

n° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran

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

Département des Sciences de la Terre

Mémoire de Magister

Spécialité : Géologie

Option : Pétrologie-Structurologie-Géochimie

***Pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure
de Gara Djebilet (Eglab, Dorsale Réguibat, SW algérien)***

Présenté par

DJENAOUI Cherifa

Soutenu le2011 devant le Jury

Mme REMACI Nacéra, M.C.A., Université d'Oran

Présidente

M. ZERKA Mohammed, M.C.A., Université d'Oran

Directeur

M. TABELIOUNA Mohammed, M.C.A., Université d'Oran

Co-Directeur

Mme BELANTEUR Ouardia, M.C.A., USTHB, Alger

Examinatrice

M. BENDOUKHA Rachid, M.C.A., Université d'Oran

Examineur

Oran, 2011

Dédicace

Je remercie le bon Dieu de la force et de la patience qu'il m'a donnée
pour accomplir ce travail.

Je tiens à dédier cette thèse :

- A la mémoire de mon père ;
- A ma mère qui a su m'encourager par sa présence
pendant toute la période difficile de mes études. Que
Dieu la bénisse et la garde encore auprès de nous ;
- A mes sœurs Fatima et Nouara ;
- A mon unique frère Rachid ;
- A tous (tes) mes amis (es) et collègues.

Cherifa

Avant-propos

Au terme de ce modeste travail, je me dois d'exprimer ci-dessous mes sincères remerciements à toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à son aboutissement.

Je tiens d'abord à remercier mon Directeur de thèse M. Zerka pour toute l'aide qu'il m'a prodiguée ainsi que pour sa patience et son encouragement à finir un travail entamé il y a quelques années. Son œil critique m'a été très précieux pour la finalisation de ce mémoire.

Ce sujet d'étude me fut proposé par mon co-Directeur M. Tabetiouna. Je le remercie vivement pour la confiance qu'il a placée en moi. A ses côtés, j'ai pu bénéficier d'un peu de ses connaissances du domaine des Eglab. Ses conseils m'ont beaucoup motivée.

J'exprime également toute ma reconnaissance et mes remerciements aux membres du Jury : Mme Remaci qui me fait l'honneur de présider le Jury, Mme Belanteur et M. Bendoukha pour avoir accepté d'examiner et de juger ce mémoire.

Je saisis également l'occasion d'exprimer ici ma gratitude à tous mes enseignants du Département des Sciences de la Terre (FSTGAT, Université d'Oran) pour la moindre part de connaissances qu'ils m'ont inculquée durant tout mon cursus universitaire.

Table des matières

<i>Chapitre I : Généralités et Présentation du secteur d'étude</i>
--

I.1. Introduction	1
I.2. Le craton ouest africain	4
I.3. La dorsale Réguibat	5
I.3.1. Cadre géologique de la dorsale Réguibat	5
a) La partie occidentale de la dorsale Réguibat	7
b) La jointure Yetti –Eglab	8
c) La partie orientale de la dorsale Réguibat	9
I.3.2. Données géologiques de la partie orientale de la dorsale Réguibat	10
a) La série de Yetti (s.s)	10
b) La série d’Akilet Deilel	10
c) La série de l’Oued Souss	10
d) La série de Chegga	10
e) Le pluton Aftout	12
f) Les intrusions basiques	12
g) La couverture inférieure	13
<i>g.1) La couverture infratillitique inférieure</i>	13
<i>g.2) La couverture infratillitique supérieure</i>	14
I.3.3. Evolution tectonique de la partie orientale de dorsale Réguibat	16
I.4. Historique des travaux	16
I.5. Présentation du secteur d'étude	21
I.6. Objectifs de l'étude	21

Chapitre II : Etude Pétrographique

II.1. Introduction	24
II.2. Pétrographie de la structure magmatique de Gara Djebilet	24
II.2.1. La diorite gabbroïque	28
II.2.2. Les clinopyroxénites à néphéline	31
II.2.3. Les malignites	37
II.2.4. Les syénites pyroxéniques	43
II.2.5. Les leuco-anorthosites	48
II.2.6. Les roches encaissantes	55
II.3. Discussion et conclusion à l'étude pétrographique	58

Chapitre III : Etude Minéralogique

III.1. Introduction	67
III.2. Le clinopyroxène	67
III.3. Le plagioclase	71
III.4. L'amphibole	73
III.5. Le mica noir	77
III.6. Discussion et conclusion à l'étude minéralogique	82

Chapitre IV : Etude Géochimique

IV.1. Introduction	85
IV.2. Les éléments majeurs	85
IV.3. Les éléments en traces	100
IV.3.1. Les éléments de transition	100
IV.3.2. Les éléments incompatibles	102

IV.4. Conclusion à l'étude géochimique	107
Discussion et Conclusions Générales	109
Références Bibliographiques	118

Liste des Figures

Fig.1 : Situation des différents cratons du continent africain (in Choubert et Faure-Muret, 1975).....	p.3
Fig.2 : Schéma géologique simplifié du craton ouest africain (in Peucat et al, 2005).....	p.6
Fig.3 : Schéma géologique de la dorsale Réguibat (in Benramdane, 2007).....	p.7
Fig.4 : Localisation de la zone d'étude dans le contexte de la dorsale Réguibat (in Tabeliouna, 2009).....	p.9
Fig.5 : Schéma géologique de la partie septentrionale de la feuille de Aouinet Bel Lagrâa à partir d'images satellitales de Alsat 1 (in Tabeliouna, 2009).....	p.11
Fig.6 : Log synthétique représentant les différentes séries de la jointure Yetti-Eglab	p.15
Fig.7 : Photo satellite de la structure magmatique de Gara Djebilet.....	p.23
Fig.8 : Schéma géologique de la structure magmatique de Gara Djebilet (in Tabeliouna et al., 2008)	p.26
Fig.9 : Schéma géologique de la jointure Yetti-Eglab (in Sabaté, 1973 complétée par les travaux de Azzouni-Sekkal, 1976 et de Tabeliouna (2009).....	p.62
Fig.10 : Nomenclature des clinopyroxènes des clinopyroxénites, des malignites et des syénites de la structure Gara Djebilet dans le diagramme Wo-En-Fs de Morimoto et al. (1988)	p.70
Fig. 11 : Distribution d'éléments majeurs en fonction de mg* des clinopyroxènes	p.71
Fig. 12 : Diagramme (Ca+Na) vs Ti des clinopyroxènes de la structure de Gara Djebilet	p.72
Fig. 13 : Position des feldspaths dans le diagramme Ab-Or-An	p.74
Fig. 14a et b : Nomenclature des amphiboles des roches de la structure de Gara Djebilet (d'après Leake, 1997).....	p.76
Fig. 15 : Distribution d'éléments majeurs en fonction du mg* dans les amphiboles de la structure magmatique de Gara Djebilet	p.77
Fig. 16 : Position des amphiboles des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Ti vs Al ^{IV} de Heltz (1973)	p.79
Fig. 17 : Nomenclature des micas de la structure de Gara Djebilet dans les diagrammes (Fe/Fe+Mg) vs Ti et (Fe/Fe+Mg) vs Na	p.81
Fig. 18 : Nomenclature des micas de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Si vs (Mg/Mg+Fe)..	p.82
Fig. 19 : Position des micas de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Al ₂ O ₃ vs (100*Al ^{IV} /Altot), (d'après Gagny,1968).....	p.82
Fig. 20 : Diagramme Mg vs Altot des micas (d'après Nachit et al.,1985).....	p.83
Fig. 21 : Distribution des éléments majeurs en fonction du mg* dans les roches de Gara Djebilet.....	p.90
Fig. 22 : Position des roches magmatiques de Gara Djebilet dans le diagramme (Na ₂ O+K ₂ O) vs SiO ₂	p.92

Fig. 23 : Diagramme K_2O vs Na_2O des roches de Gara Djebilet	p.93
Fig. 24 : Position des roches de Gara Djebilet dans le diagramme K_2O vs SiO_2	p.94
Fig. 25 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme TiO_2 vs FeO/MgO de Miyashiro et Shido (1975).....	p.95
Fig. 26 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme AFM.....	p.96
Fig. 27 : Position des roches de Gara Djebilet dans le diagramme SiO_2 versus Zr/TiO_2	p.97
Fig. 28 : Diagramme binaire cationique $Al-(Na+K+2Ca)$ vs $Fe+Mg+Ti$ (d'après Debon et Lefort, 1983) pour les roches de la structure magmatique circulaire de Gara Djebilet	p.98
Fig. 29 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Al_2O_3 - FeO - MgO	p.99
Fig. 30 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme TiO_2 - MnO - P_2O_5	p.100
Fig. 31 : Distribution des éléments de transition (V, Cr, Co et Ni) en fonction de la silice	p.102
Fig. 32 : Diagramme V vs Cr de Miyashiro et Shido (1975)	p.103
Fig. 33 : Spectres de terres rares d'une clinopyroxénite à néphéline et d'une syénite pyroxénique de la structure magmatique de Gara Djebilet	p.105
Fig. 34 : Spectres élargis d'éléments en traces d'une clinopyroxénite à néphéline et d'une syénite pyroxénique de la structure magmatique de Gara Djebilet.....	p.106
Fig. 35 : Diagramme Zr/Y vs Zr de contextes géodynamiques de Pearce et al. (1979).....	p.107
Fig. 36 : Position des roches magmatiques de Gara Djebilet dans le diagramme $Ti-Zr-Sr/2$ de discrimination tectono-magmatique des roches basaltiques (d'après Pearce et Cann, 1973).....	p.108
Fig.37 : Schématisation du modèle de mise en place de la structure magmatique circulaire de Gara Djebilet	

Liste des Photos

- Photo 1** : Vue en lame mince de la diorite gabbroïque (**échant. EG 46**)p.28
- Photo 2** : Cristaux automorphes de magnétite inclus dans un clinopyroxène de la diorite gabbroïquep.30
- Photo 3** : Section interstitielle de sulfure dans la diorite gabbroïquep.31
- Photo 4** : Clinopyroxénite à néphéline à texture de mésocumulat (**échant. EG 45**)p.32
- Photo 5** : Clinopyroxénite à néphéline à texture de mésocumulat (**échant. EG 44**)p.33
- Photo 6** : Cristal subautomorphe et corrodé de magnétite inclus dans une amphibole (clinopyroxénite à néphéline : **échant. EG 44**)p.37
- Photo 7** : Section interstitielle de sulfure dans une clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**)p.37
- Photo 8** : Vue en lame mince d'une malignite à texture d'orthocumulat (**échant. EG 42**).....p.39
- Photo 9** : Vue en lame mince d'une malignite à texture d'orthocumulat (**échant. EG 39**)p.40
- Photo 10** : Cristaux de magnétite inclus dans une plage de néphéline (malignite, **échant. EG 41**)p.42
- Photo 11** : Vue en lame mince d'une syénite pyroxénique (**échant. EG 35**)p.44
- Photo 12** : Vue en lame mince d'une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**)p.45
- Photo 13** : Section de magnétite (au centre de la photo) incluse dans un feldspath d'une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**)p.47
- Photo 14** : Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite s.s. (**échant. EG 36**)p.50
- Photo 15** : Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite à quartz et tourmaline (**échant. EG 37a**)p.50
- Photo 16**: Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite à quartz, grenat et tourmaline (**échant. EG 37b**).....p.51
- Photo 17** : Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite à quartz, grenat et mica blanc (**échant. EG 37'**) ...p.51
- Photo 18** : Inclusion de magnétite dans un feldspath d'une leuco-anorthosite à quartz, tourmaline et grenat (**échant. EG 37b**)p.54
- Photo 19** : Section de sulfure interstitielle dans une leuco-anorthosite à quartz, grenat et mica blancp.54
- Photo 20** : Vue d'une lame mince d'une syénite à micas de la série de Chegga (**échant. EG 47**)p.56
- Photo 21** : Vue d'une lame mince d'une syénite à quartz de la série de Chegga (**échant. EG 48**)p.56

Liste de Tableaux

- Tab.1:** Récapitulatif des caractères pétrographiques des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet.....p.27
- Tab.2 :** Compositions chimiques et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des clinopyroxènes des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet.....p. 69
- Tab.3 :** Compositions chimiques et formules structurales (calculées sur la base de 8 oxygènes) de quelques plagioclases des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet.....p.73
- Tab. 4 :** Compositions chimiques et formules structurales (calculées sur la base de 23 oxygènes) des amphiboles des roches de la structure magmatique de Gara Djebiletp.75
- Tab. 5 :** Compositions chimiques et formules structurales des micas (calculées sur la base de 22 oxygènes) des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet.....p.80
- Tab.6 :** Compositions en éléments majeurs et compositions normatives des roches de la structure magmatique de Gara Djebiletp.87
- Tab.7 :** Teneurs en éléments de transition des roches magmatiques de la structure de Gara Djebilet..... p.101
- Tab. 8 :** Teneurs en éléments incompatibles des roches de la structure de Gara Djebiletp.104

Chapitre I
Généralités et Présentation du secteur d'étude

I.1. Introduction

L'Afrique couvre environ 30 millions km² et compte plus d'un milliard d'habitants. Elle est située entre 37° 21' de latitude Nord et 34° 51' de latitude Sud. Elle se partage entre zones à climats chauds et secs, sous les tropiques, et zones à climats chauds et humides sous l'équateur (Pourtier, 2001).

Le continent africain est bordé par la mer Méditerranée au Nord, le canal de Suez et la mer Rouge au Nord-Est, l'océan Indien au Sud-Est et l'océan Atlantique à l'Ouest. Son histoire géologique comprend plusieurs étapes qui peuvent être résumées en trois ères principales (Choubert et Faure-Muret, 1968) :

- l'ère de la cratonisation ;
- l'ère des chaînes intracontinentales et des grands rajeunissements ;
- l'ère des couvertures de plate-forme et des grandes fractures ou rifts.

Ce continent serait essentiellement composé de plusieurs cratons ou boucliers : le craton du Congo (ou craton centre africain), le craton du Kalahari, mis en évidence par Cahen (1961 et 1963), le craton ouest africain et un craton supposé nilolitique (**Fig.1**).

Les cratons du Congo, du Kalahari et de la Tanzanie ont été formés entre 3600 et 2000 Ma et sont liés à des ceintures de plis plus jeunes formées entre 2000 et 300 Ma.

Le craton du Kalahari occupe une partie de l'Afrique du Sud et comprend, de part et d'autre de la ceinture du Limpopo, le craton du Kaapvaal, au Sud, et le craton du Zimbabwe au Nord.

Le craton ouest africain a été étudié par Cahen (1961 et 1963). Des études récentes ont permis de situer le craton ouest africain et la Chine de l'Est à la périphérie du super-continent de la Rodinia et dont ils en constituaient les marges continentales (Lefort et *al.*, 2004). La Rodinia serait ainsi formée essentiellement par les anciens cratons qui constituent aujourd'hui le cœur de l'Amérique du Nord, de la Baltique, de l'Inde et de l'Australie

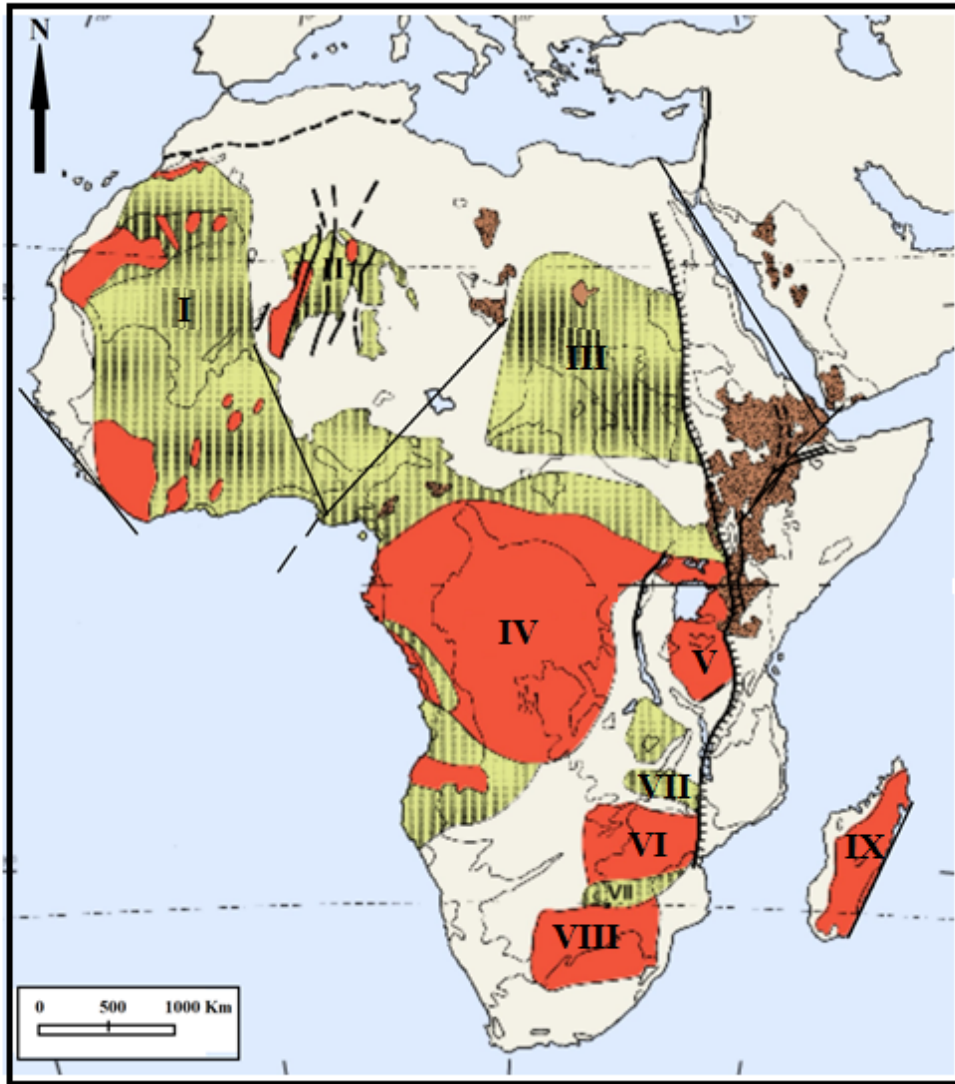
(Lefort et *al.*, 2004). Sa genèse remonte vers ~1300 Ma et sa consolidation s'est effectuée probablement durant l'orogénèse Greenwillienne entre 1100 et 1000 Ma (Torsvik et Hartz, 2002 ; Torsvik, 2003).

Des études paléomagnétiques acquises sur le craton ouest africain et leur comparaison avec de nouvelles informations obtenues sur les filons et sur les formations riches en stromatolites ont permis d'établir l'histoire de ce craton entre 2200 et 700 Ma (Lefort et *al.*, 2004). Il se serait donc formé et stabilisé au cours de l'orogénèse éburnéenne (~ 2 Ga).

Le craton ouest africain est limité à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale en contact avec le bouclier Touareg formé durant l'orogénèse pan africaine (650-550 Ma) selon Bertrand et *al.*,(1978). Il est caractérisé par des shear-zones majeures orientées Nord-Sud, qui peuvent être interprétées comme une amalgamation entre le craton ouest africain et le craton est saharien lors de l'orogénèse pan africaine (Black et Liégeois, 1993 ; Liégeois et Ennih, 2000).

Le craton niolitique a été suggéré par Cahen (1961 et 1963). Sa nature géologique a été définie par Liégeois et *al.* (2002) qui ont proposé le terme de « méta-craton saharien ».

Le craton de Madagascar a une histoire géologique récente en relation avec la dislocation du super-continent de la Gondwana et qui a notamment conduit, d'une part, à la séparation de l'île de Madagascar de l'Afrique et à la formation du canal du Mozambique à partir de 300 Ma et, d'autre part, à sa séparation de l'Inde et à la formation de l'Océan Indien à partir de 85-90 Ma (De Wit et *al.*, 2001).



cratons archéens
 zones polycycliques avec Archéen repris dans les orogènes du Protérozoïque
 limite de la ceinture Mozambique
 fractures profondes (linéaments)

I craton ouest africain	IV craton centre africain	VII zone de Limpopo
II craton ou bouclier touareg	V craton de Tanzanie	VIII craton du Kaapvaal
III craton niolitique	VI craton du Zimbabwe	IX craton de Madagascar

Fig.1 : Situation des différents cratons du continent africain (in Choubert et Faure-Muret, 1975).

Les études géologiques et géochronologiques du continent africain, compilées par Clifford (1970), ont permis d'établir les grands épisodes orogéniques majeurs liés à des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques :

- **l'orogénèse ouzzalienne (~ 3000 Ma)** : a affecté le Tanezrouft oriental et l'Adrar des Iforas en donnant des complexes à faciès granulitiques ;
- **l'orogénèse éburnéenne ou ivoirienne (~ 2000Ma)** : est responsable de l'édification d'une chaîne de montagne inexistante actuellement et qui s'étend du Nord au Sud à travers l'Afrique occidentale ;
- **l'orogénèse kibarienne (~ 1000 Ma)** : a affecté la partie centrale du continent (Congo, Burundi) ainsi que l'Afrique du Sud ;
- **l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma)** : s'est déroulée sur une bande de terrains pharusiens situés à l'articulation entre le craton ouest africain et l'Est Saharien.

Ces différents épisodes orogéniques majeurs ont conduit à la cratonisation progressive du continent africain, marquant ainsi son évolution depuis le noyau primitif jusqu'à sa structure actuelle.

I.2. Le craton ouest africain

Le craton ouest africain, (C.O.A.), correspond à une vaste étendue de près 4,5 millions km². Il est formé par la dorsale Réguibat coincée entre les bassins paléozoïques de Tindouf, au Nord, et de Taoudenni au Sud (**Fig.2**). La partie méridionale du C.O.A. comprend le bassin voltaïque, les dorsales de Man et de Léo ainsi que les fenêtres de Kayes et Kéniéba (Bessoles, 1977). Le C.O.A. est limité au Nord par l'Anti-Atlas, à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale (contact avec le bouclier Touareg) et à l'Ouest par la zone

mobile de l'Afrique représentant les chaînes poly-orogéniques panafricaine et hercynienne des Mauritanides.

Les retombées d'ordre lithologique et géochronologique dues aux orogénies qui se sont succédées depuis environ 3000 Ma, montrent une zonalité où les témoins du cycle libérien (Archéen) ont occupé la partie occidentale du C.O.A. (dorsale Réguibat occidentale et domaine Kéniéba-Man), alors que ceux témoignant du cycle éburnéen (Birimien) affleurent essentiellement dans la partie orientale (dorsale Réguibat orientale et domaine Baoulé Mossi). Les formations éburnéennes sont principalement représentées par des roches sédimentaires associées à des ensembles volcaniques (Bessoles, 1977).

I.3. La dorsale Réguibat

La dorsale Réguibat doit son appellation à Menchikoff (1949). Elle correspond à un ensemble cristallophyllien, d'âge Archéen à Paléo-Protérozoïque, situé dans la partie septentrionale du C.O.A.. Elle est recouverte, respectivement, au Nord et au Sud par les formations sédimentaires néo-protérozoïques à paléozoïques des bassins de Tindouf et de Taoudeni (**Fig.2**).

I.3.1. Cadre géologique de la dorsale Réguibat

La dorsale Réguibat affleure en boutonnière étirée sur environ 1500 km de long et 250 à 400 km de large entre les parallèles 20° et 27° N et les méridiens 3° et 16°W (**Fig.3**).

Cette dorsale est divisée en deux zones distinctes :

- une zone occidentale où dominant des roches d'âge Archéen, datées à 3,5 Ga (Potrel et *al.*, 1996 ; Chardon, 1997 ; Potrel et *al.*, 1998), et formée par des événements successifs entre 3,5 et 3,45 Ga. Ces événements se sont traduits par un épaissement crustal et la mise en place d'un important épisode métamorphique dans le faciès granulite vers 2,73

Ga (Portel et *al.*, 1998). Les granites et les formations volcaniques d'âge Eburnéen sont absents ;

- o une zone centrale et orientale où dominent les roches éburnéennes, (Protérozoïque inférieur ou Paléo-Protérozoïque), et qui forment les massifs du Yetti et des Eglab (Lasserre et *al.*, 1970). Cet ensemble est plus jeune et a été daté à 2,5 à 1,6 Ga (Vachette, 1964 ; Boher, 1991). Il est constitué de séries métamorphiques, en général de plus faible degré que celles de la partie occidentale, ainsi que par des roches plutoniques et volcaniques.

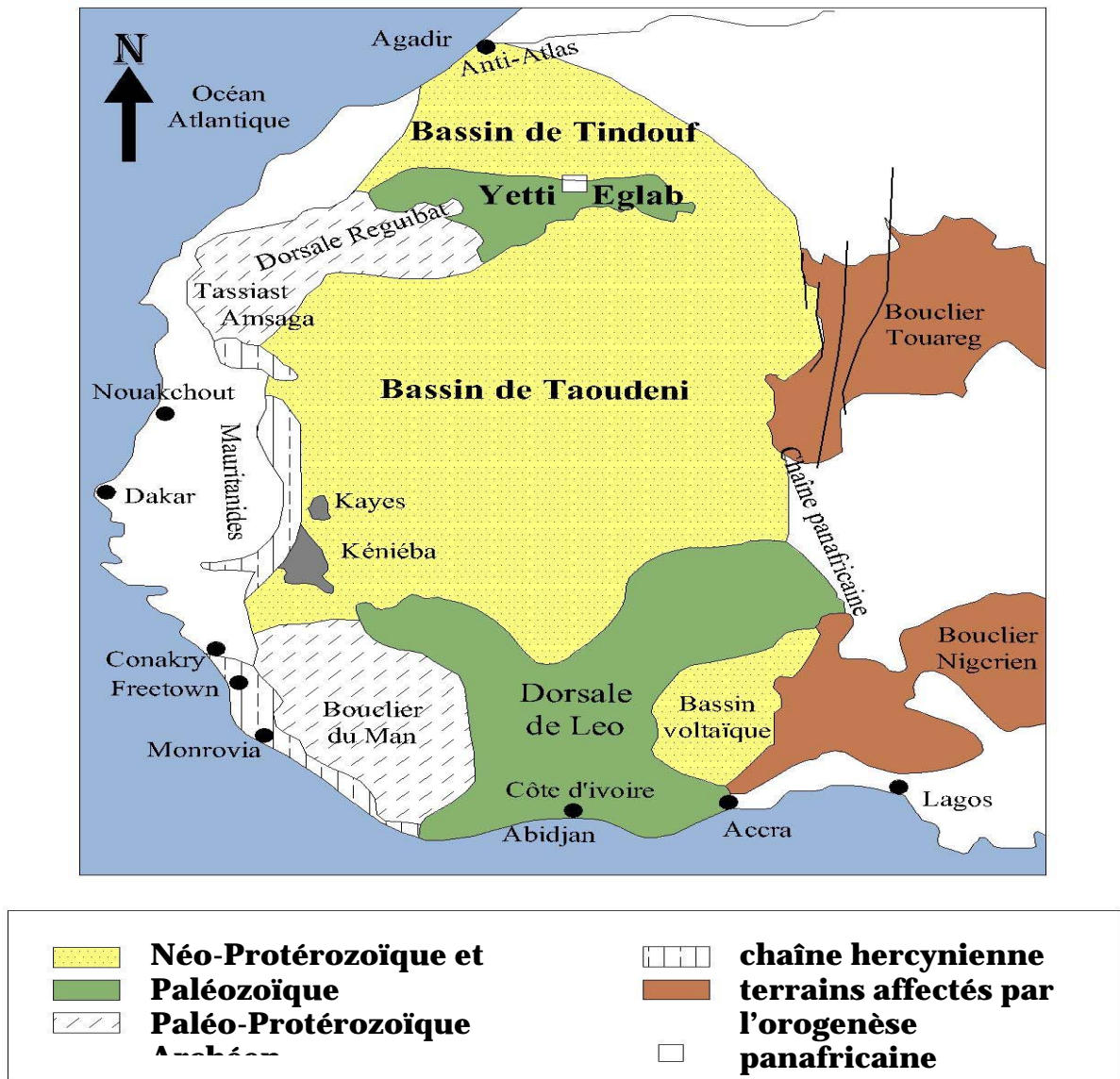


Fig.2 : Schéma géologique simplifié du craton ouest africain (in Peucat et al, 2005).

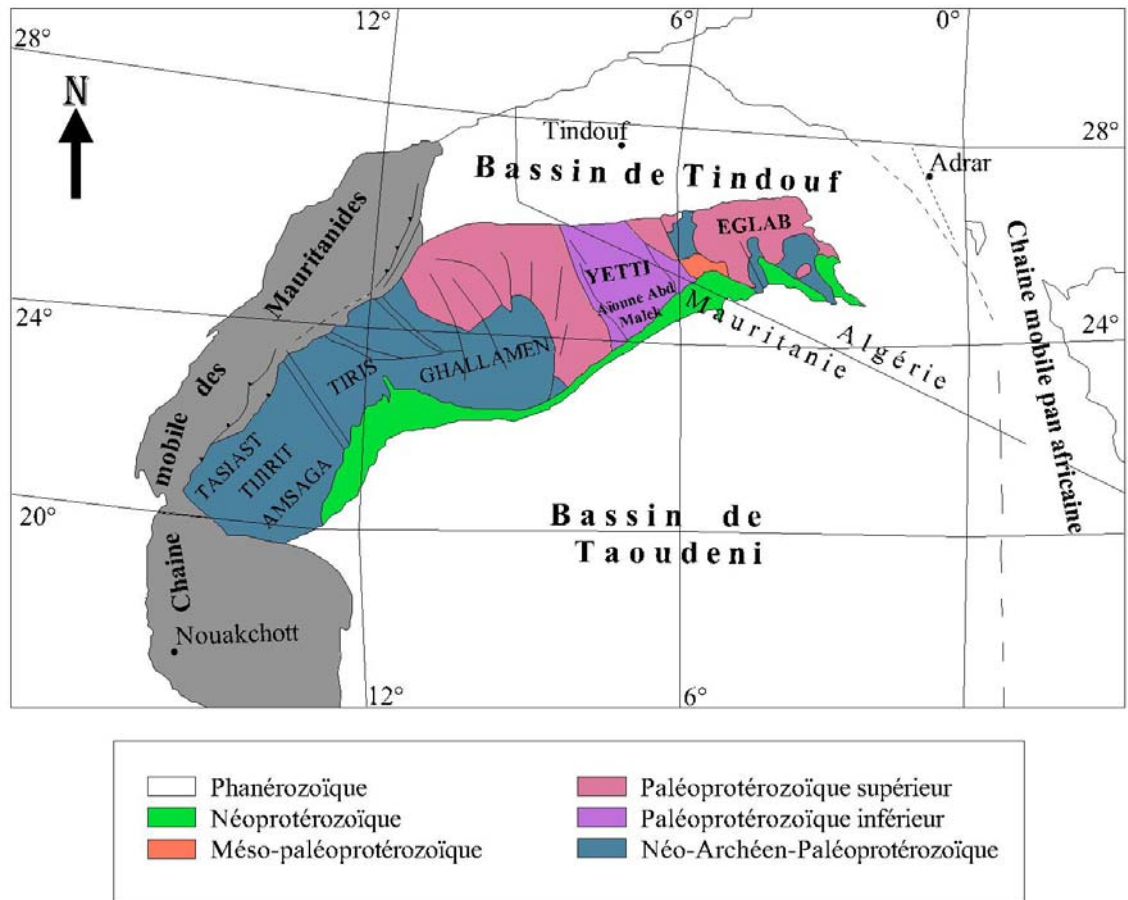


Fig.3 : Schéma géologique de la dorsale Réguibat (in Benramdane, 2007).

a) la partie occidentale de la dorsale Réguibat

Elle se situe essentiellement en territoire Mauritanien. Elle s'étend depuis le Sud-Ouest jusqu'au synclinal de Aïoune Abdel Malek à l'Est (**Fig.3**). Le socle précambrien du Tasiast, du Tijirit et de l'Amsaga, d'âge Archéen, est désigné sous l'appellation du groupe de l'Amsaga qui est subdivisé en deux grandes unités constituées essentiellement par des migmatites et des roches métamorphiques (Barrère, 1969).

b) La jointure Yetti –Eglab

Elle correspond à la limite entre le domaine Yetti et le domaine Eglab (**Fig.4**). Cette limite est connue sous l'appellation de *zone de jointure Yetti-Eglab* (Sabaté, 1973). Elle regroupe deux ensembles lithologiquement et structuralement distincts (Gevin, 1952 ; Gevin, 1960 ; Buffière et al., 1966 ; Sabaté, 1973) : le domaine Yetti à l'Ouest et le domaine Eglab à l'Est, séparés par une zone de fracture orientée globalement SSE-NWW. Les données paléomagnétiques montrent que les domaines Yetti et Eglab ont représenté des entités géologiques séparées avant qu'elles ne se réunissent vers 2 Ga, engendrant ainsi la collision continentale birrimienne (Lefort et al. 2003).

Le massif Eglab a été affecté par trois épisodes majeurs (Sabaté et Lomax, 1975) :

- la restructuration du socle des formations précambriennes inférieures (Gevin, 1951) ;
- l'orogénèse éburnéenne (Buffière et al., 1966 ; Sabaté, 1973) ;
- les dépôts discordants de la série marine du Hank dont l'âge est voisin de 1 Ga (Bassot et *al.*, 1963 ; Bertrand-Serfati et Moussine-Pouchkine, 1992). Après cette série, c'est le Précambrien de la Dorsale Réguibat qui laisse place aux dépôts glaciaires puis aux sédiments paléozoïques des synéclises de Taoudeni et de Tindouf (Caby, 1965).

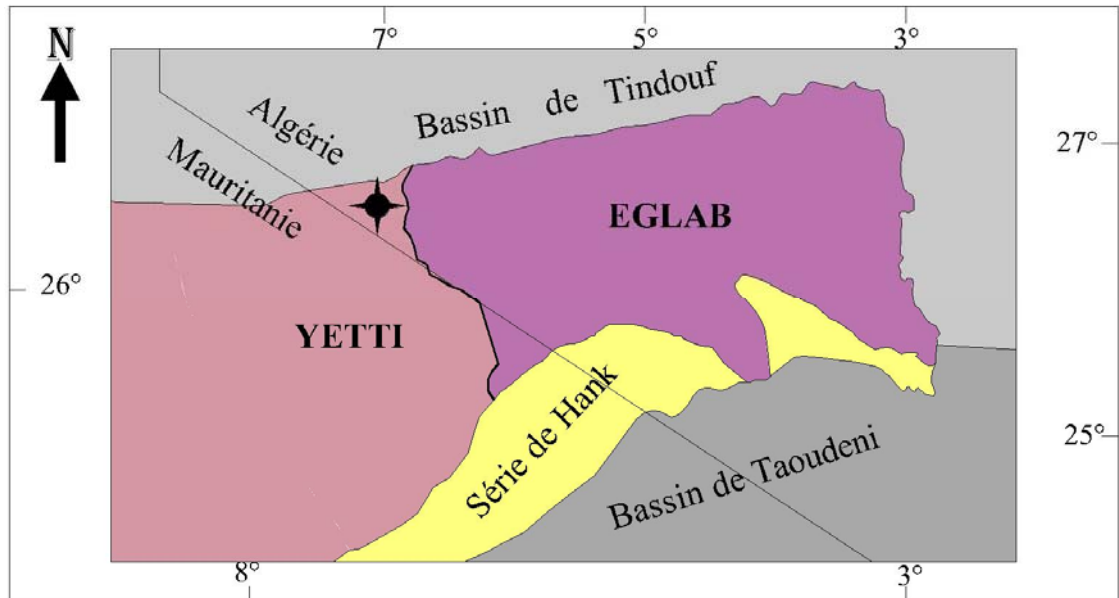


Fig.4 : Localisation de la zone d'étude dans le contexte de la dorsale Réguibat

(in Tabeliouna, 2009). ✦ : zone d'étude.

c) La partie orientale de la dorsale Réguibat

Les deux domaines Yetti et Eglab, d'âge PaléoProtérozoïque, sont dominés par les séries birimo-éburnéennes de nature volcano-sédimentaire et par d'abondantes manifestations magmatiques (Abouchami et al., 1990). Ils ont été structurés par l'orogénèse éburnéenne entre 2,12 et 2,07 Ga et recouverts ensuite par des séries néoprotérozoïques et phanérozoïques (**Fig.3**).

I.3.2. Données géologiques de la partie orientale de la dorsale Réguibat

La partie orientale de la dorsale Réguibat comprend deux domaines distincts : le Yetti à l'Ouest et les Eglab à l'Est, séparés par une de fractures appelée la zone de la jointure Yetti-Eglab (Sabaté, 1973). Cette partie de la dorsale comprend plusieurs séries lithologiques d'âge essentiellement PaléoProtérozoïque (**Fig.5**).

a) La série de Yetti (s.s) : représente un ensemble volcano-sédimentaire ayant subi deux phases de plissements et affecté ensuite par des accidents cassants et un serrage dû à la mise en place de plutons granitiques (Sabaté, 1972). Cette série est également traversée par des granitoïdes calco-alcalins et qui y ont induit un métamorphisme de contact de type Yetti (Buffière et *al.*, 1965 ; Sabaté, 1973).

b) La série d'Akilet Deilel : distinguée par Sabaté (1973) et correspond à la couverture du domaine Eglab. Elle affleure au Nord et au Nord Est de Bled M'Dena et occupe une dépression orientée SW-NE. Cette série est essentiellement constituée de grès, de quartzites clairs, d'arkoses assez grossiers et de conglomérats polygéniques. Cette série a été affectée par une tectonique tangentielle s'étant caractérisée notamment par un charriage vers l'Ouest (Sabaté, 1978).

c) La série de l'Oued Souss : définie par Buffière et *al.* (1965) comme un ensemble de formations discordantes sur le système de base Réguibat et affecté par un plissement souple. La série comprend des dépôts volcano-détritiques et des formations volcaniques à hypovolcaniques. Elle est découpée par des accidents coulissants en bandes allongés selon une direction Nord Ouest et Sud Est, présentent parfois le contact discordant entre cette série et son socle métamorphique de la série de Chegga (Sabaté, 1978).

d) La série de Chegga : décrite pour la première fois près de Hassi Chegga par Gevin (1951). Elle constitue le substratum des séries du Yetti et d'Akilet Deilel près de la jointure Yetti-Eglab. La série de Chegga est composée de leptynites, d'amphibolites, de

schistes amphiboliques et de migmatites leptynitiques (Buffière et al., 1965). Ces faciès correspondent globalement à des plagiogranites gneissiques à intercalations d'amphibolites témoins d'une croûte océanique superficielle (Peucat et al, 2005).

e) Le pluton Aftout : dont la mise en place est postérieure à la phase plicative de la série de l'Oued Souss. Le magmatisme Aftout est ainsi caractérisé par plusieurs épisodes :

- des roches vertes basiques représentées par des diorites et des gabbros doléritiques qui sont antérieurs aux granites d'Aftout ;
- des porphyres Aftout, également antérieurs au granites Aftout, et composés de microgranites noirs et de microgranites porphyriques ;
- le volcanisme Aftout, syn- à post-granite Aftout, est caractérisé par des dacites, des andésites ainsi que des émissions plus acides (ignimbrites, rhyolites, brèches pyroclastiques). Cet ensemble aurait subi, par la suite, une tectonique cassante (Lapadu-Hargues, 1947 ; Buffière et al., 1965) ;
- les granitoïdes Aftout affleurent essentiellement dans la partie orientale des Eglab et correspondent à la phase la plus récente du plutonisme Eglab (Lassere et al., 1970). Celui-ci comprend des granites (roses à rouges), des diorites et des gabbros (Lapadu-Hargues, 1947).

f) Les intrusions basiques : correspondent à de petites intrusions tardives, de type sills ou laccolites, et qui affleurent en filons de lamprophyres (Buffière et al., 1965), de dolérites, d'aplites ou même de basaltes (Baudin, 1993). Ces intrusions basiques sont plus nombreuses dans la partie orientale (massif des Eglab) que dans la partie centrale et occidentale de la dorsale Réguibat. Les séries précambriennes de Yetti et d'Akilet Deilel sont également traversées par des dykes doléritiques dont la direction varie de N 40 à N 160. Au niveau de la jointure Yetti-Eglab, les intrusions basiques apparaissent en petits massifs (Sabaté et Lameyre, 1971, Azzouni-Sekkal, 1976) et constituent deux groupes : l'un

occidental affleurant dans les régions de Bled M'dena, d'El Kahla et le long des grands filons doléritiques méridiens, l'autre, appelé groupe de la jointure, forme un alignement de petits plutons d'orientation méridienne sur la bordure du batholite Aftout.

g) La couverture inférieure :

g.1) La couverture infratillitique inférieure comprend deux séries principales :

* ***le volcanisme terminal des Eglab*** : il s'agit d'un volcanisme acide, correspondant la dernière manifestation éruptive qui a donné la forme des reliefs des Eglab. Il est constitué essentiellement de rhyodacites, de rhyolites, de dacites et parfois d'andésites ainsi que des brèches et des tufs. Ce volcanisme recoupe le granite Aftout mais peut également le remanier sous forme de brèches ou même parfois aussi le recouvrir ;

* ***la série de Guelb El Hadid*** : elle est postérieure au volcanisme Eglab, et essentiellement détritique et composée d'une succession de bancs gréseux et avec intercalations de conglomérats reposant en discordance sur les termes antérieurs du cycle Eglab (Clauer, 1971 et 1973). La série est affectée par des plissements de direction Nord-Sud, reconnue entre le méridien de Aouïnet Bel Legrâa et celui de Chenachane, est située dans la partie inférieure de la couverture infratillitique. Elle est subdivisée en deux épisodes à caractères épicontinentaux (Buffière et al., 1965) :

- ***Le Guelb El Hadid inférieur*** : comprend un ensemble gréseux, un complexe volcano-sédimentaire et des conglomérats remaniant des roches volcaniques de la série de l'Oued Souss ;
- ***Le Guelb El Hadid supérieur*** : discordant sur le précédent, il est représenté par deux faciès comprenant des grès roses conglomératiques à la base et des grès grossiers feldspathiques.

g.2) La couverture infratillitique supérieure correspond à la *série du Hank*. Elle est discordante sur la série de Guelb El Hadid. Elle représente une série marine qui débute par des dépôts gréseux et s'achève par des calcaires à stromatolites (Buffière et al., 1965). C'est avec cette dernière que s'achève le Précambrien de la dorsale Réguibat au dessus duquel viennent en discordance les dépôts glaciaires tillitiques issus des bassins paléozoïques de Tindouf et de Taoudeni (Gevin, 1973).

