

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 d'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Thèse

Doctorat

Option : Pétrologie-Structurologie

***PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA
STRUCTURE ANNULAIRE DE BLED M'DENA,
(EGLAB OCCIDENTAL, DORSALE REGUIBAT, SW ALGERIEN)***

Présenté par

TABELIOUNA Mohammed

Soutenue le2009 devant les membres du jury.

A.OUABADI (USTHBA Alger)- professeur..... Président
O.KOLLI (USTHB, Alger), professeurDirecteur de thèse
J.Y. COTTIN (univ. Jean Monnet, St Etienne), professeurCo. Directeur
N. REMACI (Univ. D'Oran), maître de conférences.....Examinatrice
C. RENAC (univ. Jean Monnet, St Etienne), maître de conférencesExamineur
M. ZERKA (Univ. D'Oran), maître de conférences Examineur

SOMMAIRE

| | |
|--|----|
| CHAPITRE I : INTRODUCTION ET GENERALITE | 8 |
| I.1 Introduction | 9 |
| I.2 Cadre géologique | 9 |
| I.2.1 Le craton Ouest Africain : | 9 |
| I.2.2 L’historique des travaux | 14 |
| I.2.3 La dorsale Reguibat : | 17 |
| I.2.3.1 la jointure Yetti-Eglab:..... | 19 |
| I.2.3.2 aperçu tectonique global..... | 20 |
| CHAPITRE II: CADRE GEOLOGIQUE ET GEOLOGIE DU COMPLEXE MAGMATIQUE DE BLED M'DENA | 22 |
| II.1 Données géologiques de la partie orientale des Eglab | 23 |
| II.1.1 la série du Yetti: | 23 |
| II.1.2 la série d'Akilet Deilel:..... | 23 |
| II.1.3 la série de Oued Souss:..... | 24 |
| II.1.4 la série de Chegga et son granite..... | 24 |
| II.1.5 les granites d'Aftout: | 24 |
| II.1.6 Les intrusions basiques : | 25 |
| II.1.7 la couverture infratillitique:..... | 25 |
| II.1.7.1 L’infratillitique inférieure | 25 |
| II.1.7.2 l’infratillitique supérieur | 26 |
| II.2 Données tectoniques de la région d'étude | 26 |
| II.2.1 méthode d’analyse..... | 26 |
| II.2.2 Analyse de la fracturation du secteur de Bled M’Dena..... | 27 |
| II.3 aperçu tectonique de la structure de Bled M’Dena | 33 |
| CHAPITRE III: PETROGRAPHIE DES ROCHES MAGMATIQUES | 39 |
| III.1 Introduction | 40 |
| III.2 Pétrographie des volcanites de la structure de Bled M'Dena | 40 |
| III.2.1 Les basaltes | 41 |
| III.2.2. les basaltes andésitiques..... | 43 |
| III.2.2.1 basalte andésitique à orthopyroxène..... | 44 |
| III.2.2.2 basalte andésitique à clinopyroxène | 44 |
| III.2.3 les trachyandésites | 45 |
| III.2.4 Les andésites | 50 |
| III.2.4.1. Andésite à amphibole | 51 |
| III.2.4.2 Andésite à plagioclase | 53 |
| III.5 Les dacites | 56 |
| III.6 Les rhyolites | 58 |
| III.2 Minéralogie des roches volcaniques | 70 |

| | |
|---|------------|
| III.2.1 Introduction..... | 70 |
| III.2.2 Le clinopyroxène | 70 |
| III.2.3 Les amphiboles | 74 |
| III.2.4 Conditions thermodynamiques | 76 |
| IV.2.5 les feldspaths : | 78 |
| IV.2.6 La biotite :..... | 79 |
| III.2.7 Conclusion | 80 |
| IV.1 Pétrographie des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena | 95 |
| IV.1.1 Gabbro noritique..... | 95 |
| IV.1.2. Gabbro dioritique..... | 97 |
| IV.1.3 Syénite | 100 |
| IV.1.4 Les monzodiorites quartziques | 102 |
| IV.1.5 Les granodiorites | 106 |
| IV.1.5.1 Les granodiorites à amphibole | 106 |
| IV.1.5.2 Les granodiorites à biotite | 108 |
| IV.1.6 Les monzogranites..... | 109 |
| IV.2 Conclusion à l'étude pétrographique des roches plutoniques | 111 |
| IV.3 Minéralogie des roches plutoniques | 113 |
| IV.3.1 Les pyroxènes :..... | 113 |
| IV.3.2 Les feldspaths : | 113 |
| IV.3.3 Les amphiboles :..... | 116 |
| IV.3.4 Les biotites :..... | 119 |
| IV.4 conclusion | 122 |
| CHAPITRE IV : GEOCHIMIE..... | 129 |
| V.1 Introduction | 130 |
| V.2 Choix des échantillons et méthodes analytiques. | 131 |
| V.3 Géochimie des éléments majeurs. | 131 |
| V.3.1 Classification et nomenclature | 131 |
| V.3.2 diagrammes pétrologiques des roches plutoniques et volcaniques | 134 |
| V.4 Géochimie des éléments en traces des roches magmatiques..... | 148 |
| V.5 Géochimie des terres rares des roches magmatiques | 153 |
| V.6 conclusion..... | 154 |
| CHAPITRE V : GEOCHIMIE ISOTOPIQUE..... | 169 |
| VI.1 Introduction..... | 170 |
| VI.2 les données isotopiques Rb-Sr et géochronologie..... | 170 |
| VI.3 Les données isotopiques du Sm et Nd | 172 |
| VI.4 conclusion | 176 |

| | |
|---|------------|
| CHAPITRE VI : CONCLUSION GENERALE..... | 178 |
| VII.1 géotectonique | 179 |
| VII.2. discussion | 181 |
| REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 189 |

Liste des figures

| | |
|---------------|-----|
| FIG.1A | 10 |
| FIG.1B..... | 11 |
| FIG.1C..... | 11 |
| FIG.2 | 13 |
| FIG.3 | 14 |
| FIG.4 : | 18 |
| FIG.5 | 20 |
| FIG.7A | 33 |
| FIG.7B..... | 33 |
| FIG.8 | 35 |
| FIG.9 | 36 |
| FIG.10 | 37 |
| FIG.11 | 71 |
| FIG.12 | 73 |
| FIG.13 | 75 |
| FIG.14 | 75 |
| FIG.15 | 76 |
| FIG.16 | 77 |
| FIG.17 | 79 |
| FIG.18 | 81 |
| FIG.19 | 82 |
| FIG.20 | 101 |
| FIG.21 | 114 |
| FIG.22 | 115 |
| FIG.23 | 116 |
| FIG.24 | 117 |
| FIG.25 | 118 |
| FIG.26 | 119 |
| FIG.27 | 120 |
| FIG.28 | 121 |
| FIG.29 | 121 |
| FIG.30 | 132 |
| FIG.31 | 133 |
| FIG.32 | 134 |
| FIG.33 | 135 |
| FIG.39 | 148 |
| FIG.43 | 161 |
| FIG.44 | 172 |
| FIG.45 | 173 |
| FIG.46 | 174 |
| FIG.47 | 176 |
| FIG.48 | 180 |
| FIG.49 | 181 |
| FIG.50 | 188 |

Liste des tableaux

| | |
|-------------------|-----|
| TABLEAU 1 | 27 |
| TABLEAU 2 | 28 |
| TABLEAU 3 | 29 |
| TABLEAU 4 | 29 |
| TABLEAU 5 | 30 |
| TABLEAU 6 | 30 |
| TABLEAU 7 | 31 |
| TABLEAU 8A | 33 |
| TABLEAU 8B | 35 |
| TABLEAU 8C | 36 |
| TABLEAU 8D | 73 |
| TABLEAU 8E | 74 |
| TABLEAU 8F | 75 |
| TABLEAU 8G | 76 |
| TABLEAU 9A | 93 |
| TABLEAU 9B | 94 |
| TABLEAU 10A | 95 |
| TABLEAU 10B | 96 |
| TABLEAU 11 | 97 |
| TABLEAU 12 | 98 |
| TABLEAU 13 | 99 |
| TABLEAU 14 | 100 |
| TABLEAU 15 | 101 |
| TABLEAU 16 | 115 |
| TABLEAU 17 | 134 |
| TABLEAU 18 | 135 |
| TABLEAU 19 | 136 |
| TABLEAU 20A | 137 |
| TABLEAU 20B | 138 |
| TABLEAU 21 | 139 |
| TABLEAU 22A | 174 |
| TABLEAU 22B | 133 |
| TABLEAU 22C | 134 |
| TABLEAU 23A | 135 |
| TABLEAU 23B | 148 |
| TABLEAU 23C | 161 |
| TABLEAU 24 | 172 |

**PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES ROCHES MAGMATIQUES DE LA STRUCTURE
ANNULAIRE DE BLED M'DENA,
(EGLAB OCCIDENTAL, DORSALE REGUIBAT, SW ALGERIEN)**

Résumé

Le complexe magmatique annulaire de Bled M'Dena, est un épisode de l'événement Aftout. Il recoupe des granites Aftout (2,07 Ga). Il est composé d'une grande variété de faciès plutoniques qui présentent une évolution centripète des termes les moins évolués (gabbros noritique) aux termes les plus évolués (granodiorites à biotite). Elles sont recoupées par des volcanites, montrant un large éventail pétrographique allant des basaltes aux rhyolites en passant par les termes intermédiaires. La chimie des roches de ce complexe magmatique montrent deux tendances, la première tholéitique-transitionnel et la deuxième franchement calco-alcaline. Ce magma d'origine asthénosphérique. Au cours de son ascension le liquide magmatique primitif à connu une contamination progressive par une croûte éburnéenne, chimiquement très active. Le magma tholéitique s'installe, alors que la l'interaction encaissant-magma, continue pour transformer le liquide restant en magma calco-alcalin. La mise en place de la structure annulaire de Bled M'Dena (2,01 Ga), coïncide avec la même phase distensive qui permis la mise en place des clinopyroxénites et les gabbros associées de la structure annulaire de Gara Djebilet (Tabeliouna et al., 2008) et des granites peralcalins de la structure annulaire de Dj. Drissa daté à 2076 ± 16 Ma (Kahoui et al., 1996).

Mots clés: complexe magmatique; Bled M'Dena, éburnéen ; Eglab

**PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF THE BLED M'DENA RING MAGMATIC
COMPLEX, (WESTERN EGLAB, REGUIBAT SHIELD)**

Abstract

The Bled M'Dena ring complex belongs to the Aftout orogenic province. It intrudes the Aftout granite (2,07 Ga) and it shows a large variety of plutonic rocks which, present a centripetal evolution from gabbros to granodiorites. These rocks are crosscut by volcanic rocks, showing a large petrographic range composed by basalts, trachyandesites, andésites, dacites and rhyolites. Chemistry of these rocks shows two trends, the first tholeiitic-transitionnal and the second really calc-alkaline. This asthenospheric primary magma was contaminated, by eburnean crust, chemically very active during their intrusion. The tholeiitic-transitionnal magma shows a calco-alkaline evolution during the contamination. the installation of the Bled M'Dena ring complex (2010 ±190 My), coincides with the same distensive phase which allowed the installation of the ultramafic complex of the Gara Djebilet ring complex (Tabeliouna and al, 2008) and the Dj. Drissa ring complex dated with 2076 ± 16 My (Kahoui and al, 1996).

Key word: complex magmatic; Bled M'Dena; eburnean orogeny; Eglab area.

Chapitre I

Introduction et généralité

I.1 Introduction

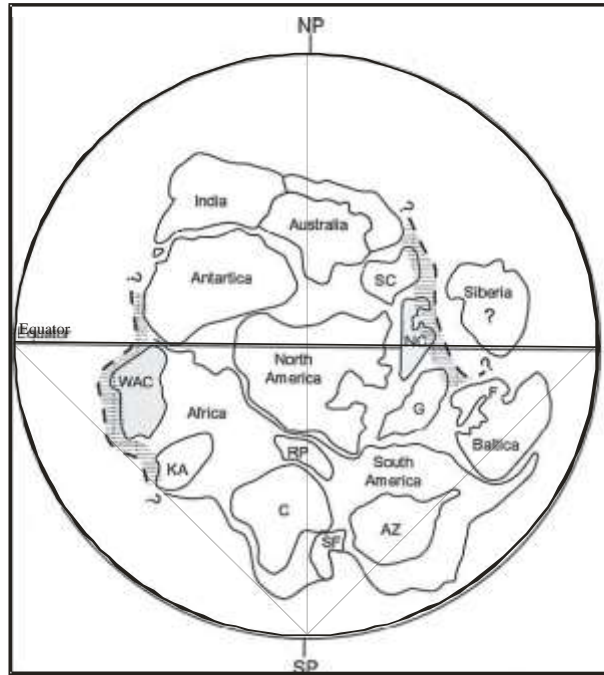
L'évolution des connaissances géologiques du continent Africain, est étroitement liée à celle du continent sud américain avant l'ouverture de l'atlantique. La synthèse des données géologico-structurale sur une reconstitution Afrique-Amérique du Sud avant cette ouverture, permet de voir les prolongements des cratons, chaînes mobiles et bassins d'un continent à l'autre, ainsi que ceux de grands linéaments. La limite des deux futures plaques est calquée sur les chaînes mobiles qui existent au sud du bloc cratoniques Sao Francisco-Congo (Molina; 1988).

Les résultats des études géologiques et géochronologique du continent africain, ont permis d'établir les grands épisodes orogéniques liés à des événements tectoniques, métamorphiques et magmatiques. Ainsi l'orogénèse Ouzzalienne (vers 3 Ga) a affecté une région qui s'étend du Tanezrouft oriental à l'Adrar des Iforas., donnant des complexes à faciès granulitique. Vers 2 Ga l'orogénèse éburnéenne ou ivoirienne prend le relais avec l'édification d'une chaîne de montagne inexistante actuellement et qui s'étend du Nord au Sud à travers l'Afrique occidentale, laissant comme seule preuve de son existence des alignements Nord-Sud et la trace de grands chevauchements ou se sont installées des intrusions granitiques. L'orogénèse kibarienne (vers 1Ga) affecte la partie centrale du continent (Congo, Burundi) et aussi l'Afrique du Sud. Enfin l'orogénèse panafricaine (vers 650-550 Ma) a affecté une bande de terrain qui est située à l'articulation entre les cratons Ouest africain et l'Est saharien.



I.2 Cadre géologique

I.2.1 Le craton Ouest Africain :

Les anciens cratons qui constituent aujourd'hui le cœur de l'Amérique du Nord, de la Baltique, de l'Antarctique, de l'Inde et de l'Australie formaient l'essentiel de la Rodinia (Fig.1a). Des études récentes ont permis de situées le Craton Ouest-Africain et la Chine de l'Est à la périphérie de Rodinia et qu'ils en constituaient les marges continentales (Lefort et *al.* 2004).



*Fig. 1a : Représentation possible de Rodinia vers 1 Ga inspirée de Weil et al. 1998 et modifiée par Unrug (non publié) pour les continents principaux. Il s'agit seulement d'une tentative pour les fragments appartenant à l'Amérique du Sud et à l'Afrique sub-saharienne. Dans cette région, seul le craton Ouest-Africain est localisé avec précision. L'objectif principal de cette figure est de montrer l'extension possible des marges continentales antipodales d'Afrique de l'Ouest et de Chine de l'Est (zones hachurées) et leurs localisations tropicale et sub-tropicale. **AZ** : craton de l'Amazonie ; **C** : craton du Congo ; **F** : Fennoscandie ; **G** : Groenland ; **KA** : craton du Kalahari ; **NC** : bloc de Chine du Nord ; **RP** : craton du Rio de la Plata ; **SC** : bloc de Chine du Sud ; **SF** : craton de São Francisco ; **C.O.A** : craton Ouest-Africain. (in J.P.Lefort et al., 2004)*

-  Zones mobiles (1300 - 1000 Ma)
-  Contients dont l'âge paléomagnétique est ~ 750Ma

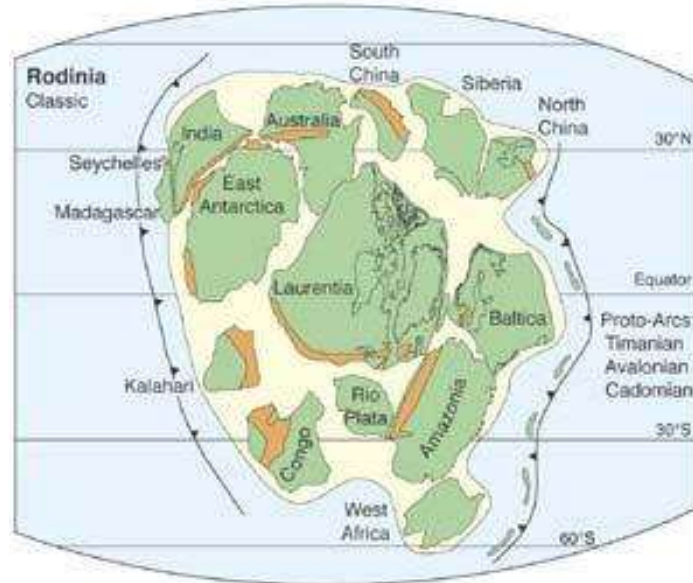


Fig. 1b: reconstitution de Rodinia à 750 Ma (d'après Torsvik 2003).

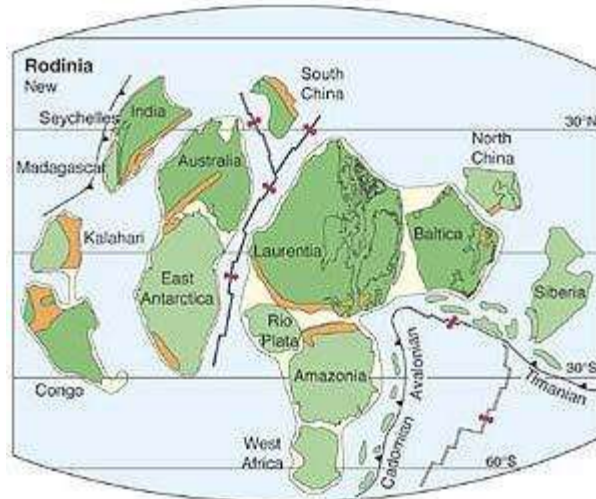


Fig. 1c: reconstitution de Rodinia à 750 Ma de Hartz et Torsvik 2002

La formation de Rodinia a commencé à ~1,300 Ma, à partir d'un amalgame de trois ou quatre continents préexistants. La consolidation s'est effectuée probablement durant l'orogénèse Grenvillienne¹ entre 1100 et 1000 Ma, (Torsvik, 2002).

Les modèles présentés, supposent que Rodinia est resté plus ou moins stable depuis sa formation jusqu'au début de ~700 Ma (Fig. 1b). Des ruptures lithosphériques ont affectées ce bloc continental, donnant trois blocs principaux : Gondwana occidental, Gondwana est et Laurasia (Rogers 1996). Un rift s'installe d'abord, entre l'Antarctique et l'Australie-Est loin de la marge occidentale de Laurentia. Il sera suivi, plus tard (600 à 550 Ma), par d'autres ouvertures entre le bloc Baltica et Amazonia (Fig.1c). Plus tard ~540 Ma une collision entre l'ouest et le Gondwana-Est s'est enclenchée au cours d'un événement de raccourcissement formant une chaîne de montagne lors de l'orogénie panafricaine.

D'autres modèles plus récents datent la désintégration de Rodinia entre probablement, 850 et 800 Ma (Torsvik, 2003)

Les données 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 du parcours du craton Ouest-Africain entre 2200 et 700 Ma (Lefort et al. 2004). Ce craton s'est formé et stabilisé au cours de l'orogénèse éburnéenne (~ 2 Ga).

Le craton ouest africain est une vaste étendue de 4,5 millions Km², recouverte au centre par une série sédimentaire plus ou moins tabulaire, d'âge Protérozoïque à Paléozoïque (Bertrand-Sarfati, 1972; Clauer, 1976). Ce craton est limité à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale (contact avec le « bouclier » Touareg) et à l'ouest par les chaînes poly-orogéniques panafricaines et hercyniennes (Mauritanides). Il est masqué par des bassins du Protérozoïque supérieur et du paléozoïque, bassin de Tindouf au nord, bassin de Taoudeni au centre et bassin voltaïen au sud. Le craton affleure dans deux dorsales (antéclises): la dorsale Reguibat au nord entre les bassins de Tindouf et Taoudeni, la dorsale de Man au sud, ainsi que dans les fenêtres de faible extension, situées à l'Est des Mauritanides (fenêtre de Kayes et fenêtre de Kéniéba) (Fig.2).

¹ La province de Grenville est une zone s'étendant depuis le Labrador jusqu'au Texas. Elle est affectée par un phénomène tectono-métamorphique, comportant une fois la côte méridionale de Laurentia et une partie du craton de l'Amazonie (Tohver et al. 2002).

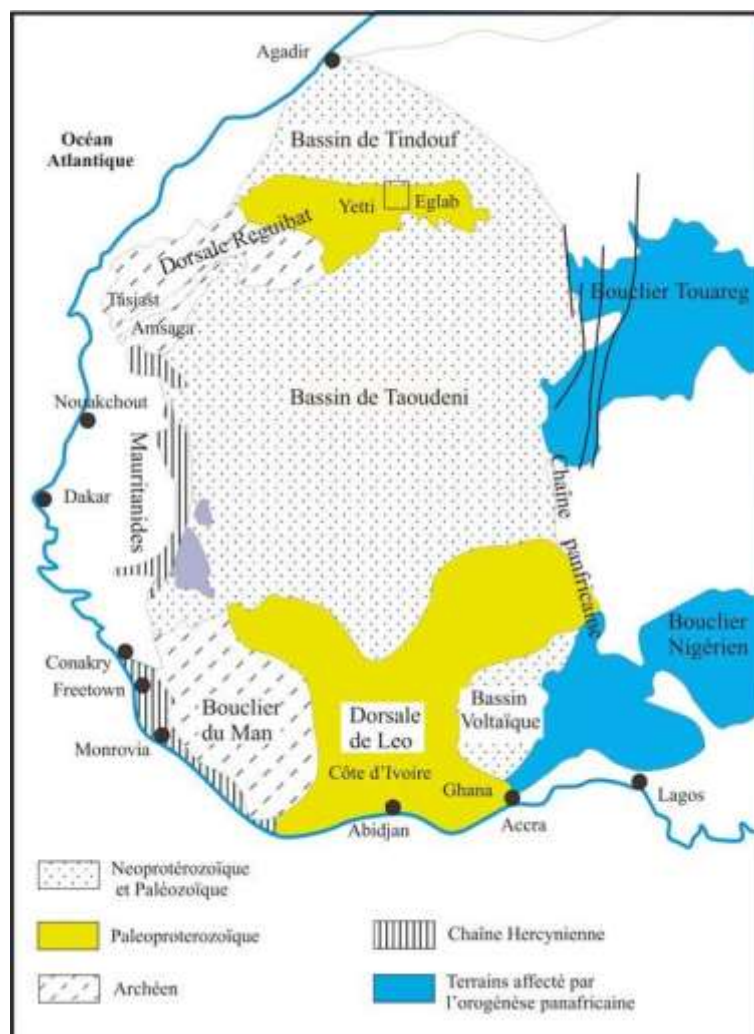


Fig. 2 : Schéma géologique du craton ouest africain : localisation de la dorsale Reguibat, la jointure Yetti-Eglab est représentée par le carré noir, (in Peucat et al., 2005)

Le Craton Ouest Africain (C.O.A) semble afficher une certaine uniformité, en dépit des différences qui existent entre ses deux parties septentrionales et méridionales. En effet, les retombées d'ordre lithologique et géochronologique dues aux orogénèses qui se sont succédé depuis 3,0 Ga, sont telles, que les témoins du cycle libérien (Archéen) occupent globalement la partie occidentale du craton ouest africain (Reguibat occidental, domaine Kénéma-Man), alors que ceux, témoignant du cycle éburnéen, occupent la partie orientale de ce dernier (Reguibat oriental, domaine Baoulé-Mossi). Les formations éburnéennes sont principalement représentées par des roches sédimentaires, des ensembles volcaniques (Bossoles, 1977) et des granites syn-cinématiques. Ces derniers sont affectés vers 2,1 Ga par un événement thermo-tectonique majeur

(orogénèse éburnéenne) associé à un épisode de formation de croûte continentale juvénile (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Black et al., 1993 ; Kouamelan et al., 1997 ; Dombia et al.,1998 ; Liégeois et al.,1998 ; Egal et al.,2002).

Le schéma de la figure 3 illustre la proximité du Craton Ouest Africain aux grandes zones de cisaillement lithosphériques. Un matériel lithosphérique est exhumé pour former des croûtes continentales.

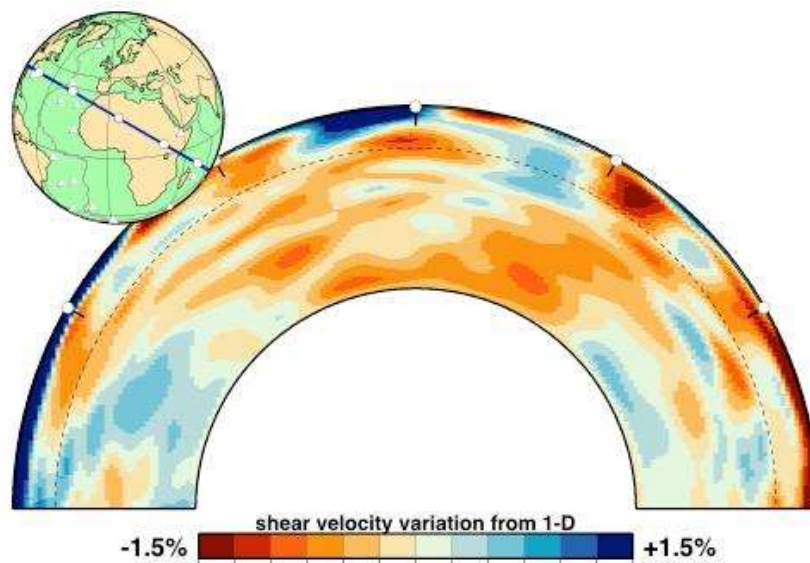


Fig.3: Comportement de la lithosphère à l'aplomb du craton ouest africain en bleu et des grandes zones de cisaillement lithosphériques en oranges et rouge, (d'après Ritsema J. et al.,2004)

I.2.2 L'historique des travaux

La dorsale Reguibat est considérée comme étant un des vieux pays cristallins dans le continent africain. Elle fut le terrain de plusieurs investigations dès le début du vingtième siècle. Durant les années cinquante et soixante, l'intérêt sur la dorsale s'intensifia, pour s'interrompre brutalement aux débuts des années soixante dix, surtout dans la partie orientale de la dorsale. Cette

interruption va durée jusqu'à la fin des années quatre vingt. C'est grâce aux différentes missions de L'ORGM², que la reprise des études fût possible dans cette région.

A. Menchikoff (1923) fut parmi les premiers géologues à s'intéresser à l'étude de la dorsale Reguibat en la définissant comme étant l'un des vieux pays cristallins du continent africain. Il propose, en 1944, l'appellation de « pays cristallin Reguibat ». La nature de l'axe cristallin Yetti-Eglab a été précisée par R.P. Monod en 1935, alors que Jacket en 1937, s'est intéressé à la géologie de la partie occidentale de la dorsale. P. Gevin (1941) a développé des études sur les formations précambriennes et leurs bordures sédimentaires. En 1951, il a défini pour la première fois les séries de Chegga, du Yetti et de Guelb El Hadid.

Dans la dorsale Reguibat occidentale (Mauritanie), plusieurs géologues ont menés, parallèlement, de nombreux travaux : J. Sougy (1951-1952) y a reconnu les formations de Ghallaman, d'Aguelte Nebkha, de Aïoun Abdel Malek et d'Imourène ; A. Blanchot (1953) a, plus particulièrement, mis en évidence les deux séries de l'Amsaga et d'Akjouit au SW de la dorsale. Une année après J. Sougy (1954) propose un inventaire des différentes unités géologiques, affleurant en Mauritanie orientale, ainsi qu'une description des principaux faciès de la série de Chegga. En 1960, cet auteur 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, M. 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, le S.E.R.M.I. a présenté des 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.

En 1965, J.M. Buffière et ses collaborateurs auront 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, de Guelb-El Hadid et de leur discordance ; la description des groupes « Chenachane-Erg-Chech ».

² ORGM : Office de Recherches Géologiques et Minières

P. Sabaté (1970) a entrepris une étude structurale et pétrographique très détaillée de la jointure Yetti-Eglab. Il a posé en 1971, en collaboration avec J. Lameyre, le problème de la jointure Yetti-Eglab et a remarqué que le plutonisme tonalitique jalonne celle-ci. Une année plus tard, A. Azzouni (1972) a ébauché une étude comparative de quelques granitoïdes de la dorsale Reguibat (partie algérienne). Presque en même temps, P. Sabaté en 1972, a précisé la structure de la région de Yetti, et en 1973 il a défini la série d'Akilet Deïlel en déterminant les relations tectoniques au sein de la jointure Yetti-Eglab.

Une étude géochronologique des séries métamorphiques et des granites précambriens de la partie Nord et Nord-est de la dorsale Reguibat, a été ensuite publiée (M. Vachette et *al.*, 1973) en précisant les âges compris entre 2,0 Ga et 1,7 Ga.

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

En 1976, A. Sekkal-Azzouni a présenté, dans le cadre d'une thèse de 3ème cycle, une étude des stocks plutoniques de la jointure Yetti-Eglab et a montré qu'ils étaient préférentiellement d'affinité calco-alcaline.

En 1979, une équipe dirigée par P. Sabaté a daté l'intrusion du pluton Aftout à $1925 \text{ Ma} \pm 41$, les volcanites Eglab à $1995 \pm 30 \text{ Ma}$ et la série d'Akilet Deïlel à $2030 \pm 40 \text{ Ma}$

Entre 1981-1983 SONAREM³ se lancera dans des travaux de recherche systématiques sur l'ensemble du massif des Eglab dans le but d'inventorier et d'évaluer les potentialités minières de la région.

En 1988 M. Kahoui dans le cadre de sa thèse de troisième cycle a étudié le massif annulaire alcalin de Djebel Drissa dans le massif précambrien des Eglab et a mis en évidence le caractère calco-alcalin des trois groupes de granitoïde dans la région.

Depuis la création de l'ORGM (1992), plusieurs missions ont été effectuées dans le but d'approfondir la connaissance de la géologie de la région Yetti-Eglab. Lors de ces missions, la géochimie des éléments du groupe du platine (PGE) du massif protérozoïque ancien du Teggeur (partie algérienne), a été précisée (Piboul et *al.*, 1992).

³ Société nationale de la Recherche et l'Exploitation Minière

En 1993, T. Baudin, a mis en évidence les principaux traits structuraux du domaine Yetti-Eglab. Il a montré l'inexistence d'un chevauchement entre les séries d'Akilet Deïlel et de Yetti en se basant sur l'absence de klippes de charriages.

En 1994, J.P.Lefort, T.Aïfa et M. Ouddane ont proposé une modélisation magnétique du subméri dien de l'ensemble Yetti-Eglab. M. Kahoui et *al.* (1996) rattachent le stock plutonique Sud-Tinguicht (malignites et syénites mésocrates associées) aux complexes annulaires post-orogéniques tels que ceux de Djebel Drissa et de Hassi El Fogra.

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

Plus récemment, J.J. Peucat et *al.* (2005), étudia le massif des Eglab et donna sur la base de d'une étude pétrologique et géochronologiques les différentes étapes géodynamiques responsables de la mise en place de cette partie de la dorsale Reguibat.

Enfin, M. Tabeiouna et *al.*, 2008, étudia la structure annulaire du sud de Gara Djebilet en montrant le caractère tholéiitique du magma mis en place dans un cadre distensif post ou anorogénique.

1.2.3 La dorsale Reguibat :

La dorsale Reguibat est situé dans la partie nord du craton ouest africain (WAC), elle constitue l'armature précambrienne du Sahara occidentale. Elle est en grande partie située dans le territoire Mauritanien (Fig.4), à l'Est elle se prolonge au Sahara Occidental et en Algérie. Elle est disposée selon un axe SW-NE étiré sur plus de 1500 Km. Elle est large de 250 à 400 Km. Elle est limitée au nord par le bassin paléozoïque de Tindouf, au sud par le bassin de Taoudeni à l'est par Erg Chech et par la chaîne hercynienne des Mauritanides à l'Ouest.

Cette dorsale est constitué dans sa partie sud ouest, par des terrains archéens d'âge 3,5 Ga (Potrel et al. 1996, 1998; Chardon, 1997), elle s'est édifiée par des événements successifs (entre 3,5-3,45 Ga) qui ont débuté par l'épaississement crustal et la mise en place d'un important événement métamorphique dans le faciès granulite vers 2.73 Ga (Potrel et *al.* 1998). A l'est, c'est des formations paléoprotérozoïques qui forment le Yetti et les Eglab (Lasserre et *al.* 1970). Cet ensemble est plus jeune (2,5 Ga à 1,6 Ga ; Vachette, 1964 ; Boher 1991), il est constitué par des séries métamorphiques, en général de plus faibles degrés que celle de la partie sud ouest, ainsi que par des roches plutoniques et volcaniques.

La terminologie donnée par les auteurs (Gevin, 1951, 1958; Sougy, 1954, 1960; Caby, 1965; Buffière et al., 1966, 1965b, 1965c) est encore utilisée.

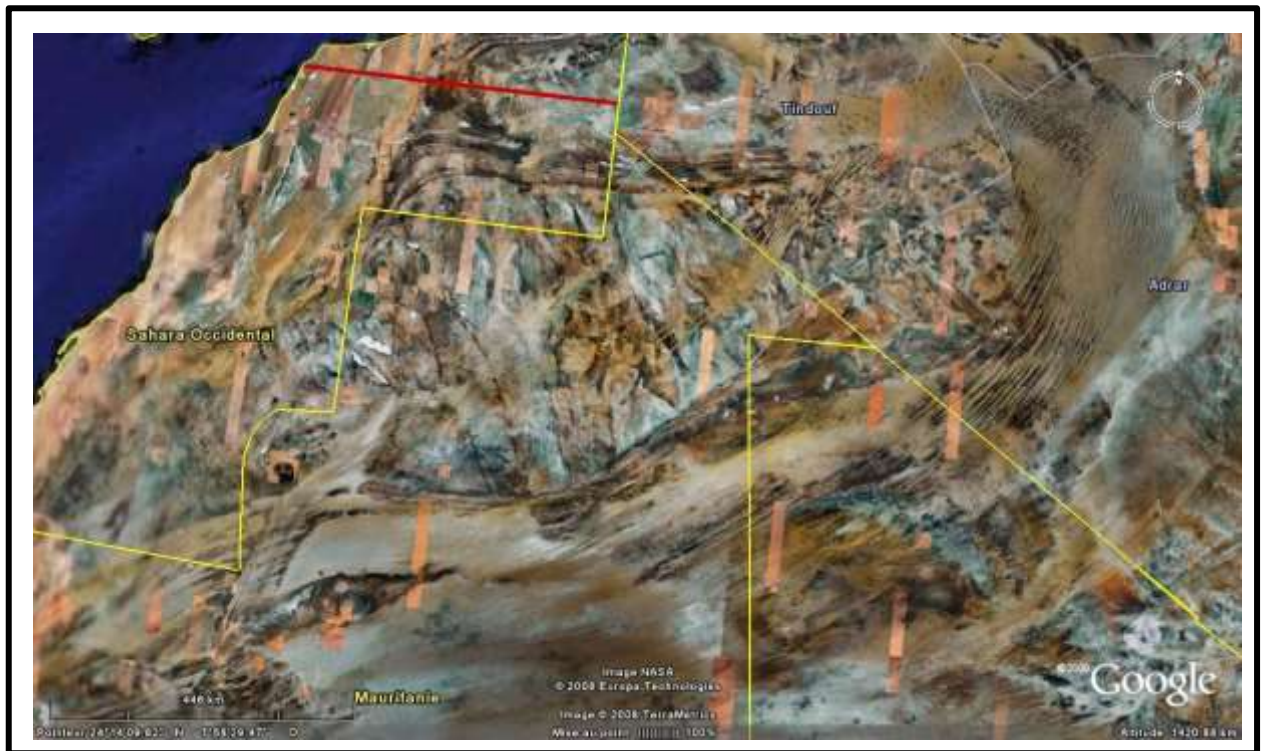


Fig. 4 : vue satellitale de la Dorsale Reguibat, dont la plus grande partie est située dans le territoire Mauritanien. Ce pays constitué d'un socle métamorphique et plutonique cristallophyllien est ceinturé au sud par la série sédimentaire du Hank et au nord par le bassin paléozoïque de Tindouf

Trois grandes époques de structuration de la dorsale Reguibat sont classiquement distinguées :

- Le socle ancien représenté par la série de Chegga et de ses équivalents mauritaniens, les séries de Hassi el Fogra du Sud Iguidi et du Ghallaman ;
- La seconde époque rapportée à l'orogénèse éburnéenne comprend deux cycles distincts. Le premier cycle correspond à la série Yetti et à son équivalent mauritanien, la série d'Aguelte Nebkha et aux granitoïdes du Yetti qui les traversent. Le second cycle correspond aux séries d'Akilet Deïlel et d'Oued Souss et de leurs équivalents mauritaniens probables que sont les séries

d'El Naam, d'Aïoun Abd el Malek et d'Imourène. Le plutonisme Aftout est associé à ce cycle. Après une période d'érosion, interrompue par des émissions acides du volcanisme Eglab, la série du Guelb el Hadid se met localement en place ;

- La troisième époque est représentée par des dépôts discordants de la série marine du Hank qui clos le précambrien de la dorsale Reguibat avant les dépôts glaciaires puis les sédiments paléozoïques des bassins de Taoudeni et de Tindouf.

I.2.3.1 la jointure Yetti-Eglab:

Il sépare deux bassins paléozoïques; le bassin de Tindouf au nord et le bassin de Taoudeni au sud. Il regroupe deux domaines structuraux distincts (Gevin, 1952, 1960; Buffière et al. 1966; Sabaté, 1973): le domaine de Yetti à l'ouest et le domaine des Eglab à l'est (Fig.5). Les données paléomagnétiques (Lefort et al. 2003), montrent que le Yetti d'une part et les Eglab d'autre part, ont été des entités géologiques séparées, avant qu'elles ne se réunissent vers 2Ga, engendrant ainsi la collision continentale Birrimienne.

Le massif des Eglab, situé au NE de la dorsale Reguibat, est affecté par trois épisodes majeurs (Sabaté et Lomax, 1975); le premier correspond à la restructuration du socle des formations Précambriennes inférieures (Gevin, 1951), le second à l'orogénèse éburnéenne (Buffière et al. 1966, Sabaté, 1973) et le troisième aux dépôts discordant de la série marine du Hank dont l'âge est voisin de 1 Ga (Bassot et al. 1963; Bertrand-Serfati et Moussine-Pouchkine, 1992). Avec le dépôt de cette série se termine le Précambrien de la Dorsale Reguibat, qui laisse place aux dépôts glaciaires puis aux sédiments paléozoïques des synclises de Taoudeni et de Tindouf (Caby, 1965).

Le massif des Eglab montre une évolution Eburnéenne spécifique comparable à celle connue dans la partie méridionale du craton ouest africain (WAC). Deux principales orogénèses sont reconnues dans le massif des Eglab. Le premier correspond principalement à l'activité magmatique d'âge 2,21 à 2,18 Ga, formant un batholithe composé de diverses suites orogéniques calco-alcalines juvéniles, compatibles avec la mise en place d'arc-insulaire, comme celui de la Sierra Nevada aux USA ou en Corse et en Sardaigne. Ces formations éburnéennes constituent un socle métamorphique regroupant des vieilles reliques (2,7 Ga) de croûte océaniques archéennes. La deuxième étape orogénique est caractérisée par des suites magmatiques de marge active mise en place et déformées vers 2,09 Ga. Ces suites magmatiques ont été traversées par un important volume de magma alcalin potassique post-orogénique, couvrant plus que la moitié de la surface du massif des Eglab. Ce magmatisme

potassique n'est pas très répandu dans le WAC méridional. En outre, le massif des Eglab est caractérisé par la présence de roches mafiques compatibles avec les domaines d'arc insulaire et le domaine de marge active. En revanche, les roches mafiques de la partie méridionale du craton ouest africain, montrent plutôt une affinité géodynamique avec les plateaux océaniques et/ou les arc-insulaires océaniques (Peucat et *al.* 2005).

I.2.3.2 aperçu tectonique global

Plusieurs phases tectoniques ont contribué à l'édification du bâti de la région. Elles se sont relayées selon Buffière et al. (1965), en cinq phases:

1- une phase tectonique Reguibat : C'est la phase reconnue comme la plus ancienne. Elle est orientée SW-NE, et est souvent reprise dans des phénomènes tectoniques ultérieurs et affecte des formations archéennes ou protérozoïques.

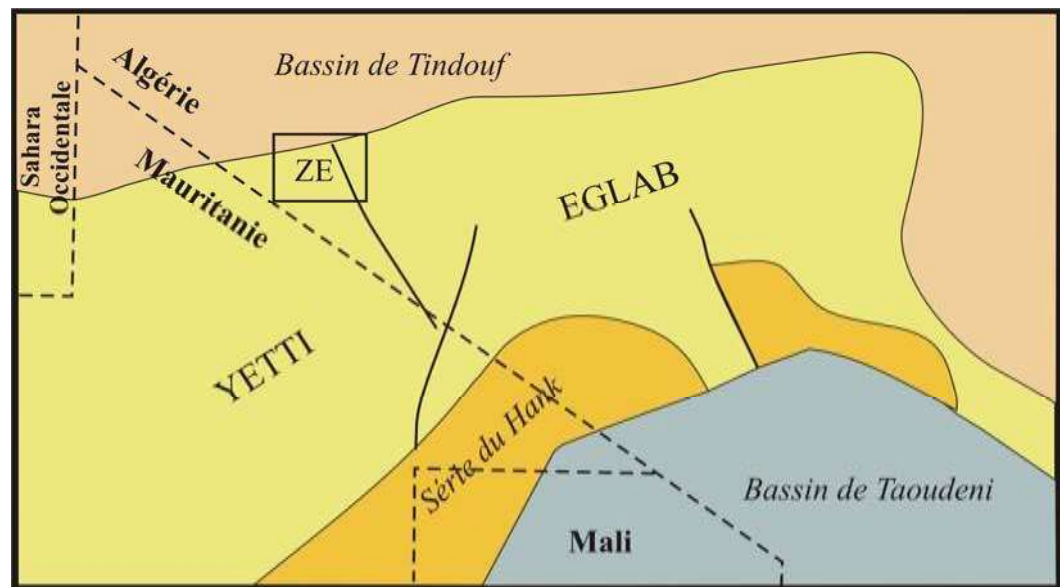


Fig. 5 : localisation géographique de la zone étudiée, ZE : zone étudiée, couverture sédimentaire : bassin de Tindouf ; bassin de Taoudeni ; série du Hank

2- une phase tectonique appelée Yetti succède à la phase Reguibat et elle se traduit par un système de fracture SSE-NNW déterminant la formation de deux unités principales de la dorsale : le massif de Yetti et le massif des Eglab.

3- une phase tectonique plus récente, postérieure au dépôt de la série du Guelb El Hadid, et qui constitue un système d'accidents sub- méridiens

4- la phase tectonique considéré comme la plus récente des événements liés aux plissements de la série du Hank à Chenachane et qui est représentée par des fractures de direction SSE-NNW, il est probable que cette tectonique soit responsable d'un nouveau rejeu de la phase dite de Yetti.

5- une phase tectonique postérieure au dépôt du dévonien précoce du bassin de Taoudenni qui est caractérisée par le rejeu des accidents précédents et qui provoque l'individualisation de nouvelles fractures de direction subméridienne ; elle est probablement antérieure au dépôt des grés du bassin du Tindouf.

Chapitre II

**Cadre géologique et approche tectonique des Eglab,
Géologie du complexe magmatique de Bled M'Dena**

II.1 Données géologiques de la partie orientale des Eglab

Cette région représente une partie de l'extrémité orientale de la dorsale, elle montre deux domaines distinctes : le domaine Yetti à l'ouest et le domaine Eglab à l'est (Fig.4), séparés par une zone de fractures appelé la Jointure Yetti Eglab (Sabaté, 1973).

II.1.1 la série du Yetti:

C'est une formation volcano-sédimentaire rythmique où s'intercalent des horizons quartziques et/ou alumineux fins dans des niveaux de tufs rhyolitiques et rhyodacitiques. Cette formation a subi deux phases de plissements affectées par des accidents cassants postérieurs et par le serrage dû à la mise en place des plutons granitiques (Sabaté 1972). Elle a été métamorphosée par un épisode d'intensité croissantes vers l'ouest jusqu'au granites de Bou Emeina. Cette série est traversée par des granitoïdes calco-alcalins et qui y induit un métamorphisme de contact de type Yetti (Sabaté, 1973). Ce granite présente trois faciès différents d'après Buffière et *al.*, 1965.

- Le granite à amphibole, qui donne naissance à des cornéennes feldspathiques avec développement de migmatites hétérogènes, associés à des aplites, pegmatites, granulites riches en tourmaline et muscovite.

- Le granite à biotite type Yetti, calco-alcalin, intrusif et discordant. Ce granite développe un métamorphisme de contact aux dépens de la série plissée du Yetti

- Le granite de Bou Emeina qui est lié aux migmatites de Bou Emeina. Ce granite présente deux faciès : l'un porphyroïde orienté et l'autre porphyroïde isotrope.

