours de temps panafricains, (Fig IV-1, A et B).

Le modèle proposé dans ce travail montre que les granitoïdes de la vallée de Tifnoute sont résultés par la fracturation de la lithosphère au frontière nord du craton ouest africain (Evolution métacratonique), permettant la montée du matériel magmatique, dont la source correspond à la fois au manteau lithosphérique métasomatisé panafricain et à la lithosphère ancien du craton ouest africain.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abati, J., Aghzer, A., Gerdes, A., Ennih, N., 2010.** Detrital zircon ages of Neoproterozoic sequences of the Moroccan Anti-Atlas belt. *Precambrian Research*, 181, 115-128.
- Abdallah, N., Liégeois, J.P., De Waele, B., Fezaa, N., Ouabadi, A., 2007.** The Temaguessine Fe-cordierite orbicular granite (Central Hoggar, Algeria): U-Pb SHRIMP age, petrology, origin and geodynamical consequences for the late Pan-African magmatism of the Tuareg shield. *Journal of African Earth Sciences*, 49, 153-178
- Abdel-Rahman, A. M., 1994.** Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35, 525-541.
- Abdelsalam, M.G., Liégeois, J.P., Stern, R.J., 2002.** The Saharan metacraton. *Journal African Earth Sciences*, 34, 119-136.
- Acef K., Liégeois J.P., Ouabadi A. and Latouche L., 2003.** The Anfeg post-collisional Pan-African high-K calc-alkaline batholith (Central Hoggar, Algeria), result of the Latea microcontinent metacratonisation. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 295-311.
- Ague, J.J., Brandon, M.T., 1992.** Tilt and northward offset of Cordilleran batholiths resolved using igneous barometry. *Nature*, 360, 146–149.
- Ague, J.J., Brandon, M.T., 1996.** Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminum-in-hornblende barometry: implications for northward translation of Baja British Columbia. *Geological Society of American Bulletin*, 108, 471–488.
- Ahrens L.H. 1955.** Implications of the Rhodesia age pattern. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 8: 1-15.
- Ait Isha, M., Capdevila, R., Al Ansari, A. E., 1996.** Le massif d'Iknoun, géochimie et contexte géodynamique (Anti-Atlas, Saghro oriental, Maroc). In: S. G. d. France (ed) 16ème Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, p. 85. Ait Malek et al., 1998 ;
- Aït Saadi, S., 1992.** Contribution à l'étude de l'environnement paléovolcanique du Protérozoïque supérieur (PIII) et du mode de genèse des concentrations polymétalliques (Zn- Pb-Cu-Ag-Au) de Bou Madine. Thèse INPL, Nancy.
- Alvaro J., Macouin M., Ezzouhairi H., Charif A., Ayad N. A., Ribeiro M. L., and Ader M. .2008.** Late Neoproterozoic carbonate productivity in a rifting context: the Adoudou Formation and its associated bimodal volcanism onlapping the western Saghro inlier, Morocco. 2008. *Geological Society, London, Special Publications*, 1; 297 (1): 285 - 302.,
- Anderson, J.L., Smith, D.R., 1995.** The effects of temperature and fO₂ on the Al-inhornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559.
- Arculus, R.J., Gust, D.A., 1995.** Regional Petrology of the San Francisco Volcanic Field, Arizona, USA, *Journal of Petrology*, 36, 827-861.

- Azizi Samir, M. R., Ferrandini, J., Tane, J. L., 1990.** Tectonique et volcanisme tardi-Pan Africains (580-560 M.a.) dans l'Anti-Atlas Central (Maroc): interprétation géodynamique à l'échelle du NW de l'Afrique. *Journal of African Earth Sciences*, 10, 549-563.
- Azzouni-Sekkal, A., Liégeois, J.P., Bechiri-Benmerzoug, F., Belaidi-Zinet, S., Bonin, B., 2003.** The "Taourirt" magmatic province, a marker of the closing stages of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of the available data and Sr-Nd isotope evidence. *Journal African Earth Sciences*, 37, 331-350.
- Bajja, A., 1998.** Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas : implications pétrogénétiques et géodynamiques [doct. d'Etat thesis]: Université Chouaib Doukkali, 215 p.
- Bajja, A., 2001.** Volcanisme syn à post orogénique du Néoprotérozoïque de l'Anti-Atlas: implications pétrogénétiques et géodynamiques. In: H. De Wall and R.P. Greiling, Editors, *Magmatic evolution of a Neoproterozoic Island-Arc Syn- to Post-orogenic Igneous Activity in the Anti-Atlas (Morocco)*, Forschungszentrum Jülich GmbH, pp. 9–228.
- Barbey, P., Nachit, H., et Pons, J., 2001.** Magma–host interactions during differentiation and emplacement of a shallow-level, zoned granitic pluton (Tarçouate pluton, Morocco): implications for magma emplacement, *Lithos*, 58, 125–143. Barbey et al., 2004.
- Bardintzeff, J.M., Liégeois, J.P., Bonin, B., Bellon, H., Rasamimanana, G., 2010.** Madagascar volcanic provinces linked to the Gondwana break-up: geochemical and isotopic evidences for contrasting mantle sources. *Gondwana Research*, 18, 295-314.
- Batchelor, R. et Bowden, P., 1985.** Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Benisek A & Finger F., 1993.** Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: a microprobe study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 441-451.
- Benziane, F., 1974:** Etude pétrologique et géochronologique des granits de la boutonnière précambrienne d'Ifni (Maroc). Thèse 3e cycle, Université Grenoble, 122 pp.
- Benziane, F. et Yazidi, A., 1992.** Corrélation des formations du protérozoïque supérieur. Notes et Mémoires. Société Géologique du Maroc-Rabat, n° 366: 147-157.
- Berrahma, M., Delaloye, M., 1989.** Données géochronologiques nouvelles sur le massif volcanique du Siroua (Anti-Atlas, Maroc): *Journal of African Earth Sciences*, 9, 651–656.
- Bird, P., 1979.** Continental delamination and the Colorado Plateau, *Journal of Geophysical Research*, 84, 7561–7571.
- Black, R., Caby, R., Moussine-Pouchkine, A., Boyer, R., Bertrand, J. M., Bouiller, A. M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979.** Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. *Nature*, 278 (5701): 223-227.
- Black, R., Liégeois, J.P., 1993.** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *Journal Geological Society of London*, 150, 89-98.

- Blundy, J.D., Holland, T.J.B., 1990.** Calcic amphibole equilibria and a new amphibole - plagioclase geothermometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 104, 208–224.
- Bodinier, J. L., Dupuy, C., Dostal, J., 1984.** Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer, Morocco. Contribution to Mineralogy and Petrology, 87: 43-50.
- Bonin, B., 2004.** Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos, 78, 1–24.
- Bonin, B., 2007.** A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects, Lithos, 97, 1–29.
- Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998.** Alkali- calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Lithos, 45, 45–70.
- Bonin, B., Bardintzeff, J.M., Giret, A., 1994.** The distribution of felsic rocks within the alkaline igneous centres. In: Schlich, R., Giret, A. (Eds.), Géologie, géochimie et géophysique des Kerguelen. Mémoire de la Société Géologique de France, nouvelle série, vol. 166, pp. 9–24.
- Bouougri, E.H., Saquaque, A., 2004.** Lithostratigraphic framework and correlation of the Neoproterozoic northern West African Craton passive margin sequence (Sirwa–Zenaga–Bouazzer Elgraara Inliers, Central Anti-Atlas, Morocco): an integrated approach. Journal of African Earth Sciences, 39, 227–238.
- Bruguier O., P. Telouk, A. Cocherie, A.M. Fouillac & Albarède, F., 2001.** Evaluation of Pb-Pb and U-Pb laser ablation ICP-MS zircon dating using matrix-matched calibration samples with a frequency quadrupled (266 nm) Nd:YAG laser. Geostandards Newsletters, 25: 361-373.
- Burkhard, M., Caritg, S., Helg, U., Robert-Charrue, C., Soulaimani, A., 2006.** Tectonics of the Anti-Atlas of Morocco. Comptes Rendus Geoscience, 338, 11–24.
- Caby, R., Leblanc, M., 1973.** Les ophiolites précambriennes sur les bords E et N du craton Ouest Africain. In: 1ère Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, p 112.
- Caironi V., Colombo A., Tunesi A. and Gritti C., 2000.** Chemical variations of zircon compared with morphological evolution during magmatic crystallization: an example from the Valle del Cervo Pluton (Western Alps). Eur. J. Mineral., 12: 779-794.
- Camara, L. S., 1993.** Etude cartographique, pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes du district minier d'Imiter. Thèse de troisième cycle. Université de Marrakech, 143 p.
- Catanzaro, E. J., Murphy, T. J., Garner, E. L. and Shields, W. R., 1969.** Absolute isotopic abundance ratio and atomic weight of terrestrial rubidium. J. Res. NBS, (73A 511)16.
- Chabane, A., 1991.** Les roches vertes du protérozoïque supérieur de Khzama (Siroua, Anti-Atlas central, Maroc). Un exemple de précambrien d'ophiolite d'avant-arc formée en contexte transformant. Thèse d'Etat, Université de Marrakech. 570 p.

- Chalot-Prat, F., Gasquet, D., Roger, J., Hassenforder, B., Chevremont, P., Baudin, T., Razin, P., Benlakhdim, A., Benssaou, M., Mortaji, A., 2001.** Mémoire explicatif, carte géol. Maroc (1/50,000), Feuille Sidi Bou'addi. Notes et Mémoires Serv. Géol. Maroc, No. 415 bis. MICEM/BRGM.
- Charlot, R., 1976.** The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis: Precambrian Research, v. 3, no. 3 SU -, p. 273-299.
- Charlot, R., 1982.** Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr. In: Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, vol. 313. 106 p.
- Chebbaa B., 1996.** Métallogénie du cuivre associé aux roches volcaniques d'âge Précambrien III supérieur dans l'Anti-Atlas marocain : exemple d'Assif Imider et d'Issougri. – Thèse de Doctorat, Université de Lausane, 235 p.
- Cherniak D. J., Hanchar J.M., & Watson E.B., 1997.** Rare-earth diffusion in zircon. Chemical Geology, 134: 289-301.
- Christiansen Eric H. 2009:** PetroMode, XLS, Brigham Young University.
- Choubert, G., 1945.** Note sur le Précambrien marocain. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 221: 249-251.
- Choubert, G., 1942.** Constitution et puissance de la série primaire de l'Anti-Atlas. C.R. Acad. Sci. Paris, 215, 445-447.
- Choubert, G., 1947.** L'accident majeur de l'Anti-Atlas. C.R., Académie des Sciences, Paris, 224: 1172-1173.
- Choubert, G., 1952.** Géologie du Maroc. Fascicule 1, 2ème partie. Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 100, 77-194.
- Choubert, G. et Marçais, J., 1956.** Les grands traits de la géologie du Maroc. Introduction géologique au lexique stratigraphique du Maroc. Note et Mém. Serv. Géol. Maroc, 134. 5 - 38.
- Choubert, G., 1957.** Carte géologique du Maroc au 1/500 000, feuille Marrakech. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 70.
- Choubert, G. et Faure – Muret, A., 1974.** Problème de l'âge des dolérites du Sud Marocain, C.R.Acad. Sci. Paris, 278, série D, p.1677-1680.
- Choubert, G., 1963.** Histoire géologique du précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoire de Service Géologique du Maroc. n° 162, (Thèse sciences), 352 p.
- Choubert, G., and Faure-Muret, A., 1980.** l'Anti-atlas (Morocco): Earth-Science Reviews, v. 16, p. 87-113.
- Clarke, D.B. 1992.** Granitoids rocks. Topics in the Earth Science, Chapman and Hall. 7: London, 283 pp.