Ainsi, la zone de la jointure Yetti-Eglab est caractérisée par une succession d'événements éburnéens que nous avons essayé de schématiser dans **Fig. 6**.

Le socle le plus ancien de la région correspond à la série de Chegga et son granite, d'âge 2094 ± 2 Ma selon Peucat et al. (2005), qui constituent ensemble le substratum des séries du Yetti (2086 ± 8 Ma).

L'unité de la série du Yetti, d'âge (Birimien I, est plissée, métamorphisée et érodée avant le dépôt des séries supérieures d' Akilet Deilel et de l'Oued Souss, d'âge Birimien II (Buffière et al., 1965).

Le domaine Yetti – Eglab est essentiellement composé de plutons granitiques post-tectoniques qui correspondent à des granites Aftout d'âge 2071 Ma. Ensuite, se sont mises en place des roches volcaniques felsiques du volcanisme Eglab vers 2074-2065 Ma. Celles-ci recourent ou reposent sur des formations volcano-sédimentaires plissées (série d'Oued Souss) ou des formations métamorphiques plus anciennes. La série de Guelb Hadid représente la couverture de cet ensemble.

La dernière phase est représentée par des dépôts discordants de la série marine du Hank qui termine le Précambrien de la dorsale Réguibat avant les dépôts glaciaires puis les sédiments paléozoïques des bassins de Taoudeni et de Tindouf.

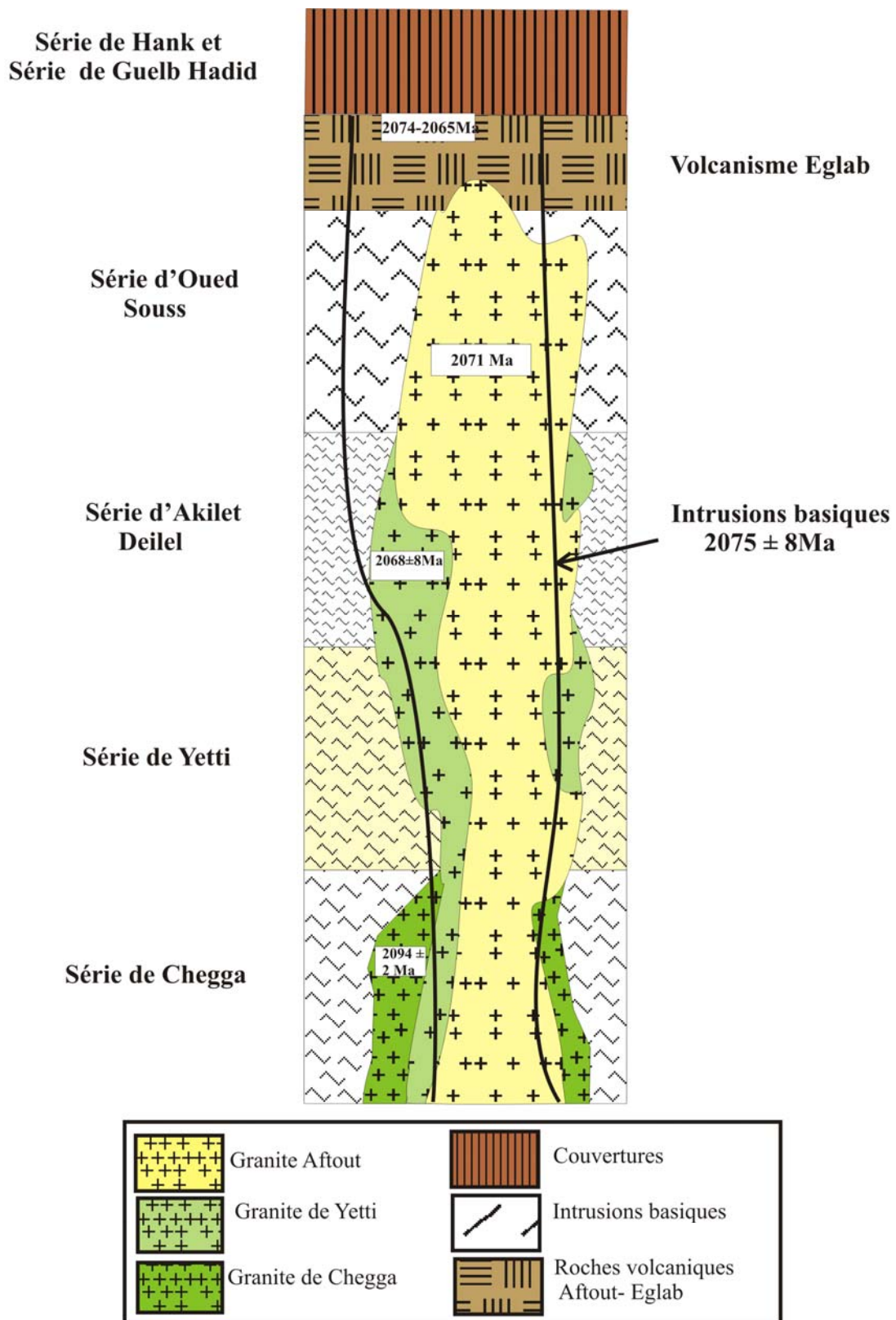


Fig.6: Log synthétique représentant les différents séries de la jointure Yetti-Eglab.
(les âges repris Peucat et al, 2005)

I.3.3. Evolution tectonique de la partie orientale de dorsale Réguibat

Plusieurs épisodes tectoniques ont affecté la région et peuvent être distingués globalement en cinq phases principales (Buffière et al., 1965) :

- * la phase tectonique Réguibat : c'est la phase reconnue la plus ancienne et qui a affecté les formations archéennes ou protérozoïques. Elle est orientée SW-NE et a été souvent reprise dans des phénomènes tectoniques ultérieurs ;

- * la phase tectonique Yetti succédant à la phase Réguibat et se traduisant par un système de fractures SSE-NNW déterminant la formation de deux unités principales de la dorsale : le massif de Yetti et le massif des Eglab ;

- * une phase postérieure au dépôt de la série du Guelb El Hadid et formant un système d'accidents sub-méridiens ;

- * la phase considérée comme le plus récent des événements liés aux plissements des séries du Hank et du Chenachane, et qui correspond à des fractures de direction SSE-NNW qui laissent penser qu'il s'agit d'un nouveau rejeu de la phase Yetti ;

- * la phase postérieure au dépôt du Dévonien précoce du bassin de Taoudeni et qui est caractérisée par le rejeu des accidents précédents. Elle provoque également l'individualisation de nouvelles fractures de direction subméridienne. Cette phase est probablement antérieure au dépôt des grés du bassin du Tindouf.

I.4. Historique des travaux

Depuis le début du vingtième siècle, la dorsale Réguibat est considérée comme étant un des plus vieux pays cristallins du continent africain. Elle a fait l'objet de plusieurs travaux suscitant un grand intérêt scientifique.

Menchikoff (1923) fut parmi les premiers géologues à s'intéresser à l'étude de la dorsale Réguibat en la définissant comme étant l'un des « vieux pays cristallins » du

continent africain. En 1949, Menchikoff a proposé le terme de « Pays cristallin Réguibat » à la dorsale.

En 1935, Monod a défini la nature de l'axe cristallin "Yetti-Eglab" alors que Jacket (1937) s'est intéressé à la géologie de la partie occidentale de la dorsale.

Gevin (1948) a entamé des études sur les formations précambriennes et leurs bordures sédimentaires. Il a déterminé, en 1951, pour la première fois les séries de Chegga, du Yetti et de Guelb El Hadid.

Lapadu-Hargues (1947) a publié une note ayant pour sujet les rapports granites-rhyolites des Eglab.

Dans la dorsale Réguibat occidentale, en territoire mauritanien, d'autres travaux étaient accomplis également. Sougy (1951 et 1952) y a reconnu les formations de Ghallaman, d'Alguet Nebkha, de Aïoun Abdel Malek et d'Imourène et comme étant un ensemble volcano-sédimentaire prolongeant, au Sud, la série de Yetti.

Blanchot (1953) a défini les deux séries de l'Amsaga et d'Akjouit au SW de la dorsale Réguibat. Sougy (1954) présente un inventaire des différentes unités géologiques, affleurant en Mauritanie orientale, ainsi qu'une description des principaux faciès de la série de Chegga.

Par ailleurs, Sougy (1960) fut à l'origine d'une première corrélation stratigraphique entre les séries précambriennes précitées. Il a désigné sous le nom de série d'Aguelte Lekhneig, les formations similaires à celles de la série d'Imourène qu'elles prolongent au Sud.

En 1962, Bonhomme obtient les résultats des premières mesures géochronologiques effectuées en territoire mauritanien. Ces derniers annoncent des âges compris entre 1990 Ma et 1818 Ma, témoins des stades tardifs de l'orogénèse éburnéenne, par comparaison avec les autres régions mieux connues de l'Afrique du Sud.

De 1960 à 1965, la S.E.R.M.I. (Société d'Etude et de Réalisations Minières et Industrielles) a présenté de nombreux travaux regroupant l'étude systématique des indices métallogéniques, les cartes géologiques à 1/200.000 de la région Yetti-Eglab ainsi que la carte à 1/500.000 de la région des Eglab.

Buffière (1964) étudie la tectonique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. En 1965, Buffière et *al.* inscrivent à leur actif plusieurs travaux dont la mise en évidence de la discordance des volcanites Eglab sur les granites Aftout et la série plissée de l'Oued Souss, la cartographie des séries du Hank et de Guelb-El Hadid et de leur discordance et également la description des groupes « Chenachane-Erg-Chech ».

Buffière et *al.* (1966) définissent également la série de l'Oued Souss comme un ensemble de formations volcaniques et volcano-sédimentaires discordantes sur le système de base-Réguibat.

En 1967, Barrère décrit les phases tectoniques ayant affecté le socle précambrien de la partie occidentale de la dorsale Réguibat. Il y établit, entre autres, une échelle stratigraphique du « PcbD ». En cette même année, Lameyre et Lasserre situent le massif annulaire de Hassi-El-Fogra dans la période éburnéenne, et ce, grâce à des datations radiométriques qui, établies sur des syénites néphéliniques (roches totales et minéraux), ont donné un âge de 2021 ± 48 Ma.

Caron et *al.* (1970) précisent l'appartenance des migmatites du Sud Iguidi aux séries de Ghallaman et de Chegga et non à celles de Aïoune Abd El Malek.

Sabaté (1970) a entamé une étude structurale et pétrographique très distincte de la jointure Yetti-Eglab et a remarqué qu'un plutonisme tonalitique jalonne celle-ci.

Lasserre et *al.* (1970) datèrent l'intrusion des granites Aftout à 1869 ± 50 Ma par la méthode Rb/Sr sur roches totales et sur minéraux.

Sabaté (1972) a précisé la structure du Yetti et en 1973 il définit également la série d'Akilet Deïlel en déterminant les relations tectoniques au sein de la jointure Yetti-Eglab.

En 1973, Vachette et *al.* réalisent une étude géochronologique des séries métamorphiques et des granites précambriens des parties Nord et Nord-Est de la dorsale Réguibat. Ils obtiennent des âges compris entre 2,0 Ga et 1,7 Ga.

Sabaté et Lomax (1975) ont noté la postériorité de la série de l'Oued Souss par rapport aux niveaux de base de la série d'Akilet Deïlel.

En 1976, Azzouni-Sekkal décrit des stocks plutoniques dans la jointure Yetti-Eglab et montre qu'ils sont préférentiellement d'affinité calco-alcaline.

Bessoles (1977) publie des travaux sur le craton ouest africain et Sabaté et *al.* (1977) parviennent à dater l'intrusion du pluton Aftout à 1925 Ma.

Kahoui (1988) a étudié le massif annulaire alcalin de Djebel Drissa dans le Précambrien des Eglab. Il met également en évidence le caractère calco-alcalin de trois groupes de granitoïdes dans la région.

En 1993, Baudin décrit les principaux traits structuraux du domaine Yetti-Eglab. Il démontre l'inexistence d'un chevauchement entre les séries d'Akilet Deïlel et de Yetti en se basant sur l'absence de klippes de charriages.

Lefort et *al.* (1994) proposent une modélisation magnétique du subméri dien de l'ensemble Yetti-Eglab.

Kahoui et *al.* (1996) avancent un âge éburnéen pour la mise en place du complexe annulaire alcalin du Djebel Drissa.

En 2001, Debabha et Ikhlef étudient la pétrologie et la minéralogie de quelques plutons basiques parsemant la jointure Yetti-Eglab.

Mahdjoub et *al.* (2002) proposent une évolution du domaine Eglab en trois stades datés respectivement à 2,2 Ga, 2,1 Ga et 2,08 Ga.

Plus récemment, Peucat et *al.* (2005) étudient le massif des Eglab et mettent en évidence, sur la base d'arguments pétrologiques et géochronologiques, les différentes étapes géodynamiques responsables de la mise en place de cette partie de la dorsale Réguibat. Ces travaux sont aujourd'hui considérés comme une référence.

Tabeliouna et *al.* (2008) décrivent les roches magmatiques de la structure circulaire du Sud de Gara Djebilet. Ils caractérisent l'affinité tholéitique du magma mis en place dans un cadre distensif post ou anorogénique.

Tabeliouna (2009) a présenté une étude pétrologique et géochimique des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena (Eglab occidental). Il met en évidence la cohabitation de deux séries magmatiques : l'une tholéitique-transitionnelle et l'autre calco-alkaline.

Par ailleurs, plusieurs étudiants du Département des Sciences de la Terre de l'Université se sont intéressés, dans le cadre de leurs mémoires d'Ingénieur d'Etat, à la description de certains faciès magmatiques de la région des Eglab.

Ainsi, Rezoug et Tahri (2001) ont étudié les roches basiques de la structure de Bled M'Dena.

Lazreg (2003) a montré que le réseau filonien basique gabbroïque est postérieur aux granites de Chegga et à la série arkosique de Guelb El Hadid.

Della (2003) a décrit quelques volcanites de la structure de Bled M'Dena.

En 2004, Bouderbala a réalisé une étude pétrologique et géochimique du magmatisme filonien acide de la région de Dleat Jnoun (Eglab, partie orientale de la dorsale Réguibat) et dans la même année, Abbou-Kebir s'est intéressée à l'étude pétrographique des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena (Eglab, SW algérien).

El Kaïm (2005) a effectué une étude pétrographique des clinopyroxénites et des faciès associés dans la structure magmatique de Gara Djebilet.

Lamhal (2005) présente les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des volcanites de la structure circulaire de Bled M'Dena

Boumelik (2005) décrit la minéralisation aurifère dans des roches précambriennes de l'Ouest africain.

En 2006, Boutefaha a décrit quelques plutonites de la structure magmatiques de Bled M'Dena et tout récemment, Allami (2008) a élaboré une étude sur les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques dans la région d'Akilet Deilel et dans la structure de Bled M'Dena.

I.5. Présentation du secteur d'étude

La structure magmatique de Gara Djebilet se situe dans la partie occidentale de la jointure Yetti-Eglab. C'est une structure ovoïde, de près de 1500 m de long, localisée entre les latitudes W 7° 00' 47'' et les longitudes N 26° 29' 22''. Elle recoupe la série de Chegga (**Fig.7**). Ce complexe magmatique est limité à l'Est par les grands filons doléritiques subméridiens, au Nord par Aouinet Belagrâa et au Sud-Est par Areigat Lemha.

I.6. Objectifs de l'étude

Le présent travail a porté principalement sur une révision de l'étude des roches magmatiques de la structure de Gara Djebilet. La coupe d'échantillonnage effectuée par Tabeliouna et *al.* (2008) a été donc reprise et les principaux objectifs visés ont concerné :

- une étude pétrographique détaillée et la proposition d'une nomenclature adaptée ;
- la précision des relations spatiales et temporelles ainsi que d'éventuelles relations génétiques entre les différents faciès magmatiques qui constituent la structure circulaire de Gara Djebilet ;

- une nouvelle approche de l'évolution géochimique de ces roches en se basant sur les données chimiques en éléments majeurs et traces disponibles depuis les travaux de Tabeliouna et *al.* (2008) ;
- une comparaison des roches de Gara Djebilet avec celles des stocks plutoniques affleurant près de la jointure Yetti-Eglab et décrits auparavant par Azzouni-Sekkal (1976), Azzouni-Sekkal et al. (2003) ainsi qu'avec celles de la structure circulaire de Bled M'Dena étudiée par Tabeliouna (2009) ;
- la proposition d'un modèle de mise en place de la structure circulaire de Gara Djebilet.



Fig.7 : Photo satellite de la structure magmatique de Gara Djebilet
(in Tabeliouna et al. 2008)

Chapitre II
Etude Pétrographique

II.1.Introduction

La structure magmatique de Gara Djebilet (N 26° 29' 22' – W 7° 00' 47''), nommée massif G par Azzouni-Sekkal (1976) ou massif du Sud Tinguicht par Azzouni-Sekkal et al. (2003), a fait également l'objet d'une étude de détails par Tabetiouna et al. (2008). Elle correspond à une intrusion de forme globalement ovoïde de près de 1500 m de long et un peu moins de 800 m de large (**Fig.8**). Cette structure recoupe la série de Chegga d'âge supérieur à 2 Ga (Tabetiouna et al., 2008).

L'étude entreprise se veut une réactualisation des travaux antérieurs de Azzouni-Sekkal (1976), Azzouni-Sekkal et al. (2003) et Tabetiouna et al. (2008). Elle a pour objectif principal d'apporter de nouveaux compléments à l'étude pétrographique des roches magmatiques de la structure de Gara Djebilet ainsi que des conditions de leur mise en place. L'échantillonnage effectué par Tabetiouna et al. (2008), selon une coupe orientée WNW-ESE (**Fig.8**), est repris ici pour une description pétrographique plus détaillée.

Par ailleurs, la structure magmatique de Gara Djebilet est située en contexte désertique et les conditions d'affleurement sont assez mauvaises (Tabetiouna, *comm. orale*). La platitude du terrain, l'ensablement ainsi que les nombreuses lacunes de visibilité sont autant de facteurs qui rendent très délicate la mise en évidence des relations spatiales entre les différents faciès ainsi que l'appréciation de leurs extensions sur le terrain.

II.2. Pétrographie de la structure magmatique de Gara Djebilet

Les observations de terrain montrent que la structure magmatique de Gara Djebilet correspond à une intrusion constituée de deux faciès principaux formant deux enveloppes emboîtées dévoilant une certaine zonalité depuis la périphérie jusqu'au cœur. Cette structure semble complexe et asymétrique, sa partie centrale paraît légèrement décentrée vers l'Est (**Fig.8**). La zone médiane de l'intrusion est recoupée par plusieurs filons, les uns sombres,

les autres clairs, traduisant des natures pétrographiques différentes. A la limite WNW de la structure, apparait un affleurement isolé peu étendu, assez sombre, et représenté par une roche à structure hypo-volcanique.

L'étude pétrographique détaillée révèle que les deux enveloppes principales de la structure sont constituées de roches assez exceptionnelles riches en clinopyroxène accompagné de proportions variables de néphéline et de feldspaths. Il s'agit de clinopyroxénites à néphéline dans l'enveloppe périphérique et de malignites dans celle plus centrale. L'affleurement de l'extrémité WNW de la structure correspond à une diorite gabbroïque. Les filons qui recourent la partie centrale de la structure se distinguent en deux réseaux nettement différents. Les uns sont riches en clinopyroxène associé à des feldspaths et correspondent à des syénites pyroxéniques. Les autres sont essentiellement plagioclasiques et forment des leuco-anorthosites.

Par ailleurs, la structure magmatique de Gara Djebilet recoupe un encaissant formé de syénites de la série de Chegga.

Les caractéristiques pétrographiques, des faciès rencontrés dans la structure magmatiques de Gara Djebilet et de leur encaissant, sont résumées dans le **Tab. 1**

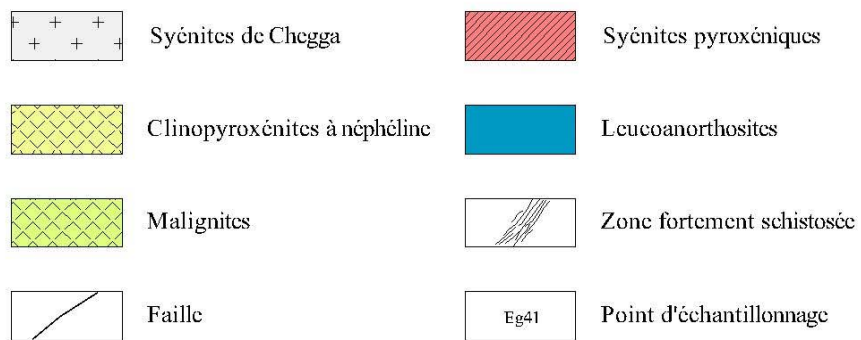
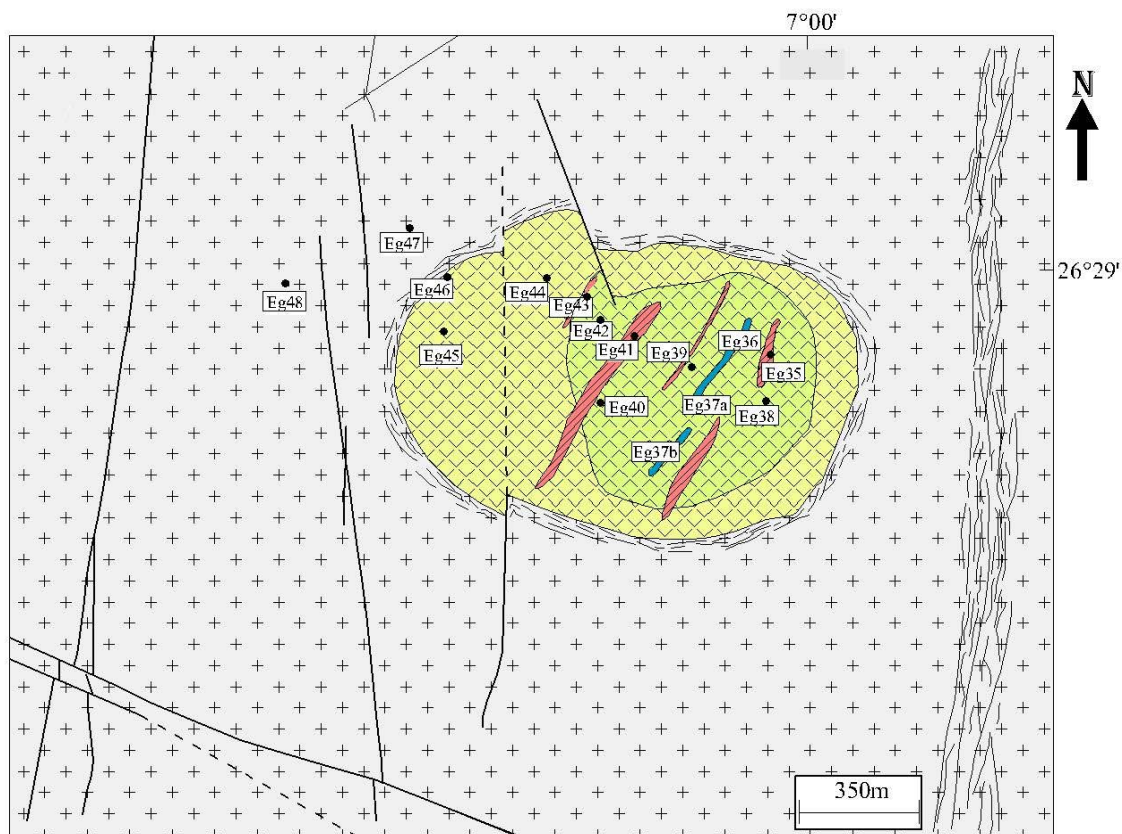


Fig. 8: Schéma géologique de la structure magmatique de Gara Djebilet
(in Tabeliouna et al., 2008)

Echant.	Texture	Composition minéralogique	Nomenclature
EG46	microgrenue	Plagio (64 %), Cpx (30 %), Amph (<1%), Op (5 %)	diorite gabbroïque
EG45	mésocumulat	Cpx (75 %), Néph (13 %), Amph (6 %), Mi (3 %), Plagio (1 %), Opx (1 %), Op (1 %)	clinopyroxénite à néphéline
EG44	mésocumulat	Cpx (70 %), Néph (14 %), Amph (8 %), Mi (5 %), Plagio (1 %), Opx (1 %), Op (1 %)	clinopyroxénite à néphéline
EG38	orthocumulat	Cpx (56 %), Néph (15 %), F.K. (11 %), Amph (9 %), Mi (4 %), Plagio (2 %), Opx (1 %), Op (1 %), Ap (<1 %)	malignite
EG42	orthocumulat	Cpx (53 %), Néph (15 %), F.K. (12 %), Amph (10 %), Mi (5 %), Plagio (2 %), Opx (1 %), Op (1 %), Ap (<1 %)	malignite
EG39	orthocumulat	Cpx (44 %), F.K. (18 %), Néph (12 %), Amph (13 %), Mi (7 %), Plagio (3 %), Opx (1 %), Op (< 1%), Ap (< 0,5 %)	malignite
EG35	orthocumulat	Cpx (51 %), Plagio (23 %), F.K. (16 %), Amph (5 %), Mi (2 %), Opx (1 %), Op (1 %), Ap (< 1 %)	syénite pyroxénique
EG41	orthocumulat	Cpx (52 %), Plagio (22 %), F.K. (16 %), Amph (4 %), Mi (3 %), Opx.(1%), Op (1%), Ap (< 1 %)	syénite pyroxénique
EG43	orthocumulat	Cpx (51 %), Plagio (24 %), F.K. (15 %), Amph (5 %), Mi (2 %), Opx (1 %), Op (1 %), Ap (< 1 %)	syénite pyroxénique
EG36	microgrenue	Plagio (94 %), F.K. (5 %), Qz (1 %), Sph (traces)	leucoanorthosite s.s.
EG37a	microgrenue	Plagio (85 %), F.K. (5 %), Qz (8 %), Tourm (2 %)	leucoanorthosite à qz (+ tourm.)
EG37b	microgrenue porphyroïde	Plagio (80 %), F.K. (5 %), Qz (13 %), Tourm. (1 %), Grt (1 %)	leucoanorthosite à qz (+ tourm + grt)
EG37'	microgrenue porphyroïde	Plagio (78 %), Qz (15 %), F.K. (5 %), Grt (1 %), Musc (1 %)	leucoanorthosite à qz (+ grt + musc)
EG47	microgrenue porphyroïde	F.K. (90 %), Plagio (7 %), Qz (2 %), Mi (1 %), Musc (traces)	syénite à micas
EG48	grenue porphyroïde	F.K. (84 %), Plagio (9 %), Qz (7 %)	syénite à quartz

Tab. 1 : Récapitulatif des caractères pétrographiques des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet.

Abréviations : Plagio : plagioclase, F.K. : feldspath alcalin ; Qz : quartz ; Cpx : clinopyroxène ; Opx : orthopyroxène ; Amph : amphibole ; Mi : mica noir ; Musc : muscovite ; Grt : grenat ; Tourm : tourmaline ; Sph : sphène ; Ap : apatite ; Op : opaques

II.2.1. La diorite gabbroïque (échant. EG 46)

Un seul affleurement de ce faciès, d'extensions réduites, a été reconnu juste à la limite WNW de la structure magmatique de Gara Djebilet (**Fig.8**), dans des conditions ne permettant pas de mettre en évidence avec précision ses relations spatiales avec l'ensemble de la structure. C'est un faciès massif, très sombre et parsemé de taches blanchâtres de feldspath. Le grain est fin et bien engrené.

L'examen microscopique montre que la roche est essentiellement constituée de plagioclase et de clinopyroxène auxquels s'associent quelques cristaux d'amphibole et d'opacques (**Tab.1**). La texture est microgrenue à tendance doléritique et montre assez souvent de petits grains de clinopyroxène logés entre des lattes de plagioclase (**Photo 1**).



Photo 1 : Vue en lame mince de la diorite gabbroïque (échant. EG 46).

Les cristaux de clinopyroxène sont le plus souvent logés entre les lattes de plagioclase
(L.P., 20x)

Le plagioclase est très abondant dans ce faciès. Sa proportion atteint 64 % de la composition modale de la roche. Il se présente le plus souvent en petites tablettes

automorphes, de 0,2 à 1 mm, s'appuyant les unes contre les autres. Les sections sont assez fraîches et limpides et les macles simples ou polysynthétiques sont toujours présentes. Quelques fois, le plagioclase forme de petites plages interstitielles et altérées en damourite. Dans cet habitus, il peut être à tendance pœcilitique et peut englober de petits grains de clinopyroxène, d'amphibole ou d'opaqes. La détermination de la composition du plagioclase, par méthode optique, révèle des teneurs en anorthite comprises entre An₁₄ et An₂₀ et correspondant à de l'oligoclase.

Le clinopyroxène forme près du tiers du volume total de la roche. Il apparait en prismes de près de 1,5 mm, disséminés dans la roche, ou en petites sections polygonales, de moins de 0,3 mm de diamètre, le plus souvent nichées entre les lattes de plagioclase. Globalement, pour ces deux habitus, les cristaux sont sub-automorphes à automorphes et sont légèrement colorés en jaune verdâtre avec un faible pléochroïsme. Le clivage unique est assez grossier sur les cristaux allongés alors que les sections polygonales peuvent montrer quelques fois les clivages conjugués sub-orthogonaux. La biréfringence est moyenne et l'extinction oblique ($\alpha \approx 45^\circ$). La macle h1 et le zonage caractérisent certaines sections polygonales. D'une manière générale, les caractères optiques observés semblent correspondre à ceux du diopside.

Par ailleurs, certains cristaux de clinopyroxène peuvent renfermer parfois de petites baguettes de plagioclase ou des grains d'opaqes alors que d'autres sont partiellement ouralitisés.

L'amphibole apparait en très faible proportion dans la roche (moins de 1 %). Elle se présente en petites sections polygonales de moins de 1 mm de diamètre. Elle est légèrement colorée en jaune verdâtre et le pléochroïsme est faible. Les clivages sont peu perceptibles. La biréfringence est moyenne et l'extinction oblique ($\alpha \approx 17-26^\circ$). Cette amphibole correspond à de l'hornblende verte.

Les minéraux opaques représentent près de 5 % de la composition modale de la roche. Ils se distinguent, selon leurs caractéristiques en lumière réfléchie, en magnétites et en sulfures montrant des habitus différents. Les cristaux de magnétite forment de petites baguettes, de près de 1 mm de long, ou des sections automorphes sub-carrées à losangiques de 0,3 à 0,7 mm de large, disséminés dans la roche ou incluses le plus souvent dans le clinopyroxène (**Photo 2**). Les sulfures apparaissent toujours en petites plages interstitielles et xénomorphes de moins de 0,3 mm de large (**Photo 3**).



Photo 2 : Cristaux automorphes de magnétite inclus dans un clinopyroxène de la diorite gabbroïque. (Vue en L.R., 50 x)



Photo 3 : Section interstitielle de sulfure dans la diorite gabbroïque.

(Vue en L.R., 50 x)

Selon les relations mutuelles observées entre les différents constituants de cette roche, l'ordre de cristallisation dans cette roche peut s'établir ainsi :

Magn → Cpx → Amph → Sulf → Plagio

II.2.2. Les clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 44 et EG 45)

Ce faciès forme l'enveloppe externe de la structure magmatique de Gara Djebilet (**Fig. 8**). A l'affleurement, les roches sont massives et de couleur vert très sombre. Elles sont à structure grenue et montrent des prismes de pyroxène, de près de 1 cm de long, des cristaux d'amphibole verte ainsi que des taches blanchâtres de près de 3 mm de diamètre.

En lames minces, ces roches apparaissent très riches en clinopyroxène auquel s'associent de la néphéline, de l'amphibole, du mica noir et de petites quantités de plagioclase, d'orthopyroxène et d'opakes. Elles montrent, cependant, de légères variations

dans la taille du grain ainsi que de la composition modale (**Tab.1**). L'échantillon **EG 45**, situé en position plus externe, est à grain fin à moyen et renferme un peu plus de clinopyroxène. En revanche, la roche **EG 44**, occupant une position plus interne, est à grain relativement plus grossier et contient un peu plus d'amphibole et de mica noir.

Les textures sont, en revanche, assez comparables dans les deux roches et montrent toutes deux un caractère cumulatif. La phase de cumulus est formée de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de mica noir et d'une première génération de minéraux opaques. L'intercumulus, dont la proportion ne dépasse pas 25 % du volume total de la roche, est constitué de néphéline, d'amphibole ainsi que de quelques sections interstitielles d'opaques. Selon la nomenclature de Irvine (1982), ce type textural correspond à un mésocumulat (**Photos 4 et 5**).

Le clinopyroxène constitue la phase minérale dominante dans ce faciès et sa teneur modale atteint 75 % du volume total de la roche. Les cristaux apparaissent en prismes allongés de 3 à 10 mm de long ou en sections polygonales de 0,5 à 2 mm de diamètre (**Photos 4 et 5**).



Photo 4 : Clinopyroxénite à néphéline à texture de mésocumulat (**échant. EG 45**). La néphéline est incolore et forme des plages interstitielles à tendance pœcilitique. Le clinopyroxène est vert et apparaît en cristaux sub-automorphes à automorphes. (Vue en L.N. ; 20 x)

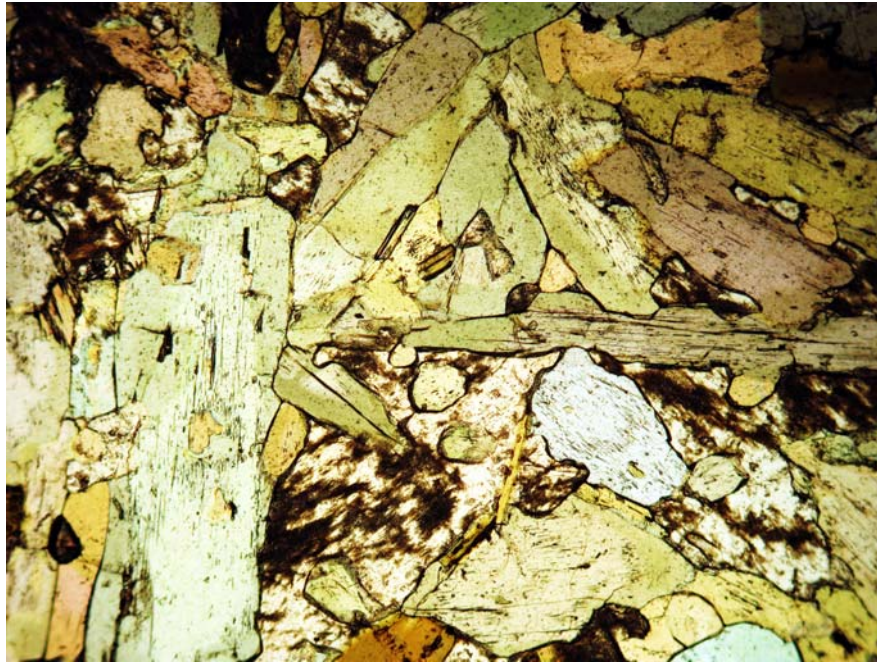


Photo 5 : Clinopyroxénite à néphéline à texture de mésocumulat (**échant. EG 44**). La néphéline (Nép), incolore et interstitielle, est ici très altérée (taches gris-brun de cancrinite). Le Cpx verdâtre apparaît en cristaux prismatiques sub-automorphes à automorphes. En bas de la photo, une section de mica noir (M). (Vue en L.N. ; 20 x)

Les sections, subautomorphes à automorphes, montrent des bords nets et parfois corrodés et des clivages assez frustes. Elles sont légèrement colorées en vert clair et le pléochroïsme est faible. La macle h1 ou le zonage apparaissent assez souvent sur les sections polygonales. Les caractères optiques ainsi observés correspondent à ceux du diopside.

Par ailleurs, de nombreux cristaux prismatiques de clinopyroxène montrent des exsolutions (d'opx ?) alors que les petites sections polygonales ont tendance à former des jonctions à 120°. Ces observations pourraient traduire des processus de recristallisation ayant affecté les roches de ce faciès.

En outre, le clinopyroxène peut être riche en inclusions de magnétite en grains sub-arrondis à subautomorphes.

Enfin, certains cristaux de clinopyroxène ont été touchés par une ouralitisation plus ou moins poussée.

La néphéline atteint 14 % de la composition modale de ces roches. Elle forme toujours des plages interstitielles à tendance pœcilitique, de 1 à 3 mm de large, ayant tendance à englober presque tous les autres constituants de la roche (**Photos 4 et 5**). Les sections, à relief très faible, sont incolores et montrent le plus souvent un aspect trouble dû à une altération assez poussée se traduisant par la propagation de taches ou nuages gris-brun qui pourraient correspondre à de la cancrinite. Les clivages sont très difficilement reconnaissables. La biréfringence est très faible et les teintes gris noir appartiennent au début du 1^{er} ordre de l'échelle chromatique. La reconnaissance du feldspathoïde a été très délicate à faire à cause de ses fortes ressemblances avec les feldspaths alcalins surtout. L'aspect et la nature des produits d'altération peuvent être aussi déterminants. L'utilisation de la lumière convergente peut également s'avérer nécessaire. Dans quelques rares cas, nous avons pu observer une croix noire décentrée caractéristique de ce type de minéraux uniaxes.