II.1.2 la série d'Akilet Deilel:

Elle a été individualisée par Sabaté en 1973, c'est une série qui occupe une dépression orientée SW-NE, elle est affleure au nord de Bled M'Dena (Fig.6). Elle est constituée de grès, de quartzites claires, d'arkose souvent grossiers, de conglomérats polygéniques à ciments argilo-volcanique. Des intercalations de roches volcaniques sont interstratifiées dans cette suite détritique. Cette série a été affecté part une tectonique tangentielle avec charriage vers l'ouest (Sabaté et *al.*, 1978) et elle développe un métamorphisme (Sabaté et *al.*, 1973).

II.1.3 la série de Oued Souss:

composé par des dépôts plissés volcano-détritiques et par des formations volcaniques et hypo volcaniques (Buffière et *al.*, 1965). Cette série présente des plis ensellés par un vaste bombement orienté approximativement selon une direction Est-ouest. Des accidents coulissants découpent cette formation en bandes allongées selon le NW-SE et montrent parfois le contact discordant entre cette série et son socle métamorphique de la série de Chegga (Sabaté, 1978).

Les granites d'Haïda, sont liés aux termes volcaniques et hypovolcaniques de la série de Oued Souss, ils sont antérieurs au pluton Aftout ; ce sont des granites à amphibole et des diorites.

II.1.4 la série de Chegga et son granite : elle est décrite la première fois par Gevin (1951), (in Bessoles, 1977), elle est composée de leptynites, d'amphibolites, des schistes amphiboliques et de migmatites leptynitiques (Buffière et *al.*, 1965) (in Bessoles 1977). Elle constitue le substratum des séries du Yetti et d'Akilet Deilel près de la jointure « Yetti-Eglab ».

L'équivalent de cette série correspondrait au groupe « Chenachane-Erg Chech » qui se situe à l'Est et Sud-est des Eglab, il est formé par : le groupe de Teggeur, Tilemsi, et celui de Draa El Gherb (Buffière et *al.*, 1965)

Les granites de Chegga sont syntectoniques et ont un âge de 1951 ± 50 Ma (Lassere et *al.*, 1970).

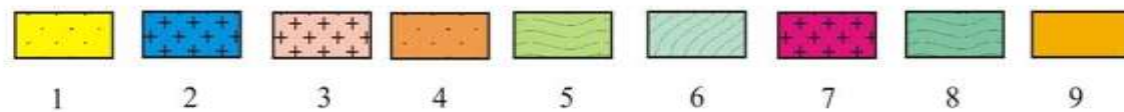
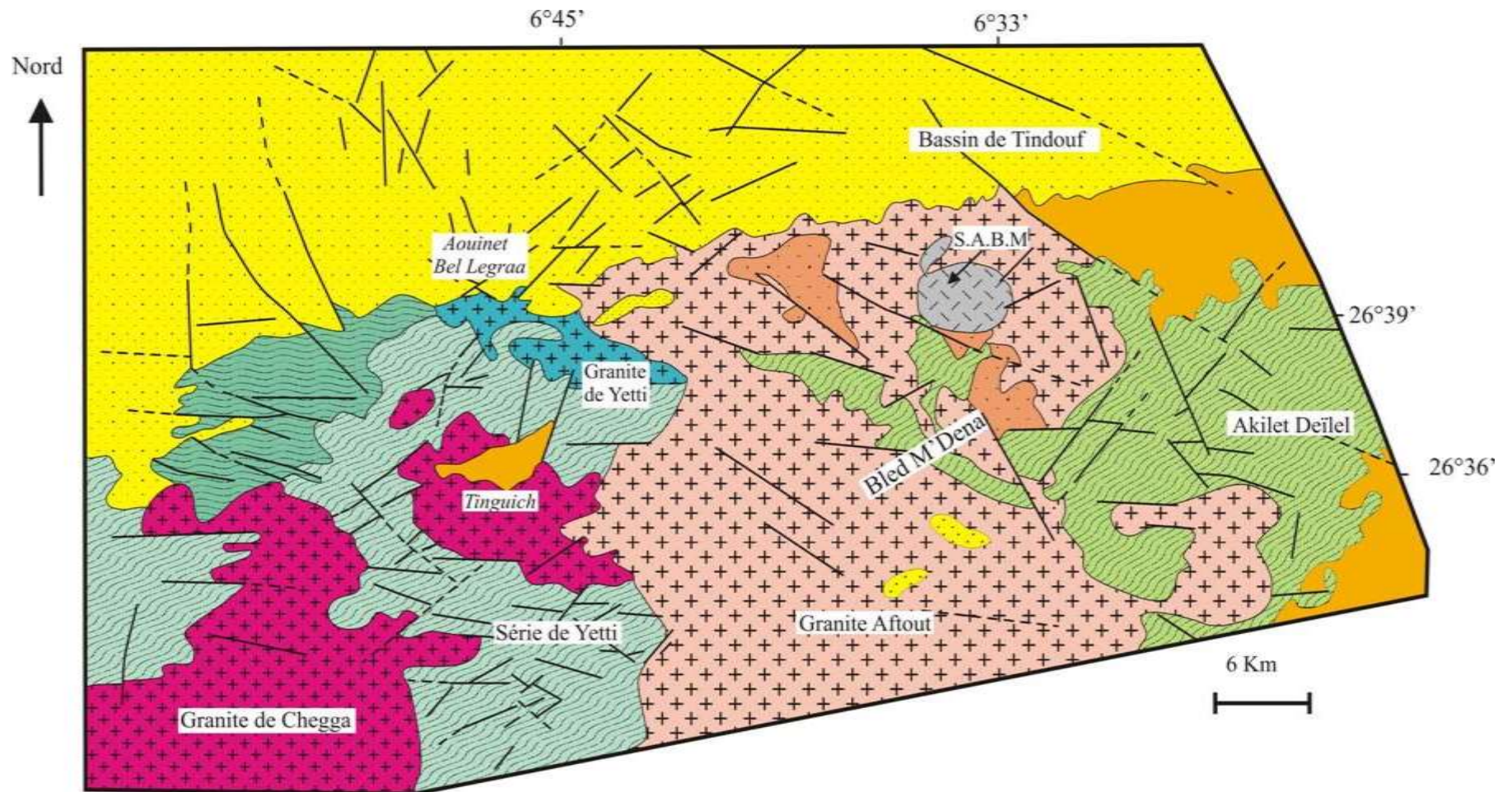
II.1.5 les granites d'Aftout:

Il est postérieur à la phase pllicative de la série de Oued Sous, il est caractérisé par plusieurs injections magmatiques successives :

1- un épisode basique (roches vertes) représenté par des diorites et des gabbros qui sont antérieurs au granite Aftout.

2- Les porphyres Aftout eux aussi antérieurs au granite Aftout et représentés par un microgranite noir et par un microgranite porphyrique.

3- Le volcanisme Aftout post- à syn-granite Aftout, caractérisé par des dacites et des andésites, suivi par des émissions plus acides (ignimbrites, rhyolites, brèches, pyroclastiques) cet ensemble a subi par la suite une tectonique cassante (Buffière et *al.*, 1965).



1: formation paléozoïque, 2: granite de yetti 3: granite aftout, 4: arkose de la série d' Akilet Deïlel ,
 5: séries volcano-sédimentaires métamorphisées d' Akilet Deïlel et d' Oued Souss, 6: série volcano-sédimentaire métamorphisée du Yetti,
 7: granite de Chegga, 8: série de Chegga, 9: formations hamadiennes; S.A.B.M.: Structure annulaire de BledM'Dena

Fig. 6 : schéma géologique de la partie septentrionale de la feuille de Aouinet Bel Lagrà à partir des images satellitales Alsat1

4- *Les granitoïdes d'Aftout* couvrent l'ensemble de la partie orientale des Eglab et s'étend à 60 km à l'Ouest de Chenachane ; il correspond à la phase la plus récente du plutonisme Eglab (Lassere et al., 1970). Ce dernier est composé par un granite (rose ou rouge), à diorites et à gabbros, (Lapadu-Hargues, 1947 ; Gevin et al, 1965).

II.1.6 Les intrusions basiques :

Ce sont des filons et petites intrusions tardives, de types sills ou laccolites qui affleurent en en filons de lamprophyres (Buffière et al., 1965), dolérites, aplites, ou basaltes de directions WNW-ESE (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 Reguibat.

- Les séries précambriennes de Yetti et d'Akilet Deilel sont traversées par des dykes doléritiques dont la direction varie N40 à N130, N160.

- 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 : le premier dit « groupe occidental » affleure dans la région de Bled M'Dena et Kehla, et le deuxième, appelé « groupe de la jointure » forme un alignement de petites plutons d'orientation méridienne sur le pourtour du batholite Aftout.

Un massif d'Eleibat Oueld Drisse au NW de Chegga (diorites à amphiboles), les gabbros dioritiques de Teggeur, les dolérites et microdiorites du groupe Draa El Guerb (Buffière et al, 1965).

II.1.7 la couverture infratillitique:

II.1.7.1 L'infratillitique inférieure

1- *le volcanisme terminal des Eglab* : Il correspond à l'ultime manifestation du plutonisme Aftout et présente les mêmes caractères que ce dernier. Il est représenté essentiellement par des rhyodacites, des rhyolites, des dacites et parfois des andésites ainsi que par des brèches et des tufs qui sont leurs associés. Il recoupe, le granite Aftout mais il peut également le remanié sous forme de brèche ou il peut aussi le recouvrir.

2- *la série de Guelb El Hadid* : c'est une série postérieure à la série de oued Souss, elle est affectée par des plissements de direction N-S, reconnue entre le méridien de Aouïnet Bel Legrâa et celui de Chenachane. C'est une série à sédimentation détritique grossière qui repose en discordance sur les termes antérieurs du cycle Eglab. Elle est située dans la partie inférieure

de la couverture infratillitique. Par opposition aux séries qui lui sont sous-jacentes, la série de Guelb El Hadid n'a subi que très modérément les méfaits de la tectonique plicative; Elle est subdivisée en deux épisodes à caractères épicontinentaux (Gevin, 1951):

a- Guelb El Hadid inférieur : comprend un ensemble gréseux, un complexe volcano-sédimentaire et des conglomérats de roches volcaniques d'Oued Souss,

b- Guelb El Hadid supérieur: discordant sur le précédent, il est représenté par deux faciès comprenant des grés grossiers feldspathiques et des grés roses conglomératiques à la base.

II.1.7.2 l'infratillitique supérieur

La série de Hank est discordante sur la série de Guelb El Hadid. Cette série marine débute par des dépôts gréseux et s'achève par des calcaires à stromatolites (Buffière et al., 1965). C'est avec cette dernière que prendra fin le Précambrien de la dorsale Reguibat au dessus duquel reposeront en discordance les dépôts glaciaires tillitiques issus des bassins paléozoïques de Tindouf et de Taoudenni (Gevin, 1973).

II.2 Données tectoniques de la région d'étude

II.2.1 méthode d'analyse

Une cartographie réalisée sur le support d'images satellitaires ALSAT1, (Fig. 6), fait ressortir les principales séries métamorphiques avec leurs plutons granitiques respectifs qui affleurent globalement dans la partie centrale et occidentale du secteur. La partie septentrionale est recouverte par une couverture sédimentaire paléozoïque.

Les données des images satellitaires que nous avons utilisées sont des données numériques ALAST1, datées du mois de juillet 2005. Le relevé systématique des linéaments nous a permis de dégager une fréquence très cohérente des directions linéamentaires.

Les linéaments, selon Chorowicz (1974), correspondent à des accidents ou de légères déformations alignées souvent sur des grandes distances. Quant à la nature de ces structures, Scanvic (1983), les répartit en deux classes. Une première classe d'objets quelconques et une deuxième classe d'objets géologiques. La classe des objets géologiques est assimilée à des accidents géologiques, elle correspond à des phénomènes cassants ou ductiles (failles, diaclases, plis, etc.) ou à des structures complexes (formée d'éléments composites de types linéaments pétrographiques, discontinuités géophysiques etc.).

La fréquence des linéaments et leur dispersion d'orientation nous amène souvent à les aborder selon plusieurs étapes:

- *pondération géologique des linéaments*: ou l'on ne retient que les linéaments dont la signification géologique est évidente (faille, escarpement, etc.); probable (réseau hydrographique, morphologie...) ou faible. Les autres (routes, pistes..) sont rejetés.

- *hiérarchisation des linéaments*: c'est la recherche d'une correspondance entre les linéaments et les accidents tectoniques vérifiés sur le terrain. Cette dernière est recherchée directement sur image à partir des critères connus tels que les rebroussements de couches au niveau du linéament.

- *individualisation de provinces géologiques homogènes*: elle est obtenue par la délimitation des systèmes cohérents de la fracturation à l'intérieur de chaque province,

- *interprétation compréhensive régionale*: une fois les différentes unités établies avec leur système cohérent de la fracturation, il peut subsister des directions de linéaments indépendantes qu'il faut interpréter. Cette interprétation doit établir les relations entre les failles et l'âge des unités affectées.

II.2.2 Analyse de la fracturation du secteur de Bled M'Dena

Dans cette partie du chapitre nous avons répertorié systématiquement tous les linéaments mis en évidence par imagerie satellitale (Fig. 7a). Ainsi nous avons comparé cette fracturation avec celle mise en évidence par les anciens auteurs qui ont travaillé dans cette région des Eglab.

Parallèlement aux techniques classiques de relevés et de traitement des données structurales en tectonique cassante, on peut, lorsque les conditions d'affleurement le permettent, analyser la fracturation d'un milieu à différentes échelles :

- échelle ponctuelle dans les stations de mesures où l'on comptabilise les discontinuités le long de profils de cheminement, donnant l'expression de l'intensité de la fracturation, de la distribution directionnelle, et de la maille élémentaire des joints de rupture appartenant à des familles distinctes ;

- à l'échelle régionale à partir de l'exploitation des clichés aériens ou d'images satellitales.

La synthèse de toutes ces données permet alors d'interpréter de façon rationnelle des champs de fractures mais uniquement en surface. Une extrapolation de cette organisation fissurale en profondeur est elle objective ? Le but recherché est de tenter de comprendre la structure interne du milieu fissuré.

Nous avons relevé systématiquement 379 linéaments (tableau 1), ces structures se regroupent en 7 directions majeures; N130 (la plus fréquente), N160, N00, N120, N60, N90 et N20. Les trois premières directions citées par Lefort, et *al.*, (1994), correspondent aux directions des filons doléritiques. Ces filons ont fait l'objet d'une étude magnétique dont les résultats seront intégrer dans le chapitre VII.

Afin de faire ressortir les spécificités tectoniques des différentes entités lithologiques de la région, nous regroupons les fractures selon les terrains qu'elles affectent.

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| A (350°-10°) | N00 | 23 | 6,1% |
| B (10°-30°) | N20 | 25 | 6,6% |
| C (30°-50°) | N40 | 26 | 6,9% |
| D (50°-70°) | N60 | 35 | 9,2% |
| E (70°-90°) | N80 | 63 | 16,6% |
| F (90°-110°) | N100 | 17 | 4,5% |
| G (110°-130°) | N120 | 74 | 19,5% |
| H (130°-150°) | N140 | 95 | 25,1% |
| I (150°-170°) | N160 | 21 | 5,5% |
| <i>Total</i> | | <i>379</i> | <i>100%</i> |

Tableau 1 : état récapitulatif des linéaments répertoriés dans le secteur d'étude

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| D (50°-70°) | N60 | 07 | 25% |
| E (70°-90°) | N80 | 01 | 3,6% |
| G (110°-130°) | N120 | 16 | 57,2% |
| H (130°-150°) | N140 | 02 | 7,1% |
| I (150°-170°) | N160 | 02 | 7,1% |
| <i>Total</i> | | 28 | 100% |

Tableau 2 : état récapitulatif des linéaments répertoriés dans la région de Bled M'Dena

Les comptages systématiques des fractures montrent une constance dans la prédominance des fractures N120, N140, N80, N160 et N40, dans le secteur cartographié. En revanche nous remarquons que la N120 n'affecte pas le pluton Aftout, ce constat milite pour une mise en place de ce granite postérieurement à cette phase tectonique.

En comptabilisant toutes les fractures qui apparaissent dans région de Bled M'Dena, (Tableau 2), on obtient vingt huit (28) fractures, distribuées préférentiellement selon deux directions privilégiées ; la N120, et la N60, (Fig. 7b A). En revanche dans le secteur d'Aouïnet Bel Legrâa, où affleurent en grande partie les formations paléozoïques du bassin de Tindouf, le nombre de fracture est beaucoup plus important (Tableau 3). Les fractures de direction N140 sont les plus fréquentes, suivies par les directions N120, N20 et N40, (Fig. 7b B).

Dans la série d'Akilet Deilel (Fig. 7b C), ce sont les fractures N80 qui présentent le taux de fréquence le plus élevé. Elles sont suivies par ordre de fréquence par les N100, N140 et les N120 et N60, (tableau 4). Cette série présente un empilement d'unités chevauchantes vers l'ouest (Sabaté, 1973)

Le pluton d'Aftout, daté de 1850 ± 100 Ma d'après Lasserre et *al.*, 1970 et Sabaté et *al.*, 1977), on constate donc l'absence des directions N160, N120 et N100 (tableau 5). Ce constat suggère la postériorité de la mise en place de ce granite par rapport à ces fractures. Les fractures cartographiables présentent les directions N80, N120, N40 et N20, (Fig. 7b D)

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| A (350°-10°) | N00 | 12 | 10% |
| B (10°-30°) | N20 | 16 | 13,2% |
| C (30°-50°) | N40 | 14 | 11,6% |
| D (50°-70°) | N60 | 07 | 5,8% |
| E (70°-90°) | N80 | 11 | 9,1% |
| F (90°-110°) | N100 | 01 | 0,8% |
| G (110°-130°) | N120 | 22 | 18,2% |
| H (130°-150°) | N140 | 28 | 23,1% |
| I (150°-170°) | N160 | 10 | 8,2% |
| <i>Total</i> | | <i>121</i> | <i>100%</i> |

Tableau 3: état récapitulatif des linéaments répertoriés dans la région de Aouïet
Bel Legrâa

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| A (350°-10°) | N00 | 02 | 5,7% |
| B (10°-30°) | N20 | 03 | 8,7% |
| D (50°-70°) | N60 | 05 | 14,3% |
| E (70°-90°) | N80 | 11 | 31,4% |
| F (90°-110°) | N100 | 05 | 14,3% |
| G (110°-130°) | N120 | 04 | 11,4% |
| H (130°-150°) | N140 | 05 | 14,2% |
| <i>Total</i> | | <i>35</i> | <i>100%</i> |

Tableau 4: état récapitulatif des linéaments répertoriés dans la série d'Akilet Deïel

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| A (350°-10°) | N00 | 01 | 3,0% |
| B (10°-30°) | N20 | 05 | 15,2% |
| C (30-50°) | N40 | 05 | 15,2% |
| D (50°-70°) | N60 | 03 | 9,1% |
| E (70°-90°) | N80 | 11 | 33,3% |
| H (130°-150°) | N140 | 08 | 24,2% |
| <i>Total</i> | | 33 | 100% |

Tableau 5 : état récapitulatif des linéaments répertoriés dans le granite d'Aftout

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| A (350°-10°) | N00 | 07 | 4,9% |
| B (10°-30°) | N20 | 02 | 1,4% |
| C (30°-50°) | N40 | 02 | 1,4% |
| D (50°-70°) | N60 | 06 | 4,2% |
| E (70°-90°) | N80 | 24 | 16,9% |
| F (90°-110°) | N100 | 09 | 6,3% |
| G (110°-130°) | N120 | 46 | 32,4% |
| H (130°-150°) | N140 | 36 | 25,4% |
| I (150°-170°) | N160 | 10 | 7,1% |
| <i>Total</i> | | 142 | 100% |

Tableau 6 : état récapitulatif des linéaments répertoriés dans la série de Yetti

| <i>Classes de direction</i> | <i>Famille de direction</i> | <i>Nombre de direction</i> | <i>Pourcentage</i> |
|-----------------------------|-----------------------------|----------------------------|--------------------|
| D (50°-70°) | N60 | 02 | 28,6% |
| G (110°-130°) | N120 | 04 | 57,1% |
| H (130°-150°) | N140 | 01 | 14,3% |
| <i>Total</i> | | <i>07</i> | <i>100%</i> |

Tableau 7 : état récapitulatif des linéaments répertoriés dans la structure annulaire de Bled M'Dena

Enfin dans la partie occidentale du secteur étudié, affleure la série Yetti. C'est la formation la plus ancienne du secteur. Elle est affectée par 142 linéaments (tableau 6) agencés selon les directions N120, N140 et N80 (Fig. 7bE).

Cette série est affectée par deux phases de plissement (Sabaté, 1972), les plis de la phase 2 sont des plis droits, parfois en chevrons, et localement légèrement déjetés, soit vers l'ouest soit vers l'Est. Ces structures sont axées d'une manière homogène autour de la direction N150. Les plis de la phase 1, sont des plis isoclinaux dont les flancs parallèles épousent les plis de la phase 1. Ils sont difficilement cartographiables, ils apparaissent en divers points montrant une suite de plis couchés alignés sur une direction N150. les directions de plissements sont antérieurs à un système d'accidents lui-même recoupés par des intrusions de granitoïdes (granites, monzogranites, granodiorites et tonalites datés à 2 Ga (Lasserre et *al.*, 1970)

Le secteur de Aouïnet Bel Legrâa, situé entre les terrains paléozoïques du bassin de Tindouf et la partie septentrionale du massif des Eglab, présente une fracturation assez dense, où les fractures N140 et N120 sont prédominantes. Néanmoins, nous avons relevé d'autres familles de fractures (N00, N20, N40, N60, N80 et N160) dont la fréquence est moins importante. Aucune chronologie relative de la fracturation ne peut donc être dressée vu la longue histoire riche en évènements géologiques, où les fractures rejouent au cours de différentes phases tectoniques.

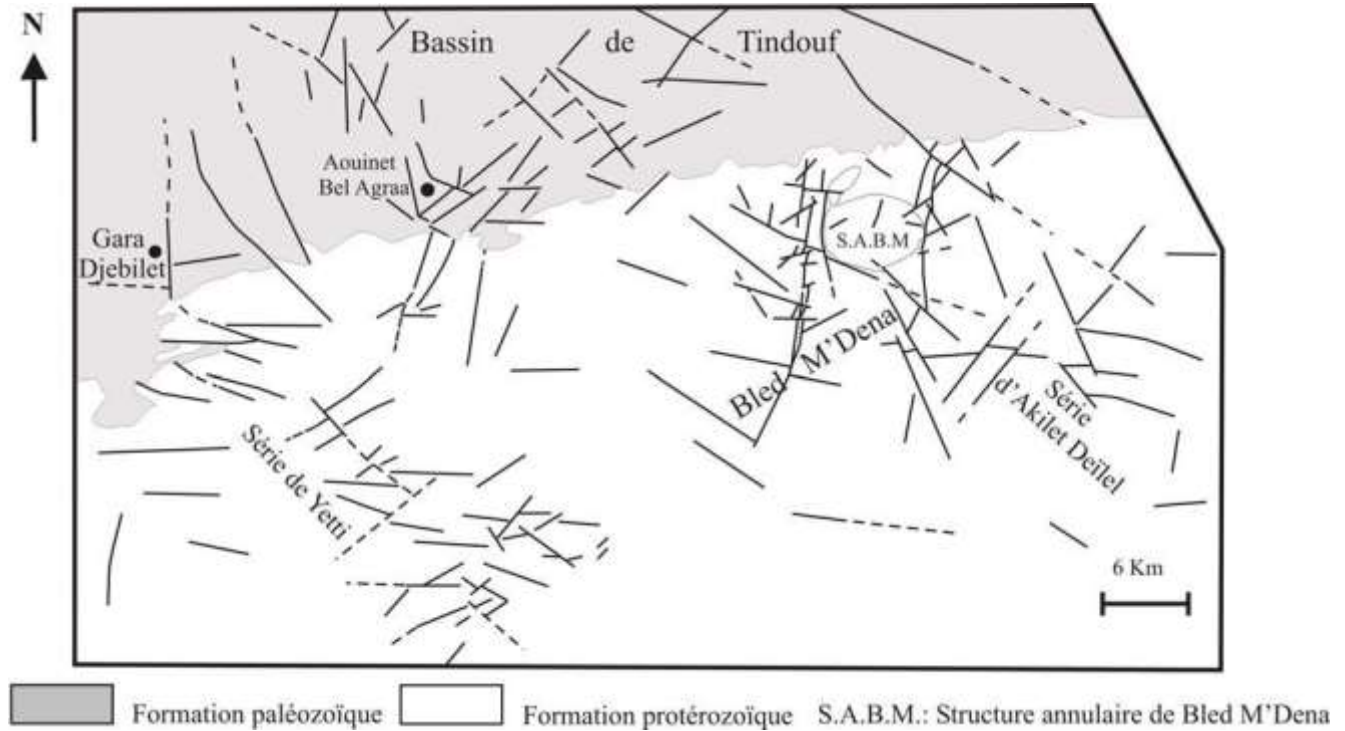


Fig. 7a : Schéma structural, établi à partir de l'image satellitales de ALSAT1, de la partie septentrionale de la feuille (1/2000000) de Aouinet Bel Lagrâ. La fracturation est fréquente dans les formations paléozoïques en gris et dans les séries métamorphiques (série d'Akilet Deïel et série de Yetti). la structure annulaire de Bled M'Dena (S.A.B.M.) est contrôlée par un réseau de fractures orientés globalement NNE-SSW.

II.3 aperçu tectonique de la structure de Bled M'Dena

La structure annulaire de Bled M'Dena, se localise à l'ouest de la jointure Yetti-Eglab. C'est une structure annulaire, presque parfaite d'environ 6 km de diamètre. Cette forme est probablement un indice de sa mise en place dans un milieu plastique, comme l'a suggéré P. Bonin (2003).

La structure annulaire de Bled M'Dena est située aux coordonnées 6°33' et 26°38', C'est un complexe magmatique qui recoupe le pluton d'Aftout. Il est limité au sud par un affleurement sédimentaire à prédominance arkosique, appartenant à la série d'Akilet Deïel (Fig.9).

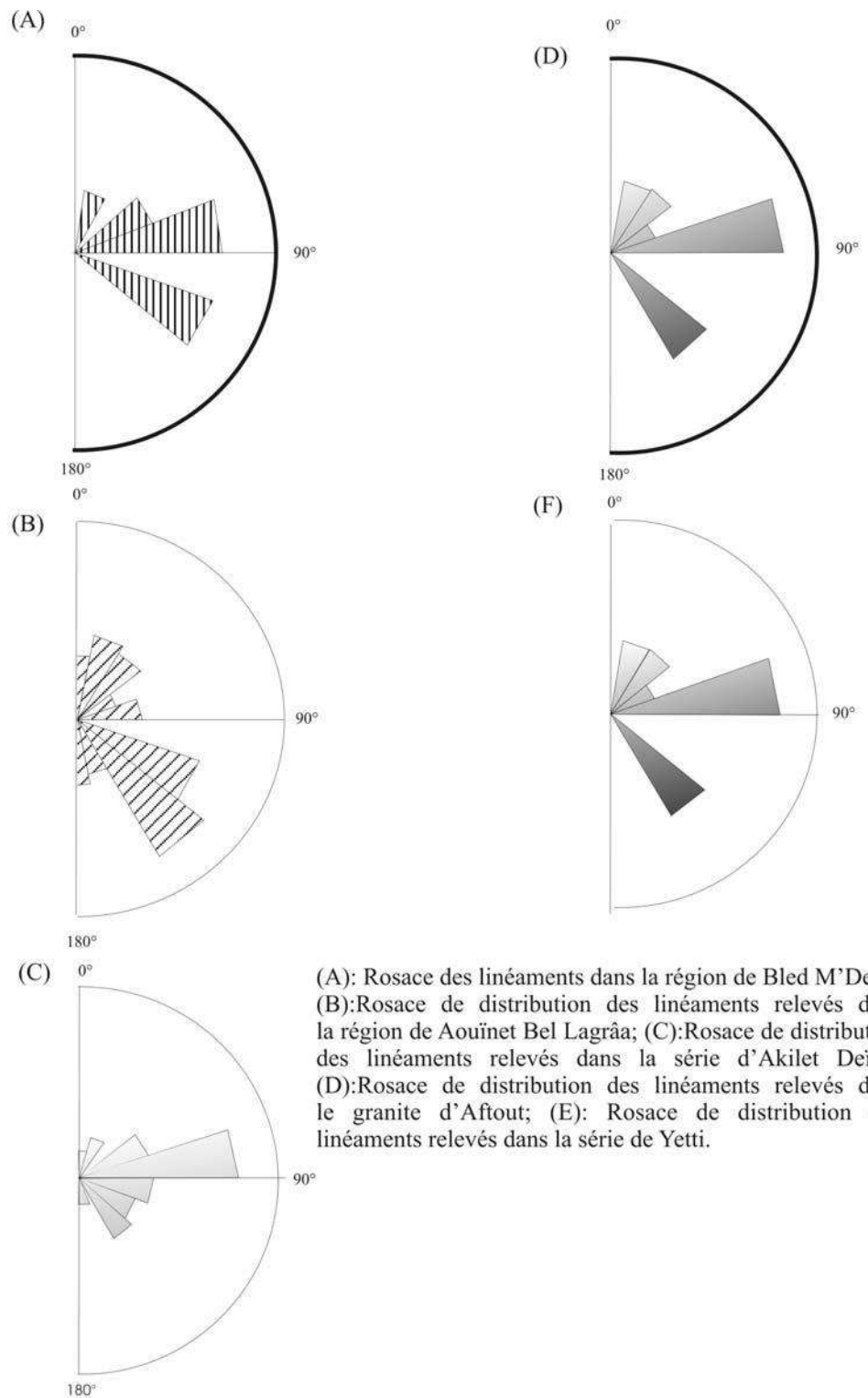


Fig. 7b : rosaces de fracturations dans les formations géologiques affleurant à l'ouest de Erg Iguidi, nous avons effectué ces mesures en essayant de voir les évolutions de la fracturation dans les différentes stations de mesures dans la région de Bled M'Dena et dans la série de Yetti.

Cette structure est coincée entre deux accidents subméridiens, probablement responsable de sa mise en place (Fig. 8). Elle est lardée par un réseau de faille et de filons orientés globalement selon trois directions, N120, N60 et N140.

La cartographie à été réalisée, malgré les conditions d'affleurement très difficiles dues au recouvrement par le sable, selon des coupes médianes. Ces investigations de terrains nous ont permis de mettre en évidence des roches plutoniques mises en place en anneaux concentriques recoupés par des roches volcaniques. Ces dernières sont localisées surtout dans la bordure et au centre de la structure, présentant des coulées importantes (basaltes, andésites et dacites). Les filons rhyolitiques sont fréquents dans la partie centrale de la structure (Fig. 9). Les volcanites du complexe magmatique de Bled M'Dena, sont essentiellement des roches de nature intermédiaire et acide. Quelques coulées basaltiques affleurent dans la limite occidentale et au centre du complexe magmatique.

Nous avons cartographié plusieurs anneaux concentriques, dont l'étude pétrographique sera détaillée dans le chapitre III, le plus externe est composé par des gabbros dont les affleurements sont limités au secteur sud-est de la structure. Un affleurement de syénite limité au secteur sud-ouest, faisant probablement partie d'un deuxième anneau. Un troisième anneau plus complet composé par des monzodiorites affleurant sur toute la circonférence de la structure, il entoure un important volume de granodiorite à amphibole qui évolue au centre en granodiorite à biotite.

Dans les chapitres qui suivent nous allons tenter de répondre à trois questions essentielles :

- *quelle est la nature pétrographique et géochimique des roches de ce complexe magmatique ?*

- *quel est l'origine et le mode de mise en place des différents épisodes magmatiques et leurs relations avec le cadre orogénique de la région à cette période ?*

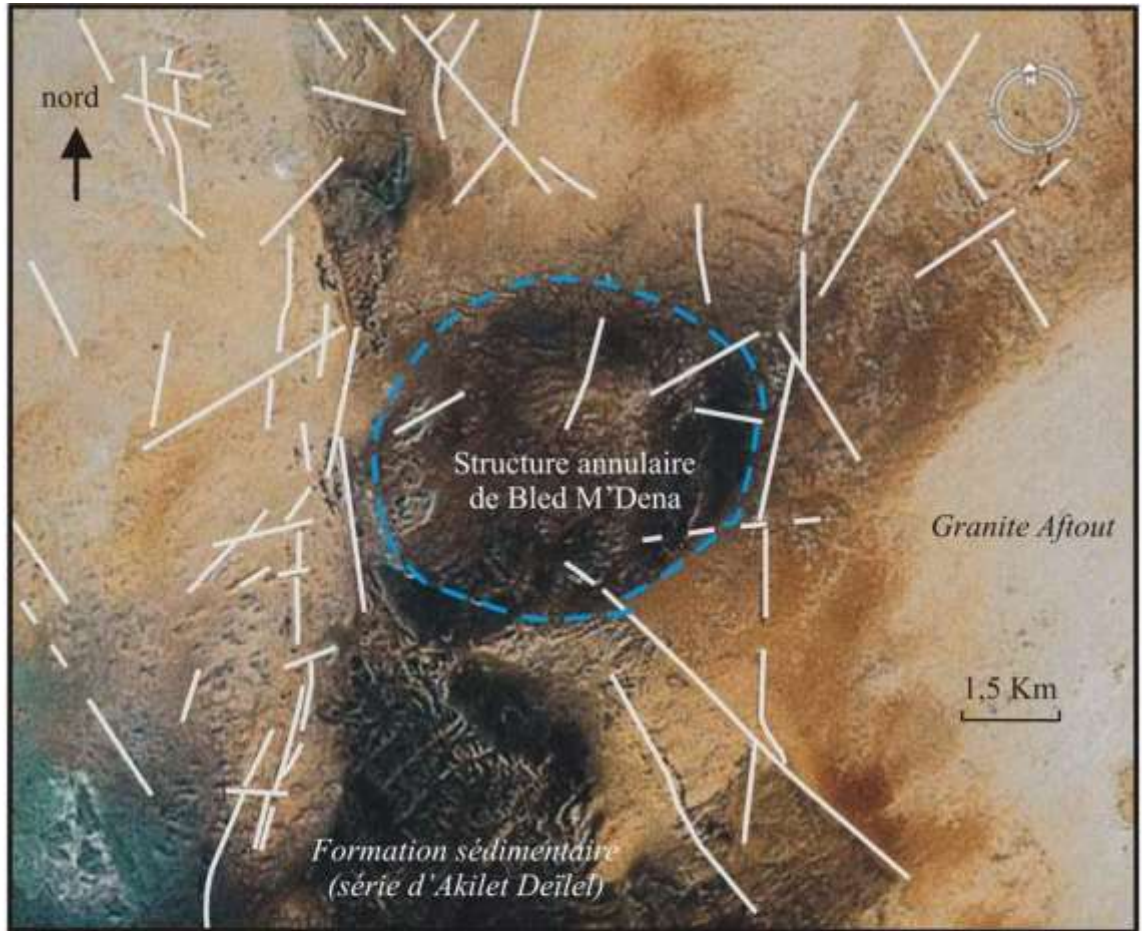


Fig. 8 : schéma de la fracturation de la structure de Bled M'Dena et de sa formation encaissante (dessin effectué sur un fond de photo satellitales)

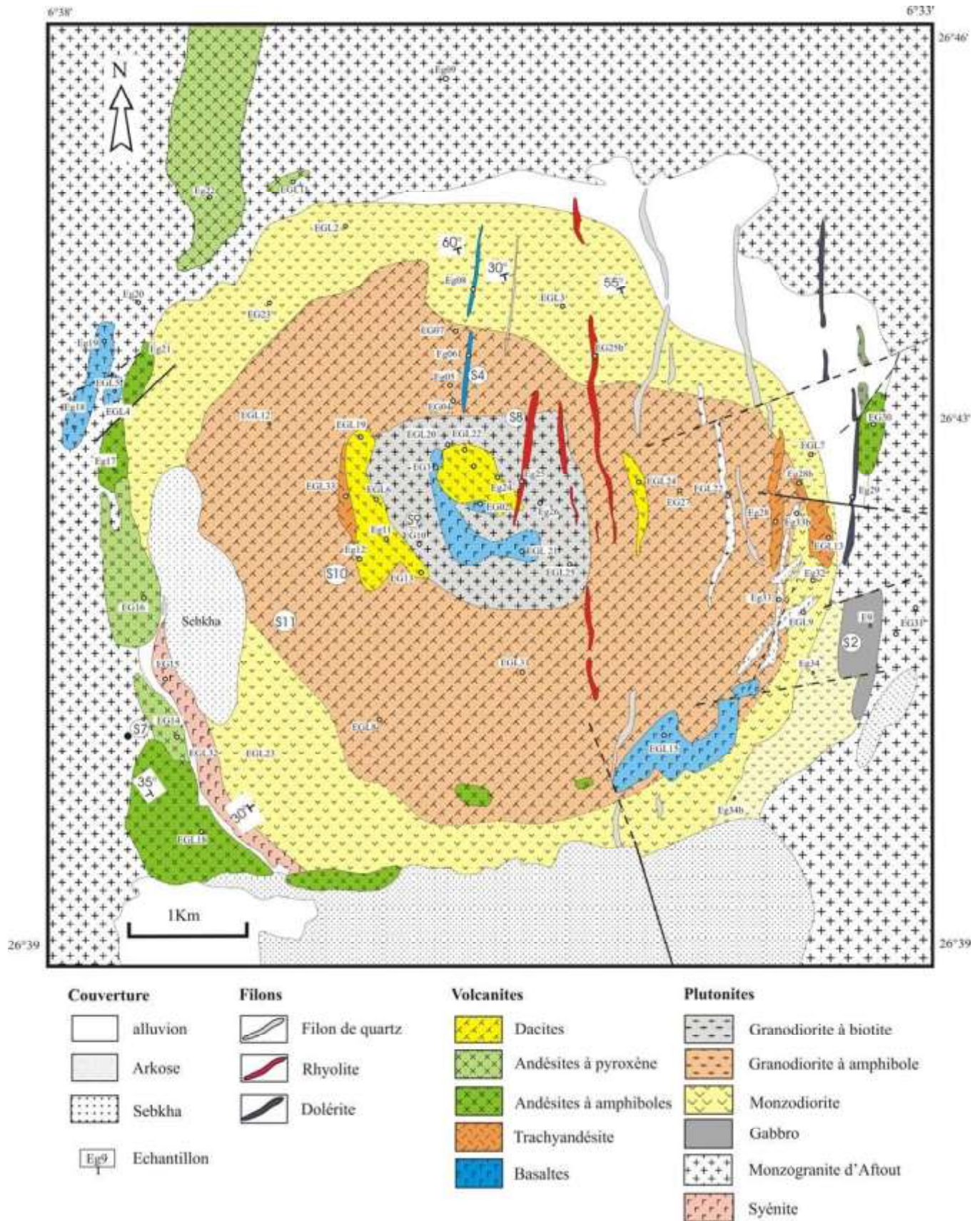


Fig. 9 : schéma géologique de la structure de Bled M'Dena

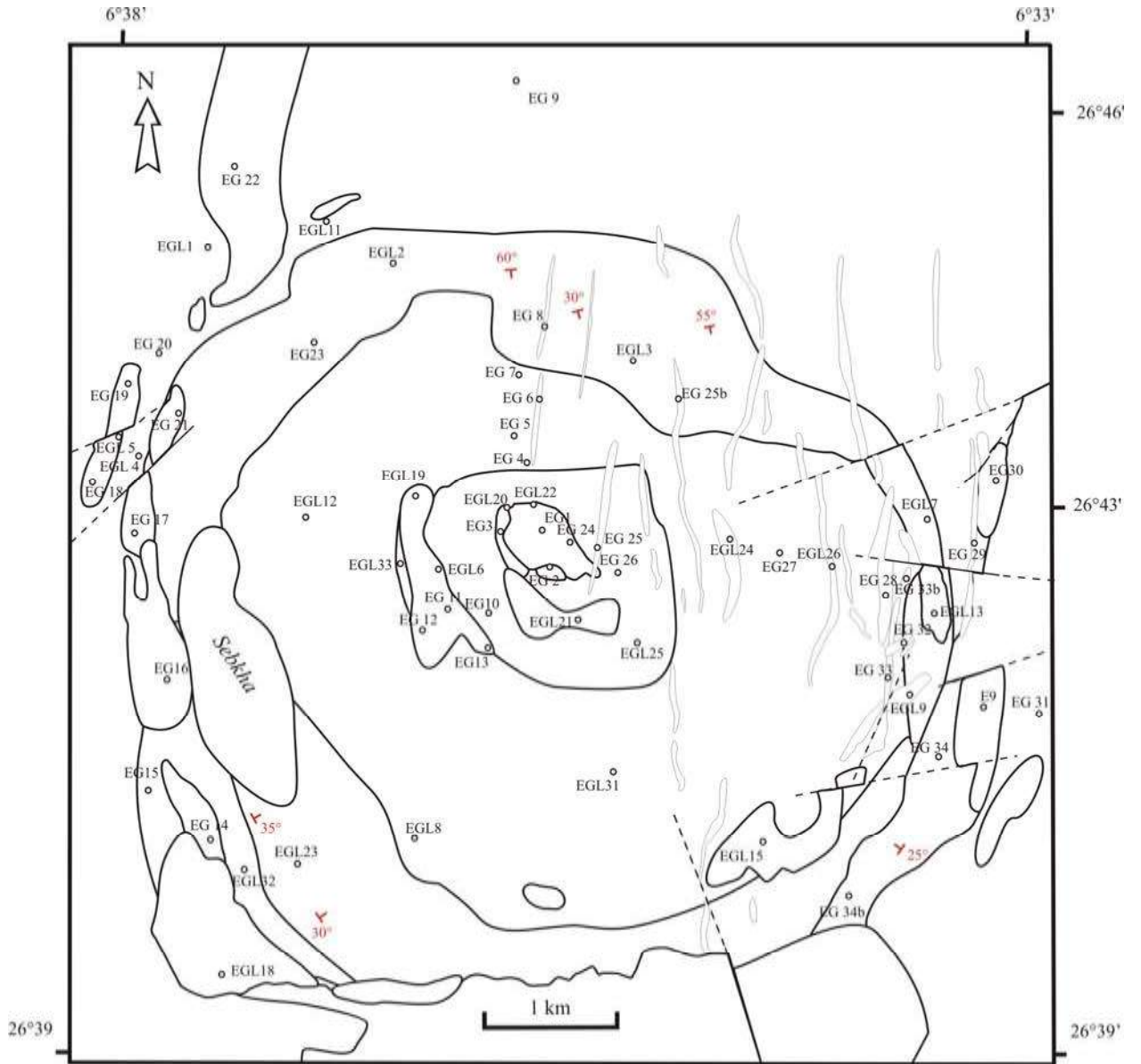


Fig.10 : carte d'échantillonnage de la structure de Bled M'Dena

Chapitre III

**Pétrographie et Minéralogie
des roches magmatiques**

**Pétrographie et minéralogie
des roches volcaniques**

III.1 Introduction

Le complexe de Bled M'Dena est caractérisé par cinq unités magmatiques principales à disposition concentrique. Il est de forme circulaire, avec un diamètre de 6 km. L'ensablement couvre une grande superficie, néanmoins de timides reliefs sur la périphérie et au centre du complexe rompt la monotonie de cet ensablement. Des associations de roches acides, intermédiaires et basiques, s'observent aisément. Le massif est composé par des granodiorites, des monzodiorites quartziques, de syénite au sud-ouest et des gabbros au sud-est forment la partie la plus externe de la structure. Ces faciès sont recoupés par des roches volcaniques évoluant des basaltes aux rhyolites en passant par des andésites, trachyandésites et des dacites. Toutefois le volume des faciès intermédiaires est plus important que le volume des roches basiques et acides (Fig. 9). Dans cette première partie de ce chapitre nous allons préciser la nature pétrographique de ces volcanites.

III.2 Pétrographie des volcanites de la structure annulaire de Bled M'Dena

Les roches volcaniques affleurant au sein de la structure circulaire de Bled M'Dena, sont moins abondantes que les roches grenues, mais apparaissent intimement liées aux roches plutoniques notamment en présentant deux grands types de gisements :

1- des coulées andésitiques affleurant essentiellement dans la bordure, formant de discrètes collines discontinues traçant ainsi la limite de la structure, et des lambeaux de coulées basaltiques (planche I photo B) et dacitiques au centre formant un monticule de quelques mètres de hauteur.

2- des filons de rhyolites et de trachyandésites, qui se concentrent essentiellement dans la partie centrale et orientale de la structure. Leur extension horizontale (longitudinale) est parfois difficile à estimer. Les filons rhyolitiques sont caractérisés par un débit parallèle aux épontes (planches I, photo A), et sont très altérés.

Les échantillons ont été prélevés sur les affleurements les mieux préservés de la tectonique et de l'altération qui affecte les faciès à des degrés différents. Cette altération est détectée par la présence d'une association minéralogique à chlorite, séricite et quartz.

Nous avons mis en évidence cinq faciès volcaniques différents.

III.2.1 Les basaltes

Au sein du complexe magmatique de Bled M'Dena, les basaltes et les basaltes andésitiques sont les seuls termes mafiques, ils représentent un volume assez restreint. Ils affleurent à l'ouest de la structure (Fig. 9), sous forme de lambeaux de coulées qui s'étendent sur environ 300 mètres (planche I, photo B) et au centre de la structure (planche I, photo C) où deux coulées s'étalent l'une vers le sud sur environ 700 mètres et l'autre vers l'ouest sur environ 500 mètres. Cette roche est massive, de couleur vert foncé et on y décèle des phénocristaux millimétriques, de pyroxènes.

L'étude microscopique révèle une texture microlitique porphyrique ; les phénocristaux sont formés essentiellement de clinopyroxènes et de plagioclases.