- Clauer, N., 1974.** Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou-Azzer- El Graara (Anti-Atlas, Maroc). *Earth Planet. Sci Lett.*, 22, 404-412.
- Clauer, N., 1976.** Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du Craton Ouest Africain. Thèse Université de Strasbourg I, 256 p.
- Clauer, N., Leblanc, M., 1975.** Implications stratigraphiques d'une étude géochronologique Rb-Sr sur métasédiments précambriens de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 38, 7-12.
- Condie, K.C., 1989.** Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean–Proterozoic boundary: identification and significance. *Lithos*, 23, 1–18.
- Cousens, B. L., 1996.** Magmatic evolution of Quaternary mafic magmas at Long Valley Caldera and the Devils Postpile, California: Effects of crustal contamination on lithospheric mantle-derived magmas, *Journal of Geophysical Research*, 101, 27673-27689.
- Dallmeyer R.D., Lecorché J.P., 1991.** The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. Springer-Verlag : Berlin. 405p.
- D'Lemos, R.S., Inglis, J.D., Samson, S.D., 2006.** A newly discovered orogenic event in Morocco: Neoproterozoic ages for supposed Eburnean basement of the Bou Azzer inlier, Anti-Atlas Mountains. *Precambrian Research*, 147, 65–78.
- De Kock, G.S., De Beer, C.H., Chevallier, L.P., Dresse, P.G., Thomas, R.J., 2000.** Carte géologique au 1/50 000 feuille Taghdout. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 396.
- De LaRoche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. et Marchai, M., 1980.** Classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- De Paolo, D.J. 1988.** "Neodimium isotope geochemistry". Springer-Verlag, Berlin, 187p.
- Deer, W.A., Howie, R.A, and Zussman, J., 1962.** Sheet silicates. In *Rockforming minerals*, vol. 3, 270 p. Longmans, Green and Co., London.
- Demange, M., 1977.** Le cadre géologique du gisement argentifère de Zgounder (Siroua, Maroc). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 37: 105-122
- DePaolo, D.J., and Wasserburg G. J., 1976.** Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys Res Lett*, 3: 249-252.
- Dhuime, B., 2003.** Age et provenance des zircons détritiques de la série métasédimentaire de Nathorst Land (NE Groenland) – Une étude comparative LA-ICP-MS, SIMS et méthode conventionnelle. Univ Montpellier 2. DEA-Master :40p.
- Dhuime, B., Bosch, D., Bruguier, O., Caby, R., Pourtales, S., 2007.** Age, provenance and post-deposition metamorphic overprint of detrital zircons from the Nathorst Land group (NE-Greenland)-A LA-ICP-MS and SIMS study. *Precambrian Research*, 155, 24-46.

- Diallo, A., 1989.** Etude de volcanisme du Précambrien terminal dans la région de Tinzaline (Est de Siroua, Anti-Atlas central, Maroc). Lithostratigraphie, géochimie. Thèse de 3ème cycle, Faculté des Sciences de Semlalia, Marrakech, 222p.
- Duchesne, J.C., Berza, T., Liégeois, J.P., Vander Auwera, J., 1998.** Shoshonitic liquid line of descent from diorite to granite: the late Precambrian post-collisional Tismana pluton (South Carpathians, Romania), *Lithos*, 45, 281-303.
- Ducrot, J., Lancelot, J. R., 1977.** Problème de la limite Précambrien-Cambrien: étude radiochronologique par la méthode U-Pb sur zircons du volcan du Jel Boho. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 14: 2771-2777.
- Ducrot, J., 1979.** Datation à 615 Ma. de la granodiorite de Bleida et sa conséquence sur la chronologie des phases tectoniques, métamorphiques, et magmatiques pan-africaines dans l'Anti-Atlas marocain. *Bulletin de la Société géologique de France* (7), t. XXXI. 4: 495-499.
- Duggen, S., Hoernle, K., Van den Bogaard, P., Garbe-Schönberg, D., 2005.** Postcollisional transition from subduction—to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal Petrology*, 46, 1155–1201.
- El Boukhari, A., 1991.** Magmatisme et méta-sédiments associés du protérozoïque supérieur de la zone de N'Khob (Siroua SE, Anti-Atlas Central, Maroc. Une ophiolite formée et mise en place sur la marge du craton ouest-africain. Thèse d'État, Université de Marrakech, 540 p.
- El Khanchoui, T. 1990.** Etude de magmatisme du Précambrien terminal de la région d'Imdghar au Sud-Est du massif de Siroua Massif (Anti-Atlas central, Maroc). Lithostratigraphie, pétrographie, minéralogie et géochimie. Thèse de 3ème cycle, Univ. Marrakech, 200p.
- El-Boukhari, A., Chabane, A., Rocci, G., Tane, J.L., 1992.** Upper Proterozoic ophiolites of the Siroua Massif (Anti-Atlas, Morocco): a marginal sea and transform fault system. *Journal African Earth Sciences*, 14 (1), 67-80.
- Ennih N., Liégeois, J.P., 2003.** Reply to comments by E.H., Bouougri, *Precamb. Res.* 120, 185–189.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2001.** The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research*, 112, 289-302.
- Ennih, N., Liégeois, J.P., 2008.** The boundaries of the West African craton, with a special reference to the basement of the Moroccan metacratic Anti-Atlas belt. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (eds), *The Boundaries of the West African Craton*. Geological Society, London, Special Publications, 297, 1–17.
- Errami, E., 1993.** Granitoides d'Oussilkane et roches associées (Précambrien du Saghro Oriental, Anti-Atlas, Maroc): Pétrographie, minéralogie et géochimie, approche structurale. Unpublished Thesis, Marrakech University, 190p.

- Errami, E., Bonin, B., Laduron, D., Lasri, L., 2009.** Petrology and geodynamic significance of the post-collisional Pan-African magmatism in the Eastern Saghro area (Anti-Atlas, Morocco). *Journal of African Earth Sciences* 55, 105–124.
- Essaraj, S., 1999.** Circulations des fluides associées aux minéralisations argentifères de l'Anti-Atlas central exemple des gisements de Zgounder (Ag-Hg) et Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag). Thèse d'état, Université Cadi Ayyad, Marrakech, 358p.
- Evensen, N.H., Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., 1978.** Rare earth abundances in chondrite meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- Ezzouhairi H., Ribeiro M. L., Ait Ayad N., Moreira M. E., Charif A., Ramos J. M. F., de Oliveira D. P. S, and Coke, C., 2008.** The magmatic evolution at the Moroccan outboard of the West African craton between the Late Neoproterozoic and the Early Palaeozoic. Geological Society, London, Special Publications, 1, 297(1): 329 - 343.
- Faure G. and Mensing T.M., 2005.** Isotopes: Principles and Applications. 3nd Ed. John Wiley and Sons Inc., 897 p.
- Faure, G., 1986.** Principles of isotope geology. 2nd edition, Wiley, New York.
- Fekkak, A., Pouplet, A., and Benharref, M., 2003.** The Middle Neoproterozoic Sidi Flah Group (Anti-Atlas, Morocco): synrift deposition in a Pan-African continent/ocean transition zone: *Journal of African Earth Sciences*, v. 37, no. 1-2, p. 73-87.
- Fezaa, N., Liégeois, J.P., Abdallah, N., Cherfouh, E.H., De Waele, B., Bruguier, O., Ouabadi, A., 2010.** Late Ediacaran geological evolution (575–555 Ma) of the Djemat Terrane, Eastern Hoggar, Algeria, evidence for a Murzukian intracontinental episode. *Precambrian Research*, 180, 299–327.
- Freton, R., 1988.** Contribution à l'étude métallogénique du district de Bou Madine (Anti-Atlas, Maroc) : environnement tectonique et concentrations épithermales BPGC à Ag et Au. Thèse de doctorat 3ème cycle, INPL, Nancy, France, 246 p.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001.** A Geochimical Classification for Granitic Rocks, *J. Petrol.*, 42: 2033-2048.
- Frost, B. R., Frost, C.D., 2008.** A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49, 1955-1969.
- Gasquet, D., 1991.** Genèse d'un pluton composite tardi-hercynien. Le massif du Tichka, Haut Atlas occidental (Maroc). Thèse d'état, Nancy I, 413 p.
- Gasquet, D., Chèvremont, P., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Guerrot, C., Cocherie, A., Roger, J., Hassenforder, B., Cheilletz, A., 2004.** Polycyclic magmatism in the Tagragra and Kerdous- Tafeltast inliers (Western Anti-Atlas, Morocco). *J. Afr. Earth Sci.*, 39, 267–275.
- Gasquet, D., Ennih, N., Liégeois, J.P., Soulaimani, A., Michard, A., 2008.** The Pan-African Belt. In: Michard et al. (eds), Continental evolution: The geology of Morocco. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer Verlag, Berlin, 116, 33-64.

- Gasquet, D., Levresse, G., Cheilletz, A., Azizi-Samir M.R., Mouttaqi, A., 2005.** Contribution to a geodynamic reconstruction of the Anti-Atlas (Morocco) during Pan-African times with the emphasis on inversion tectonics and metallogenic activity at the Precambrian-Cambrian transition. *Precambrian Research*, 140, 157-182.
- Gasquet, D., Roger, J., Chalot-Prat, F., Hassenforder, B., Baudin, T., Chèvremont, P., Benlakhdim, A., et Razin, P., 2001.** Notice explicative, carte géologique Maroc (1/50000), feuille de Tamazrar. MEM/BRGM, p78.
- Ghent, E.D., Nicholls, J., Siminy, P.S., Sevigny, H.H., Stout, M.Z., 1991.** Hornblende geobarometry of the Nelson Batholith, Southeastern British Columbia: tectonic implications. *Canadian Journal of Earth Science*, 28, 1982–1991.
- Goldstein, S. L., O’Nions, R. K., and Hamilton P. J., 1984.** A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 70, 221 – 236.
- Green, T.H., 1995.** Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120, 347-359
- Gresse, P.G., De Beer, De Kock, G.S., Thomas, R.J., C.H., Chevallier, L.P., 2000.** Carte et Notice Explicative de la Carte Géologique du Maroc au 1/50 000 feuille Tachoukacht. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc n°392.
- Gresse, P.G., Thomas, R.J., De Beer, C.H. et De Kock, G.S., 1998.** The development of the Anti-Atlas Orogen, Morocco: parallels with the Pan-African belts of southern Africa and South America. In: Special Abstracts Issue, *Gondwana 10: Event stratigraphy of Gondwana* (Almond, J. et al., editors), *Journal of African Earth Sciences*, 27, pp. 92–93.
- Guiraud R, Doumnang Mbaiigane J.C., Carretier S et Dominguez S., 2000.** Evidence for a 6000 Km length NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *J. of Geol. Soc. London*, Vol 157, p. 897-900.
- Guo, Z., Wilson, M., Liu, J., 2007.** Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96, 205–224.
- Hadj Kaddour, Z., Liégeois, J.P., Demaiffe, D., Caby, R., 1998.** The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late agpaitic differentiation. *Lithos*, 45, 223–243.
- Hammarstrom, J.M. et Zen, E., 1986.** Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Hanchar J.M., and Miller C.F., 1993.** Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories. *Chem Geol*, 110:1-13.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986.** Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Collision Tectonics*. Geological Society Special Publication, 19; 67-81.