L'amphibole est représentée par de l'hornblende verte dont la proportion reste légèrement différente entre les échantillons **EG 45** (6 %) et **EG 44** (8 %). La teneur modale de l'amphibole semble s'accroître à mesure que diminue celle du clinopyroxène. L'habitus est cependant très comparable dans les deux roches. L'amphibole apparaît toujours en sections interstitielles pœcilitiques de 2 à 5 mm de large. Les plages peuvent englober des cristaux de clinopyroxène, de petites paillettes de mica noir ainsi que des grains de sulfures et/ou d'oxydes de fer. Les sections sont colorées en vert clair à vert olive et le pléochroïsme est léger. Les clivages losangiques peuvent être observés sur quelques individus.

Certaines plages d'amphibole montrent parfois une transformation en mica noir qui se développe ainsi en taches diffuses à partir du cœur ou en bordure des sections.

Le mica noir est présent dans les clinopyroxénites à néphéline avec des proportions différentes entre les deux échantillons représentatifs de ce faciès : 3 % dans **EG 45** et 5 % dans **EG 44**. Sa quantité modale semble également augmenter, comme celle de l'amphibole, de l'extérieur vers l'intérieur de la zone des clinopyroxénites. Dans les deux échantillons, le mica noir montre néanmoins un habitus primaire et un habitus secondaire. Lorsqu'il est primaire, il apparaît en petites paillettes sub-automorphes à automorphes de 0,1 à 0,5 mm de long. La couleur est brune à marron clair et le pléochroïsme est fort. Le clivage est bien exprimé. Dans cet habitus, le mica noir semble constituer l'une des phases minérales du cumulus et les sections sont le plus souvent incluses dans l'amphibole ou la néphéline et très rarement disséminées dans la roche. Nous n'avons pas pu constater de relations mutuelles directes entre le clinopyroxène et le mica noir primaire et nous estimons ainsi qu'il a pu cristalliser juste après l'inosilicate.

Le mica noir secondaire résulte de la transformation d'amphibole. Il forme, dans ce cas, de petites paillettes subautomorphes occupant le cœur des plages d'amphibole ou soulignant leurs contours. Par endroits, les petites paillettes de mica noir secondaire forment des amas résultant probablement d'une pseudomorphose totale d'une section d'amphibole.

Le plagioclase est très peu abondant dans ce faciès. Sa quantité ne dépasse guère 1 % de la composition modale des roches. Il forme de petites plages xénomorphes à sub-automorphes, de moins de 0,5 mm de large, le plus souvent en contact avec le feldspathoïde. Le plagioclase est cependant incolore et limpide et les macles polysynthétiques sont toujours présentes.

La détermination, par méthode optique, de sa teneur en anorthite donne des valeurs comprises entre An_7 et An_{14} correspondant donc à de l'oligoclase.

L'orthopyroxène apparaît également en très faible proportion dans les clinopyroxénites à néphéline et sa teneur modale n'excède pas 1 % du volume total de la roche. Il apparaît soit en petits prismes, sub-automorphes, de 1 à 2 mm de long, soit en sections polygonales de moins de 0,5 mm de diamètre. Il est incolore à très légèrement jaunâtre, le relief est fort et les clivages grossiers sont parfois bien distincts. La biréfringence est faible et l'extinction droite. L'orthopyroxène côtoie le plus souvent le clinopyroxène qu'il accompagne dans la phase de cumulus. Les inclusions, reconnaissables dans ce ferromagnésien, consistent en quelques minuscules granules d'oxydes de fer.

Les minéraux opaques sont présents dans ce faciès en faible quantité modale (moins de 1 %). Ils semblent former deux générations. La première est précoce et fait partie de la phase de cumulus. Elle correspond à de la magnétite apparaissant en sections automorphes, de 0,1 à 0,3 mm, incluses dans le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole et le mica noir primaire (**Photo 6**). La seconde génération est tardive, interstitielle et fait partie de l'intercumulus. Elle est formée de grains de sulfures sub-automorphes à xénomorphes qui peuvent atteindre 1 mm de large (**Photo 7**).

Enfin, selon les relations mutuelles observées entre les minéraux constitutifs des clinopyroxénites, l'ordre de cristallisation peut être ainsi reconstitué :

Magn → Cpx → Opx → Biot → Hbde → Sulf → Nép → Plagio

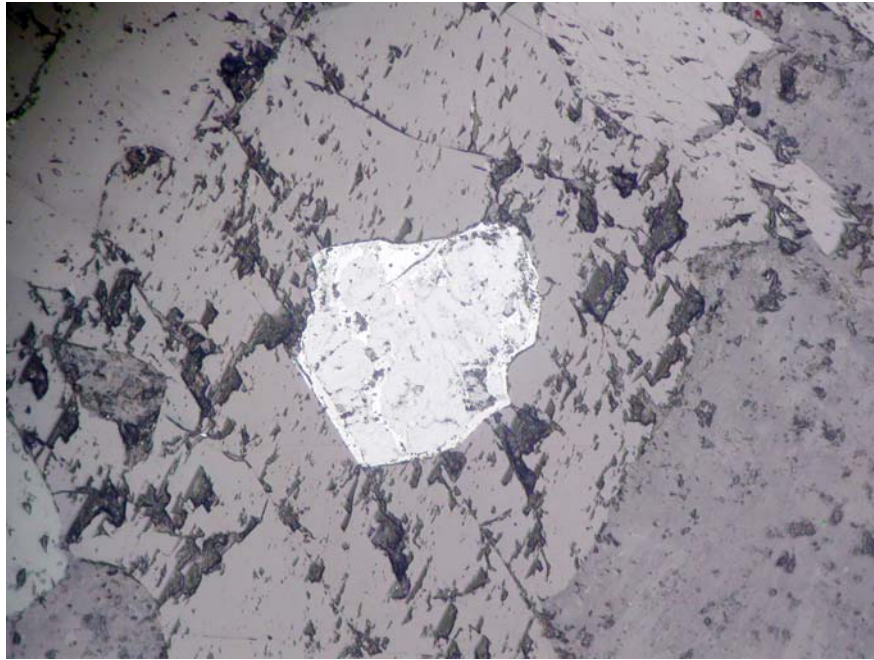


Photo 6 : Cristal subautomorphe et corrodé de magnétite inclus dans une amphibole (clinopyroxénite à néphéline : **échant. EG 44**). (Vue en L.R. ; 50x)

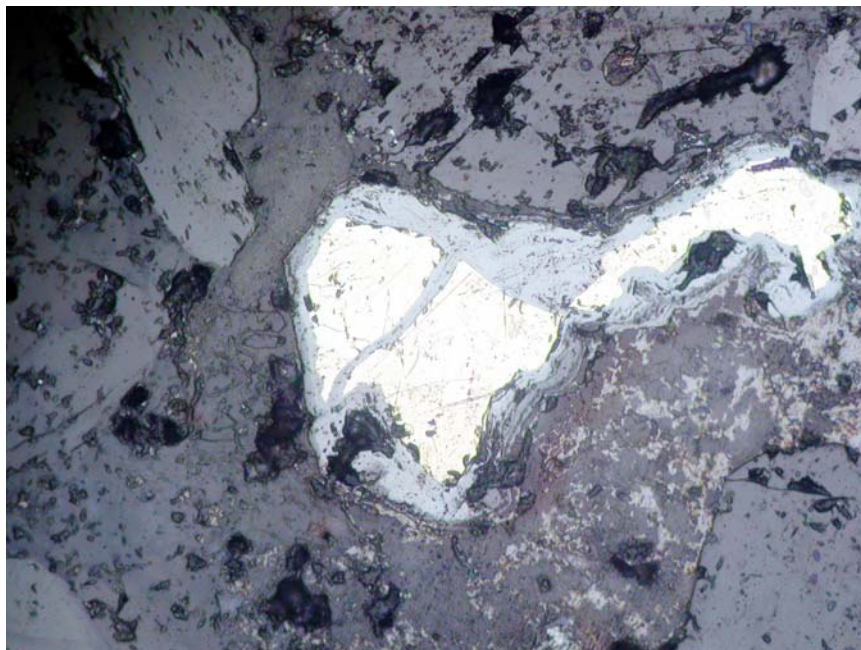


Photo 7 : Section interstitielle de sulfure dans une clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**). (Vue en L.R. ; 50x)

II.2.3. Les malignites (échant. EG 38, EG 39, EG 42)

Ce faciès forme l'enveloppe interne de l'intrusion de Gara Djebilet (**Fig.8**). A l'affleurement, les roches sont, d'une manière générale, plus claires que les clinopyroxénites traduisant ainsi une

plus grande richesse en minéraux blancs. A la cassure, le grain est moyen à grossier et la structure est grenue. Les cristaux blancs, néphéline et feldspaths, sont plus nombreux, dépassent parfois 3 mm de large et contrastent nettement dans un fond essentiellement clinopyroxénique.

En lames minces, les roches révèlent globalement des compositions minéralogiques dans lesquelles dominent principalement le clinopyroxène, la néphéline et le feldspath alcalin associés à des quantités modérées d'amphibole et de mica noir ainsi que de faibles proportions d'orthopyroxène, de plagioclase, d'apatite et d'opagues (**Tab.1**). Le terme de malignite a été adopté ici pour caractériser ces roches assez particulières dans lesquelles les feldspaths et les feldspathoïdes sont associés à une très forte proportion de clinopyroxène. Ces roches pourraient correspondre ainsi à des monzonites feldspathoïdiques selon la classification de Streckeisen (1976). Les échantillons **EG 42** et **EG 38** montrent une composition minéralogique assez comparable et semblent appartenir à une même zone située en position externe dans ce faciès des malignites. L'échantillon **EG 39**, situé en position plus interne, pratiquement au cœur de la structure magmatique étudiée, est plus pauvre en clinopyroxène mais plus riche en amphibole, mica noir et en minéraux blancs (néphéline et feldspaths).

D'une manière générale, les malignites sont toutes caractérisées par une texture à caractère cumulatif de type orthocumulat (**Photos 8 et 9**). La phase de cumulus est constituée de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de mica noir, d'apatite et d'une première génération d'opagues. L'intercumulus, dont la proportion est comprise entre 37 et 50 %, est formé de néphéline, de feldspath alcalin, d'amphibole, de plagioclase et d'une seconde génération d'opagues.

Le clinopyroxène reste le minéral dominant dans les malignites. Ses proportions varient entre 44 et 56 % de la composition modale de la roche. C'est le constituant principal

de la phase cumulus. Il apparaît en petites sections polygonales, de 0,5 à 2 mm de large, ou en cristaux prismatiques de 3 à 10 mm de long. Les formes sont subautomorphes à automorphes, les contours accusés et parfois corrodés. Le clinopyroxène est faiblement coloré en jaune verdâtre et le pléochroïsme est faible. Les clivages sont assez frustes notamment sur les sections prismatiques. La biréfringence est moyenne et l'extinction oblique. La macle h1 et le zonage sont assez fréquents. Ces caractéristiques optiques correspondent à celles du diopside.

Le clinopyroxène renferme des inclusions d'oxydes de fer en grains sub-arrondis. Une transformation partielle en ouralite peut être observée sur certains gros individus. Par ailleurs, comme dans les clinopyroxénites à néphéline, nous avons pu constater que de nombreux prismes de clinopyroxène montrent des exsolutions (d'opx ?) et que les petites sections polygonales ont tendance à former des jonctions à points triples à 120°.

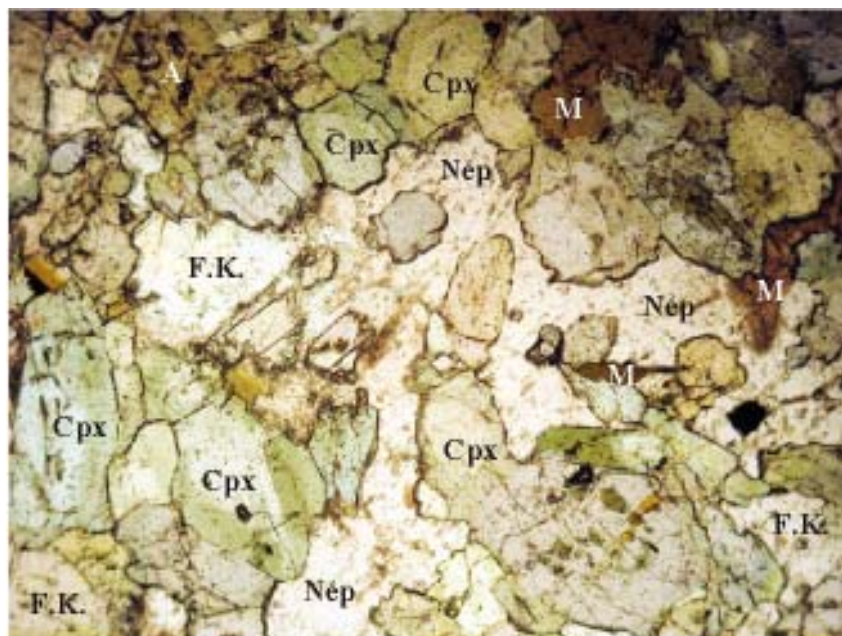


Photo 8 : Vue en lame mince d'une malignite à texture d'orthocumulat (échant. EG 42)

La néphéline (Nép) et le feldspath alcalin (F.K.), incolores et interstitiels, ont tendance à englober des clinopyroxènes (Cpx), des amphiboles (A), des micas (M) et quelques opaques (en noir). La néphéline se distingue des feldspaths par la présence d'un voile gris-brun dû à son altération en cancrinite. (Vue en L.N., 20 x)

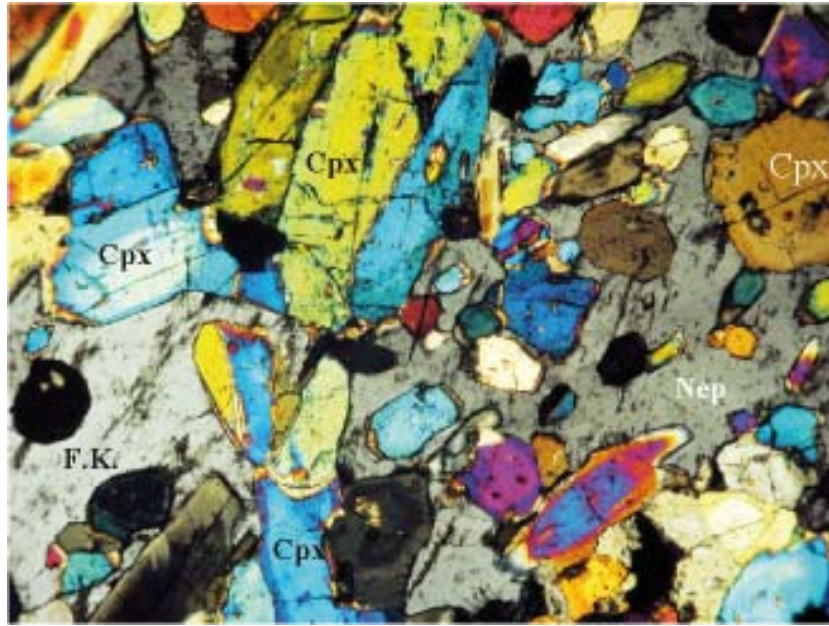


Photo 9 : Vue en lame mince d'une malginitite à texture d'orthocumulat (échant. **EG 39**)

La néphéline (Nép) et le feldspath alcalin (F.K.) sont interstitiels et englobent de nombreux clinopyroxènes (Cpx). (Vue en L.P., 20x)

La néphéline est assez abondante dans les roches de ce faciès. Sa proportion tend à diminuer de l'extérieur vers l'intérieur de la zone des malginites. Elle atteint ainsi 15 % de la composition modale des échantillons **EG 38** et **EG 42** et ne dépasse pas 12 % dans **EG 39**. Dans ces roches, la néphéline s'associe toujours avec les feldspaths pour former l'essentiel de l'intercumulus. Elle se présente en plages interstitielles, à tendance pœcilitique, occupant pratiquement tout l'espace entre les phases minérales du cumulus (**Photo 5**). Les sections sont incolores mais le plus souvent troubles à cause de l'altération. La néphéline peut englober de petits clinopyroxènes, des grains sub-arrondis d'opacques, des paillettes de mica noir ainsi que des apatites.

Le feldspath alcalin forme 11 à 18 % de la composition modale des malginites. Sa proportion est plus élevée dans l'échantillon **EG 39** représentant la zone interne du faciès des malginites. Elle est également inversement proportionnelle à celle de la néphéline. Le feldspath alcalin forme toujours des plages xénomorphes et interstitielles de près de 3 mm de

large (**Photos 8 et 9**). Les sections sont toujours homogènes et quelquefois un peu troubles à cause de l'altération. Les macles ou les formes perthitiques n'ont pas été observées.

Le plagioclase est également présent dans ce faciès et sa quantité reste assez constante dans les trois échantillons de ce faciès (2 à 3 %). Il apparaît en petites sections subautomorphes, de moins de 0,6 mm de long, toujours interstitielles et tardives. Le plagioclase est incolore et limpide et les macles polysynthétiques sont parfois présentes.

L'amphibole apparaît en quantités modérées dans les malignites. Sa proportion est relativement comparable dans les échantillons **EG 38** et **EG 42** (9 à 10 %) et atteint 13 % dans l'échantillon **EG 39 (Tab.1)**. Elle s'accroît toujours avec la diminution de la teneur en clinopyroxène. L'amphibole accompagne toujours la néphéline et les feldspaths dans l'intercumulus. Elle se présente également en plages pœcilitiques, de 2 à 5 mm de large, qui forment parfois des amas polycristallins dans la roche. Les sections peuvent englober la plupart des constituants du cumulus (cpx, opx, mica noir, opaques et apatite). Elles sont colorées en vert clair à vert olive et le pléochroïsme est net. Les clivages losangiques sont parfois bien exprimés. Cette amphibole présente les caractéristiques optiques d'une hornblende verte.

Par ailleurs, certaines plages d'amphibole montrent une pseudomorphose partielle en mica noir. Le mica apparaît alors en taches diffuses de couleur brunâtre au cœur des sections ou peut former des festons de minuscules paillettes à clivage net en bordure des plages d'amphibole.

Le mica noir reste peu abondant dans les malignites. Sa teneur modale tend à augmenter avec celle de l'amphibole. Il peut montrer également deux habitus dans ce faciès. Un habitus primaire apparaissant en petites paillettes de moins de 1 mm de long, subautomorphes à automorphes, et semblant ainsi faire partie du cumulus. Sa couleur est brune et le pléochroïsme est fort. Le clivage unique, fin et régulier, s'observe assez souvent.

Dans cet habitus, le mica noir est le plus souvent inclus dans l'amphibole, la néphéline et les feldspaths, ou quelques fois disséminée aux joints de grains. L'habitue secondaire correspond à du mica noir se développant aux dépens de l'amphibole comme décrit précédemment.

L'orthopyroxène reste assez rare dans ce faciès et sa quantité n'excède pas 1 % du volume total des roches. Il se présente le plus souvent en petits cristaux de 0,5 à 2 mm de long. Les sections sont sub-automorphes, incolores et à relief fort. Le clivage est peu distinct. La biréfringence est faible et l'extinction est droite. Les rares inclusions contenues dans l'orthopyroxène consistent en quelques granules de magnétite.

Les minéraux opaques sont également très peu abondants et leur proportion ne dépasse guère 1 % de la composition minéralogique de ces roches. Ils correspondent à des magnétites et des sulfures. Les oxydes de fer sont précoces et forment de petits grains automorphes inclus dans le clinopyroxène, l'orthopyroxène, l'amphibole, le mica noir et la néphéline (**Photo 10**). Les sulfures sont plus tardifs et constituent de petites plages xénomorphes et interstitielles entre les autres phases minérales de l'intercumulus.



Photo 10 : Cristaux de magnétite inclus dans une plage de néphéline (malignite, échant. EG 41). (Vue en L.R. ; 50x)

L'apatite représente une phase accessoire et apparaît toujours en proportion inférieure à 1 % dans les malignites. Elle forme de petites sections polygonales, de moins de 0,5 mm de large, le plus souvent incluses dans le clinopyroxène, l'amphibole ou le mica noir. Elle est incolore et limpide. Son relief est bien accentué. Elle ne semble pas renfermer d'inclusions.

L'ordre de cristallisation dans les malignites semble assez comparable à celui reconstitué dans les clinopyroxénites à néphéline. La seule différence réside dans la présence d'apatite dont la cristallisation s'intercale entre celle de la magnétite et celle du clinopyroxène. Ainsi, l'ordre de cristallisation dans les malignites peut s'établir :

Magn → Ap → Cpx → Opx → Mica → Hbde → Sulf → Nép → Plagio

II.2.4. Les syénites pyroxéniques (échant. EG 35, EG 41 et EG 43)

Ces roches affleurent en filons recoupant la structure magmatique de Gara Djebilet, dans sa partie médiane, selon une direction globalement orientée NNE-SSW (**Fig.8**). Elles correspondent à un faciès de couleur vert clair où contrastent nettement les feldspaths. Le grain est moyen et les cristaux sont bien engrenés.

L'examen microscopique révèle une composition minéralogique à dominance de clinopyroxène et de feldspaths. L'amphibole, le mica noir, l'orthopyroxène, l'apatite et les opaques sont également présents mais en quantités accessoires (**Tab.1**). Le terme de syénite pyroxénique a été adopté ici pour caractériser ces roches feldspathiques très riches en clinopyroxène et dont les équivalents correspondraient tout simplement à des monzonites selon la classification de Streckeisen (1976).

Les compositions minéralogiques des trois échantillons étudiés sont assez comparables et ne semblent pas montrer de variations significatives. Les textures sont également toutes à caractère cumulatif de type orthocumulat (**Photos 11 à 12**). Le cumulus est

constitué de clinopyroxène, d'orthopyroxène, de mica noir, d'apatite et d'opales. L'intercumulus, dont la proportion peut atteindre près de 45 % du volume total de la roche, est principalement formé de feldspaths auxquels s'associe de l'amphibole interstitielle.

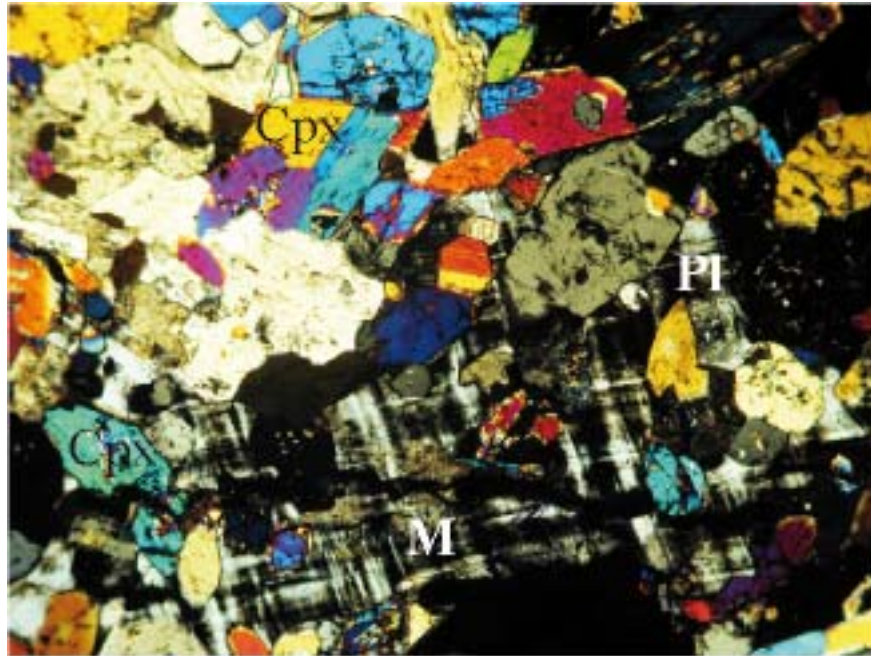


Photo 11 : Vue en lame mince d'une syénite pyroxénique (échant. EG 35).

On peut distinguer la grande plage de microcline (M) occupant presque toute la moitié inférieure de la photo. Les minéraux biréfringents sont des clinopyroxènes (Cpx). (Vue en L.P., 20x)

Le clinopyroxène constitue la phase minérale dominante dans ce faciès. Sa teneur modale reste relativement constante dans les trois échantillons étudiés (51 à 52 %). L'habitus du clinopyroxène est également très comparable. Il se présente en cristaux prismatiques sub-automorphes de 0,5 à 3 mm ou en sections polygonales de moins de 1 mm de diamètre. Les contours sont bien accentués et parfois corrodés. Le clinopyroxène est légèrement coloré en jaune verdâtre et montre un pléochroïsme faible. Le clivage unique est grossier sur les faces prismatiques alors que les clivages conjugués sub-orthogonaux peuvent être observés sur certaines sections polygonales. La biréfringence est moyenne et l'extinction oblique. La macle h1 et le zonage sont souvent présents. Le clinopyroxène montre les caractères optiques du diopside.

Une transformation partielle en ouralite affecte quelques individus de clinopyroxène.
Les inclusions d'apatite et d'opakes sont assez fréquentes.

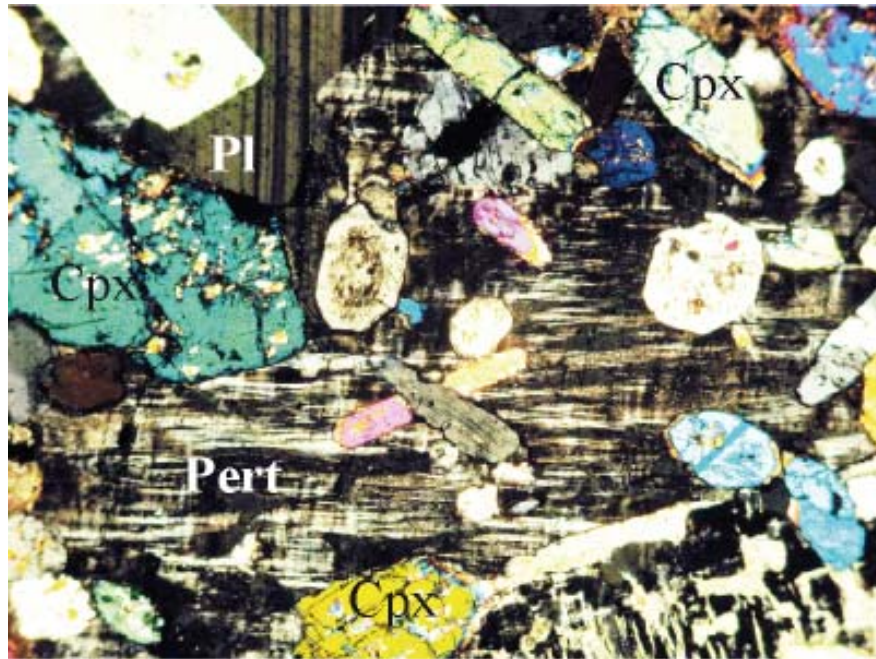


Photo 12 : Vue en lame mince d'une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**)

La partie médiane de la photo est occupée par une grande plage de feldspath perthitique (Pert). Une section interstitielle de plagioclase (Pl) apparaît également dans le coin supérieur gauche de la photo. Les minéraux biréfringents dont des clinopyroxènes (Cpx). (Vue en L.P., 20x)

Par ailleurs, nous avons observé que de nombreuses sections de clinopyroxène forment des amas polycristallins caractérisés par des joints de grain à 120° alors que d'autres cristaux prismatiques montrent des exsolutions lamellaires (d'opx ?) disposées le long des clivages.

Les feldspaths sont représentés par du plagioclase et du feldspath alcalin. Leur quantité globale est assez constante et atteint 40 % de la composition modale de ces roches. Cependant, la proportion du plagioclase est toujours plus importante que celle du feldspath alcalin.

Le plagioclase est assez abondant dans les syénites pyroxéniques. Sa teneur modale constitue près du quart de la composition minéralogique des échantillons étudiés. Il forme le plus souvent des plages interstitielles à tendance pœcilitique de près de 2 mm de large. Les

sections sont incolores mais parfois troubles pour cause de damouritisation partielle. Les macles polysynthétiques apparaissent souvent. Les plages de plagioclase peuvent englober des cristaux de clinopyroxène, d'apatite, d'amphibole et de grains d'opaqes. Quelques fois, le plagioclase peut former de petites sections subautomorphes de moins de 1 mm de long. Celles-ci sont limpides et les macles polysynthétiques sont très nettes. Sur ce type de sections, la teneur en anorthite, déterminée par méthode optique, est comprise entre 7,5 et 21 % dans les échantillons **EG 35** et **EG 43** et entre 8,5 et 16 % dans l'échantillon **EG 41**.

Le feldspath alcalin constitue 15 à 16 % de la composition modale de ces roches. Il est représenté le plus souvent par du microcline associé à du feldspath perthitique et quelques rares sections d'orthose (**Photos 11 et 12**). D'une manière générale, le feldspath alcalin forme toujours des plages interstitielles, incolores mais assez souvent troubles. Le microcline est facilement reconnaissable par ses macles croisées. L'orthose est caractérisée par la macle de Carlsbad. Les perthites se présentent le plus souvent en fuseaux ou en films.

L'amphibole est peu abondante dans ces syénites pyroxéniques. Sa proportion reste relativement constante dans les échantillons étudiés et n'excède pas 5 % de la composition modale. Elle correspond à de l'hornblende verte qui apparaît en petites plages interstitielles à tendance pœcilitique. La couleur est vert clair et le pléochroïsme est net. Les clivages simples ou conjugués apparaissent grossiers. Les inclusions de cpx, d'opx, d'apatite et de grains d'opaqes sont assez fréquentes.

Le mica noir apparait dans ce faciès mais avec des teneurs modales inférieures à 3 %. Il s'exprime en petites paillettes, de moins de 1 mm, incluses dans les feldspaths ou dans l'amphibole tardive ou même parfois disséminées aux joints de grains. Avec cet habitus, le mica noir est précoce et fait partie de la phase cumulus. Il est fortement coloré en brun et le pléochroïsme est fort. Le clivage fin et régulier est le plus souvent visible.

Par ailleurs, et comme nous l'avons décrit précédemment dans les autres faciès, le mica noir peut parfois résulter d'une transformation partielle de l'hornblende.

L'orthopyroxène est également présent dans les syénites pyroxéniques mais sa quantité ne dépasse guère 1 % de la composition modale. Il forme de petits cristaux prismatiques, subautomorphes à automorphes, de moins de 2 mm de long. Il est toujours précoce et fait partie du cumulus. Les sections sont incolores à très légèrement jaunâtres et à contours bien accentués. Les clivages peuvent être visibles sur certains individus. L'orthopyroxène peut contenir des inclusions d'opacques et d'apatite.

Les minéraux opaques sont très peu abondants dans ce faciès et leur proportion n'excède pas 1 % du contenu minéralogique des roches. Il s'agit de magnétite qui peut apparaître en deux générations bien distinctes : l'une précoce et l'autre tardive. Les magnétites précoces forment des grains sub-arrondis à automorphes, de moins de 0,3 mm, le plus souvent inclus dans les pyroxènes, l'apatite, les amphiboles et les feldspaths (**Photo 13**). Les magnétites tardives apparaissent en petites plages interstitielles et xénomorphes, de près de 1 mm de large, le plus souvent en contact avec le plagioclase et l'amphibole tardifs.



Photo 13 : Section de magnétite (au centre de la photo) incluse dans un feldspath d'une

syénite pyroxénique (**échant. EG 41**). (Vue en L.R., 50 x)

L'apatite est également une phase accessoire des syénites pyroxéniques. Sa quantité modale peut atteindre 1 % dans tous les échantillons de ce faciès. Elle est toujours précoce et se présente en sections sub-arrondies ou polygonales de moins de 0,5 mm de large. L'apatite fait toujours partie du cumulus. Elle est incolore et son relief est bien accusé. Elle se trouve le plus souvent incluse dans les autres phases minérales, très rarement disséminée dans la roche.

L'observation des relations mutuelles entre les minéraux constitutifs des syénites pyroxéniques permet d'en reconstituer l'ordre de cristallisation :

Magn I → Ap → Cpx → Opx → Biot → Amp → Magn II → Plagio → F.K.

II.2.5. Les leuco-anorthosites (échant. EG 36, EG 37a, EG 37b et EG 37')

Ces roches forment également un cortège filonien recoupant la structure magmatique de Gara Djebilet, dans sa partie médiane, selon une direction NNE-SSW (**Fig.8**). Quatre affleurements ont été reconnus. Ils sont très clairsemés et leur extension en longueur et en épaisseur ne peut être appréciée avec précision à cause de l'ensablement. Ces affleurements semblent, cependant, disposés en chenilles processionnaires selon une seule direction.

D'une manière générale, les roches sont très claires, blanches à légèrement rosâtres, à structure microgrenue à aspect saccharoïde. Elles sont formées essentiellement de minéraux blancs parmi lesquels domine largement du feldspath laiteux. Sur deux affleurements, apparaissent des taches brunâtres, de près de 3 mm de large, correspondant à des cristaux de grenat.

L'étude pétrographique a porté sur un échantillon de chacun des quatre affleurements reconnus sur le terrain. Globalement, la composition minéralogique révèle une

très forte abondance du plagioclase (78 à 94 %) associé toujours à du quartz en quantités très variables (1 à 15 %) ainsi qu'à de faibles proportions de feldspath alcalin (5 %). Aucun minéral ferro-magnésien n'a été reconnu dans ces roches. Le terme de leuco-anorthosites a été ainsi retenu pour nommer ces roches très claires essentiellement plagioclasiques et qui correspondent simplement aux anorthosites selon la classification de Streckeisen (1976).

Des minéraux accessoires apparaissent également dans les roches étudiées. Il s'agit de rares cristaux de sphène dans **EG 36**, de tourmaline et/ou du grenat dans les roches **EG 37a**, **EG 37b** et **EG 37'**. Du mica blanc a été également observé dans une seule leuco-anorthosite (**échant. EG 37'**). Ces variations dans la composition minéralogique permettent ainsi de distinguer deux faciès principaux parmi ces leuco-anorthosites :

- une leuco-anorthosite *s.s.* (**échant. EG 36**) ;
- des leuco-anorthosites à quartz qui se distinguent aussi en trois sous-faciès :
 - une leuco-anorthosite à quartz et tourmaline (**échant. EG 37a**) ;
 - une leuco-anorthosite à quartz, tourmaline et grenat (**EG 37b**) ;
 - une leuco-anorthosite à quartz, grenat et mica blanc (**EG 37'**).

La leuco-anorthosite *s.s.* et celle à quartz et tourmaline sont à grain relativement fin (0,5 à 1 mm) et la texture est globalement microgrenue presque isogranulaire (**Photos 14 et 15**). Les roches à quartz et grenat +/- tourmaline +/- mica sont plutôt grenues à tendance porphyroïde et sont caractérisées par la présence de cristaux globulaires de grenat de près de 3 mm de diamètre (**Photos 16 et 17**).

Hormis ces légères différences texturales, les phases minérales constituant les leuco-anorthosites présentent pratiquement des habitus très comparables à travers tous les échantillons étudiés.

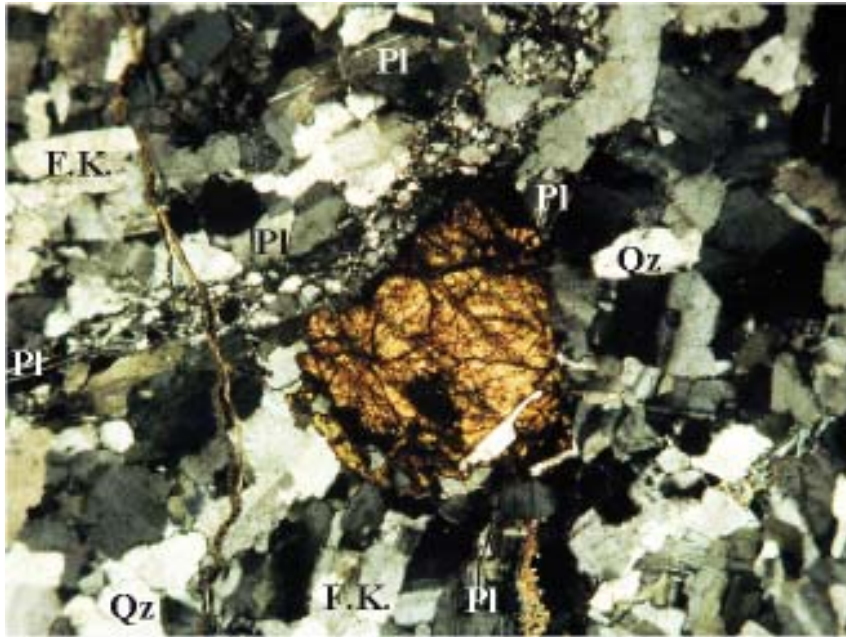


Photo 14 : Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite s.s. (échant. EG 36).

Au centre de la photo apparaît un cristal très biréfringent de sphène.

(Qz : quartz ; F.K. feldspath alcalin ; Pl : plagioclase). (Vue en L.P. ; 20x)

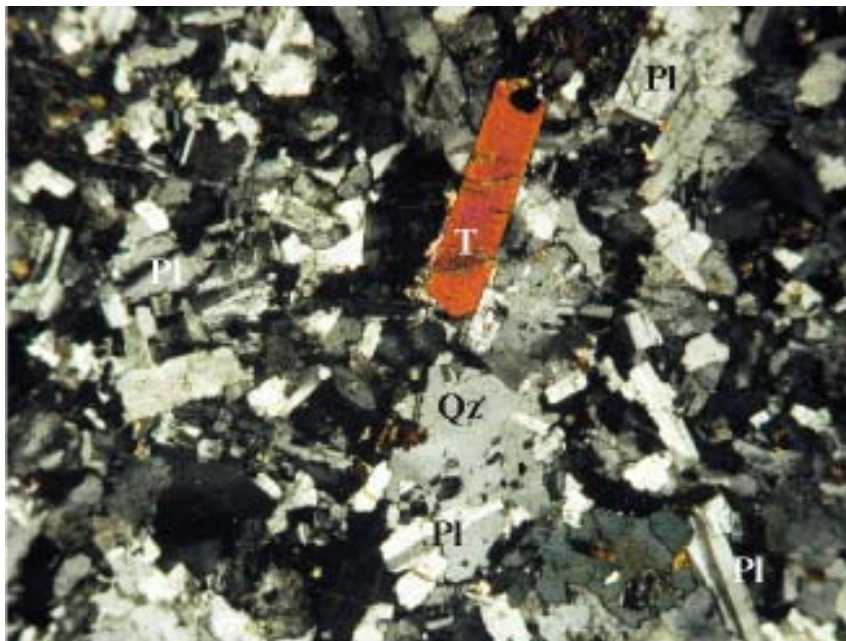


Photo 15 : Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite à quartz et tourmaline.

(échant. EG 37a). (Qz : quartz ; Pl : plagioclase ; T : tourmaline).