La mésostase est constituée de microcristaux de clinopyroxène, plus rarement d'orthopyroxène, de plagioclase et de minéraux ferro-titanés, le tout baigne dans une verre totalement recristallisée (Planche II, Photo A et B).

Le clinopyroxène, est une augite, dont l'abondance est de 20% ; il se représente sous forme de phénocristaux automorphes, dont la taille varie entre 2,5 et 4 mm, regroupés parfois en amas polycristallins. Le clinopyroxène est jaunâtre et très faiblement pléochroïque. Il est moyennement altéré en chlorite et/ou en calcite, renferment souvent des titanomagnétites en inclusions (planche III, photo A).

L'orthopyroxène ne représente que 3% du volume totale de la roche. Il est représenté par des cristaux (0.5 à 1mm) automorphes, riches en inclusions de titanomagnétites.

planches I



photo A: filon rhyolitique, orienté N30 et affecté par un débit schisteux parallèle aux épontes.



photo B: lambeaux de coulée basaltique EG18, affleurant à l'extrémité ouest de la structure annulaire de Bled M'Dena



photo C: basalte (coulée EG3) d'aspect bréchiqque, affleurant au centre de la structure annulaire de Bled M'Dena

Le plagioclase est un labrador, il très peu abondant parmi les phénocristaux (3%), mais il constitue cependant la phase minérale dominante de la mésostase dans laquelle il apparaît en petites sections prismatiques subautomorphes (< 0,4 mm). Parfois il est déstabilisé en épidote et chlorite. Les phénocristaux renferment par ailleurs des microcristaux automorphes parfois subautomorphes de titanomagnétite et des sulfures.

Les minéraux opaques essentiellement (de la magnétite et la titanomagnétite), apparaissent sous forme de petits grains sub-arrondis pouvant atteindre 0,5 mm de diamètre. Ils sont soit dispersés dans la mésostase, soit inclus dans les clinopyroxènes, les orthopyroxènes et les plagioclases. Les minéraux opaques constituent deux générations distinctes : l'une précoce et formant les inclusions dans les silicates, l'autre plus tardive, xénomorphe (sulfures), aurait très probablement cristallisé en même temps que les microcristaux de la mésostase.

La mésostase est essentiellement microcristalline, le verre ayant complètement recristallisé forme 73% du volume total de la roche. Elle est formée principalement de microlites de plagioclase, de rares microcristaux de quartz et de minuscules grains d'opaqes, ne dépassant pas 0,2mm et d'une association d'épidote et mica blanc.

Selon les relations mutuelles entre les phases constitutives des basaltes, l'ordre de cristallisation peut être reconstitué comme suit :

titanomagnétite □ *Opx* □ *Cpx* □ *plagio 1* □ *plagio 2* □ *sulfures*

III.2.2. les basaltes andésitiques

Les basaltes andésitiques présentent deux faciès différents. Le premier est représenté par une coulée orienté N35, située à l'extrême ouest de la structure, c'est un affleurement étendu sur 400 mètres, où la roche présente des phénocristaux de pyroxène baignant dans une matrice grisâtre. Le deuxième faciès est situé sur la bordure est et sud-est de la structure (Fig.8), ce sont des coulées étendues respectivement sur 1,5km et 800 mètres, formant un petit relief de quelques mètres de hauteur. Sur la patine on peut reconnaître des phénocristaux de ferromagnésiens (pyroxènes) et de feldspaths.

III.2.2.1 basalte andésitique à orthopyroxène

C'est une coulée qui affleure uniquement dans la limite Est de la structure. Elle s'étale sur environ 600 mètres sur 200 mètres de largeur. La texture est microlitique porphyrique (planche IV photo A), les phénocristaux sont représentés par des orthopyroxènes. Leur taille, assez homogène, est comprise entre 1 et 2,5 mm. Les phénocristaux sont automorphes, craquelés et ils présentent 40 % du volume total de la roche. Ils sont caractérisés par une biréfringence très peu élevée et une altération qui touche environ 10% des phénocristaux. La transformation des orthopyroxènes en antigorite est très limitée (planche IV photo B). Les petites plages de couleur jaune verdâtre, sont légèrement pléochroïques et elles montrent des teintes jaune orangée de la fin du premier ordre.

Le verre est totalement recristallisé, les microcristaux de quartz et quelques fines microlites de plagioclases sont difficilement décelables dans la matrice.

III.2.2.2 basalte andésitique à clinopyroxène

La texture est microlitique porphyrique, le pourcentage (30%) des phénocristaux est moins important que celui de la coulée EG30. Les phénocristaux formés par des clinopyroxènes et des plagioclases sont plus variés que ceux de la coulée EG 30 composés exclusivement d'orthopyroxène. La mésostase (70%) est surtout caractérisée par une recristallisation assez importante.

Le clinopyroxène représenté par l'augite, est présent dans cette coulée avec une proportion de 10% de la composition de la roche. Ce sont des cristaux automorphes (1,5 à 3mm) qui ont souvent gardés les traces de leurs macles h₁, malgré une assez importante néoformation de chlorite et de calcite. Ils englobent souvent, comme inclusions, des minéraux opaques et des apatites.

Le plagioclase est le minéral principal de la roche (27% du volume totale des phénocristaux), c'est une andésine, représentée par des cristaux automorphes de 0,5 à 6mm de long, souvent zonés. La néoformation de chlorite et d'albite est bien visible au cœur du minéral, parfois, le minéral est totalement pseudomorphosé en une association de microcristaux d'épidote, calcite et quartz. En inclusion, l'apatite est facilement décelables par ses caractéristiques optiques et ses dimensions (0,1 à 0,2 mm), il en est de même des titanomagnétites et des magnétites (planche III photo C).

Les minéraux opaques souvent xénomorphes, représente 1,5% de la roche. Leur taille est inférieure à 2mm.

La mésostase est formée essentiellement de microlites de plagioclases, de minéraux opaques et de quartz, associés à des minéraux d'altération (épidote et chlorite).

III.2.3 les trachyandésites

Elle affleure en deux endroit différents ; au centre sous forme de lambeaux de coulée et dans la partie orientale de la structure sous forme de dyke orienté N30. Le dyke a une étendue de 800 mètres de long sur 200 mètres de large. Le lambeau de coulée situé juste au contact avec l'affleurement de la coulée dacitique ne permet pas d'estimer aisément son volume. La roche est de couleur grise, elle se distingue des andésites par une proportion plus faible en phénocristaux d'amphibole et de plagioclase.

L'examen microscopique révèle une texture felsitique où le verre volcanique est complètement recristallisé en microcristaux de plagioclase et de quartz. La mésostase renferme des phénocristaux de plagioclase, de feldspath alcalin, de biotite, de quartz, d'apatite et de minéraux opaques.

Le plagioclase est représenté par des prismes automorphes dont la taille varie entre 0,3 et 3mm. Il est représenté par de l'oligoclase et de l'andésine. Il représente 30% du volume totale des phénocristaux, il est très damouritisé et présente une association microcristalline à damourite, épidote et albite. Le plagioclase apparaît aussi en microlites de 0,5 mm, constituant la phase majeure de la mésostase. Les inclusions de titanomagnétites, sont assez fréquentes.

Le feldspath alcalin essentiellement de l'orthose est généralement automorphe parfois subautomorphes sa taille ne dépasse pas 2mm. Il représente 5% du volume total des phénocristaux. L'altération du minéral souvent en calcite, est très visible dans les différentes sections minérales, où les inclusions de titanomagnétite (planche III, photo B) sont assez fréquentes.

L'amphibole, uniquement présente dans la coulée EGL15, est représentée par des phénocristaux (0,3-1 mm) d'hornblende verte assez chloritisée, riche en inclusions de titanomagnétite (planche III, photo D). Elle constitue 1,5% du volume de la roche.

La biotite est assez abondante (10%). Elle se présente en cristaux automorphes (1,8-3 mm). Elle montre un très fort pléochroïsme, de brun foncé à marron clair. Elle présente des sections relativement fraîches. Parfois elle est déstabilisée en chlorite et montre des inclusions de titanomagnétite.

Le quartz forme 3% du volume total de la roche, Il se présente en cristaux subautomorphes à xénomorphes (0,5-1mm). Les microcristaux de quartz s'associent assez souvent avec les microlites du plagioclase formant des agrégats polycristallins dans la mésostase.

planche II

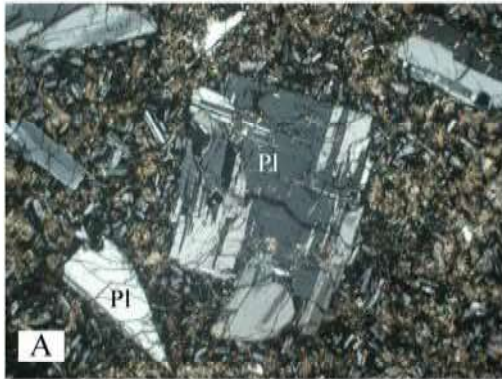


Photo A: phénocristaux de plagioclases inclus dans une mésostase microlitique, dans la coulée basaltique EG3 (X 25 LPA)

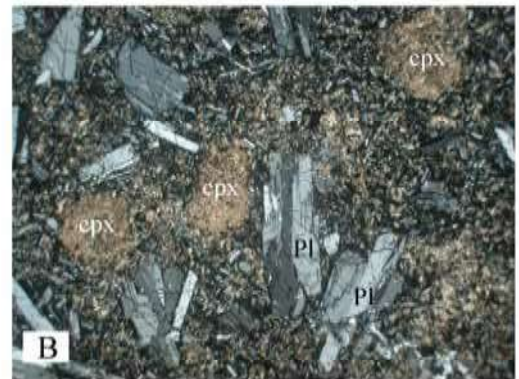


Photo B: phénocristaux de plagioclases et de Cpx totalement pseudomorphosé en calcite dans la coulée basaltique EG3 (X 25 LPA)

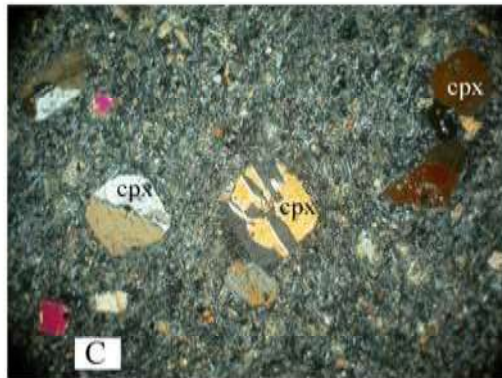


photo C: texture microlitique porphyrique, de la coulée EG18 (basalte andésitique), les cpx souvent maclés baignent dans une mésostase plus fine que la coulée EG3 (X 25 LPA)



photo D: texture microlitique porphyrique de la coulée EGL5 (basalte), X 25 LPA

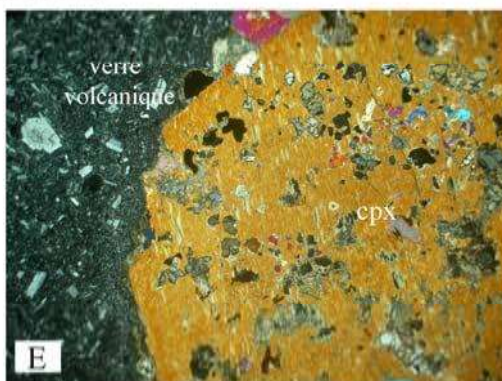


photo E: phénocristal de cpx, poecillitique dans la coulée basaltique EG19, la partie grise de la photo montre des microlites de plagioclases baignant dans un verre volcanique (X 25 LPA)

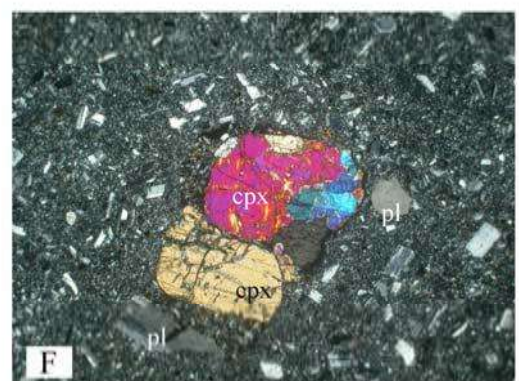


photo F: texture microlitique porphyrique du basalte (EG19) les phénocristaux sont souvent groupés en amas, ils sont plus importants que les plagiocalses qui commencent à prendre du volume par rapport aux coulées EGL5 et EG19 (X 25 LPA)

planche III

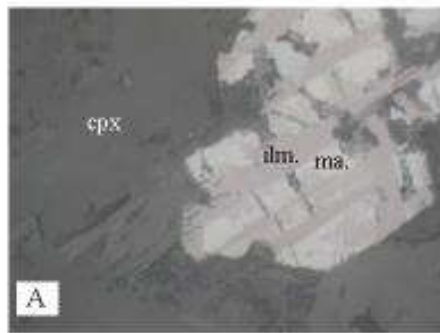


Photo A: titanomagnétite (coulée basaltique EG18) en inclusions dans un cpx, elle est caractérisée par des veines d'ilménites (en rose), traversant de la magnétite (en blanc), lumière réfléchie X500

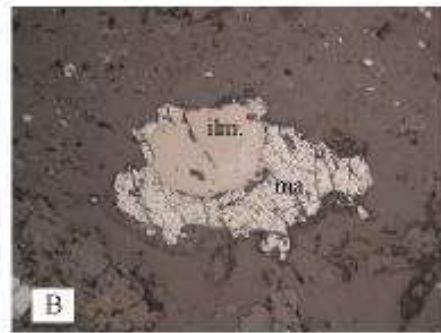


Photo B : association d'une ilménite (en rose) et d'une magnétite (en blanc) dans la coulée trachyandésitique EG28, lumière réfléchie X200

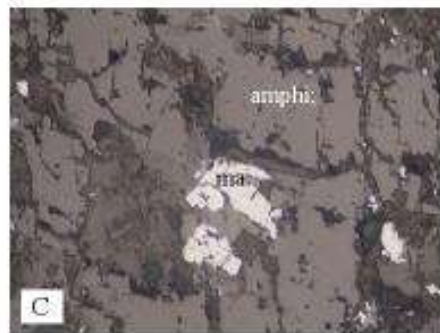


Photo C: une magnétite en inclusion dans une amphibole, coulée andésitique EG16, lumière réfléchie X500

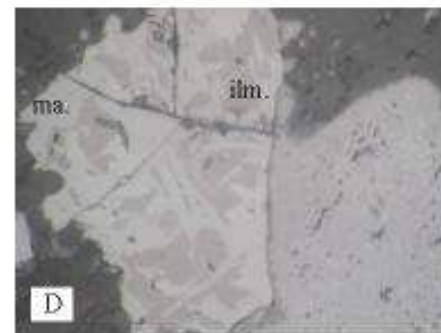


Photo D: association d'ilménite (en rose) et de magnétite (en blanc) en inclusion dans une amphibole, dans la coulée trachyandésitique EGL15, lumière réfléchie X500

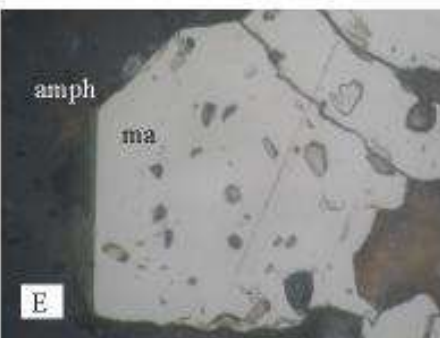


Photo E: inclusion d'une magnétite dans une amphibole, coulée dacitique EGL24, lumière réfléchie X500

planche IV

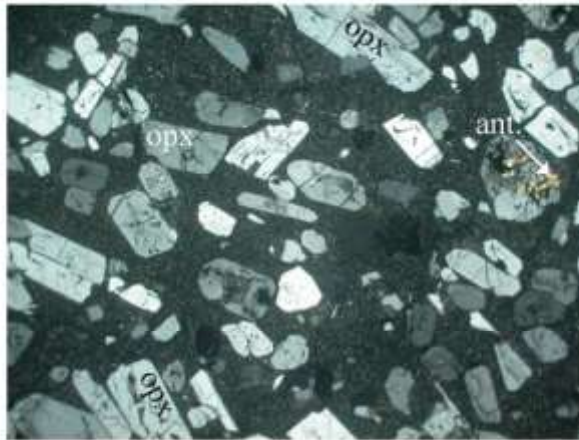


photo A: texture microlitique porphyrique de la coulée EG30, les phénocristaux sont essentiellement des opx qui peuvent être destabilisés en antigorite, LPAX25

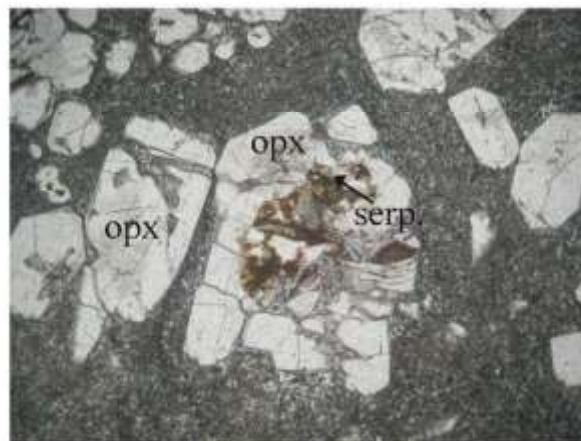


photo B : phénocristal d'orthopyroxène , transformé en serpentine (plages brunes), dans la coulée EG30, LPX25

L'apatite se présente en cristaux automorphes prismatiques de 0,5 à 1 mm. Elle est le plus souvent incluse dans les feldspaths mais elle est parfois interstitielle au sein des constituants de la mésostase. Elle constitue moins de 0,5% du volume de la roche.

Les oxydes, essentiellement des titanomagnétites, montrent deux habitus différents. Ils apparaissent soit en grains sub-arrondis de 0,5 mm le plus fréquemment inclus dans les autres constituants de la roche, soit en sections globuleuses, atteignant parfois 2 mm, et disséminées dans la mésostase. Ils constituent 1% du volume de la roche. Les minéraux opaques de ce faciès semblent ainsi traduire l'existence de deux générations différentes : la première précoce, automorphe à sub automorphe, souvent en inclusions dans les autres minéraux silicatés de la roche, la deuxième, tardive et xénomorphe représenté surtout par des sulfures.

La mésostase renferme un peu de verre volcanique associé à des microlites de plagioclase, des microcristaux de quartz et des minéraux opaques.

Les phases constitutives de la trachyandésite montrent l'ordre de cristallisation suivant:

titanomagnétite □ *apatite* □ *plagio 1* □ *felds. alc* □ *biotite* □ *plagio 2* □ *qz* □ *sulfures*.

III.2.4 Les andésites

Les andésites représentent la lithologie la mieux représentée au sein du complexe magmatique de Bled M'Dena. Macroscopiquement, on distingue deux types de textures sur la base de changements significatifs de la nature des minéraux porphyriques. La première montre des phénocristaux millimétriques de plagioclases de couleur blanchâtre à blanc verdâtre baignant dans une matrice grise. Le deuxième présente un caractère porphyrique plus accentué avec des phénocristaux millimétriques d'amphibole et/ou de pyroxène.

Ce sont des roches à grains plus fins que les basaltes dont l'aspect porphyrique relativement commun (pyroxènes ou plagioclases) participent à leur reconnaissance macroscopique sur le terrain. Les affleurements andésitiques sont affectés généralement d'un débit de schistosité assez important, hérité probablement des conditions de leur mise en place, et non pas d'un épisode tectonométamorphique (planche V, photo A).

III.2.4.1. Andésite à amphibole

L'amphibole est très abondante (45%), ce sont des phénocristaux prismatiques de hornblende verte dont la taille oscille entre 0,5 et 4 mm. Elle est riche en inclusions d'apatite et de magnétite (planche III, photo C). Elle est de couleur vert foncé et son pléochroïsme est intense. Cette amphibole est généralement stable plus rarement légèrement altérée par la néoformation de microcristaux de chlorite, d'épidote et de calcite, (planche VI, photo A).

Le plagioclase subautomorphes, est très peu abondant (1,5%), sa composition varie d'oligoclase à andésine. Le degré de son altération lui donne un aspect fantomatique, il est très affecté par la néoformation de calcite et de l'épidote, (planche VI, photo B et C). La taille des plagioclases varie entre 0,3 et 2 mm. Le plagioclase apparaît aussi en microlites dans la mésostase. Il renferme fréquemment des inclusions de titanomagnétite et de magnétite.

Les minéraux opaques présentent des formes variées, allant des plages xénomorphes aux grains globuleux. Ils constituent 1% du volume de la roche. Leur taille oscille entre 0,2 et 0,6 mm. Ils sont souvent inclus dans les amphiboles et les plagioclases et sont aussi disséminés dans la mésostase.

La mésostase totalement recristallisée, est essentiellement composée de microcristaux de plagioclases, de quartz et d'épidote.

planche V



photo A: affleurement d'une coulée andésitique, affecté par un débit schisteux, grossièrement parallèle à son écoulement.

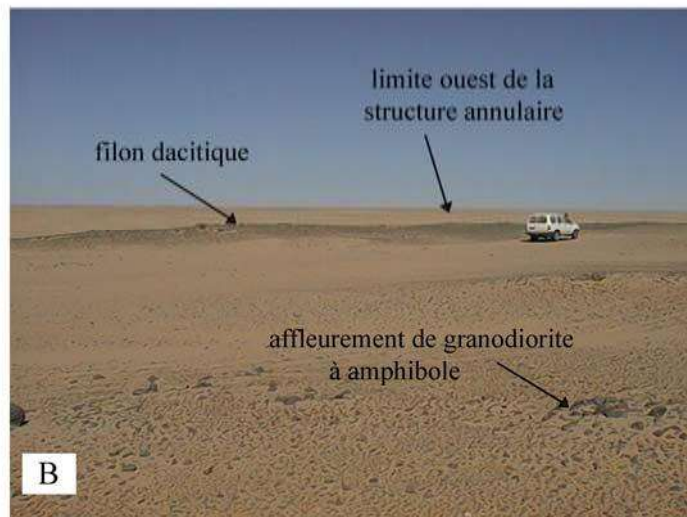


photo B: filon dacitique, sub-méridien, recoupant le granodiorite à amphibole de la structure annulaire de Bled M'Dena.

III.2.4.2 Andésite à plagioclase

Elle affleure sur la bordure ouest et nord-ouest de la structure. La première coulée (EG17 et EG21), s'étale sur 1,5 Km vers le nord (Fig. 9), sur une largeur moyenne de 200 mètres. La deuxième coulée (EG22) s'étale sur une surface plus importante (3 km). Elles présentent une variété de couleur à la patine, allant du rouge brun au gris foncé et elles sont massives, présentant des phénocristaux de feldspaths dont la taille moyenne est de 2 mm, associé à des amphiboles de 1 à 2 mm.

L'examen microscopique montre également une roche à texture microlitique porphyrique où le verre a recristallisé en un assemblage microcristallin de plagioclase et de quartz. Les phénocristaux sont représentés par des plagioclases et par quelques amphiboles, (planche VI, photo E)

Le plagioclase est le minéral prédominant de la roche (29%). Il est automorphe et représenté par des prismes dont la taille varie entre 0,3 et 6mm de long. Les sections sont très altérées et montre un aspect trouble caractéristique de sa transformation en produits argileux, néanmoins, les cristaux montrent des mâcles bien préservées. Le plagioclase apparaît aussi en microlites dans la mésostase et pourrait être le résultat de la cristallisation d'une deuxième génération de plagioclase. Il renferme fréquemment des inclusions de minéraux opaques, d'apatite et d'amphibole.

L'amphibole représentée par la hornblende verte (10%) est moins abondante que dans les andésites à amphiboles. Ce sont des cristaux automorphes, polygonales ou parfois losangiques, ne dépassant pas 2 mm de large. Elle est de couleur vert clair et son pléochroïsme est faible. Elle est souvent transformée en épidote et calcite. Dans cette coulée les amphiboles sont assez riches en inclusions de minéraux opaques et d'apatite.

Le clinopyroxène constitue moins de 3% du volume total de la roche. Il s'agit de l'augite, présenté par des sections prismatiques ou polygonales ne dépassant guère 1,5 mm de long. Il est très faiblement coloré. Les clivages sub-orthogonaux apparaissent rarement et il présente souvent la macle h1. Comme les hornblendes vertes, l'augite est assez riches en minéraux opaques.

planche VI

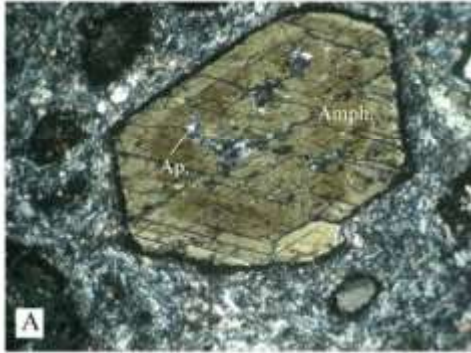


Photo A: phénocrystal d'amphibole zoné, présentant des inclusions d'apatite dans la coulée andésitiques à amphibole (EG16) LPAx100

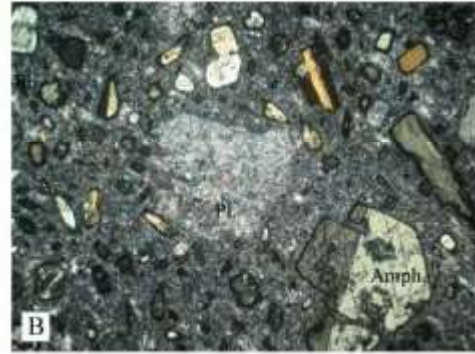


Photo B: texture microlitique porphyrique de la coulée EG16, le plagioclase est destabilisé, alors que l'amphibole mâclé est plus fraîche. les microcristaux sont essentiellement des amphiboles, LPAx25

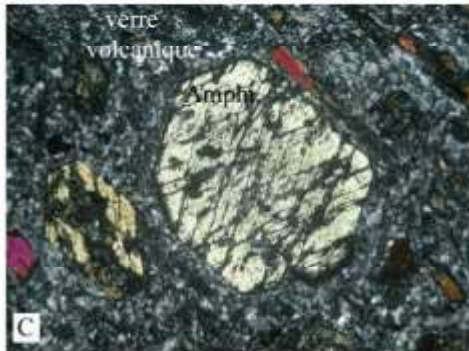


Photo C: andésite à amphibole (EG22), le phénocrystal d'amphibole est corrodé par une chlorite se propageant au niveau des clivages, le verre volcanique est assez recristallisé, LPAx25



Photo D: texture microlitique porphyrique de la coulée EG22, les phénocristaux d'amphiboles losangiques et mâclé, ainsi que les plagioclases baignent dans une mésostase microcristalline recristallisée où quelques minéraux opaques tardif (sulfures) apparaissent



Photo E: andésite à plagioclase (EG21), dans cette coulée la prédominance des plagioclases (andésines) est sensible, autour de ce phénocrystal apparaissent des microcristaux d'amphibole, et des microlites de plagioclases. LPAx25

planche VII



photo A: texture microlitique porphyrique de la coulée dacitique EG1, les phénocristaux de plagioclase, d'orthose et de quartz baignent dans un verre volcanique recristallisé

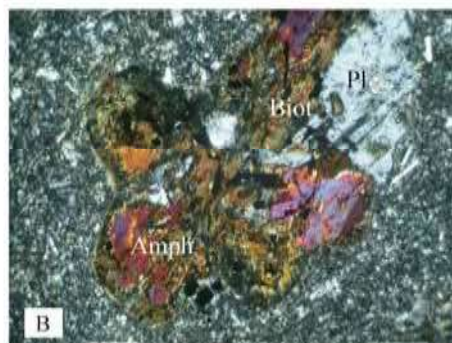


photo B: association en amas d'amphibole, de biotite et de plagioclase dans la coulée dacitique EG1

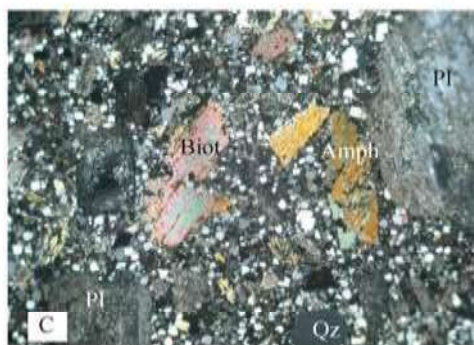


Photo C: phénocristaux de plagioclase, amphibole, biotite et de quartz dans une pâte microcristalline, coulée dacitique EG24 .



Photo D: phénocristal de plagioclase avec des inclusions de biotite, coulée dacitique EG24.



Photo E: texture microlitique porphyrique de la coulée dacitique EG33.

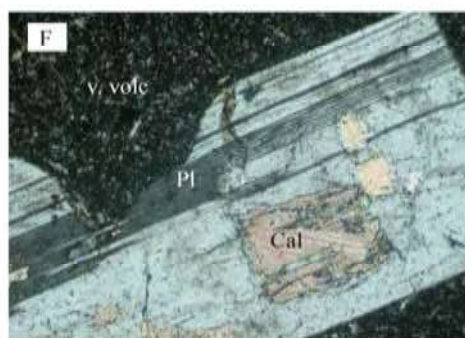


Photo F: phénocristal de plagioclase destabilisé en calcite coulée dacitique EG 33

Les oxydes se présentent en sections arrondies atteignant parfois 0,5 mm. Ils sont soit inclus dans les phénocristaux (magnétite et titanomagnétite), soit disséminés dans la mésostase où apparaît des sulfures. Ils entrent dans la composition de la roche avec un taux qui n'excède pas 1% du volume de la roche.

L'apatite est assez développée dans ce type de coulée, atteignant 0,5% du volume de la roche. Sa taille varie entre 0,1 et 0,7 mm. Elle est en inclusion, essentiellement dans les phénocristaux d'amphiboles, elle peut être disséminée dans la mésostase.

La mésostase, formant 56,5% de la roche est entièrement recristallisée. Elle est composée de microlites de plagioclase très altérés, associés à des microcristaux de quartz et à des fibres de chlorites ou à de minuscules grains d'opaques qui représentent 1% du volume de la roche.

La séquence de cristallisation des phases constitutives d'andésite peut être reconstituée comme suit :

Magnétite + titanomagnétite □ *Ap* □ *Cpx* □ *Amph* □ *Plagio 1* □ *Plagio 2* □ *Qz*

III.5 Les dacites

Les coulées dacitiques occupent le centre de la structure (Fig.8), elles forment un petit relief bombé de 400 m de diamètres (EG1 et EG24), plus loin, deux lambeaux de coulées situées respectivement à 300 mètres à l'Est (EGL24) et à 450 mètres à l'ouest (EGL6) du centre de la structure.

Le passage des andésites aux dacites se marque macroscopiquement par un changement significatif de la teinte de la roche qui tend vers un gris plus clair dans les faciès acides. Les roches ont le même aspect massif avec des variations de couleur, elles sont soit grisâtre (l'affleurement du cœur), soit gris rosâtre. En générale on peut discerner facilement les phénocristaux des feldspaths et de quartz. Quelques minéraux ferromagnésiens, n'excédant pas 2mm, sont visibles à la patine.

L'étude microscopique montre des roches à texture microlitique porphyrique parfois felsitique, (planche VI, photo A). Elles sont composées de plagioclase, d'amphibole, de feldspath alcalin, quartz, de biotite et de minéraux opaques. La mésostase est finement recristallisée, on y discerne dans la coulée du cœur (EG1), des microlites de plagioclases, de paillettes de séricites, du quartz associés à des oxydes.

La composition du plagioclase varie de l'oligoclase à l'andésine, il représente un volume qui varie entre 25% et 60%. Ce sont des prismes automorphes parfois subautomorphes souvent zonés, dont la taille oscille entre 0.5 et 4mm. Dans la coulée EGL 19, on discerne des microlites de plagioclases de 0.1 à 1mm de long. Le plagioclase est souvent très altéré soit en produits argileux, soit en calcite (planche VI, photo F). Les inclusions sont, en général, représentées par des oxydes et de l'apatite.

L'amphibole du type hornblende verte, présentant un pléochroïsme très faible variant du vert clair au jaune ; elle représente deux types de gisements ; le premier sous forme de phénocristaux automorphes, dont la taille peut atteindre 6mm, (planche VI, photo C), le deuxième est représenté par des microcristaux (0.2-2 mm), regroupés en amas et souvent associés à des oxydes, (planche VI, photo B). La proportion de l'amphibole est faible dans les coulées du cœur de la structure (1 à 2 %), par contre elles peuvent atteindre 12% dans la coulée EGL6.

Les inclusions sont représentées surtout par des magnétites (planche III, photo E).

La composition modale de la varie d'un faciès à un autre. Dans les faciès dacitiques affleurant au cœur de la structure (EG24), la biotite représente 2,5% du volume de la roche, alors que dans les coulées périphériques (EGL24 et EGL6), la proportion de cette biotite diminue à 0,5%. La biotite se présente en paillettes automorphes de 0,7 à 1,5 mm de long, de couleur brune avec un fort pléochroïsme. Le processus de chloritisation est nettement plus évident dans les affleurements de la périphérie, (planche VI, photo C) néanmoins on peut discerner des inclusions de magnétite.

Le feldspath alcalin est très peu abondant, sa proportion ne dépasse guère 2 % du volume total de la roche. Il se présente en cristaux subautomorphes pouvant atteindre 2mm. Les sections ont un aspect trouble provoqué par l'altération assez poussée en séricite et en minéraux argileux, (planche VI, photo E). Des inclusions de magnétite sont fréquentes et on reconnaît, parfois en lumière réfléchie de la titanomagnétite et des sulfures.

Le quartz varie entre 12% et 15% du volume total de la roche. La mésostase de la coulée EGL6 est plus riche en quartz. Il se présente en sections subarrondies, de 0,3 à 1 mm de large, parfois en plages présentant des golfs de corrosion, montrant sa précocité dans l'ordre de la cristallisation. Les cristaux se regroupent le plus souvent en amas polycristallins.

Les oxydes (1%), sont essentiellement de la magnétite, ils sont arrondis leur taille est inférieure à 0,5 mm. Ils sont généralement inclus dans les clinopyroxènes, amphibole, la biotite et les feldspaths alcalins. Ce sont des grains xénomorphes (sulfures) fréquents dans la mésostase.

La mésostase est essentiellement formée par des microcristaux de plagioclase, de quartz, de chlorite et d'épidote, dont la taille n'excède pas 0,8mm. Son pourcentage variable, il oscille entre 26 et 58,5%.

L'ordre de cristallisation des phases constitutives des rhyodacites peut être reconstitué comme suit :

Magnétite+ titanomagnétite □ *cpx* □ *amph* □ *biot* □ *plagio 1* □ *felds. alc* □ *qz* □ *plagio 2*

III.6 Les rhyolites

Ces dykes de couleur rouge-rosâtre, caractérisés par une intense fracturation, se situent dans la partie centrale et orientale de la structure. Ils sont orientés entre N10 et N15, présentant des épaisseurs comprises entre 0.5 et 4 mètres. Ils sont caractérisés par leur dureté élevée causée par un pourcentage important de la silice. La mésostase est aphanitique, ces injections contiennent des phénocristaux millimétriques de plagioclase, et quelques amphiboles totalement déstabilisées en chlorite (10%). La texture est finement grenue et composée d'un assemblage recristallisé de quartz et de plagioclase, donnant ainsi une texture microlitique porphyrique à tendance felsitique.

Le plagioclase est représenté par des cristaux qui peuvent être automorphes ou sub-automorphes ; leur taille oscille entre 0,5 et 3mm. Le plagioclase forme globalement 24% du volume total de la roche. Parallèlement à l'albitisation tardive du plagioclase, se forment du mica blanc et des produits argileux associés à de la calcite. Souvent les cristaux sont totalement transformés et on ne discerne que des fantômes plagioclasiques. Il renferme assez souvent des inclusions de minéraux opaques (magnétite, ilménite et des sulfures ?).

Le feldspath alcalin représenté par l'orthose est moins fréquent que le plagioclase (13%). Il forme des cristaux automorphes souvent sub-automorphes et sa taille varie entre 0.6 et 2 mm. Le feldspath alcalin est également très altéré en produit argileux, et affecté par une cataclase

qui touche les cristaux à des degrés différents. Il renferme aussi des inclusions de minéraux opaques.

Les cristaux de quartz sont moins fréquents que les plagioclases, c'est le verre qui donc plus siliceux, il présente une proportion qui varie entre 3 et 12% du volume total des phénocristaux. Il forme des sections sub-arrondies à contours lobées, sa taille ne dépasse pas 1 mm. On le trouve aussi en microcristaux dans la mésostase. Les plagioclases et les minéraux opaques sont souvent piégés en inclusions.

Les opaques se présentent en grains arrondis de 0,4 à 1,5 mm de large. Ils se trouvent soit inclus dans les feldspaths soit disséminés dans la mésostase.

La mésostase est quartzofelspathique, elle renferme encore des microlites de plagioclase, des microcristaux de quartz et de petits grains de minéraux opaques.

Selon les relations mutuelles entre les phases constitutives des rhyolites, l'ordre de cristallisation peut être reconstitué comme suit :

Op 1 □ *plagio 1* □ *felds alc* □ *plagio 2* □ *op2* □ *qz*.

planche VIII

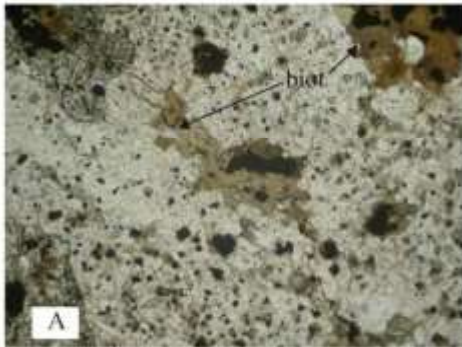


photo A: la coulée trachyandésitique EG28 est riche en biotite et l'abondance des minéraux opaques est très nette, LPAX300

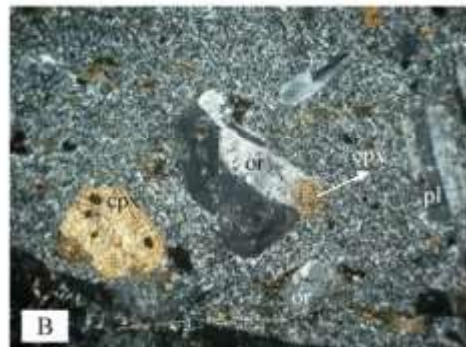


photo B: texture microlitique porphyrique de la coulée trachyandésitique EG28, les phénocristaux de plagioclase, d'orthose et cpx baignent dans une pâte vitreuse, LPAX25

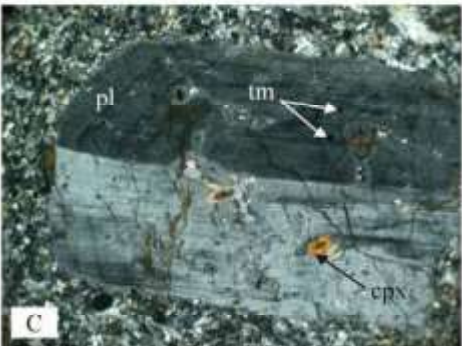


photo C: inclusion d'un cpx et de titanomagnétite dans un plagioclase doublement zoné, coulée trachyandésitique EG28, LPAX300



photo D: verre volcanique totalement recrystallisé traversé par une veinule de quartz, on reconnaît l'orthose, le plagioclase et des microcristaux de cpx, LPAX25

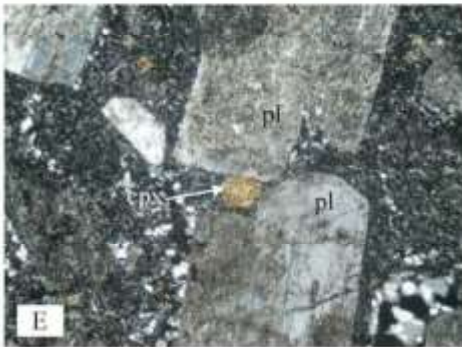


photo E: un microcristal de cpx coincé entre deux phénocristaux de plagioclase, le verre est totalement recrystallisé, LPAX50



photo F: phénocristaux de cpx et de plagioclase qui présente une inclusion de titanomagnétite (tm), LPAX25

III.7 Conclusion à l'étude pétrographique des roches volcaniques

D'une manière générale, les roches volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena montrent une évolution pétrographique depuis les basaltes, représentant fréquemment des textures microlitiques porphyriques, à l'origine de leur aspect macroscopique jusqu'aux rhyolites qui présentent, des textures très affectée par la recristallisation. Elles ont des directions d'épentes subméridiennes très schistosité avec un pendage sub-verticale. Les trachyandésites, andésites et les dacites constituent les termes intermédiaires de ce complexe magmatique. Elles représentent le plus important volume émis, lors de cette phase volcanique.

Tous ces faciès, présentent une dualité pétrographique mésostase-phénocristaux traduisant une histoire et une mise en place en plusieurs étapes de cristallisation. Les phénocristaux les plus fréquents sont les feldspaths (plagioclase), l'amphibole (hornblende verte), le clinopyroxène (augite), parfois l'orthopyroxène dans l'andésite (EG30) et occasionnellement la biotite et le quartz suivant le type pétrographique. La coulée andésitique EG30 paraît différente par sa composition minéralogique, des autres faciès volcaniques.

Une évolution minéralogique est également représentée par l'apparition de l'orthopyroxène dans les andésites et par une diminution du rapport cpx/opx des basaltes aux andésites.

L'apparition, d'abord timide, de l'amphibole dans les basaltes andésitiques, augmente rapidement en pourcentage pour constituer une moyenne de 40% dans les andésites à amphibole. Elle diminue ensuite (10%) dans les termes les plus évolués des andésites (les andésites à plagioclase). L'amphibole est la phase ferromagnésienne dominante. Les faciès intermédiaires sont caractérisés par une amphibole calcique, Elle est, en général, peu altérée et conserve de ce fait la plupart de ses caractéristiques magmatiques.

Quant aux biotites, elles n'apparaissent que dans les trachyandésites (10%) et les dacites où leur concentration est beaucoup moins importante (0,5 à 2,5%).

Le plagioclase représenté par le labrador dans les basaltes ne constitue que 3% des phénocristaux. Plus évolué mais toujours avec le même pourcentage alors que l'andésine est beaucoup plus abondante dans les termes intermédiaires (27-30%) ; il rediminue dans les andésites à amphibole (2,5%). Par contre dans les dacites, les plagioclases (oligoclase et andésite), présentent une abondance allant de 25 à 60% du volume de la roche. Les

phénocristaux de plagioclase sont, eux, présents des basaltes aux rhyolites. Dans les faciès basiques, ils sont parfois deutérisés et/ou albitisés et remplacés par une association à albite + épidote, témoins d'un épisode d'auto-métamorphisme hydraté, syn- mise en place. Le feldspath potassique représenté essentiellement par l'orthose, apparaît timidement dans les termes intermédiaires (2 à 4%), alors qu'il constitue 13% des rhyolites. Il est systématiquement pseudomorphosé en une association à mica blanc + albite.

La mésostase des basaltes est la plus abondante, elle est couramment constituée de phases secondaires d'altération, comparables aux produits de déstabilisation des phénocristaux. C'est une association essentiellement à quartz + albite + mica blanc + épidote où seuls quelques microcristaux d'amphibole dans les faciès intermédiaires conservent le caractère magmatique originel.

Elle présente peu de structures magmatiques franches, à l'exception des variations de taille des microlites qui peuvent être mis en relation avec la vitesse de refroidissement de la coulée.

Les roches volcaniques qui recourent les faciès plutoniques présentent des affleurements de coulées basaltiques limités généralement au centre et à la bordure ouest de la structure (Fig. 9). Par contre les termes intermédiaires de ce complexe magmatique, constituées par des trachyandésites, des andésites et des dacites, représentent le plus important volume émis, lors des phases volcaniques. Une évolution pétrographique depuis les basaltes, représentant fréquemment des textures microlitiques porphyriques, alors que rhyolites, sont caractérisées par des textures très affectée par la recristallisation (épidote+calcite +chlorite+quartz).