- Hartman, L.A., Takehara, L., Leite, J.A.D., McNaughton, N.J., et Vasconcellos, M.A.Z., 1997.** Fracture sealing in zircon as evaluated by electron microprobe analyses and backscattered electron imaging. *Chemical Geology*, 141: 67-72.
- Hassenforder, B., 1987.** La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249 p.
- Hefferan, K., Admou, H., Hilal, R., Karson, J.A., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M., Samson, S., Kornprobst, J., 2002.** Proterozoic blueschist-bearing mélange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco, *Precambrian Research*, 118, 179–19.
- Hefferan, P.K., KarsonJ.A. et Saquaque, A., 1992.** Proterozoic collisional basins in Pan-African suture zone, Anti-Atlas mountains, Morocco. *Precambrian Research*, 54: 295-319.
- Henry, B., Liégeois J.P., Nouar, O., Derder, M.E.M., Bayou, B., Bruguiere, O., Ouabadi, A., Belhai, D., Amenna, M., Hemmi, A., Ayache, M., 2009.** Repeated granitoid intrusions during the Neoproterozoic along the western boundary of the Saharan metacraton, Eastern Hoggar, Tuareg shield, Algeria: An AMS and U-Pb zircon age study. *Tectonophysics*, 474, 417-434.
- Hindermeyer, J., 1953a.** Le Précambrien I et le Précambrien II du Saghro: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v. 237, p. 921-923.
- Hindermeyer, J., 1953b.** Le Précambrien III du Saghro: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, v. 237, p. 1024-1026.
- Hofmann, A., 1988.** Chemical differentiation of the earth. The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Letters.*, 90: 297-314.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987.** Confirmation of the empirical calibration of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231–239.
- Hooper P.R., Bailey D.G. and McCaley Holder G.A., 1995.** Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest. *J. Geophys. Res.*, 100: 10,303- 10,319.
- Horstwood, M.S.A., Foster, G.L., Parrish, R.R., Noble, S.R., Nowell, G.R., 2003.** Common-Pb corrected in situ U-Pb accessory mineral geochronology by LA-MC-ICPMS. *Journal of Analytical Atomic Spectroscopy*, 18, 837-846.
- Hoskin P.W.O., 2000.** Patterns of chaos: Fractal statistics and the oscillatory chemistry of zircon. *Geochim Cosmochim. Acta*, 64:1905-1923.
- Hutton, D.H. W., 1988.** Igneous emplacement in a shear-zone termination, the biotite granite at Strontian, Scotland. *Geol Soc Am Bull.*, 100, 1392-1399. Ighid et al., 1989;
- Ikenne, M., 1997.** La boutonnière précambrienne du Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc) : caractérisation pétrologique et géochimique des roches magmatiques et métamorphiques et leurs relations avec la déformation. Thèse d'état, Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc, 259 p.

- Ikenne, M., Ennaciri, A., Ouguir, H., Cousens, B., Ziyadi, R., Mouhagir, M., El-Gaouzi, A., 2007.** Geochemical signature and geodynamic significance of an Ag-Hg mineralized dyke swarm in the neoproterozoic inlier of Imiter – Anti-Atlas (Morocco). *Ofioliti*, 32, 109-118.
- Inglis, J.D., MacLean, J.S., Samson, S.D., D'Lemos, R.S., Admou, H., Hefferan, K., 2004.** A precise U-Pb zircon age for the Bleida granodiorite, Anti-Atlas, Morocco: implications for the timing of deformation and terrane assembly in the eastern Anti-Atlas. *J.Afr. Earth Sci.*, 39, 277–283.
- Jaffey, A.H., Flynn, K.F., Glendenin, L.F., Bentley, W.C., et Essling, A.M., 1971.** Precision measurements of half-lives and specific activities of ^{235}U and ^{238}U . *Phys. Rev. C.*, 4, 1889-1906.
- Jager E. and Hunziker, J. C. (eds.) 1977.** lectures in isotope geology. Springer-Verlag, New York.
- Jeannette, D., Benziane, F. et Yazidi, A., 1981.** Lithostratigraphie et datation du protérozoïque de la boutonnière d'Ifni (Anti-Atlas, Maroc). *Precambrian Research*, 14: 363-378.
- Johnson, M.C. et Rutherford, M.J., 1989.** Experimental calibration of the aluminium-inhornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Jouider, A., 1994.** Etude pétrographique des granitoïdes du massif de Ida Ouilloun (Siroua SW, Anti-Atlas central, Maroc). Certificat d'Etudes Approfondies, Marrakech, 76p.
- Jouider, A., 1997.** Etude des granitoïdes de Protérozoïque supérieur du massif de Ida Ouilloun (Siroua SW Anti Atlas central): Pétrologie, géochimie, typologie des zircons et sites géodynamiques. Thèse 3eme cycle, Université de Marrakech, Maroc, 220 p.
- Karl, A., de Wall, H., Rieger, M., Schmitt, T., Errami, E., Kober, B., Greiling, R. O., 2001.** Petrography and geochemistry of the Bou Teglimt, Taouzzakt and Igoudrane intrusions in the Eastern Saghro (Anti Atlas, Morocco). In: H. de Wall, R. O. Greiling (Editors), *Magmatic evolution of a Neoproterozoic island-arc: syn- to post-orogenic igneous activity in the Anti-Atlas (Morocco)*. Forschungszentrum Jülich, International Cooperation, Scientific Series, Jülich, pp. 243-253.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, E. C., Kato, A., Kish, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresh, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G., 1997.** Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Minerals Names. *European Journal of Mineralogy*, 9: 623-651
- Leblanc, M., 1972.** Un complexe ophiolitique dans le PII de l'Anti-Atlas central (Maroc) : description, interprétation et position stratigraphique. Note et Mém. Serv. Géol. Maroc, 236, pp. 119-144.

- Leblanc, M., 1975.** Ophiolites précambrtiennes et gîtes arsénés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Doctorat d'Etat Thesis, Université de Paris VI, France, 367 pp.
- Leblanc, M., Lancelot, J.-R., 1980.** Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) dans l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. Canadian Journal of Earth Sciences, 17, 142–155.
- Leblanc, M., Moussine-Pouchkine, A., 1994.** Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). Precambrian Research, 70: 25-44
- Lebrun, J., 1982.** Etude du volcanisme précambrien de la région d'Issougrid (Ouarzazate, Maroc) et des minéralisations cuprifères associées. Thèse de doctorat 3ème cycle, Paris-Sud Orsay, 376 p.
- ledo, J., Jones, A.G., Siniscalchi, A., Campanyà, J., Kiyan, D., Romano, G., Rouai, M., TopoMed MT Team, 2011.** Electrical signature of modern and ancient tectonic processes in the crust of the Atlas mountains of Morocco. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 185, 82–88.
- Lee, J. K. W., Williams, I.S., Ellis, D.J., 1997.** Pb, U and Th diffusion in natural zircon. Nature, 390:159-162
- Leistel, J.M., Qadrouci, A., 1991.** Le gisement argentifère d'Imiter (Protérozoïque supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc). Contrôles des minéralisations, hypothèses génétiques et perspectives pour l'exploration. Chronique de la Recherche Minière, 502, 5-22.
- Leroux, H., Reimold, W.U., Koeberl, C., Hornemann, U. et Doukhan, J.C., 1999.** Experimental shock deformation in zircon : a transmission electron microscopic study. Earth and Planetary Science Letters, 169, 291-301.
- Levchenkov, O.A., Rizvanoa, N.G., Maslenikov, A.V., Makeev, A.F., Bezmen, N. et Levsky, L.K., 1996.** Kinetics of Pb and Loss from Metamict Zircon under Different P-T-X Conditions. Geochemistry International, 36, 11, 1006-1013.
- Levresse, G., 2001.** Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag-Hg) Bou Madine (Pb-Zn-Cu-Au) et Bou Azzer (Co-Ni-As-Au-Ag) dans l'Anti-Atlas marocain. PhD thesis, INPL, Nancy, France, 191pp.
- Liégeois, J.P., Black, R., 1987.** Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). In: Alkaline Igneous Rocks (Fitton, J.G., Upton, B.J.G., eds), Geological Society Special Publication, London, 30, 381-401.
- Liégeois, J.P., Navez, J., Hertogen, J., Black, R., 1998.** Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. Lithos, 45, 1-28.
- Liégeois, J.P., 1998.** Preface – Some words on the post-collisional magmatism. Lithos, 45, xv-xvii

- Liégeois, J.P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M., 2003.** The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg Shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, 37, 161–190.
- Liégeois, J.P., Benhallou, A., Azzouni-Sekkal, A., Yahiaoui, R., Bonin, B., 2005.** The Hoggar swell and volcanism: Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: Foulger, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds, *Plates, Plumes and Paradigms*, Geological Society of America Special Paper, 388, 379-400.
- Liégeois, J.P., Fekkak, A., Bruguier, O., Errami, E., Ennih, N., 2006.** The Lower Ediacaran (630-610 Ma) Saghro Group: an orogenic transpressive basin development during the early metacratonic evolution of the Anti-Atlas (Morocco). *IGCP485 4th meeting*, Algiers, p. 57.
- Liotta, D., Festa, V., Caggianelli, A., Prosser, G., Pascazio, A., 2004.** Mid-crustal shear zone evolution in a syn-tectonic late Hercynian granitoid (Sila Massif, Calabria, southern Italy). *International Journal of Earth Sciences* 93, 400-413.
- Ludwig, K.R., 2000.** Decay constant errors in U-Pb Concordia intercept ages. *Chemical Geology*, 166, 315–318.
- Lustrino, M., 2005.** How the delamination and detachment of lower crust can influence basaltic magmatism. *Earth-Science Reviews*, 72, 21–38.
- Maniar, P.D., et Piccoli, P.M., 1989.** Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Marquez A., Oyarzun R., Doblas M. and Verma S. P., 1999.** Alkalic (OIB-type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: a case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? *Geology*, 27, 51-54.
- Menzies M. A., Halliday A., 1988.** Lithospheric mantle domains beneath the Archean and Proterozoic crust of Scotland. *Journal of Petrology, Special Lithosphere Issue*, 275-302.
- Menzies, M. A., 1989.** Cratonic, circumcratonic and oceanic mantle domains beneath the Western United States. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7899 - 7915.
- Michard, A., 1976.** Elément de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 252. 408p.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chlouan, A., & Frizon De Lamote, D., 2008.** Continental Evolution: the geology of Morocco, structures, stratigraphy and tectonics of the Africa-Atlantic- Mediterranean triple junction. Springer, 405 p.
- Mifdal, A., Peucat, J.J., 1985.** Datations U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate; apport au problème de la limite Precambrien - Cambrien. *Sciences Géologiques (Bulletin)*, 38, 185 - 200.
- Miller, C., Schuster R., Klötzli, U, Frank, W., Purtscheller, F., 1999.** Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic

- constraints for mantle source characteristic and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40, 1399-1424.
- Mokhtari, A., 1993.** Nouvelles données et interprétations du massif basique de Tagmout (Jbel Saghro, Anti-Atlas, Maroc): relations avec les granitoïdes associés. Thèse de doctorat 3ème cycle, Nancy I, 251 p.
- Morris G.A., Larson P.B. and. Hooper P.R., 2000.** “Subduction Style” magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA. *J. Petrol.*, 41: 43-67.
- Morrison, G. A., Larson, P. B., Hooper, P. R., 2000.** ‘Subduction Style’ Magmatism in a Non-subduction Setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA. *Journal of Petrology*, 41, 43-67.
- Mortaji, A., Gasquet, D., Ikenne, M., Beraaouz, E. H., Barbey, P., Lahmam, M., El Aouli, E. H., 2007.** Les granitoides tardi-panafricains de l'Anti-Atlas sud-occidental (Maroc): Evolution d'un type magnésien à un type ferrifère. Exemple de la boutonnière d'Tifnoute. *Estudios Geológicos*, 63, 7-25.
- Mortaji A. 2007** : Les granitoides du domaine sud occidental de l'Anti-Atlas dans leur cadre éburnéen et panafricain. Thèse d'Etat. Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc, 252 p.
- Mrini, Z., 1993.** Chronologie (Rb–Sr, U–Pb), trac ,age isotopique (Sr–Nd–Pb) des sources des roches magmatiques ‘eburn’ eennes panafricaines et hercyniennes du Maroc. Unpublished Thesis. University of Marrakech, Marocm p. 227.
- Nachit, H., 1994.** Contribution à la typologie des granitoïdes. Pétrogenèse et pétrologie structurale du batholite panafricain du cercle de Tafraout (Boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas occidental, Maroc). Thèse d'état, Université Ibn Zohr, Agadir, Maroc, 465 p.
- Nance, R.D., Murphy, J.B., Strachan, R.A., Keppie, J.D., Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J., Quesada, C., Linnemann, U., D'lemos R., Pisarevsky, S.A., 2008.** Neoproterozoic-early Palaeozoic tectonostratigraphy and palaeogeography of the peri-Gondwanan terranes: Amazonian v. West African connections. *Geological Society, London, Special Publications*, 297, 345-383.
- Neves, S.P., Bruguier, O., Vauchez, A., Bosch, D., da Silva, J.M.R., Mariano, G., 2006.** Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for Western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 149, 197-216.
- Ouguir, H., 1997.** Contexte géologique du gisement argentifère d'Imiter (Anti-Atlas oriental, Maroc). Contrôle volcanique et structural de la mise en place des concentrations métalliques à Ag-Hg. doct. d'Etat Thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc, 233 pp.
- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., 1996.** Le Protérozoïque supérieur d'Imiter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière arc. *Journal of African Earth Sciences*, 22 (2): 173-189