(Vue en L.P. ; 20x)

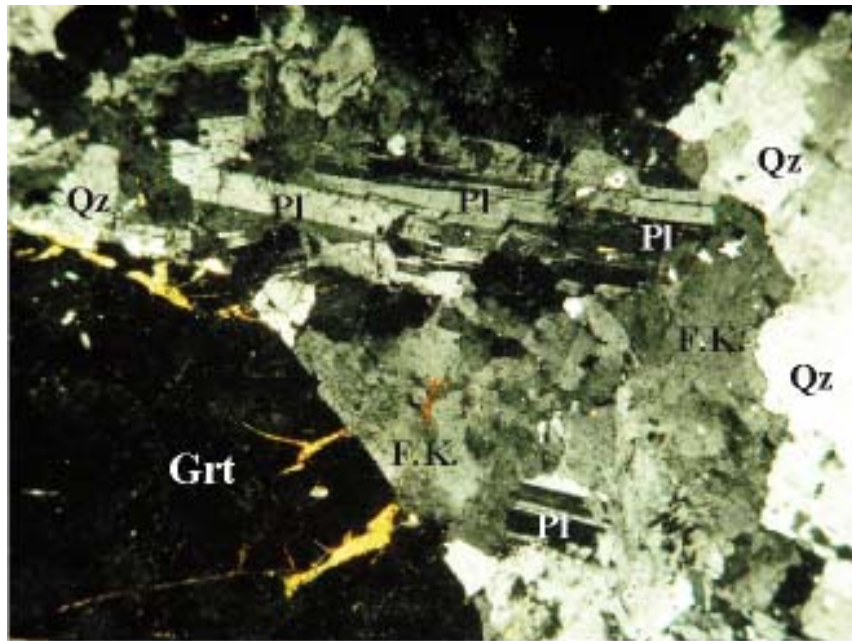


Photo 16: Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite à quartz, grenat et tourmaline. (échant. EG 37b). (Grt : grenat ; Qz : quartz ; F.K. feldspath alcalin ; Pl : plagioclase) (Vue en L.P. ; 20x)

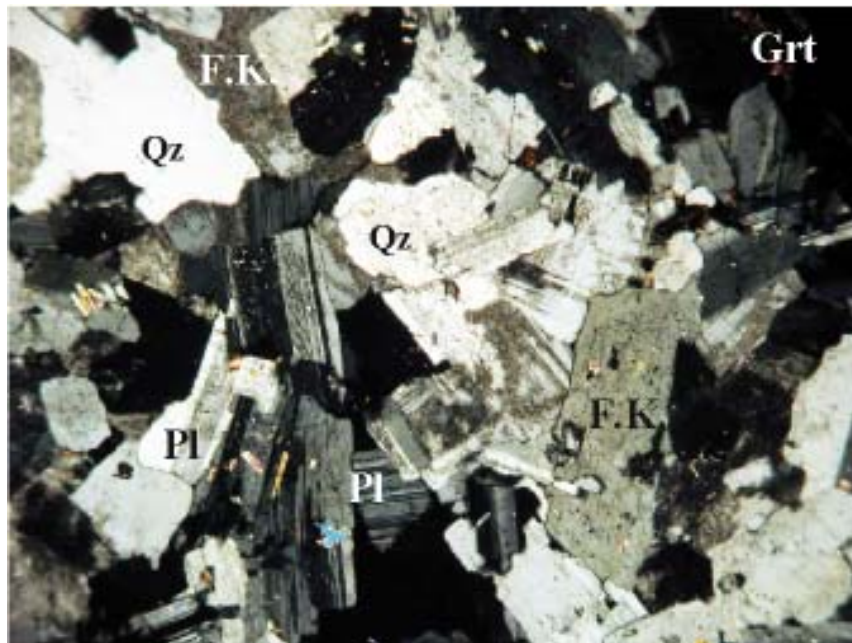


Photo 17 : Vue en lame mince d'une leuco-anorthosite à quartz, grenat et mica blanc (échant. EG 37'). Le mica apparait en petites paillettes très biréfringentes. Grt : grenat ; Qz : quartz ; F.K. feldspath alcalin ; Pl : plagioclase. (Vue en L.P. ; 20x)

Le plagioclase constitue le minéral dominant de ces roches. Sa proportion varie de 78 à 94 % et semble corrélée négativement à celle du quartz. Il se présente en tablettes, allongées et automorphes, et de taille variable selon le type textural. Les sections, incolores et limpides, sont le plus souvent enchevêtrées. Les macles polysynthétiques sont fréquentes. La détermination optique de la composition de ce plagioclase indique qu'il correspond à de l'oligoclase (An₁₁₋₁₉). Par ailleurs, des associations myrmékites peuvent être également observées entre des sections de plagioclase accolées.

Le quartz est un minéral omniprésent dans toutes les leuco-anorthosites. Sa proportion est cependant très variable et tend à augmenter lorsque celle du plagioclase diminue. Il forme toujours des plages xénomorphes interstitielles atteignant près de 3 mm de large dans les roches porphyroïdes. Les sections, incolores et limpides, montrent fréquemment une extinction onduleuse.

Le feldspath alcalin apparaît également dans toutes les leuco-anorthosites étudiées et sa quantité modale reste relativement constante (5 %). Il est surtout représenté par de l'orthose en petits cristaux sub-rectangulaires, de près de 2 mm de long, incolores ou parfois légèrement opacifiés. La macle de Carlsbad peut être présente. Quelques individus de microcline, en sections sub-carrées, ont été également reconnus grâce à leurs macles conjuguées en 'tissu écossais'.

La tourmaline est présente dans deux échantillons de leuco-anorthosite, soit seule, soit accompagnée de grenat. Sa proportion n'excède pas 2 % de la composition minéralogique de ces roches. Elle forme le plus souvent de petits prismes rectangulaires pouvant atteindre près de 1,5 mm de long. Les sections sont fréquemment craquelées et certaines sont même parfois complètement fragmentées (**Photo 15**). La tourmaline est colorée en bleu clair et présente un net pléochroïsme inverse. Elle est très biréfringente en

lumière polarisée et son extinction est droite. Ces caractéristiques optiques semblent correspondre à celles d'une tourmaline ferrifère.

Le grenat est également peu abondant dans ces faciès plagioclasiques. Sa quantité ne dépasse pas 1 % de la constitution modale des deux échantillons dans lesquels il est présent. Il forme des cristaux globulaires à fort relief de près de 3 mm de diamètre (**Photo 16**). Les sections, polygonales, automorphes et toujours craquelées, sont colorées en beige rosé. Certaines d'entre elles présentent une altération en un assemblage de chlorite, d'épidote et d'opakes qui attaque les bordures ou se propage le long des craquelures.

Le sphène constitue une phase accessoire dont quelques très rares cristaux ont pu être reconnus dans l'échantillon **EG 36**. Il apparaît en petites sections, triangulaires ou losangiques, de moins de 0,5 mm (**Photo 14**). Le relief est fort, la couleur est brun clair à rougeâtre et les craquelures sont irrégulières. La biréfringence est très élevée. La plupart des cristaux observés montrent un aspect trouble dû à l'altération.

Le mica blanc n'a été observé que la leuco-anorthosite à quartz et grenat (**échant. EG 37'**). Sa proportion est assez faible et il semble correspondre à de la muscovite apparaissant en minuscules paillettes, de 0,1 à 0,4 mm de long, le plus souvent incluses dans les feldspaths ou quelques fois disséminées aux joints de grains (**Photo 17**). Les sections sont toujours incolores et limpides.

Les opaques sont toujours présents dans les leucoanorthosites mais leur teneur modale reste dans tous les cas inférieure à 1 %. Il s'agit de magnétite dans les roches à sphène ou à tourmaline, de magnétite et de sulfures dans celles à grenat +/- tourmaline. Globalement, les magnétites semblent plus précoces et forment des grains sub-arrondis à sub-automorphes, de près de 0,2 mm, le plus souvent inclus dans les autres constituants minéraux (**Photo 18**). Les sulfures paraissent plus tardifs et montrent de petites plages

xénomorphes et interstitielles, de pouvant atteindre 1 mm de large, côtoyant fréquemment les feldspaths (**Photo 19**).

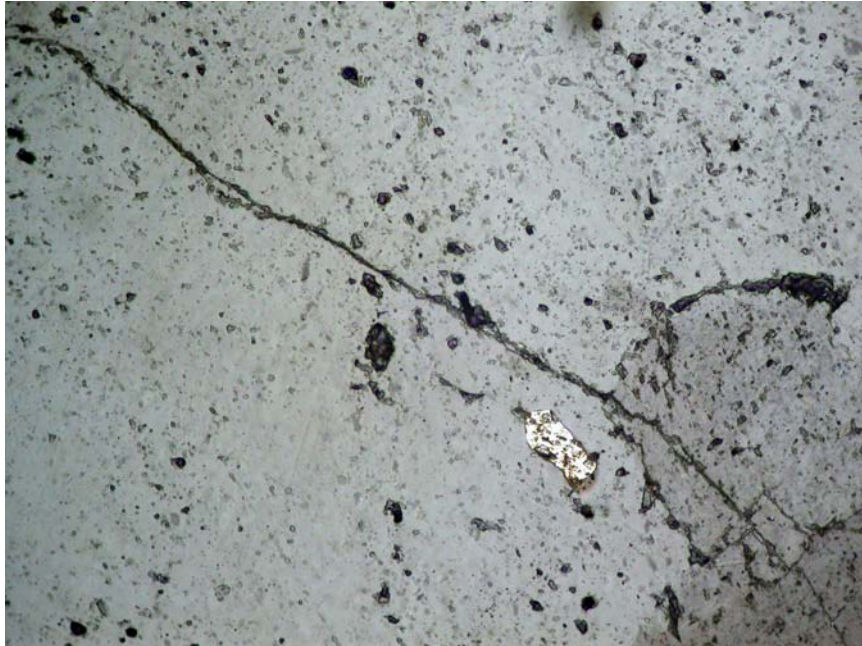


Photo 18 : Inclusion de magnétite dans un feldspath d'une leuco-anorthosite à quartz, tourmaline et grenat (**échant. EG 37b**). (Vue en L.R. ; 50 x)



Photo 19 : Section de sulfure interstitielle dans une leuco-anorthosite à quartz, grenat et mica blanc. (Vue en L.R. ; 50x)

D'une manière générale, l'ordre de cristallisation des phases constitutives des leuco-anorthosites semble se caractériser par d'abord par l'apparition de magnétite suivie par les minéraux accessoires (sphène, grenat et tourmaline). Les micas viennent ensuite juste avant la formation des sulfures, des plagioclases, du feldspath alcalin et enfin du quartz.

II.2.6. Les roches encaissantes (échant. EG 47 et EG 48)

La structure magmatique de Gara Djebilet recoupe des syénites de la série de Chegga (**Fig.8**). Ces roches encaissantes affleurent largement en faciès assez monotone. Elles sont très claires et montrent une structure grenue à gros grain.

Deux échantillons (**EG 47 et EG 48**) représentatifs de ces roches encaissantes sont décrits ici. Ils ont été prélevés respectivement à 100 et 600 m du contact avec la structure magmatique de Gara Djebilet (**Fig.8**).

En lames minces, les roches montrent une texture grenue porphyroïde à tendance pegmatitique (**Photos 20 et 21**). Elles sont formées essentiellement de feldspath alcalin auquel s'associent un peu de plagioclase et de quartz et correspondent globalement à des syénites alcalines (**Tab.1**). L'échantillon **EG 47** contient plus de feldspath alcalin, moins de quartz et de petites quantités de micas (mica noir et muscovite) alors que les proportions de plagioclase sont assez comparables dans les deux roches. Ces variations de composition minéralogique des deux échantillons permettent de distinguer deux sous-faciès : une syénite à micas (**échant. EG 47**) et une syénite à quartz (**échant. EG 48**).

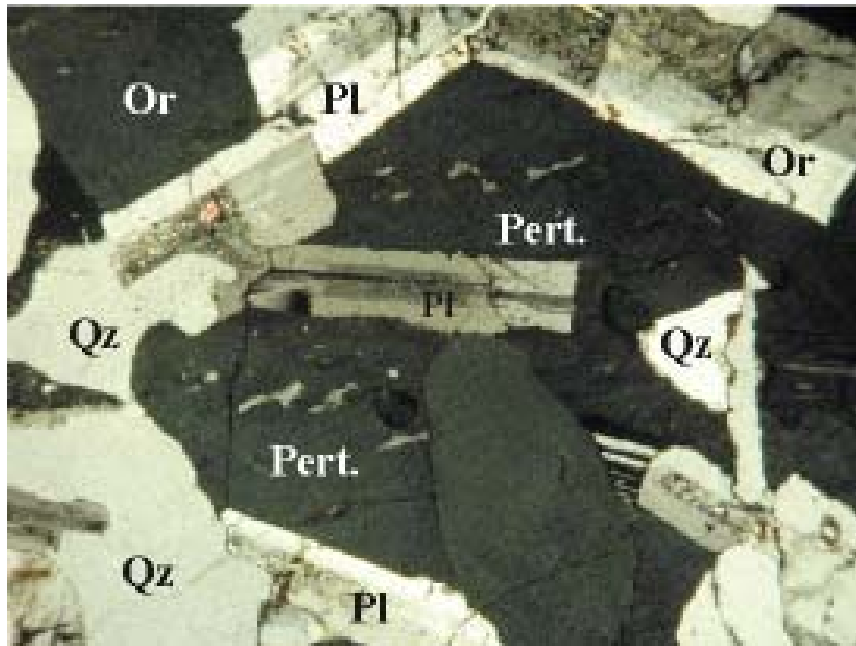


Photo 20 : Vue d'une lame mince d'une syénite à micas de la série de Chegga (échant. EG 47). (Or : orthose ; Pert : feldspath perthitique ; Qz : quartz ; Pl : plagioclase). (Vue en L.P. ; 20x)

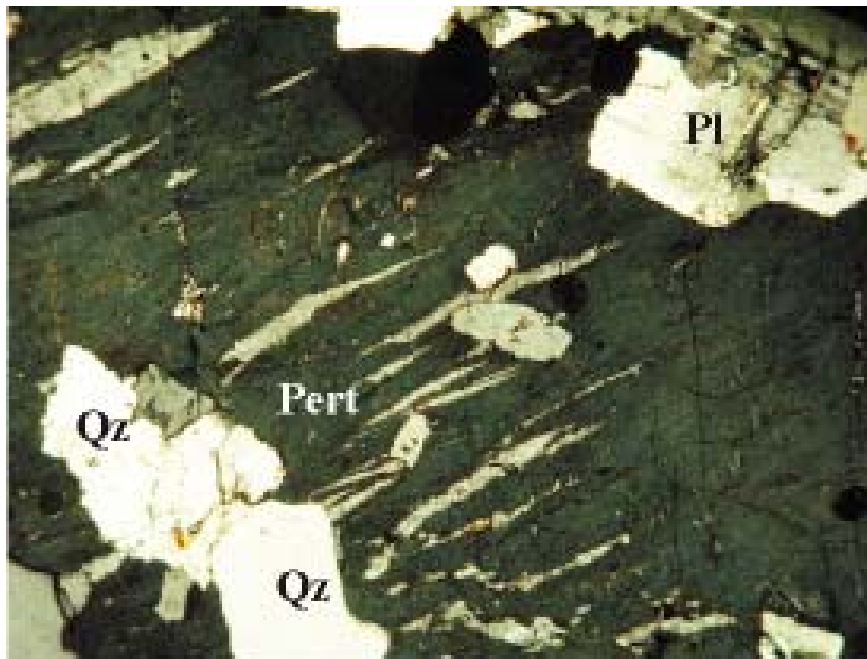


Photo 21 : Vue d'une lame mince d'une syénite à quartz de la série de Chegga (échant. EG 48). (Pert : perthite ; Qz : quartz ; Pl : plagioclase). (Vue en L.P. ; 20x)

Le feldspath alcalin, le plus souvent de l'orthose, constitue la phase minérale la plus dominante dans ces syénites et y présente pratiquement les mêmes caractères optiques. Le microcline et le feldspath perthitique sont également présents (**Photos 20 et 21**). La proportion modale du feldspath alcalin est, cependant, un peu plus élevée dans **EG 47** (90 %) que dans **EG 48** (84 %). Il apparaît toujours en larges plages sub-automorphes qui peuvent dépasser parfois 1 cm. Les sections sont incolores à légèrement opacifiées. Elles sont le plus souvent affectées de fissures remplies de produits argileux. Dans la syénite à micas, quelques individus de microcline ont été également reconnus.

Le plagioclase existe en quantités assez modérées dans les deux sous-faciès de syénites (7 à 9 %). Il forme des sections allongées sub-automorphes, de tailles très variées (0,3 à 2 mm), incolores et limpides. Les macles simples ou polysynthétiques sont toujours présentes (**Photos 20 et 21**). La détermination optique de la composition de ce plagioclase indique qu'il s'agit d'oligoclase (An_{11,5-20}).

Le quartz est peu abondant dans la syénite à micas (2 %) et atteint près de 7 % dans la syénite à quartz. Il se présente toujours en plages interstitielles et xénomorphes atteignant près de 3 mm de large. Il est limpide et montre le plus souvent une extinction roulante.

La mica noir apparaît en petites paillettes, de moins de 0,7 mm de long, disséminées aux joints de grains ou incluses dans le feldspath alcalin. La couleur est brun clair et le pléochroïsme est net. Le clivage fin est assez souvent bien exprimé.

La muscovite est assez rare dans les syénites encaissantes de la structure de Gara Djebilet. Elle se présente également en très fines paillettes de 0,5 mm de long en moyenne. Les sections, incolores à très légèrement rosées, sont disséminées dans la roche ou même parfois en minuscules inclusions dans l'orthose.

II.3. Discussion et conclusion à l'étude pétrographique

La structure magmatique de Gara Djebilet est intrusive dans des syénites de la série de Chegga. Elle correspond à une masse ovoïde dont le grand axe atteint près de 1,5 km de long. Elle est constituée de deux enveloppes concentriques principales formées de roches sombres riches en clinopyroxène : des clinopyroxénites à néphéline et des malignites. Cette structure est également recoupée, notamment dans sa partie centrale, par deux réseaux filoniens de natures différentes : des syénites pyroxéniques et des leuco-anorthosites. A la limite extérieure WNW de la masse intrusive de Gara Djebilet, apparait un affleurement de diorite gabbroïque dont les relations spatiales avec l'ensemble de la structure restent encore ambiguës.

L'étude pétrographique révèle que les faciès magmatiques de la structure de Gara Djebilet montrent une certaine évolution depuis les clinopyroxénites à néphéline jusqu'aux malignites.

La zone des clinopyroxénites à néphéline comprend, vers l'extérieur, un sous-faciès à grain fin plus riche en clinopyroxène, et en position plus interne un sous-faciès à grain plus grossier et plus enrichi en amphibole et mica noir.

La zone des malignites se caractérise également par deux sous-faciès : l'un externe riche en clinopyroxène et l'autre central plus enrichi en néphéline, feldspath alcalin, amphibole et mica noir.

L'évolution depuis les clinopyroxénites jusqu'aux malignites se traduit essentiellement par une diminution de la proportion du clinopyroxène au profit d'une augmentation des teneurs modales en néphéline, feldspath alcalin, amphibole et mica noir. Cette évolution traduirait donc une différenciation magmatique par un processus de cristallisation fractionnée centripète du magma parental.

Les syénites pyroxéniques forment des filons recoupant la structure étudiée. Elles correspondent à des roches de compositions globalement homogènes riches en clinopyroxène associé à une forte proportion de feldspaths (alcalin et plagioclase). Par leur contenu minéralogique, les syénites pyroxéniques apparaissent comme des roches plus évoluées que les clinopyroxénites à néphéline et les malignites. La forte proportion de clinopyroxène dans toutes ces roches pourrait être considérée comme un caractère pétrographique commun. Cette particularité pourrait ainsi constituer un argument pour suggérer que les filons de syénites pyroxéniques représentent les ultimes liquides résiduels plus évolués du magma ayant généré la cristallisation des clinopyroxénites et des malignites.

Globalement, depuis les clinopyroxénites jusqu'aux syénites pyroxéniques, nous constatons une diminution de la proportion modale du clinopyroxène au profit d'une augmentation de celles de l'amphibole, du mica noir et du feldspath alcalin. Cette évolution au cours des processus de cristallisation fractionnée serait largement influencée par *l'effet amphibole* selon Bonin (1995). Le fractionnement d'amphibole et de mica noir aux dépens du clinopyroxène provoque ainsi une saturation des liquides résiduels, favorisant par la suite la précipitation du feldspath alcalin qui se substitue progressivement à la néphéline dans les malignites et les syénites pyroxéniques. L'apparition tardive de plagioclase acide pourrait être également favorisée par cet effet amphibole.

L'affleurement de diorite gabbroïque représente, par sa texture et sa composition minéralogique, un faciès hypovolcanique différent de ceux formant la structure de Gara Djebilet. Par ses caractères pétrographiques ainsi qu'en l'absence de relations spatiales nettes avec la structure de Gara Djebilet, la diorite gabbroïque ne semble pas montrer de lien génétique avec les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et les syénites pyroxéniques.

Les filons de leuco-anorthosites correspondent à des plagioclasites assez diversifiées notamment au vu de leurs teneurs modales variables en plagioclase, quartz et

certain minéraux accessoires (tourmaline, grenat, sphène et micas). Ces roches sont également très différentes de tous les autres faciès magmatiques de la structure de Gara Djebilet et ne semblent montrer aucun lien de parenté commun avec eux.

Il apparaît donc clairement que la structure de Gara Djebilet comprend trois ensembles pétrographiques distincts n'ayant apparemment aucun lien génétique entre eux.

Les clinopyroxénites à néphéline et les malignites font partie d'un même ensemble et représentent des témoins relativement différenciés d'un même magma parental responsable de la cristallisation de la grosse masse intrusive de la structure. Les syénites pyroxéniques sont filoniennes et pourraient être considérées comme les vestiges des derniers liquides de ce magma.

Par ses caractères pétrographiques, l'affleurement de diorite gabbroïque représente une venue filonienne particulière et peu étendue. L'absence de relations spatiales nettes avec l'ensemble de la structure ne permet pas de préciser sa position chronologique dans l'édifice.

Les filons de leuco-anorthosites forment un autre ensemble pétrographique correspondant également à un autre événement magmatique bien différent et bien plus tardif que celui ayant généré l'intrusion principale de la structure de Gara Djebilet.

En outre, nous avons constaté assez souvent, dans les échantillons étudiés, que le clinopyroxène montre des exsolutions et que les assemblages minéralogiques se caractérisent par des joints de grains à 120°. Ces observations traduisent très probablement des processus de recristallisation dus à des efforts tectoniques qui ont affecté la structure magmatique de Gara Djebilet après sa mise en place.

Par ailleurs, près de la jointure Yetti-Eglab dans le domaine Eglab (**Fig.9**), des stocks magmatiques de forme globalement circulaire, variés et complexes tant par leurs structures et par leurs compositions pétrographiques, ont été décrits (Azzouni-Sekkal, 1976 ; Azzouni-Sekkal et al., 2003, Tabeiouna et al., 2008 et Tabeiouna, 2009). Ces massifs se

situent, principalement, à l'Ouest dans les zones I et II du groupe occidental tel que défini par Azzouni-Sekkal (1976), et à Bled M'dena dans la partie orientale (Tabeliouna, 2009).

Les stocks magmatiques du groupe occidental, de moins de 1 km de diamètre, forment le plus souvent des plutons de micro-gabbros, de gabbros ou de diorites (Azzouni-Sekkal, 1976). La structure circulaire de Bled M'dena (Tabeliouna, 2009), atteignant près de 6 km de diamètre, correspond à un complexe magmatique plus diversifié associant des plutonites (granodiorites, monzodiorites, gabbros, monzogranites et syénites) et des volcanites (dacites, andésites, trachyandésites et basaltes).

Globalement, l'ensemble des faciès magmatiques de ces massifs semblent différents de ceux que nous décrivons dans la structure de Gara Djebilet.

Cependant, dans le massif G qui correspond à la structure étudiée ici, Azzouni-Sekkal (1976) avait déjà signalé la présence de deux faciès, dans lesquels domine le clinopyroxène, mais sans pour autant préciser leur position dans la structure ni mettre en évidence d'éventuelles relations spatiales entre eux. Parmi ces deux faciès, l'un est représenté par une composition de shonkinite où le clinopyroxène est associé à de la néphéline, l'autre est constitué essentiellement de feldspaths et de clinopyroxène et correspond à une syénite mésocrate. Azzouni-Sekkal (1976) suggère également que le massif G ne semble avoir aucune relation génétique avec les autres stocks gabbro-dioritiques de la jointure Yetti-Eglab.

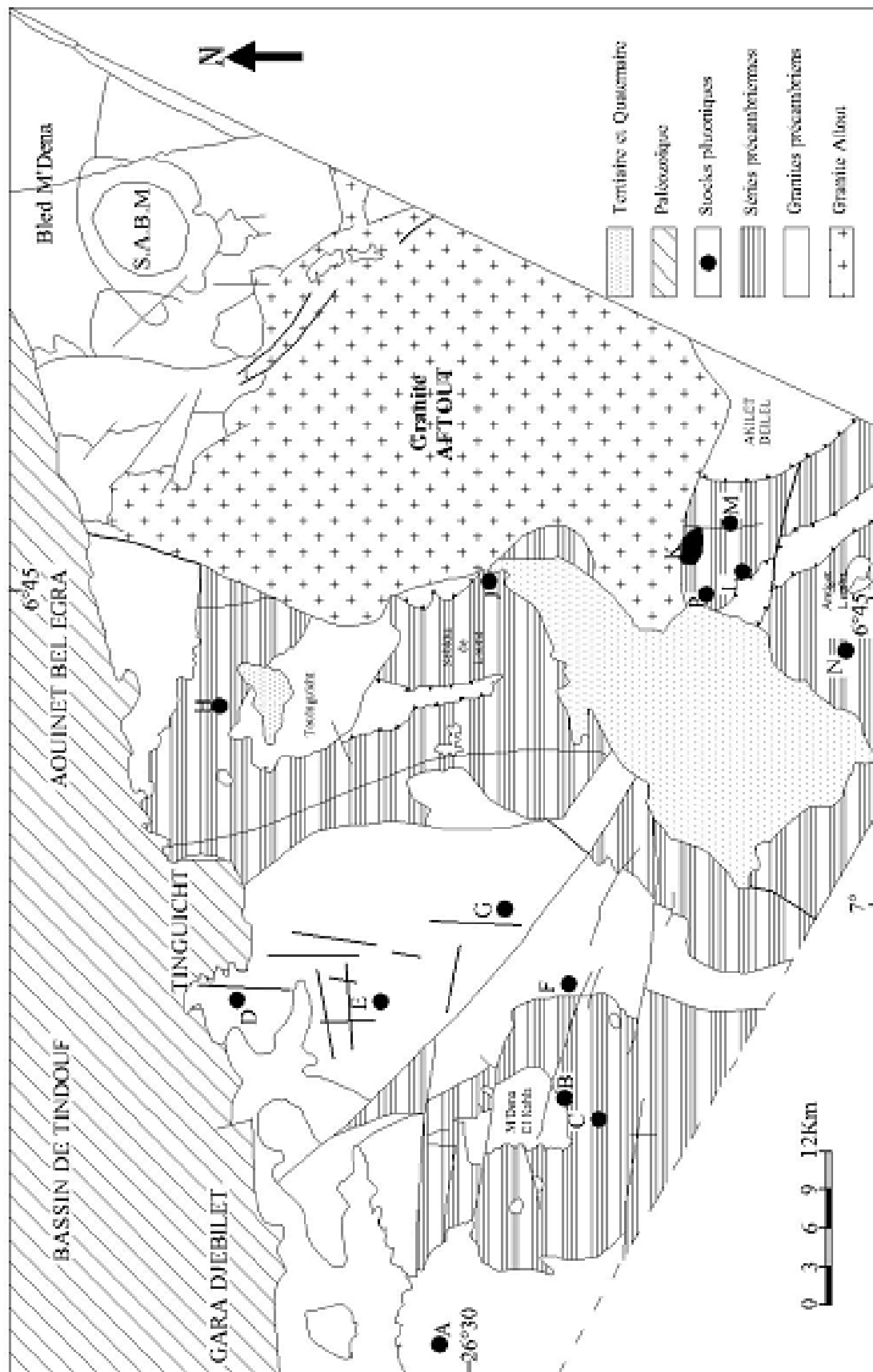


Fig.9 : Schéma géologique de la jointure Yetti-Eglab (in Sabaté, 1973, complétée par les stocks plutoniques de Azzouni-Sekkal, 1976 et la structure annulaire de Bled M'Dena de Tabelioua, 2009).

Ce même massif G est repris dans une étude de Azzouni-Sekkal et al. (2003) qui le nommèrent alors pluton Sud Tingicht. Trois échantillons y sont également décrits sans aucune précision concernant leur position dans le massif ni de relations spatiales mises en évidence entre eux. L'échantillon **4S 8A** (cpx : 58 % - néph : 18 % - orthose : 13 % - amph : 5 % - biot rare – opaques rares) est présenté comme une malignite (variété de syénite néphélinique). Les deux autres roches (**échant. 4S 8B et 4S 8C**) sont assimilées à des syénites mésocrates (cpx : 48 % - felds alc : 15 % - plagio : 20 % - amp : 9 % - biot : rare – quartz : rare – sphène : rare).

Tout récemment, Tabetiouna et al. (2008) ont défini, dans cette même structure magmatique de Gara Djebilet, une masse principale formée de deux faciès généraux : des clinopyroxénites à plagioclase et des clinopyroxénites gabbroïques associés à un faciès de bordure constituée de diorite gabbroïque. Cette masse intrusive est recoupée par des filons de diorites gabbroïques et de trondhjémites.

La présente étude, basée sur une reprise de l'échantillonnage de Tabetiouna et al. (2008), a permis d'aboutir à un certain nombre de précisions et de comparaisons par rapport aux travaux antérieurs.

Ainsi, parmi les roches étudiées dans la structure de Gara Djebilet, nous pouvons reconnaître de fortes ressemblances entre la malignite (**échant. 4S 8A**) de Azzouni-Sekkal et al. (2003) et les faciès équivalents que nous décrivons ici notamment les échantillons **EG 38 et EG 42**). La malignite **EG 39**, située très proche du cœur de la structure, est plus pauvre en clinopyroxène et en néphéline mais plus enrichie en feldspath alcalin, en amphibole et mica noir.

De plus, les syénites mésocrates (**échant. 4S 8B et 4S 8C**) présentées par Azzouni-Sekkal (1976) et par Azzouni-Sekkal et al. (2003) pourraient correspondre aux syénites pyroxéniques que nous décrivons à Gara Djebilet. Cependant, dans les syénites que nous

avons étudiées, il y a un plus de cpx, de plagioclase et de mica noir, un peu moins d'amphibole, mais ni quartz, ni sphène. Ces légères variations pourraient suggérer l'existence d'autres affleurements de syénites démontrant ainsi des compositions minéralogiques assez diversifiées de ce faciès.

Les clinopyroxénites à plagioclase, les clinopyroxénites gabbroïques et les filons de diorites gabbroïques décrits par Tabeliouna et al. (2008) correspondent tout simplement aux clinopyroxénites à néphéline, définies ici pour la première fois parmi les roches magmatiques de Gara Djebilet, aux malignites et aux syénites pyroxéniques.

La diorite gabbroïque (**échant. EG 46**) ne peut être considérée comme un faciès de bordure de la masse intrusive comme l'avaient suggéré Tabeliouna et al. (2008). Sa composition minéralogique est très différente de celles des faciès à néphéline. Nous estimons, dans l'état actuel des connaissances, que cette roche représenterait tout simplement un affleurement d'une venue filonienne comparable à celles des filons doléritiques sub-méridiens décrits dans les Eglab, mais n'ayant aucun lien de parenté avec l'intrusion magmatique responsable de la cristallisation de la grosse masse de la structure de Gara Djebilet.

Les leuco-anorthosites filoniennes que nous décrivons ont été désignées par Tabeliouna et al. (2008) par le terme de trondhjémite (variété de diorite quartzique). Ce sont des roches essentiellement plagioclasiques qui ne montrent pas, à notre sens, d'évidence de tendance dioritique à cause de l'absence de minéraux ferro-magnésiens caractéristiques.

Ainsi, l'étude pétrographique que nous avons menée montre que la structure magmatique de Gara Djebilet est assez complexe et certaines zones d'ombre persistent. La coupe étudiée n'est pas très détaillée et ne paraît pas encore totalement représentative de l'ensemble de la structure. Nous soupçonnons l'existence d'autres faciès qui n'apparaissent pas en surface à cause des mauvaises conditions d'affleurement.

D'autre part, les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et les syénites pyroxéniques de la structure de Gara Djebilet peuvent être comparées à des faciès analogues signalés dans la littérature notamment dans les complexes magmatiques de l'Ile de Tubuaï (Iles australes, Pacifique Sud), de Pariquera (Sud du Brésil), de Zippa Mountain (Colombie britannique), de Tamazeght (Haut Atlas marocain), de Jbel Saghro (Anti-Atlas marocain).

Dans l'Ile de Tubai, Liotard et Barszczus (1989) décrivent, dans des laves de foidites phonolitiques, des enclaves de clinopyroxénites à néphéline (cpx + néphéline +/- phlogopite +/- apatite, +/- oxydes ferro-titanés). Ces auteurs estiment que ces roches présentent des caractères pétrographiques très particuliers évoquant une pétrogenèse complexe révélant des processus de mélanges magmatiques entre un magma 'basaltique' néphélinitique et un magma de type 'melteigitique' ou ijolitique sous l'influence de venues carbonatitiques d'origine mantellique.

Dans le complexe de Pariquera, Morbidelli et al. (2000) reconnaissent dans le district de Jacupiranga, des cumulats de clinopyroxénites à néphéline qu'ils ont dénommées 'jacupirangites'. Ces roches sont associées à des dunites, des gabbros, des syénites néphéliniques et des phonolites. Morbidelli et al. (2000) suggèrent des processus métasomatiques, une 'fénitisation', provoqués par des magmas ou des fluides carbonatitiques pour expliquer la pétrogenèse de ces 'jacupirangites'.

Dans le pluton de Zippa Mountain (Cordillère canadienne, Colombie britannique), Coulson et al. (1999) décrivent une zone périphérique formée de clinopyroxénites à néphéline et un cœur constitué de syénites. Ces auteurs interprètent ce pluton comme le résultat d'une pulsion magmatique unique sous saturée en silice mais ayant largement inter-réagi avec les roches encaissantes.

Le complexe intrusif de Tamazeght (Haut Atlas marocain) se caractérise par une large variété de faciès magmatiques associant des roches ultramafiques (clinopyroxénites à

grenat, clinopyroxénites à néphéline et glimmérites), des malignites, des syénites néphéliniques et des roches gabbroïques à monzonitiques (Marks et al., 2008). Ces faciès sont interprétés, pour certains, comme le résultat de l'évolution de magmas parents ayant des caractéristiques physico-chimiques distincts, pour d'autres par des mécanismes d'hybridation magmatique.

Dans le Jbel Saghro (Anti-Atlas marocain), Ibhi et al. (2002) reconnaissent, dans des laves de néphélinites, des enclaves de carbonatites, de péridotites et de clinopyroxénites melteigitiques. Ils constatent que les xénolites péridotitiques sont d'origine mantellique et ont été métasomatisées par un fluide carbonatitique. Les clinopyroxénites melteigitiques (diopside + néphéline + apatite + titanomagnétite + carbonates) sont considérées par Ibhi et al. (2002) comme l'une des traces d'un métasomatisme par un fluide et/ou un liquide carbonatitique ayant affecté le magma parent des néphélinites.

En définitive et dans l'état actuel des connaissances, l'étude pétrographique de la structure magmatique de Gara Djebilet révèle trois ensembles pétrographiques ne montrant apparemment aucun lien génétique entre eux. L'affleurement de diorite gabbroïque, à la limite WNW de la structure, ainsi que les filons de leuco-anorthosites constituent deux entités pétrographiques différentes et totalement indépendantes des autres faciès magmatiques formant la grosse masse de l'intrusion. Celle-ci comprend une enveloppe externe constituée de clinopyroxénites à néphéline et évoluant vers une enveloppe interne formée de malignites et parcourue de filons de syénites pyroxéniques. Cette évolution centripète a abouti à des faciès magmatiques assez particuliers et traduirait ainsi une pétrogenèse complexe reflétant des mécanismes de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée associés très probablement à des processus de contamination avec

les roches encaissantes et/ou des processus d'interactions avec d'autres liquides ou d'autres fluides ayant des caractéristiques physico-chimiques particulières.

Chapitre III

Etude Minéralogique

III.1. Introduction

Quelques données minéralogiques sur les principaux faciès décrits dans la structure magmatique de Gara Djebilet sont disponibles depuis les travaux de Tabeliouna et al. (2008). Elles sont reprises ici dans le but d'entrevoir d'éventuelles évolutions des compositions des

phases, depuis la périphérie jusqu'au cœur de la structure, à la lumière des nouvelles descriptions pétrographiques.

Les analyses de minéraux ont été obtenues par méthode ponctuelle à la microsonde électronique (Tabeliouna et al., 2008). Les principaux faciès de la structure magmatique étudiée ont fait l'objet d'investigations minéralogiques : une clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**), une malignite (**échant. EG 38**) et une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**). Dans ces roches, seuls le clinopyroxène, l'amphibole, le plagioclase et le mica noir ont été sondés. La néphéline et le feldspath alcalin qui n'ont pas été reconnus dans les descriptions pétrographiques de Tabeliouna et al. (2008) n'ont donc pas été analysés. La leuco-anorthosite à quartz et tourmaline (**échant. EG 37a**) a livré quelques analyses de plagioclase, alors qu'aucune donnée minéralogique n'est disponible pour la diorite gabbroïque (**échant. EG 46**) affleurant en bordure de la structure étudiée.

III.2. Le clinopyroxène (Tab. 2)

Le clinopyroxène est une phase minérale dominante dans les principaux faciès intrusifs qui forment la structure de Gara Djebilet : clinopyroxénites à néphéline, malignites et syénites pyroxéniques. Dans le diagramme En-Fs-Wo, (**Fig.10**), il correspond globalement à du diopside (En₃₉₋₄₅ - Fs_{5,7-11,2} - Wo_{48,1-50}).

De manière générale, les clinopyroxènes analysés sont tous pauvres en alumine, titane et alcalins. Une évolution de leurs compositions peut être constatée depuis les clinopyroxénites à néphéline jusqu'aux syénites pyroxéniques se traduisant par une diminution des teneurs en titane, magnésium, calcium, sodium et alumine au profit d'un enrichissement en silice, fer et très légèrement en potassium (**Fig.11**). Cette évolution reflète ainsi une différenciation depuis le faciès périphérique, représenté par les clinopyroxénites à

néphéline, jusqu'aux syénites pyroxéniques situées en position plus interne dans la structure magmatique de Gara Djebilet.

	EG44	EG44	EG38	EG38	EG41	EG41
SiO ₂	52,77	52,75	53,19	52,65	53,85	53,75
Al ₂ O ₃	2,13	1,97	2,16	2,45	0,55	0,65
TiO ₂	0,26	0,29	0,22	0,25	0,10	0,12
Cr ₂ O ₃	0,06	0,03	0,07	0,06	0,05	0,05
FeO	4,20	3,86	4,05	4,30	7,00	7,03
NiO	0,05	0,00	0,05	0,02	0,01	0,01
MnO	0,04	0,11	0,07	0,09	0,16	0,12
MgO	15,76	15,71	15,70	15,12	14,15	14,30
CaO	24,17	24,50	23,80	23,95	23,25	23,56
Na ₂ O	0,74	0,82	0,70	0,75	0,40	0,43
K ₂ O	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03
Total	100,19	100,05	100,03	99,66	99,55	100,05

Si	1,937	1,947	1,943	1,914	1,989	1,993
Al	0,092	0,085	0,093	0,119	0,008	0,015
Ti	0,007	0,008	0,005	0,008	0,000	0,003
Cr	0,002	0,001	0,007	0,004	0,004	0,003
Fe ²⁺	0,129	0,118	0,140	0,133	0,217	0,220
Ni	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000
Mn	0,001	0,003	0,002	0,003	0,005	0,004
Mg	0,862	0,854	0,869	0,831	0,777	0,797
Ca	0,950	0,957	0,949	0,974	0,990	0,944
Na	0,053	0,058	0,042	0,054	0,029	0,031
K	0,000	0,000	0,001	0,005	0,001	0,001
Total	4,034	4,031	4,052	4,046	4,020	4,011
mg*	86,98	87,86	86,12	86,20	78,17	78,37
%En	44,41	44,27	44,38	42,88	39,16	40,64
%Fs	6,65	6,12	7,15	6,86	10,94	11,22
%Wo	48,94	49,61	48,47	50,26	49,90	48,14
mg*	86,98	87,86	86,12	86,20	78,17	78,37

Tab.2 : Compositions chimiques et formules structurales (sur la base de 6 oxygènes) des clinopyroxènes des roches de la structure circulaire de Gara Djebilet.