Ces laves sont très analogues par leurs textures, leur minéralogie et leur chimisme à celles d'autres provinces continentales classiques comme le Nigéria ou l'Ecosse (Bowden et *al.*, 1987).

| <i>φ cristaux</i> | <i>Les basaltes (EG3, EGL5, EG19 et EGL21)</i> | | | | | |
|-------------------|--|---------------------------|--------------------|----------|-------------------------|-------------------------|
| | <i>Comp. forme</i> | | <i>Taille (mm)</i> | <i>%</i> | <i>Inclusions</i> | <i>altérations</i> |
| cpx | augite | automorphe | 2,5 - 4 | 20 | Op (titanomagn. + sul) | chlorite et /ou calcite |
| opx | ? | automorphe | 0,5 - 1 | 3 | Op (magn ou ilm ou sul) | ? |
| Plagio | labrador | automorphe | < 0,5 | 3 | Op (titanomagn.) | Epidote, chlorite |
| mesostase | Pl, qz, op, épi, et mica blanc | < | 0,2 | 73 | - | |
| mnx. Op. | Magn.+Ilm. Sulf. ? | Automorphe, xénomorphe | ~ 0.5 | ~ 1 | - | - |

Tableau 8a : tableau de la composition minéralogique des basaltes de la structure annulaire de Bled M'Dena

| <i>φ cristaux</i> | <i>Trachyandésites (EG28, EGL33, EGL13)</i> | | | | | |
|--------------------|---|-------------------------|--------------------|----------|-------------------|--------------------|
| | <i>Comp. forme</i> | | <i>Taille (mm)</i> | <i>%</i> | <i>inclusions</i> | <i>altérations</i> |
| Plagio | oligo. + and. | automorphe | 0.5-3 | 30 | opaques | séricite |
| Felds K | orthose automorphe | 0.7-1.5 5 Op | | | +Ap calcite | |
| amphi | - - - | | | - | - - | |
| biotites | biotite automorphe | 1.8-3 10 Op ± | | | | chlorite |
| quartz | quartz | auto - xénomorphe | 0.5-1 | 3 | Pl+op+ap | |
| mesostase | Pl, Qz, Op | | | 51% | | |
| Mnx accés. | apatite automorphe | 0.5-1 <0,5 - | | | | - |
| mnx opaques | Ilménite+magnétite | automorphe, xénomorphe. | 0.5-2 | 1 | - | |

Tableau 8b : tableau de la composition minéralogique des trachyandésites de la structure annulaire de Bled M'Dena

| <i>φ cristaux</i> | <i>dacite (EG1, EG24, EG33, EGL24, EGL19 et EGL6)</i> | | | | | |
|--------------------|---|-------------------------------|------------------|--------------------|-------------------|---------------------------------|
| | <i>Comp. forme</i> | | <i>taille</i> | <i>pourcentage</i> | <i>inclusions</i> | <i>altérations</i> |
| Plagioclase | Oligo. + And. | automorphe | 0,5-4 | 25 - 60 | Op, Ap | Damourite+ épidote + calcite |
| Felds K | orthose | automorphe sub-automorphe | 2 2 Op | séricite? | | |
| Amph. | H. verte | automorphe | 0,2-6 | 1-12 | Op ? | Chlorite calcite |
| biotite | biotite automorphe | | 0,7-1,5 | 0,5-2,5 | Op | chlorite |
| quartz | Qz sub-automorphe | | 0,3-1 | 12-15 | Op | - |
| mesostase | Pl+qz+amph+c chlorite+épidote | - | ≤ 0,8 26-38,5 | | | - |
| Mnx accés. | apatite automorphe | | | <0,3% - | | - |
| mnx opaques | ? | sub-automorphe, xénomorphe | 0,2-1 ≤ 0,5 1 | | | - |

Tableau 8c : tableau de la composition minéralogique des dacites de la structure annulaire de Bled M'Dena

| φ cristaux | <i>Rhyolites (EG25, EG25b)</i> | | | | | |
|--------------------|--------------------------------|------------------------|--------------------|---------------------|-------|---------------------|
| | <i>Com. forme</i> | | <i>Taille (mm)</i> | <i>% inclusions</i> | | <i>altérations</i> |
| Plagioclase | albite | auto à sub-automorphe | 0,5-3 | 24 | Op ? | Damourite + Calcite |
| Felds. K | orthose sub- | automorphe 0,6-2 13 op | | | | Mnx argileux? |
| Amph. | - - - | | | - | -- | |
| biotite | - - - | | | - | -- | |
| quartz | | sub-automorphe <1 | | 3-12 | Op+pl | - |
| mesostase | Qz + feld+ op | - - | | 60-51 | -- | |
| Mnx opaques | ? | auto à sub-automorphe | 0,4-1.5 | 1 | - | - |

Tableau 8d : tableau de la composition minéralogique des rhyolites de la structure annulaire de Bled M'Dena

| <i>φ cristaux</i> | <i>Andésite à plagioclase (EG17, EG21, EGL18)</i> | | | | | |
|------------------------|---|--------------|--------------------|----------|--------------|--------------------|
| | <i>Comp.</i> | <i>Forme</i> | <i>Taille (mm)</i> | <i>%</i> | <i>incl</i> | <i>altérations</i> |
| Plagioclases | andésine | Automorphe | 0,3-6 | 29 | Ap, op, amph | ép, cal, qz |
| Amph. | Hv verte | Automorphe | 0,3-2 | 10 | ap, op | épidote + calcite |
| clinopyroxène | augite Automorphe | | < 1,5 | 3 Op | | calcite |
| mnx opaques | ? Automorphe et xénomorphe | | < 0,5 | 1 | | |
| Mnx accessoires | apatite Automorphe | 0,1-0,7 | | <0,5 - | | - |
| mésostase | Pl + qz + op + Ch | | | 56,5 | | |

Tableau 8e : tableau de la composition minéralogique des andésites à plagioclase de la structure annulaire de Bled M'Dena

| ϕ nocristaux | Basaltes andésitiques | | | | | | | | | | | |
|---------------------|-------------------------------------|------------|-------------|----|-----------|--------------------------|---|------------|-------------|-----|-----------|------------------|
| | Basaltes andésitiques à Opx (EG 30) | | | | | | Basaltes andésitiques à Cpx (EG18, EG2, EGL 21 et EGL 15) | | | | | |
| | Comp | forme | Taille (mm) | % | inclusion | altérations Comp | | forme | Taille (mm) | % | inclusion | altérations |
| pyroxènes | Opx | automorphe | 1-2,5 | 40 | - | antigorite | augite | automorphe | 1,5-3 | 35 | Ap+ Op | Chlorite+calcite |
| Plagioclases | --- | | | - | - | - | Andésine | automorphe | 0,6-6 | 63 | Ap+Op | Chlorite+albite |
| F. alcalin | | | | | | | orthose | automorphe | 2-4 | 2 | Amph+op | Mnx Argileux |
| amphiboles | | | | | | | H. verte (EGL15) | automorphe | 0,3-1 1,5 | | Ap+op | |
| Mnx opaques | --- | | | - | - | - | ? xénomorphe | | <1,5 | 1,5 | - | - |
| mésostase | Pl+Qz | - <0,1 | | 60 | - | chlorite+calcite+épidote | Pl-épi+chl+op+qz | - <0,2 | | -- | | - |

Tableau 8f : tableau de la composition minéralogique des andésites à pyroxène de la structure annulaire de Bled M'Dena

| <i>φ</i> <i>nocristaux</i> | <i>Andésitse à amphibole (EG14, EG16, EG22, EGL11)</i> | | | | | |
|----------------------------|--|-----------------------------|--------------------|----------|-------------|--------------------------|
| | <i>Comp.</i> | <i>forme</i> | <i>Taille (mm)</i> | <i>%</i> | <i>incl</i> | <i>altérations</i> |
| amphibole | H. verte | automorphe | 0,5-4 | 41 | Ap+op | Chlorite+épidote+calcite |
| plagioclase | Oligoclase + andésine | Automorphe ± sub-automorphe | 0,3-2 | 2,5 | op | Calcite + épidote |
| mnx opaques | Magnétite, ilménite ou sulfure | Globuleuse à xénomorphe | 0,2-0,6 1 - | | | - |
| mésostase | Pl + qz + épidote | - | <0,2 | 56,5 | - | - |

Tableau 8g : *tableau de la composition minéralogique des andésites à amphibole de la structure annulaire de Bled M'Dena*

III.2 Minéralogie des roches volcaniques

III.2.1 Introduction

L'étude minéralogique porte sur les granitoïdes et les gabbros associés, ainsi que sur les roches volcaniques qui les traversent. Les roches intrusives montrent une évolution depuis les gabbros jusqu'au monzogranite en passant par les termes intermédiaires (diorite, monzodiorite et granodiorite). Les roches volcaniques évoluent, elles aussi, depuis les basaltes jusqu'aux rhyolites en présentant un important volume de roches intermédiaires (andésites, dacites, trachyandésites).

Le but premier est de caractériser les phases minérales des deux types de roches et de confirmer les principales subdivisions établies sur des bases essentiellement pétrographiques. Tout au long de cette étude, nous allons comparer les plutonites et les volcanites. L'évolution et les éventuelles différences dans la nature et la composition de leurs phases minérales sont recherchées.

L'étude des phases minérales a été réalisée sur la sonde CAMECA de Clermont-Ferrand. Les conditions analytiques ont été fixées à 15 kV de tension d'accélération, 20 nA de courant de fuite et 1mm de diamètre de faisceau. Le temps de comptage est de 10s.

III.2.2 Le clinopyroxène

n'est pas présent systématiquement, dans les faciès volcaniques, il est peu abondant et il n'a été observé que dans les faciès les moins différenciés (basalte, basalte andésitiques et à un degré moindre les trachyandésites).

Dans les roches volcaniques trois coulées présentent une paragenèse assez riche en clinopyroxène (tableaux 9a et 9b). Les basaltes avec en moyenne 20% de clinopyroxène, alors que la coulée (EGL 15) de la bordure du complexe magmatique est nettement plus riche (35%). Les clinopyroxènes étudiés dans ces roches correspondent à des diopsides ($\text{En}_{42,4-45,8} - \text{Fs}_{7,4-12,8} - \text{Wo}_{45,3-47,7}$) et des augites ($\text{En}_{40,6-49,1} - \text{Fs}_{8,6-10,1} - \text{Wo}_{39,7-44,4}$). Il est utile de noter que seules deux coulées ; le basalte andésitique (EGL 15) et le basalte du centre de la structure (EGL 21) présentent une cohabitation des deux types de clinopyroxènes, (Fig. 11). Par ailleurs le basalte andésitique (EG 30) présente des clinopyroxènes pauvres en calcium de type pigeonite ($\text{En}_{57,5-66,8} - \text{Fs}_{16,7-32,7} - \text{Wo}_{9,8}$ -

16,5) qui cohabitent avec des orthopyroxènes présentant une composition de clinoenstatite ($En_{78,8-83,5} - Fs_{13,9-17,3} - Wo_{2,6-3,9}$), (Fig. 10).

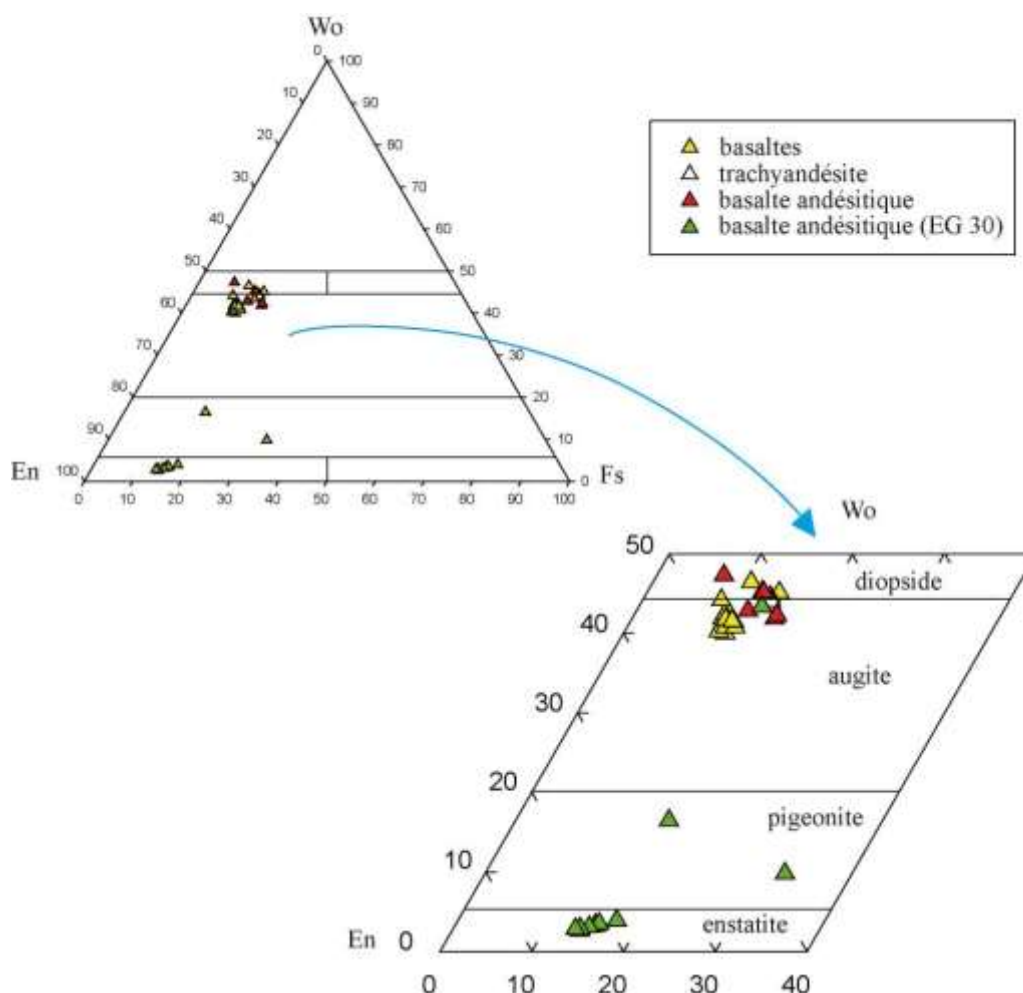


Fig. 11: *Diagramme Wo-En-Fs des pyroxènes des coulées volcaniques de la structure annulaire de Bled M'Dena*

Les clinopyroxènes des coulées basaltiques (EG18 et EGL5) situées à la limite ouest de la structure, sont plus riches en alumine (Al_2O_3 : 2,5 à 3,2 %), en revanche la proportion de l'aluminium de ceux des basaltes du sud-est de la structure (EGL15), varie entre 0,4 et 1,9 %, alors que ceux de la coulée basaltique du centre (EGL21), présente une proportion intermédiaire (Al_2O_3 : 0,9 à 2,3 %). Le comportement du sodium présente aussi quelques légères différences, car les clinopyroxènes de la coulée EGL15 présente un léger enrichissement en sodium (Na_2O : 0,4 à 0,7 %) par rapport aux autres coulées qui présentent une concentration légèrement inférieure (Na_2O : 0,2 à 0,4 %).

D'autre part le titane présente une proportion sensiblement identique, elle varie entre 0,1 et 0,7%.

Le rapport de mg^* est assez élevé ($61,6 < mg^* < 79,0$), ce qui rapproche ces clinopyroxènes du pôle diopside. Ce rapport présente de légères variations d'une coulée à une autre, comme le montre le tableau ci-contre.

| <i>Coulées</i> | <i>localisation</i> | <i>Mg*</i> |
|----------------|---------------------------------|----------------------|
| EGL5 et EG15 | Bordure ouest de la structure | $71,8 < mg^* < 73,7$ |
| EGL21 | Centre de la structure | $62,2 < mg^* < 76,8$ |
| EGL15 | Bordure sud-est de la structure | $61,6 < mg^* < 79,0$ |

Le comportement des éléments majeurs en fonction de mg^* des clinopyroxènes (Fig.12), montre une cohabitation de deux magmas différents dans la complexe magmatique de Bled M'Dena. Les analyses du basalte andésitique (EG30) sont totalement décalées par rapport aux autres analyses. Les basaltes de la bordure du complexe magmatique de Bled M'Dena (EG5, EGL15 et EG18), forme avec les trachyandésites (EG28) un champ bien individualisé par rapport aux basaltes (EG3 et EGL21) et basaltes andésitiques du centre du complexe magmatique.

Les clinopyroxènes présentent des corrélations positives de SiO_2 , Cr_2O_3 , Na_2O et CaO par rapport à mg^* , la pente de ces corrélations est plus importante dans le chrome et à un degré moindre dans le CaO . Le comportement de Al_2O_3 et du TiO_2 montre une corrélation négative dans les roches de la bordure du complexe, alors que les roches du centre de la structure, ces deux éléments ne présente aucune tendance en fonction de mg^* . Le K_2O et le FeO montrent des corrélations négatives. Par ailleurs les deux séries présentent une corrélation négative du FeO par rapport à mg^* .

D'autre part le comportement des clinopyroxènes du basalte andésitique EG30, est totalement différent. Ils sont plus pauvres en silice, en sodium et en calcium et plus riches en fer, en potassium et en aluminium. Ils se distinguent des autres clinopyroxènes par des corrélations positives du SiO_2 , CaO , Al_2O_3 et TiO_2 , avec un rapport mg^* compris entre 51,4 et 69,5, ce qui n'est pas le cas de FeO , K_2O et Na_2O qui présentent des corrélations négatives.

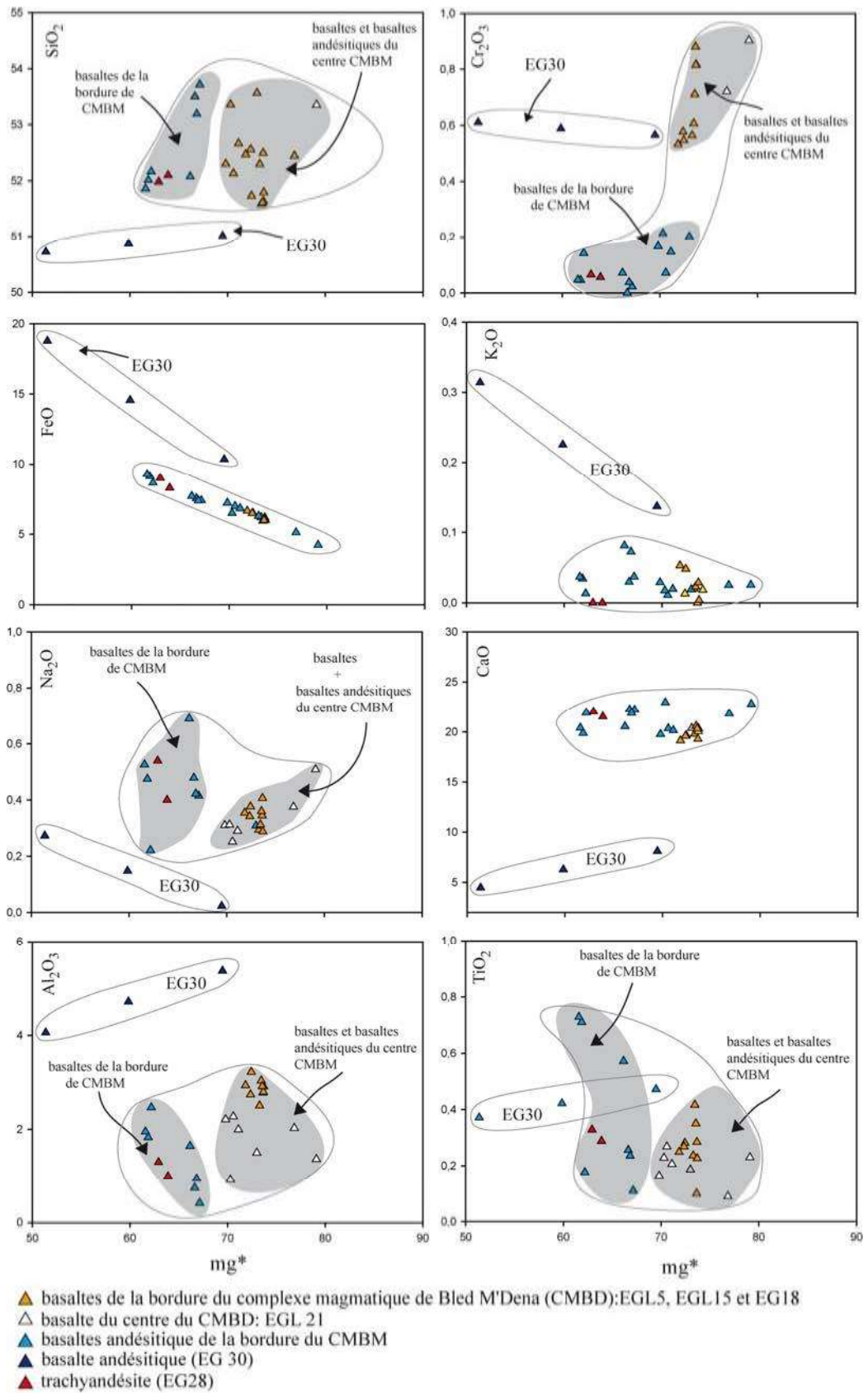


Fig.12 : Diagramme des éléments majeurs vs mg^* des clinopyroxènes des volcanites

III.2.3 Les amphiboles

Les amphiboles sont présentes dans les faciès andésitiques et dacitiques. C'est la phase ferro-magnésienne majeure des andésites à amphibole (41%) ce qui n'est pas le cas des andésites à plagioclase (10%) ou des basaltes andésitiques (1,5%). Les analyses effectuées dans les coulées basaltiques (EGL5) et dans les coulées trachyandésitiques (EG28 et EGL33) concernent surtout des microcristaux d'amphiboles dont les proportions modales ne dépassent pas 0,5%.

La projection des analyses (tableaux 10a et 10b) sur le diagramme de classification de Leake (Fig.13), montre que les amphiboles des coulées de la structure de Bled M'Dena ont un caractère calcique, elles présentent une évolution depuis les magnésiohastingsites, analysées généralement dans les andésites, dacites et basaltes andésitiques, jusqu'au édenites analysées, quant à elles, dans les coulées basaltique et dans la trachyandésite de la série tholéiitique.

Le rapport mg^* varie très peu dans les andésites basaltiques (60,7 à 72,8) et dans les dacites (63,9 à 73,0), tandis que dans le basalte (EGL21) et la trachyandésite (EG28) il est plus important (74,1 à 77,3), montrant ainsi le caractère magnésien des roches.

La teneur en alumine des andésites basaltiques varie entre 11,7 et 13,6, alors que les trachyandésites présentent une proportion plus faible (1,6 à 2,0). La coulée EGL 21 et les dacites (EG 24 et EGL 24) présente des teneurs intermédiaires comprises entre 4,0 et 10,7.

Les amphiboles des andésites basaltiques (EGL 21) sont les plus titanifères (2,0 à 3,0), alors que celles des trachyandésites n'excèdent pas 0,6, par contre la coulée EG 16 et les dacites présentent des proportions intermédiaires (0,9 à 1,9). Le diagramme $(Si+Na+K)$ vs $(Ca+Al^{IV})$ confirme cette évolution depuis les édenites jusqu'aux hastingsites, (Fig.14).

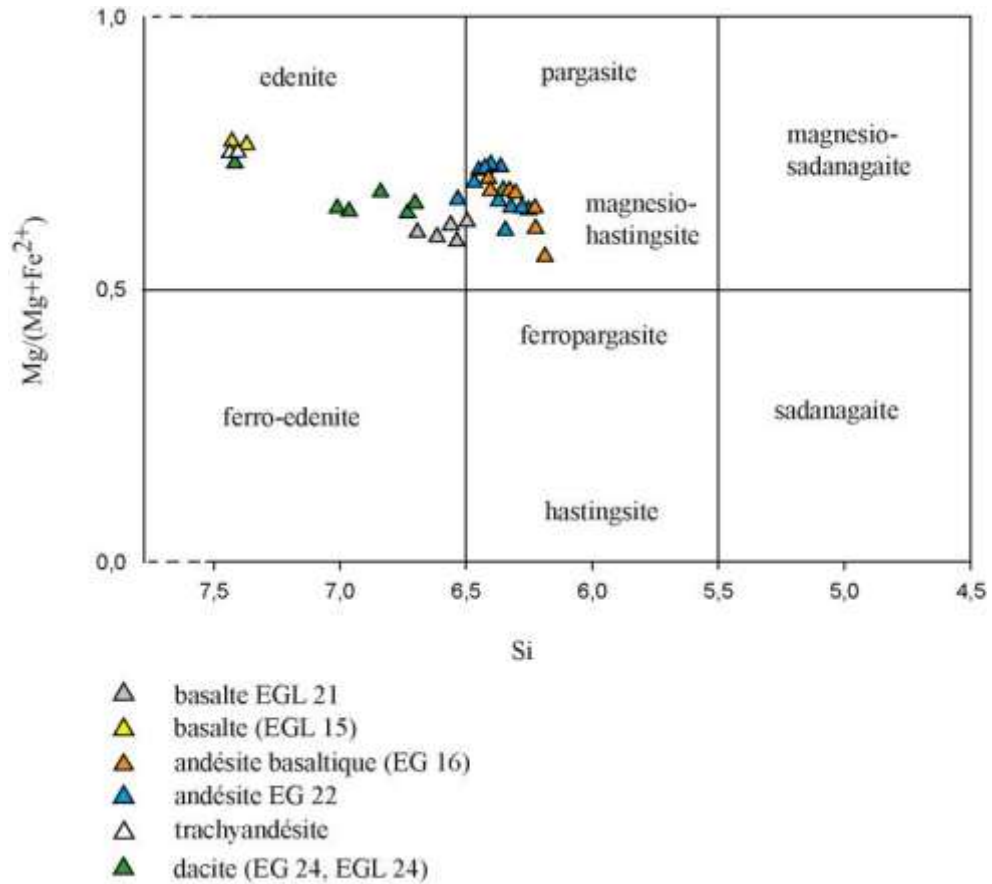


Fig. 13: la nomenclature des amphiboles des volcanites de la structure annulaire de Bled M'Dena, (d'après Leake, 1997)

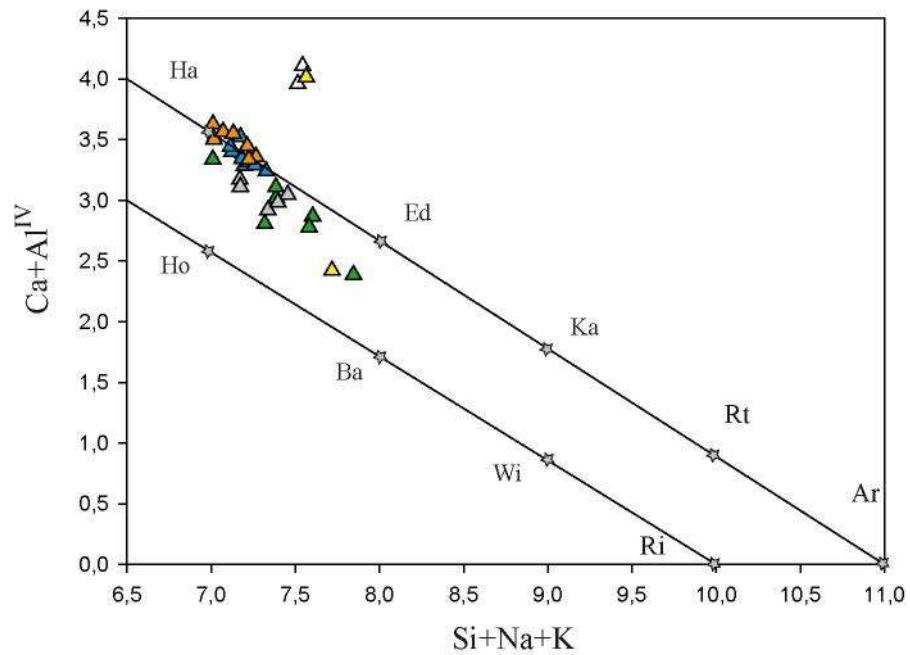


Fig. 14 : Diagramme ($Si+Na+K$) vs $Ca+Al^{IV}$ en cations, (d'après Giret et al. 1980) des amphiboles des coulées de la structures annulaires de Bled M'Dena, Ha:

Hastingsite, Ed: Edenite, Ka: Katophorite, Rt:Richterite, Ar : Arfvedsonite, Ho: Hornblende, Ba: Barroisite, Wi: Winchite, Ri: Riebeckite

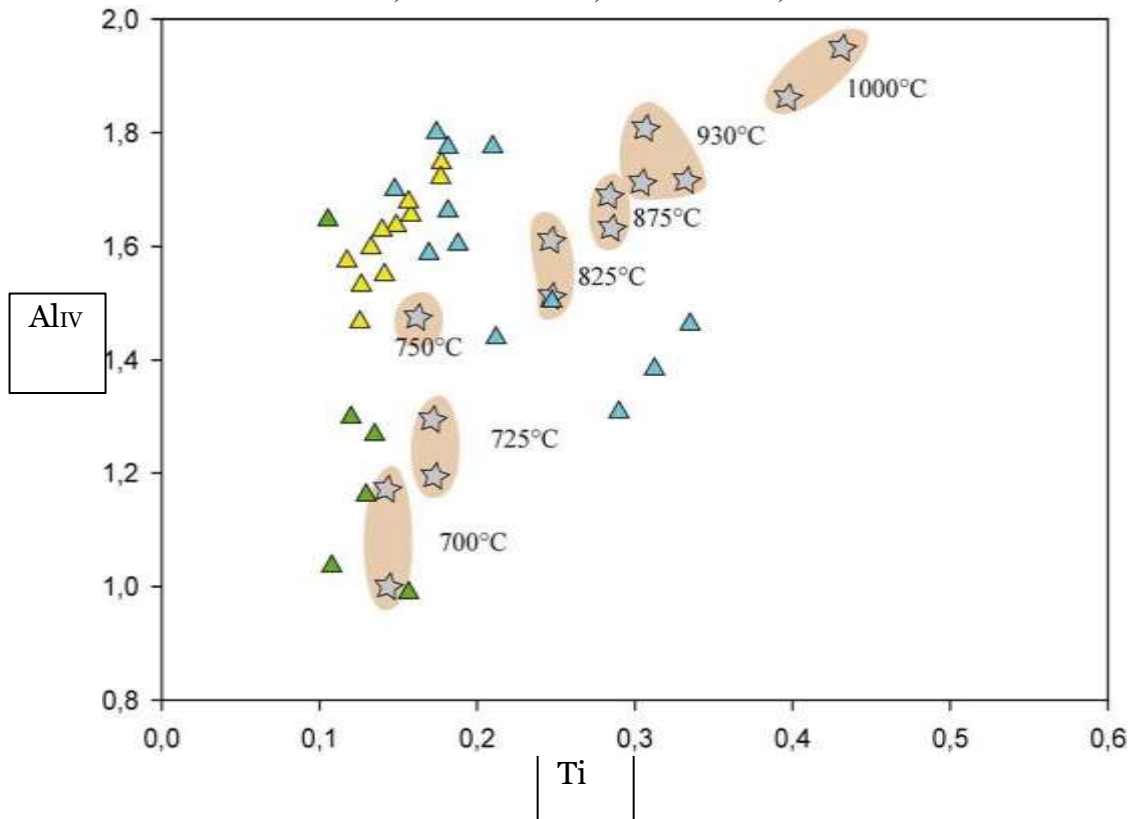


Fig. 15: position des amphiboles des coulées andésitiques, basaltes andésitiques et dacitiques de la structure de Bled M'Dena, en rectangle, et des amphiboles selon des données expérimentales, en étoile, dans le diagramme Ti versus Al^{IV} de Heltz (1973)

III.2.4 Conditions thermodynamiques

Le chimisme des amphiboles calciques est étroitement lié aux conditions de pression et de température lors de sa cristallisation (Heltz, 1973 ; 1976 ; 1979 ; Allen *et al.*, 1975 ; Allen et Boettcher, 1978). Bien qu'aucun géothermobaromètre universel, basé uniquement sur la composition de l'amphibole, n'ait été calibré à l'heure actuelle, de nombreux travaux expérimentaux sur les amphiboles des séries calco-alcalines andésitiques ont permis l'estimation de pression et température à l'aide de plusieurs thermomètres et baromètres plus ou moins empiriques.

Le report des analyses des amphiboles associées aux données expérimentales sur des amphiboles (Fig. 15), montre que la substitution Al^{IV}/Ti augmente avec la température et les teneurs en titane augmente rapidement à partir de 750°C. La projection de nos

analyses sur ce diagramme confirme cette relation avec une augmentation du titane qui est moins importante.

Les températures de cristallisation modérées pour les dacites, de l'ordre 700 à 725°C. Alors que les amphiboles des basaltes andésitiques et des andésites montrent des températures plus élevée comprise entre 750 et 930°C. Cette fourchette de température semble tout à fait fiable pour la cristallisation de ces amphiboles dans une chambre magmatique ou dans une cheminée magmatique profonde, car ces faciès différenciés cristallisent à des températures inférieures. Il reste que ces températures n'indiquent pas la température de cristallisation, mais la fermeture du système lors du passage progressif de l'état liquide à l'état solide, qui s'accompagne souvent par la circulation de fluides dans les verres silicates naturels.

La figure 16 montre que la température des amphiboles de la coulée basaltique EGL21 s'échelonnent de 800 à 960°C, alors que celles du basalte andésitique EG16 varie entre 725 et 800°C. Les amphiboles des andésites se placent dans une fourchette de températures plus basse (700 et 760°C), enfin les amphiboles des coulées dacitiques indiquent des températures comprises entre 665 et 740°C.

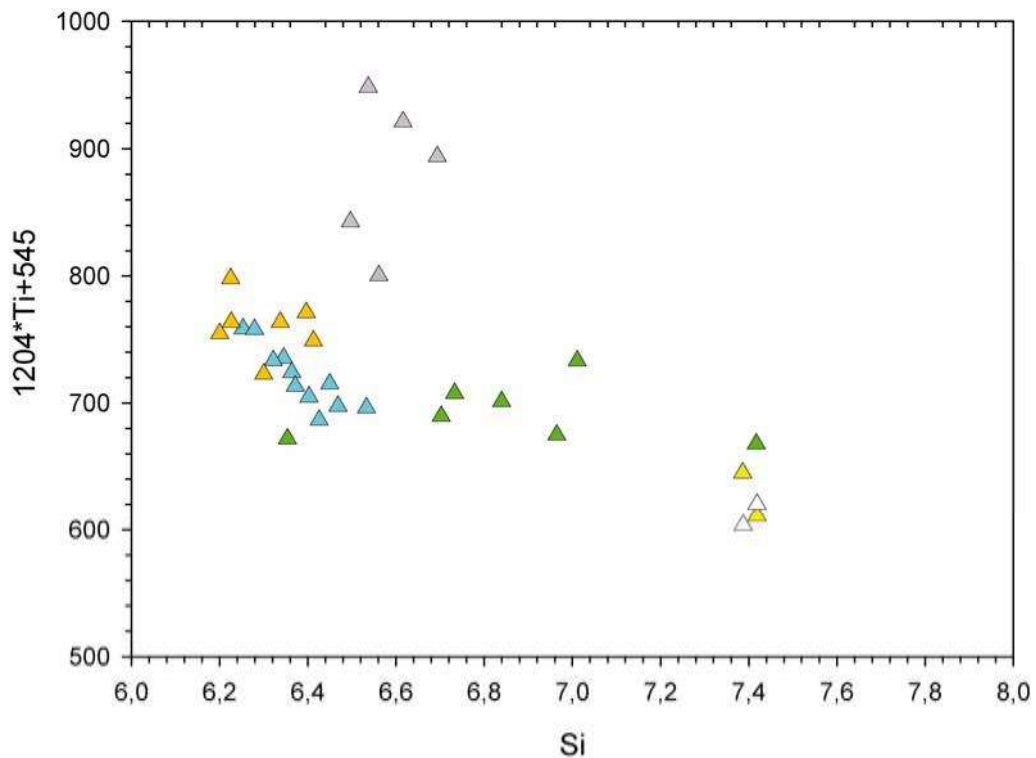


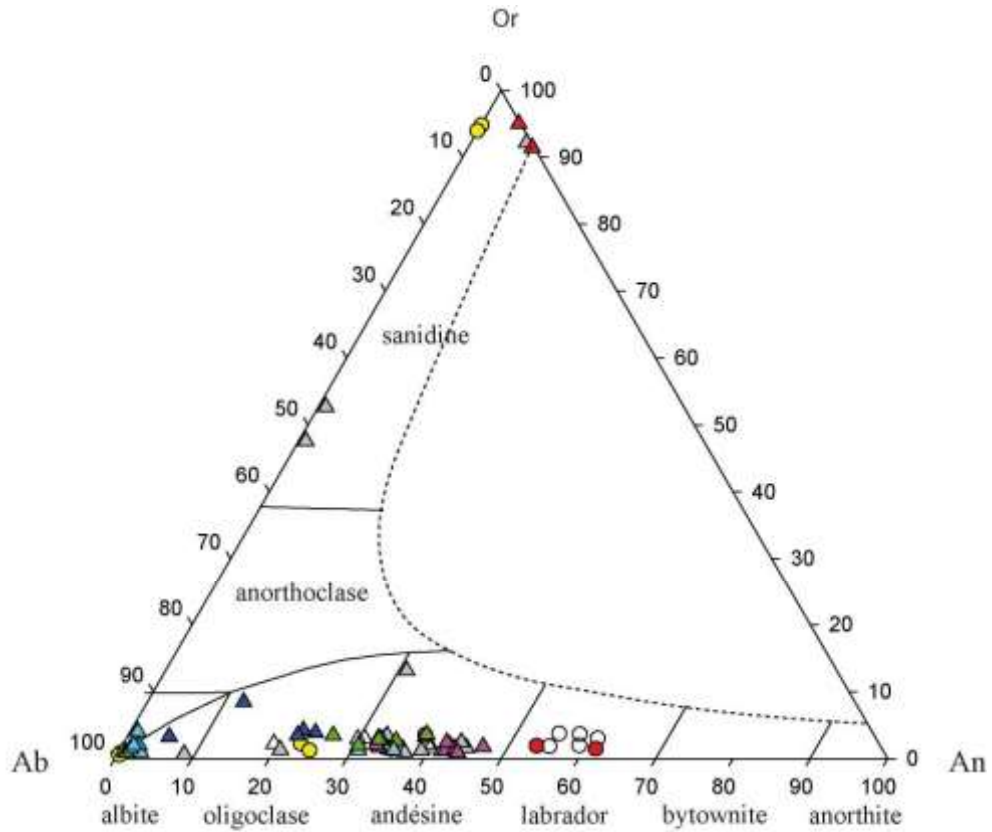
Fig.16 : diagramme illustrant les températures de cristallisation des amphiboles des coulées volcaniques de la structure annulaire de Bled M'Dena (d'après Otten, 1994)

Le chimisme des amphiboles, reste cependant un indicateur stable des conditions originelles du refroidissement du magma. Il reflète à la fois les conditions thermobarométriques, liés aux variations des teneurs en Al et Ti et les conditions chimiques, comme la composition du magma. Les températures obtenues sur les amphiboles des roches de la structure de Bled M' Dena (665 et 960°C), sont cohérentes avec les caractères pétrographiques. Les amphiboles des basaltes cristallisent à des températures importantes alors que plus le faciès pétrographique évolue plus la température de cristallisation des amphiboles diminue.

IV.2.5 les feldspaths :

Les feldspaths sont représentés dans la quasi-totalité des échantillons observés en lames minces, depuis la matrice microcristalline jusqu'aux phénocristaux des faciès basaltiques (tableau 11), trachytiques (tableau 12), andésitiques (tableau 13), dacitiques (tableau 14) , et rhyolitiques. Ils sont de nature essentiellement plagioclasique. Dans les faciès basaltiques (EG3, EG18), le plagioclase représenté est primaire et de nature basique ($An_{55,8-61,7}$) : c'est essentiellement un labrador (Fig.17). Dans les roches andésitique (analyses reportées dans le tableau 13) et dacitique (analyses reportées dans le tableau 14), la composition du plagioclase est de nature intermédiaire ($An_{19,5-44,7}$), elle évolue généralement d' andésine à oligoclase. Néanmoins quelques analyses montrent une forte albitisation secondaire du plagioclase dans ce type de roche, les compositions sont reprises dans le tableau 7 et tableau 8.

Les faciès trachyandésitiques ont un plagioclase de composition intermédiaire ($An_{24,7-34,2}$) coexistant avec des sanidines de composition proche du pôle pur orthose ($Or_{93,8-96,7}$). Par ailleurs, dans la coulée basaltique EGL15 et dans la coulée trachyandésitique EGL13, les plagioclases cohabitent avec de rares sanidines de composition ($Or_{47,6-52,7}$). Globalement, le pourcentage de l'anorthite diminue des variétés pétrographiques les plus basiques (labrador) aux termes les plus différenciés (andésine et oligoclase) parfois l'albitisation ($An_{94,9-99,4}$) est très prononcée dans les coulées dacitiques et trachyandésitiques.



série alcaline

basalte ● EG 3
 trachyandésite ● EG 28
 basalte ○ EG 18
 andésitique

série calco-alcaline

dacites [▲ EGL 24
 ▲ EG 1
 ▲ EG 24
 andésites [▲ EGL 15
 ▲ EG 22
 ▲ EG 33
 ▲ EGL 13

Fig
 . 17:
 Diag

*ramme des compositions des feldspaths Or-An-Ab
 des coulées de la structure de Bled M'Dena*

IV.2.6 La biotite :

La biotite à une existence sporadique dans les coulées de la structure, toutefois, elle est présente dans les dacites (EG 24 et EGL 24) et ne participe que pour une part réduite à la composition de ces roches. Les biotites observées ont toutes les caractéristiques d'une phase magmatique primaire, montrant le caractère hydraté du magma. Elles jouent donc un rôle non négligeable dans l'histoire magmatique du magma parental.

Les compositions chimiques représentatives de ces minéraux sont présentées dans le tableau 15. Dans le diagramme Al_2O_3 -MgO-FeO, la projection des analyses effectuées

sur les biotites des coulées dacitiques sont plutôt caractéristiques d'une évolution de type calco-alcalin.

Globalement les biotites présentent une proportion importante en aluminium (13,09 à 13,56), en magnésium (12,79 à 15,06) et en fer (15,58 à 17,07).

Dans le diagramme $Mg/(Mg+Fe)$ vs Si (Fig.18A) on constate que les valeurs du magnésium sont remarquablement constantes par rapport à Si, les rapprochant ainsi du domaine des phlogopites. Une corrélation négative est observé dans le diagramme Al^{IV} vs $Fe/(Fe+Mg)$, (Fig.18B)

La proportion de Al^{IV} en fonction du fer, montre que pendant le fractionnement du magma, l'aluminium diminue légèrement, alors que le fer augmente (Hecht, 1994). Les biotites sont riches en magnésium, leurs mg^* est compris entre 42,8 et 49,1, par contre elles s'appauvrissent légèrement en Al^{IV} , elles ont cristallisées au cours d'un léger fractionnement du magma lors de son ultime phase d'évolution. Dans le diagramme de Nachit et *al.*, (Fig.18C), les biotites des coulées dacitiques se projettent préférentiellement dans le domaine sub-alcalin.

L'évolution des biotites des différentes coulées de la structure est bien illustrée dans la figure 19, où les biotites évoluent d'un pôle magnésio-potassique vers le pôle alumineux dans le champ calco-alcalin.

III.2.7 Conclusion

Les caractéristiques pétrographiques des laves du complexe magmatique de Bled M'Dena décrivent deux séries magmatiques intimement liées. Une série évoluant des basaltes andésitiques aux rhyolites en passant par les termes intermédiaires, andésitiques et dacitiques. La deuxième série évolue des basaltes aux trachyandésites.