- Ouguir, H., Macaudière, J., Dagallier, G., Qadrouci, A.Y., Leistel, J.M., 1994.** Cadre structural du gîte Ag-Mg d'Imiter (Anti-Atlas, Maroc), implications métallogénique. Bulletin de la Société Géologique de France, 165, 233-248.
- Oyhançabal, P., Siegesmund, S., Wemmer, K., Frei, R., Layer, P., 2007.** Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano-Pan African, Uruguay). Lithos, 98, 141-159.
- Peacock, M. A., 1931.** Classification of igneous rock series. Journal of Geology 39, 54–67.
- Pearce, J. A., 1980.** Geochemical evidence of the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites. In: Panayiton A. (ed) Ophiolites, Proceeding of International Ophiolites Symposium, Cyprus, p. 261-272.
- Pearce, J.A., 1996.** Sources and settings of granitic rocks. Episodes, 19, 120–125.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984.** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal Petrology, 25, 956-983.
- Peccerillo, R., Taylor, S.R., 1976.** Geochemistry of Eocene calca-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contribution Mineralogy Petrology, 58, 63–81.
- Pelleter, E., 2007.** Géologie, géochimie et géochronologie du gisement aurifère de Tamlalt-Menhouhou (Haut-Atlas oriental, Maroc), Thèse, l'Institut National Polytechnique de Lorraine. 317p.
- Peucat, J.J., Capdevila, R., Draren, A., Mahdjoub, Y., and Kahoui, M., 2005.** The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt: petrology, geochemistry and geochronology. Precambrian Research, 136, 3–4, pp. 309–352.
- Piqué, A., 1994.** Géologie de Maroc : les domaines régionaux et leurs évolutions structurale PUMAG : Marrakech. 284p.
- Piqué, A., Bouabdelli, M., Soulaimani, A., Youbi, N., Iliani, M., 1999.** Les conglomérats du PIII (Néoprotérozoïque supérieur) de l'Anti-Atlas (Sud du Maroc) : molasses panafricaines, ou marqueurs d'un rifting fini-protérozoïque? Comptes Rendus Académie Sciences, Paris, 328, 409-414.
- Pouclet, A., Aarab, A., Fekkak, A., Benharref, M., 2007.** Geodynamic evolution of the northwestern Paleo-Gondwanan margin in the Moroccan Atlas at the Precambrian-Cambrian boundary, Geological Society of America Special Paper, 423, 27-60.
- Pouclet, A., Ouazzani, H., Fekkak, A., 2008.** The Cambrian volcano-sedimentary formations of the westernmost High Atlas (Morocco): their place in the geodynamic evolution of the West African Palaeo-Gondwana northern margin. In: Ennih, N., Liégeois, J.-P. (eds) The Boundaries of the West African Craton. Geological Society, London, Special Publications, 297, 303–327.
- Pupin, J.P., 1980.** Zircon and granite petrology. Contributions Mineralogy Petrology, 73, 207-220.

- Pupin, J.P., 1992.** Les zircons des granites oceaniques et continentaux: Couplage typologie-géochimie des éléments en trace. Bulletin Societe Geologique France, 163, 495-507.
- Reragui, M., 1994.** Etude lithostratigraphique et pétrographique des formations précambriennes de secteur d'Askaoun (Siroua Ouest, Anti-Atlas central). Certificat d'Etudes Approfondies. Université CAddi Ayyad, Faculté des Sciences Semlalia, Marrakech, 176p.
- Reragui, M., 1997.** Les formation volcano-sédimentaire et le magmatisme orogénique et anorogénique du néoprotérozoïque supérieur et terminal d'Askaoun (Siroua Occidental, Anti Atlas Central Maroc) Pétrologie, Géochimie et Typologie des zircons. PhD thesis, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco.
- Roger, J., Gasquet, D., Baudin, T., Chalot-Prat, F., Hassenforder, B., Marquer D., Chèvremont, P., Berrahma, A., Destombes, J., Razin, P., Benlakhdim, A., 2001.** Carte géologique au 1/50 000 feuille Tamazrar. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, 415.
- Rogers J. J. W., Greenberg J. E., 1990.** Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*; 98:291-310.
- Rollinson, H. R., 1993.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Harlow: Longman.
- Rosenberg, C. L., 2004.** Shear zones and magma ascent: A model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*, 23, 1-21.
- Rosman, K.J.R., Taylor, P.D.P., 1998.** Isotopic compositions of the elements 1997. Pure Appl. Chem., 70, 217–235.
- Rutter, M.J., Van der Laan, S.R., Wyllie, P.J., 1989.** Experimental data for a proposed empirical igneous geobarometer: aluminium-in-hornblende at 10 kbar pressure. *Geology*, 17, 897–900.
- Saquaque, A., Admou, H., Cisse, A., Benyoucef, A.H., et Reuber, I. 1989b.** Les intrusions calcoalcalines de la boutonnière de Bou Azzer -El Graara (Anti-Atlas, Maroc): marqueurs de la déformation majeure panafricaine dans un contexte de collision d'arc. *C.R.Acad. Sci., Paris, II*, 308: 1279-1283.
- Saquaque, A., Admou, H., Karson, S., Hefferan, K., Reuber, I., 1989.** Precambrian accretionary tectonics in the Bou-Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco, *Geology*, 17, 1107–1110.
- Saquaque, A., Benharref, M., Abia, H., Mrini, Z., Reuber, I., Karson, J.A., 1992.** Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench faults tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geol. Rundsch.*, 81, 297–309.
- Schermerhorn, L., Wallbrecher, E., et Huch, M. 1986.** Der Subduktionkomplex, Granit plutonismus und Schertektonik im Grundgebirge des Sirwas-Doms (Anti-Atlas, Marokko). *Berliner Geowiss. Abh.*, 66, p. 301-322.

- Schmidt, M.W., 1992.** Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. Contributions to Mineralogy and Petrology, 110, 304–310.
- Seghedi, I., Downes, H., Vasseli, O., Szakacs, A., Balogh, K., Pécskay, Z., 2004.** Post-collisional tertiary-quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. Tectonophysics, 393, 43-62.
- Sinha, A. K., Wayne D. M., Hewitt, D. A., 1992.** The hydrothermal stability of zircon: preliminary experimental and isotopic studies. Geochim Cosmochim Acta, 56: 3551-3560
- Soulaimani, A., Jaffal, M., Maacha, L., Kchikach, A., Najine, A., Saidi A., 2006.** Modélisation magnétique de la suture ophiolitique de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas central, Maroc). Implications sur la reconstitution géodynamique panafricaine, C.R. Geosci., 338, 153–160.
- Soulaimani, A., Bouabdelli, M., Piqué, A., 2003.** L'extension continentale au Néo-Protérozoïque supérieur-Cambrien inférieur dans l'Anti-Atlas (Maroc). Bulletin Société Géologique France, 147, 83–92.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977.** Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. Earth and Planetary Science Letters, 36, 359-362.
- Stein, E., Dietl, C., 2001.** Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. Mineralogy and Petrology, 72, 185–207.
- Taylor, P.N., Jones, N.W., and Moorbath, S., 1984.** Isotopic assessment of relative contributions from crust and mantle sources to the magma genesis of Precambrian granitoid rocks. Phil. Trans. Roy. Soc. Lond. A 310, 605 - 25.
- Tera, F., Wasserburg, G.J., 1972.** U–Th–Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks, Earth Planet. Sci. Lett. 14 281–304.
- Thiéblemont, D., & Tégyey, M., 1994.** Une discrimination géochimique de roches différencierées témoin de la diversité d'origine et de situation des magmas calco-alcalins, C. R. Acad. Sci. Paris, série II, 319 87–94.
- Thomas, R. J., Chevallier, L. P., Gresse, P. G., Harmer, R. E., Eglington, B. M., Armstrong, R. A., De Beer, C. H., Martini, J. E. J., De Kock, G. S., Macey, P. H., Ingram, B. A., 2002.** Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. Precambrian Research, 118, 1-57.
- Thomas, R.J., De Beer, C.H., Chevallier, L.P., De Kock, G.S., Gresse, P.G., 2000.** Notice Explicative de la Carte Géologique du Maroc au 1/50000 feuille Assarag. Notes et Mémoires Serv. Geol. Maroc, 392, 84 p.
- Thomas, R.J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S.C., Gresse, P.G., Chevallier, L.P., Liégeois, J.P., 2004.** A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. Journal of African Earth Sciences, 39, 217-226.

- Touil, A., Elboukhari, A., Bilal, E., et Moutte, J., 1999.** Les tholéïites à affinité alcaline du secteur ouest du Siroua (Anti-Atlas central, Maroc) : témoins d'une ditension au Néoprotérozoïque. *J. Afr. Earth Sci.*, 29, 699–713.
- Toummite A., Liégeois, J.P., Gasquet, D., Bruguier, O., Beraaouz, E.H., Ikenne, M.; 2012 :** Field, geochemistry and Sr-Nd isotopes of the Pan-African granitoids from the Tifnoute Valley (Sirwa, Anti-Atlas, Morocco): a post-collisional event in a metacratonic setting. *Mineralogy and Petrology*. (in review).
- Vavra, G., 1990.** On the Kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance : a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106, 90-99.
- Vavra G., 1994.** Systematics of internal zircon morphology in major Variscan granitoid types. *Contrib Mineral Petrol*, 117:331-334.
- Walsh, G.J., Aleinikoff, J.N., Benziane, F., Yazidi, A., Armstrong, T.R., 2002.** U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagragra de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research*, 117, 1–20.
- Watson, E. B., Cherniak, D. J., Hanchar, J. M., Harrison, T. M., Wark, D. A., 1997.** The incorporation of Pb into zircon. *Chem. Geol.*, 141:19-31
- Watson, E. B., Liang Y., 1995.** A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *Am Mineral*, 80:1179-1187.
- Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983.** Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet Sci Lett.*, 64:295-304.
- Watson, E. B., 1980.** Some experimentally determined zircon/liquid partition coefficients for the rare earth elements. *Geochim Cosmochim Acta*, 44:895-896.
- Wayne, D. M., Sinha, A. K., 1988.** Physical and chemical response of zircons to deformation. *Contrib Mineral Petrol.*, 98 : 109-121
- Wetherill, G. W., 1956.** Discordant uranium-lead ages. *Trans. Am. Geophys. Union*, 37. 320 – 324.
- Williams, H.M., Turner, S.P., Pearce, J.A., Kelley, S.P., Harris, N.B.W., 2004.** Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in Southern and Northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modeling. *Journal Petrology*, 45, 555–607.
- Wilson, M., Bianchini, G. 1999.** Tertiary-Quaternary magmatism within the Mediterranean and surrounding regions. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvàth, F., Séranne, M. (eds.) *The Mediterranean Basin: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publication, 156, 141-168.
- Zahour, G. 1990.** Etude de volcanisme précambrien terminal de la région d'Ait Mghlif, Siroua Nord-Est, Anti-Atlas, Maroc Lithostratigraphie, géochimie. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Marrakech, 236p.