EG 44 : clinopyroxénite à néphéline

EG 38 : malignite

EG 41 : syénite pyroxénique

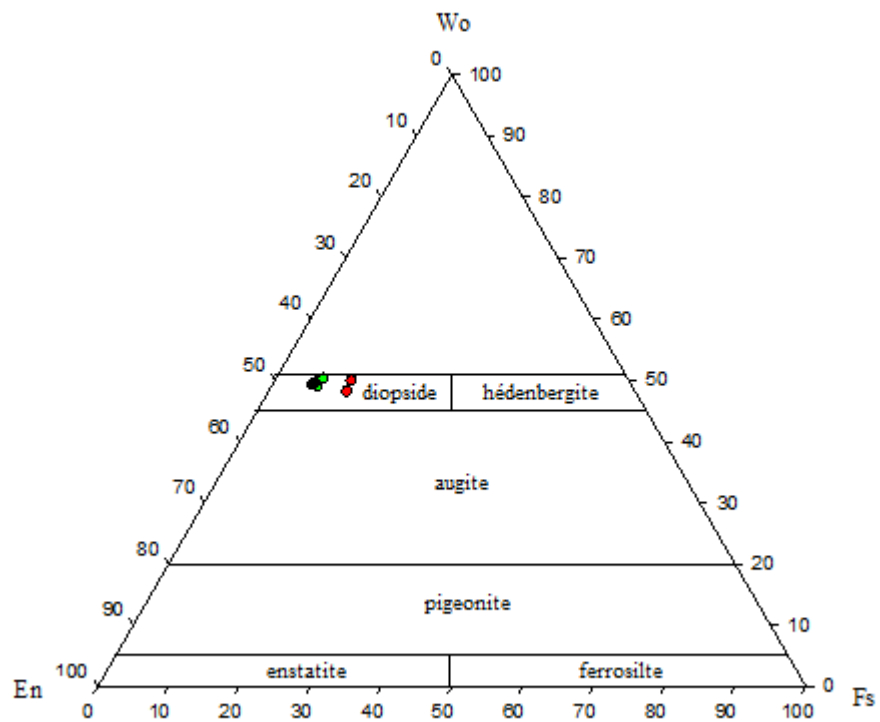


Fig.10 : Nomenclature des clinopyroxènes des clinopyroxénites, des malignites et des syénites de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Wo-En-Fs de Morimoto et al.(1988).

rond vert : clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG44**)

rond noir : malignite (**échant. EG 38**)

rond rouge: syénite pyroxénique (**échant. EG 41**)

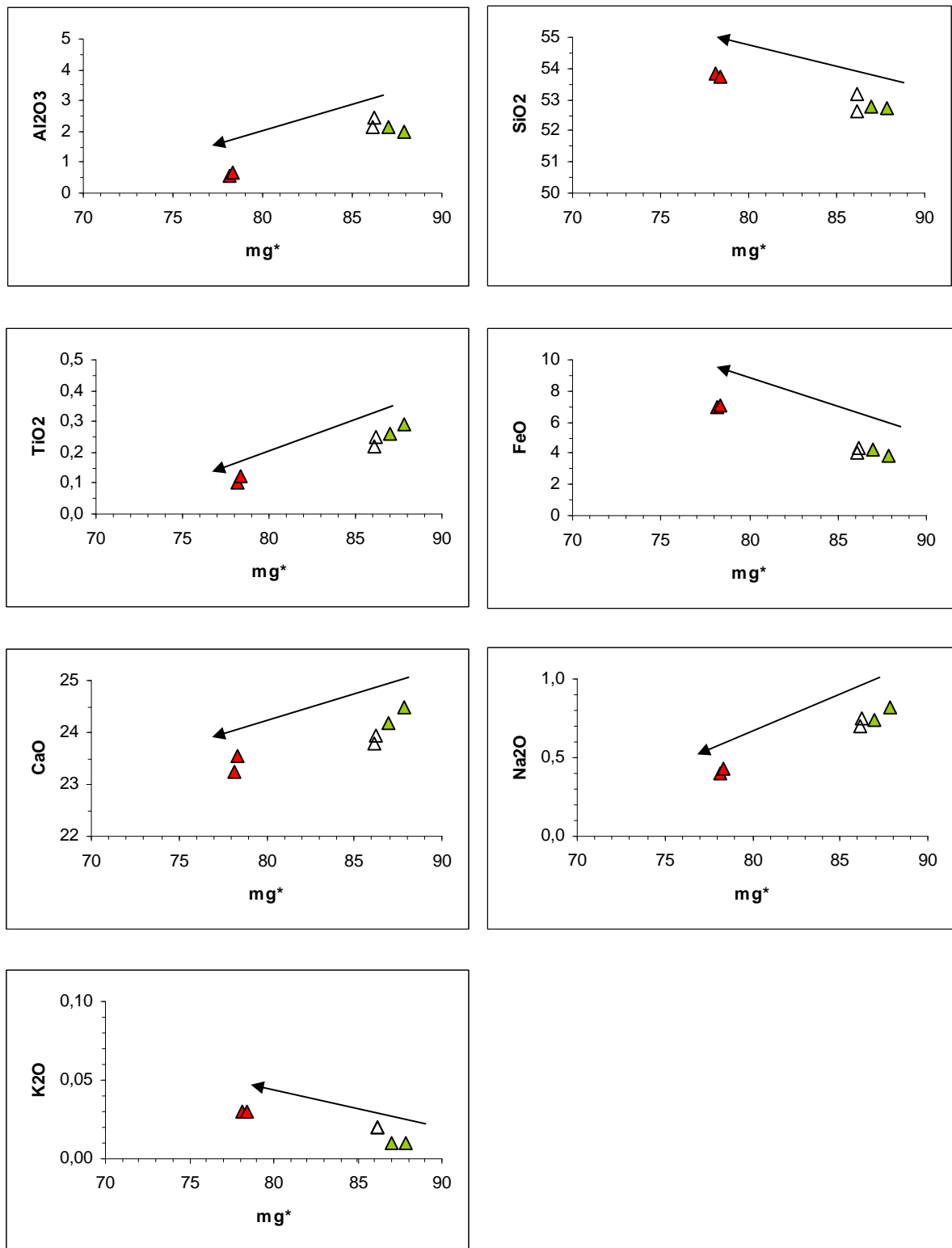


Fig. 11 : Distribution d'éléments majeurs en fonction de mg* des clinopyroxènes.

triangles verts : clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44)

triangles vides : malignite (échant. EG 38)

triangles rouges : syénite pyroxénique (échant. EG 41)

Par ailleurs, dans le diagramme (Ca + Na) vs Ti, les clinopyroxènes des roches étudiées, tous pauvres en Ti, se regroupent juste à la limite entre le domaine des basaltes alcalins, d'une part, et celui des basaltes tholéïtiques et des basaltes calco-alcalins d'autre part (**Fig.12**). L'affinité magmatique des roches étudiées ne peut être ainsi clairement définie en utilisant les compositions de leurs clinopyroxènes.

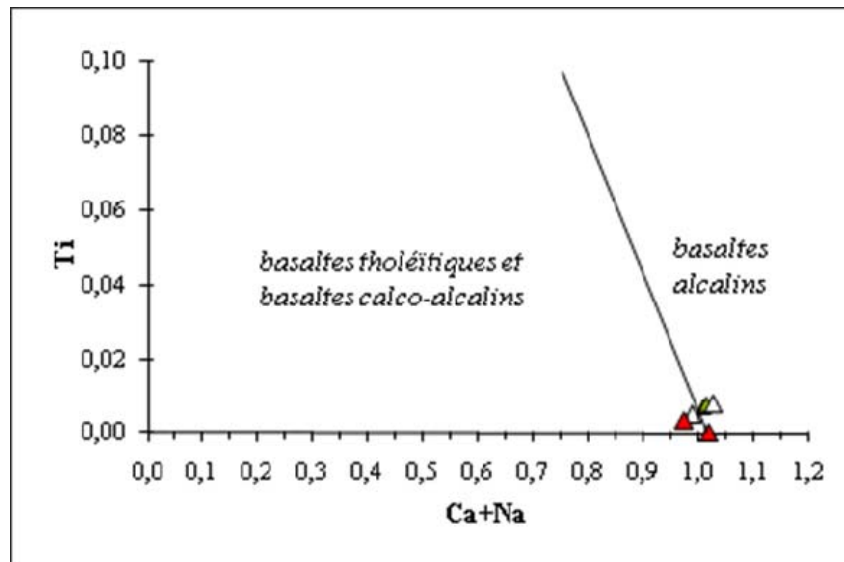


Fig.12 : Diagramme (Ca+Na) vs Ti des clinopyroxènes de la structure de Gara Djebilet (Leterrier et al., 1982).

triangles verts : clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44)
 triangles vides : malignite (échant. EG 38)
 triangles rouges : syénite pyroxénique (échant. EG 41)

III.3. Le plagioclase (Tab.3)

Le plagioclase représente également une phase minérale très fréquente dans les roches étudiées. Il n'a été analysé que dans une clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44), dans une syénite pyroxénique (échant. EG 41) ainsi que dans une leuco-anorthosite (échant. EG37a). Dans le diagramme An-Ab-Or, (**Fig.13**), il correspond à l'albite-oligoclase dans la clinopyroxénite à néphéline (An_{8,7-10,2}), à de l'albite dans la syénite pyroxénique (An_{6,1-6,4}) et à de l'albite presque pure dans la leuco-anorthosite (An_{0,25-1}). Il

semble ainsi que les plagioclases des roches de Gara Djebilet s'enrichissent en sodium depuis les faciès périphériques, représentés par les clinopyroxénites à néphéline, jusqu'au cœur de la structure occupé par les syénites pyroxéniques. Les leuco-anorthosites sont également caractérisées par des plagioclases extrêmement sodiques.

	EG44	EG44	EG41	EG41	EG37a	EG37a	EG37a
SiO ₂	66,10	66,63	66,62	66,48	68,99	68,47	68,35
Al ₂ O ₃	21,18	21,39	20,62	20,19	19,31	19,64	19,71
TiO ₂	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,10	0,11	0,10	0,06	0,00	0,00	0,02
MnO	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
MgO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	2,10	1,81	1,33	1,32	0,05	0,22	0,19
Na ₂ O	10,18	10,51	10,63	11,10	11,13	11,43	11,81
K ₂ O	0,05	0,05	0,18	0,15	0,10	0,15	0,14
Total	99,75	100,57	99,49	99,32	99,59	99,91	100,23

Si	2,910	2,910	2,930	2,940	3,020	2,990	2,980
Al	1,100	1,100	1,070	1,050	0,990	1,010	1,010
Ti	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,870	0,890	0,910	0,950	0,940	0,970	1,000
K	0,000	0,000	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
Ca	0,100	0,080	0,060	0,060	0,000	0,010	0,010
Total	4,980	4,990	4,990	5,020	4,960	4,990	5,010
%An	10,20	8,67	6,40	6,12	0,25	1,04	0,87
%Ab	89,51	91,05	92,57	93,06	99,17	98,11	98,36
%Or	0,29	0,29	1,03	0,83	0,59	0,85	0,77

Tab. 3 : Compositions chimiques et formules structurales (calculées sur la base de 8 oxygènes) de quelques plagioclases des roches de la structure de Gara Djebilet.

EG 44 : clinopyroxénite à néphéline

EG 41 : syénite pyroxénique

EG 37a : leuco-anorthosite

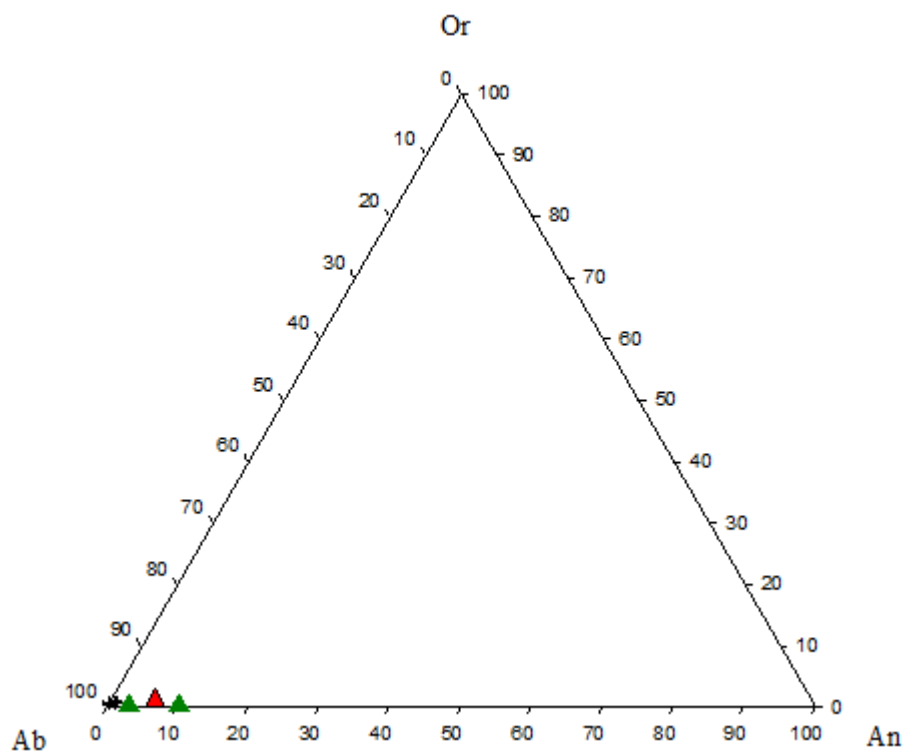


Fig. 13 : Position des feldspaths dans le diagramme Ab-Or-An

étoiles : plagioclases de la leucoanorthosite (**échant. EG37a**)

triangles verts : plagioclases de la clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG44**)

triangles rouges : plagioclases de la syénite pyroxénique (**échant. EG41**)

III.4. L'amphibole (Tab.4)

Cette espèce minérale est toujours présente dans les principaux faciès de la structure magmatique de Gara Djebilet. Ses proportions modales tendent à augmenter depuis le faciès périphérique vers le faciès central. Les amphiboles ont été ainsi analysées dans une clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**), une malignite (**échant. EG 38**) et une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**). D'une manière générale, elles sont toutes calciques et ferro-magnésiennes mais correspondent à deux types bien distincts. Ce sont des hastingsites magnésiennes dans les clinopyroxénites à néphéline et les malignites et des actinotes dans les syénites pyroxéniques (**Fig.14 a et b**). Les hastingsites montrent entre elles des compositions assez comparables et sont globalement plus riches en alumine, titane, fer, sodium et potassium

que les actinotes qui sont, en revanche, plus siliceuses, plus magnésiennes et légèrement plus calciques (**Fig.15**). En outre, depuis les clinopyroxénites jusqu'aux malignites, les compositions des amphiboles révèlent également quelques variations se traduisant par un appauvrissement en magnésium et calcium et un enrichissement en alumine, titane, fer et légèrement en alcalins (**Fig.16**). Ces variations pourraient refléter ainsi une différenciation depuis le faciès périphérique, les clinopyroxénites à néphéline, jusqu'aux malignites affleurant en position plus interne dans la structure étudiée. La présence d'actinotes dans les syénites pyroxéniques reste assez énigmatique.

	EG44	EG44	EG38	EG41	EG41	EG41
SiO ₂	42,96	42,53	42,58	55,38	54,51	55,59
Al ₂ O ₃	11,07	11,14	11,72	1,75	1,78	0,65
TiO ₂	1,18	1,25	1,59	0,49	0,51	0,06
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,03	0,03	0,05
FeO	11,63	11,83	12,72	8,86	9,26	9,48
NiO	0,02	0,03	0,00	0,04	0,04	0,03
MnO	0,16	0,23	0,20	0,16	0,13	0,15
MgO	13,63	13,52	13,10	18,40	17,98	17,88
CaO	11,14	11,23	10,73	12,01	11,81	13,02
Na ₂ O	3,82	3,66	3,87	0,90	0,90	0,19
K ₂ O	0,98	0,99	1,06	0,38	0,37	0,08
Total	96,62	96,43	97,57	98,40	97,32	97,18

Si	6,426	6,388	6,338	7,785	7,767	7,922
Al IV	1,574	1,612	1,662	0,215	0,233	0,078
Al VI	0,378	0,360	0,393	0,075	0,066	0,031
Ti	0,133	0,141	0,178	0,052	0,055	0,006
Cr	0,004	0,002	0,000	0,003	0,003	0,006
Fe	1,455	1,486	1,583	1,041	1,103	1,130
Ni	0,002	0,004	0,000	0,005	0,005	0,003
Mn	0,020	0,029	0,025	0,019	0,016	0,018
Mg	3,040	3,027	2,907	3,856	3,819	3,799
Ca	1,785	1,807	1,711	1,809	1,803	1,988
Na	1,108	1,066	1,117	0,245	0,249	0,052
K	0,187	0,190	0,201	0,068	0,067	0,015
Total	16,112	16,112	16,115	15,173	15,186	15,048
mg*	67,63	67,07	64,74	78,74	77,59	77,07

Tab. 4 : Compositions chimiques et formules structurales (calculées sur la base de 23 oxygènes) des amphiboles des roches de la structure de Gara Djebilet.

EG 44 : clinopyroxénite à néphéline

EG 38 : malignite

EG 41 : syénite pyroxénique

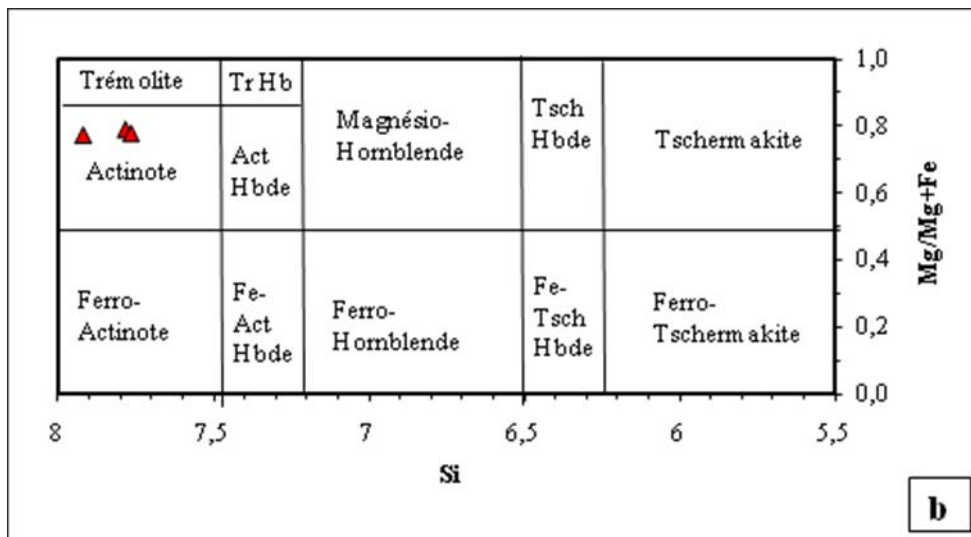
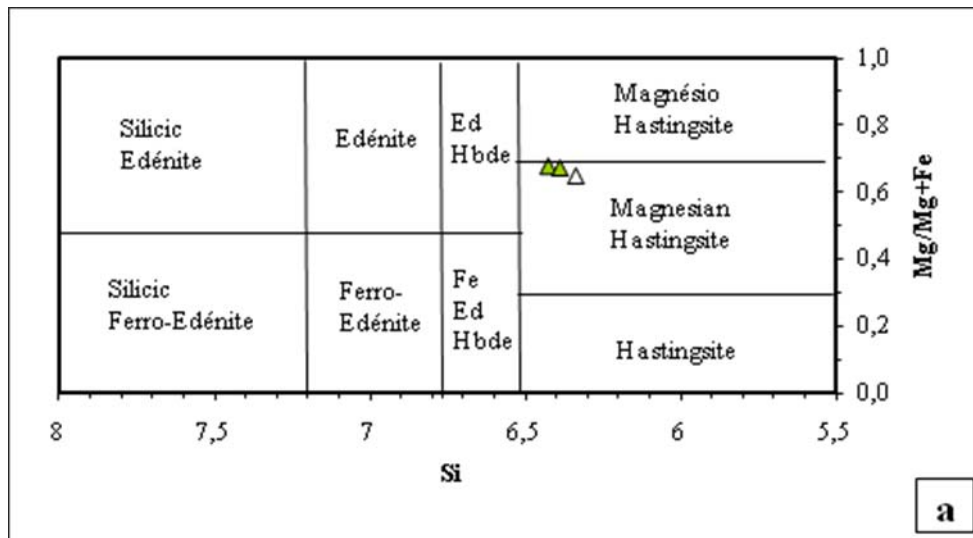


Fig.14 (a et b) : Nomenclature des amphiboles des roches de la structure de Gara Djebilet (d'après Leake, 1997).

triangles verts : amphiboles de la clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44)

triangle vide : amphibole de la malignite (échant. EG 38)

triangles rouges : amphiboles de la syénite pyroxénique (échant. EG 41)

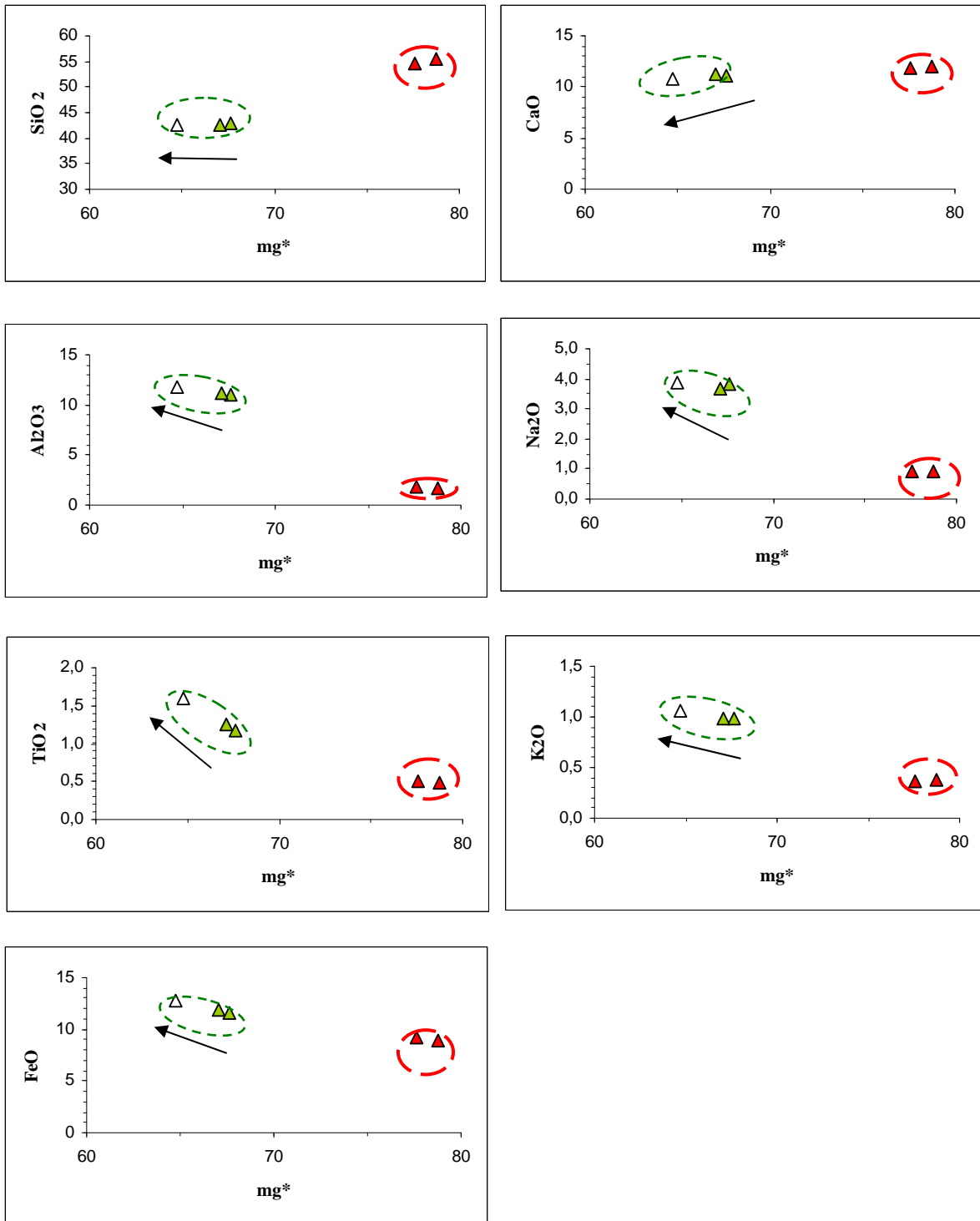


Fig.15 : Distribution d'éléments majeurs en fonction du mg* dans les amphiboles de la structure magmatique de Gara Djebilet. (même légende que Fig.14)

Par ailleurs, le géothermomètre de Heltz (1973) a été testé sur les amphiboles de la structure de Gara Djebilet pour l'estimation de leurs températures de cristallisation (**Fig.16**). Ce géothermomètre, élaboré à partir de modèles de cristallisation de liquides basaltiques à des pressions voisines de 5 kbars et des températures comprises entre 700 et 1000 °C, met en corrélation les quantités de Ti et Al^{IV} avec la température de cristallisation. Il apparaît ainsi que les amphiboles des clinopyroxénites à néphéline et celles des malignites semblent avoir cristallisé à des températures très comparables avoisinant 825°C. Les amphiboles des syénites pyroxéniques, caractérisées par de faibles teneurs en Al et Ti, se situent vers des températures trop basses non calibrées par ce géothermomètre. Cette constatation pourrait suggérer que les hastingsites des clinopyroxénites à néphéline et des malignites représenteraient des phases primaires alors que les actinotes des syénites pyroxéniques seraient plutôt secondaires et résulteraient probablement de processus d'altération tardi- à post-magmatiques de pyroxènes ou d'amphiboles primaires.

III.5. Le mica noir (Tab.5)

Le mica noir accompagne toujours l'amphibole dans les roches de la structure circulaire de Gara Djebilet. Sa proportion tend aussi à augmenter vers le cœur de la structure. Il n'a été analysé que dans les deux enveloppes principales qui forment la structure étudiée : une clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**) et une malignite (**échant. EG 38**). Les rapports Fe/Fe+Mg du mica, compris entre 0,23 et 0,27, sont assez proches dans les deux faciès. Il correspond à du phlogopite plus riche en Na et Fe dans la malignite que dans la clinopyroxénite à néphéline (**Fig. 17 et Fig.18**).

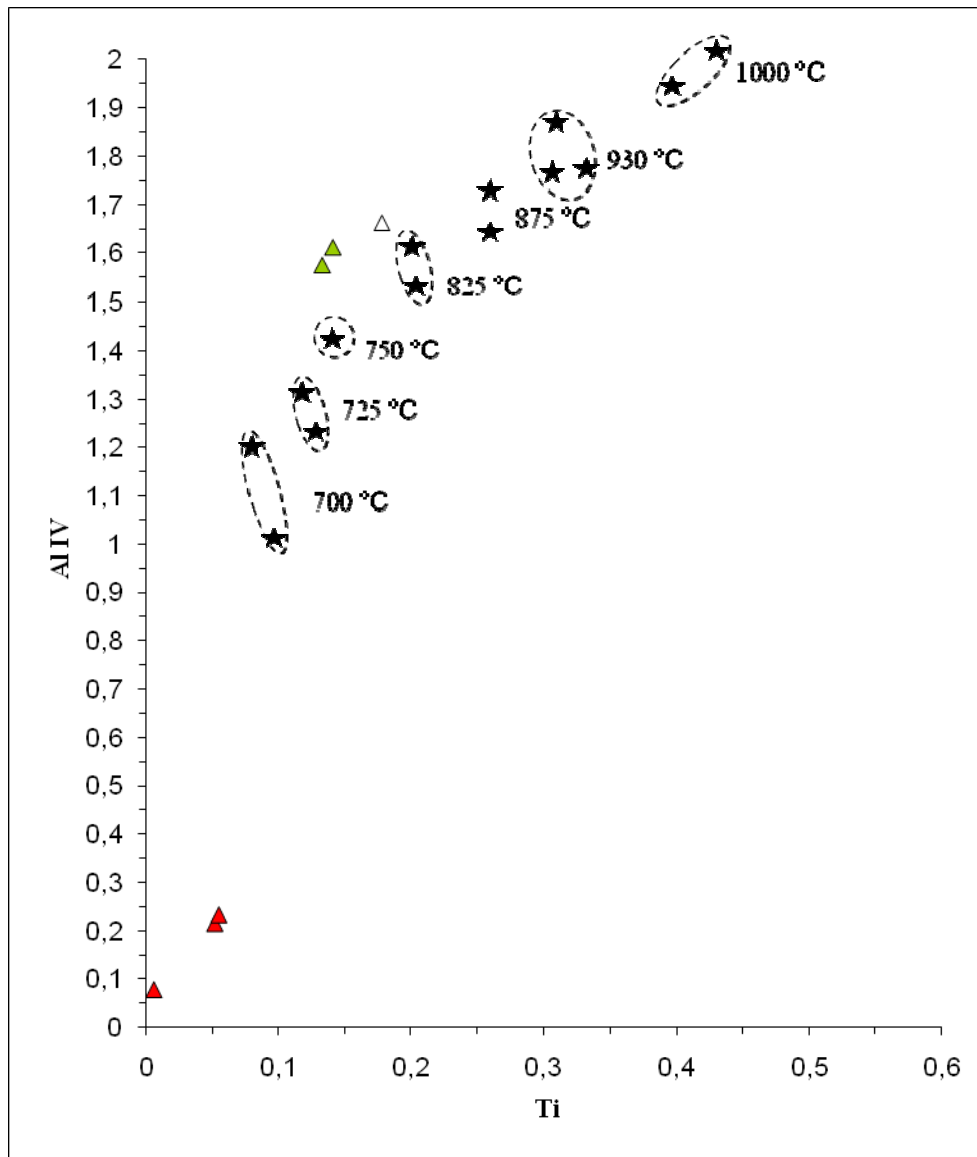


Fig.16 : Position des amphiboles des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Ti vs Al^{IV} de Heltz (1973).

triangles verts : amphiboles de la clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44)

triangle vide : amphibole de la malignite (échant. EG 38)

triangles rouges : amphiboles de la syénite pyroxénique (échant. EG 41)

	EG44	EG44	EG38	EG38
SiO ₂	38,76	38,55	38,25	37,49
Al ₂ O ₃	14,08	14,69	14,29	14,48
TiO ₂	1,30	1,33	1,40	1,31
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,06	0,11
FeO	10,29	10,61	11,29	11,81
NiO	0,11	0,03	0,10	0,05
MnO	0,15	0,17	0,17	0,13
MgO	18,93	18,74	18,20	18,25
CaO	0,03	0,00	0,11	0,09
Na ₂ O	0,36	0,28	0,48	0,49
K ₂ O	9,87	10,00	9,65	9,91
Total	93,92	94,42	94,00	94,12

Si	5,757	5,703	5,510	5,618
Al	2,464	2,561	2,540	2,557
Ti	0,145	0,148	0,200	0,148
Cr	0,005	0,002	0,007	0,013
Fe ²⁺	1,278	1,312	1,424	1,480
Ni	0,013	0,004	0,012	0,006
Mn	0,019	0,021	0,022	0,016
Mg	4,191	4,133	4,541	4,077
Ca	0,005	0,000	0,018	0,014
Na	0,104	0,080	0,140	0,142
K	1,870	1,887	1,348	1,894
Total	15,851	15,851	15,762	15,965
Fe/Fe+Mg	0,23	0,24	0,24	0,27
mg*	76,632	75,904	76,127	73,367

Tab. 5 : Compositions chimiques et formules structurales des micas (calculées sur la base de 22 oxygènes) des roches de la structure de Gara Djebilet.

EG 44 : clinopyroxénite à néphéline

EG 38 : malignite

EG 41 : syénite pyroxénique

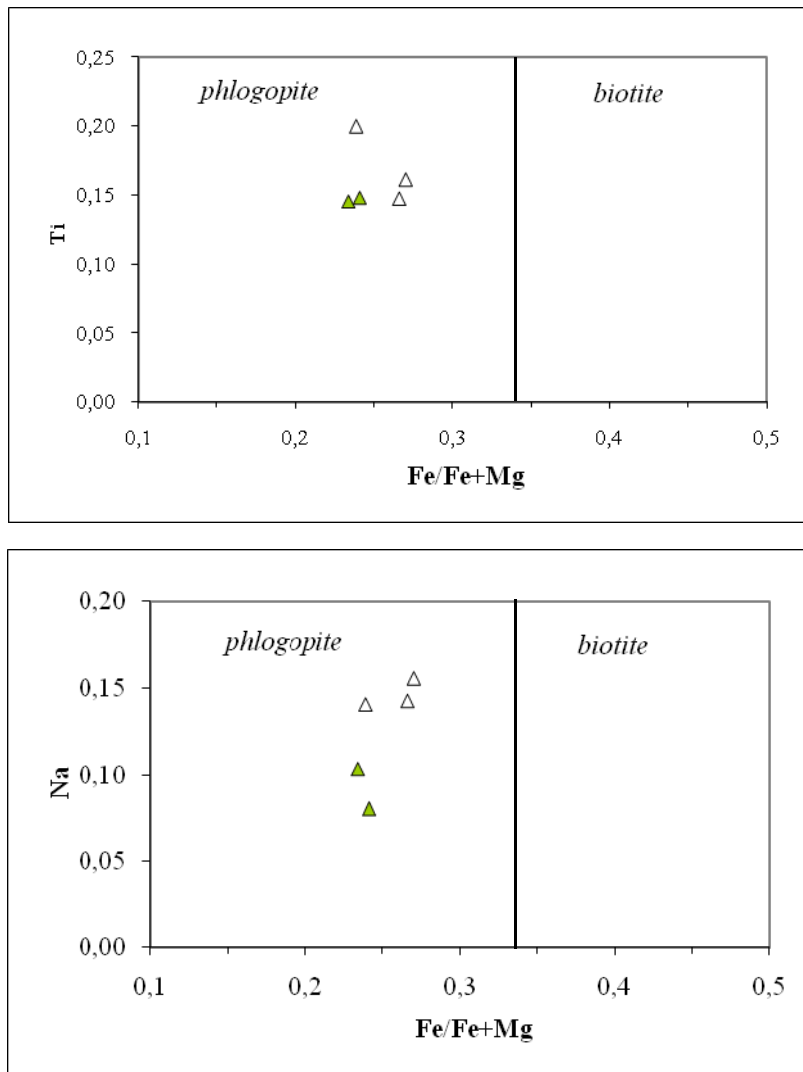


Fig.17 : Nomenclature des micas de la structure de Gara Djebilet dans les diagrammes (Fe/Fe+Mg) vs Ti et (Fe/Fe+Mg) vs Na

triangles verts : micas de la clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**)
triangles vides : micas de la malignite (**échant. EG 38**)

Dans le diagramme Al_2O_3 vs $(100 Al^{IV} / Al_{tot})$, les micas de la structure de Gara Djebilet se retrouvent bien dans le champ des biotites associées aux amphiboles chevauchant celui des biotites co-existantes avec les pyroxènes (**Fig.19**).

Les compositions de ces micas peuvent être également utilisées pour caractériser l'affinité magmatique des roches étudiées. Dans le diagramme Mg vs Altot, (**Fig.21**), les phlogopites des clinopyroxénites et des malignites se situent dans le champ sub-alkalin et très proches de la limite du domaine calco-alkalin.

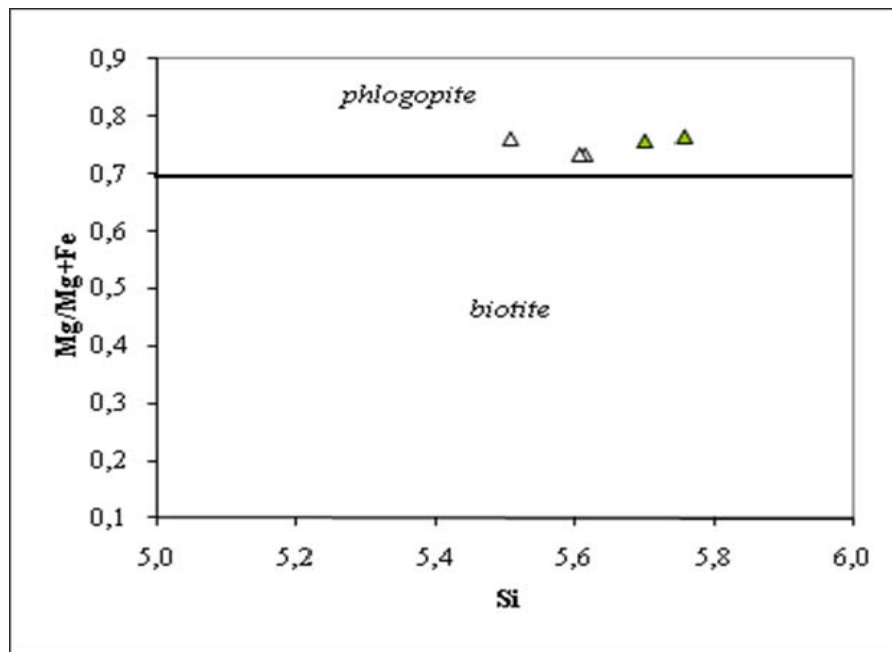


Fig.18 : Nomenclature des micas de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Si vs (Mg/Mg+Fe), (d'après Ferré et Leake, 2001)
 triangles verts : micas de la clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44)
 triangles vides : micas de la malignite (échant. EG 38)

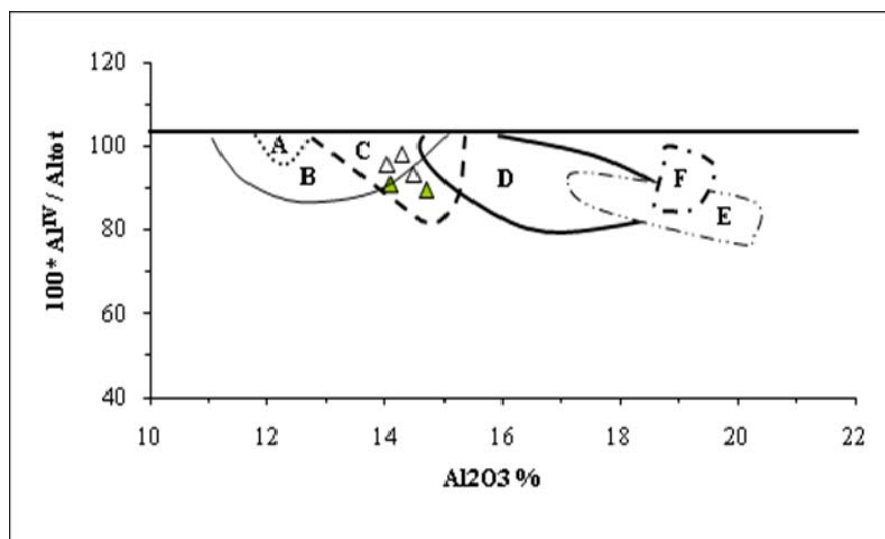


Fig.19 : Position des micas de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme Al_2O_3 vs $(100 * Al^{IV} / Altot)$ (d'après Gagny, 1968) (même légende que **Fig.18**)
 A : champ des biotites + olivines D : champ des biotites seules
 B : champ des biotites + pyroxènes E : champ des biotites des roches métamorphiques
 C : champ des biotites + amphiboles F : champ des biotites + muscovites

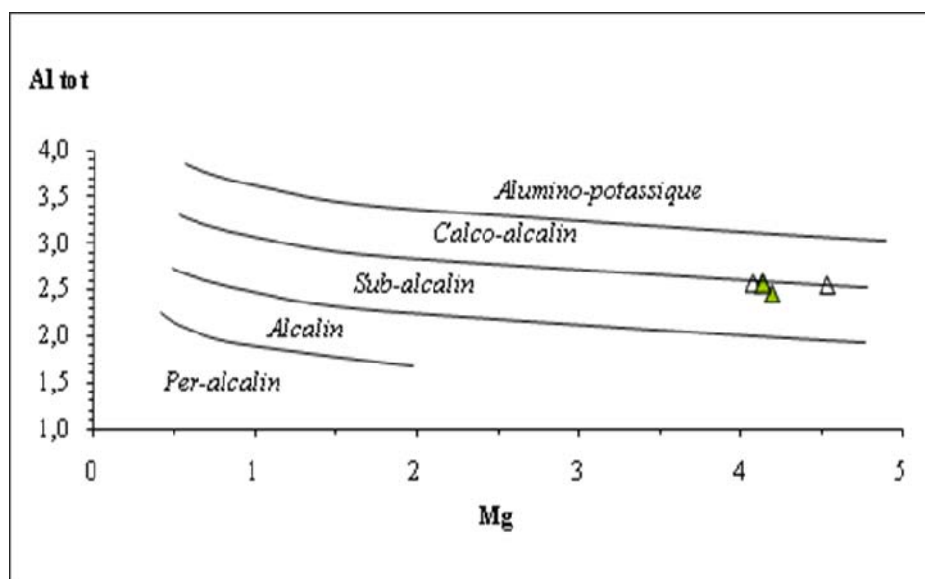


Fig.20 : Diagramme Mg vs Al tot des micas (d'après Nachit et al., 1985)

triangles verts : micas de la clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44)
triangles vides : micas de la malignite (échant. EG 38)

III.6. Discussion et conclusion à l'étude minéralogique

Les données minéralogiques disponibles sur les faciès magmatiques de la structure circulaire de Gara Djebilet restent encore très fragmentaires. Celles obtenues notamment sur les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et les syénites pyroxéniques permettent, cependant, d'envisager une certaine évolution des compositions de leurs phases constitutives depuis la périphérie jusqu'au cœur de la structure.