Les phénocristaux sont essentiellement représentés par le clinopyroxène, l'amphibole, les feldspaths, la biotite et le quartz. Dans les basaltes les clinopyroxènes apparaît comme la phase primaire la plus basique dans ces coulées. Ils correspondent à des diopsides ($En_{42,4-45,8} - Fs_{7,4-12,8} - Wo_{45,3-47,7}$) et à augites ($En_{40,6-49,1} - Fs_{8,6-10,1} - Wo_{39,7-44,4}$). C'est la seconde phase à cristalliser après les titanomagnétites, suivi par les plagioclases. Les compositions chimiques des clinopyroxènes, associés à l'ordre de cristallisation constituent de bons indicateurs du chimisme du magma parent et/ou de sa source. Elles retracent les conditions physiques de la cristallisation lors de la mise en

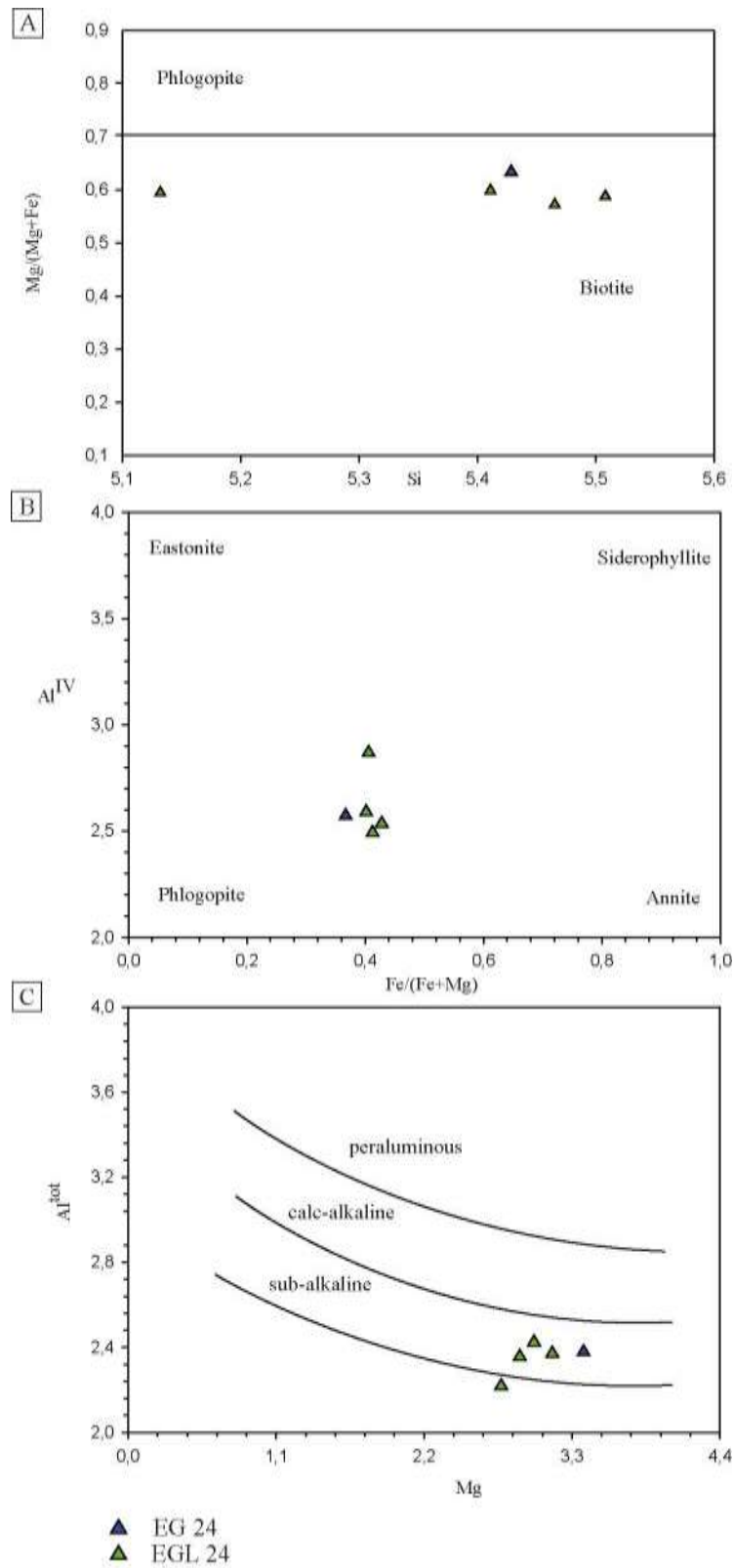
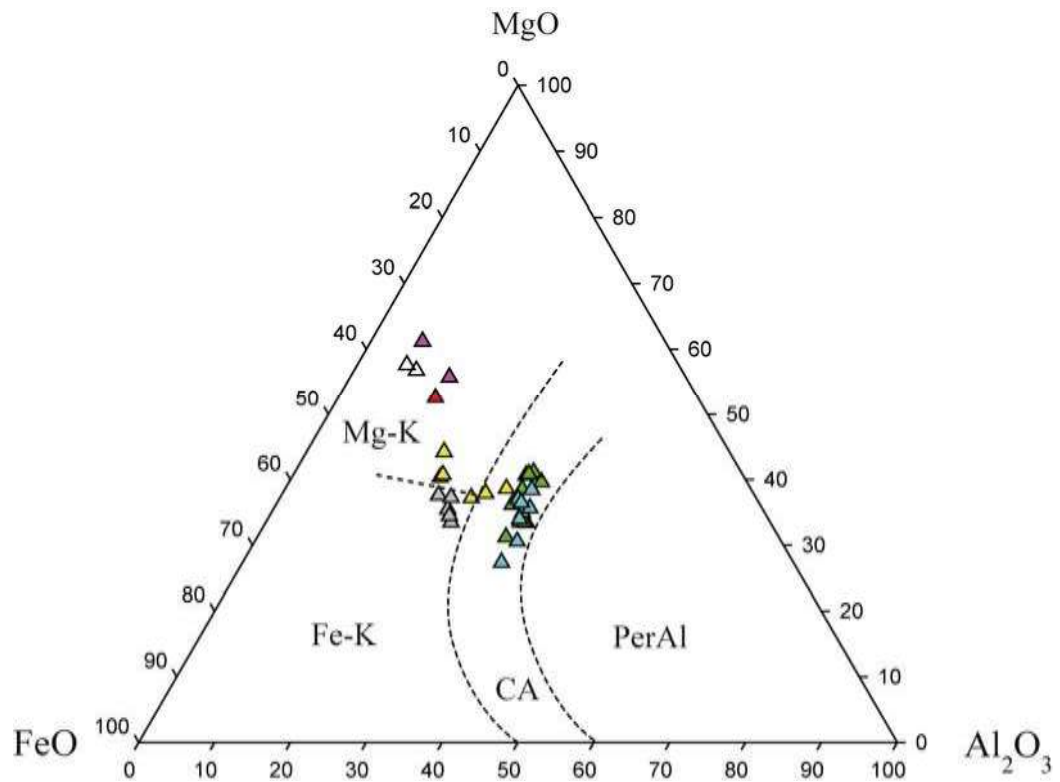


Fig.18 : (A) : diagramme discriminatif phlogopite/biotite d'après Ferré et Leake (2001), (B) : diagramme de classification des biotites, (C) : diagramme Mg vs Al^{tot} d'après Nachit et al. (1985)



- ▲ dacite (EG22)
- ▲ dacite (EG24)
- ▲ dacite (EGL24)
- ▲ basalte andésitique (EG16)
- ▲ basalte (EGL15)
- ▲ basalte du centre (EGL21)
- △ trachyandésite (EG28)

*Fig.19 : Diagramme ternaire Al₂O₃ vs MgO vs FeO
d'après Rossi et Chevremont (1987)*

place de la structure annulaire. Le comportement de SiO_2 , Cr_2O_3 et Na_2O par rapport à mg^* , varie d'une lignée magmatique à une autre. Le comportement du chrome, montre une pente plus importante dans la série calco-alcaline, alors que dans le comportement du potassium, sodium et à un degré moindre dans celle du calcium, elle est plus forte dans la série tholéitique. En revanche les deux séries montrent des corrélations opposées dans le comportement de Al_2O_3 et TiO_2 en fonction de mg^* et une corrélation négative du FeO par rapport à mg^* .

Par ailleurs le basalte andésitique (EG 30) présente des clinopyroxènes de type pigeonite ($\text{En}_{57,5-66,8} - \text{Fs}_{16,7-32,7} - \text{Wo}_{9,8-16,5}$) qui cohabitent avec des orthopyroxènes présentant une composition de clinoenstatite ($\text{En}_{78,8-83,5} - \text{Fs}_{13,9-17,3} - \text{Wo}_{2,6-3,9}$). Ce basalte appartient à une série qui évolue selon un trend calco-alcalin.

L'amphibole de nature magnésiohastingsite, apparaît morphologiquement comme la phase primaire la plus importante et la plus basique des andésites et des dacites. Elle cristallise dans ce type de faciès juste après les clinopyroxènes.

Le feldspath plagioclase est la troisième phase à cristalliser, suivie de peu, dans les faciès plus alcalins par le feldspath alcalin. Le plagioclase est essentiellement du labrador, dans les roches andésitique et dacitique, la composition du plagioclase est de nature intermédiaire, elle évolue généralement dans le champ de l'andésine et de l'oligoclase. Néanmoins quelques analyses montrent une forte albitisation secondaire du plagioclase dans ce type de roche. Les faciès trachyandésitiques ont un plagioclase de composition intermédiaire coexistant avec des sanidines de composition proche du pôle pur orthose, par ailleurs, dans la coulée basaltique EGL15 et la coulée trachyandésitique EGL13, les plagioclases cohabitent avec de rares sanidines de composition ($\text{Or}_{47,6-52,7}$). Le quartz représente certainement la phase la plus tardive des coulées dacitiques et rhyolitiques.

La biotite présente dans les trachyandésites et les dacites présentent une évolution du pôle magnésio-potassique vers le pôle alumineux dans le champ calco-alcalin.

Les minéraux accessoires les plus fréquents sont l'ilménite et l'apatite, ce sont des phases magmatiques précoces, bien que leur position au sein de la mésostase limite fortement toute interprétation texturale de la chronologie de cristallisation de chaque grain. On les retrouve dans les trachyandésites, dans les andésites et dans les dacites.

| Basaltes | | | |
|--------------------------------|--|------------------|--------|
| Cpx | EGL 5 | EG 18 | EGL 21 |
| | 89 90 91 92 93 95 97 102 103 104 105 106 107 59 60 63 | | |
| | | phéno. microlite | |
| SiO ₂ | 52,47 52,30 52,50 51,79 51,73 52,56 51,59 51,63 51,61 52,30 53,57 52,13 52,67 52,16 53,36 52,45 | | |
| Al ₂ O ₃ | 2,94 2,51 2,78 2,92 3,22 2,74 3,04 2,80 2,92 2,21 1,50 2,28 2,00 2,47 0,93 2,03 | | |
| TiO ₂ | 0,25 0,24 0,10 0,23 0,28 0,27 0,42 0,29 0,35 0,17 0,19 0,27 0,21 0,18 0,23 0,09 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,53 0,56 0,88 0,82 0,55 0,58 0,61 0,82 0,71 0,17 0,20 0,07 0,15 0,14 0,21 0,72 | | |
| FeO | 6,66 6,19 6,18 5,99 6,48 6,48 5,96 6,03 5,99 7,22 6,29 6,99 6,84 8,65 6,49 5,12 | | |
| NiO | 0,01 0,03 0,00 0,00 0,02 0,03 0,00 0,00 0,00 0,02 0,01 0,00 0,01 0,00 0,02 0,01 | | |
| MnO | 0,22 0,16 0,19 0,16 0,22 0,18 0,17 0,12 0,15 0,17 0,21 0,17 0,18 0,30 0,18 0,15 | | |
| MgO | 17,00 16,98 17,25 16,80 17,03 16,95 16,48 16,86 16,67 16,69 17,01 16,78 16,83 14,23 15,37 17,00 | | |
| CaO | 19,13 19,79 19,29 20,32 19,65 19,59 20,60 20,04 20,32 19,77 20,37 20,34 20,16 21,93 22,96 21,83 | | |
| Na ₂ O | 0,36 0,29 0,35 0,29 0,38 0,34 0,31 0,41 0,36 0,31 0,31 0,25 0,29 0,22 0,31 0,38 | | |
| K ₂ O | 0,05 0,02 0,00 0,00 0,05 0,01 0,02 0,02 0,02 0,03 0,02 0,01 0,02 0,01 0,02 0,03 | | |
| Total | 99,62 99,07 99,51 99,32 99,61 99,73 99,19 99,01 99,10 99,05 99,68 99,30 99,34 100,30 100,08 99,80 | | |
| mg* | 71,85 73,28 73,63 73,70 72,44 72,36 73,46 73,67 73,56 69,80 73,00 70,59 71,12 62,19 70,30 76,84 | | |
| FS à 6 oxygènes | | | |
| Si | 1,93 1,93 1,93 1,91 1,91 1,93 1,91 1,91 1,91 1,94 1,97 1,93 1,95 1,94 1,97 1,93 | | |
| Al ^{IV} | 0,07 0,07 0,07 0,09 0,09 0,07 0,09 0,09 0,09 0,06 0,03 0,07 0,05 0,06 0,03 0,07 | | |
| Al ^{VI} | 0,06 0,04 0,05 0,04 0,05 0,04 0,04 0,04 0,04 0,03 0,03 0,03 0,05 0,01 0,02 | | |
| Ti | 0,01 0,01 0,00 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,00 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,00 | | |
| Fe | 0,20 0,19 0,19 0,19 0,20 0,20 0,18 0,19 0,19 0,22 0,19 0,22 0,21 0,27 0,20 0,16 | | |
| Mg | 0,93 0,94 0,95 0,93 0,94 0,93 0,91 0,93 0,92 0,92 0,93 0,93 0,93 0,79 0,85 0,93 | | |
| Mn | 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,00 0,00 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,00 | | |
| Cr | 0,02 0,02 0,03 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,00 0,01 0,00 0,00 0,00 0,01 0,02 | | |
| Na | 0,03 0,02 0,02 0,02 0,03 0,02 0,02 0,03 0,03 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,03 | | |
| K | 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 | | |
| Ca | 0,75 0,78 0,76 0,80 0,78 0,77 0,82 0,80 0,81 0,79 0,80 0,81 0,80 0,87 0,91 0,86 | | |
| total | 4,01 4,01 4,01 4,01 4,02 4,01 4,01 4,02 4,02 4,01 4,00 4,02 4,01 4,01 4,01 4,03 | | |
| Ens | 48,47 48,32 49,09 47,69 48,10 48,14 46,92 47,84 47,38 47,09 47,65 46,95 47,06 40,58 43,05 47,49 | | |
| Fs | 11,01 10,14 10,17 9,79 10,62 10,61 9,79 9,79 9,79 11,70 10,22 11,24 11,01 14,50 10,77 8,65 | | |
| Wo | 39,67 40,89 39,96 41,90 40,40 40,48 42,61 41,47 42,04 40,51 41,45 41,26 41,29 45,27 46,69 44,43 | | |

Tableau 9a: composition chimiques des clinopyroxènes des roches volcaniques de la structure de Bled M'Dena

| basaltes | | | Trachyandésite | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|---------------|----------------|--------------|----------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|
| Cpx | EGL15 | | | | | EG 30 | | EG 28 | | | | |
| | 39 | 40 | 41 | 42 | 43 | 44 | 46 | 50 | 57 | 59 | 24 | 25 |
| | <i>cœur</i> | | <i>bordure</i> | | <i>bordure</i> | | <i>cœur</i> | | | | | |
| SiO ₂ | 53,71 | 53,50 | 53,35 | 52,01 | 51,86 | 53,19 | 52,30 | 50,87 | 51,01 | 50,72 | 52,41 | 51,98 |
| Al ₂ O ₃ | 0,42 | 0,75 | 1,37 | 1,83 | 1,95 | 0,95 | 1,65 | 4,72 | 5,38 | 4,06 | 1,00 | 1,30 |
| TiO ₂ | 0,11 | 0,26 | 0,23 | 0,71 | 0,73 | 0,24 | 0,57 | 0,42 | 0,47 | 0,37 | 0,29 | 0,33 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 | 0,00 | 0,90 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,07 | 0,59 | 0,57 | 0,61 | 0,06 | 0,07 |
| FeO | 7,39 | 7,55 | 4,23 | 9,13 | 9,28 | 7,38 | 7,70 | 14,57 | 10,36 | 18,77 | 8,30 | 9,00 |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,04 |
| MnO | 0,38 | 0,41 | 0,04 | 0,28 | 0,27 | 0,39 | 0,36 | 0,26 | 0,18 | 0,34 | 0,32 | 0,43 |
| MgO | 15,11 | 15,08 | 16,00 | 14,81 | 14,88 | 14,88 | 15,06 | 21,72 | 23,59 | 19,84 | 14,69 | 15,28 |
| CaO | 22,23 | 22,26 | 22,81 | 19,90 | 20,40 | 21,90 | 20,55 | 6,29 | 8,11 | 4,46 | 21,53 | 22,03 |
| Na ₂ O | 0,41 | 0,48 | 0,51 | 0,48 | 0,53 | 0,42 | 0,69 | 0,15 | 0,02 | 0,27 | 0,40 | 0,54 |
| K ₂ O | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,07 | 0,08 | 0,23 | 0,14 | 0,31 | 0,00 | 0,00 |
| Total | 99,83 | 100,31 | 99,48 | 99,22 | 99,98 | 99,47 | 99,03 | 99,81 | 99,84 | 99,78 | 99,02 | 100,99 |
| mg* | 67,15 | 66,64 | 79,10 | 61,88 | 61,60 | 66,84 | 66,16 | 59,85 | 69,49 | 51,38 | 63,91 | 62,93 |
| FS à 6 oxygènes | | | | | | | | | | | | |
| Si | 1,99 | 1,94 | 1,96 | 1,95 | 1,93 | 1,98 | 1,95 | 1,87 | 1,85 | 1,90 | 1,97 | 1,92 |
| Al ^{IV} | 0,01 | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,13 | 0,15 | 0,10 | 0,03 | 0,08 |
| Al ^{VI} | 0,01 | -0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,07 | 0,08 | 0,08 | 0,01 | -0,02 |
| Ti | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,15 | 0,10 | 0,01 |
| Fe | 0,23 | 0,23 | 0,13 | 0,29 | 0,29 | 0,23 | 0,24 | 0,45 | 0,01 | 0,01 | 0,26 | 0,28 |
| Mg | 0,84 | 0,92 | 0,88 | 0,83 | 0,83 | 0,83 | 0,84 | 1,19 | 0,31 | 0,60 | 0,83 | 0,86 |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 1,27 | 1,07 | 0,01 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,03 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,03 | 0,04 |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 |
| Ca | 0,88 | 0,87 | 0,90 | 0,80 | 0,82 | 0,87 | 0,83 | 0,25 | 0,31 | 0,18 | 0,87 | 0,87 |
| total | 4,01 | 4,05 | 4,00 | 4,01 | 4,02 | 4,01 | 4,02 | 4,02 | 4,17 | 4,10 | 4,02 | 4,06 |
| Ens | 42,49 | 45,29 | 45,76 | 42,89 | 42,46 | 42,40 | 43,64 | 62,85 | 66,80 | 57,48 | 41,36 | 41,65 |
| Fs | 12,62 | 12,25 | 7,38 | 15,67 | 15,70 | 12,79 | 13,54 | 24,07 | 16,74 | 32,71 | 13,62 | 14,15 |
| Wo | 45,53 | 43,12 | 47,71 | 42,15 | 42,61 | 45,43 | 43,83 | 13,07 | 16,46 | 9,80 | 44,21 | 43,13 |

Tableau 9b : composition chimiques des clinopyroxènes des roches volcaniques de la structure de Bled M'Dena

| | andésites | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | dacites | |
|------------------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|------|--|---------|--------|
| Amph | EG22 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | EG 24 | EGL 24 |
| | 4 | 5 | 7 | 8 | 10 | 11 | 12 | 13 | 19 | 20 | 21 | 71 | 72 | 84 | 85 | 87 | 52 | 53 | | | | |
| SiO ₂ | 44,29 | 43,95 | 44,04 | 41,65 | 44,88 | 42,55 | 41,92 | 43,44 | 43,82 | 42,86 | 44,18 | 50,86 | 46,16 | 44,62 | 44,93 | 47,22 | 45,26 | 48,31 | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 11,36 | 12,57 | 11,27 | 12,91 | 11,16 | 13,27 | 13,12 | 12,64 | 11,59 | 12,68 | 11,62 | 3,98 | 6,71 | 9,02 | 9,63 | 6,76 | 10,69 | 6,06 | | | | |
| TiO ₂ | 1,26 | 1,39 | 1,10 | 1,57 | 1,09 | 1,40 | 1,57 | 1,35 | 1,18 | 1,25 | 1,05 | 0,93 | 0,95 | 1,19 | 1,07 | 1,40 | 1,00 | 1,22 | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,08 | 0,01 | 0,23 | 0,00 | 0,05 | 0,15 | 0,18 | 0,00 | 0,15 | 0,09 | 0,09 | 0,17 | 0,24 | 0,00 | 0,23 | 0,08 | | | | | | |
| FeO | 10,58 | 13,78 | 11,82 | 12,69 | 10,77 | 12,39 | 12,51 | 10,28 | 10,06 | 12,22 | 10,54 | 10,71 | 13,74 | 13,41 | 12,69 | 13,52 | 11,80 | 12,56 | | | | |
| NiO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,00 | | | | |
| MnO | 0,18 | 0,26 | 0,35 | 0,20 | 0,11 | 0,19 | 0,20 | 0,16 | 0,14 | 0,09 | 0,05 | 0,47 | 0,43 | 0,28 | 0,26 | 0,41 | 0,18 | 0,35 | | | | |
| MgO | 15,03 | 11,95 | 13,10 | 12,91 | 13,75 | 12,87 | 12,95 | 15,05 | 15,11 | 13,38 | 15,31 | 16,27 | 13,82 | 13,30 | 13,62 | 13,94 | 14,14 | 14,76 | | | | |
| CaO | 10,90 | 10,70 | 10,67 | 10,95 | 10,46 | 10,90 | 10,62 | 10,71 | 11,15 | 10,97 | 10,66 | 11,55 | 11,34 | 10,96 | 11,16 | 11,25 | 11,25 | 10,86 | | | | |
| Na ₂ O | 2,36 | 2,42 | 2,29 | 2,59 | 2,42 | 2,46 | 2,46 | 2,64 | 2,41 | 2,49 | 2,51 | 1,28 | 1,75 | 1,90 | 2,01 | 1,53 | 2,10 | 1,41 | | | | |
| K ₂ O | 0,51 | 0,70 | 0,64 | 0,68 | 0,57 | 0,58 | 0,63 | 0,58 | 0,58 | 0,62 | 0,57 | 0,36 | 0,66 | 0,60 | 0,56 | 0,69 | 0,47 | 0,51 | | | | |
| Total | 96,56 | 97,75 | 95,35 | 96,15 | 95,45 | 96,62 | 96,04 | 97,05 | 96,24 | 96,59 | 96,66 | 96,50 | 95,65 | 95,45 | 96,17 | 96,73 | 97,17 | 96,12 | | | | |
| Na ₂ O+K ₂ O | 2,87 | 3,12 | 2,92 | 3,28 | 2,98 | 3,04 | 3,09 | 3,22 | 2,99 | 3,12 | 3,07 | 1,64 | 2,42 | 2,50 | 2,57 | 2,22 | 2,57 | 1,92 | | | | |
| mg* | 58,69 | 46,45 | 52,56 | 50,44 | 56,08 | 50,93 | 50,87 | 59,40 | 60,03 | 52,27 | 59,22 | 60,30 | 50,15 | 49,79 | 51,77 | 50,77 | 54,52 | 54,04 | | | | |
| Si | 6,45 | 6,35 | 6,53 | 6,25 | 6,47 | 6,32 | 6,28 | 6,36 | 6,40 | 6,37 | 6,43 | 7,42 | 6,96 | 6,73 | 6,70 | 7,01 | 6,35 | 6,84 | | | | |
| Al ^{IV} | 1,55 | 1,65 | 1,47 | 1,75 | 1,53 | 1,68 | 1,72 | 1,64 | 1,60 | 1,63 | 1,57 | 0,58 | 1,04 | 1,27 | 1,30 | 0,99 | 1,65 | 1,16 | | | | |
| Al ^{VI} | 0,44 | 0,59 | 0,55 | 0,54 | 0,50 | 0,65 | 0,59 | 0,55 | 0,44 | 0,58 | 0,46 | 0,10 | 0,16 | 0,34 | 0,40 | 0,19 | 0,12 | -0,15 | | | | |
| Ti | 0,14 | 0,16 | 0,13 | 0,18 | 0,13 | 0,16 | 0,18 | 0,15 | 0,13 | 0,14 | 0,12 | 0,10 | 0,11 | 0,14 | 0,12 | 0,16 | 0,11 | 0,13 | | | | |
| Fe | 1,32 | 1,74 | 1,50 | 1,59 | 1,39 | 1,54 | 1,57 | 1,26 | 1,26 | 1,52 | 1,31 | 1,31 | 1,73 | 1,69 | 1,58 | 1,68 | 1,38 | 1,49 | | | | |
| Mg | 3,34 | 2,69 | 2,96 | 2,89 | 3,17 | 2,85 | 2,89 | 3,29 | 3,37 | 2,97 | 3,40 | 3,54 | 3,11 | 2,99 | 3,03 | 3,09 | 2,96 | 3,12 | | | | |
| Mn | 0,02 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,05 | 0,02 | 0,04 | | | | |
| Cr | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | | | | |
| Na | 0,68 | 0,71 | 0,67 | 0,75 | 0,72 | 0,71 | 0,71 | 0,75 | 0,70 | 0,72 | 0,72 | 0,36 | 0,51 | 0,56 | 0,58 | 0,44 | 0,57 | 0,39 | | | | |
| K | 0,10 | 0,14 | 0,12 | 0,13 | 0,11 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,11 | 0,12 | 0,11 | 0,07 | 0,13 | 0,12 | 0,11 | 0,13 | 0,08 | 0,09 | | | | |
| Ca | 1,74 | 1,73 | 1,74 | 1,76 | 1,73 | 1,73 | 1,70 | 1,68 | 1,79 | 1,75 | 1,70 | 1,80 | 1,83 | 1,77 | 1,78 | 1,79 | 1,69 | 1,65 | | | | |
| total | 15,80 | 15,80 | 15,73 | 15,87 | 15,79 | 15,77 | 15,80 | 15,82 | 15,84 | 15,80 | 15,85 | 15,35 | 15,65 | 15,66 | 15,66 | 15,53 | 14,97 | 14,76 | | | | |
| mg* | 71,69 | 60,72 | 66,40 | 64,46 | 69,48 | 64,94 | 64,86 | 72,30 | 72,81 | 66,13 | 72,14 | 73,03 | 64,20 | 63,88 | 65,68 | 64,77 | 68,13 | 67,70 | | | | |
| Na+K | 0,78 | 0,84 | 0,80 | 0,88 | 0,84 | 0,82 | 0,83 | 0,86 | 0,81 | 0,84 | 0,83 | 0,43 | 0,64 | 0,67 | 0,69 | 0,57 | 0,66 | 0,48 | | | | |
| Ca+Na | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 0,08 | 0,09 | | | |

Tableau 10a: composition chimiques des amphiboles des andésites et des dacites de la structure de Bled M'Dena

| Amph | basalte andésitique | | | | | | | | | | | | | basaltes | | | | | | trachyandésite | | | | | | | | | |
|--------------|------------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|-------|-------|--|--|--|----------------|--|------|--|--|--|--------------|--------------|-------|-------|
| | EG 16 | | | | | | | | | | | | | EGL 15 | | | | | | EGL 21 | | EG28 | | | | | | | |
| | 44 | 45 | 47 | 48 | 49 | 50 | 51 | 29 | 31 | 103 | 104 | 105 | 61 | 62 | | | | | | | | | | | | | | 26 | 31 |
| SiO2 | 43,78 | 44,04 | 43,29 | 43,57 | 43,70 | 42,54 | 41,97 | 50,86 | 50,79 | 44,29 | 43,29 | 43,79 | 45,88 | 45,23 | | | | | | | | | | | | | | 50,82 | 50,29 |
| Al2O3 | 11,73 | 12,75 | 12,10 | 12,21 | 13,59 | 12,89 | 13,51 | 4,13 | 1,61 | 8,17 | 9,17 | 8,67 | 7,33 | 7,87 | | | | | | | | | | | | | 2,00 | 1,57 | |
| TiO2 | 1,67 | 1,31 | 1,61 | 1,53 | 1,87 | 1,61 | 1,53 | 0,76 | 0,50 | 2,55 | 2,95 | 2,75 | 1,97 | 2,29 | | | | | | | | | | | | | 0,57 | 0,44 | |
| Cr2O3 | 0,09 | 0,11 | 0,05 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,32 | 0,16 | 0,04 | 0,05 | | | | | | | | | | | | | 0,12 | 0,05 | |
| FeO | 11,70 | 11,57 | 11,77 | 10,86 | 13,66 | 12,73 | 15,22 | 9,81 | 7,56 | 14,73 | 15,80 | 15,26 | 14,73 | 14,03 | | | | | | | | | | | | | 8,53 | 8,63 | |
| NiO | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | | | | | | | | | | | | | 0,02 | 0,00 | |
| MnO | 0,16 | 0,14 | 0,08 | 0,16 | 0,22 | 0,12 | 0,19 | 0,31 | 0,24 | 0,26 | 0,53 | 0,39 | 0,14 | 0,22 | | | | | | | | | | | | | 0,26 | 0,30 | |
| MgO | 13,79 | 13,47 | 13,73 | 14,41 | 11,98 | 13,18 | 10,81 | 17,56 | 14,46 | 12,58 | 12,58 | 12,58 | 13,30 | 13,01 | | | | | | | | | | | | | 13,82 | 13,88 | |
| CaO | 10,79 | 11,41 | 10,93 | 10,92 | 10,86 | 10,96 | 11,29 | 11,54 | 22,08 | 10,75 | 9,00 | 9,87 | 10,93 | 10,84 | | | | | | | | | | | | | 21,57 | 22,19 | |
| Na2O | 2,48 | 2,25 | 2,54 | 2,48 | 2,41 | 2,70 | 2,42 | 1,02 | 0,49 | 2,14 | 2,14 | 2,14 | 1,78 | 1,95 | | | | | | | | | | | | | 0,01 | 0,55 | |
| K2O | 0,74 | 0,74 | 0,74 | 0,68 | 0,57 | 0,65 | 0,65 | 0,34 | 0,02 | 0,70 | 0,90 | 0,80 | 0,65 | 0,72 | | | | | | | | | | | | | 0,49 | 0,04 | |
| Total | 96,95 | 97,79 | 96,83 | 96,81 | 98,89 | 97,42 | 97,58 | 96,34 | 97,79 | 96,18 | 96,70 | 96,44 | 96,74 | 96,22 | | | | | | | | | | | | 98,21 | 97,93 | | |
| Na2O+K2O | 3,22 | 2,99 | 3,28 | 3,15 | 2,98 | 3,35 | 3,07 | 1,37 | 0,51 | 2,84 | 3,04 | 2,94 | 2,43 | 2,67 | | | | | | | | | | | | | 0,49 | 0,59 | |
| mg* | 54,10 | 53,78 | 53,84 | 57,03 | 46,73 | 50,87 | 41,53 | 64,15 | 65,68 | 46,08 | 44,33 | 45,19 | 47,46 | 48,13 | | | | | | | | | | | | | 61,85 | 61,65 | |
| Si | 6,40 | 6,30 | 6,34 | 6,41 | 6,22 | 6,23 | 6,20 | 7,39 | 7,42 | 6,69 | 6,54 | 6,62 | 6,56 | 6,50 | | | | | | | | | | | | | 7,42 | 7,39 | |
| AlIV | 1,60 | 1,70 | 1,66 | 1,59 | 1,78 | 1,77 | 1,80 | 0,61 | 0,58 | 1,31 | 1,46 | 1,38 | 1,44 | 1,50 | | | | | | | | | | | | | 0,58 | 0,61 | |
| AlVI | 0,46 | 0,55 | 0,47 | 0,53 | 0,62 | 0,50 | 0,61 | 0,09 | -0,30 | 0,15 | 0,17 | 0,16 | -0,20 | -0,17 | -0,24 | -0,34 | | | | | | | | | | | | | |
| Ti | 0,19 | 0,15 | 0,18 | 0,17 | 0,21 | 0,18 | 0,17 | 0,08 | 0,05 | 0,29 | 0,34 | 0,31 | 0,21 | 0,25 | | | | | | | | | | | | 0,06 | 0,05 | | |
| Fe | 1,46 | 1,45 | 1,47 | 1,34 | 1,71 | 1,60 | 1,93 | 1,19 | 0,92 | 1,86 | 2,00 | 1,93 | 1,76 | 1,69 | | | | | | | | | | | | | 1,04 | 1,06 | |
| Mg | 3,07 | 3,01 | 3,07 | 3,16 | 2,67 | 2,94 | 2,44 | 3,80 | 3,15 | 2,83 | 2,83 | 2,83 | 2,84 | 2,79 | | | | | | | | | | | | | 3,01 | 3,04 | |
| Mn | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,07 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | | | | | | | | | | | | | 0,03 | 0,04 | |
| Cr | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | | | | | | | | | | | | | 0,01 | 0,01 | |
| Na | 0,72 | 0,65 | 0,74 | 0,71 | 0,70 | 0,78 | 0,71 | 0,29 | 0,14 | 0,63 | 0,63 | 0,63 | 0,49 | 0,54 | | | | | | | | | | | | | 0,00 | 0,16 | |
| K | 0,14 | 0,14 | 0,14 | 0,13 | 0,11 | 0,12 | 0,13 | 0,06 | 0,00 | 0,13 | 0,17 | 0,15 | 0,12 | 0,13 | | | | | | | | | | | | | 0,09 | 0,01 | |
| Ca | 1,73 | 1,83 | 1,75 | 1,72 | 1,74 | 1,76 | 1,83 | 1,80 | 3,46 | 1,74 | 1,46 | 1,60 | 1,67 | 1,67 | | | | | | | | | | | | | 3,37 | 3,49 | |
| total | 15,81 | 15,82 | 15,85 | 15,78 | 15,77 | 15,91 | 15,84 | 15,35 | 15,46 | 15,67 | 15,69 | 15,68 | 14,91 | 14,92 | | | | | | | | | | | | 15,39 | 15,51 | | |
| mg* | 67,76 | 67,49 | 67,53 | 70,29 | 60,99 | 64,86 | 55,87 | 76,14 | 77,32 | 60,36 | 58,67 | 59,51 | 61,69 | 62,31 | | | | | | | | | | | | | 74,28 | 74,14 | |
| Ca | 1,73 | 1,83 | 1,75 | 1,72 | 1,74 | 1,76 | 1,83 | 1,80 | 3,46 | 1,74 | 1,46 | 1,60 | 1,67 | 1,67 | | | | | | | | | | | | | 3,37 | 3,49 | |
| Na+K | 0,86 | 0,80 | 0,88 | 0,84 | 0,81 | 0,91 | 0,84 | 0,35 | 0,14 | 0,76 | 0,80 | 0,78 | 0,61 | 0,67 | | | | | | | | | | | | | 0,09 | 0,16 | |
| Ti | 0,19 | 0,15 | 0,18 | 0,17 | 0,21 | 0,18 | 0,17 | 0,08 | 0,05 | 0,29 | 0,34 | 0,31 | 0,21 | 0,25 | | | | | | | | | | | | | 0,06 | 0,05 | |
| Ca+Na | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | 2,42 | | | | | | | | | | | | | 2,42 | 2,42 | |

Tableau 10b: composition chimiques des amphiboles des basaltes andésitiques, des basaltes et des trachyandésites de la structure de Bled M'Dena

| plagio 98 | basaltes | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------|----------------------------|------------------------------|--------------|---------------|----------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|--------------|--------------|----------------|--------------|--------------|---------------|--------------|
| | EG 18 | | | | EGL 15 | | | | | | | | | | EG 3 | | | |
| | 99 | 97 | 100 | 101 | 24 | 25 | 27 | 28 | 35 | 36 | 37 | 47 | 48 | 49 | 64 | 66 | 67 | |
| | <i>microlite microlite</i> | <i>pheno pheno microlite</i> | | | <i>bordure</i> | <i>cœur</i> | | | <i>Phéno</i> | | | | <i>cœur</i> | <i>bordure</i> | | | | |
| SiO2 | 52,51 | 54,01 | 51,09 | 51,94 | 53,84 | 56,03 | 56,72 | 58,38 | 66,23 | 58,33 | 58,45 | 62,92 | 58,87 | 56,75 | 58,52 | 52,94 | 58,24 | 54,26 |
| Al2O3 | 29,72 | 28,95 | 29,49 | 29,88 | 28,32 | 27,39 | 26,66 | 25,42 | 21,54 | 25,89 | 25,90 | 22,38 | 24,95 | 26,72 | 25,94 | 29,15 | 25,39 | 27,85 |
| TiO2 | 0,07 | 0,06 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,10 | 0,11 | 0,02 | 0,00 | 0,12 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,09 | 0,05 | 0,11 | 0,00 |
| Cr2O3 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,00 | 0,05 | 0,03 |
| FeO | 1,11 | 0,67 | 0,99 | 0,88 | 0,72 | 0,30 | 0,32 | 0,33 | 0,22 | 0,18 | 0,62 | 0,72 | 0,37 | 0,52 | 0,20 | 0,70 | 1,24 | 0,94 |
| NiO | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 |
| MnO | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,04 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 |
| MgO | 0,09 | 0,06 | 0,09 | 0,07 | 0,15 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,02 | 0,03 | 0,09 | 0,05 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,13 | 0,08 | 0,15 |
| CaO | 12,15 | 11,49 | 12,86 | 12,58 | 11,55 | 9,38 | 8,57 | 6,99 | 1,74 | 7,64 | 7,92 | 4,38 | 6,43 | 9,07 | 7,99 | 12,60 | 8,12 | 11,00 |
| Na2O | 4,40 | 4,90 | 4,61 | 4,09 | 4,64 | 6,22 | 6,48 | 7,26 | 10,07 | 7,07 | 6,59 | 9,08 | 6,33 | 6,19 | 6,75 | 4,18 | 6,75 | 5,02 |
| K2O | 0,32 | 0,30 | 0,65 | 0,50 | 0,63 | 0,28 | 0,19 | 0,60 | 0,11 | 0,16 | 0,55 | 0,23 | 2,27 | 0,43 | 0,21 | 0,23 | 0,61 | 0,31 |
| Total | 100,41 | 100,44 | 99,88 | 100,06 | 99,94 | 99,71 | 99,02 | 99,21 | 100,00 | 99,32 | 100,26 | 99,75 | 99,23 | 99,85 | 99,74 | 99,97 | 100,59 | 99,57 |
| oxygène 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,38 | 2,44 | 2,35 | 2,37 | 2,45 | 2,53 | 2,57 | 2,64 | 2,90 | 2,63 | 2,62 | 2,80 | 2,67 | 2,56 | 2,62 | 2,41 | 2,61 | 2,47 |
| Al | 1,59 | 1,54 | 1,60 | 1,61 | 1,52 | 1,46 | 1,42 | 1,35 | 1,11 | 1,37 | 1,37 | 1,17 | 1,33 | 1,42 | 1,37 | 1,56 | 1,34 | 1,49 |
| Ti | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Fe | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,03 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,05 |
| Mg | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 |
| Mn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Na | 0,39 | 0,43 | 0,41 | 0,36 | 0,41 | 0,54 | 0,57 | 0,64 | 0,86 | 0,62 | 0,57 | 0,75 | 0,56 | 0,54 | 0,59 | 0,37 | 0,59 | 0,44 |
| K | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,13 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,03 | 0,02 |
| Ca | 0,59 | 0,56 | 0,63 | 0,61 | 0,56 | 0,45 | 0,42 | 0,34 | 0,08 | 0,37 | 0,38 | 0,21 | 0,31 | 0,44 | 0,38 | 0,61 | 0,39 | 0,54 |
| total | 5,02 | 5,01 | 5,08 | 5,02 | 5,01 | 5,02 | 5,01 | 5,02 | 4,97 | 5,00 | 5,00 | 5,01 | 5,01 | 5,01 | 4,99 | 5,00 | 5,02 | 5,01 |
| Or | 1,86 | 1,72 | 3,52 | 2,89 | 3,62 | 1,59 | 1,10 | 3,43 | 0,65 | 0,92 | 3,19 | 1,30 | 13,13 | 2,46 | 1,22 | 1,34 | 3,45 | 1,80 |
| An | 59,29 | 55,47 | 58,52 | 61,14 | 55,81 | 44,73 | 41,76 | 33,54 | 8,66 | 37,04 | 38,63 | 20,77 | 31,23 | 43,64 | 39,06 | 61,65 | 38,55 | 53,78 |
| Ab | 38,85 | 42,81 | 37,96 | 35,97 | 40,57 | 53,68 | 57,14 | 63,03 | 90,69 | 62,03 | 58,17 | 77,93 | 55,64 | 53,90 | 59,72 | 37,01 | 58,00 | 44,41 |

Tableau 11: composition des plagioclases des basaltes de la structure de Bled M'Dena

| plagio | Trachyandésites | | | | | | | | | | | | | | |
|---------------------|-----------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|---------------|
| | EG28 | | | | | | | | | | | | | | |
| | 29 | 30 | 32 | 33 | 34 | 35 | 36 | EG 33 | 37 | 40 | 41 | 42 | 43 | 56 | 63 |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 62,16 | 59,09 | 58,74 | 58,09 | 61,61 | 67,96 | 67,71 | 69,03 | 66,57 | 67,46 | 67,91 | 67,69 | 50,37 | 51,86 | |
| Al2O3 | 24,07 | 25,61 | 25,74 | 25,66 | 23,87 | 19,82 | 19,84 | 19,76 | 20,28 | 19,73 | 19,83 | 20,24 | 30,45 | 29,88 | |
| TiO2 | 0,03 | 0,10 | 0,06 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,01 | 0,04 | 0,06 | |
| Cr2O3 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,06 | 0,04 | | |
| FeO | 0,19 | 0,57 | 0,32 | 0,54 | 0,15 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,48 | 0,66 | |
| NiO | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | |
| MnO | 0,00 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | |
| MgO | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,23 | 0,13 | |
| CaO | 5,02 | 7,29 | 7,26 | 7,41 | 5,24 | 0,12 | 0,10 | 0,08 | 0,23 | 0,11 | 0,08 | 0,48 | 0,29 | 0,20 | |
| Na2O | 8,98 | 7,56 | 7,58 | 7,39 | 8,68 | 11,80 | 12,07 | 11,95 | 11,11 | 11,82 | 11,87 | 11,60 | 14,01 | 13,30 | |
| K2O | 0,39 | 0,28 | 0,33 | 0,23 | 0,20 | 0,14 | 0,08 | 0,04 | 0,72 | 0,12 | 0,18 | 0,11 | 3,51 | 4,20 | |
| Total 100,87 | | | 100,53 | 100,08 | 99,37 | 99,77 | 99,90 | 99,89 | 100,88 | 99,04 | 99,29 | 99,91 | 100,16 | 99,46 | 100,30 |
| oxygène 8 | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,740 | 2,635 | 2,629 | 2,621 | 2,743 | 2,976 | 2,969 | 2,990 | 2,949 | 2,974 | 2,975 | 2,959 | 2,315 | 2,360 | |
| Al | 1,251 | 1,346 | 1,358 | 1,364 | 1,252 | 1,023 | 1,025 | 1,009 | 1,059 | 1,025 | 1,024 | 1,043 | 1,649 | 1,600 | |
| Ti | 0,001 | 0,003 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | |
| Fe | 0,007 | 0,021 | 0,012 | 0,020 | 0,006 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,018 | 0,025 | |
| Mg | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,016 | 0,009 | |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | |
| Cr | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | |
| Na | 0,768 | 0,654 | 0,658 | 0,646 | 0,749 | 1,002 | 1,026 | 1,003 | 0,954 | 1,010 | 1,008 | 0,983 | 0,690 | 0,648 | |
| K | 0,022 | 0,016 | 0,019 | 0,013 | 0,011 | 0,008 | 0,004 | 0,002 | 0,041 | 0,007 | 0,010 | 0,006 | 0,017 | 0,012 | |
| Ca | 0,237 | 0,348 | 0,348 | 0,358 | 0,250 | 0,006 | 0,005 | 0,004 | 0,011 | 0,005 | 0,004 | 0,022 | 0,313 | 0,370 | |
| total | 5,028 | 5,023 | 5,028 | 5,026 | 5,011 | 5,016 | 5,032 | 5,008 | 5,017 | 5,022 | 5,022 | 5,014 | 5,023 | 5,028 | |
| Or | 2,14 | 1,56 | 1,84 | 1,30 | 1,12 | 0,77 | 0,43 | 0,22 | 4,05 | 0,66 | 0,98 | 0,61 | 1,67 | 1,13 | |
| Al | 23,10 | 34,22 | 33,97 | 35,19 | 24,73 | 0,53 | 0,45 | 0,37 | 1,09 | 0,51 | 0,37 | 2,22 | 30,67 | 35,96 | |
| Ab | 74,77 | 64,22 | 64,19 | 63,51 | 74,14 | 98,68 | 99,11 | 99,41 | 94,87 | 98,83 | 98,65 | 97,17 | 67,66 | 62,92 | |

Tableau 12: composition des plagioclases des trachyandésites de la structure de Bled M'Dena

| plagio | Andésites | | | | | | | | | | | | | | Cœur | Bordure |
|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--|--|--|------|---------|
| | EG22 | | | | | | | | | | | | | | | |
| | 1 | 2 | 3 | 6 | 9 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 22 | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 58,81 | 56,80 | 55,96 | 59,10 | 67,55 | 57,19 | 61,15 | 57,46 | 59,06 | 57,01 | 58,06 | | | | | |
| Al2O3 | 25,12 | 26,86 | 27,37 | 25,98 | 19,14 | 25,97 | 25,56 | 27,33 | 25,71 | 26,79 | 26,08 | | | | | |
| TiO2 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,00 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | |
| Cr2O3 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | | | | | | |
| FeO | 0,14 | 0,25 | 0,26 | 0,10 | 0,21 | 0,12 | 0,16 | 0,15 | 0,13 | 0,19 | 0,25 | | | | | |
| NiO | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | | | | | | |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | | | | | |
| MgO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | | | | | |
| CaO | 7,08 | 8,99 | 9,22 | 7,34 | 4,55 | 8,42 | 6,53 | 8,93 | 6,84 | 8,51 | 7,78 | | | | | |
| Na2O | 7,45 | 6,38 | 6,33 | 7,76 | 7,87 | 6,90 | 7,68 | 6,48 | 7,45 | 6,83 | 7,29 | | | | | |
| K2O | 0,51 | 0,25 | 0,37 | 0,48 | 0,34 | 0,38 | 0,50 | 0,35 | 0,54 | 0,30 | 0,25 | | | | | |
| Total | 99,13 | 99,53 | 99,57 | 100,77 | 99,74 | 99,03 | 101,62 | 100,73 | 99,73 | 99,74 | 99,74 | | | | | |
| oxygène δ | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,654 | 2,563 | 2,531 | 2,644 | 2,988 | 2,593 | 2,681 | 2,561 | 2,646 | 2,568 | 2,609 | | | | | |
| Al | 1,336 | 1,428 | 1,459 | 1,370 | 0,998 | 1,388 | 1,321 | 1,436 | 1,357 | 1,422 | 1,381 | | | | | |
| Ti | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | | | |
| Fe | 0,005 | 0,009 | 0,010 | 0,004 | 0,008 | 0,005 | 0,006 | 0,006 | 0,005 | 0,007 | 0,009 | | | | | |
| Mg | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | | | | | |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | | | | | |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | | | | | |
| Na | 0,652 | 0,558 | 0,555 | 0,673 | 0,675 | 0,607 | 0,653 | 0,560 | 0,647 | 0,597 | 0,635 | | | | | |
| K | 0,029 | 0,014 | 0,021 | 0,027 | 0,019 | 0,022 | 0,028 | 0,020 | 0,031 | 0,017 | 0,014 | | | | | |
| Ca | 0,342 | 0,435 | 0,447 | 0,304 | 0,168 | 0,409 | 0,307 | 0,426 | 0,328 | 0,411 | 0,374 | | | | | |
| total | 5,02 | 5,01 | 5,03 | 5,02 | 4,86 | 5,03 | 5,00 | 5,01 | 5,03 | 5,03 | 5,03 | | | | | |
| Or | 2,87 | 1,43 | 2,09 | 2,73 | 2,22 | 2,12 | 2,83 | 1,98 | 3,07 | 1,68 | 1,40 | | | | | |
| An | 33,45 | 43,15 | 43,66 | 30,26 | 19,51 | 39,42 | 31,06 | 42,38 | 32,63 | 40,09 | 36,58 | | | | | |
| Ab | 63,69 | 55,42 | 54,25 | 67,02 | 78,27 | 58,46 | 66,11 | 55,65 | 64,31 | 58,23 | 62,02 | | | | | |