Zhang, S.H., Zhao, Y., Song, B., 2006. Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. *Mineralogy and Petrology*, 87, 123–141.

Zindler A. and Hart S. R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, 493-571.

Annexes

Annexes

Annexe II-1 : Analyse chimique et formules structurales des amphiboles des granitoides et enclaves de la vallée de Tifnoute

N°Ech	Diorite quartzique d'Askaoun				Granodiorite d'Askaoun		Granite d'Ougougane					MME						
	TA2		DZA		TA4					IM2		Ab6						
N°Analyse.	88 / 1 .	89 / 1 .	90 / 1 .	91 / 1 .	66 / 1 .	67 / 1 .	95 / 1 .	96 / 1 .	102 / 1 .	103 / 1 .	106 / 1 .	53 / 1 .	54 / 1 .	56 / 1 .	57 / 1 .	8 / 1 .	20 / 1 .	21 / 1 .
SiO ₂	45.64	44.95	44.45	44.79	49.87	49.80	54.81	52.63	52.34	52.73	53.38	47.51	48.48	49.60	47.94	47.31	47.67	46.51
Al ₂ O ₃	7.93	8.48	8.73	8.84	4.57	4.82	1.85	2.83	3.13	3.10	2.56	6.07	5.74	4.70	5.56	5.74	5.50	5.83
TiO ₂	2.00	1.77	2.17	2.28	0.64	0.88	0.22	0.35	0.38	0.38	0.36	1.53	1.29	1.03	1.28	1.30	1.17	1.37
FeO	14.82	15.14	13.95	13.31	15.53	16.02	9.86	10.30	10.65	10.55	10.11	17.35	16.69	15.81	16.91	17.14	17.43	17.61
MnO	0.49	0.63	0.42	0.46	0.59	0.57	0.37	0.41	0.45	0.53	0.39	0.45	0.25	0.61	0.47	0.41	0.42	0.41
MgO	12.70	12.00	12.67	12.98	12.91	12.77	17.79	16.86	16.90	16.88	17.31	12.02	12.53	13.11	12.01	12.06	12.21	11.91
CaO	11.32	11.49	11.67	11.52	11.20	11.52	12.28	12.15	12.08	12.23	11.78	10.89	11.05	11.51	11.39	10.95	10.77	10.98
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	1.61	1.44	1.69	1.77	0.78	0.85	0.53	0.79	0.83	0.78	0.73	1.19	1.07	0.81	1.06	1.41	1.34	1.56
K ₂ O	0.57	0.62	0.65	0.75	0.57	0.54	0.25	0.36	0.31	0.41	0.34	0.66	0.48	0.61	0.65	0.60	0.66	
TOTAL	97.09	96.52	96.41	96.70	96.67	97.76	97.98	96.69	97.07	97.59	96.99	97.67	97.74	97.66	97.22	96.98	97.10	96.85
FORMULE STRUCTURALE (23 Oxygènes et 15 cations)																		
Si	6.57	6.76	6.42	6.43	7.28	7.20	7.70	7.49	7.42	7.45	7.57	6.89	7.01	7.17	6.99	6.89	6.94	6.78
AlIV	1.35	1.24	1.49	1.50	0.72	0.80	0.30	0.47	0.52	0.52	0.43	1.04	0.98	0.80	0.95	0.98	0.94	1.00
T	7.91	8.00	7.90	7.92	8.00	8.00	8.00	7.97	7.95	7.96	8.00	7.93	7.98	7.98	7.94	7.87	7.88	7.78
AlVI	0.00	0.27	0.00	0.00	0.07	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.22	0.20	0.24	0.25	0.07	0.10	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.17	0.14	0.11	0.14	0.14	0.13	0.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.73	2.69	2.73	2.78	2.81	2.75	3.73	3.58	3.57	3.55	3.66	2.60	2.70	2.83	2.61	2.62	2.65	2.59
Fe ²⁺	1.85	1.88	1.75	1.67	1.94	1.98	1.17	1.25	1.29	1.27	1.22	2.17	2.08	1.95	2.12	2.16	2.19	2.23
Mn	0.06	0.08	0.05	0.06	0.07	0.07	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.06	0.03	0.08	0.06	0.05	0.05	0.05
C	4.86	5.15	4.77	4.75	4.96	4.92	4.98	4.92	4.96	4.93	4.97	4.99	4.95	4.97	4.93	4.97	5.02	5.02
Ca	1.75	1.85	1.80	1.77	1.75	1.79	1.85	1.84	1.85	1.79	1.69	1.71	1.78	1.78	1.71	1.68	1.72	
Na (M4)	0.26	0.15	0.20	0.23	0.22	0.22	0.15	0.15	0.16	0.15	0.20	0.31	0.29	0.22	0.22	0.29	0.32	0.29
B	2.00	2.00	2.00	2.00	1.98	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	1.99	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Na (A)	0.19	0.27	0.28	0.26	0.00	0.02	0.00	0.07	0.06	0.06	0.00	0.03	0.01	0.08	0.11	0.06	0.16	
K	0.11	0.12	0.12	0.14	0.11	0.10	0.04	0.07	0.06	0.07	0.06	0.12	0.12	0.09	0.11	0.12	0.11	0.12
A	0.30	0.39	0.40	0.40	0.11	0.12	0.04	0.14	0.12	0.14	0.06	0.15	0.13	0.10	0.19	0.23	0.17	0.28
TOTAL	15.07	15.54	15.07	15.07	15.04	15.05	15.01	15.02	15.02	15.02	15.02	15.07	15.06	15.04	15.06	15.08	15.07	15.08
Fe ²⁺ (calculé)	14.82	14.92	13.95	13.31	15.53	16.02	9.86	10.30	10.65	10.55	10.11	17.35	16.69	15.81	16.91	17.14	17.43	17.61
Fe ³⁺ (calculé)	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg*	0.60	0.59	0.61	0.62	0.59	0.58	0.76	0.74	0.74	0.74	0.75	0.54	0.57	0.59	0.55	0.55	0.55	0.54
Fe/(Fe+Mg)	0.40	0.41	0.39	0.38	0.41	0.42	0.24	0.26	0.26	0.26	0.25	0.46	0.43	0.41	0.45	0.45	0.45	0.46

Annexe II-2 : Analyse chimique et formules structurales des biotites des granodiorites d'Askaoun et ses enclaves.

N°Ech	Granodiorite d'Askaoun				MME								IM2			
	DZA				Ab6											
N°Analyse	64 / 1 .	65 / 1 .	68 / 1 .	69 / 1 .	5 / 1 .	6 / 1 .	7 / 1 .	10 / 1 .	11 / 1 .	13 / 1 .	17 / 1 .	18 / 1 .	58 / 1 .	59 / 1 .	62 / 1 .	63 / 1 .
SiO ₂	36.22	36.52	36.47	36.17	37.29	37.03	37.05	37.38	37.20	37.18	35.78	37.36	36.70	36.97	35.84	37.38
Al ₂ O ₃	12.89	12.90	12.79	12.90	12.37	12.07	12.24	12.26	12.33	12.30	12.24	12.32	12.65	12.84	12.04	12.39
TiO ₂	3.60	3.65	3.99	3.61	4.97	4.82	4.73	4.77	4.75	4.73	4.91	4.82	4.28	4.16	4.60	4.66
FeO	19.92	20.47	20.57	20.17	18.14	19.40	19.29	18.48	19.57	19.03	18.55	18.03	20.48	20.51	19.19	20.68
MnO	0.27	0.24	0.19	0.20	0.12	0.14	0.16	0.06	0.11	0.14	0.08	0.18	0.25	0.26	0.30	0.17
MgO	11.26	11.62	11.18	11.33	12.34	11.36	11.70	12.06	11.51	12.32	12.07	12.43	11.52	11.09	10.83	11.06
CaO	0.08	0.05	0.00	0.13	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.15	0.94	0.03	0.02	0.01	0.01	0.03
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.12	0.13	0.14	0.10	0.13	0.13	0.16	0.20	0.09	0.14	0.12	0.14	0.08	0.12	0.19	0.07
K ₂ O	8.90	8.91	9.13	9.07	8.82	9.38	9.26	9.19	9.28	9.15	7.91	9.46	8.56	9.31	8.57	9.15
TOTAL	93.27	94.49	94.46	93.67	94.20	94.33	94.60	94.39	94.85	95.14	92.60	94.77	94.54	95.26	91.59	95.60
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)																
Si	5.68	5.66	5.67	5.66	5.72	5.74	5.71	5.75	5.72	5.69	5.61	5.72	5.68	5.69	5.71	5.73
AlIV	2.32	2.34	2.33	2.34	2.24	2.20	2.22	2.22	2.24	2.22	2.26	2.22	2.31	2.31	2.26	2.24
Z	8.00	8.00	8.00	8.00	7.96	7.94	7.94	7.97	7.96	7.91	7.87	7.94	7.98	8.00	7.98	7.97
AlVI	0.07	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe	2.61	2.65	2.67	2.64	2.33	2.51	2.49	2.38	2.52	2.44	2.43	2.31	2.65	2.64	2.56	2.65
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	2.63	2.69	2.59	2.64	2.82	2.62	2.69	2.76	2.64	2.81	2.82	2.84	2.66	2.55	2.57	2.53
Mn	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.04	0.02
Ti	0.42	0.43	0.47	0.42	0.57	0.56	0.55	0.55	0.55	0.54	0.58	0.56	0.50	0.48	0.55	0.54
Y	5.78	5.82	5.77	5.78	5.74	5.72	5.75	5.70	5.72	5.81	5.84	5.72	5.83	5.73	5.73	5.74
Ca	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.16	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.06	0.03	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.06	0.02
K	1.78	1.76	1.81	1.81	1.73	1.85	1.82	1.80	1.82	1.79	1.58	1.85	1.69	1.83	1.74	1.79
X	1.83	1.81	1.85	1.86	1.77	1.89	1.87	1.86	1.85	1.85	1.78	1.89	1.72	1.87	1.80	1.81
XYZ	15.61	15.63	15.62	15.64	15.47	15.55	15.56	15.52	15.53	15.57	15.49	15.56	15.53	15.59	15.50	15.52
XFe	0.50	0.50	0.51	0.50	0.45	0.49	0.48	0.46	0.49	0.46	0.46	0.45	0.50	0.51	0.50	0.51
fe/fe+mg	0.50	0.50	0.51	0.50	0.45	0.49	0.48	0.46	0.49	0.46	0.46	0.45	0.50	0.51	0.50	0.51
mg/mg+fe	0.50	0.50	0.49	0.50	0.55	0.51	0.52	0.54	0.51	0.54	0.54	0.55	0.50	0.49	0.50	0.49

Annexe II-3 : analyse chimique et formule structurale des plagioclases des granitoïdes et ses enclaves de la vallée de Tifnoute