Les clinopyroxènes représentent la phase minérale dominante des roches étudiées. Ils correspondent toujours à du diopside qui montre des diminutions des teneurs en alumine, titane, sodium, calcium et magnésium et des augmentations des proportions en silice, fer et potassium depuis les clinopyroxénites à néphéline jusqu'aux syénites pyroxéniques.

Les amphiboles se distinguent en deux types : des hastingsites et des actinotes. Les premières apparaissent dans les clinopyroxénites à néphéline et dans les malignites et révèlent des variations de leurs compositions, depuis le premier faciès jusqu'au second, se traduisant

par une diminution de leurs teneurs en magnésium et calcium au profit d'un enrichissement en alumine, titane, fer et légèrement en alcalins. Les actinotes ne sont présentes que dans les syénites pyroxéniques. Elles sont caractérisées par des températures de cristallisation assez basses qui pourraient suggérer qu'elles soient secondaires et résulter de processus d'altération tardi à post-magmatiques d'amphiboles ou de clinopyroxènes primaires.

Les micas des clinopyroxénites à néphéline et des malignites montrent des compositions de phlogopite assez comparables dans les deux faciès. Ils se caractérisent, néanmoins, par de légères variations de leurs compositions entre des micas plus riches en fer et en sodium dans les malignites et ceux plus magnésiens dans les clinopyroxénites à néphéline

Globalement, les clinopyroxénites à néphéline et les malignites montrent des caractères pétrographiques et minéralogiques assez proches. L'étude pétrographique a montré une évolution de leurs compositions minéralogiques avec une diminution de la proportion modale du clinopyroxène au profit de l'augmentation des quantités de néphéline, de plagioclase, de feldspath alcalin et d'amphibole depuis les clinopyroxénites à néphéline aux malignites. L'étude minéralogique révèle également une évolution des compositions chimiques des phases constitutives, cpx, amphiboles et micas, depuis les clinopyroxénites aux malignites. Ces évolutions de la composition minéralogique et des compositions chimiques des phases minérales traduiraient un processus de différenciation magmatique centripète par cristallisation fractionnée de la périphérie vers le cœur de la structure.

Cependant, le passage des clinopyroxénites à néphéline et des malignites aux syénites pyroxéniques ne semble pas aussi simple à mettre en évidence. Tous ces faciès contiennent du clinopyroxène en abondance mais les deux premiers sont caractérisés par la présence de néphéline alors que les syénites sont plutôt riches en plagioclase sodique et en feldspath potassique. Les compositions chimiques de leurs phases constitutives montrent également de

fortes variations entre celles des clinopyroxénites à néphéline et des malignites, d'une part, et celles des syénites pyroxéniques d'autre part. Si le passage des clinopyroxénites à néphéline aux syénites pyroxéniques est envisageable, il ne pourrait donc s'expliquer que par l'intervention de processus pétrogénétiques particuliers ayant affecté les liquides résiduels du magma parental après la cristallisation des clinopyroxénites et des malignites. Une contamination avec l'encaissant et/ou un mélange avec d'autres liquides ou fluides riches en silice et en alcalins, en particulier, peuvent être alors suggérés. Dans cette hypothèse, il serait donc possible de suggérer que la grosse masse de la structure de Gara Djebilet résulte de la différenciation centripète par cristallisation fractionnée d'un magma parental injecté dans les syénites encaissantes de la série de Chegga. Les filons de syénites pyroxéniques en représenteraient les derniers liquides résiduels modifiés par les processus pétrogénétiques évoqués ci-dessus.

Par ailleurs, les faibles teneurs en Al, Ti et alcalins des clinopyroxènes ainsi que les faibles teneurs en Ti et les quantités modérées en Al des micas permettent de caractériser une affinité sub-alkaline de ce magma parental.

Chapitre IV
Etude Géochimique

IV.1. Introduction

Cette étude a pour but de discuter les caractères géochimiques des roches de la structure de Gara Djebilet en relation avec leurs particularités pétrographiques et minéralogiques. Les données analytiques sur roches totales (éléments majeurs et traces) sont également reprises des travaux de Tabeliouna et al. (2008). Les éléments majeurs ont été dosés par fluorescence X (XRF) et les éléments en traces par ICP-AES. Les échantillons analysés représentent les principaux faciès affleurant dans la structure de Gara Djebilet : deux clinopyroxénites à néphéline (**échant. EG 45 et EG 44**), deux malignites (**échant. EG 38 et EG 42**), une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**), deux leuco-anorthosites (**échant. EG 37 a et EG 37 b**) et la diorite gabbroïque (**échant. EG 46**) qui affleure en bordure de la structure étudiée.

Par ailleurs, dans nos discussions nous comparons également les roches étudiées, d'une part à l'échelle locale, avec la malignite (**échant. 4S 8A**) et les syénites mésocrates (**échant. 4S 8B et échant. 4S 8C**) décrites dans cette même structure par Azzouni-Sekkal et al. (2003), et, d'autre part à l'échelle régionale, avec les roches des stocks gabbro-dioritiques de la jointure Yetti-Eglab (Azzouni-Sekkal, 1976) ainsi qu'avec celles de la structure circulaire de Bled M'Dena (Tabeliouna, 2009).

IV.2. Les éléments majeurs (Tab.6)

La distribution des éléments majeurs dans les roches magmatiques de la structure circulaire de Gara Djebilet permet de distinguer clairement les trois ensembles de roches mis en évidence dans l'étude pétrographique : (i) les leuco-anorthosites, (ii) la diorite gabbroïque et (iii) les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique (**Tab.6 et Fig.22**).

Les leuco-anorthosites sont saturées en silice (SiO_2 : 68,75 à 70 %) et riches en alumine (Al_2O_3 : 16 à 16,4 %) et en alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$: 10,3 à 11,1 %) mais sont, en

revanche, très pauvres en composants basaltiques (CaO, TiO₂, FeOt et MgO). Ces caractéristiques chimiques traduisent l'extrême richesse de ces faciès en minéraux blancs, plagioclase surtout, et l'absence de minéraux ferro-magnésiens hormis quelques grenats et tourmalines qui apparaissent dans ces roches.

En outre, les compositions normatives des leuco-anorthosites indiquent qu'elles correspondent à des tholéites à quartz avec de faibles teneurs en diopside et hypersthène normatifs globalement inférieures à 2 % (**Tab.6**).

	EG 46	EG 45	EG 44	EG 42	EG 38	EG 41	EG 37a	EG 37b	4S 8A	4S 8B	4S 8C
SiO ₂	57,02	50,14	49,55	50,26	49,89	58,64	70,08	68,75	48,74	57,34	58,53
Al ₂ O ₃	14,78	7,79	8,74	10,65	9,95	9,75	16,36	15,98	10,31	7,77	7,96
TiO ₂	0,94	0,25	0,28	0,34	0,31	0,24	0,00	0,01	0,35	0,31	0,35
FeOt	9,89	5,38	6,06	6,94	7,35	4,74	0,81	0,74	6,51	4,06	3,60
MnO	0,14	0,09	0,11	0,11	0,11	0,08	0,15	0,22	0,12	0,07	0,07
MgO	4,62	12,46	11,85	9,75	10,15	8,67	0,01	0,01	11,34	9,95	9,45
CaO	8,60	18,65	18,45	16,15	16,54	11,45	0,98	0,61	16,49	14,27	14,11
Na ₂ O	2,03	2,78	3,07	3,74	3,84	4,52	5,50	6,34	3,94	2,95	2,70
K ₂ O	1,50	0,65	0,72	1,05	0,93	1,53	4,80	4,75	0,78	1,69	0,99
P ₂ O ₅	0,15	0,10	0,07	0,08	0,08	0,12	1,07	1,24	0,22	0,09	0,28
P.F.	0,65	0,71	1,09	0,94	0,71	0,54	0,48	0,87	1,84	1,23	1,59
Total	100,32	99,00	99,99	100,01	99,86	100,28	100,24	99,52	100,64	99,73	99,63
mg*	31,84	69,84	66,16	58,42	64,56	64,65	1,22	1,33	63,53	71,02	72,41

	EG 46	EG 45	EG 44	EG 42	EG 38	EG 41	EG 37a	EG 37b	4S 8A	4S 8B	4S 8C
qz	11,14	--	--	--	--	--	16,81	12,40	--	0,01	6,50
or	8,91	3,85	1,44	6,21	5,49	8,98	28,74	28,83	4,59	10,01	5,89
ab	17,26	0,86	--	5,19	3,07	38,01	47,15	55,11	3,91	25,03	23,02
an	26,91	6,87	7,92	9,17	7,16	1,78	5,84	1,14	8,11	2,97	6,72
lc	--	--	2,20	--	--	--	--	--	--	--	--
ne	--	12,31	14,04	14,34	15,93	--	--	--	15,87	--	--
di	13,30	70,04	68,13	58,21	61,39	44,05	--	1,70	58,40	55,01	50,43
hy	19,24	--	--	--	--	0,19	1,33	0,68	--	5,97	5,51
ol	--	4,81	4,86	5,22	5,31	5,56	--	--	3,92	--	--
mt	1,44	0,78	0,88	1,01	1,07	0,69	0,13	0,12	4,02	0,19	0,58
il	1,79	0,48	0,53	0,64	0,59	0,45	--	0,02	0,66	0,59	0,67
ap	--	--	--	--	--	0,28	--	--	0,52	0,21	0,67
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tab.6 : Compositions en éléments majeurs et compositions normatives des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet.

(**EG 46** : diorite gabbroïque ; **EG 45 et EG 44** : clinopyroxénites à néphéline ; **EG 42 et EG 38** : malignites ; **EG 41** : syénite pyroxénique ; **EG 37a et EG 37b** : leuco-anorthosites ; **4S 8A** : malignite de Azzouni-Sekkal et al., 2003 ; **4S 8B et 4S 8C** : syénites mésocrates de Azzouni-Sekkal et al., 2003).

La diorite gabbroïque est une roche intermédiaire (SiO_2 : 57 %), riche en alumine (Al_2O_3 : 15,2 %), en fer (FeO_t : 9,9 %) et en titane (près de 1 % de TiO_2). Les teneurs en magnésium (MgO : 4,8 %), calcium (CaO : 8,6 %), sodium (Na_2O : 2 %) et potassium (K_2O : 1,5 %) restent assez modérées. Ces paramètres chimiques reflètent l'abondance du plagioclase et du clinopyroxène dans cette roche. Les compositions normatives de la diorite gabbroïque indiquent qu'elle correspond à une tholéïte à quartz avec de fortes teneurs en quartz et hypersthène normatifs, respectivement 11,14 et 19,24 %, (**Tab.6**).

Les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique forment un groupe de roches assez compact se distinguant nettement des leuco-anorthosites et de la diorite gabbroïque (**Tab.6 et Fig.22**). Les clinopyroxénites à néphéline et les malignites sont globalement sous-saturées (49,3 à 50,6 % de SiO_2). Les premières sont plus riches en magnésium (MgO : 11,9 à 12,5 %) et calcium (CaO : 18,5 à 18,7 %) traduisant ainsi la très forte abondance du clinopyroxène. Les secondes sont, en revanche, plus ferrifères (FeO_t : 6,10 à 6,9 %), plus alumineuses (Al_2O_3 : 10 à 12,4 %), plus potassiques (K_2O : 0,9 à 1,3 %) et plus sodiques (Na_2O : 3,8 à 4,5 %) pour cause, d'une part, d'une diminution de la proportion de clinopyroxène qui devient un peu plus ferrifère et, d'autre part, aussi à cause de l'apparition de feldspath alcalin dans ces roches.

Les compositions normatives des clinopyroxénites et des malignites se caractérisent, globalement, par la présence de feldspathoïdes (leucite et néphéline) et d'olivine associés à de fortes teneurs en diopside normatif. Les proportions normatives des feldspaths (orthose, albite et anorthite) restent faibles à modérées. D'une manière générale, les clinopyroxénites et les malignites correspondent à des roches alcalines.

La syénite pyroxénique correspond à une roche de composition intermédiaire (SiO_2 : 58,6 %). Ses teneurs en alumine, magnésium et sodium sont assez comparables à celles des malignites et des clinopyroxénites et elle ne se distingue de ces roches que par des quantités

plus faibles en calcium, fer, et titane et de plus fortes proportions en potassium. Ces variations pourraient correspondre, dans les syénites pyroxéniques, à une diminution des quantités modales de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes surtout) parallèlement à une augmentation de celles des feldspaths (alcalin et plagioclase).

La composition normative de la syénite pyroxénique se caractérise par l'absence de quartz et de feldspathoïdes normatifs et des teneurs en feldspaths alcalins (orthose et albite) et en diopside normatifs respectivement plus fortes et plus faibles que celles notées dans les clinopyroxénites et les malignites (**Tab.6**). En revanche, elle enregistre une faible teneur en hypersthène normatif. Par ses compositions normatives, la syénite pyroxénique pourrait ainsi correspondre à une tholéïte à olivine.

En outre, une certaine évolution peut être constatée depuis les clinopyroxénites jusqu'aux malignites (**Fig.22**). La syénite pyroxénique se situe le plus souvent en position intermédiaire dans cette évolution. Les malignites s'enrichissent ainsi en fer, alumine, sodium et légèrement en potassium et s'appauvrissent en magnésium et calcium. Ces variations s'expliquent par la diminution de la teneur modale en clinopyroxène et l'augmentation de celle en néphéline et feldspath alcalin depuis les clinopyroxénites jusqu'aux malignites. La syénite pyroxénique présente le plus souvent des caractères chimiques intermédiaires entre ces deux types de roches mais se caractérise surtout par des teneurs en silice et en potassium plus élevées et des quantités de fer, titane et calcium plus basses.

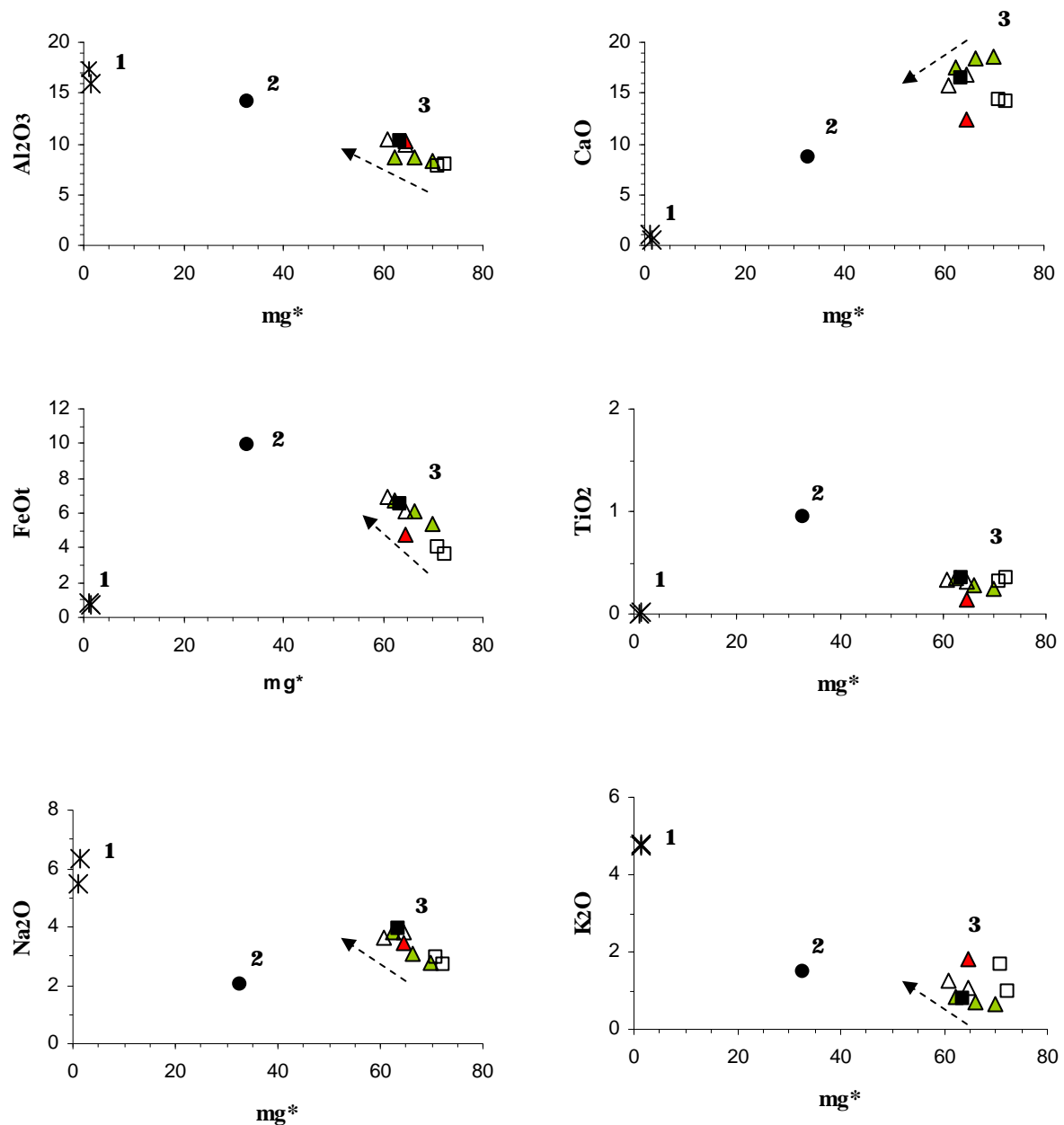


Fig.21 : Distribution des éléments majeurs en fonction du mg^* dans les roches de Gara Djebilet.

triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;
triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;
triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;
astérisques : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b) ;
carré noir : malignite (échant. 4S 8A de Azzouni-Sekkal et al., 2003) ;
carrés vides : syénites mésocrates (échant. 4S 8B et 4S 8C de Azzouni-Sekkal et al., 2003).

Par ailleurs, les malignites étudiées ici (**échant. EG 38 et EG 42**) présentent de fortes similitudes chimiques avec la malignite (**échant. 4S 8A**) décrite également à Gara Djebilet par Azzouni-Sekkal et al. (2003).

La syénite pyroxénique **EG 41**, en dépit de ses ressemblances pétrographiques avec les syénites mésocrates (**échant. 4S 8B et 4S 8C**) décrites par Azzouni-Sekkal et al. (2003), paraît en revanche se distinguer légèrement de ces roches notamment par des teneurs plus fortes en alumine, fer et sodium et des quantités plus faibles en magnésium et calcium (**Tab.6 et Fig.22**). D'un point de vue normatif, la syénite **EG 41** correspond à une tholéïte à olivine alors que les syénites mésocrates de Azzouni-Sekkal et al. (2003) peuvent être assimilées à des tholéïtes à quartz. Il semblerait ainsi que la syénite pyroxénique **EG 41** puisse tout simplement représenter un sous-faciès syénitique moins évolué que les syénites mésocrates de Azzouni-Sekkal et al. (2003).

Dans le diagramme alcalins-silice, (**Fig.23**), les leuco-anorthosites, riches en silice et en alcalins, se démarquent nettement des autres roches et situent à proximité de la limite entre les domaines moyennement alcalin et sub-alcalin. La diorite gabbroïque et la syénite pyroxénique se retrouvent toutes deux dans le champ sub-alcalin et sont comparables aux syénites mésocrates décrites par Azzouni-Sekkal et al. (2003). Les clinopyroxénites à néphéline et les malignites, sous-saturées en silice, montrent une petite évolution verticale dans le domaine des roches moyennement alcalines. Les malignites (**échant. EG 38 et EG 42**) sont également très comparables à la malignite (**échant. 4S 8A**) de Azzouni-Sekkal et al. (2003).

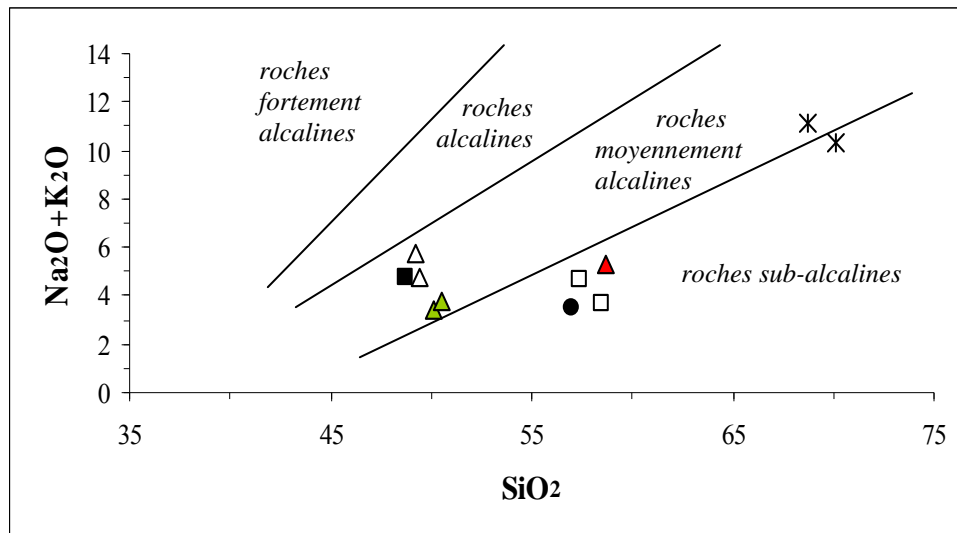


Fig.22 : Position des roches magmatiques de Gara Djebilet dans le diagramme $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs SiO_2 . (même légende que **Fig.22**)

Dans le diagramme K_2O vs Na_2O , (**Fig.24**), les leuco-anorthosites et la diorite gabbroïque montrent une affinité globalement sodi-potassique. Leurs rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ sont compris entre 0,74 et 0,87. En revanche, les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et les syénites pyroxéniques révèlent plutôt une tendance nettement sodique ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0,44$). La malignite et les syénites mésocrates de Azzouni-Sekkal et al. (2003) sont également d'affinité sodique.

Les roches des stocks plutoniques, décrits par Azzouni-Sekkal (1976) près de la jointure Yetti-Eglab, sont à tendance sodique ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 0,43 à 0,75) alors que celles de Bled M'Dena, étudiées par Tabeliouna (2009), montrent une affinité sodi-potassique à franchement sodique ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$: 0,18 à 1,01).

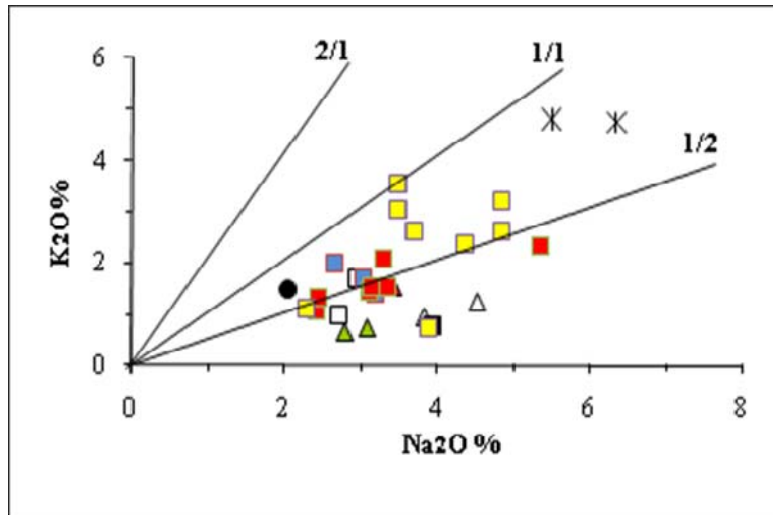


Fig.23 : Diagramme K_2O vs Na_2O des roches de Gara Djebilet.

triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;
 triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;
 triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
 rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;
 astérisques : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b) ;
 carré noir : malignite (échant. 4S 8A de Azzouni-Sekkal et al., 2003) ;
 carrés vides : syénites mésocrates (échant. 4S 8B et 4S 8C de Azzouni-Sekkal et al., 2003) ;
 carrés bleus et carrés rouges : roches magmatiques des stocks plutoniques de la jointure Yetti-Eglab (Azzouni-Sekkal, 1976)
 carrés jaunes : roches plutoniques de Bled M'Dena (Tabeliouna, 2009).

Le diagramme K_2O vs SiO_2 qui illustre les subdivisions des roches sub-alcalines, (Fig.25), montre que les clinopyroxénites à néphéline associées aux malignites et à la syénite pyroxénique, d'une part, et la diorite gabbroïque, d'autre part, correspondent à des séries calco-alcalines moyennement potassiques. Les leuco-anorthosites, plus riches en potassium, montrent en revanche les caractéristiques d'une série sub-alcaline très potassique.

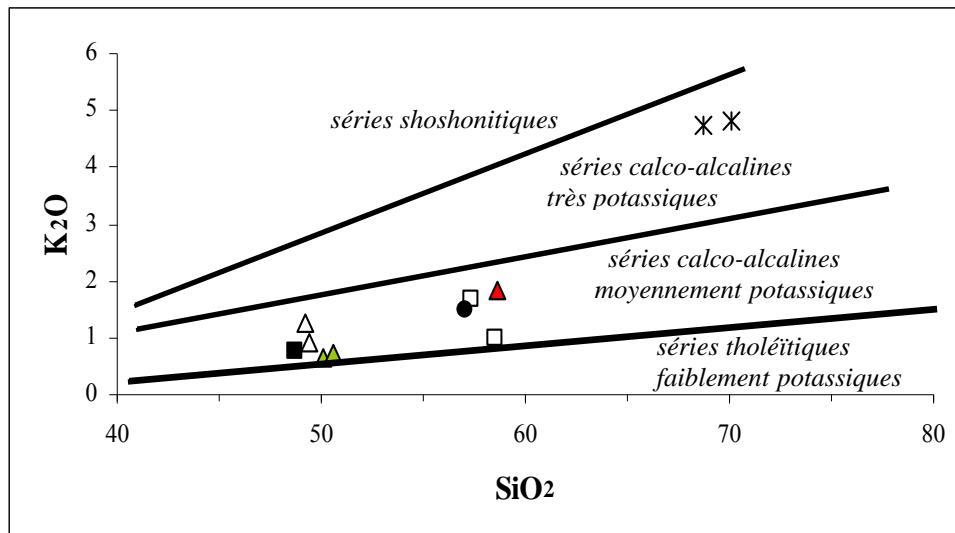


Fig.24 : Position des roches de Gara Djebilet dans le diagramme K_2O vs SiO_2
 Les subdivisions des séries sub-alkalines sont adoptées de Peccerillo et Taylor (1976), Rickwood (1989) et Le Maître et al. (1989).

- triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;
- triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;
- triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
- rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;
- astérisques : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b) ;
- carré noir : malignite (échant. 4S 8A de Azzouni-Sekkal et al., 2003) ;
- carrés vides : syénites mésocrates (échant. 4S 8B et 4S 8C de Azzouni-Sekkal et al., 2003)

Le diagramme TiO_2 vs $FeOt/MgO$, (Fig.26), permet également de préciser l'affinité sub-alkaline des roches étudiées. Ainsi, les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique se retrouvent toutes dans le domaine calco-alkalin et sont caractérisées par de faibles teneurs en titane et de faibles rapports $FeOt/MgO$. Elles sont très comparables à la malignite et aux syénites mésocrates décrites par Azzouni-Sekkal et al. (2003). La diorite gabbroïque se situe quant à elle dans le domaine commun tholéïtique et calco-alkalin.

Les roches des stocks gabbro-dioritiques de la jointure Yetti-Eglab, étudiés par Azzouni-Sekkal (1976), se placent également dans le domaine calco-alkalin.

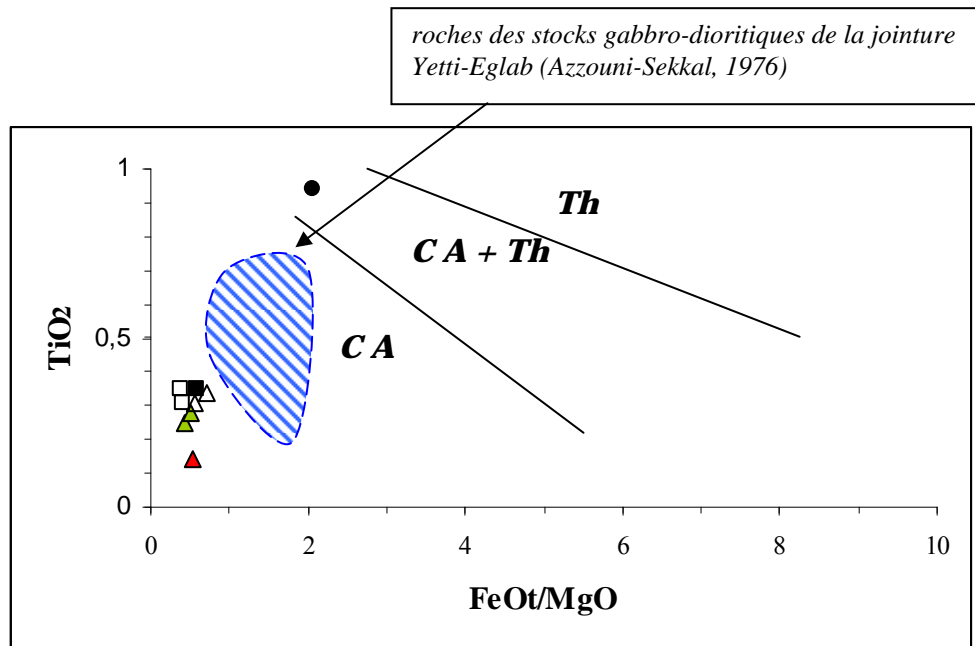


Fig.25 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme TiO_2 vs $FeOt/MgO$ de Miyashiro et Shido (1975).

- triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;
- triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;
- triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
- rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;
- astérisques : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b) ;
- carré noir : malignite (échant. 4S 8A de Azzouni-Sekkal et al., 2003) ;
- carrés vides : syénites mésocrates (échant. 4S 8B et 4S 8C de Azzouni-Sekkal et al., 2003) ;
- CA** : domaine calco-alcalin
- CA + Th** : domaines calco-alcalin et tholéïtique
- Th** : domaine tholéïtique

Dans le diagramme AFM, (**Fig.27**), les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique suivent la tendance calco-alcaline. La diorite gabbroïque se situe à proximité de la limite entre les domaines tholéïtique et calco-alcalin. Les leuco-anorthosites se retrouvent très proches du pôle A et semblent représenter des termes très différenciés d'une série sub-alcaline.

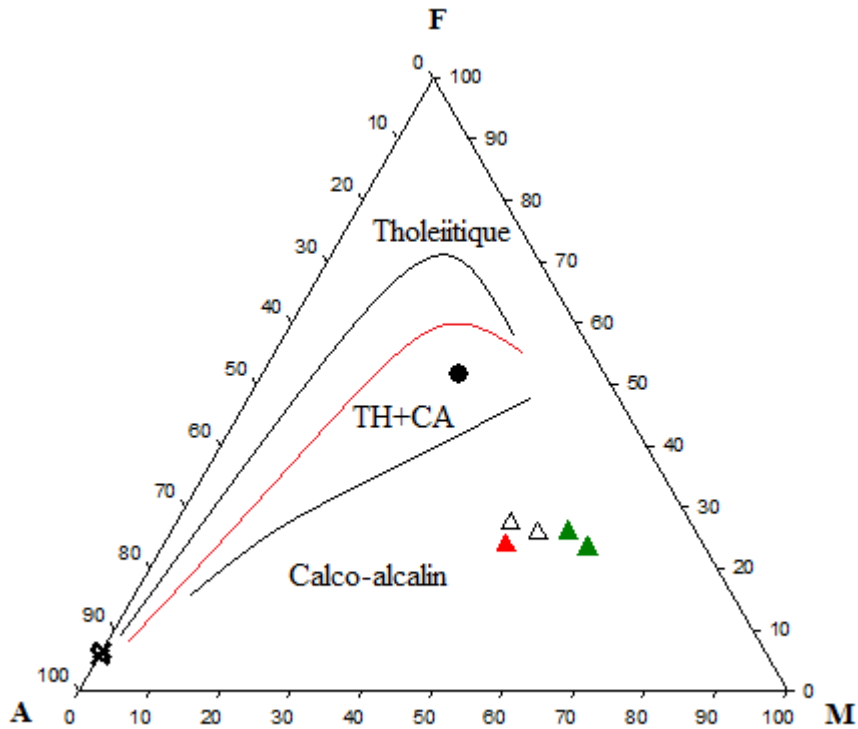


Fig.26 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme AFM (A : Na₂O + K₂O ; F : FeO et M : MgO), (d'après Wager et Deer, 1939). La courbe rouge limite les domaines tholéitique et calco-alcalin.

- triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;
- triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;
- triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
- rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;
- croix : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b).

Le diagramme SiO₂-Zr/TiO₂ souligne également le caractère sub-alcalin de l'ensemble des roches de la structure magmatique de Gara Djebilet (**Fig.28**). Les clinopyroxénites et les malignites se situent dans le champ des basaltes sub-alcalins. La syénite pyroxénique et la diorite gabbroïque se retrouvent dans le champ des andésites. Les leuco-anorthosites correspondent à des termes rhyodacitiques à rhyolitiques. Dans ce diagramme, il apparaît également que la syénite pyroxénique représente un terme plus évolué que les clinopyroxénites à néphéline et les malignites. Globalement, les trois ensembles de roches magmatiques de Gara Djebilet semblent suivre une évolution sub-alcaline

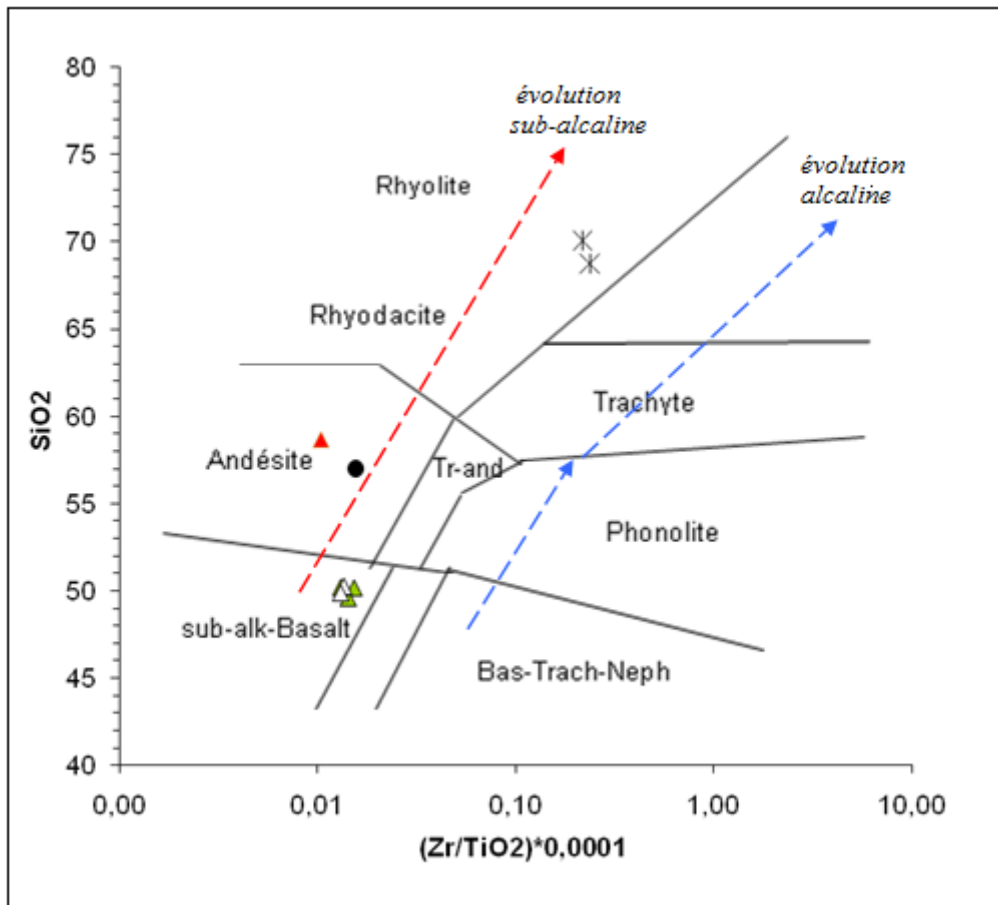


Fig.27 : Position des roches de Gara Djebilet dans le diagramme SiO_2 versus Zr/TiO_2 de Winchester et Floyd (1977).

triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;
 triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;
 triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
 rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;
 astérisques : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b) ;

Dans le diagramme binaire cationique $\text{Al}-(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})$ vs $\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Ti}$, (**Fig.29**), les roches de Gara Djebilet forment également trois ensembles distincts. Les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique, d'une part, et la diorite gabbroïque, d'autre part, représentent des associations cafémiques métalumineuses. Les faciès à néphéline et/ou feldspath alcalin correspondent à des associations à clinopyroxène et amphibole alors que la diorite gabbroïque se situe dans le champ des associations à biotite, amphibole et

pyroxène. En outre, depuis les clinopyroxénites à néphéline jusqu'à la syénite pyroxénique se dessine une évolution globale se traduisant par une diminution des teneurs en composants basaltiques (Fe, Ti et Mg) au profit d'une augmentation des proportions en alumine. Cette évolution pourrait refléter un processus de cristallisation fractionnée depuis les clinopyroxénites à la syénite pyroxénique.