Tableau 13 : composition des plagioclases des andésites de la structure de Bled M'Dena

| plagio | dacites | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--------------|---------------|--------------|--|--------------|--------------|---------------|
| | EG 24 | | | | | | | | | | EG 1 | | | | | | | | | | EGL 24 | | | | | | | |
| | 69 | 70 | 74 | 77 | 78 | 15 | 16 | 18 | 19 | 20 | 21 | 23 | 51 | 54 | 55 | 56 | 82 | 85 | 83 | 86 | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | <i>bordure cœur</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO2 | 62,62 | 65,92 | 61,70 | 61,00 | 61,53 | 55,16 | 56,27 | 59,47 | 59,48 | 55,50 | 56,54 | 56,35 | 62,28 | 60,51 | 59,82 | 60,05 | 58,43 | 56,70 | 67,52 | 68,38 | | | | | | | | |
| Al2O3 | 23,09 | 21,95 | 23,65 | 23,87 | 23,80 | 27,77 | 26,63 | 25,09 | 25,71 | 27,23 | 27,21 | 27,14 | 23,76 | 24,66 | 24,92 | 25,10 | 25,89 | 26,29 | 20,02 | 20,49 | | | | | | | | |
| TiO2 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,02 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,04 | 0,00 | | | | | | | | |
| Cr2O3 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,08 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | | | | | | | | |
| FeO | 0,31 | 0,00 | 0,17 | 0,14 | 0,16 | 0,18 | 0,17 | 0,10 | 0,06 | 0,26 | 0,25 | 0,30 | 0,17 | 0,19 | 0,23 | 0,27 | 0,18 | 0,18 | 0,03 | 0,03 | | | | | | | | |
| NiO | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | | | | | | | | |
| MnO | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,01 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,04 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | | | | | | | | |
| MgO | 0,24 | 0,03 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | | | | |
| CaO | 2,50 | 1,16 | 5,08 | 4,70 | 4,62 | 9,81 | 8,98 | 7,06 | 7,00 | 9,20 | 9,26 | 8,81 | 5,44 | 6,43 | 6,80 | 6,92 | 7,47 | 8,55 | 0,07 | 0,18 | | | | | | | | |
| Na2O | 8,76 | 10,70 | 8,41 | 8,55 | 8,67 | 5,96 | 6,67 | 7,59 | 7,67 | 6,47 | 6,43 | 6,51 | 7,92 | 7,78 | 7,29 | 7,52 | 7,32 | 7,08 | 11,54 | 11,68 | | | | | | | | |
| K2O | 1,42 | 0,58 | 0,68 | 0,74 | 0,61 | 0,31 | 0,21 | 0,29 | 0,37 | 0,26 | 0,16 | 0,43 | 0,59 | 0,32 | 0,50 | 0,50 | 0,47 | 0,67 | 0,14 | 0,11 | | | | | | | | |
| Total | 99,01 | 100,34 | 99,72 | 99,11 | | | | | | | 99,46 | | 99,24 | 99,01 | 99,65 | 100,32 | 99,01 | 99,91 | 99,59 | 100,25 | 99,96 | 99,59 | 100,42 | 99,82 | | 99,53 | 99,41 | 100,87 |
| oxygène 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,801 | 2,886 | 2,751 | 2,738 | 2,748 | 2,506 | 2,556 | 2,665 | 2,649 | 2,526 | 2,545 | 2,546 | 2,758 | 2,697 | 2,680 | 2,672 | 2,622 | 2,569 | 2,969 | 2,964 | | | | | | | | |
| Al | 1,217 | 1,133 | 1,243 | 1,263 | 1,253 | 1,487 | 1,426 | 1,325 | 1,349 | 1,461 | 1,443 | 1,446 | 1,240 | 1,295 | 1,315 | 1,316 | 1,369 | 1,404 | 1,038 | 1,046 | | | | | | | | |
| Ti | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,001 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | | | | | | | | |
| Fe | 0,012 | 0,000 | 0,006 | 0,005 | 0,006 | 0,007 | 0,006 | 0,004 | 0,002 | 0,010 | 0,009 | 0,011 | 0,006 | 0,007 | 0,009 | 0,010 | 0,007 | 0,007 | 0,001 | 0,001 | | | | | | | | |
| Mg | 0,016 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | | | | | | | | |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,002 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | | | | | | | | |
| Cr | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,003 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | | | | | | |
| Na | 0,760 | 0,912 | 0,727 | 0,744 | 0,751 | 0,525 | 0,587 | 0,659 | 0,662 | 0,571 | 0,561 | 0,570 | 0,680 | 0,672 | 0,633 | 0,649 | 0,637 | 0,622 | 0,984 | 0,982 | | | | | | | | |
| K | 0,081 | 0,032 | 0,039 | 0,042 | 0,035 | 0,018 | 0,012 | 0,017 | 0,021 | 0,015 | 0,009 | 0,025 | 0,033 | 0,018 | 0,029 | 0,028 | 0,027 | 0,039 | 0,008 | 0,006 | | | | | | | | |
| Ca | 0,120 | 0,054 | 0,243 | 0,226 | 0,221 | 0,477 | 0,437 | 0,339 | 0,334 | 0,449 | 0,447 | 0,427 | 0,258 | 0,307 | 0,326 | 0,330 | 0,359 | 0,415 | 0,003 | 0,008 | | | | | | | | |
| total | 5,01 | 5,02 | 5,01 | 5,02 | 5,02 | 5,03 | 5,01 | 5,02 | 5,03 | 5,02 | 5,03 | 4,98 | 5,00 | 4,99 | 5,01 | 5,02 | 5,06 | 5,01 | 5,01 | 5,01 | | | | | | | | |
| Or | 8,44 | 3,24 | 3,84 | 4,19 | 3,45 | 1,76 | 1,17 | 1,63 | 2,07 | 1,46 | 0,90 | 2,44 | 3,43 | 1,82 | 2,89 | 2,82 | 2,63 | 3,63 | 0,81 | 0,62 | | | | | | | | |
| An | 12,47 | 5,45 | 24,07 | 22,32 | 21,96 | 46,79 | 42,16 | 33,40 | 32,84 | 43,36 | 43,92 | 41,76 | 26,57 | 30,78 | 33,03 | 32,76 | 35,11 | 38,55 | 0,35 | 0,83 | | | | | | | | |
| Ab | 79,09 | 91,31 | 72,10 | 73,49 | 74,58 | 51,45 | 56,67 | 64,97 | 65,10 | 55,18 | 55,18 | 55,81 | 70,00 | 67,40 | 64,08 | 64,42 | 62,26 | 57,82 | 98,84 | 98,55 | | | | | | | | |

Tableau 14 : composition des plagioclases des dacites de la structure de Bled M'Dena

| Biotite | dacites | | | | |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| | EG 24 | EGL 24 | | | |
| | 73 | 80 | 81 | 88 | 57 |
| SiO ₂ | 36,43 | 35,53 | 35,79 | 36,31 | 36,684 |
| Al ₂ O ₃ | 13,38 | 13,21 | 13,09 | 13,56 | 13,460 |
| TiO ₂ | 4,22 | 3,93 | 3,87 | 3,59 | 4,080 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,04 | 0,09 | 0,08 | 0,05 | 0,036 |
| FeO | 15,58 | 16,62 | 17,07 | 16,70 | 16,195 |
| NiO | 0,01 | 0,01 | 0,05 | 0,00 | 0,033 |
| MnO | 0,21 | 0,22 | 0,24 | 0,21 | 0,247 |
| MgO | 15,06 | 13,89 | 12,79 | 13,34 | 13,297 |
| CaO | 0,02 | 0,05 | 0,12 | 0,09 | 0,030 |
| K ₂ O | 0,24 | 0,19 | 0,24 | 0,26 | 0,197 |
| Na ₂ O | 8,27 | 9,35 | 9,91 | 8,96 | 9,092 |
| Total | 93,4 | 93,1 | 93,2 | 93,1 | 93,4 |
| mg* | 0,49 | 0,46 | 0,43 | 0,44 | 0,45 |
| oxygène 22 | | | | | |
| Si | 5,43 | 5,41 | 5,47 | 5,51 | 5,13 |
| Al _{total} | 2,38 | 2,37 | 2,36 | 2,42 | 2,22 |
| Al ^{iv} | 1,76 | 1,74 | 1,71 | 1,85 | 1,44 |
| Al ^{vi} | 0,62 | 0,63 | 0,64 | 0,58 | 0,78 |
| Ti | 0,48 | 0,45 | 0,44 | 0,41 | 0,43 |
| Fe | 1,96 | 2,12 | 2,18 | 2,12 | 1,89 |
| Mg | 3,39 | 3,15 | 2,91 | 3,02 | 2,77 |
| Mn | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 | 0,03 |
| Cr | 0,00 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 |
| Na | 2,42 | 2,76 | 2,93 | 2,64 | 0,05 |
| K | 0,05 | 0,04 | 0,05 | 0,05 | 1,62 |
| Ca | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,00 |

Tableau 15: composition des biotites de la structure de Bled M'Dena

Pétrographie et minéralogie des plutonites

IV.1 Pétrographie des granitoïdes de la structure annulaire de Bled M'Dena

Le complexe de Bled M'Dena est constitué presque exclusivement de granitoïdes, traversé par des roches volcaniques. L'étude pétrographique des granitoïdes de la structure concentrique de Bled M'Dena met en évidence une suite variée de roches à dominance feldspathique et plus rarement mafique. L'échantillonnage que nous avons réalisé au cours des campagnes de terrain de l'ORGM en 2000 et 2002, (Fig.9) nous a permis d'apporter les premières descriptions pétrographiques et géochimiques des roches de ce complexe magmatique (Fig.10).

IV.1.1 Gabbro noritique

Ces gabbros à grains moyen affleurent dans la partie sud-ouest de la structure et sont caractérisé par une teinte mélanocrate, cette roche possède un grain moyen (planche IX, photo A), elle est affecté par une schistosité montrant un plongement de 25° orienté vers le centre de la structure (Fig. 10). Microscopiquement, il montre une texture grenue isogranulaire à caractère de mésocumulat (planche X, photo A). La paragenèse cumulus est composée essentiellement de plagioclase, de clinopyroxène, d'orthopyroxène d'apatite et de la première génération de minéraux opaques représentée essentiellement par des magnétites et des titanomagnétites. Quant à l'intercumulus, il est constitué, principalement de microcristaux de plagioclase, de cristaux sub à xénomorphes de magnétites et sulfures.

Le plagioclase représenté par l'andésine et le labrador, est le minéral le plus abondant (57%). Il est automorphe très peu altéré et sa taille varie de 0,5 à 3mm (planche IX, photo A). Deux générations de plagioclase cohabitent dans la roche. La première génération, forme la phase cumulus et présente des cristaux automorphes, dont la taille est assez développée. Elle englobe parfois des inclusions de pyroxènes, d'apatite et de minéraux opaques. Par contre la deuxième génération est caractérisée par des cristaux plus petits formant surtout la paragenèse intercumulus.

planches IX



photo A: affleurement de gabbro (E9), à la limite sud-est de la structure circulaire de Bled M'Dena



photo B: affleurement dioritique (EG23), au nord-ouest de la structure circulaire de Bled M'Dena, ce sont nombreux pointements au sein du reg ensablé.



photo C: granodiorite à amphibole, c'est le faciès dominant de la structure circulaire de Bled M'Dena

Le clinopyroxène constitue presque le 1/3 du volume de la roche (27%), il est caractérisé par une taille qui n'excède pas 2,5mm, ce sont des phénocristaux, automorphes formant, dans leurs majorité la phase cumulus. Par ailleurs des cristaux plus petits et moins nombreux, entrent dans la composition de la phase intercumulus. Ils présentent parfois une légère altération en calcite et en chlorite.

L'orthopyroxène est représenté par des cristaux automorphes, leur taille avoisine celle des clinopyroxènes, il constitue 8% du volume de la roche. Les cristaux présentent un début d'altération en antigorite, qui se développe, surtout dans les microfissures.

L'amphibole, représentée par l'hornblende verte, est la phase hydroxylée des gabbros. Elle ne représente qu'une proportion de 3,5% du volume de la roche. Ce sont des cristaux automorphes, n'excédant pas 1,5mm.

Les minéraux opaques sont formés essentiellement de magnétite et de titanomagnétites (planche XI, photo A et B) et ils sont fréquents dans la roche, leur proportion en volume est de 3%. Ils se présentent sous forme de deux habitus : le premier comme des cristaux automorphes et le deuxième comme des plages xénomorphes à sub-automorphes.

IV.1.2. Gabbro dioritique

Il affleure uniquement dans la partie SW de la structure (Fig. 8). C'est une roche de couleur vert-sombre affleurant uniquement dans la partie SW de la structure. Elle est massive, très compacte. Les cristaux de feldspaths et les ferromagnésiens (amphiboles et pyroxènes) sont bien visibles contrairement à la monzodiorite beaucoup plus isogranulaire.

L'étude microscopique révèle une texture microgrenue porphyroïde à tendance doléritique. Les ferromagnésiens (clinopyroxène et amphibole) forment surtout les mégacristaux alors que les feldspaths et le quartz sont concentrés dans la matrice plus finement grenue.

Le plagioclase constitue la phase minérale dominante (60%), il est formé par des cristaux de taille variable (entre 0,5 et 2 mm). Deux habitus sont facilement discernables : d'une part les microcristaux souvent regroupés en agrégats polycristallins, d'autre part des phénocristaux isolés et éparpillés dans la roche. Les plagioclases de composition oligoclase, présentent le plus souvent un aspect trouble

traduisant une nette damouritisation, conduisant à la formation de minéraux argileux et de micas blancs. Certains phénocristaux sont marqués par un zonage normal. Des inclusions d'amphibole, d'oxydes et d'apatite sont fréquentes dans les porphyres de plagioclases, comme dans le faciès dioritique précédemment décrit.

Le feldspath alcalin (orthose) est beaucoup moins fréquent que les plagioclases car il ne représente que 7% du volume de la roche. Il apparaît sous forme de microcristaux subautomorphes de moins de 1 mm, caractérisés par une kaolinisation très prononcée.

Le quartz ne dépasse guère 6 % du volume total de cette roche. Il se présente en plages xénomorphes et interstitielles de moins de 0,5 mm. Parfois, il est regroupé sous forme de petits amas polycristallins, marqués par une extinction roulante. Des inclusions d'amphibole, d'apatite et d'oxydes ferro-titanés sont souvent piégées à l'intérieure des plages.

L'amphibole est assez abondante (15% du volume de la roche), elle apparaît en cristaux prismatiques allongés (2 mm) ou parfois en sections hexagonales automorphes à subautomorphes de moins de 1 mm. C'est une hornblende verte, affectée par une transformation en épidote et chlorite qui pseudomorphose le minéral depuis la périphérie jusqu'au cœur. Les inclusions d'oxydes ferro-titanés sont fréquentes.

Le clinopyroxène (6% du volume de la roche) présent dans la roche, forme des prismes automorphes à subautomorphes de 2 à 3 mm, il est légèrement coloré en vert. Il contient des cristaux automorphes d'ilménite et d'apatite. Le clinopyroxène est souvent remplacé en bordure par de l'amphibole, associée à de l'épidote.

Les minéraux opaques sont faiblement représentés (3 % du volume de la roche). Ils semblent montrer deux habitus différents : l'ilménite correspond à de minuscules grains automorphes inclus dans les silicates (planche X, photo E) ; par contre la magnétite est plus tardive, souvent xénomorphe, elle se développe dans les feldspaths, les pyroxènes et les amphiboles parfois dans les espaces interstitielles, dans la matrice quartzo-feldspathique.

planche XI

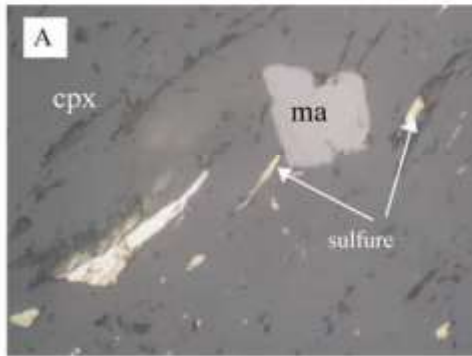


photo A: inclusion de magnétite (ma) et de sulfures dans un cpx (gabbros E9), lumière réfléchie X500

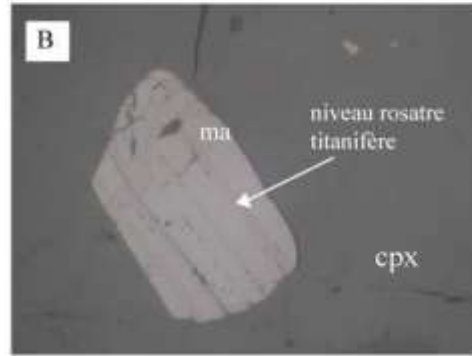


photo B: inclusion d'une titanomagnétite dans un cpx (gabbros E9), lumière réfléchie X500

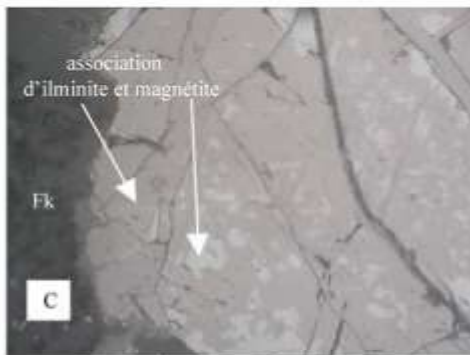


photo C: inclusion d'une titanomagnétite dans un feldspath alcalin (Fk) (syénite EGL32), lumière réfléchie X500

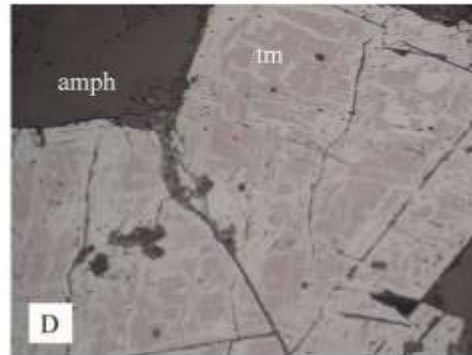


photo D: titanomagnétite caractérisée par des plages rosâtres titanifères et des plages blanches correspondant à la magnétite, (monzodiorite quartzique, EGL3) lumière réfléchie X500



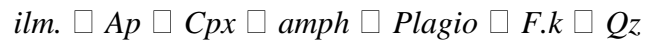
photo E: ilménite (ilm) plus fréquente en inclusions dans le gabbro dioritique EG34, lumière réfléchie X500



photo E: ilménite (ilm) caractérisé par des veinules rosâtres rongant la magnétite préexistante, correspondant à des rééquilibrage subsolidus (granodiorite à amphibole EG4), lumière réfléchie X500

L'apatite est le minéral accessoire ordinaire des syénites, sa proportion est de 0,5% du volume de la roche. Elle est précoce, elle se présente en petits prismes allongés, incolores et à fort relief.

Selon les relations mutuelles entre les différents constituants de cette roche, l'ordre de cristallisation peut s'établir comme suit :



IV.1.3 Syénite

Elle affleure, uniquement dans la bordure sud-ouest de la structure, ses limites avec les faciès avoisinant sont totalement cachées par un écran sableux. Elle présente un débit schisteux plongeant de 30° vers le centre de la structure (Fig. 10). C'est une roche dont la couleur varie entre le rose et le rougeâtre. Elle est à grain moyen, essentiellement feldspathique. Les grains de feldspaths de couleur blanche présentent quelques millimètres de diamètre et les ferromagnésiens sont de tailles plus petites et leur forme est moins régulière.

Microscopiquement la texture est grenue à tendance agpaïtque, la composition modale est détaillée dans le tableau I.

Les feldspaths alcalins sont composés majoritairement d'orthose, ils forment la plus importante partie de l'assemblage minéralogique de la roche (61.3% en volume). Ils sont représentés par de gros cristaux (1.5 à 7mm) très développés dont les contours sont nets, souvent, touchés partiellement ou totalement, par la séricitisation. Il s'agit de grosse perthites automorphes contenant en inclusions de petits plagioclases, de l'apatite et des titanomagnétites (planche X, photo B). Les plagioclases (19,3% du volume total de la roche) sont plus petits (0.1 à 4 mm) et présentent une composition homogène représenté par des oligoclases. Ce sont des cristaux automorphes à contours nets et réguliers, parfois zonées et souvent affectés par une damouritisation assez poussée. Des microcristaux d'apatites et d'oxydes sont fréquents en inclusions.

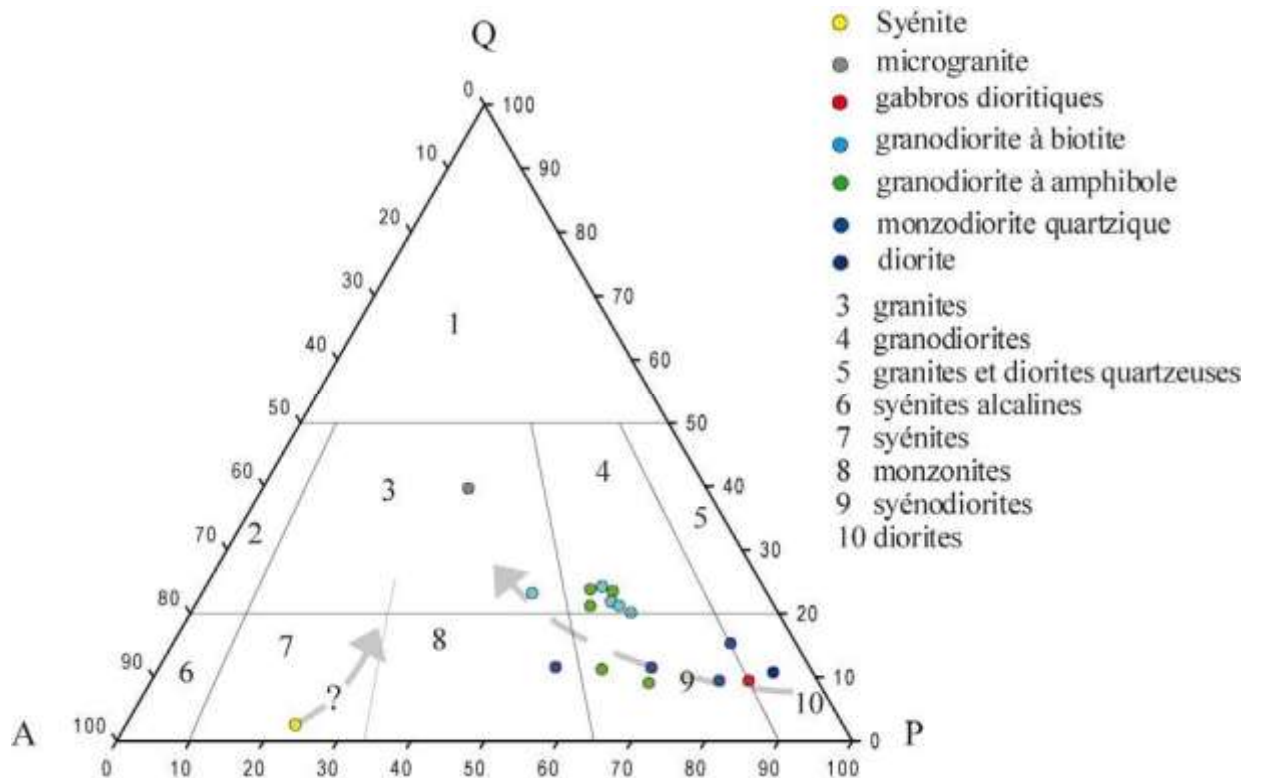


Fig. 20: granitoïdes de la structure de Bled M'Dena dans le diagramme QAP de Streckeisen (1976).

Les cristaux de clinopyroxènes présentent des grains automorphes. Ils sont représentés, principalement par des augites (8,66%), automorphes parfois subautomorphes dont la taille des cristaux varie entre 0.8 et 2mm. Ils sont verts et légèrement pléochroïques. Ils occupent surtout les espaces interstitiels entre les feldspaths, parfois associés aux amas d'amphiboles. Ils peuvent se présenter en cristaux indépendants éparpillés dans la roche. Les contours des cristaux sont parfois déstabilisés en aiguilles de chlorite. Ils contiennent de l'apatite et des cristaux automorphes d'ilménite, (planche X, photo C).

La présence de d'amphibole dans la composition minéralogique de la syénite est limitée (5,6%). Il s'agit d'hornblendes vertes dont la taille des cristaux varie entre 0.6 et 1.8 mm. Elles sont souvent groupées en amas. Les cristaux prismatiques sont parfois déstabilisés en actinote.

Les biotites peu abondantes (1%) sont représentées par des cristaux allongés automorphes (0.1-0.3 mm) en position interstitielle, presque totalement déstabilisés en

chlorite, cette transformation s'accompagne d'une concentration très nette d'oxydes de fer dans les clivages (planche IX, photo B).

Les minéraux accessoires sont représentés par des minéraux opaques (principalement de la magnétite) et de l'apatite (1%), précocée qui se présente sous forme de petits cristaux dont la taille moyenne avoisine 0.1 mm, dispersés dans les feldspaths et les pyroxènes.

IV.1.4 Les monzodiorites quartziques

Les monzodiorites forment le deuxième anneau de la structure, elles affleurent d'une façon discontinue sous forme de petits massifs de quelques mètres à quelques centaines de mètres. Ces massifs présentent parfois une schistosité orientée vers le centre de la structure, dont le plongement varie entre 30 et 60° (Fig. 10). On retrouve ce type de faciès sur presque toute la bordure de la structure de Bled M'Dena (Fig. 9).

Macroscopiquement, la roche est de couleur brun rougeâtre, quelques phénocristaux verdâtres d'amphibole apparaissent en n'excédant pas 1 mm. La microstructure est grenue hétérogranulaire porphyroïde. Les porphyres de plagioclase et d'amphibole baignent dans une trame quartzo-feldspathique à biotite.

Le plagioclase est le minéral prédominant de la roche, représenté par des cristaux automorphes parfois subautomorphes dont la taille varie entre 1,5 et 4 mm. Ils sont faiblement affectés par la damouritisation, qui parfois peut être très prononcée en dessinant des halos concentriques au cœur ou à la périphérie des cristaux, laissant ainsi apparaître une ancienne structure zonée. Le plagioclase présente deux habitus: 1- des microcristaux qui entrent essentiellement dans la composition de la matrice quartzo-feldspathique, 2- les phénocristaux constituant la plus grande partie de la roche. Ces plagioclases ont une composition oligoclasique. Les inclusions d'amphibole et des oxydes Fe-Ti sont assez fréquentes.

planches X

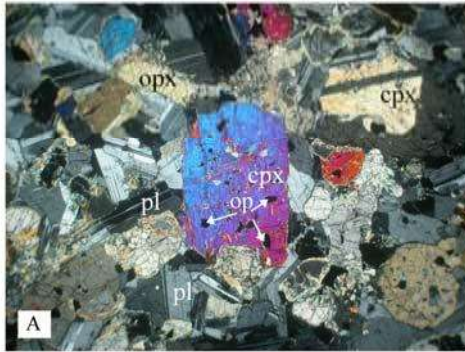


photo A: texture grenue du gabbro E9, les phases cumulus sont composées essentiellement de plagioclase I, de cpx et d'opx, les phases intercumulus sont constituées globalement par des microcristaux de plagioclases II et de minéraux opaques, LPAX25

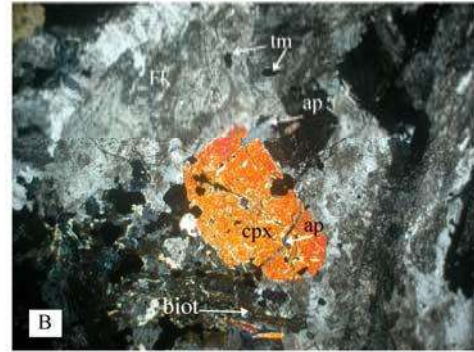


photo B: association de feldspaths perthitique (Fk), de cpx et de biotite. Les inclusions d'apatite et de titanomagnétites sont fréquentes, LPAX25



photo C: texture grenue du granodiorite EG4, les amphiboles allongées et maclées h1, sont plus fréquentes que les biotites LPAX25

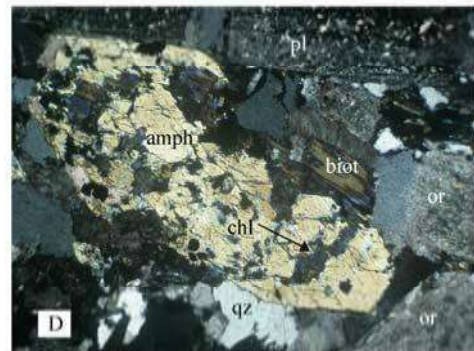


photo D: l'amphibole est partiellement destabilisée en chlorite (granodiorite EG5) LPAX50



photo E: les amphiboles et les orthoses forment des porphyres entourés par une matrice microcristalline, composée par du plagioclase, de l'orthose, de la biotite et du quartz (granodiorite EG26) LPAX50

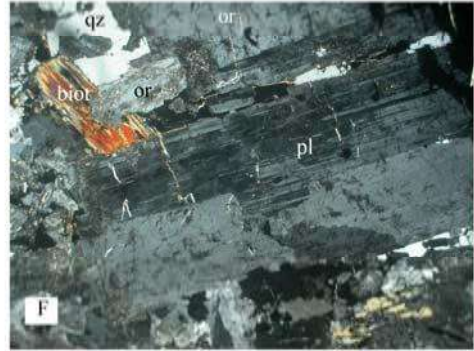


photo F: texture grenue porphyrique de la granodiorite EGL3, la proportion de la biotite augmente alors que celle des amphiboles diminue LPAX25

Le feldspath alcalin : sa proportion varie d'un échantillon (tableau 16) à un autre et est représenté par de l'orthose (1-2,5 mm) parfois perthitique. Les sections minérales sont le plus souvent automorphes présentant des inclusions de plagioclases et des oxydes ferro-titanés. La déstabilisation de l'orthose est marquée par une concentration de minéraux argileux au cœur et parfois sur toute la section du minéral.

L'amphibole (hornblende verte) est assez abondante, elle est partiellement remplacée par la chlorite, sa proportion varie entre 12 et 19%. Ce sont des cristaux prismatiques dont la taille n'excède pas 1 mm. La chloritisation est associée à la formation d'oxydes ferro-titanés, traduisant une déstabilisation de l'amphibole notamment en bordure du minéral, les inclusions de titanomagnétites sont fréquentes (planche XI, photo D).

La biotite dont la couleur varie entre le brun et le vert-brunâtre, est plus fréquente (6% du volume de la roche) dans la partie nord de la structure (EG23), alors qu'elle n'excède pas 3 % dans le reste des échantillons dioritiques. Elle se présente en petites paillettes subautomorphes (~1mm).

Le quartz est représenté par des petits grains n'excédant pas 0,5 mm de diamètre, disséminés dans la matrice ou réunis en petits amas polycristallins. Il est xénomorphe et renferme des inclusions de feldspath et d'oxydes ferro-titanés.

L'apatite est le minéral accessoire le plus fréquent, elle se présente en baguettes dont la taille n'excède pas 0.5 mm. Sa proportion ne dépasse pas le 1% du volume de la roche. Elle est le plus souvent incluse dans l'amphibole, les feldspaths et le quartz.

Les minéraux opaques sont représentés par des oxydes ferro-titanés, leur proportion varie de 1 à 3% du volume de la roche, ils sont automorphes et parfois xénomorphes. Les premiers sont précoces, le plus souvent inclus dans les silicates alors que les seconds, plus tardifs, sont plutôt interstitiels et disséminés parmi la matrice.

L'ordre de cristallisation dans cette monzodiorite quartzique à biotite peut être reconstitué de la manière suivante :

ilm. □ *Ap* □ *amph* □ *Plagio* □ *F.k* □ *Biot* □ *Qz*

| <i>échant. texture</i> | | <i>Composition minéralogique</i> | <i>nomenclature</i> |
|------------------------|------------------------------------|---|------------------------------------|
| EG 04 | grenue à tendance porphyroïde | Plagio.(40%), F.K.(18%), Qz.(18%), amph.(17%), biot.(4%), Op. (3%), Ap. (en traces), Zr.(en traces). | granodiorite riche en amphibole |
| EG 05 | grenue à tendance porphyroïde | Plagio.(43%), F.K..(16%), Qz.(18%), amph.(16%), biot.(4%), Op.(2%), Ap.(moins de 0,5%). | |
| EG 07 | grenue porphyroïde | Plagio.(41%), Fk.(19%), Qz.(16%), amph.(14%), biot.(7%), Op. (2%), Ap.(moins de 0,5%), Zr.(en traces) | |
| EGL8 | microgrenue | Plagio.(49%), Fk.(23%), Qz.(9%), amph.(13%), Biot. (4%), Op. (1%), | |
| EGL31 grenue | | Plagio.(53%), Fk.(18%), Qz.(7%), amph.(20%), Biot. (1%), Op. (1%), | |
| EG 10 | grenue | Plagio.(44%), Fk.(17%), Qz.(17%), amph.(6%) biot.(13%), Op. (2%). | granodiorite riche en biotite |
| EG 26 | grenue porphyroïde | Plagio.(42%), F.k.(14%),Qz (14%), amph(9%), biot.(19 %), Op. (2 %), Ap. en traces. | |
| EG27 grenue | porphyroïde | Plagio.(44%), F.k.(16%),Qz (16%), amph(7%), biot.(15 %), Op. (2 %), Ap. <1. | |
| EGL22 | grenue | Plagio.(47%), F.k.(19%),Qz (21%), amph(4%), biot.(8 %), Op. (1%), | |
| EGL25 | grenue | Plagio.(41%), F.k.(29%),Qz (21%), amph(2%), Biot.(7%), Op. (>0.5%), | |
| EGL2 grenue | | Plagio.(63%), F.k.(4%),Qz (8%), amph(18%), biot.(5 %), Op. (1%), Ap. en traces. | diorite à amphibole |
| EG 23 | grenue porphyroïde | Plagio.(60%), F.k.(7%),Qz.(12%), amph.(12%), biot.(6%), Op. (3%). | monzodiorite quartzique |
| EG32 grenue | porphyroïde | Plagio.(58%), F.k.(10%),Qz.(7%), amph.(15%), biot.(8%), Op. (2%). | |
| EGL3 | grenue | Plagio.(53%), F.k.(17%),Qz (9%), amph.(19%), biot.(3 %), Op. (1%), | |
| EGL23 | grenue | Plagio.(47%), F.k.(30%),Qz (10%), amph(15%), biot.(3 %), Op. (2%), | |
| EG 34 | microgrenue à tendance doléritique | Plagio.(61%), F.k.(7%), Qz.(7%), amph.(15%), Cpx.(7%), Op. (3%), Ap.(en traces). | Gabbro dioritique |
| EG 09 | grenue | Plagio.(31%), F.k.(30%), Qz.(27%), biot.(6%), Op. (3%), Ap.(<1%), Musc(2%). | monzogranite |
| EG 31 | grenue | Plagio.(33%), F.k.(30%), Qz.(26%), biot.(7%), Op. (3%), Ap.(en traces). | |
| EG20 grenue | | Plagio.(34%), F.k.(27%), Qz.(25%), biot.(10%), Op. (2%), Ap.(1). | |
| EGL4 grenue | | Plagio.(30%), F.k.(32%), Qz.(29%), biot.(6%), Op. (3%), Ap.(<1%), | |
| EGL26 microgrenue | | Plagio.(27%), F.k.(31%), Qz.(38%), biot.(1%), Op. (>1%), | microgranite |
| EGL32 grenue | | Plagio.(19%), F.k.(61 %), Qz (2%), Cpx.(8,66%), Amph.(5,6%) biot.(0,6%), Op. (3%), Ap.(1.5%) | Syénite |
| E9 Grenue | (mésocumulat) | Plagio.(57%), Cpx.(27%),Opx.(8%), Amph.(3,5%), Op. (3%), Ap.(1.5%) | Gabbro noritique |

Tableau 16: Récapitulatif des compositions minéralogiques des faciès plutoniques de la structure de Bled M'Dena et du granite encaissant

IV.1.5 Les granodiorites

Les granodiorites affleurent dans la partie centrale de la structure. Elles forment un ensemble à contour circulaire, ceinturé par les monzodiorites quartziques. C'est le terme le plus différencié affleurant au centre de la structure où ils se répartissent d'une façon régulière. Leur texture est grenue, et leur couleur varie entre le gris et le rose, elle tient à la relative abondance des plagioclases et des ferromagnésiens dont la teneur change de l'extérieur vers l'intérieur de la structure.

Cependant, cette zonalité marquée par une nette variation de la proportion modale des minéraux (tableau12) nous permet de distinguer deux sous-faciès. Ainsi, nous pouvons distinguer un sous-faciès riche en biotite (EG10, EG26, EGL6, EGL22 et EGL25), occupant le cœur de la structure et entouré par un sous-faciès riche en amphibole (EG04, EG05 et EGL8 et EGL31).

IV.1.5.1 Les granodiorites à amphibole

Les granodiorites à amphiboles sont massives et leurs couleurs varient du clair au gris foncé. Elles montrent globalement une texture grenue porphyroïde, par contre elle est microgrenue (EG7 et EGL8) dans la zone de contact avec les monzodiorites quartziques. Généralement la proportion moyenne des feldspaths alcalins diminue de la périphérie vers le centre du massif, alors que l'amphibole et à un degré moindre le quartz, présente un léger enrichissement.

Le plagioclase constitue toujours la phase minérale dominante de ce sous-faciès. Sa proportion est constante (41 à 43 % en volume). C'est un plagioclase de type oligoclase (An₁₈₋₂₁). Les cristaux apparaissent en tablettes automorphes de 2 à 3,5 mm, montrant parfois un léger zonage. Des inclusions fréquentes d'amphibole, de biotite et d'oxydes ferro-titanés sont piégées à l'intérieur des oligoclases (planche X, photo E). Les plagioclases de la partie externe du stock paraissent moins affectés par la damouritisation, que ceux de la partie interne du stock magmatique. Le feldspath alcalin présente une proportion très constante (16 à 19 % du volume de la roche). C'est surtout de l'orthose qui apparaît en prismes de taille variable de 0,5 à 3 mm de long. On reconnaît parfois du microcline présent en très petite quantité (< 1%) surtout dans la partie externe du stock granodioritique (EG7).

La macle de Carlsbad est souvent présente. Les sections minérales englobent des inclusions de plagioclase, de biotite, d'amphibole, d'apatite et d'ilménite. Là aussi, l'altération de l'orthose évolue d'une manière centripète.

La proportion de l'amphibole augmente de la périphérie (13 à 14% du volume de la roche) jusqu'au centre du stock où elle atteint 20%. Elle correspond à de l'hornblende verte, elle montre deux habitus différents ; d'une part on reconnaît les hornblendes en prismes automorphes de 1 à 1,5mm, d'autre part des hornblendes plus petites (<0,5 mm) formant des baguettes subautomorphes sont regroupées en amas polycristallins, associés à la biotite et à des oxydes. Elles sont peu colorées et faiblement pléochroïques. L'hornblende peut être localement altérée par l'épidote.

La proportion de biotite dans la roche montre une évolution contraire à celle de l'amphibole, c'est-à-dire, que la proportion de la biotite qui oscille entre 7 et 4% en volume, dans la périphérie du stock, diminue jusqu'à 1% dans le cœur du stock granodioritique. La biotite montre deux habitus : des paillettes (< 1mm) à contours déchiquetés par la chloritisation, et disséminées dans la roche, et des nids de petits cristaux associés à des amphiboles et des grains d'oxydes opaques. Ce second habitus de la biotite résulterait d'une déstabilisation syn-magmatique de l'amphibole. Les cristaux de biotite renferment des inclusions de plagioclase, d'ilménite et de zircon, notamment dans l'échantillon EG 04 (planche X, photo C).

Le quartz se présente en grandes plages xénomorphes (3 mm), occupant les espaces interstitiels. Sa proportion varie entre 7 et 18% en volume. Il est souvent caractérisé par une extinction roulante, parfois il est fracturé et éclaté. Le quartz piège fréquemment des plagioclases et des minéraux opaques.

Les minéraux accessoires : L'apatite (<1%) apparaît en prismes trapus à moyennement allongés, souvent en inclusions dans les feldspaths, les amphiboles et le quartz. Le zircon (<0.5) est localisé dans les biotites.

Les minéraux opaques (ilménites et sulfures) sont omniprésents, ils sont de petite taille (< 0,2 mm) et ils forment des grains automorphes ou subautomorphes parfois carrément xénomorphes. Ils sont associés aux amas amphiboliques et aux nids de biotites. Dans les granodiorites riches en amphibole, l'ordre de cristallisation peut alors s'écrire :

Zr □ ilm. □ Ap □ Fk □ amph □ Plagio □ Biot I □ Qz

IV.1.5.2 Les granodiorites à biotite

Elles occupent la partie la plus centrale de la structure (Fig.9), c'est une roche massive, de couleur gris foncé. Elles sont grenues avec des mégacristsaux en tablettes de feldspath contrastant nettement avec la masse grenue constituée de grains globuleux de quartz, de feldspaths et de silicates ferromagnésiens (amphibole et biotite).

En lame mince, les roches montrent globalement une texture grenue à tendance porphyroïde. Cependant, la roche présente parfois une matrice microcristalline où baignent des phénocristsaux de feldspaths et de ferromagnésiens, (granodiorite à biotite, EG26). La composition minéralogique ainsi que les proportions modales de chaque constituant sont sensiblement comparables dans les deux roches (Tableau 12). Celles-ci sont majoritairement plagioclasiq, associée à du feldspath alcalin, du quartz, de l'amphibole, de la biotite ainsi que des phases accessoires essentiellement de l'apatite. L'ilménite est l'oxyde le plus fréquent dans cette roche.

Le plagioclase est le minéral prédominant de la roche. Il se présente en cristaux automorphes souvent en lattes de 3 à 4 mm, parfois zonés. Il correspond à l'oligoclase. Des inclusions d'apatite, de petites paillettes de biotite, de cristaux d'amphibole ainsi que des grains d'ilménites sont assez fréquentes dans les plagioclases. L'altération est assez avancée surtout au cœur du minéral, néanmoins on reconnaît quelques vestiges des macles polysynthétiques qui subsistent encore dans les bordures des plagioclases.

Le feldspath alcalin présente des proportions variables d'un échantillon à un autre (Tableau 12) et est représenté par l'orthose. Il forme des prismes de 2 à 3,2 mm, souvent affectés par la néoformation de minéraux argileux qui ont tendance à opacifier presque complètement les sections minérales. Il renferme des inclusions d'apatite ainsi que de petits grains d'ilménites.

L'amphibole (hornblende verte), légèrement colorée en vert clair et présentant un pléochroïsme faible, est sensiblement moins abondante que dans le faciès précédant, elle est souvent automorphe parfois sub-automorphe. Elle présente deux habitus : des prismes trapus et des cristaux allongés. La taille des individus varie entre 1 et 2,5 mm. Parfois elle est totalement transformée en chlorite et en épidote.

Contrairement à l'amphibole, la biotite montre une proportion plus élevée et inversement proportionnelle à celle de l'amphibole. Elle présente deux habitus :

- sous forme de cristaux automorphes présentant des paillettes de 1 mm environ,

- sous forme de petits cristaux subautomorphes à xénomorphes ne dépassant pas 0.5 mm souvent intimement associés à l'amphibole et à des oxydes opaques avec lesquels elle forme des nids polycristallins. La chloritisation est souvent associée à une concentration de grains opaques qui se concentrent préférentiellement au niveau des clivages.

Le quartz représente une proportion sensiblement équivalente dans les deux roches constituant ce sous-faciès (14 à 16 %). Il forme des amas microcristallins ou des plages de 2 mm de large et occupent les interstices entre les autres phases minérales. Le plus souvent, ces plages sont à extinction onduleuse. Des inclusions d'amphibole, d'apatite, de rares zircons et de sulfures peuvent être reconnues dans les grandes sections de quartz.

L'apatite a été observée en traces dans l'échantillon EG 26 alors qu'elle semble absente dans l'échantillon EG 10. Elle forme des petits cristaux prismatiques allongés le plus souvent inclus dans les silicates. Les minéraux opaques, essentiellement de l'ilménite, n'excèdent pas 2 % du volume total de roche. Ils constituent soit des amas granulaires associés aux ferromagnésiens, soit de petits grains automorphes ou arrondis le plus souvent interstitiels ou inclus dans les feldspaths, l'amphibole ou encore le quartz.

Selon les relations mutuelles entre les minéraux constitutifs des granodiorites riches en biotite, l'ordre de cristallisation est identique à celui des granodiorites à amphibole :



IV.1.6 Les monzogranites

Il constitue l'encaissant de la structure de Bled M'Dena. Il correspond aux granites Aftout (Gevin, 1951). Les échantillons, décrits ici, ont été prélevés respectivement au SW et au NE de la structure (Fig.8). Le monzogranite se présente comme une roche à grain moyen, essentiellement feldspathique, elle est leucocrate, parfois sa couleur vire vers le rose clair. Les compositions modales (Tableau 12) révèlent des proportions voisines des plagioclases (31 et 33% du volume de la roche) et des feldspaths alcalins (30% du volume de la roche) alors que le quartz représente environ 28%. Il s'agit donc d'une roche qui se situe dans le domaine des monzogranite (Fig. 18).

En microscopie, la texture est grenue à grains moyens. L'association minéralogique est composée de quartz, feldspath alcalin, plagioclase, biotite, apatite et minéraux opaques, cependant, la muscovite apparaît uniquement dans la limite nord de la structure (EG 09).

Le plagioclase représente près du tiers de la composition modale des monzogranites, il est représenté par des cristaux automorphes (3 à 4 mm) d'oligoclase. Les macles polysynthétiques s'associent parfois aux macles de Carlsbad. La séricitisation présente souvent au cœur, se propage parfois sur toute la section minérale, son aspect concentrique calque souvent des zonages. L'amphibole, l'ilménite et l'apatite, sont souvent piégées à l'intérieur des oligoclases. Des paillettes automorphes de muscovite sont bien développées apparaissent dans le monzogranite EG09.