	Diorite quartzique d'Askaoun					Granodiorite d'Askaoun					Granite d'Imourkhsane					Granite Ougoungane			MME													
N°Ech	TA2					DZA					PH10					TA4			Ab6		IM2											
N°Anal.	82 / 1. 83 / 1. 85 / 1. 86 / 1. 87 / 1.					70 / 1. 72 / 1. 75 / 1. 76 / 1. 78 / 1. 79 / 1. 80 / 1. 81 / 1.					23 / 1. 24 / 1. 25 / 1. 26 / 1. 28 / 1. 29 / 1.					92 / 1. 93 / 1. 99 / 1.			3 / 1. 4 / 1. 15 / 1.		31 / 1. 32 / 1. 34 / 1. 36 / 1. 37 / 1. 46 / 1. 49 / 1.											
SiO ₂	64.94	63.74	63.85	61.30	63.15	61.79	57.35	60.64	57.26	58.43	61.25	65.90	66.45	66.74	67.26	67.22	67.34	67.32	65.46	65.39	67.35	63.73	73.99	63.94	66.98	66.14	59.11	66.07	64.75	61.34	62.12	65.66
Al ₂ O ₃	21.65	22.77	22.92	25.01	22.26	23.92	26.17	24.27	25.58	25.77	24.07	20.87	20.49	20.55	20.11	20.17	19.97	19.94	20.67	20.71	20.11	22.75	16.40	23.39	19.51	21.06	26.93	20.73	22.27	24.36	22.02	21.32
TiO ₂	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.21	0.10	0.22	0.17	0.38	0.28	0.28	0.29	1.09	0.27	0.14	0.00	0.01	0.18	0.25	0.09	0.16	0.11	0.21	0.02	0.02	0.04	0.00	0.26	0.13	0.05	0.25	0.07	0.31	0.18	0.77	0.14
MnO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	
MgO	0.07	0.08	0.10	0.12	0.23	0.16	0.00	0.15	0.49	0.04	0.02	0.01	0.00	0.02	0.09	0.01	0.01	0.12	0.11	0.03	0.01	0.00	0.00	0.16	0.02	0.00	0.08	0.00	0.10	0.00	0.05	0.01
CaO	1.91	2.20	1.61	1.38	1.78	2.40	8.15	1.76	0.61	7.76	6.05	2.00	1.76	0.42	0.38	0.44	0.51	0.39	0.70	1.72	1.09	3.07	2.38	1.57	0.97	1.96	1.62	1.51	2.24	5.86	4.52	2.38
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	10.13	9.11	9.56	7.64	8.73	8.14	6.66	7.52	3.47	7.16	8.01	10.37	10.39	10.52	10.43	10.71	10.85	10.65	9.88	10.39	10.35	9.30	7.20	8.85	10.75	10.37	6.47	10.31	9.70	7.87	8.94	10.09
K ₂ O	0.64	1.29	1.40	3.10	2.06	2.02	0.25	2.70	8.58	0.24	0.30	0.27	0.13	0.82	0.75	0.53	0.37	0.38	1.00	0.19	0.20	0.44	0.11	1.64	0.04	0.12	4.26	0.06	0.87	0.27	0.33	0.07
TOTAL	99.57	99.30	99.66	98.73	98.60	98.71	98.94	97.34	97.08	99.68	99.87	99.42	99.22	99.26	99.29	99.17	99.26	98.92	98.04	98.49	99.12	99.34	100.09	99.81	98.40	99.70	98.74	98.83	100.30	99.88	98.76	99.70
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)																																
Si	2.87	2.83	2.83	2.75	2.84	2.78	2.60	2.76	2.68	2.62	2.73	2.91	2.93	2.95	2.97	2.96	2.97	2.97	2.93	2.91	2.97	2.83	3.17	2.83	2.98	2.91	2.67	2.93	2.85	2.73	2.80	2.89
Al	1.13	1.19	1.20	1.32	1.18	1.27	1.40	1.30	1.41	1.36	1.26	1.09	1.07	1.07	1.04	1.05	1.04	1.04	1.09	1.09	1.04	1.19	0.83	1.22	1.02	1.09	1.44	1.08	1.16	1.28	1.17	1.11
Fe	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	
Ca	0.09	0.10	0.08	0.07	0.09	0.12	0.40	0.09	0.03	0.37	0.29	0.09	0.08	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.08	0.05	0.15	0.11	0.07	0.05	0.09	0.08	0.07	0.11	0.28	0.22	0.11	
Na	0.87	0.79	0.82	0.67	0.76	0.71	0.58	0.66	0.31	0.62	0.69	0.89	0.89	0.90	0.89	0.92	0.93	0.91	0.86	0.90	0.88	0.80	0.60	0.76	0.93	0.88	0.57	0.89	0.83	0.68	0.78	0.86
K	0.04	0.07	0.08	0.18	0.12	0.12	0.01	0.16	0.51	0.01	0.02	0.02	0.01	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.09	0.00	0.01	0.25	0.00	0.05	0.02	0.02	0.00
SOMME	5.01	4.99	5.01	5.00	4.98	4.99	5.01	4.99	5.00	4.98	4.98	4.98	4.98	4.99	4.97	4.98	4.98	4.97	4.97	4.99	4.96	4.99	4.71	4.98	4.98	4.99	5.01	4.97	5.00	4.98	5.01	4.98
%An	9.11	10.89	7.83	7.28	8.90	12.30	39.78	9.47	3.58	36.97	28.95	9.48	8.48	2.06	1.87	2.13	2.47	1.95	3.52	8.30	5.43	15.01	15.30	8.05	4.75	9.41	8.80	7.47	10.76	28.68	21.43	11.48
%Ab	87.25	81.55	84.06	73.19	78.88	75.39	58.79	73.25	36.72	61.68	69.33	89.00	90.79	93.14	93.72	94.78	95.38	95.82	90.43	90.62	93.38	82.42	83.87	81.96	95.03	89.94	63.65	92.19	84.29	69.75	76.70	88.11
%Or	3.64	7.57	8.11	19.53	12.22	12.31	1.44	17.28	59.70	1.36	1.72	1.52	0.72	4.80	4.41	3.09	2.15	2.22	6.05	1.07	1.19	2.57	0.83	10.00	0.22	0.66	27.55	0.34	4.95	1.57	1.87	0.41

Annexe II-4 : Analyse chimique et formule structurale des feldspaths potassiques des granitoïdes et ses enclaves de la vallée de Tifnoute

Granodiorite d'Askaoun		Granite d'Imourkhsane				Granite d'Ougougané				MME											
N°Ech	DZA	PH10			TA4			Ab6						IM2							
N°Analyse	74 / 1.	22 / 1.	27 / 1.	30 / 1.	94 / 1.	97 / 1.	98 / 1.	101 / 1.	1 / 1.	2 / 1.	14 / 1.	19 / 1.	9 / 1.	12 / 1.	38 / 1.	41 / 1.	42 / 1.	43 / 1.	60 / 1.	61 / 1.	
SiO ₂	64.181	65.748	63.502	63.557	63.773	63.409	63.346	63.878	64.973	65.028	63.716	64.483	64.296	64.645	63.575	63.672	63.843	64.179	64.289	64.818	
Al ₂ O ₃	18.024	18.324	17.808	17.991	17.859	18.225	18.255	18.199	18.397	18.470	17.887	18.192	18.338	18.220	18.090	17.968	18.255	17.965	18.281	18.122	
TiO ₂	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.034	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	
FeO	0.007	0.019	0.005	0.049	0.105	0.101	0.023	0.014	0.000	0.100	0.047	0.129	0.086	0.069	0.129	0.145	0.077	0.092	0.046	0.182	
MnO	0.000	0.000	0.000	0.057	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.035	0.040	0.000	0.000	0.032	0.000	0.034	0.000	0.000	0.113	0.000	
MgO	0.000	0.000	0.005	0.014	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.003	0.019	0.000	0.019	0.024	0.000	0.005	0.000	0.018	0.001	0.000	
CaO	0.009	0.211	0.118	0.050	0.243	0.000	0.372	0.044	0.236	0.104	0.204	0.063	0.082	0.207	0.088	0.130	0.000	0.043	0.022	0.058	
Cr ₂ O ₃	0.009	0.000	0.021	0.018	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.010	0.007	0.000	0.028	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	
NiO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Na ₂ O	0.461	3.441	0.222	0.296	0.303	0.262	0.902	0.268	2.609	2.493	0.356	0.912	0.871	2.375	0.692	0.939	0.437	0.446	0.410	0.902	
K ₂ O	15.995	11.566	16.534	16.294	16.216	16.289	15.244	16.604	12.238	12.678	15.880	15.342	15.662	12.681	15.578	15.534	16.142	16.229	16.182	15.667	
TOTAL	98.685	99.309	98.215	98.332	98.499	98.288	98.160	99.007	98.466	98.945	98.168	99.127	99.353	98.281	98.153	98.432	98.753	98.974	99.345	99.750	
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)																					
Si	3.004	3.008	2.999	2.995	2.999	2.988	2.981	2.991	3.003	2.999	3.001	3.000	2.990	3.002	2.993	2.992	2.991	3.002	2.994	3.002	
Al	0.994	0.988	0.991	0.999	0.990	1.012	1.012	1.004	1.002	1.004	0.993	0.997	1.005	0.997	1.004	0.995	1.008	0.990	1.003	0.989	
Fe	0.000	0.001	0.000	0.002	0.004	0.004	0.001	0.001	0.000	0.004	0.002	0.005	0.003	0.003	0.005	0.006	0.003	0.004	0.002	0.007	
Ca	0.000	0.010	0.006	0.003	0.012	0.000	0.019	0.002	0.012	0.005	0.010	0.003	0.004	0.010	0.004	0.007	0.000	0.002	0.001	0.003	
Na	0.042	0.305	0.020	0.027	0.028	0.024	0.082	0.024	0.234	0.223	0.033	0.082	0.079	0.214	0.063	0.086	0.040	0.040	0.037	0.081	
K	0.955	0.675	0.996	0.979	0.973	0.979	0.915	0.992	0.722	0.746	0.954	0.910	0.929	0.751	0.935	0.931	0.965	0.968	0.961	0.925	
SOMME	4.996	4.988	5.012	5.004	5.006	5.007	5.010	5.015	4.972	4.980	4.992	4.998	5.010	4.977	5.005	5.016	5.007	5.006	4.999	5.007	
%An	0.045	1.044	0.584	0.250	1.209	0.000	1.846	0.217	1.209	0.528	1.033	0.315	0.404	1.056	0.442	0.640	0.000	0.213	0.110	0.285	
%Ab	4.195	30.813	1.988	2.680	2.728	2.386	8.099	2.389	24.177	22.889	3.261	8.260	7.762	21.925	6.297	8.361	3.952	4.001	3.704	8.024	
%Or	95.760	68.142	97.428	97.070	96.063	97.614	90.055	97.394	74.614	76.583	95.706	91.424	91.834	77.019	93.261	91.000	96.048	95.786	96.186	91.691	

Annexe III -1 : Analyses des zircons par (U/Pb; LA-ICP-MS) de Granodiorite d'Askaoun (Ech DZB et MS7) et de Granite d'Imourkhssen (Ech. PH10), Vallée de Tifnoute