Les leuco-anorthosites, plus riches en alumine, se retrouvent quant à elles dans le domaine peralumineux.

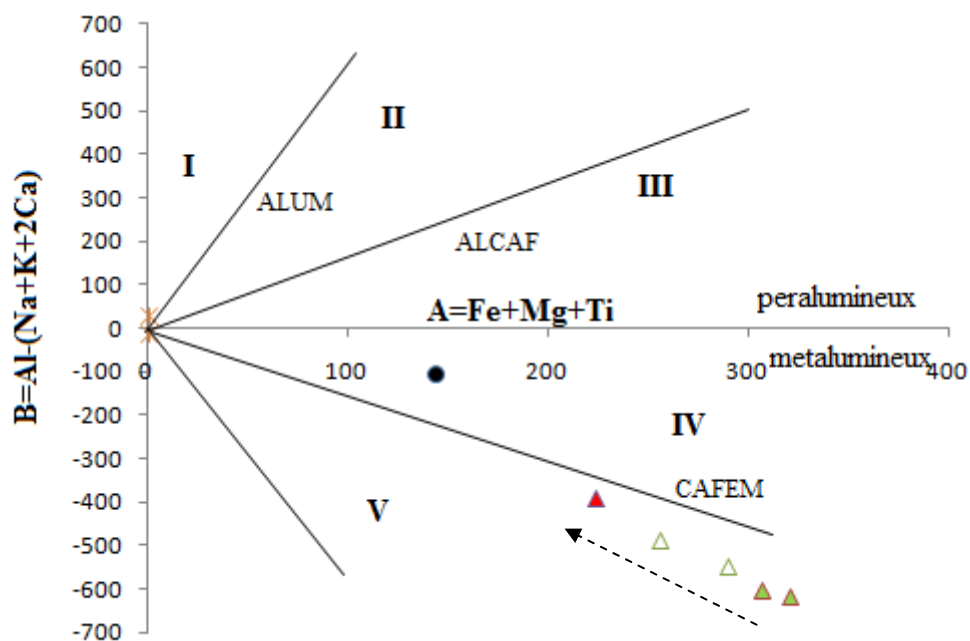


Fig.28 : Diagramme binaire cationique Al-(Na+K+2Ca) vs Fe+Mg+Ti (d'après Debon et Lefort, 1983) pour les roches de la structure magmatique circulaire de Gara Djebilet.

(même légende que Fig. 28).

- I : roches à muscovite > biotite
- II : roches à biotite > muscovite
- III : roches à biotite
- IV : roches à biotite, amphibole et pyroxène
- V : roches à clinopyroxène et amphibole

Dans le diagramme triangulaire Al_2O_3 -FeO_t-MgO, (**Fig.30**), utilisé pour différencier les évolutions tholéïtique et calco-alcaline de liquides issus de la différenciation de magmas

basaltiques, les clinopyroxénites à néphéline associées aux malignites et à la syénite pyroxénique suivent l'évolution calco-alkaline. La diorite gabbroïque s'intègre plutôt dans l'évolution tholéïtique.

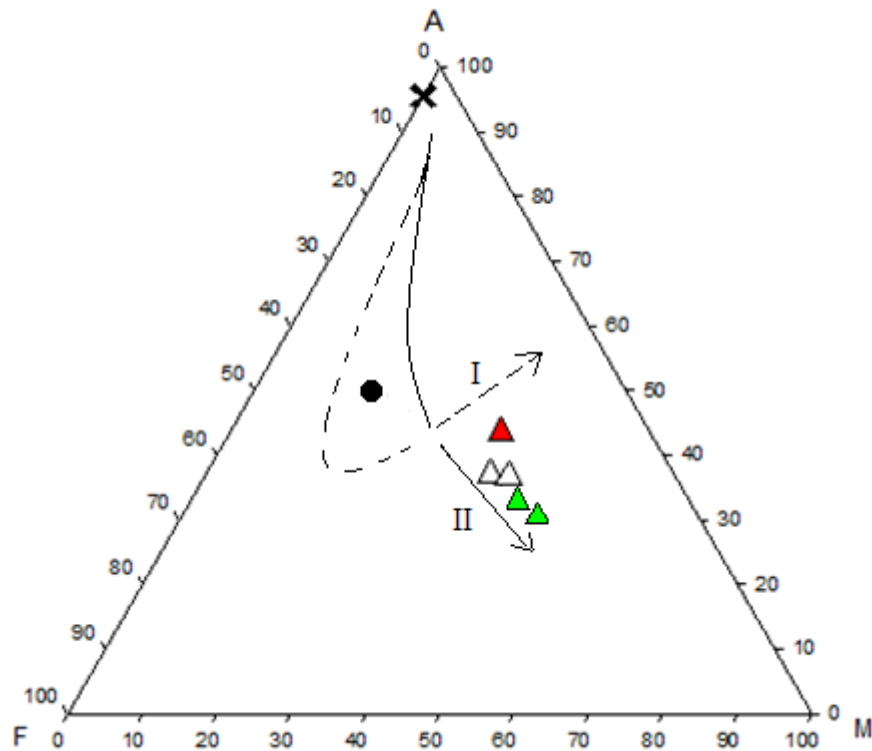


Fig.29 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme $Al_2O_3 - FeO - MgO$ de Besson et Fonteilles (1974).

courbe discontinue : évolution de séries tholéïtiques

courbe continue : évolution de séries calco-alkalines.

I : évolution vers une composition globale de cumulats tholéïtiques

II : évolution vers une composition globale de cumulats calco-alkalins

triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 45 et EG 44) ;

triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 42) ;

triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;

rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG 46) ;

croix : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b).

Le diagramme $TiO_2 - MnO - P_2O_5$ de Mullen (1983), (**Fig.31**), permet de replacer les séries magmatiques dans leurs différents contextes géodynamiques. L'ensemble des

clinopyroxénites à néphéline, des malignites et de la syénite pyroxénique ainsi que l'ensemble représenté par les leuco-anorthosites se situent dans le champ des basaltes calco-alcalins. La diorite gabbroïque se retrouve, quant à elle, dans le champ des tholéïtes d'arcs insulaires.

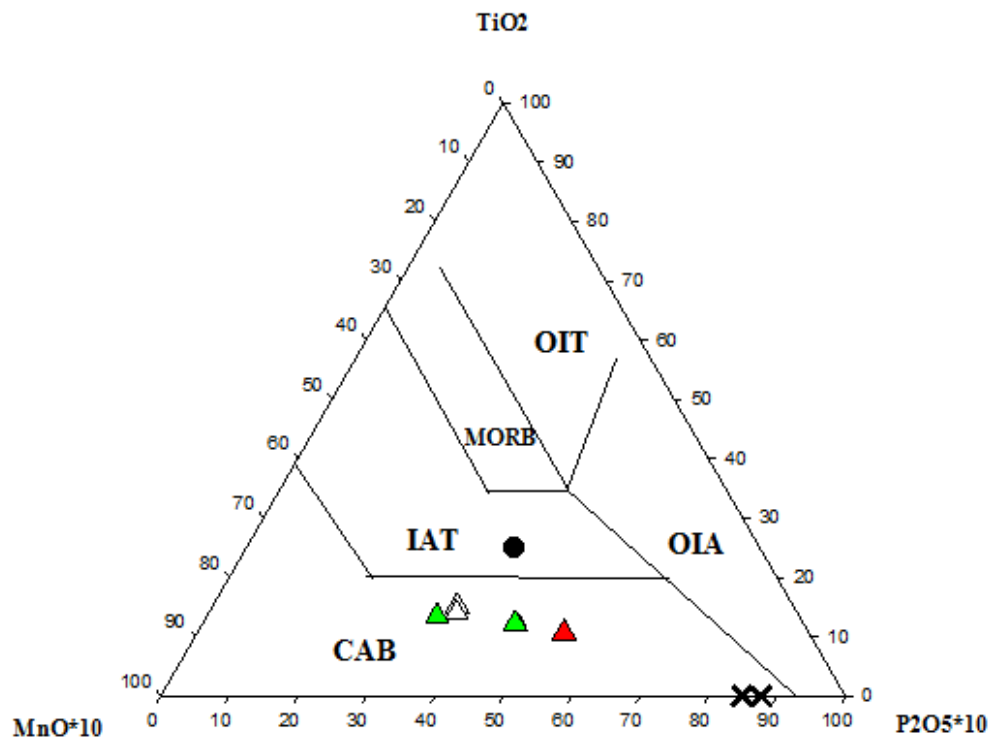


Fig.30 : Position des roches de la structure de Gara Djebilet dans le diagramme TiO_2 - MnO - P_2O_5 de Mullen (1983).
(même légende que **Fig. 30**)

- OIT** : tholéïtes des îles océaniques
- OIA** : basaltes alcalins d'îles océaniques
- CAB** : basaltes calco-alcalins
- IAT** : tholéïtes d'arcs insulaires
- MORB** : basaltes des rides médio-océaniques

IV.3. Les éléments en traces

IV.3.1. Les éléments de transition (Tab.7)

Les teneurs en éléments de transition (V, Cr, Co et Ni) ont été également obtenues sur les principaux faciès affleurant dans la structure de Gara Djebilet : deux clinopyroxénites à néphéline (échant. **EG 45** et **EG 44**), deux malignites (échant. **EG 38** et **EG 42**), une syénite pyroxénique (échant. **EG 41**), deux leuco-anorthosites (échant. **EG 37 a** et **EG 37 b**) et la diorite gabbroïque (échant. **EG 46**) qui affleure en bordure de la structure étudiée.

	EG 46	EG 45	EG 44	EG 42	EG 38	EG 41	EG 37a	EG 37b
V	211,60	118,20	140,70	151,50	131,40	108,60	5,50	7,20
Cr	35,60	650,50	145,20	66,60	507,30	374,30	nd	6,90
Co	39,30	29,70	32,40	36,50	31,90	23,00	nd	nd
Ni	72,30	173,80	151,10	138,80	157,40	158,50	41,30	8,00

Tab.7 : Teneurs en éléments de transition des roches magmatiques de la structure de Gara Djebilet.

(**EG 46** : diorite gabbroïque ; **EG 45** et **EG 44** : clinopyroxénites à néphéline ; **EG 42** et **EG 38** : malignites ; **EG 41** : syénite pyroxénique ; **EG 37a** et **EG 37b** : leuco-anorthosites).

D'une manière générale, la distribution de ces éléments de transition permet également de distinguer les trois ensembles de roches tels que décrits dans l'étude pétrographique : (i) la diorite gabbroïque, (ii) les leuco-anorthosites et (iii) les clinopyroxénites à néphéline associées aux malignites et à la syénite pyroxénique (**Fig. 32**). Ces trois ensembles pétrographiques se caractérisent ainsi chacun par ses propres particularités géochimiques. La diorite gabbroïque, d'une part, et les leuco-anorthosites, d'autre part, s'individualisent nettement. Les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique sont, en revanche, assez regroupées et montrent une évolution se traduisant notamment par une diminution des teneurs en Cr et Ni et une augmentation de celles en Co et V depuis les clinopyroxénites jusqu'aux malignites reflétant ainsi une diminution de la proportion modale du clinopyroxène suite à un processus de cristallisation

fractionnée. Dans cette évolution, la syénite pyroxénique se place toujours en position intermédiaire.

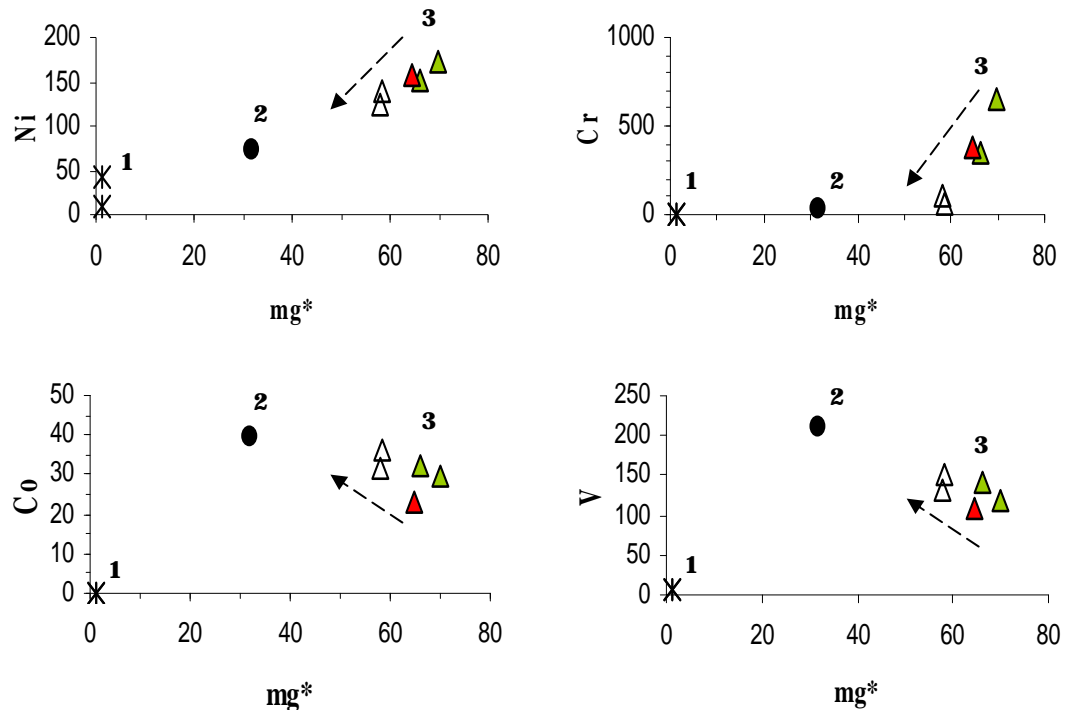


Fig.31 : Distribution des éléments de transition (V, Cr, Co et Ni) en fonction de la silice.

triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (échant. EG 15, EG 45, EG 44) ;
 triangles vides : malignites (échant. EG 38 et EG 40) ;
 triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41) ;
 rond noir : diorite gabbroïque (échant. EG46) ;
 astérisques : leuco-anorthosites (échant. EG 37a et EG 37b)

Dans le diagramme V vs Cr (**Fig. 33**), la diorite gabbroïque semble s'intégrer dans l'évolution tholéitique et calco-alcaline de l'ensemble des stocks gabbro-dioritiques de la jointure Yetti-Eglab (Azzouni-Sekkal, 1976) et celle des roches de la structure de Bled M'dena (Tabeliouna, 2009). Cette évolution se caractérise, globalement, d'abord par une diminution des teneurs en Cr à V relativement constant puis une chute rapide des teneurs en V et Cr au cours de la cristallisation fractionnée. Les leuco-anorthosites, caractérisées par des teneurs faibles en V et Cr, paraissent s'accorder avec des termes très différenciés d'une

évolution dans le domaine calco-alcalin. Les clinopyroxénites à néphéline, les malignites et la syénite pyroxénique se distinguent également par une chute de la proportion du Cr à des teneurs en V relativement constantes et leur évolution reste limitée au domaine calco-alcalin mais assez proche, cependant, du champ des tholéïtes abyssales.

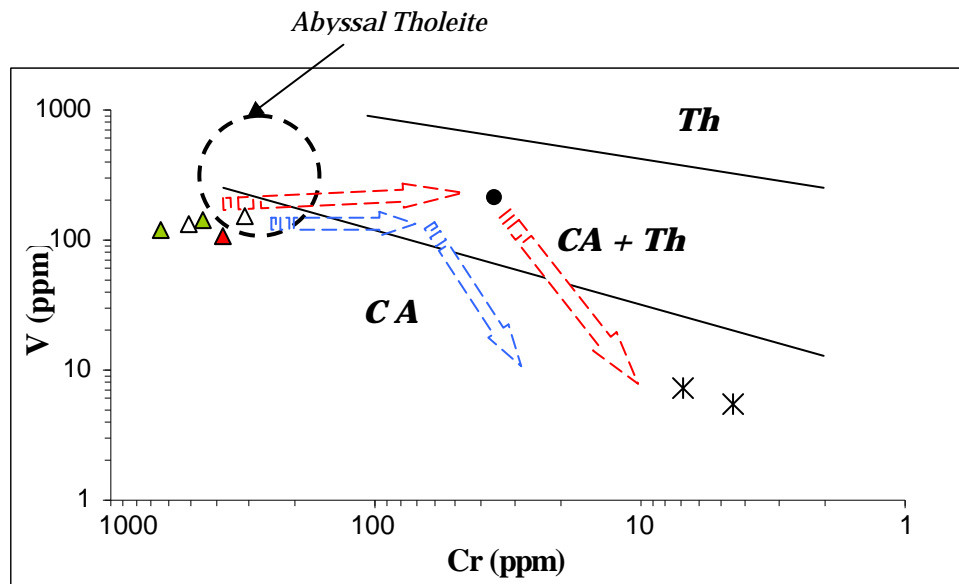


Fig.32 : Diagramme V vs Cr de Miyashiro et Shido (1975).

triangles verts : clinopyroxénites à néphéline (**échant. EG 45 et EG 44**) ;
 triangles vides : malignites (**échant. EG 38 et EG 42**) ;
 triangle rouge: syénite pyroxéniques (**échant. EG 41**) ;
 rond noir: diorite gabbroïque (**échant. EG 46**) ;
 astérisques : leuco-anorthosites (**échant. EG 37a et EG 37b**) ;
 flèches bleues : roches magmatiques de Bled M'Dena (Tabeliouna, 2009).
 flèches rouges : roches magmatiques des stocks plutoniques de la jointure Yetti-Eglab (Azzouni, 1976).

IV.3.2. Les éléments incompatibles (Tab.8)

Les teneurs en éléments incompatibles sont relativement complètes pour seulement deux roches : une clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**) et une syénite pyroxénique (**échant. EG 41**). Pour les autres roches, les proportions en éléments incompatibles sont très fragmentaires.

D'une manière générale, les roches étudiées sont toutes enrichies en éléments incompatibles par rapport aux estimations du manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

	EG 46	EG 45	EG 44	EG 42	EG 38	EG 41	EG 37a	EG 37b
Rb	33,40	nd	14,70	31,00	19,90	26,40	790,70	324,30
Ba	960,90	140,40	130,80	320,90	82,80	399,80	725,30	241,90
Nb	7,40	nd	nd	nd	6,40	nd	30,80	3,30
K	15000	6500	7200	12500	9300	18300	48000	47500
La	14,50	11,1	14,18	19,3	8,40	24,29	nd	nd
Ce	32,00	24,10	34,09	32,50	46,40	67,97	1,00	nd
Pb	150,10	2300,70	114,10	0,30	nd	nd	6,70	13,50
Sr	247,30	393,10	439,90	552,40	454,20	377,90	92,80	13,90
Nd	nd	nd	23,32	nd	nd	39,78	nd	nd
Sm	nd	nd	3,47	nd	nd	4,00	nd	nd
Zr	146,70	38,30	40,10	46,50	40,90	35,10	nd	53,80
Eu	nd	nd	1,06	nd	nd	1,18	nd	nd
Ti	9400	2500	2800	3400	3100	1400	nd	100
Gd	nd	nd	3,59	nd	nd	6,47	nd	nd
Dy	nd	nd	2,15	nd	nd	4,66	nd	nd
Y	24,00	nd	8,90	10,90	9,90	22,40	nd	3,40
Er	nd	nd	1,07	nd	nd	3,68	nd	nd
Yb	nd	nd	0,91	nd	nd	2,38	nd	nd

Tab.8 : Teneurs en éléments incompatibles des roches de la structure de Gara Djebilet.

(EG 46 : diorite gabbroïque ; EG 45 et EG 44 : clinopyroxénites à néphéline ; EG 42 et EG 38 : malignites ; EG 41 : syénite pyroxénique ; EG 37a et EG 37b : leuco-anorthosites).

Normalisés aux valeurs du manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995), les spectres de terres rares de la clinopyroxénite à néphéline et de la syénite pyroxénique sont assez comparables (**Fig.34**). Ils révèlent tous deux un enrichissement en terres rares légères par rapport aux terres rares moyennes et aux terres rares lourdes ($[La/Sm]_N$: 2,64 – 3,92 ; $[Sm/Yb]_N$: 1,87 - 4,23 et $[La/Yb]_N$: 7,32 – 11,18). Le spectre de terres rares de la syénite pyroxénique se caractérise, cependant, par une allure légèrement concave en U asymétrique reflétant un fractionnement plus important en terres rares légères et en terres rares lourdes par rapport à celui de la clinopyroxénite.

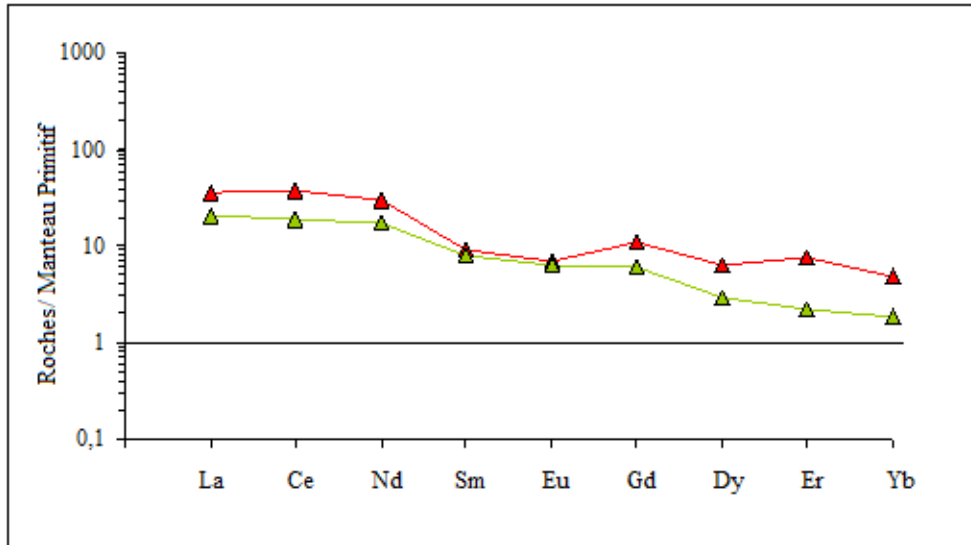


Fig. 33 : Spectres de terres rares d'une clinopyroxénite à néphéline et d'une syénite pyroxénique de la structure magmatique de Gara Djebilet.

(normalisations par rapport aux valeurs du manteau primitif de Mc Donough et Sun, 1995).
triangle vert : clinopyroxénite à néphéline (échant. EG 44) ;
triangle rouge : syénite pyroxénique (échant. EG 41)

Les spectres élargis d'éléments en traces, normalisés aux valeurs du manteau primitif (Mc Donough et Sun, 1995), sont également assez comparables (**Fig.35**). Ils se caractérisent également par un net enrichissement en éléments les plus incompatibles (LILE et terres rares légères) et montrent des anomalies négatives en Zr et Ti typiques de séries magmatiques sub-alkalines. Cependant, le spectre multi-éléments de la syénite pyroxénique se distingue légèrement de celui de la clinopyroxénite par un plus fort fractionnement en terres rares les plus légères (La et Ce) et en éléments lithophiles (K, Ba et Rb) ainsi qu'en terres rares lourdes (**Fig.35**). Le Pb montre également une anomalie positive très prononcée. Toutes ces particularités pourraient suggérer, notamment pour la syénite pyroxénique, une forte contamination crustale et/ou des processus d'interactions avec des liquides ou des fluides riches en éléments les plus incompatibles (LILE et terres rares les plus légères) et en terres rares lourdes.

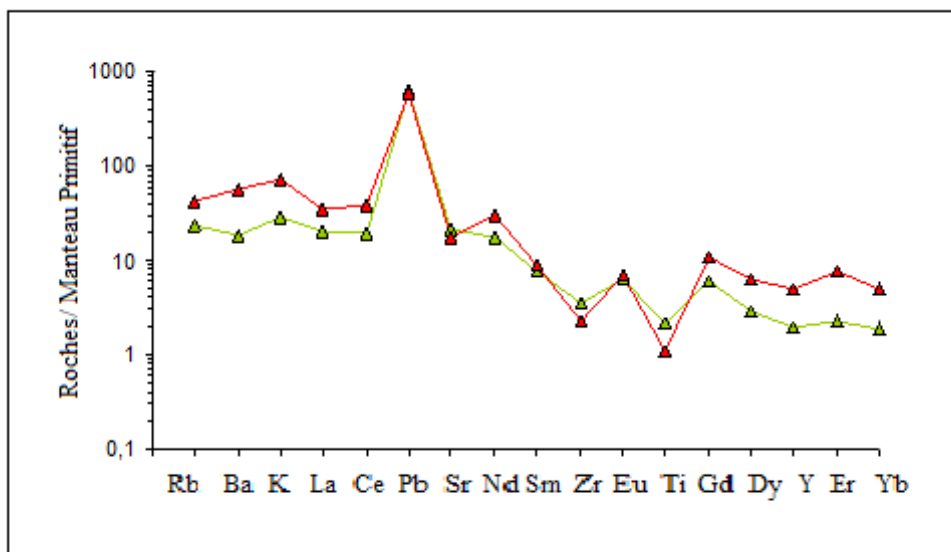


Fig. 34 : Spectres élargis d'éléments en traces d'une clinopyroxénites à néphéline et d'une syénite pyroxénique de la structure circulaire de Gara Djebilet.

(normalisations par rapport aux valeurs du manteau primitif de Mc Donough et Sun, 1995). (même légende que **Fig.34**)

Par ailleurs, selon Hawkesworth et Gallagher (1993), les rapports Zr/Ba supérieurs à 0,5 caractérisent des magmas provenant d'une source mantellique asthénosphérique. Les roches de Gara Djebilet montrent des rapports Zr/Ba toujours inférieurs à 0,5 ce qui semble exclure toute participation asthénosphérique, ou alors de façon très limitée, au profit d'une source très probablement lithosphérique.

Le diagramme Zr/Y vs Zr peut être également adopté comme un marqueur des contextes géodynamiques (Pearce et Norry, 1979). Il montre ainsi que l'ensemble des roches de Gara Djebilet se situe dans le domaine des basaltes intra-plaques (**Fig.36**).

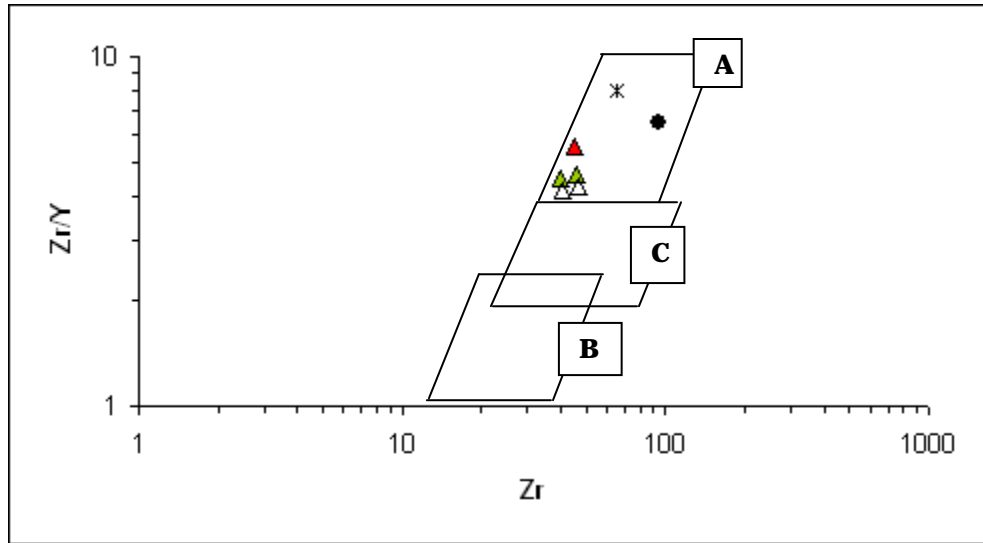


Fig.35 : Diagramme Zr/Y vs Zr de contextes géodynamiques de Pearce et al. (1979)

- A : basaltes intra-plaques (WPB)
- B : basaltes des arcs insulaires (IAB)
- C : basaltes des rides médio-océaniques (MORB)

triangles verts : clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 45 et EG 44**) ;
 triangles vides : malignites (**échant. EG 38 et EG 42**) ;
 triangle rouge : syénite pyroxénique (**échant. EG 41**) ;
 astérisque : leuco-anorthosite (**échant. EG 37b**) ;
 rond noir : diorite gabbroïque (**échant. EG 46**).

Dans le diagramme Ti-Zr-Sr/2, (**Fig.37**), la diorite gabbroïque se retrouve dans le champ des tholéïtes d'arcs insulaires alors que les clinopyroxénites associées aux malignites et à la syénite pyroxénique se placent dans le domaine des basaltes calco-alcalins. Les leuco-anorthosites sont assez proches également de ce domaine.

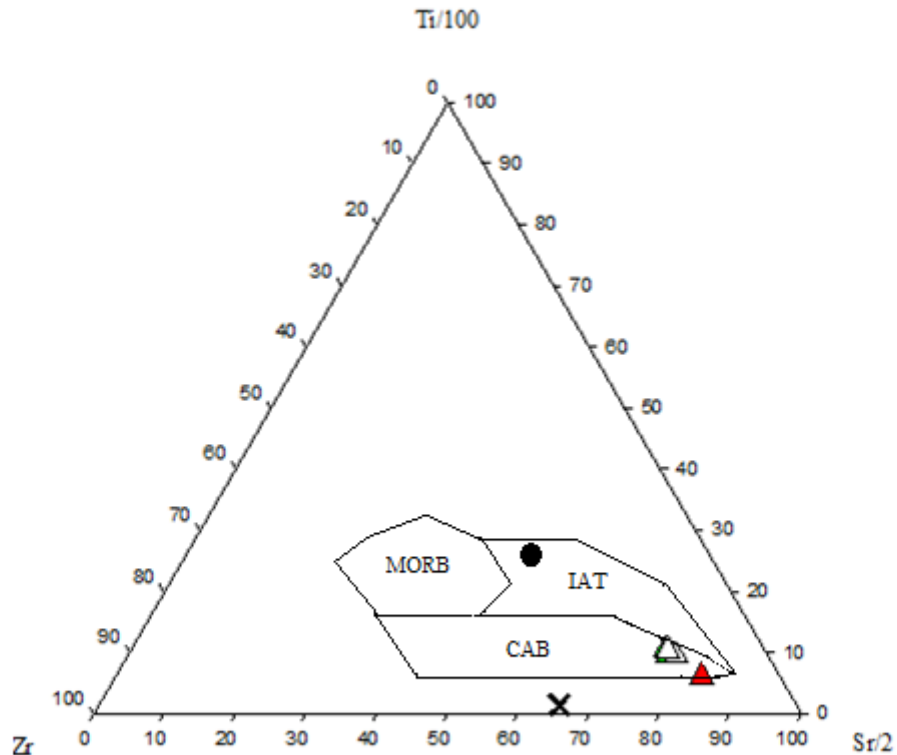


Fig. 36 : Position des roches magmatiques de Gara Djebilet dans le diagramme Ti-Zr-Sr/2 de discrimination tectono-magmatique des roches basaltiques (d'après Pearce et Cann, 1973).

- IAT :** tholéïtes d'arcs insulaires
- CAB :** basaltes calco-alcalins
- MORB :** basaltes des rides médio-océaniques
- triangles verts : clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**) ;
- triangles vides : malignites (**échant. EG 38 et EG 42**) ;
- triangle rouge : syénite pyroxénique (**échant. EG 41**) ;
- croix : leuco-anorthosite (**échant. EG 378 b**) ;
- rond noir : diorite gabbroïque (**échant. EG 46**)

IV.4. Conclusion à l'étude géochimique

Les données géochimiques disponibles pour le cortège de roches magmatiques de la structure de Gara Djebilet permettent de caractériser trois ensembles pétrographiques distincts : (i) la diorite gabbroïque, (ii) les leuco-anorthosites et (iii) les clinopyroxénites, les malignites et les syénites pyroxéniques. Chacun de ces trois ensembles correspond à un évènement magmatique particulier.

L'affleurement de diorite gabbroïque représente une venue hypo-volcanique, assez évoluée ($Fe/Fe+Mg : 0,67$), très probablement antérieure à la mise en place de la structure de Gara Djebilet. Son affinité tholéïtique la distingue nettement des autres ensembles pétrographiques de la structure. Cette roche serait comparable aux autres filons de dolérites subméridiens qui parcourent la région des Eglab et l'affleurement étudié représenterait un fragment de ce type de filon qui se serait retrouvé coincé en bordure de la structure de Gara Djebilet lors de son intrusion dans les syénites de la série de Chegga.

Les leuco-anorthosites sont des roches sur-saturées d'affinité calco-alkaline fortement potassique. Elles correspondent également à des arrivées hypo-volcaniques très évoluées ($Fe/Fe+Mg : 0,99$) et bien postérieures à la mise en place de la structure de Gara Djebilet. Elles représentent donc un autre évènement magmatique totalement indépendant.

Les clinopyroxénites à néphéline et les malignites forment les deux enveloppes principales de la structure de Gara Djebilet et recoupées par des filons de syénites pyroxéniques. Toutes ces roches forment un ensemble pétrographique relativement évolué, ($Fe/Fe+Mg : 0,30$ à $0,42$), depuis les clinopyroxénites à néphéline jusqu'aux malignites, dans le domaine moyennement alcalin, et jusqu'aux syénites pyroxéniques dans le domaine sub-alkalin. Cette évolution se traduit, depuis la périphérie jusqu'au cœur de la structure, par un enrichissement en silice, alumine, fer et alcalins et un appauvrissement en magnésium et calcium. Ces variations reflètent une diminution de la proportion modale du clinopyroxène au profit d'une augmentation de celles en amphibole, mica noir, néphéline et feldspath alcalin. Cette évolution traduit également un processus de cristallisation fractionnée influencé par *l'effet amphibole*. La précipitation d'amphibole et de mica noir au détriment du clinopyroxène provoque une saturation des liquides résiduels favorisant la cristallisation du feldspath alcalin qui accompagne la néphéline dans les malignites et ensuite se substitue totalement à celle-ci dans les syénites. L'affinité sub-alkaline acquise par les syénites, et faisant suite à celle

moyennement alcaline des clinopyroxénites et des malignites, pourrait également traduire des perturbations provoquées par certains processus d'interactions avec l'encaissant et/ou avec d'autres liquides ou fluides ayant favorisé l'enrichissement en silice, alumine, fer et alcalins.

En outre et selon la distinction faite par Lelubre (1973), les malignites et les syénites pyroxéniques de Gara Djebilet peuvent correspondre respectivement à des variétés de syénites néphéliniques et de syénites à tendance miaskitique ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3$ et $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < \frac{1}{6} \text{SiO}_2$).

Par ailleurs, les spectres élargis d'éléments en traces de la clinopyroxénite à néphéline (**échant. EG 44**) et de la syénite pyroxénique (**échant EG 41**) montrent un enrichissement en éléments les plus incompatibles (LILE et terres rares légères) et se caractérisent également par des anomalies négatives en Ti et Zr typiques de séries sub-alcalines. Le spectre multi-éléments de la syénite pyroxénique se distingue par une allure en U asymétrique traduisant un plus fort fractionnement d'éléments les plus incompatibles (LILE : Rb, Ba et K et terres rares les plus légères : La et Ce) et en terres rares lourdes. Ces particularités, associées à une forte anomalie positive du Pb, pourraient refléter l'influence de processus de contamination crustale et/ou des interactions avec des liquides ou des fluides, riches en silice, alcalins, LILE, terres rares légères et terres rares lourdes, juste avant la cristallisation des syénites pyroxéniques.

Enfin, la distribution de certains éléments en traces (Zr, Ba, Zr/Ba, Zr/Y) permet de mettre en évidence que les roches étudiées proviennent de sources différentes, très probablement lithosphériques et très légèrement enrichies, et mises en place dans un contexte intra-plaque continental.

Discussion et Conclusion Générale

La dorsale Réguibat est située dans la partie septentrionale du craton ouest africain. Elle correspond à un ensemble cristallin et cristallophyllien, d'âge Archéen à Paléo-Protérozoïque, recouvert au Nord et au Sud respectivement par les formations sédimentaires néo-protérozoïques à paléozoïques des bassins de Tindouf et de Taoudeni.

La partie occidentale de cette dorsale, formée par des événements successifs entre 3,5 et 3,45 Ga, est principalement constituée de formations métamorphiques d'âge Archéen.

La partie centrale et orientale, où dominant des roches éburnéennes d'âge Protérozoïque à Paléo-Protérozoïque, comprend les massifs du Yetti à l'Ouest et des Eglab à l'Est. C'est un ensemble plus jeune, 2,5 à 1,6 Ga, comprenant des séries métamorphiques associées à des plutonites et des volcanites.

Dans le domaine Eglab et près de la zone de jointure Yetti-Eglab, affleurent des stocks magmatiques de morphologie globalement circulaire, variés et complexes tant par leurs structures que par leurs compositions pétrographiques. Azzouni-Sekkal (1976) y a décrit des plutons, de moins de 1 km de diamètre, jalonnant la zone de la jointure Yetti-Eglab. Ceux-ci sont formés le plus souvent de micro-gabbros, de gabbros ou de diorites d'affinité tholéitique ou calco-alcaline. Plus à l'Est, la structure circulaire de Bled M'dena (Tabeliouna, 2009), atteignant près de 6 km de diamètre, correspond à un complexe magmatique plus diversifié associant des plutonites (gabbros, monzodiorites et granodiorites) et des volcanites (basaltes, trachyandésites, andésites et dacites). La géochimie de la structure de Bled M'dena montre la cohabitation de deux séries magmatiques, l'une tholéitique, représentée par les faciès périphériques, et l'autre calco-alcaline occupant le centre de la structure.

La structure magmatique de Gara Djebilet est de forme ovoïde et son grand axe atteint environ 1,5 km. Elle est encaissée dans des syénites de la série de Chegga et comprend trois ensembles pétrographiques bien distincts : (i) des clinopyroxénites à néphéline associées

à des malignites et des syénites pyroxéniques, (ii) une diorite gabbroïque et (iii) des leuco-anorthosites.

Le premier ensemble constitue la grosse masse de la structure et est formé de deux enveloppes principales révélant une évolution centripète de leurs compositions minéralogiques depuis des clinopyroxénites à néphéline jusqu'à des malignites. La zone centrale de la structure, formée de malignites, est également recoupée par des filons de syénites pyroxéniques qui semblent représenter des faciès beaucoup plus différenciés.

Toutes ces roches forment un ensemble pétrographique relativement évolué depuis des clinopyroxénites et des malignites, moyennement alcalines, et jusqu'à des syénites pyroxéniques sub-alcalines. Cette évolution traduit également des mécanismes de cristallisation fractionnée probablement influencés par '*un effet amphibole*'. La précipitation d'amphibole et de mica noir au détriment du clinopyroxène provoque une saturation des liquides résiduels favorisant la cristallisation du feldspath alcalin qui accompagne la néphéline dans les malignites et ensuite se substitue totalement à celle-ci dans les syénites. L'affinité sub-alcaline acquise par les syénites, et faisant suite à celle alcaline des clinopyroxénites et des malignites, pourrait également refléter des processus d'interactions avec l'encaissant et/ou avec d'autres liquides ou fluides ayant favorisé l'enrichissement en silice, alumine, fer et alcalins.