Le feldspath alcalin (27% en volume) est représenté par de l'orthose. Il montre systématiquement la macle de Carlsbad rarement associée à la mâcle microcline, où on peut voir des perthites qui se développent dans quelques sections minérales. Parfois il forme avec le quartz des structures granophyriques. Ce sont des cristaux prismatiques dont la taille varie entre 1,5 à 3 mm, où des inclusions d'apatite, de zircon et de plagioclase sont relativement abondantes.

La biotite (7% du volume de la roche), est formée par cristaux automorphes à subautomorphes (1,5 mm). La chloritisation affecte parfois totalement les sections minérales, elle s'accompagne systématiquement par une concentration de minéraux opaques (magnétite) sur les tracés des clivages.

Le quartz, plus tardif, est formé par des plages dont la taille peut atteindre 3 mm. Il inclut souvent des sulfures, de la magnétite souvent automorphes, de l'apatite, des plagioclases et des micropaillettes de biotite.

Les minéraux opaques sont présents dans les monzogranites en quantité très modérée (<3 % du volume de la roche). Ils sont de petite taille (< 0,1 mm), automorphes ou sub-arrondis (magnétite et ilménite) et xénomorphes (sulfures). Ils sont souvent associés aux amas de ferromagnésiens, mais s'observent aussi en inclusions dans pratiquement toutes les autres phases minérales.

La muscovite, en micropaillettes de 2mm, n'a été reconnue que dans l'échantillon de monzogranite (EG 09) de la limite nord de la structure de Bled M'Dena ; elle présente une proportion de 2 % de la composition modale de la roche. Elle est souvent incluses dans les oligoclases parfois elle est interstitielle.

Dans les monzogranites, encaissantes de la structure circulaire de Bled M'Dena, l'ordre de cristallisation peut être reconstitué comme suit :

ilm □ *Ap* □ *Plagio* □ *F.k.* □ *Biot* □ *Musc* □ *Qz*

IV.2 Conclusion à l'étude pétrographique des roches plutoniques

Du point de vue pétrographique, l'intrusion de Bled M'Dena présente un large éventail de faciès imbriqués, montrant des évolutions texturale et minéralogique de la bordure vers le centre de la structure. Le cortège magmatique formant cette structure est intrusif dans des granites de type Aftout et correspond au plutonisme le plus récent des Eglab. Nous avons remarqué que le massif comporte des faciès aussi bien basiques qu'acides et qu'il existe une zonalité géométrique depuis la périphérie jusqu'au cœur de la structure. Les conditions d'affleurements ne permettent pas une estimation rigoureuse des épaisseurs. Ce complexe plutonique est composé de cinq unités pétrographiques imbriquées, qui passent de l'extérieur vers l'intérieur : des gabbros, syénites, monzodiorites quartziques, granodiorites à amphibole et enfin aux granodiorites à biotite. Les analyses modales reportées dans le diagramme QAP (Fig. 20), montrent un trend qui s'enracine dans le champ des diorites et s'étend jusqu'à celui des granites.

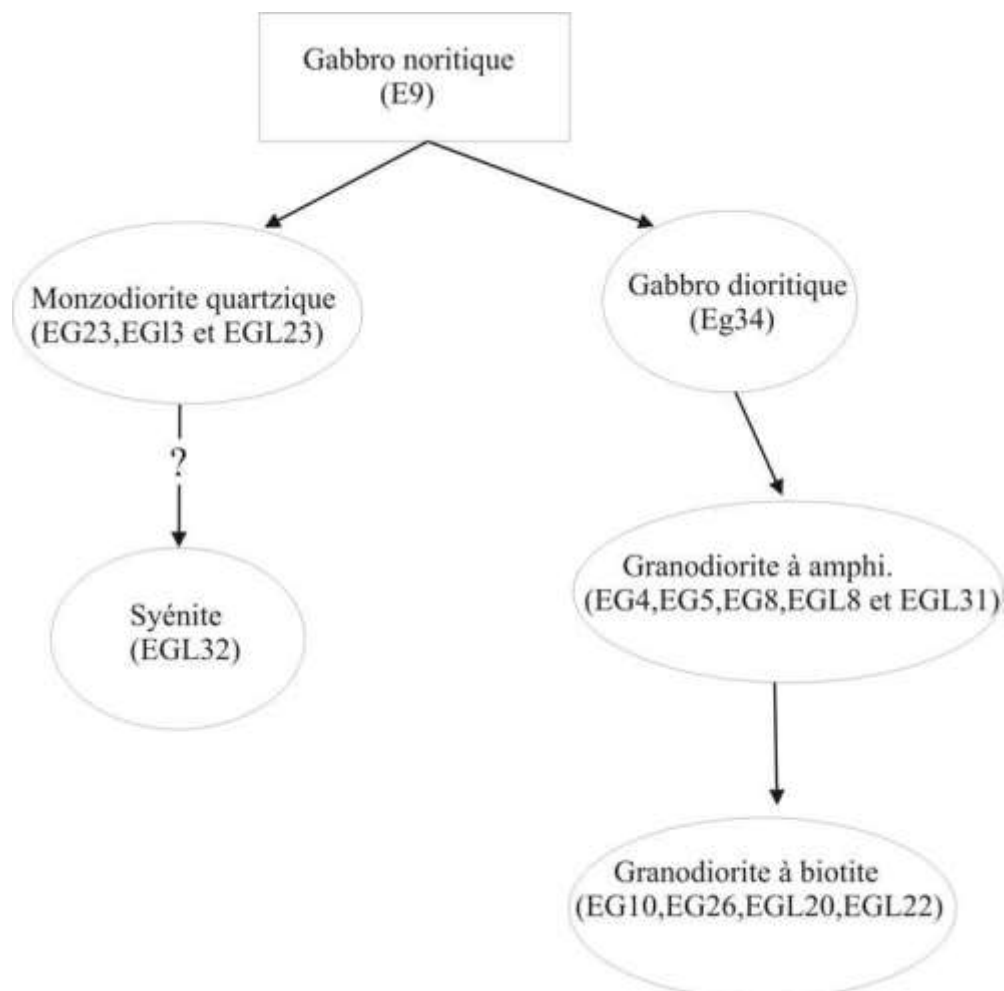
La mise en place principale du magma est représentée par une syénite affleurant localement, dans la partie la plus externe de la structure et par un gabbro noritique dans la partie sud-est. Ces deux affleurements sont relayés par un anneau assez régulier de monzodiorite quartzique qui cerne des granodiorites à amphiboles et qui évoluent progressivement en granodiorites à biotite, formant la partie centrale de la structure. Les monzogranites forment l'encaissant de la structure. Les évolutions minéralogiques centripètes des monzodiorites quartziques montrent la disparition du pyroxène et de l'apatite. Par ailleurs elles montrent un léger enrichissement en biotite. Par contre les granodiorites à amphibole s'enrichissent en biotite et s'appauvrissent parallèlement en amphibole. Cette évolution résulterait également d'une déstabilisation syn-magmatique de l'amphibole et qui doit certainement trouver son explication dans un enrichissement en eau du magma en fin de cristallisation et occasionné soit par le fractionnement des phases, soit par une source hydratée étrangère au magma. Cependant l'aspect continu de cette série milite pour l'existence de fractionnements au sein d'une chambre magmatique qui aurait connu plusieurs venues successives.

D'une part la syénite fortement fractionnée est issue d'un magma pauvre en eau évoluant dans un milieu oxydant (présence de la magnétite), serait le résultat d'une lignée magmatique différente ou bien elle correspondrait aux phases tardives dans l'histoire du massif, comme l'a souligné Rocci (1957) en Mauritanie? Les monzodiorites et les granodiorites seraient les

résultats d'un fractionnement d'un magma qui s'enrichissait en eau, car les pyroxènes sont remplacés par de l'amphibole, elles même remplacée par la biotite.

En définitive, il ressort, de l'étude pétrographique des plutonites de Bled M'Dena, que la cristallisation des granitoïdes s'est exprimée par une différenciation centrifuge à partir des faciès de bordure depuis des roches pratiquement anhydres (gabbros dioritiques) jusqu'à des faciès très riches en minéraux hydroxylés (amphibole et biotite).

La série plutonique de la structure de Bled M'Dena est comparable par ses caractères texturaux et minéralogiques à celles d'autres structures annulaires classiques. En effet, la lignée magmatique semble montrer une différenciation modélisé comme ci-dessous et que nous allons tester avec les études minéralogiques et géochimiques.



IV.3 Minéralogie des roches plutoniques

IV.3.1 Les pyroxènes :

Le clinopyroxène est peu abondant et n'a été observé et analysé par microsonde électronique que dans les faciès peu différenciés affleurant à la bordure sud-est et sud-ouest de la structure. La cohabitation des clinopyroxènes et des orthopyroxènes ($\text{En}_{61,8-65,9}$, $\text{Fs}_{30,3-34,1}$, $\text{Wo}_{3,7-4,1}$) n'est observée que dans le faciès gabbroïque (Fig. 21). Par ailleurs, les clinopyroxènes montrent la même évolution que celle observée dans les roches volcaniques. Ils sont projetés dans la limite augite-diopside ($\text{En}_{39,7-42,6} - \text{Fs}_{12,6-15,7} - \text{Wo}_{42,4-45,5}$). Les clinopyroxènes analysés dans la syénite (EGL 32) et le gabbro noritique (E9), sont légèrement moins riches en alumine (Al_2O_3 : 1,7 à 2,6 %), que ceux analysés dans les volcanites. Par ailleurs la proportion du sodium (Na_2O : 0,4 à 0,6 %) ne varie pas dans les analyses des clinopyroxènes des deux roches. La proportion du titane est sensiblement identique, elle oscille entre 0,5 et 0,6%.

Le comportement des éléments majeurs des clinopyroxènes en fonctions de mg^* (Fig.22), montre que les deux roches sont issues de deux environnements différents. Les pyroxènes du gabbro noritique sont moins siliceux, moins alumineux, moins calciques et moins sodiques que les ceux analysés dans les syénites.

Les corrélations négatives de l'aluminium et du titane en fonction de mg^* , ainsi que le comportement positif du calcium, montre la cristallisation du clinopyroxène à partir d'un liquide magmatique.

IV.3.2 Les feldspaths :

Les plagioclases sont présents dans tout les faciès plutoniques du complexe magmatique de Bled M'Dena (tableaux 21 et 22). Une cohabitation avec le feldspath alcalin (sanidine et orthose) est observée dans le faciès syénitique (EGL 32) et dans les granodiorites à amphibole (EG 4 et EGL 31).

La projection des analyses dans le diagramme Or-An-Ab (Fig. 23), montre deux groupes de compositions. Le premier concerne des plagioclases acide et intermédiaire, des faciès granodioritiques et syénitique, alors que le deuxième est projeté essentiellement dans le champ du labrador ($\text{An}_{59,6-62,7}$). Ce dernier concerne le gabbro dioritique (EG 34) et le gabbro noritique (E 9) affleurant à la bordure sud-est de la structure. Dans la syénite les plagioclases montrent une nette évolution depuis les oligoclases jusqu'au anorthoclase.

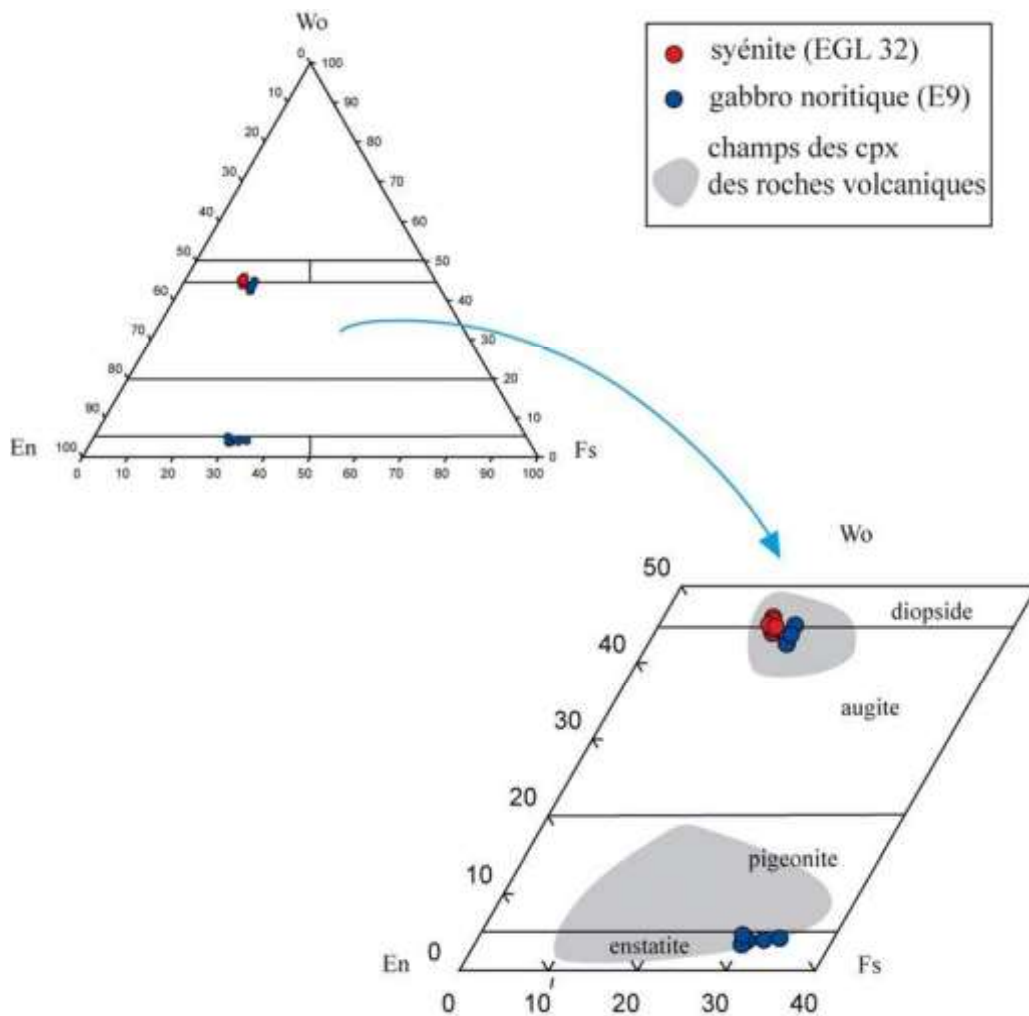


Fig.21: Diagramme En vs Wo vs Fs des clinopyroxènes d'après la nomenclature de Morimoto et al. (1988)

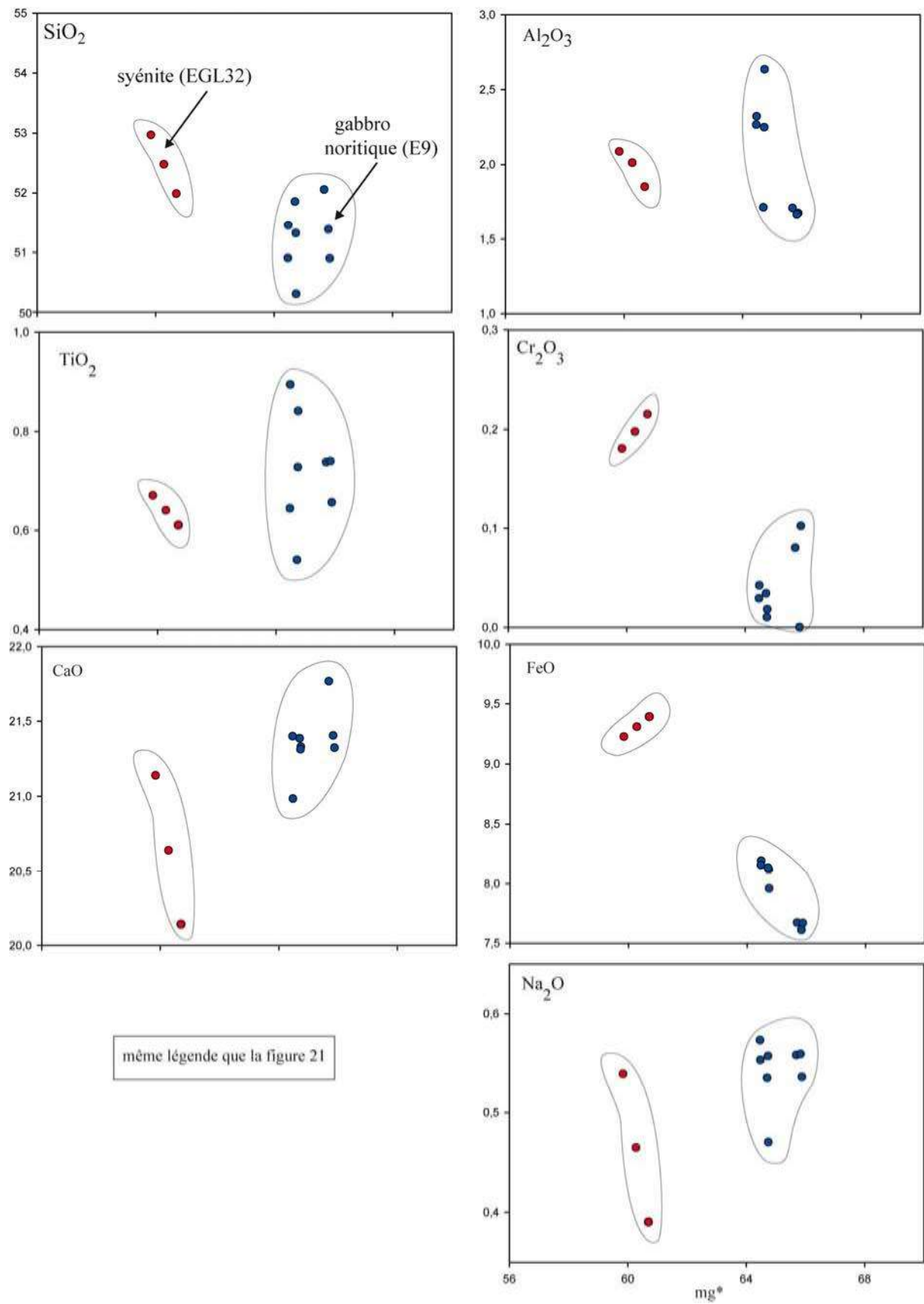


Fig. 22: Diagramme des éléments majeurs versus mg^* des clinopyroxènes

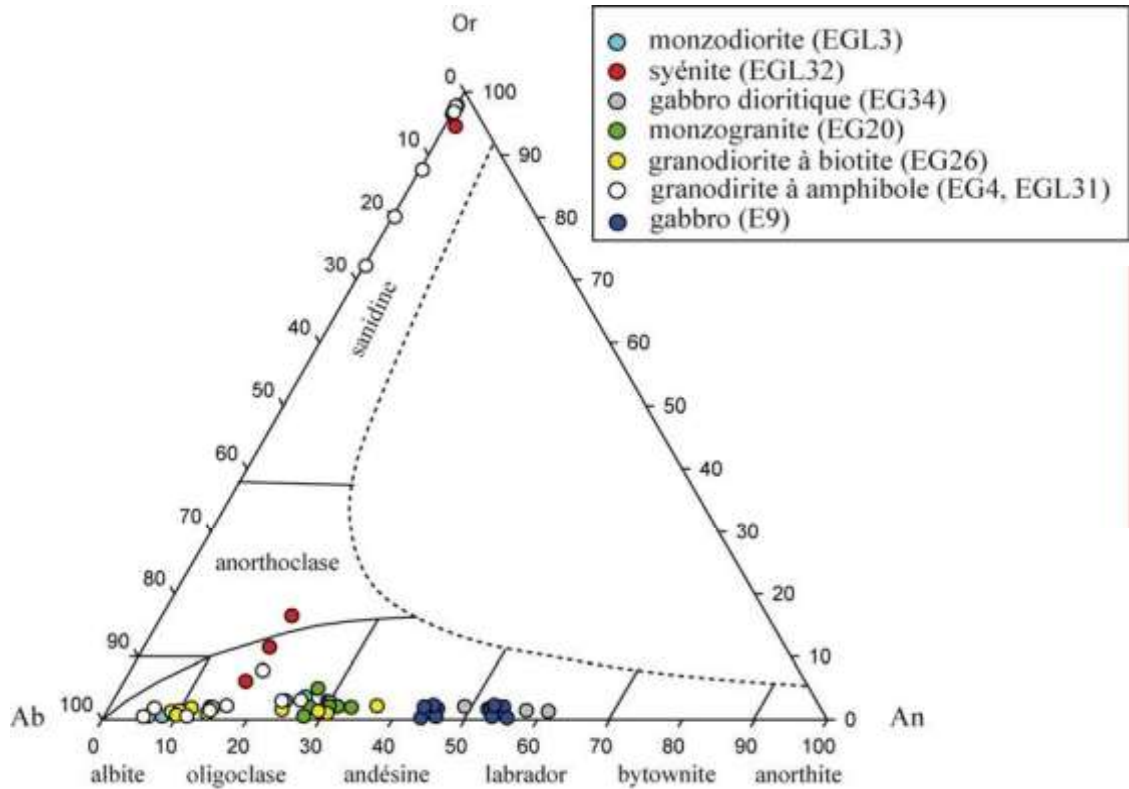


Fig. 23: Diagramme des compositions des feldspaths Or-An-Ab

Globalement le pourcentage de l'anorthite diminue de la variété pétrographique la plus basique ($An_{49,1-61,1}$), affleurant à la périphérie de la structure (EG 34 et E 9), aux termes les plus différenciés de la partie centrale de la structure, formés essentiellement par les faciès granodioritiques et dioritiques ($An_{8,1-37,0}$) (Fig. 23). Par ailleurs les plagioclases du monzogranite d'Aftout, formant l'encaissant de la structure, sont projetés dans le champs des oligoclases et des andésines ($An_{27,4-33,5}$).

IV.3.3 Les amphiboles :

L'omniprésence et l'abondance des amphiboles dans les faciès gabbroïque, dioritique et granodioritique constituent un des traits les plus caractéristiques de la minéralogie du complexe magmatique de Bled M'Dena. En effet cette abondance tend à s'atténuer vers le centre de la structure où la biotite prend le relais et devient de plus en plus abondante jusqu'à atteindre 19% du volume de la roche.

Toutes les amphiboles sont calciques, leurs analyses (Tableau 20) projetées dans le diagramme $Ca+Al^{IV}$ vs $Si+Na+K$ (Fig.24), montrent que le champ des amphiboles des granodiorites et des monzodiorites est limité par les pôles édenite-barroisite. Cette

position intermédiaire entre amphibole calcique et amphibole sodi-calcique est bien nette. Par ailleurs les amphiboles des gabbros dioritiques sont calciques, elles correspondent aux champs des amphiboles des coulées de la série tholéïitique-transitionnelle, alors l'évolution des amphiboles des granodiorites et des diorites quartziques épouse celles des volcanites calco-alcalines. Le diagramme de Leake (Fig.25) montrent qu'il s'agit d'amphibole de type édenite. On observe une légère zonation où les amphiboles des gabbros dioritiques sont plus magnésiennes que celles des granodiorites, alors que les amphiboles des diorites occupent une place intermédiaire.

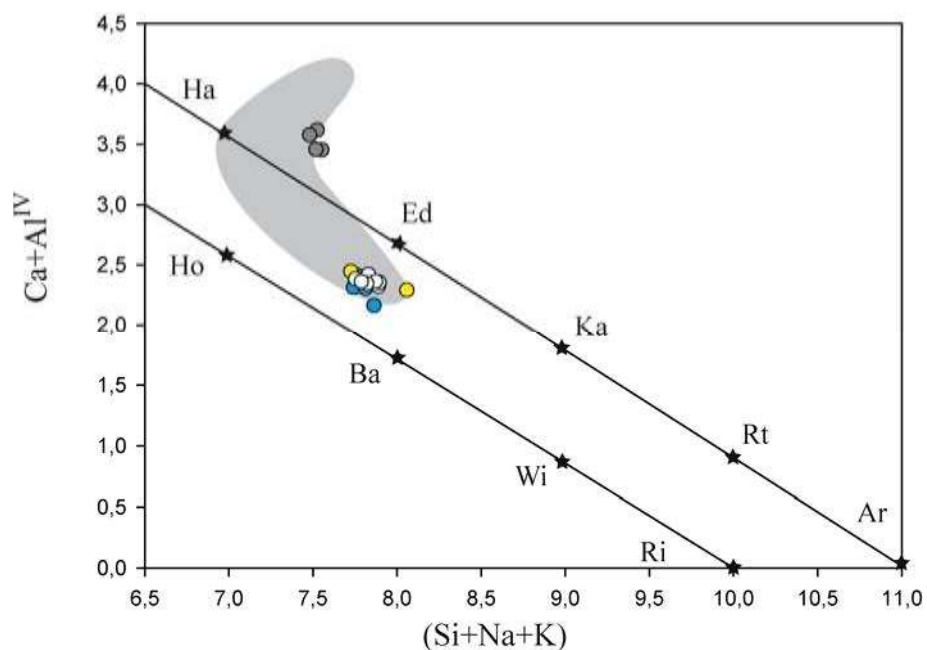


Fig.24 : Diagramme (Si+Na+K) vs Ca+Al^{IV} en cations, (d'après Giret et al. 1980) des amphiboles des roches plutoniques de la structure de Bled M'Dena, Ha: Hastingsite, Ed: Edenite, Ka: Katophorite, Rt: Richterite, Ar: Arfvedsonite, Ho: Hornblende, Ba: Barroisite, Wi: Winchite, Ri: Riebeckite (même légende que la figure 23)

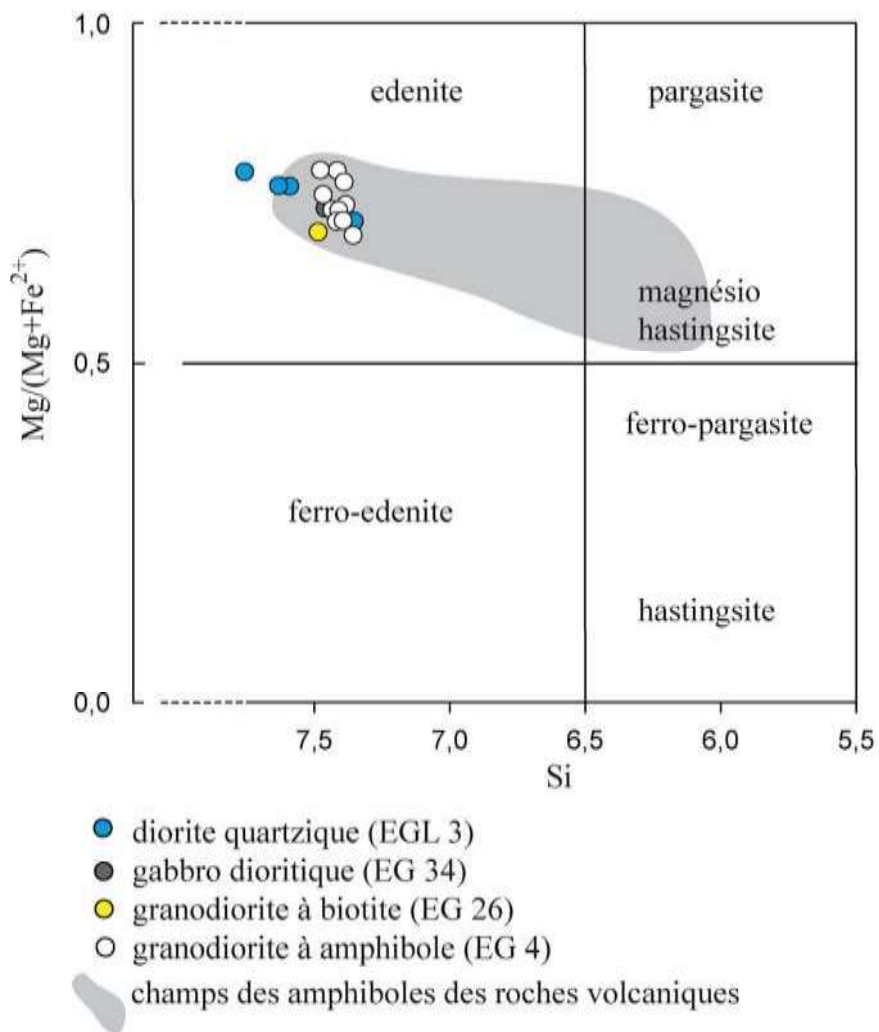


Fig. 25: la nomenclature des amphiboles des plutonites de la structure de Bled M'Dena, (d'après Leake, 1997), même légende que la figure 23

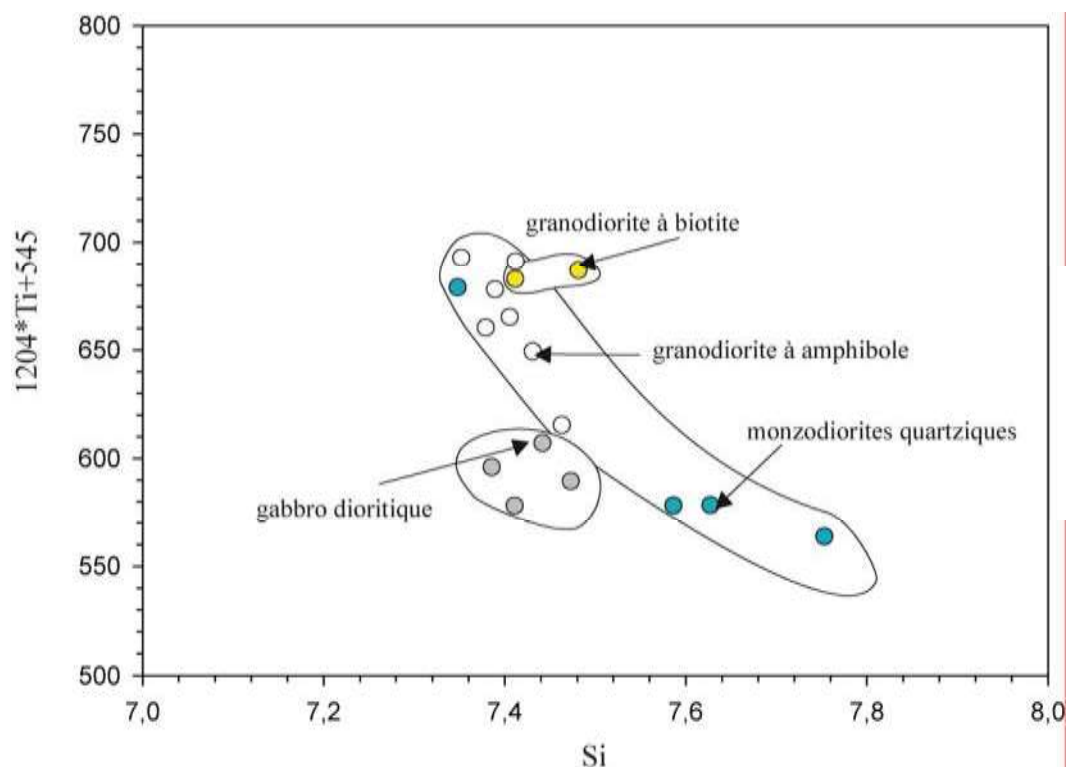


Fig.26 : diagramme illustrant les températures de cristallisation des amphiboles des granitoïdes de la structure de Bled M'Dena (d'après Otten, 1994), même légende que la figure 23

Les températures de fermeture du système liquide-solide (post-cristallisation) illustrées dans la figure 26, montrent que les amphiboles des gabbros dioritiques révèlent des températures relativement basses (575 à 620°C). Ces amphiboles constituent la phase intercumulus de la roche et se forment à une étape tardive. Les amphiboles des diorites quartziques présentent des températures allant de 560 à 680 °C, révélant ainsi des températures légèrement différentes. En revanche les projections des analyses des granodiorites montrent des températures plus importantes (620 à 700°C).

IV.3.4 Les biotites :

Les analyses chimiques des biotites montrent le caractère calco-alcalin, cette tendance est clairement indiquée dans le diagramme MgO vs FeO vs Al₂O₃ (Fig.27). Les biotites de l'encaissant monzogranitique d'Aftout, de la structure de Bled M'Dena, sont moins magnésiennes et se démarquent nettement de celle des granitoïdes de cette dernière. Cette tendance magnésienne est soulignée dans le diagramme Mg/Mg+Fe vs Si (Fig. 28) où les micas des granitoïdes de la structure se rapprochent du champ des phlogopites, tandis que l'essaim des points analytiques des monzogranites forme un champ nettement différents.

Par ailleurs, dans le diagramme de Nachit *et al.* (Fig.28), les biotites évoluent, globalement, dans le domaine sub-alkalin. On observe aussi, quelques analyses se projetant dans le domaine calco-alkalin.

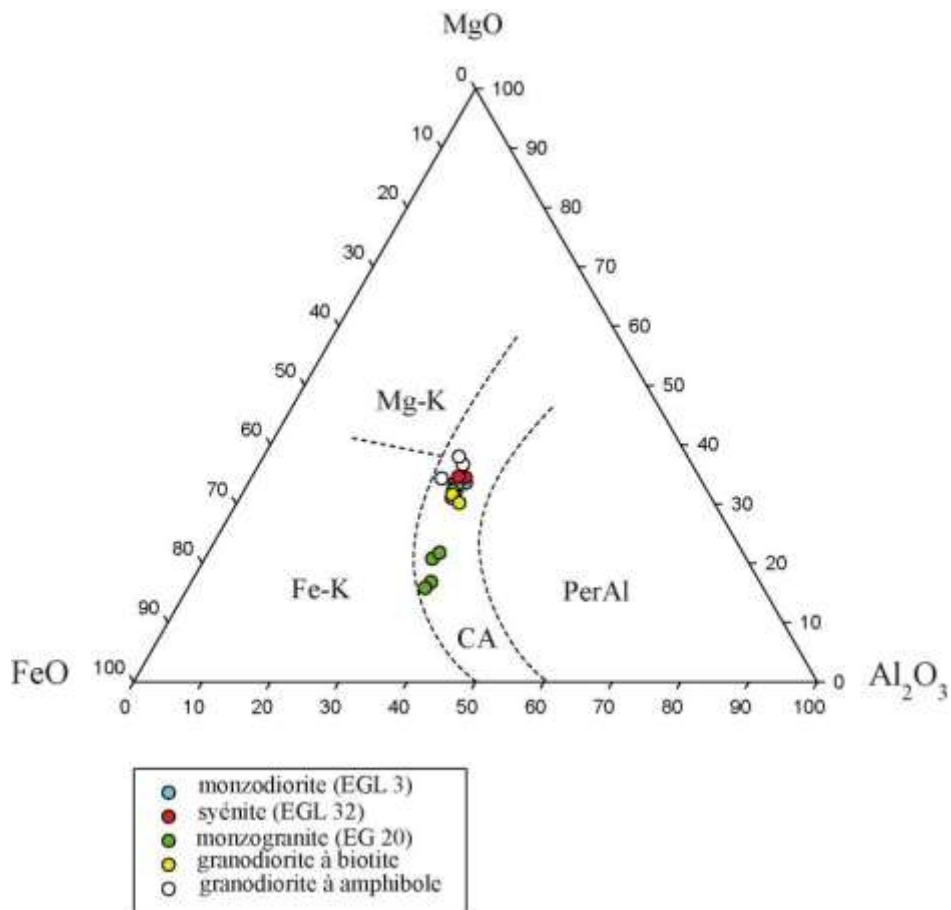


Fig.27: Diagramme ternaire Al_2O_3 vs MgO vs FeO d'après Rossi et Chevremont (1987), même légende que la figure 23

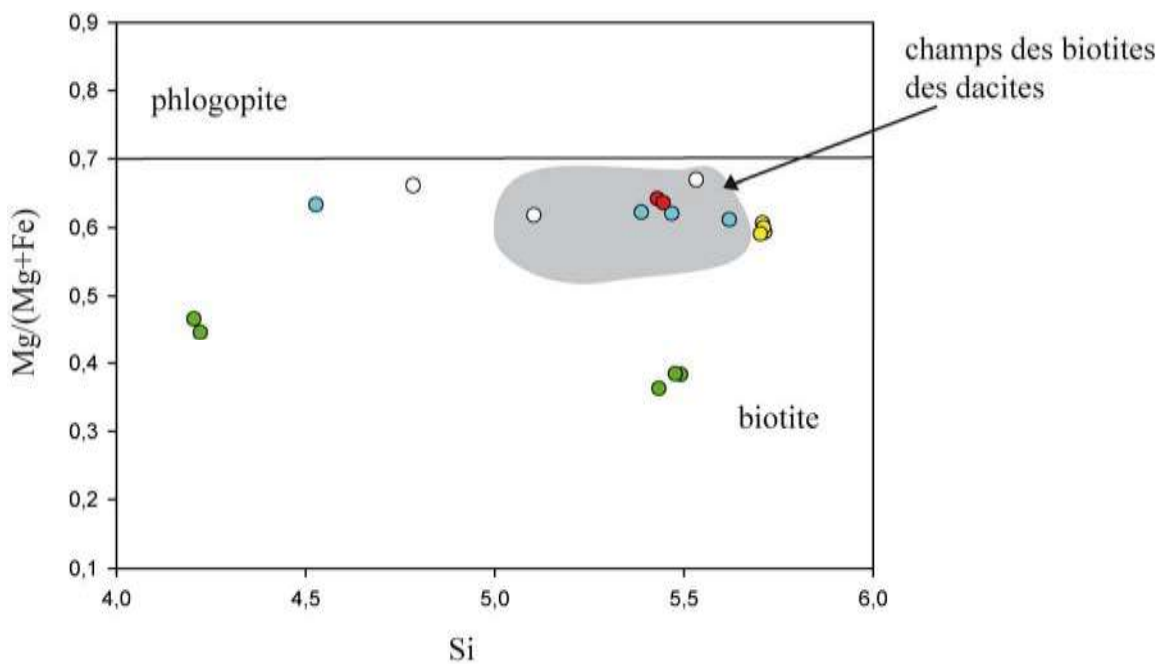


Fig. 28: diagramme de classification de la biotite d'après Ferré et Leake, (2001), (même légende que la figure 23)

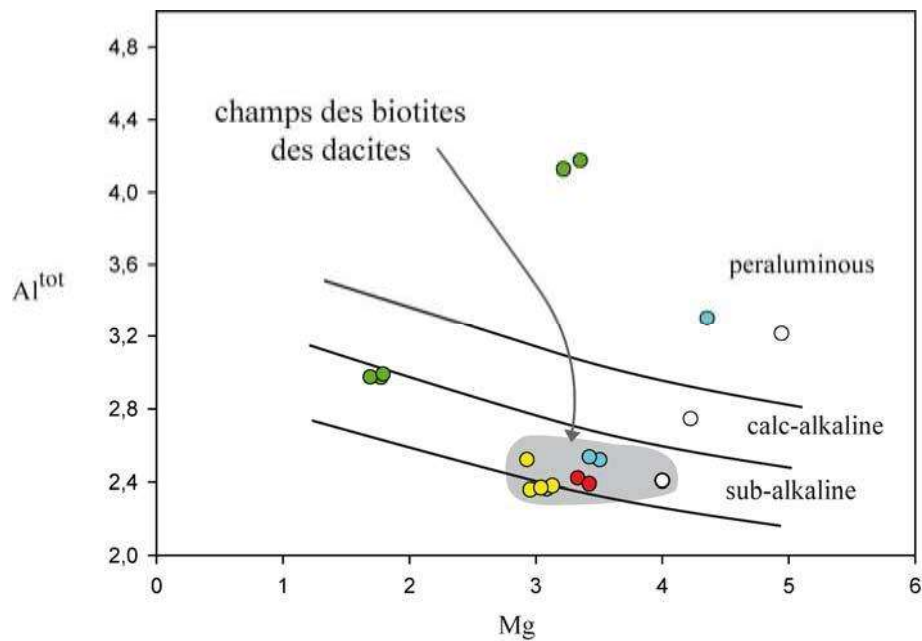


Fig.29: diagramme Al^{tot} vs Mg d'après Nachit et al. (1985) (même légende que la figure 23)

IV.4 conclusion

Le clinopyroxène est observable uniquement dans les faciès basiques affleurant à la bordure sud-est et sud-ouest de la structure. La cohabitation des clinopyroxènes et des enstatite n'est observée que dans le faciès gabbroïque (E9). Les clinopyroxènes montrent la même évolution que celle observée dans les roches volcaniques. Ils se situent sur la limite augite-diopside ($\text{En}_{39,7-42,6} - \text{Fs}_{12,6-15,7} - \text{Wo}_{42,4-45,5}$). En revanche les clinopyroxènes analysés dans la syénite (EGL 32) et le gabbro noritique (E9), sont légèrement moins riches en alumine, que ceux analysés dans les volcanites.

Les amphiboles sont calciques, il s'agit d'amphibole de type édenite. On observe une légère zonation où les amphiboles des gabbros dioritiques sont plus magnésiennes que celles des granodiorites, alors que les amphiboles des diorites occupent une place intermédiaire. Ainsi les amphiboles des gabbros dioritiques sont calciques, elles correspondent aux champs des amphiboles des coulées de la série tholéiitique-transitionnelle, alors l'évolution des amphiboles des granodiorites et des diorites quartziques épouse celles des volcanites calco-alcalines.

Les feldspaths sont présents dans la quasi-totalité des échantillons observés en lames minces, au sein de la matrice microcristalline, depuis les lattes des textures microgrenues jusqu'aux phénocristaux des faciès gabbroïques, dioritiques, granodioritiques. Ils sont de nature essentiellement plagioclasique intermédiaire, à l'exception des faciès basiques (gabbro noritique (E9) et gabbro dioritique EG34) où ils sont plus basiques.

Les biotites se rapprochent des phlogopites, elles montrent une tendance calco-alcaline. Elles présentent aussi un caractère plus magnésien que celle du granite encaissant d'Aftout.