Analysé	U (ppm)	Th (ppm)	Pb*	Th/Ph	$^{208}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	(1σ)	$^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$	(1σ)	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	(1σ)	Rho	$^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U} (\pm 1\sigma)$	$^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb} (\pm 1\sigma)$	% Conc.
Ech. DZB															
#4-1	287	78	26	0.27	0.081	0.0589	0.0007	0.7265	0.0104	0.0895	0.0006	0.49	552.6 ± 3.7	562.5 ± 26.9	98.2
#6-1	308	97	28	0.31	0.093	0.0592	0.0007	0.7312	0.0108	0.0895	0.0007	0.54	552.8 ± 4.2	575.6 ± 26.8	96.0
#10-1	473	131	42	0.28	0.087	0.0588	0.0005	0.7270	0.0100	0.0896	0.0010	0.81	553.3 ± 5.9	560.9 ± 17.5	98.7
#2-2	291	59	25	0.20	0.063	0.0589	0.0005	0.7283	0.0094	0.0897	0.0008	0.70	554.0 ± 4.8	561.9 ± 19.9	98.6
#8-1	287	70	25	0.24	0.074	0.0585	0.0007	0.7235	0.0107	0.0898	0.0008	0.61	554.1 ± 4.8	547.3 ± 25.2	101.2
#2-1	278	75	25	0.27	0.085	0.0594	0.0005	0.7367	0.0109	0.0900	0.0011	0.79	555.3 ± 6.3	581.5 ± 19.4	95.5
#3-2	223	57	20	0.26	0.079	0.0595	0.0006	0.7382	0.0082	0.0900	0.0005	0.47	555.6 ± 2.8	584.7 ± 21.1	95.0
#11-1	618	212	56	0.34	0.119	0.0598	0.0005	0.7427	0.0101	0.0901	0.0010	0.81	556.2 ± 5.8	595.4 ± 17.3	93.4
#3-1	250	65	22	0.26	0.080	0.0589	0.0005	0.7319	0.0093	0.0902	0.0008	0.72	556.7 ± 4.9	561.7 ± 19.0	99.1
#1-2	248	72	23	0.29	0.101	0.0596	0.0006	0.7421	0.0086	0.0903	0.0005	0.51	557.2 ± 3.2	589.8 ± 21.4	94.5
#12-1	443	120	41	0.27	0.117	0.0589	0.0005	0.7348	0.0094	0.0905	0.0008	0.68	558.3 ± 4.7	563.7 ± 20.2	99.0
#5-1	334	121	31	0.36	0.112	0.0592	0.0007	0.7394	0.0110	0.0906	0.0009	0.66	558.8 ± 5.3	575.1 ± 24.2	97.2
#7-1	272	75	25	0.27	0.086	0.0590	0.0008	0.7375	0.0119	0.0907	0.0008	0.55	559.6 ± 4.8	566.6 ± 29.2	98.8
#10-2	484	110	44	0.23	0.071	0.0589	0.0005	0.7436	0.0084	0.0916	0.0008	0.73	565.2 ± 4.5	561.8 ± 16.9	100.6
#1-1	276	80	25	0.29	0.091	0.0593	0.0006	0.7514	0.0112	0.0919	0.0009	0.69	566.5 ± 5.5	579.1 ± 23.3	97.8
#9-1	603	206	56	0.34	0.102	0.0595	0.0006	0.7542	0.0108	0.0919	0.0010	0.75	566.6 ± 5.8	587.0 ± 20.2	96.5
Ech PH10															
#1-1	174	24	15	0.14	0.041	0.0584	0.0007	0.7347	0.0118	0.0912	0.0010	0.68	562.6 ± 5.9	546.0 ± 25.4	103.0
#1-2	168	23	15	0.14	0.044	0.0597	0.0007	0.7458	0.0115	0.0907	0.0009	0.64	559.5 ± 5.3	591.2 ± 25.6	94.6
#2-1	643	168	58	0.26	0.082	0.0590	0.0005	0.7397	0.0112	0.0909	0.0011	0.82	561.1 ± 6.7	566.8 ± 18.9	99.0
#3-1	171	59	16	0.35	0.106	0.0594	0.0006	0.7349	0.0088	0.0897	0.0007	0.61	553.9 ± 3.9	581.8 ± 20.4	95.2
#3-2	192	74	18	0.39	0.122	0.0589	0.0005	0.7276	0.0090	0.0897	0.0008	0.69	553.5 ± 4.5	562.0 ± 19.3	98.5
#4-1	487	118	45	0.24	0.077	0.0589	0.0005	0.7411	0.0087	0.0912	0.0008	0.71	562.7 ± 4.5	564.6 ± 18.1	99.7
#5-1	423	133	39	0.31	0.098	0.0591	0.0005	0.7430	0.0132	0.0912	0.0015	0.89	562.5 ± 8.6	570.9 ± 17.2	98.5
#6-1	590	212	55	0.36	0.109	0.0589	0.0004	0.7435	0.0107	0.0915	0.0011	0.86	564.5 ± 6.6	564.2 ± 16.1	100.0
#7-1	186	70	17	0.38	0.114	0.0590	0.0007	0.7424	0.0142	0.0912	0.0013	0.77	562.9 ± 7.9	567.6 ± 26.5	99.2
#8-1	586	243	55	0.41	0.125	0.0589	0.0005	0.7455	0.0121	0.0918	0.0013	0.86	566.2 ± 7.6	563.1 ± 17.8	100.6
#9-1	616	113	54	0.18	0.057	0.0587	0.0004	0.7426	0.0076	0.0918	0.0007	0.73	565.9 ± 4.0	555.7 ± 15.3	101.8
Ech. MS7															
#12-1	1724	777	160	0.45	0.138	0.0596	0.0008	0.7328	0.0132	0.0892	0.0011	0.69	550.6 ± 6.5	589.5 ± 28.1	93.4
#10-1	1860	916	174	0.49	0.138	0.0582	0.0005	0.7179	0.0088	0.0895	0.0007	0.68	552.5 ± 4.4	536.7 ± 19.5	102.9
#5-1	1209	392	110	0.32	0.095	0.0596	0.0006	0.7366	0.0106	0.0896	0.0010	0.76	553.2 ± 5.8	589.7 ± 20.4	93.8
#11-1	379	101	33	0.27	0.076	0.0576	0.0006	0.7118	0.0093	0.0896	0.0007	0.63	553.2 ± 4.4	514.9 ± 22.2	107.4
#6-2 rim	1759	155	150	0.09	0.045	0.0596	0.0006	0.7397	0.0134	0.0900	0.0013	0.81	555.8 ± 7.8	588.3 ± 22.6	94.5
#4-1	274	58	24	0.21	0.062	0.0583	0.0006	0.7246	0.0105	0.0901	0.0009	0.70	556.3 ± 5.4	541.4 ± 22.6	102.8
#2-1	857	231	77	0.27	0.082	0.0586	0.0005	0.7367	0.0097	0.0912	0.0010	0.81	562.9 ± 5.7	550.9 ± 16.7	102.2
#9-1	253	65	23	0.26	0.073	0.0579	0.0006	0.7293	0.0102	0.0914	0.0008	0.63	563.7 ± 4.8	525.6 ± 23.7	107.2
#8-1	312	73	28	0.23	0.067	0.0578	0.0007	0.7298	0.0107	0.0915	0.0007	0.53	564.5 ± 4.2	523.4 ± 26.9	107.9
#7-1	1978	975	189	0.49	0.149	0.0594	0.0006	0.7526	0.0121	0.0919	0.0011	0.76	566.7 ± 6.7	581.7 ± 22.3	97.4
#1-1	325	79	30	0.24	0.076	0.0593	0.0006	0.7779	0.0101	0.0951	0.0007	0.60	585.7 ± 4.4	578.6 ± 22.3	101.2
#6-1 core	884	308	83	0.35	0.101	0.0595	0.0006	0.7807	0.0112	0.0952	0.0010	0.75	586.1 ± 6.0	584.9 ± 20.5	100.2
#1-2	258	69	24	0.27	0.083	0.0588	0.0006	0.7830	0.0103	0.0965	0.0008	0.66	593.9 ± 5.0	561.3 ± 21.3	105.8
#3-1	1285	429	120	0.33	0.099	0.0611	0.0005	0.8173	0.0132	0.0970	0.0013	0.86	596.6 ± 7.9	644.0 ± 17.8	92.6

Pb* = Plomb radiogénique en ppm

% Conc. = % concordance

Annexe IV - 1 : Analyses géochimiques des éléments majeurs (en pds) et traces (en ppm) des granitoïdes et ses roches associées de la vallée de Tifnoute.

	Diorite quartzique d'Askaoun								Granodiorite d'Askaoun								granite d'Imourkhssen		granite d'Ougougane		MME						Filons basiques de Zaghar	
Ech.	TA1	TA2	As8	PTN	IM3	IM4	Ab1	Ab2	Az1	Az5	AM3	AM4	LT1	TA4	IM2	TA 6a	TA 7	Ab1 Encl	Ab6	TA-6b	AB3	Az2						
Elements majeur (pds)																												
SiO ₂	59.25	62.46	61.95	65.52	64.57	65.54	63.94	65.28	63.34	66.99	74.20	76.79	70.76	73.85	57.98	64.07	54.21	57.30	57.79	65.81	48.36	49.00						
Al ₂ O ₃	18.19	16.79	15.52	14.10	15.29	14.81	14.92	14.25	14.91	15.10	12.79	12.70	13.55	13.51	16.17	16.01	14.10	17.10	16.59	15.79	15.09	15.70						
Fe ₂ O _{3t}	6.40	4.95	6.68	4.78	5.45	6.04	4.40	4.78	5.92	4.50	1.89	0.76	2.69	1.96	7.97	5.74	9.39	8.20	8.00	5.37	10.16	11.38						
MnO	0.13	0.08	0.11	0.04	0.11	0.08	0.07	0.09	0.07	0.05	0.03	0.02	0.05	0.02	0.13	0.08	0.24	0.23	0.15	0.12	0.21	0.20						
MgO	2.24	2.24	2.97	1.88	2.89	2.41	1.96	1.99	2.24	3.30	0.45	0.27	0.85	0.69	3.54	1.59	8.98	3.27	3.37	1.77	9.10	10.71						
CaO	4.95	2.82	3.87	3.38	2.64	0.59	4.09	2.70	3.04	1.10	0.34	0.12	0.99	1.56	5.31	0.73	6.08	4.13	4.92	2.08	7.76	3.92						
Na ₂ O	4.26	4.22	3.60	3.39	3.82	4.20	3.54	3.49	3.65	6.31	3.98	4.90	3.66	3.55	3.78	6.63	2.49	5.88	4.15	5.41	2.69	3.07						
K ₂ O	2.14	2.94	3.17	3.66	3.35	3.27	3.64	4.00	3.48	0.25	4.10	3.35	4.54	4.37	3.58	1.37	2.17	1.76	3.23	2.17	0.96	0.33						
TiO ₂	0.58	0.69	0.78	0.59	0.73	0.64	0.67	0.64	0.71	0.67	0.19	0.15	0.34	0.28	0.84	0.62	0.67	1.01	0.89	0.53	1.14	1.00						
P ₂ O ₅	0.17	0.13	0.15	0.10	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.13	0.03	0.01	0.04	0.04	0.19	0.25	0.11	0.20	0.17	0.27	0.57	0.19						
LO.I	2.15	2.25	1.81	1.31	1.71	1.87	1.18	1.30	1.38	2.03	0.78	1.28	1.10	0.87	1.18	1.52	2.30	1.44	1.44	1.46	4.83	4.81						
Total	100.73	99.58	100.60	98.75	100.69	99.55	98.54	98.63	98.88	100.44	98.77	100.35	98.56	100.70	100.68	98.62	100.74	100.52	100.69	100.79	100.87	100.31						
ASI	0.99	1.10	0.95	0.90	1.04	1.29	0.87	0.95	0.97	1.19	1.10	1.07	1.06	1.01	0.82	1.17	0.81	0.90	0.86	1.05	0.77	1.25						
Elements traces (ppm)																												
V	91	76	103	73	91	80	79	74	93	66	6	5	31	24	118	29	141	138	120	30	204	186						
Rb	88	73	100	139	102	90	80	108	113	5.2	115	81	146	146	121	46	74	55	129	82	18	6.6						
Sr	544	368	380	254	230	128	319	273	308	109	82	37	153	175	311	99	285	325	357	280	498	265						
Y	19.2	17.0	19.5	19.4	18.0	16.5	20.6	24.8	19.9	13.8	18.5	21.3	10.8	9.9	37.3	52.3	18.7	24.6	19.7	47.9	30.9	19.2						
Zr	404	340	257	256	277	245	237	274	234	240	162	130	169	162	208	342	164	202	209	291	186	122						
Nb	7.91	7.94	8.65	9.32	11.52	10.33	9.47	9.93	8.94	9.19	12.72	12.81	8.74	7.27	12.03	23.85	5.88	11.39	8.57	19.05	3.88	4.55						
Ba	598	817	883	836	907	657	1154	992	840	30.1	605	364	886	706	1010	263	448	358	916	668	1009	185						
Hf	9.71	8.46	7.09	7.88	7.69	7.25	7.03	8.20	6.71	6.95	5.39	4.33	5.24	5.18	6	9	4	6	5	7	5	3						
Ta	0.45	0.47	0.58	0.62	0.68	0.84	0.61	0.77	0.62	0.63	1.23	1.13	0.94	0.73	1	2	0	1	0	1	0	0						
W	1.13	0.36	1.91	0.94	1.40	1.37	0.68	0.97	1.05	1.05	0.40	0.89	0.57	0.63	3.36	0.93	0.01	1.86	3.27	0.88	0.71	1.01						
Pb	22.75	9.60	24.37	9.23	8.00	18.15	12.12	11.47	13.40	0.82	3.56	0.16	11.42	11.36	12.97	1.89	5.35	14.31	21.56	13.32	7.70	3.07						
Th	6.19	8.49	12.41	19.42	14.35	20.12	14.54	17.17	14.81	16.90	15.87	18.52	22.50	25.96	11.72	12.57	4.58	8.50	9.00	9.22	7.86	3.61						
U	4.26	4.91	7.16	7.22	7.91	11.61	6.72	8.75	5.44	4.12	6.53	5.21	9.58	8.28	8.42	5.54	2.39	3.16	3.25	3.97	5.97	3.20						
La	21.01	19.59	24.7	30.1	23.8	32.9	32.8	35.7	22.7	20.0	34.3	32.5	26.4	33.0	36.57	17.42	13.97	29.07	25.52	33.01	59.80	16.01						
Ce	45.73	42.83	53.6	62.6	53.0	73.6	68.3	75.4	51.4	45.9	67.2	65.1	51.4	60.4	84.00	41.51	33.66	64.87	54.21	75.94	145.53	35.61						
Pr	5.54	5.09	6.52	7.15	6.35	7.74	7.63	8.97	6.32	5.41	7.42	7.23	5.41	6.18	10.62	5.91	4.36	8.17	6.66	10.06	18.93	4.51						
Nd	22.26	19.94	24.62	25.66	24.15	26.66	27.64	33.15	24.03	20.49	25.60	25.45	18.16	20.36	41.39	26.25	17.96	31.55	25.90	41.02	81.94	19.03						
Sm	5.09	4.49	5.39	5.10	5.41	5.32	5.62	6.56	5.18	3.89	4.95	4.81	3.62	3.57	9.06	7.27	4.44	6.55	5.65	9.56	16.20	4.13						
Eu	1.54	1.32	1.09	0.92	1.14	0.96	1.07	1.03	1.05	0.67	0.75	0.56	0.73	0.63	1.21	0.91	1.12	0.97	1.21	1.12	4.22	1.39						
Gd	4.78	4.12	4.81	4.66	4.52	4.70	4.88	5.75	4.62	3.62	4.28	4.29	3.03	2.98	8.27	7.55	3.89	5.96	5.06	8.93	12.44	4.32						
Dy	3.93	3.45	3.88	3.75	3.78	3.68	4.00	4.66	3.87	3.03	3.45	3.57	2.34	2.19	6.86	7.98	3.76	4.74	4.04	8.25	6.59	3.68						
Ho	0.83	0.75	0.85	0.80	0.77	0.74	0.85	1.02	0.83	0.67	0.76	0.80	0.49	0.45	1.49	1.81	0.80	1.01	0.82	1.88	1.24	0.83						
Er	2.30	2.07	2.26	2.33	2.21	2.19	2.39	2.77	2.27	1.88	2.26	2.38	1.43	1.30	4.05	5.15	2.18	2.82	2.33	5.21	3.00	2.32						
Yb	2.30	2.19	2.28	2.27	2.14	2.22	2.36	2.74	2.38	1.90	2.77	2.79	1.48	1.50	3.78	5.49	2.26	2.77	2.28	5.67	2.50	2.21						
Lu	0.35	0.33	0.35	0.36	0.33	0.35	0.35	0.40	0.34	0.29	0.41	0.43	0.22	0.23	0.56	0.86	0.32	0.43	0.36	0.86	0.36	0.34						
SREE	116	106	130	146	128	161	158	178	125	108	154	150	115	133	208	128	89	159	134	202	353	94						
Eu/Eu*	0.94	0.92	0.64	0.57	0.68	0.57	0.61	0.50	0.64	0.54	0.49	0.37	0.66	0.57	0.42	0.37	0.81	0.46	0.68	0.36	0.87	1.00						
NYTS - X	0.77	0.72	0.75	0.77	0.72	0.75	0.74	0.89	0.69	0.65	1.05	1.21	0.65	0.71	0.87	1.20	0.49	0.68	0.60	1.23	1.04	0.45						
NYTS - Y	1.35	1.09	1.74	1.49	1.58	1.86	1.35	1.56	1.36	0.82	0.94	0.80	1.36	1.20	2.95	1.29	1.41	1.51	1.64	1.05	14.93	2.78						