Le second ensemble pétrographique de la structure étudiée est représenté par l'affleurement de diorite gabbroïque, à sa limite WNW, et dont les relations spatiales avec la grosse masse de la structure ne sont pas clairement établies. Cette roche, plagioclasique et riche en clinopyroxène, se caractérise également par une affinité tholéitique nettement différente de celle des roches formant la grosse masse de la structure. Il apparaît donc évident que la diorite gabbroïque ne peut être, d'une façon ou d'une autre, liée génétiquement à l'évolution minéralogique et chimique de la structure de Gara Djebilet. Nous proposons ainsi

que cette roche soit plutôt rattachée aux évènements magmatiques responsables de la mise en place des grands filons doléritiques sub-méridiens qui parcourent la jointure Yetti-Eglab et qui s'étaient déjà mis en place bien avant la venue du magma ayant généré la cristallisation des clinopyroxénites à néphéline et des faciès associés.

Les filons de leuco-anorthosites recourent la structure étudiée dans sa partie centrale occupée par des malignites. Ces roches, très plagioclasiques, sur-saturées et riches en potassium, montrent également des caractéristiques pétrographiques et chimiques très différentes de celles de tous les autres faciès affleurant dans la zone d'étude. Par leurs relations géométriques avec leur encaissant, ces leuco-anorthosites résulteraient donc d'une pétrogenèse différente de celle ayant généré les clinopyroxénites à néphéline et faciès associés et refléteraient ainsi un évènement hypo-volcanique postérieur à la mise en place de la grosse masse de la structure magmatique de Gara Djebilet.

Ainsi, les trois ensembles pétrographiques affleurant dans la structure magmatique de Gara Djebilet paraissent correspondre à au moins trois évènements magmatiques espacés dans le temps et n'ayant aucun lien de parenté entre eux. La grosse masse de la structure formée de clinopyroxénites à néphéline, de malignites et de syénites pyroxéniques représente une arrivée magmatique, particulière par ses caractéristiques pétrographiques et chimiques, postérieure à la mise en place des venues filoniennes doléritiques jalonnant la jointure Yetti-Eglab mais précédant les manifestations hypo-volcaniques ayant généré la formation des leuco-anorthosites.

Par ailleurs, par ses faciès magmatiques particuliers représentés par des clinopyroxénites à néphéline, des malignites et des syénites pyroxéniques, la structure de Gara Djebilet montre de fortes similitudes avec d'autres gisements comparables tels le pluton de Zippa Mountain, situé en Colombie britannique (Coulson et al., 1999), et le complexe de Pariquera dans le Sud du Brésil (Morbidelli et al., 2000). Dans ces deux gisements, des

clinopyroxénites à néphéline sont associées à des malignites et à des syénites plus ou moins riches en néphéline. Ces ensembles magmatiques sont également sous-saturés et d'affinité alcaline. Ils sont globalement interprétés comme le résultat d'une pulsion magmatique unique, mise en place à un niveau crustal peu profond, ayant inter-réagi avec l'encaissant et ayant été également probablement affectée par des circulations de liquides ou de fluides de nature carbonatitique.

Nous envisageons des mécanismes pétrogénétiques comparables pour expliquer l'évolution constatée dans les roches formant la grosse masse de la structure de Gara Djebilet.

Nous proposons également un modèle de mise en place s'inspirant de la théorie de la subsidence en chaudron telle que développée par Anderson (in El-Kaïm, 2005). L'absence de caldeira et de roches volcaniques en surface dans et aux environs immédiats de la structure de Gara Djebilet semblent constituer des arguments militant en faveur de cette théorie.

La mise en place de la structure magmatique de Gara Djebilet se serait ainsi déroulée en plusieurs étapes schématisées dans la **Fig.37**.

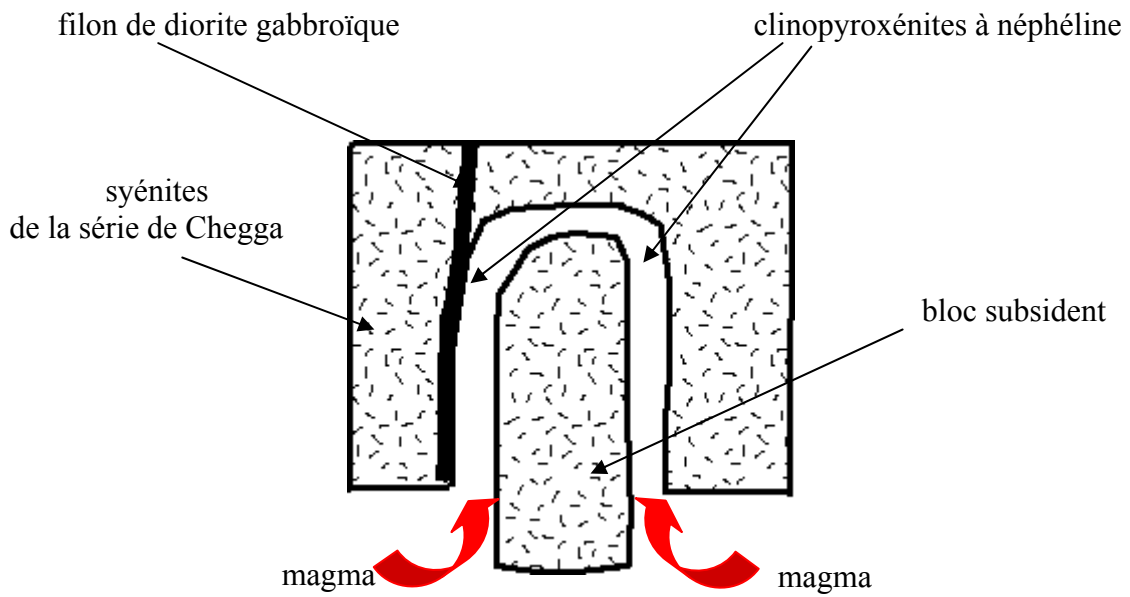
La première étape correspond à l'injection forcée d'un magma primaire d'origine mantellique à un niveau crustal relativement superficiel et jalonnant un filon doléritique sub-méridien représenté par l'affleurement de diorite gabbroïque (**échant. EG 46**). Le magma injecté est sous-saturé en silice et d'affinité alcaline. L'injection forcée provoque une importante fissuration de l'encaissant et le détachement d'un bloc central qui a tendance à s'enfoncer vers le bas. Le bloc subsident, plus froid, plus lourd et plus visqueux, s'enfonce par simple gravité dans un magma chaud, moins dense et plus fluide. L'espace périphérique ainsi libéré favorise la cristallisation des clinopyroxénites à néphéline comprenant un sous-faciès à grain relativement fin en contact avec l'encaissant et un sous-faciès à grain plus grossier vers l'intérieur (**Fig.37a**).

La seconde étape voit un enfoncement plus important du bloc subsident qui se fissure largement suite à une forte décompression. Un autre espace plus central se crée et il est alors occupé par le liquide restant après la précipitation des clinopyroxénites à néphéline et dont la cristallisation partielle forme ainsi l'enveloppe interne de malignites (**Fig.37b**). Jusque là nous assistons à des processus de différenciation magmatique par simple cristallisation fractionnée centripète d'un magma alcalin.

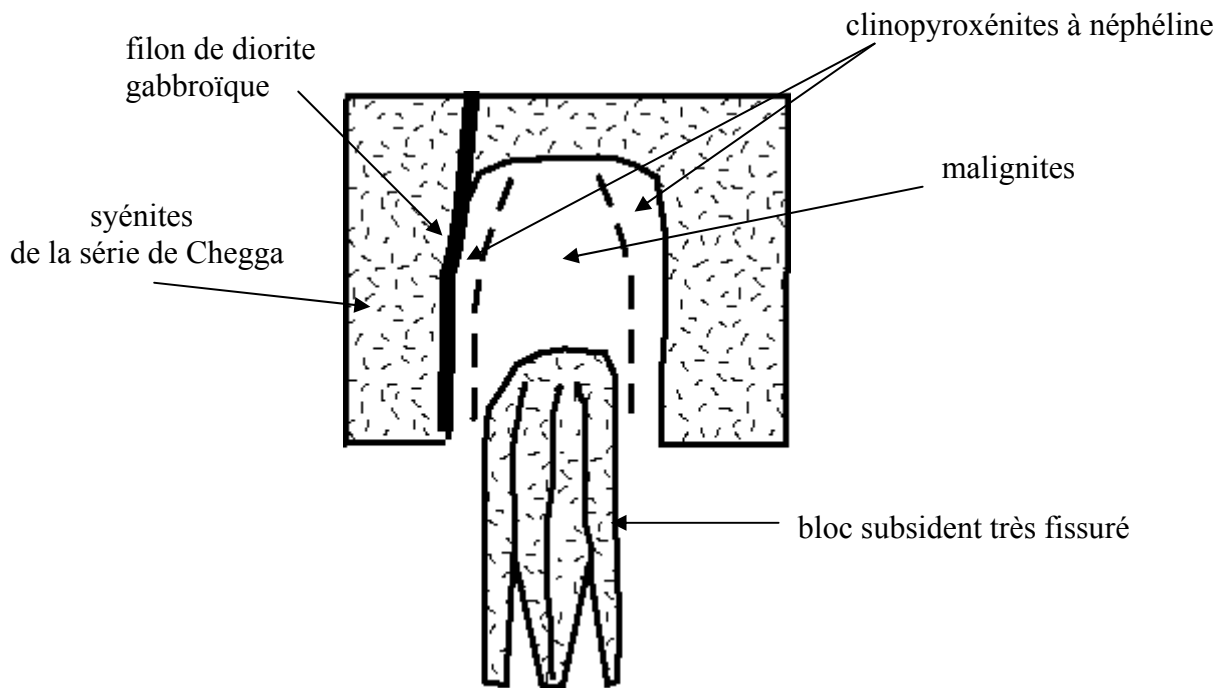
Au cours de la troisième étape, la fissuration du bloc subsident aboutit à son débit en feuillets coniques. Les espaces interfoliaires sont envahis de liquide résiduel qui inter-réagit largement avec les roches du bloc subsident. Ces interactions seraient ainsi en partie responsables du changement d'affinité du magma résiduel qui devient alors sub-alcalin et qui cristallise alors sous forme de filons de syénites pyroxéniques (**Fig.37c**).

Il n'est pas à exclure, au cours de ces trois premières étapes principales de la pétrogenèse de la structure de Gara Djebilet, l'intervention d'autres liquides ou fluides probablement carbonatitiques qui ont pu également provoquer des interactions avec le liquide parental responsable de la cristallisation des clinopyroxénites, des malignites et des syénites. L'évolution géochimique constatée, depuis l'affinité alcaline jusqu'à une affinité sub-alcaline dans les roches étudiées, ne pourrait s'expliquer que par des processus de contamination et/ou par des interactions avec d'autres liquides ou fluides ayant des caractéristiques physiques et chimiques différentes.

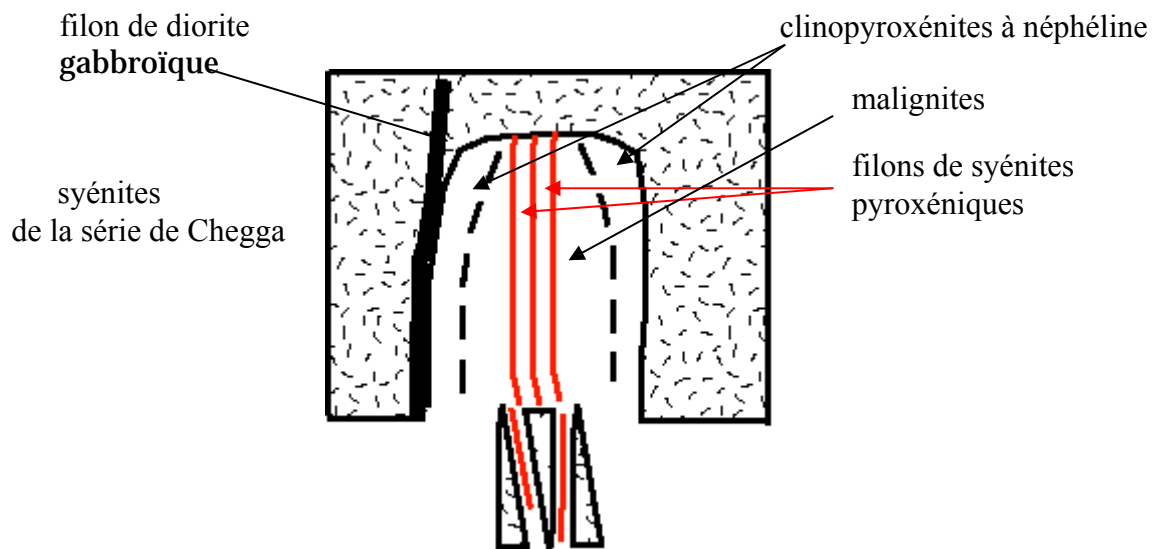
La quatrième étape est tardive et concerne la mise en place du réseau filonien des leucoanorthosites le long de fissures subsistant bien après la cristallisation de la grosse masse de la structure magmatique de Gara Djebilet (**Fig.37d**). Cette mise en place traduit des venues hypo-volcaniques extrusives très différenciées ne semblant avoir aucun lien avec celui responsable de la cristallisation des clinopyroxénites et des faciès associés.



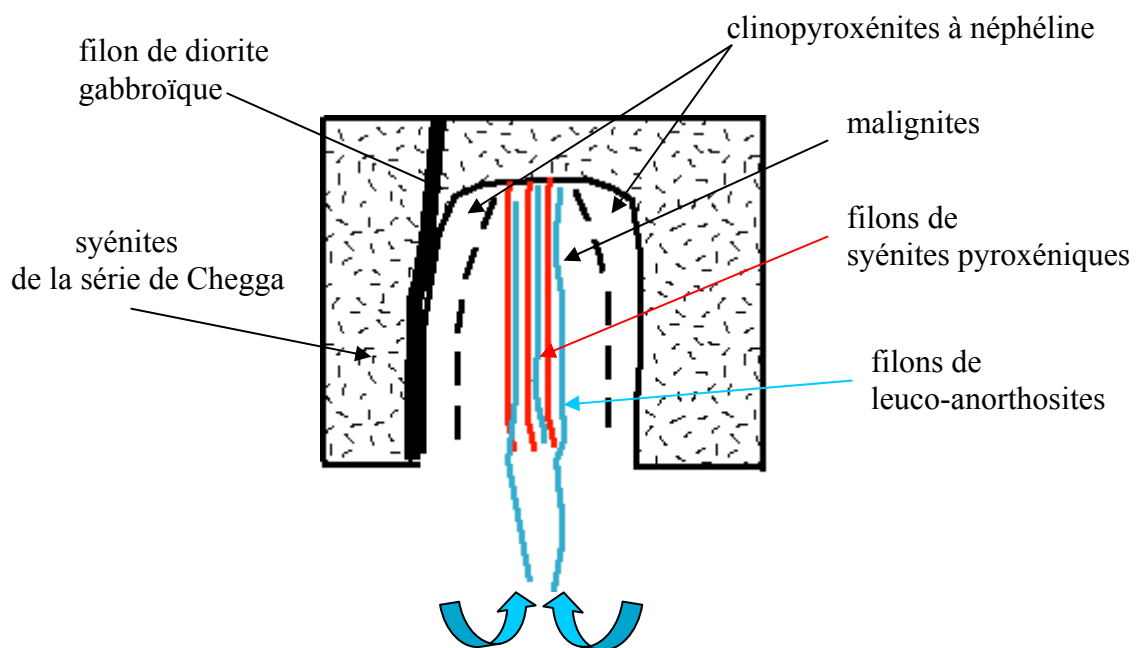
a) 1^{ère} étape : injection forcée du magma alcalin parental (+/- liquides ou fluides carbonatitiques) et cristallisation des clinopyroxénites à néphéline



b) 2^{ème} étape : enfoncement plus important du bloc subsident et cristallisation des malignites dans l'espace central libéré



c) 3^{ème} étape : le magma résiduel (en rouge) s'infiltré dans les fissures du bloc subsident, se propage dans des fissures affectant l'enveloppe centrale des malignites et cristallise sous forme de syénites pyroxéniques



d) 4^{ème} étape : venues magmatiques très évoluées (en bleu) qui vont se mettre en place sous forme de filons de leuco-anorthosites.

Fig.37 : Schématisation du modèle de mise en place de la structure magmatique de Gara Djebilet.

Références Bibliographiques

Abbou-Kebir K. (2003). Etude pétrographique des granitoïdes de la structure circulaire de Bled M'Dena (Eglab, SW algérien). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 111p.

Abouchami W., Boher M., Michard A. and Albarède F. (1990). A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa : an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, vol.95, pp.17605-17629.

Allami F.Z. (2008). Les altérations hydrothermales liées aux roches magmatiques dans la région des Eglab (dorsale Réguibat, SW algérien) (Exemples: Akilet Deilel et la structure de Bled M'Dena). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 81 p.

Azzouni-Sekkal A. (1976). Les stocks plutoniques basiques de la jointure Yetti-Eglab. (Sahara occidental algérien). *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ., Alger*, 100 p.

Azzouni-Sekkal A., Debabha F. et Ikhlef F. (2003). Sur l'existence de malignites et syénites mésorates associées stocks plutonique Sud Tinguicht zone de jointure Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National, Algérie*, vol.14, n°2, pp.79-95.

Black R., Latouche L., Liégeois J.P., Caby R. and Bertrand J.M. (1994). Pan-African displaced terranes in the touareg shield (Central Sahara). *Geology*, vol.22, n° 7, pp. 641-644.

Black R. et Liégeois J.P. (1993). Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle : the Pan-African testimony. *Journal of the Geological Society, London*, vol.150, pp.89-98.

Blanchot A. (1953). Le Précambrien de la Mauritanie occidentale (esquisse géologique), *Bull. Dir. Fed. et Soc. A.O.F. n°17*, p.308.

Barrère J. (1967). Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie), Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation. *Thèse Doct., Univ. Clermont-Ferrand, Editions Mémoires du BRGM.*, n° 47, 278 p.

Barrère J. (1969). Aperçus sur le métamorphisme et sur la migmatisation dans le Précambrien de l'Amsaga (Mauritanie Sud-occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), vol.11, pp.150-159.

Bassot J.P., Bonhomme M., Roques M. et Vachette M. (1963). Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paléozoïques du Sénégal oriental, *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), vol.3, pp.401-405

Baudin T. (1993). Rapport de la mission de terrain dans les Eglab et le Yetti. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie, n°8, pp.53-60.*

Benramdane H. (2007). Contribution à l'étude géologique et gîtologique des minéralisations aurifères de la zone de jointure Yetti-Eglab (SW. Algérien). *Thèse Magistère, USTHB, Alger. 120 p.*

Bertrand J.M.L., Caby R., Ducrot J., Lancelot J., Moussine-Pouchkine I. and Saadallah A. (1978). The late Pan-african intracontinental linear fold belt of the Eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria): geology, structural development, U/Pb geochronology and tectonic implications for the Hoggar shield. *Precambrian Research, vol. 7, pp. 349-376.*

Bertrand-Serfati J. (1972). Stromatolites columinaires du Précambrien supérieur (Sahara nord-occidental). *Thèse. Doct. es-Sciences, Univ. Montpellier, 242 p.*

Bertrand-Serfati J. et Moussine-Pouchkine A. (1992). Formation et comblement d'une dépression intraplaque engendrée par la croissance d'un biostrome stromatolitique, Protérozoïque supérieur, Sahara algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t.315, Série II, pp.837-843.*

Bessoles B. (1977). Géologie de l'Afrique : craton Ouest africain. *Editions du BRGM, n° 88, 402 p.*

Besson M. et Fonteilles M. (1974). Relations entre les comportements constatés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholeiitiques et calco-alkalines. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, vol. 97, pp. 445- 449.*

Boher M. (1991). Croissance crustale en Afrique de l'Ouest. *Mémoires du BRGM.*

Bonhomme M. (1962). Contribution à l'étude géochronologique de la plate forme de l'Ouest africain. *Thèse Doct. ss-Sciences, Univ. Clermont Ferrand, 62 p.*

Bonin B. (1995). Pétrologie endogène. *Dunod, éditeur, 336 p.*

Bouderbala S. (2004). Contribution à l'étude pétrologique et géochimique du magmatisme filonien acide d'âge éburnéen de la région de Dleat Jnoun (Eglab, partie orientale de la dorsale Réguibat). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 78 p.*

Boumelik Z. (2005). Minéralisations aurifères des roches précambriennes du craton ouest africain. *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 57 p.*

Boutefaha A. (2006). Etude pétrographique et géochimique des plutonites de Bled M'Dena (dorsale Réguibat, Eglab, SW algérien). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 53 p.

Buffière J.M. (1964). Les formations cristallines et cristallophylliennes du massif du Rochail. *Travaux du Laboratoire de Géologie, Univ. Grenoble*, pp. 54-81.

Buffière J.M., Fathy J.C. et Petey J. (1965a). Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Reguibat, région des Eglab et secteur Nord du Yetti. *Rapport Inédit de la SERMI, Paris, Déc. 1965, n° ALG. 63-09-IV, 230 p.*

Buffière J.M., Fathy J.C. et Petey J. (1965b). Notice explicative de la carte géologique à 1/500.000 de la région des Eglab et de la bordure Nord du Yetti. *S.E.R.M.I., Paris*, 38 p.

Buffière J.M., Fathy J.C. et Petey J. (1966). Sur l'ensemble Yetti-Eglab et sur la couverture infratillitique en territoire algérien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t.262, pp.1513-1516.*

Buffière J.M., Fathy J.C. et Petey J. (1967). Les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t.264, pp.197-199.*

Caby R. (1965). Les formations Précambriennes de l'extrémité Orientale de l'axe Yetti-Eglab; *Bull. de la Société Géologique de France, 7, VII, 341-352.*

Cahen L. (1961). Review of geochronological knowledge in Middle and Northern Africa. *Annual of New York Academy of Science, vol. 91, n°2, pp. 535-567.*

Cahen L. (1963). Grands traits de l'agencement des éléments du soubassement de l'Afrique centrale. Esquisse tectonique à 1/5 000 000. *Annales de la Société Géologique de Belgique, vol.85, n°6, pp.183-195.*

Clauer N. and Bonhomme M. (1971). Preliminary Rb/Sr dating in the upper Precambrian near Atar (Mauritania). *Colloque Européen de Géochronologie Bruxelles, 6-10 September 1971, Annales de la Société Géologique de Belgique, vol. 94, p.109*

Clauer N. (1973). Utilisation de la méthode Rb/Sr pour la datation des niveaux sédimentaires du Précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara Occidental) et la mise en évidence des transformations précoces de minéraux argileux. *Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, résumé p.134.*

Caron J.P., Rocci G., Sougy J. et Tempier C. (1970). Rapport scientifique de tournée sur la partie orientale de la dorsale Réguibate (Nord de la Mauritanie). *Travaux du Laboratoire des Sciences de la Terre, Univ. Marseille, n° 5, pp.65-74.*

Chardon D. (1997). Les déformations continentales archéennes, exemples naturels et modélisation thermomécanique. *Mémoires de Géosciences, Univ. Rennes, n°76, 257 pp.*

Choubert G., Faure-Muret A. et Charlot R. (1968). Le problème du Précambrien en Afrique Nord-occidentale. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, France, (2), n°4, pp.289-311.*

Choubert G. et Faure-Muret A. (1975). Atlas géologique du monde. *U.N.E.S.C.O, Paris.*

Clifford T.N. (1970). The structural frame work of Africa in African magmatism and tectonics. *Edited by Clifford and Cass, Edinburgh, pp.1-26.*

Cottin J.Y., Lorand J.P., Agrinier P., Bodinier J.L. and Liégeois J.P., (1998). Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (pan-African belt, Hoggar, Algeria) : evidence for the post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. *Lithos, vol. 45, issues 1-4, pp.197-222.*

Coulson I.M., Russell J.K. and Dipple G.M. (1999). Origins of the Zippa Mountain pluton : a late Triassic, arc-derived, ultrapotassic magma from the Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Science, vol 36 (9), pp.1415-1434.*

Debabha F. et Ikhlef F. (2001). Pétrologie et minéralogie de quelques plutons basiques parsemant la jointure Yetti-Eglab (Dorsale Réguibat, Algérie). *Mém. Ingéniorat d'Etat, USTHB, Alger, 118 p.*

Debon F. and Lefort P.L. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Science, 73, pp. 135-149.*

Della O. (2003). Etude pétrographique des volcanites acides de la série d'Akilet Deilel (Eglab, SW Algérie) et comparaison avec celles des séries précambriennes du craton ouest africain. *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran, 71 p.*

De Wit M. J., Bowring S. A., Ashwal L. D., Randrianasolo L. G., Morel V. P. I. and Rabeloson R. A. (2001). Age and tectonic evolution of Neoproterozoic ductile shear zone in southwestern Madagascar, with implications for Gondwana studies. *Tectonics, 20, pp. 1-45.*

- El Kaïm S. (2005).** Pétrographie des clinopyroxénites et des faciès associés de la structure annulaire de Gara Djebilet (Eglab, Dorsale Reguibat SW Algerien). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 55 p.
- Ennih N. and Liégeois J.P. (2000).** The Moroccan Anti-Atlas: the west African craton passive margin With limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Science*, vol.112, pp.289-302.
- Ferré E.C. and Leake B.E. (2001).** Geodynamic significance of early orogenic high-K crustal and mantle melts : example of the Corsica Batholith. *Lithos*, vol.59, pp.47-67.
- Gagny C. (1968).** Pétrogenèse des granites de Crêtes (Vosges méridionales). *Thèse Doct. Etat, Univ. Nantes*, 465 p.
- Gevin (1948).** Série paléozoïque de Aouinet Belegraa. *Bulletin de la Société Géologique de France*, t.18, pp. 369-381.
- Gevin P. (1951).** Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab (Sahara occidental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t.233, pp. 1129-1130.
- Gevin P. (1952).** Mauritanie, le précambrien de la dorsale Réguibat (Ghallaman, Yetti, Iguidi, Karet). *Rapport annuel du Service Géologique, A.O.F., Dakar*, pp.22-26.
- Gevin P. (1960).** Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallins « Yetti-Eglab » et des bordures sédimentaires. *Bull. N°23 des publications des cartes Géol. Algérie*.
- Gevin P. (1973).** La tillite « éocambrienne » du bassin de Taoudeni (Sahara Occidental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t. 276, série D, pp.1115.
- Hawkesworth C. J. and Gallagher K. (1993).** Mantle hotspots, plumes and regional tectonics as causes of intraplate magmatism. *Terra Nova*, vol.5, pp.552-559
- Heltz R.T. (1973).** Phase relations of basalts in their melting range at P H₂O=5kb as a function of oxygen fugacity. Part 1/mafic phases. *Journal of Petrology*, vol.14, pp.249-302.
- Ibhi A., Nachit M., Abia E.H. et Hernandez J. (2002).** Intervention des ségrégats carbonatitiques dans la pétrogenèse des néphélinites à pyroxène de Jbel Saghro (Anti-Atlas, Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 173, n°1, pp.37-43.
- Irvine I.N. (1982).** Terminology of layered intrusions. *Journal of Petrology*, vol.23, pp. 127-162.

Jacket F. (1937). La structure du Sahara Mauritanien. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (5), VII, p.38.

Kahoui M. (1988). Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique. Indices métallogéniques. Cas du Djebel Drissa (massif des Eglab algérien). *Thèse Doct., Univ. Nancy 1*, 258 p.

Kahoui M., Drareni A., Fabre J., Peucat J.J. et Kaddour M. (1996). Age éburnéen du complexe annulaire alcalin du Djebel Drissa (Est de la dorsale Reguibat, Algérie). *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie*, n°8, pp.53-60.

Kahoui M. and Mahdjoub Y. (2002). Calco-alkaline/alkaline transition in Eglab paleoproterozoic granitoids (Reguibat rise, Algeria). *19th Colloquium of African Geology, El-Jadida, Morocco*, abstract p.57

Lamhal S.A. (2005). Pétrographie et géochimie des volcanites de la structure circulaire de Bled M'Dena (dorsale Réguibat, Eglab, SW algérien). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 52 p.

Lapadu-Hargues P. (1947). Quelques données préliminaires sur le massif des Eglab (Sahara occidental). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 225, pp.950-952.

Lassere M., Lameyre J. et Buffière J.M. (1970). Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. *Bulletin du BRGM, 2^{ème} série*, IV, 2, pp.5-13.

Lazreg F. (2003). Etude pétrographique et géochimique des filons basiques postérieurs aux granites de Chegga et à la série arkosique de Guelb El Hadid et de Deleat el Djenoun des Eglab (dorsale Réguibat, SW algérien). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 71 p.

Leake B.E., Wooly A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mondarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Wittaker E.J.W. and Youzhi G. (1997). Nomenclature of amphiboles : Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, commission on the new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, vol. 35, pp. 219-246.

Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A. and Zanetti B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, vol. 27, pp. 745-750.

Lefort J.P. and Aifa T. (2001). Paleomagnetic and geochronological evidence for a large rotation of the West African Craton between 1,9 and 1,4 Ga : a kinematic model for the fragmentation of Columbia and the accretion of Rodinia and Gondwana. *Research*, vol. 4, issue 4, pp.678-679.

Lefort J.P., Aifa T. et Bourrouilh R. (2004). Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antipodale du craton Ouest-Africain et de la Chine du Nord : conséquences paléogéographiques. *Comptes Rendus de Géosciences*, vol.336, issue 2, pp.159-165.

Lefort J.P., Aifa T. et Ouddane M. (1994). Modélisations magnétiques des filons subméridiens de l'ensemble Yetti-Eglab (dorsale Réguibat) : conséquences géodynamiques concernant la marge orientale du craton ouest-africain. *Bulletin du Service Géologique National, Algérie*, vol. 5, n° 2, pp.129-149.

Lefort J.P., Jaffal M. et Kchikach A. (2003). Etude gravimétrique de la ceinture archéenne de roches vertes de Kuhmo (Finlande orientale). *Comptes Rendus de Géoscience, Paris*, t.335, 12, pp. 881-887.

Lelubre M. (1973). Syénites et syénites néphéliniques. *Extrait de Encyclopaedia Universalis*, vol.15, pp.603-606.

Le Maitre R.W. (1989). A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell Editors, Oxford*, 193 p.

Leterrier J., Maury .R.C., Thonon P., Girard D. and Marschal M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic séries. *Earth and Planetary Science Letters, Amsterdam*, vol.59, pp.139-154.

Liégeois J.P. and Ennih N. (2000). The Moroccan Anti-Atlas : the west Africain craton passive margin with limited Pan African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Science*, vol.112, pp.289-302.

Liégeois J.P., Latouche L., Boughrara M., Navez J. and Guiraud M. (2002). The Latea metacraton (central Hoggar, Touareg shield, Algéria) : behaviour of an old passive margin during the pan african orogeny. *Journal of African Earth Sciences*, n°37, pp. 161-190.

- Liotard J.M. et Barszczus H.G. (1989).** Genèse des foidites phonolitiques de Tubuai (Archipel des Australes, Océan Pacifique Sud): Intervention d'un magma d'affinité carbonatique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série II*, pp.1261-1266.
- Mackenzie W.S., Donaldson C.H. et Guilford C. (1995).** Atlas des roches magmatiques. *Editions Masson, Paris, 170 p.*
- Mackenzie W.S. et Guilford C. (1992).** Atlas de pétrographie. Minéraux de roches observés en lames minces. *Editions Masson, Paris, 98 p.*
- Mahdjoub Y., Kahoui M., Drareni A. and Ghani R. (2002).** Magmatic evolution during convergence in paleoproterozoic Eglab domain, Reguibat rise (Algeria). *19th Colloquium of African Geology, El-Jadida, Morocco, abstract p.32.*
- Marks M.W., Schilling J., Coulson I.M., Wenzel Th. and Mark G. (2008).** The alkaline-peralkaline Tamzerght complex, High Atlas Mountains, Morocco: Mineral chemistry and petrological constraints for derivation from a compositionally heterogeneous mantle source. *Journal of Petrology, vol. 49, issue 6, pp. 1097-1131.*
- McDonough and Sun S. (1995).** The composition of the Earth. *Chemical Geology, vol.120, pp.223-253.*
- Menchikoff A. (1930).** Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, n°2.*
- Menchikoff A. (1949).** Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. *Annales Hébert et Haug, 7, livre jubilé, Ch. Jacob, pp. 303-325.*
- Miyashiro A. and Shido F. (1975).** Tholéitic and calc-alkalic series in relation to their behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. *American Journal of Science, vol.275, n°3, pp.265-277.*
- Monod T. (1935).** Sur le primaire fossilifère du Sud de l'Adrar mauritanien. *Soc. Des Africanistes. 129 p.*
- Morbidelli L., Gomes C.B., Brotzu P., D'Acquarica S., Garbarino C., Ruberti E. and Traversa G. (2000).** The Pariqueira Acu K-alkaline complex and southern Brazil lithospheric mantle source characteristics. *Journal of Asian Earth Sciences, vol. 18, n° 2, pp. 129-155.*

- Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A. and Zussman J. (1988).** Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, vol. 73, pp. 1123-1133.
- Mullen E. D. (1983).** MnO-TiO₂-P₂O₅ : a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 62, pp.53-62.
- Nachit H., Razafimaheza A .N., Stussi J.M. et Carron J.P. (1985).** Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, vol.301, pp.813-822.
- Pearce J.A. and Cann J.R. (1973).** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 19, pp.290-300.
- Pearce J.A. and Norry M.J. (1979).** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Ni variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 69, pp.33-47
- Peccerillo A. and Taylor S.R. (1976).** Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 58, pp.63-81.
- Peucat J.J., Capdevilla R., Drareni 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*, vol.136, pp.309-352.
- Pipoule M., Amousse J., Kahoui M., Fabre J. et Boukhalfa L. (1992).** Le magmatisme gabbroïque précoce des Eglab orientaux du bouclier Réguibat : géochimie et comportement des éléments du groupe du platine (PGE). *Mémoire du Service Géologique d'Algérie*, n°8, pp. 23-34.
- Potrel A., Peucat J.J. and Fanning C.M. (1998).** Archean crustal evolution of the West African Craton : example of the Amsaga Area (Reguibat Rise). U–Pb and Sm–Nd evidence for crustal growth and recycling. *Precambrian Research*, vol.90, pp.107–117.
- Potrel A., Peucat J.J., Fanning C.M., Auvray B., Burg J.P. and Caruba C. (1996).** 3.5 Ga old terranes in the West Africa Craton, Mauritania. *Journal of the Geological Society, London*, vol.153, pp.507–510.
- Pourtier R. (2001).** *Afriques noires. Editions Hachette, Paris, 256 p.*

- Rezoug M. et Tahri M. (2001).** Etude pétrographique et géochimique des roches basiques de la structure circulaire de Bled M'Dena (Eglab, dorsale Réguiabat, Algérie du SW). *Mém. Ingéniorat d'Etat, Univ. Oran*, 72 p.
- Rossi P. (1986).** Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique : le batholite calco-alcalin de la Corse. *Thèse Doct Etat, Univ. Paul Sabatier de Toulouse*, 292p.
- Roubault M. (1982).** Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. *Editions Lammare-Poinat, Paris*, 382 p.
- Rickwood P.C. (1989).** Boundary lines within petrologic diagrams with use oxides of major and minor elements. *Lithos*, vol. 22, pp. 247-263.
- Sabaté P. (1972).** Structure de la série du Yetti (Sahara occidental algérien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t.275, (D), pp.2591-2593.
- Sabaté P. (1973).** La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguiabat (Sahara occidental algérien). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t.276, (D), pp.2237-2240.
- Sabaté P. (1978).** Données géochimiques et radiométriques sur les volcanites calco-alcalines précambriennes de l'Eglab (Sahara occidental algérien). Esquisse de leur évolution géotectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, n°1, pp.81-90.
- Sabaté P. et Lameyre J. (1971).** La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale Réguiabat. 6^{ème} *Colloque International de Géologie Africaine, Leicester*.
- Sabaté P. and Lameyre J. (1973).** Magmatism and metamorphism in the Yetti-Eglab Precambrian formations of the Reguiabat Dorsale (occidental algerian sahara). VII^{ème} *Colloque de Géologie Africaine, Florence, Avril 1973*.
- Sabaté P., Lassere M. and Lameyre J. (1977).** Rb-Sr ages of some Precambrian formations of the Eastern Réguiabat Dorsale : existence of a metamorphic belt during the Eglab orogeny. IX^{ème} *Colloque de Géologie Africaine, Göttingen, résumé p.90*.
- Sabaté P. et Lomax K. (1975).** Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). *Bulletin du B.R.G.M., France, section II, n°4*, pp. 293-311.
- Sekkal A. (1972).** Introduction à l'étude de quelques granitoïdes de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). *D.E.A., Univ. Oran*, 75 p.

S.E.R.M.I. (1965a). Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Réguibat. *Rapport fin de mission, inédit.*

S.E.R.M.I. (1965b). Notice explicative de la carte géologique au 1/500.000 de la région des Eglab et de la bordure nord du Yetti. 38 p.

Sougy J. (1951). Rapport de mission géologique à Fort-Trinquet de Février à Juin 1951. *Rapport Inédit de la Direction des Mines, A.O.F, Dakar.*

Sougy J. (1952). Mauritanie, le précambrien de la dorsale Réguibat (Ghallamen, Yetti, Iguidi, Karet). *Rapport Annuel du Service Géologique, A.O.F., Dakar, pp.22-26.*

Sougy J. (1954). Rapport de fin de campagne (1953-1954) feuilles El Mzerb, Chegga, Tindouf. *Rapport Inédit de la Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, A.O.F, Dakar.*

Sougy J. (1960). Les séries précambriennes de la Mauritanie nord-orientale. *Rept. 21th intern. Geol. Congr. Norden, part. 9, pp. 59-68.*

Streckeisen A. (1976). To earth plutonic rock its proper name. *Earth Science Review, vol.12, pp.1-33.*

Tabeliouna M., Cottin J.Y. et Kolli O. (2003). Les roches ultrabasiques des Eglab (dorsale Réguibat, SW Algérie). *3rd International Conference on Geology of Africa, Assiout (Egypt).*

Tabeliouna M., Kolli O., J.Y. Cottin et Zerka M. (2008). Les clinopyroxénites et les gabbros d'une structure annulaire (Sud de Gara Djebilet, Eglab, Dorsale Réguibat, Sud-Ouest algérien). *Bulletin du Service Géologique National, Algérie, vol.19, n°3, pp.245-265.*

Tabeliouna M. (2009). Pétrologie et géochimie des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, (Eglab Occidental, Dorsale Réguibat, SW Algérie). *Thèse Doct., Univ. Oran, 203p.*

Torsvik T.H and Hartz E.H. (2002). Baltica upside-down : A new plate-tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean. *Geology, vol.30, n°3, pp.255-258.*

Torsvik T.H. (2003). The Rodinia jigsaw puzzle. *Science, 30, pp.1379-1381.*

Vachette M. (1964). Ages radiométriques des formations cristallines d'Afrique Équatoriale (Gabon, République Centrafricaine, Tchad, Moyen Congo). *Annales de la Faculté des Sciences, Univ. Clermond-Ferrand, n°25, Géologie et Minéralogie, 8, pp. 31-38.*

Vachette M., Rocci G., Sougy J., Caron J., Marchand J., Simon B. et Tempier P. (1973). Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700 Ma, des séries métamorphiques et des granites

intrusifs précambriens dans la partie Nord et Nord Est de la dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale). *VII^{ème} Colloque de Géologie Africaine, Florence, Avril 1973.*

Wager L.R. and Deer W.A. (1939). Geophysical investigations in East Greenland Part. III, The petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuak. *Medd. Groënland, Danmark, 105, pp.1-352.*

Winchester J.A. and Floyd P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology, vol.20, pp.325-343.*