Annexe V - 1 : Données isotopiques Sm-Nd et Rb-Sr des granitoides et ses roches associées de la vallée de Tifnoute

	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	$\text{Sr}_{560 \text{ Ma}}$	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Nd}}(560 \text{ Ma})$	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
Diorite quartzique d'Askaoun													
TA1	88.5	544	0.4707	0.708663	0.000010	0.704905	5.09	22.26	0.13844	0.512567	0.000008	2.79	969
TA2	73.4	368	0.5784	0.710019	0.000009	0.705401	4.49	19.94	0.13625	0.512532	0.000008	2.25	1010
Granodiorite d'Askaoun													
PTN	139	254	1.5840	0.716860	0.000007	0.704214	5.10	25.66	0.12024	0.512459	0.000008	1.98	957
IM3	102	230	1.2816	0.715028	0.000013	0.704796	5.41	24.15	0.13547	0.512592	0.000012	3.49	886
IM4	90.5	128	2.0513	0.719770	0.000010	0.703393	5.32	26.66	0.12081	0.512433	0.000009	1.44	1004
Ab1	80.1	319	0.7262	0.710469	0.000008	0.704671	5.62	27.64	0.12300	0.512475	0.000010	2.10	959
Ab2	108	273	1.1448	0.714680	0.000008	0.705540	6.56	33.15	0.11967	0.512450	0.000010	1.85	966
Az1	113	308	1.0637	0.714135	0.000009	0.705643	5.18	24.03	0.13041	0.512494	0.000010	1.93	1009
Az5	5.2	109	0.1379	0.706086	0.000010	0.704985	3.89	20.49	0.11480	0.512511	0.000011	3.39	828
As8	99.8	380	0.7607	0.711108	0.000009	0.705035	5.39	24.62	0.13231	0.512499	0.000011	1.90	1022
Granite d'Imourkhissen													
AM3	115	82	4.0445	0.734146	0.000010	0.701855	4.95	25.60	0.11693	0.512486	0.000013	2.74	885
AM4	80.8	37	6.3651	0.743954	0.000009	0.693137	4.81	25.45	0.11440	0.512482	0.000009	2.84	869
Granite d'Ougougane													
LT1	146	153	2.7788	0.726105	0.000008	0.703920	3.62	18.16	0.12045	0.512400	0.000007	0.81	1054
TA4	146	175	2.4140	0.724464	0.000010	0.705192	3.57	20.36	0.10618	0.512412	0.000011	2.06	901
MME													
IM2	121	311	1.1246	0.713296	0.000007	0.704318	9.06	41.39	0.13235	0.512499	0.000012	1.90	1022
TA 6a	46.3	99	1.3499	0.714552	0.000016	0.703775	7.27	26.25	0.16756	0.512673	0.000007	2.77	1218
TA 7	74.4	285	0.7566	0.709844	0.000009	0.703803	4.44	17.96	0.14970	0.512594	0.000008	2.51	1071
Ab 1 Encl	54.6	325	0.4865	0.710366	0.000008	0.706482	6.55	31.55	0.12557	0.512462	0.000010	1.66	1008
Ab6	129	357	1.0493	0.714101	0.000008	0.705724	5.65	25.90	0.13197	0.512479	0.000011	1.53	1054
TA-6b	82.2	280	0.8505	0.713040	0.000009	0.706250	9.56	41.02	0.14101	0.512599	0.000010	3.23	937
Filons basiques de Zaghar													
AB3	18.3	498	0.1065	0.705317	0.000008	0.704467	16.20	81.94	0.11962	0.512656	0.000010	5.87	643
Az2	6.6	265	0.0722	0.705518	0.000011	0.704942	4.13	19.03	0.13117	0.512645	0.000010	4.83	748

Annexe - VI-1 : Tableaux des résultats de test de cristallisation fractionnée par les terres rares et la normalisation par rapport à la chondrite (valeurs de normalisation; Evensen et al. 1978).

<u>E1 : TA1 AS8</u>	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
Co	21.01	45.73	22.26	5.09	1.54	4.78	3.93	2.30	2.30
Cl réel	24.66	53.65	24.62	5.39	1.09	4.81	3.88	2.26	2.28
Cl calculé	24.70	53.20	26.41	6.23	1.36	6.22	4.15	2.48	2.22

Valeurs normalisées aux Chondrite (Evensen et al., 1978)

C0	67.77	56.60	37.09	26.12	20.91	18.46	12.19	10.93	11.02
Cl réel	79.56	66.40	41.03	27.62	14.88	18.56	12.06	10.74	10.91
C calculé	79.68	65.84	44.02	31.97	18.46	24.00	12.88	11.83	10.63

E2 : TA1 AZ1

Co	21.01	45.73	22.26	5.09	1.54	4.78	3.93	2.30	2.30
Cl réel	22.74	51.37	24.03	5.18	1.05	4.62	3.87	2.27	2.38
Cl calculé	22.84	49.33	24.26	5.59	1.36	5.53	3.92	2.32	2.26

Valeurs normalisées aux Chondrite (Evensen et al., 1978)

C0	67.77	56.60	37.09	26.12	20.91	18.46	12.19	10.93	11.02
Cl réel	73.35	63.57	40.06	26.58	14.32	17.86	12.02	10.80	11.38
C calculé	73.67	61.05	40.43	28.64	18.46	21.34	12.17	11.04	10.81

E3 : TA1 IM3

Co	21.01	45.73	22.26	5.09	1.54	4.78	3.93	2.30	2.30
Cl réel	23.84	53.04	24.15	5.41	1.14	4.52	3.78	2.21	2.14
Cl calculé	23.46	49.50	23.14	5.34	1.28	5.23	3.69	2.28	2.16

Valeurs normalisées aux Chondrite (Evensen et al., 1978)

C0	67.77	56.60	37.09	26.12	20.91	18.46	12.19	10.93	11.02
Cl réel	76.90	65.65	40.24	27.73	15.47	17.47	11.73	10.52	10.26
C calculé	75.67	61.27	38.57	27.38	17.40	20.18	11.45	10.87	10.36

E4 : TA1 LT1

Co	21.01	45.73	22.26	5.09	1.54	4.78	3.93	2.30	2.30
Cl réel	26.39	51.42	18.16	3.62	0.73	3.03	2.34	1.43	1.48
Cl calculé	21.34	43.11	17.53	3.77	1.20	3.53	2.57	1.65	1.53

Valeurs normalisées aux Chondrite (Evensen et al., 1978)

C0	67.77	56.60	37.09	26.12	20.91	18.46	12.19	10.93	11.02
Cl réel	85.12	63.64	30.26	18.55	9.92	11.69	7.27	6.82	7.09
C calculé	68.84	53.36	29.21	19.33	16.30	13.61	7.99	7.86	7.30

E5 : TA1 AM3

Co	21.01	45.73	22.26	5.09	1.54	4.78	3.93	2.30	2.30
Cl réel	32.50	65.09	25.45	4.81	0.56	4.29	3.57	2.38	2.79
Cl calculé	28.52	60.96	27.73	5.97	1.35	5.59	3.84	2.18	1.93

Valeurs normalisées aux Chondrite (Evensen et al., 1978)

C0	67.77	56.60	37.09	26.12	20.91	18.46	12.19	10.93	11.02
Cl réel	104.85	80.56	42.41	24.68	7.60	16.55	11.08	11.32	13.35
C calculé	91.99	75.44	46.22	30.63	18.42	21.57	11.91	10.40	9.23