La minéralogie des phases cristallines des plutonites montrent globalement les mêmes tendances que celle des roches volcaniques, ce qui nous permet de considérer que l'évolution de ces deux types de roches est intimement lié génétiquement. En revanche les caractères chimiques des phases minérales des syénites pourraient traduire une origine génétique différente ou bien elles pourraient être le reliquat d'une roche sauvée de la contamination crustale en gardant ainsi son caractère chimique original.

| roches | gabbro dioritique | gabbro noritique |
|--------------------------------|--|------------------|
| | EG 34 | E9 |
| Cpx | 37 38 39 43 50 40 41 49 102 103 104 | 105 |
| SiO ₂ | 51,30 52,05 51,45 51,32 51,85 51,89 51,38 50,90 51,98 52,96 51,98 52,47 | |
| Al ₂ O ₃ | 2,63 1,71 2,32 2,25 1,71 1,67 1,67 2,26 1,85 2,09 1,85 2,01 | |
| TiO ₂ | 0,84 0,74 0,89 0,73 0,54 0,66 0,74 0,64 0,61 0,67 0,61 0,64 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,02 0,08 0,04 0,01 0,03 0,10 0,00 0,03 0,22 0,18 0,22 0,20 | |
| FeO | 7,96 7,67 8,19 8,12 8,13 7,67 7,61 8,16 9,39 9,22 9,39 9,31 | |
| NiO | 0,02 0,00 0,00 0,00 0,00 0,01 0,01 0,01 0,02 0,01 0 0,02 | |
| MnO | 0,17 0,19 0,20 0,23 0,25 0,25 0,26 0,26 0,31 0,32 0,31 0,31 | |
| MgO | 14,62 14,69 14,88 14,91 14,92 14,81 14,67 14,80 14,51 13,75 14,51 14,13 | |
| CaO | 21,33 21,76 20,98 21,31 21,38 21,32 21,40 21,40 20,14 21,14 20,14 20,64 | |
| Na ₂ O | 0,47 0,46 0,55 0,56 0,54 0,54 0,56 0,57 0,39 0,54 0,39 0,46 | |
| K ₂ O | 0,00 0,01 0,02 0,03 0,01 0,00 0,04 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 | |
| Total | 99,37 99,46 99,54 99,45 99,37 98,92 98,34 99,03 99,41 100,87 99,39 100,14 | |
| mg* | 64,76 65,70 64,49 64,75 64,72 65,89 65,85 64,48 60,71 59,85 60,71 60,29 | |
| 6 oxygènes | | |
| Si | 1,90 1,94 1,92 1,92 1,94 1,93 1,94 1,92 1,95 1,96 1,95 1,95 | |
| Al ^{IV} | 0,10 0,06 0,08 0,08 0,06 0,07 0,06 0,08 0,05 0,04 0,05 0,05 | |
| Al ^{VI} | 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,01 0,02 0,02 0,03 0,05 0,03 0,04 | |
| Ti | 0,02 0,02 0,03 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 0,02 | |
| Fe ²⁺ | 0,25 0,24 0,26 0,25 0,25 0,24 0,24 0,26 0,29 0,28 0,29 0,29 | |
| Mg | 0,83 0,82 0,83 0,83 0,83 0,84 0,83 0,83 0,81 0,76 0,81 0,78 | |
| Mn | 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 0,01 | |
| Cr | 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,01 0,01 0,01 0,01 | |
| Na | 0,03 0,04 0,04 0,04 0,04 0,04 0,04 0,04 0,03 0,04 0,03 0,03 | |
| K | 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 0,00 | |
| Ca | 0,87 0,87 0,84 0,85 0,86 0,87 0,87 0,86 0,81 0,84 0,81 0,82 | |
| total | 4,03 4,02 4,02 4,03 4,03 4,03 4,02 4,04 4,00 4,00 4,00 4,00 | |
| ens | 42,03 41,90 42,55 42,34 42,28 42,45 42,19 42,01 41,89 39,74 41,89 40,82 | |
| Fs | 13,11 12,58 13,46 13,30 13,32 12,74 12,70 13,41 15,71 15,47 15,71 15,59 | |
| Wo | 44,85 45,52 43,98 44,36 44,40 44,81 45,11 44,58 42,40 44,79 42,40 43,59 | |

Tableau 17: composition chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des plutonites

| roche gabbro | noritique | | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|--------------|--------------|---------------|---------------|---------------|---------------|--|
| échant, | E 9 | | | | | | | |
| opx | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 52,83 | 52,24 | 52,63 | 52,239 | 55,025 | 52,825 | 52,629 | |
| TiO ₂ | 0,32 | 0,25 | 0,38 | 0,252 | 0,102 | 0,32 | 0,38 | |
| Al ₂ O ₃ | 0,97 | 0,83 | 0,91 | 0,83 | 0,38 | 0,97 | 0,91 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,03 | 0,09 | 0,05 | 0,086 | 0,038 | 0,03 | 0,05 | |
| FeO | 18,90 | 18,96 | 19,02 | 18,96 | 19,18 | 18,90 | 19,022 | |
| MnO | 0,43 | 0,40 | 0,41 | 0,396 | 0,608 | 0,34 | 0,41 | |
| MgO | 23,40 | 23,34 | 23,67 | 23,34 | 21,84 | 23,40 | 23,67 | |
| CaO | 1,90 | 1,89 | 1,82 | 1,88 | 1,85 | 1,90 | 1,82 | |
| Na ₂ O | 0,04 | 0,07 | 0,21 | 0,356 | 0,01 | 0,28 | 0,21 | |
| K ₂ O | 0,03 | 0,07 | 0,21 | 0,07 | 0,05 | 0,00 | 0,02 | |
| Total | 98,84 | 98,13 | 99,31 | 98,409 | 99,083 | 98,969 | 99,121 | |
| 6 oxygènes | | | | | | | | |
| Si | 1,97 | 1,96 | 1,96 | 1,96 | 2,04 | 1,97 | 1,96 | |
| Al ^{IV} | 0,03 | 0,04 | 0,04 | 0,04 | -0,04 | 0,03 | 0,04 | |
| Al ^{VI} | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,01 | 0,00 | |
| Ti | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,01 | |
| Fe ²⁺ | 0,59 | 0,60 | 0,59 | 0,60 | 0,59 | 0,59 | 0,59 | |
| Mg | 1,30 | 1,31 | 1,31 | 1,31 | 1,21 | 1,30 | 1,31 | |
| Mn | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,01 | 0,02 | 0,01 | 0,01 | |
| Ni | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Cr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Na | 0,00 | 0,01 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | |
| K | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Ca | 0,08 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | 0,08 | 0,07 | |
| total | 4,00 | 4,01 | 4,02 | 4,03 | 3,95 | 4,01 | 4,02 | |
| ens | 65,62 | 65,47 | 65,47 | 64,81 | 63,70 | 65,14 | 65,47 | |
| Fs | 30,41 | 30,47 | 30,15 | 30,15 | 32,38 | 30,05 | 30,16 | |
| Wo | 3,83 | 3,81 | 3,63 | 3,79 | 3,87 | 3,84 | 3,64 | |
| mg* | 68,82 | 68,70 | 68,93 | 68,70 | 67,00 | 68,82 | 68,93 | |

Tableau 18: composition chimiques et formules structurales des orthopyroxènes des plutonites

Chapitre III : pétrographie et minéralogie des roches magmatiques

| roches | granodiorite à biotite | | | | | | | | | | | | | | | | | granodiorite à amphibole | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---|--------------|--------------|---------------|---------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|---------------|--------------------------|--------------|---------------|--------------|--|--|--|--|--|--|
| | EG 26 | | | | | | | | | | | | | | | | | EG 4 | | | EGL 31 | | | | | | |
| Plagio | 84 85 88 89 90 91 92 93 94 95 81 82 103 110 113 114 117 119 120 121 125 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 56,57 | 61,50 | 64,74 | 65,06 | 64,68 | 65,78 | 64,53 | 65,05 | 65,26 | 65,09 | 59,37 | 57,47 | 66,17 | 66,31 | 66,34 | 65,52 | 61,41 | 64,84 | 62,19 | 64,38 | 62,33 | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 26,39 | 23,12 | 21,25 | 22,16 | 22,19 | 21,08 | 22,15 | 21,80 | 21,32 | 21,39 | 20,77 | 25,46 | 21,12 | 20,54 | 21,38 | 20,46 | 24,49 | 22,44 | 23,32 | 22,88 | 23,86 | | | | | | |
| TiO ₂ | 0,05 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,08 | 0,05 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,03 | 0,04 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | | |
| FeO | 0,15 | 0,20 | 0,18 | 0,14 | 0,23 | 0,21 | 0,24 | 0,23 | 0,18 | 0,19 | 0,14 | 0,15 | 0,03 | 0,05 | 0,11 | 0,82 | 0,32 | 0,13 | 0,49 | 0,01 | 0,14 | | | | | | |
| NiO | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | | | | |
| MnO | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,03 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,00 | 0,07 | 0,04 | 0,01 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | | | | | | |
| MgO | 0,01 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,01 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,04 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | | | | | | |
| CaO | 8,26 | 5,23 | 3,11 | 2,95 | 2,93 | 2,69 | 2,93 | 2,27 | 2,19 | 2,18 | 8,57 | 7,11 | 1,35 | 1,20 | 1,32 | 2,45 | 5,40 | 3,45 | 4,75 | 3,02 | 3,61 | | | | | | |
| Na ₂ O | 7,52 | 8,89 | 10,30 | 9,80 | 9,66 | 9,23 | 9,37 | 9,41 | 10,55 | 10,78 | 10,57 | 9,31 | 11,20 | 11,12 | 10,39 | 10,29 | 8,14 | 9,60 | 8,24 | 9,85 | 8,01 | | | | | | |
| K ₂ O | 0,39 | 0,27 | 0,19 | 0,16 | 0,33 | 0,18 | 0,31 | 0,29 | 0,24 | 0,12 | 0,22 | 0,25 | 0,08 | 0,07 | 0,30 | 0,08 | 0,52 | 0,38 | 0,49 | 0,24 | 1,27 | | | | | | |
| Total | 99,34 | 99,29 | 99,86 | 100,32 | 100,07 | 99,26 | 99,53 | 99,08 | 99,88 | 99,84 | 99,64 | 99,75 | 99,97 | 99,37 | 99,88 | 99,73 | 100,37 | 100,87 | 99,54 | 100,38 | 99,23 | | | | | | |
| oxygènes 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,566 | 2,756 | 2,866 | 2,856 | 2,850 | 2,924 | 2,855 | 2,881 | 2,726 | 2,875 | 2,712 | 2,599 | 2,907 | 2,928 | 2,911 | 2,902 | 2,722 | 2,839 | 2,772 | 2,828 | 2,779 | | | | | | |
| Al ^{IV} | 0,434 | 0,244 | 0,134 | 0,144 | 0,150 | 0,076 | 0,145 | 0,119 | 0,274 | 0,125 | 0,288 | 0,401 | 0,093 | 0,072 | 0,089 | 0,098 | 0,278 | 0,161 | 0,228 | 0,172 | 0,221 | | | | | | |
| Al ^{VI} | 0,976 | 0,977 | 0,974 | 1,002 | 1,002 | 1,029 | 1,010 | 1,019 | 0,988 | 0,988 | 0,830 | 0,956 | 1,000 | 0,997 | 1,017 | 0,969 | 1,002 | 0,996 | 0,996 | 1,012 | 1,033 | | | | | | |
| Ti | 0,002 | 0,002 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | | | | | | |
| Fe | 0,006 | 0,007 | 0,007 | 0,005 | 0,008 | 0,008 | 0,009 | 0,009 | 0,008 | 0,007 | 0,005 | 0,006 | 0,001 | 0,002 | 0,004 | 0,030 | 0,012 | 0,005 | 0,018 | 0,000 | 0,005 | | | | | | |
| Mg | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,003 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | | | | | | |
| Mn | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | | | | | | |
| Cr | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,002 | 0,000 | 0,001 | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | | | | | | |
| Na | 0,661 | 0,772 | 0,884 | 0,834 | 0,825 | 0,796 | 0,804 | 0,808 | 1,027 | 0,923 | 0,936 | 0,816 | 0,954 | 0,952 | 0,884 | 0,883 | 0,700 | 0,815 | 0,712 | 0,839 | 0,692 | | | | | | |
| K | 0,023 | 0,015 | 0,011 | 0,009 | 0,019 | 0,010 | 0,017 | 0,016 | 0,015 | 0,007 | 0,013 | 0,014 | 0,004 | 0,004 | 0,017 | 0,005 | 0,029 | 0,021 | 0,028 | 0,013 | 0,072 | | | | | | |
| Ca | 0,401 | 0,251 | 0,147 | 0,139 | 0,138 | 0,080 | 0,139 | 0,108 | 0,118 | 0,104 | 0,419 | 0,344 | 0,064 | 0,057 | 0,062 | 0,116 | 0,256 | 0,162 | 0,227 | 0,142 | 0,172 | | | | | | |
| Total | 5,069 | 5,026 | 5,025 | 4,991 | 4,995 | 4,925 | 4,978 | 4,961 | 5,161 | 5,032 | 5,204 | 5,137 | 5,025 | 5,014 | 4,986 | 5,008 | 5,001 | 5,000 | 4,985 | 5,006 | 4,976 | | | | | | |
| Or | 2,08 | 1,49 | 1,03 | 0,91 | 1,89 | 1,15 | 1,82 | 1,76 | 1,32 | 0,65 | 0,94 | 1,23 | 0,44 | 0,39 | 1,74 | 0,45 | 2,98 | 2,13 | 2,88 | 1,35 | 7,71 | | | | | | |
| An | 36,99 | 24,17 | 14,15 | 14,13 | 14,08 | 9,08 | 14,47 | 11,56 | 10,15 | 10,03 | 30,65 | 29,31 | 6,22 | 5,61 | 6,45 | 11,58 | 26,02 | 16,22 | 23,46 | 14,29 | 18,40 | | | | | | |
| Ab | 60,93 | 74,34 | 84,82 | 84,96 | 84,03 | 89,77 | 83,71 | 86,69 | 88,52 | 89,32 | 68,41 | 69,46 | 93,34 | 94,00 | 91,81 | 87,97 | 70,99 | 81,66 | 73,66 | 84,36 | 73,89 | | | | | | |

Tableau 20a : compositions chimiques et formules structurales des plagioclases

Chapitre III : pétrographie et minéralogie des roches magmatiques

| roche | gabbro noritique | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|------|
| | E9 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| plagio | 2 3 6 9 10 14 15 16 17 18 19 20 21 22 23 24 25 26 27 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 54,38 | 54,14 | 55,05 | 54,32 | 53,45 | 54,38 | 54,14 | 55,05 | 54,32 | 53,45 | 53,45 | 54,38 | 54,14 | 55,05 | 54,32 | 54,38 | 54,14 | 55,05 | 54,32 | 54,38 | 54,14 | 55,05 | 54,32 | 54,38 | 54,14 | 55,05 | 54,32 | |
| TiO ₂ | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,00 | 0,08 | 0,07 |
| Al ₂ O ₃ | 27,98 | 28,90 | 28,75 | 28,16 | 28,45 | 27,98 | 28,90 | 28,75 | 28,16 | 28,45 | 28,45 | 27,98 | 28,90 | 28,75 | 28,16 | 27,98 | 28,90 | 28,75 | 28,16 | 27,98 | 28,90 | 28,75 | 28,16 | 27,98 | 28,90 | 28,75 | 28,16 | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | |
| FeO | 0,45 | 0,46 | 0,30 | 0,40 | 0,33 | 0,45 | 0,46 | 0,30 | 0,40 | 0,33 | 0,33 | 0,45 | 0,46 | 0,30 | 0,40 | 0,45 | 0,46 | 0,30 | 0,40 | 0,45 | 0,46 | 0,30 | 0,40 | 0,45 | 0,46 | 0,30 | 0,40 | |
| MnO | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | |
| MgO | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,07 | 0,07 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,04 | 0,04 | 0,01 | 0,08 | 0,04 |
| CaO | 10,98 | 11,47 | 11,54 | 10,96 | 11,35 | 10,98 | 11,47 | 11,54 | 10,96 | 11,35 | 11,35 | 10,98 | 11,47 | 11,54 | 10,96 | 10,98 | 11,47 | 11,54 | 10,96 | 10,98 | 11,47 | 11,54 | 10,96 | 10,98 | 11,47 | 11,54 | 10,96 | |
| Na ₂ O | 5,23 | 4,99 | 5,46 | 5,10 | 5,01 | 5,23 | 4,99 | 5,46 | 5,10 | 5,01 | 5,01 | 5,23 | 4,99 | 5,46 | 5,10 | 5,23 | 4,99 | 5,46 | 5,10 | 5,23 | 4,99 | 5,46 | 5,10 | 5,23 | 4,99 | 5,46 | 5,10 | |
| K ₂ O | 0,29 | 0,03 | 0,07 | 0,38 | 0,34 | 0,29 | 0,03 | 0,07 | 0,38 | 0,34 | 0,34 | 0,29 | 0,03 | 0,07 | 0,38 | 0,29 | 0,03 | 0,07 | 0,38 | 0,29 | 0,03 | 0,07 | 0,38 | 0,29 | 0,03 | 0,07 | 0,38 | |
| Total | 99,42 | 100,15 | 101,20 | 99,49 | 99,07 | 99,42 | 100,15 | 101,20 | 99,49 | 99,07 | 99,07 | 99,42 | 100,15 | 101,20 | 99,49 | 99,42 | 100,15 | 101,20 | 99,49 | 99,42 | 100,15 | 101,20 | 99,49 | 99,42 | 100,15 | 101,20 | 99,49 | |
| oxygènes 8 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| si | 2,475 | 2,446 | 2,462 | 2,470 | 2,445 | 2,475 | 2,445 | 2,462 | 2,470 | 2,445 | 2,445 | 2,475 | 2,445 | 2,462 | 2,471 | 2,475 | 2,445 | 2,462 | 2,470 | 2,475 | 2,445 | 2,462 | 2,470 | 2,475 | 2,445 | 2,462 | 2,470 | |
| AlIV | 0,525 | 0,554 | 0,538 | 0,530 | 0,555 | 0,525 | 0,555 | 0,538 | 0,530 | 0,555 | 0,555 | 0,525 | 0,555 | 0,538 | 0,529 | 0,525 | 0,555 | 0,538 | 0,529 | 0,525 | 0,555 | 0,538 | 0,529 | 0,525 | 0,555 | 0,538 | 0,529 | |
| AlVI | 0,976 | 0,985 | 0,977 | 0,979 | 0,978 | 0,976 | 0,984 | 0,977 | 0,979 | 0,978 | 0,978 | 0,976 | 0,984 | 0,977 | 0,980 | 0,976 | 0,984 | 0,977 | 0,980 | 0,976 | 0,984 | 0,977 | 0,980 | 0,976 | 0,984 | 0,977 | 0,979 | |
| Ti | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | 0,003 | 0,002 | 0,002 | 0,000 | |
| Fe ²⁺ | 0,017 | 0,017 | 0,011 | 0,015 | 0,013 | 0,017 | 0,017 | 0,011 | 0,015 | 0,013 | 0,013 | 0,017 | 0,017 | 0,011 | 0,015 | 0,017 | 0,017 | 0,011 | 0,015 | 0,017 | 0,017 | 0,011 | 0,015 | 0,017 | 0,017 | 0,011 | 0,015 | |
| Mg | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,005 | 0,005 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,005 | 0,005 | 0,005 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,003 | 0,001 | 0,005 | |
| Mn | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | |
| Ni | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 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 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | |
| Na | 0,461 | 0,437 | 0,473 | 0,450 | 0,444 | 0,461 | 0,437 | 0,473 | 0,450 | 0,444 | 0,444 | 0,461 | 0,437 | 0,473 | 0,450 | 0,461 | 0,437 | 0,473 | 0,450 | 0,461 | 0,437 | 0,473 | 0,450 | 0,461 | 0,437 | 0,473 | 0,450 | |
| K | 0,017 | 0,002 | 0,004 | 0,022 | 0,020 | 0,017 | 0,002 | 0,004 | 0,022 | 0,020 | 0,020 | 0,017 | 0,002 | 0,004 | 0,022 | 0,017 | 0,002 | 0,004 | 0,022 | 0,017 | 0,002 | 0,004 | 0,022 | 0,017 | 0,002 | 0,004 | 0,022 | |
| Ca | 0,535 | 0,555 | 0,553 | 0,534 | 0,556 | 0,535 | 0,555 | 0,553 | 0,534 | 0,556 | 0,556 | 0,535 | 0,555 | 0,553 | 0,534 | 0,535 | 0,555 | 0,553 | 0,534 | 0,535 | 0,555 | 0,553 | 0,534 | 0,535 | 0,555 | 0,553 | 0,534 | |
| total | 5,011 | 5,002 | 5,019 | 5,008 | 5,019 | 5,011 | 5,002 | 5,019 | 5,008 | 5,018 | 5,019 | 5,011 | 5,002 | 5,019 | 5,008 | 5,011 | 5,002 | 5,019 | 5,008 | 5,011 | 5,002 | 5,019 | 5,008 | 5,011 | 5,002 | 5,019 | 5,008 | |
| Or | 1,661 | 0,174 | 0,388 | 2,192 | 1,944 | 1,661 | 0,174 | 0,388 | 2,192 | 1,922 | 1,944 | 1,661 | 0,174 | 0,388 | 2,192 | 1,661 | 0,174 | 0,388 | 2,192 | 1,661 | 0,174 | 0,388 | 2,192 | 1,661 | 0,174 | 0,388 | 2,192 | |
| An | 45,524 | 43,972 | 45,948 | 44,711 | 43,543 | 45,524 | 43,972 | 45,948 | 44,711 | 43,543 | 43,543 | 45,524 | 43,972 | 45,948 | 44,711 | 43,543 | 43,543 | 45,524 | 43,972 | 45,948 | 44,711 | 43,543 | 43,543 | 45,524 | 43,972 | 45,948 | 44,711 | |
| Ab | 52,815 | 55,854 | 53,665 | 53,097 | 54,512 | 52,815 | 55,854 | 53,665 | 53,097 | 54,525 | 54,525 | 52,815 | 55,854 | 53,665 | 53,097 | 52,815 | 55,854 | 53,665 | 53,097 | 52,815 | 55,854 | 53,665 | 53,097 | 52,815 | 55,854 | 53,665 | 53,097 | |

Tableau 20b : (suite)

Chapitre IV : Géochimie

| roche | syénite | | | | granodiorites à amphibole | | | | | | |
|--------------------------------|--------------|---------------|---------------|--------------|---------------------------|---------------|------------------|-------------------|------------------|--------------|---------------------|
| | EGL 32 | | | | EG 4 | | | | EGL 31 | | |
| <i>F.K</i> | 45 | 52 | 53 54 | 99 100 | 101 | 102 | 108 | 109 | 116 | 117 | |
| SiO ₂ | 63,42 | 64,32 | 64,71 | 63,97 | 63,63 | 62,96 | 63,29 | 63,98 | 63,89 | 64,33 | 64,41 63,91 |
| Al ₂ O ₃ | 18,56 | 18,75 | 18,95 | 18,38 | 18,00 | 19,07 | 18,54 | 18,62 | 18,80 | 18,65 | 18,64 17,86 |
| TiO ₂ | 0,01 | 0,04 | 0,03 | 0,08 | 0,04 | 0,03 | 0,03 0,03 | 0,00 0,03 | 0,05 0,06 | | |
| Cr ₂ O ₃ | 0,06 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 0,02 | 0,04 0,00 | 0,00 0,00 | | |
| FeO | 0,03 | 0,02 | 0,24 | 0,25 | 0,30 | 0,34 | 0,32 0,03 | 0,10 0,11 | 0,12 0,22 | | |
| NiO | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,00 | 0,01 | 0,01 0,02 | 0,02 0,02 | 0,00 0,00 | | |
| MnO | 0,02 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,00 | 0,00 | 0,00 0,00 | 0,00 0,00 | 0,00 0,00 | | |
| MgO | 0,03 | 0,02 | 0,24 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 0,00 | 0,00 0,01 | 0,00 0,01 | | |
| CaO | 0,04 | 0,05 | 0,33 | 0,05 | 0,05 | 0,05 | 0,05 0,02 | 0,07 0,10 | 0,10 0,10 | | |
| Na ₂ O | 0,33 | 0,39 | 0,44 | 0,30 | 0,24 | 0,32 | 0,28 0,27 | 0,34 1,31 | 2,27 3,73 | | |
| K ₂ O | 16,56 | 16,68 | 15,82 | 16,56 | 17,10 | 18,19 | 17,64 | 17,22 | 16,46 | 14,56 | 14,15 14,89 |
| Total | 99,07 | 100,27 | 100,78 | 99,61 | 99,35 | 100,99 | 100,17 | 100,21 | 99,72 | 99,13 | 99,74 100,78 |
| oxygènes 8 | | | | | | | | | | | |
| Si | 2,971 | 2,975 | 2,972 | 2,981 | 2,984 | 2,930 | 2,957 | 2,972 | 2,971 | 2,984 | 2,974 2,957 |
| Al ^{IV} | 0,029 | 0,025 | 0,028 | 0,019 | 0,016 | 0,070 | 0,043 | 0,028 | 0,029 | 0,016 | 0,026 0,043 |
| Al ^{VI} | 0,996 | 0,997 | 0,992 | 0,990 | 0,979 | 0,975 | 0,977 | 0,991 | 1,001 | 1,004 | 0,988 0,931 |
| Ti | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,003 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,002 0,002 |
| Fe | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Fe | 0,001 | 0,001 | 0,009 | 0,010 | 0,012 | 0,013 | 0,013 | 0,001 | 0,004 | 0,004 | 0,005 0,009 |
| Mg | 0,002 | 0,001 | 0,016 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,000 0,001 |
| Mn | 0,001 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Cu | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Cr | 0,002 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,001 | 0,001 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Pt | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Au | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Na | 0,030 | 0,035 | 0,039 | 0,027 | 0,022 | 0,029 | 0,025 | 0,024 | 0,031 | 0,118 | 0,203 0,335 |
| K | 0,990 | 0,984 | 0,922 | 0,984 | 1,023 | 1,080 | 1,051 | 1,020 | 0,976 | 0,862 | 0,833 0,879 |
| Ba | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 | 0,000 0,000 |
| Ca | 0,002 | 0,002 | 0,016 | 0,002 | 0,003 | 0,002 | 0,003 | 0,001 | 0,003 | 0,005 | 0,005 0,005 |
| total | 5,025 | 5,022 | 4,997 | 5,017 | 5,039 | 5,101 | 5,070 | 5,040 | 5,017 | 4,994 | 5,036 5,161 |
| Or | 96,87 | 96,33 | 94,36 | 97,08 | 97,68 | 97,18 | 97,42 | 97,58 | 96,62 | 87,53 | 80,02 72,13 |
| An | 0,20 | 0,24 | 1,65 | 0,25 | 0,24 | 0,22 | 0,23 0,10 | 0,35 0,50 | 0,47 0,41 | | |
| Ab | 2,93 | 3,42 | 3,99 | 2,67 | 2,08 | 2,60 | 2,35 2,33 | 3,03 11,97 | | | 19,51 27,46 |

Tableau 21 : compositions chimiques et formules structurales des feldspaths alcalins

Chapitre IV

**Géochimie des roches magmatiques
du complexe Bled M'Dena**

V.1 Introduction

Le présent chapitre est consacré à l'étude de la chimie des roches de l'intrusion magmatique de Bled M'Dena. Nous avons montré par l'étude pétrographique que ce complexe magmatique est composé d'une grande variété de faciès plutoniques qui présentent une évolution centripète des termes les moins évolués aux termes les plus différenciés, allant de gabbro noritique à des granodiorites à biotite. Les volcanites qui recoupent ce complexe magmatique, montrent aussi un large éventail pétrographique allant des basaltes aux rhyolites en passant par les termes intermédiaires.

L'évolution minéralogique du gabbro (E9), jusqu'aux granodiorites à biotite, est caractérisée par la disparition du pyroxène et par l'enrichissement en amphibole. Les amphiboles sont ensuite progressivement remplacées par la biotite dans la partie centrale de la structure de Bled M'Dena. Cependant l'aspect continu de cette série milite en faveur de la différenciation magmatique au sein même de la chambre magmatique.

Tous ces faciès, présentent un rapport mésostase-phénocristaux traduisant une histoire et une mise en place en plusieurs étapes de cristallisation.

Les phénocristaux les plus fréquents sont les feldspaths (plagioclase), l'amphibole (hornblende verte), le clinopyroxène (augite) et occasionnellement la biotite et le quartz suivant le type pétrographique. La composition minéralogique de ces roches montre, une présence d'orthopyroxène uniquement dans les faciès basaltiques, alors que le clinopyroxène diminue progressivement dans les faciès andésitiques où la proportion d'amphibole augmente rapidement pour arriver à une moyenne de 40%, dans les andésites à amphibole.

Les faciès intermédiaires sont caractérisés par une amphibole calcique, Elle est, en général, peu altérée. Quant aux biotites, elles n'apparaissent que dans les trachyandésites et les dacites où leurs proportion est beaucoup moins importante.

L'évolution minéralogique et cristallogénétique des plagioclases, montre la présence du labrador dans les basaltes, alors que dans les termes intermédiaires c'est l'andésine qui domine dans les dacites et de l'oligoclase dans les rhyolites.

C'est dans les basaltes que la mésostase est la plus abondante, elle est couramment constituée de phases secondaires d'altération, comparables aux produits de déstabilisation des phénocristaux.

V.2 Choix des échantillons et méthodes analytiques.

L'ensemble des analyses chimiques utilisées (52 analyses) a été sélectionné sur un total de 103 échantillons. Cette collecte s'est étalée sur trois missions effectuées entre 2000 et 2003. Cette sélection a fait l'objet d'un consensus entre caractéristiques pétrographiques et géographiques, car les processus chimiques post-magmatiques tels que le métamorphisme et les altérations hydrothermales et météoriques modifient les compositions chimiques des roches.

Les analyses chimiques des éléments majeurs et traces ont été effectuées spectromètre fluorescence X (XRF) et ICP AES de l'école des Mines de St Etienne.

V.3 Géochimie des éléments majeurs.

V.3.1 Classification et nomenclature

Le diagramme de la classification de Cox *et al.* (1979), adaptée par Wilson, (1989) aux roches plutoniques (Fig.30), révèle l'existence d'un contraste chimique. Ce complexe magmatique recoupant des monzogranites d'Aftout de nature subalcaline (Buffière *et al.*, 1965), apparaît être constitué de deux séries. Une première série subalcaline montrant une évolution des gabbros jusqu'au microgranite en passant par les termes intermédiaires dioritiques et granodioritiques (tableau 16) et une deuxième série alcaline est composée de syénites (EG15 et EGL32), de monzodiorites quartziques (EG23, EGL3 et EGL23) et de monzodiorite (EG27). Les analyses projetées dans le domaine sub-alcalin coïncident globalement avec le champ des clinopyroxénites et les gabbros associées de la structure magmatique de Gara Djebilet (Tabeliouna *et al.*, 2008).

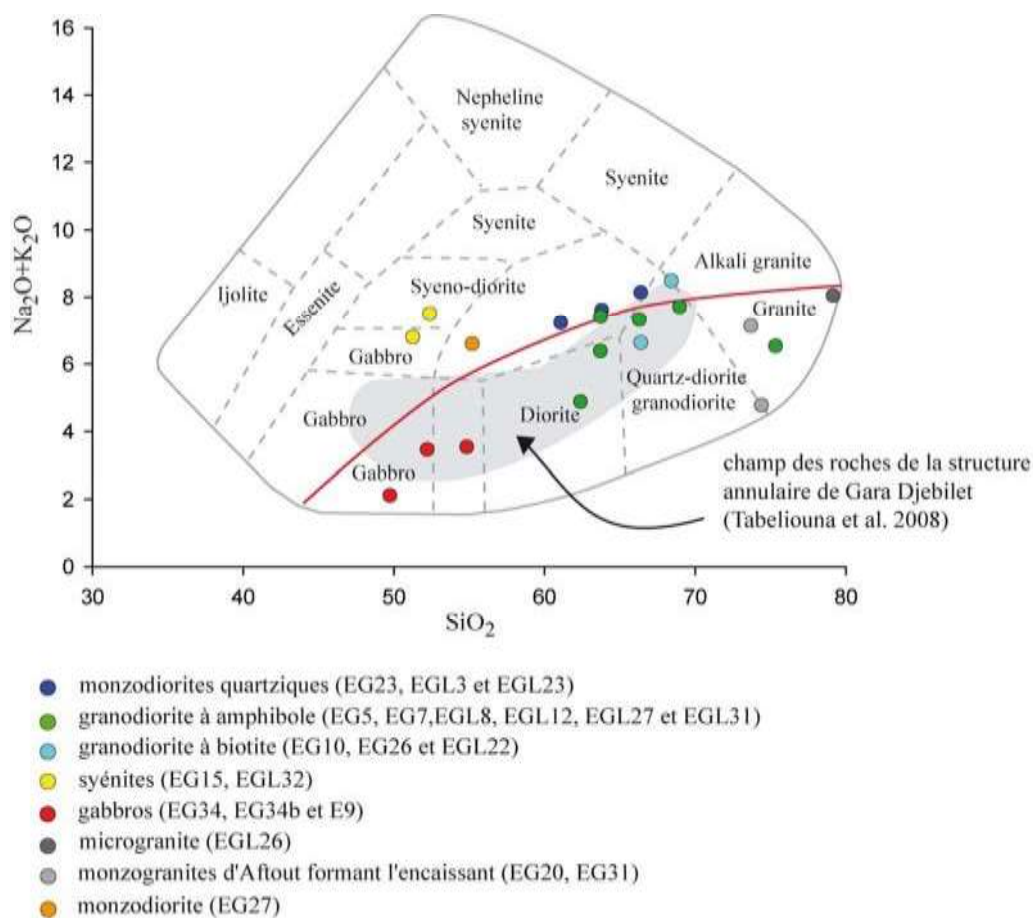


Fig. 30 : Diagramme des alcalins versus SiO_2 de Cox *et al.* (TAS), adapté par Wilson (1989) pour les roches plutoniques. La courbe sépare les domaines des roches alcalines et subalcalines

Les analyses reportées sur les tableaux 23a, 23b, 23c, montrent dans la figure 31, (Na_2O+K_2O vs SiO_2) établi par Le Maitre, 1984 ; Le Bas *et al.*, 1986, que les roches volcaniques présentent deux tendances. La première, subalcaline, constituée par des basaltes andésitiques, des andésites, des dacites et des rhyolites, alors que la deuxième, formée essentiellement de trachyandésites et de basaltes est située dans un champ plus alcalin. Ces deux tendances sont confirmées par le diagramme SiO_2 vs Zr/TiO_2 (Fig.32), où le basalte (EG3) le moins différencié présente une proportion de $SiO_2= 51,75\%$, pour un rapport $Zr/TiO_2= 0,013$, alors que la rhyolite (EG25b) est le terme le plus évolué ($SiO_2= 73,14\%$, $Zr/TiO_2=0,036$). Le comportement des roches volcaniques montre que les basaltes (EG3,

EG19 et EGL5) sont sur la limite des champs alcalins-subalcalin, tandis que les basaltes andésitiques, les andésites et les rhyolites forme clairement une évolution continue d'une même série volcanique calco-alcaline. En revanche, les trachyandésites, la coulée basaltique (EGL21) et les coulées dacitiques (EG1 et EGL19) se démarquent de la première série par leurs tendances plus alcaline. Ainsi les roches volcaniques montrent une évolution chimique, dichotomique, (i) La première tendance basaltique (EGL21), andésitique et dacitiques (Fig.30), (ii) la seconde, avec les trachyandésites et les deux coulées dacitiques (EG1 et EGL19) se retrouvent légèrement décalées vers le champ des roches alcalines. La position des deux coulées dacitiques, difficile à classifier dans le diagramme de la figure 32, est probablement due à des effets post-magmatiques.

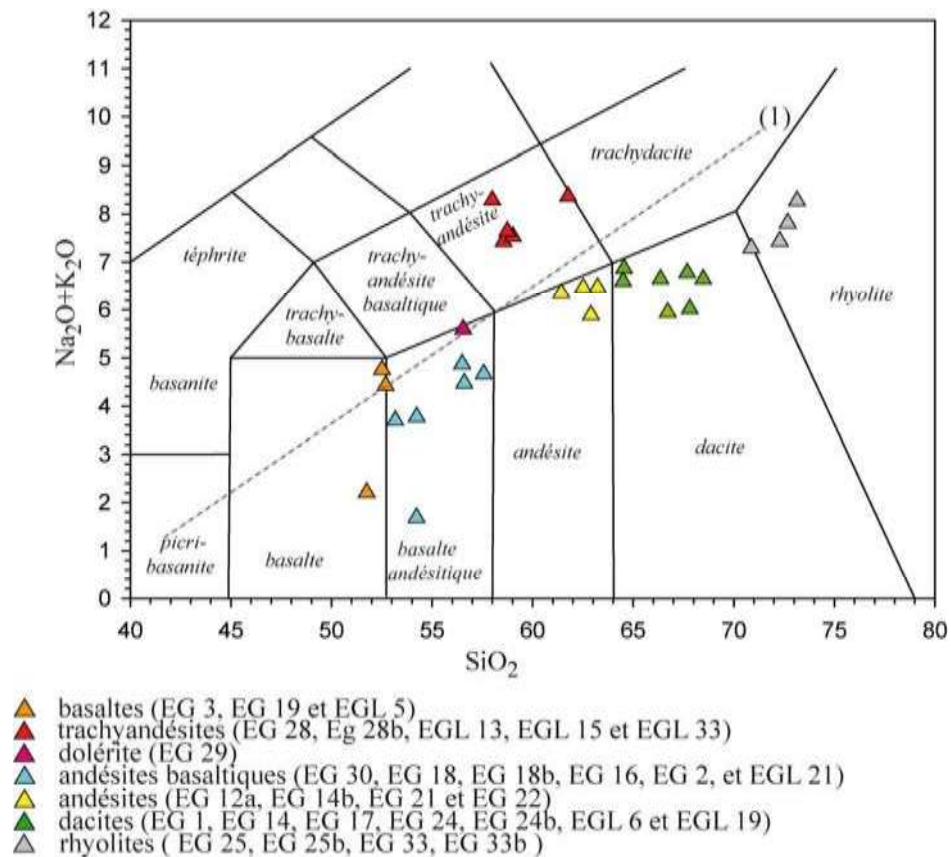


Fig. 31 : les coulées du complexe magmatique de Bled M'Dena dans le diagramme binaire TAS : total Alcalins = wt% de Na₂O+K₂O) versus SiO₂ (Le Bas et al., 1986). La ligne en pointillé sépare les champs alcalin et sub-alcalin (tholéïitique/calco-alcalin) est définie par Irvine et Baragar (1971)

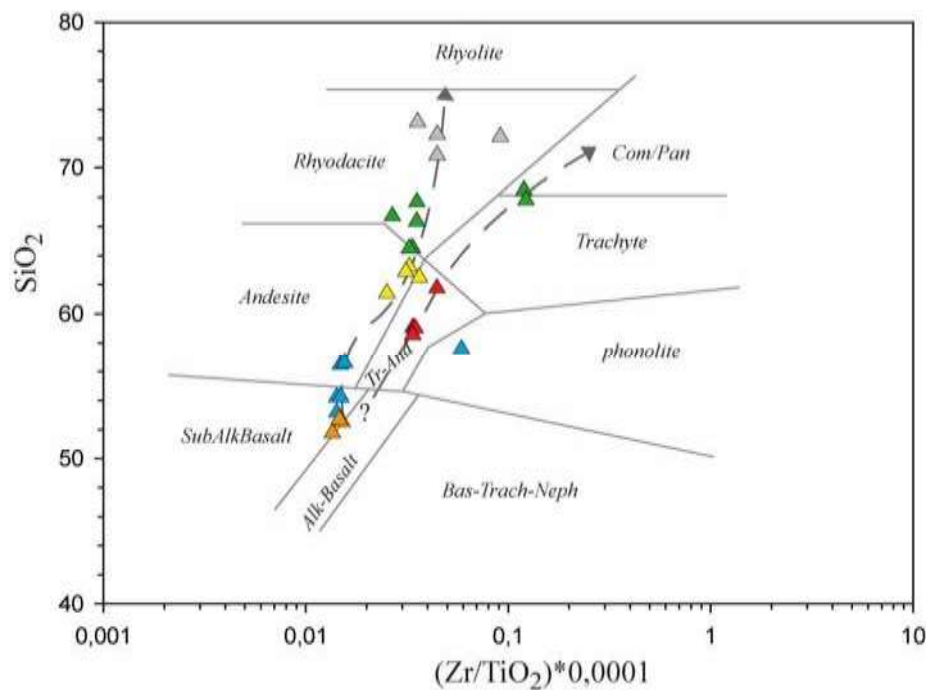


Fig. 32 : Diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 de Winchester et Floyd (1977) pour les volcanites de la structure annulaire de Bled M'Dena

V.3.2 diagrammes pétrologiques des roches plutoniques et volcaniques

Dans la figure 32, le diagramme Zr/TiO_2 vs SiO_2 de Winchester et Floyd (1977) montre que la majorité des coulées volcaniques se concentrent dans le domaine des roches sub-alcalines. Exceptés les basaltes (EG3, EG19 et EGL5) situés sur la limite des basaltes alcalins-subalcalin, les andésites basaltiques, les andésites et les rhyolites forme clairement une évolution continue d'une même série volcanique allant des basaltes aux rhyolites (EG25b). En revanche, les trachyandésites, la coulée basaltique (EGL21) et les deux coulées dacitiques (EG1 et EGL19) se démarquent de la première série par leurs tendances nettement plus alcaline.

Dans le diagramme TAS (Le Bas et *al.*, 1986) de la figure 33, l'ensemble des roches de la structure occupent les deux domaines alcalin et subalcalin. Ce diagramme confirme les tendances des deux séries magmatiques dans la figure 30, 31 et 32

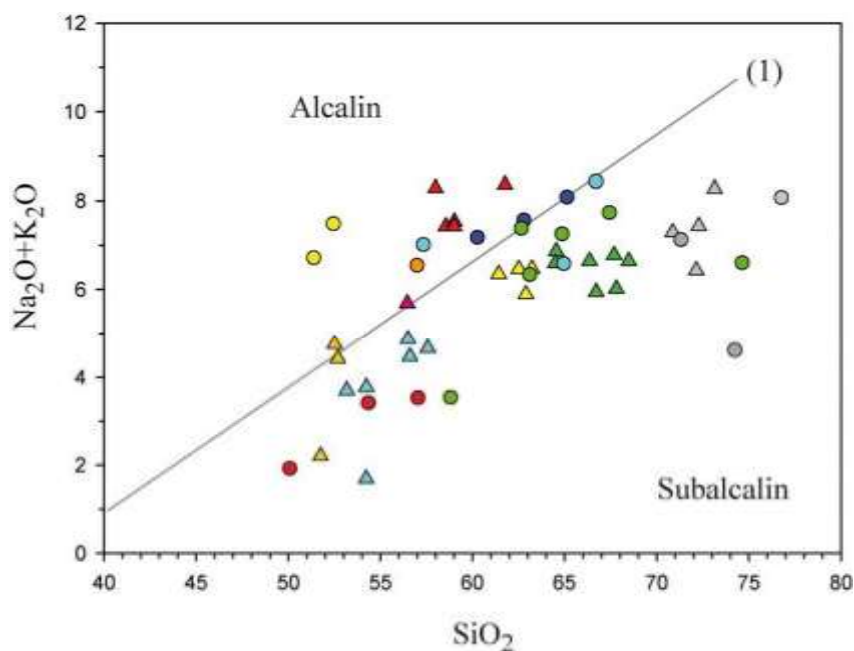


Fig. 33 : diagramme binaire TAS : Total Alcalin = wt% de (Na₂O+K₂O) vs SiO₂= wt% de SiO₂ (Lebas et al. 1986) ; (1) : droite de séparation des domaines alcalin et subalcalin de Miyashiro (1978) Même légende que les figures 1 et 2.

Le diagramme FeO*/MgO vs SiO₂ (Fig. 34) confirme la nature calco-alcaline des granodiorites, monzodiorites quartziques et du filon microgranitiques EGL26, les deux échantillons monzogranitiques, appartiennent au granite d'Aftout, formant l'encaissant de la structure.

Le rapport FeO*/MgO de la série calco-alcaline est compris entre 0,5 et 4,6, alors qu'il évolue dans la série tholéiitique-transitionnelle entre 0,9 et 11 montrant ainsi évolution plus marquée au cours de la différenciation magmatique.

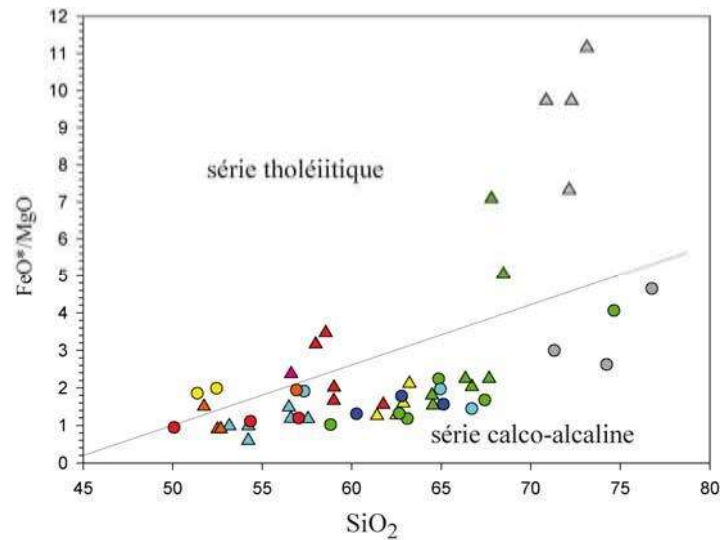


Fig. 34 : diagramme FeO^*/MgO en wt% versus SiO_2 en wt% des plutonites en cercles et des volcanites en triangles, la limite entre les domaines tholéiitique et calco-alcalin est issue de Miyashiro (1974). Même légende que les figures 28 et 29

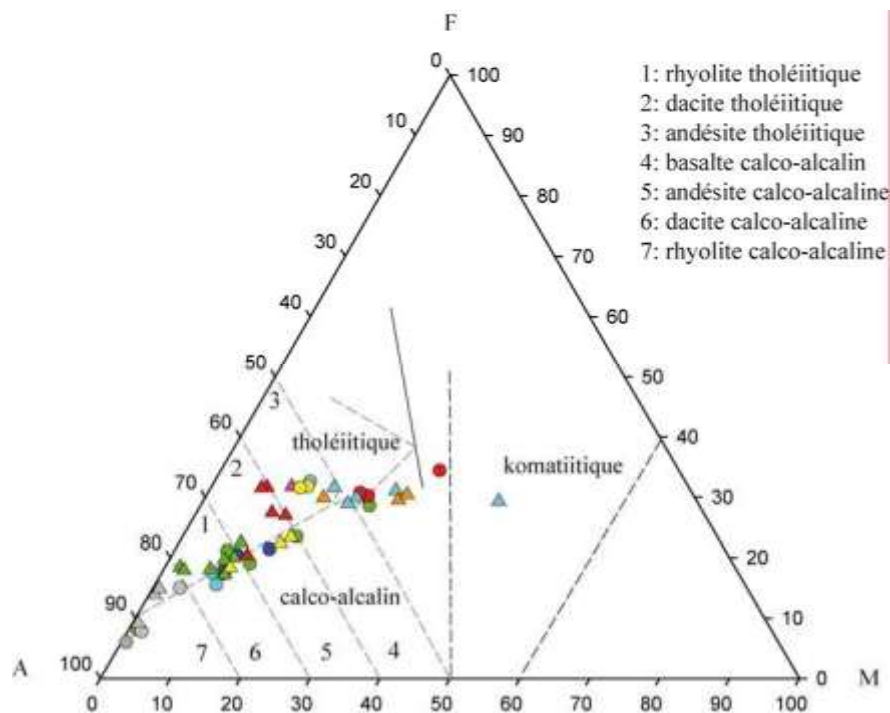


Fig. 35: Diagramme AFM de Jensen, 1976, A : wt% Al_2O_3 , F : wt% $(Fe_2O_3 + TiO_2)$ et M : wt% MgO pour les roches magmatiques. Les lignes pleines séparent les champs tholéiitique, calco-alcalin et komatiitique, les pointillés subdivisent ces domaines (d'après Jensen, 1976, Jensen et Pyke, 1982 ; Viljoen et al., 1982). Même légende que les figures 28 et 29

Dans le diagramme établi par Jensen, 1976 (Fig. 35), les deux lignées magmatiques peuvent se distinguer. Un « trend » tholéiitique et/ou alcalin, se détache clairement du champ calco-alcalin. Il est essentiellement formé par des basaltes, trachyandésites, basaltes andésitiques, dolérite. Les gabbros (EG34 et EG34b) sont sur la limite des deux domaines. Les autres faciès du complexe magmatique coïncident avec le champ calco-alcalin.

L'utilisation de l'alumine et du titane dans la projection ternaire de Jensen (1976) a donné lieu à un découpage discriminant des différentes affinités (tholéiitique, calco-alcaline ou komatiitique) des magmas impliqués. Les concentrations significatives en titane des basaltes, basaltes andésitiques et trachyandésite (EG28) rapprochent les points du pôle F plaçant la plupart d'entre-eux dans le champ des roches plutôt tholéiitiques-transitionnelles.

Dans le diagramme oxydes vs SiO₂ (fig. 36-1 et 36-2), l'ensemble des roches présentent deux comportements différents, pour voir clairement l'évolution des deux types de magmas, nous avons séparés les roches selon leur comportement en fonction de SiO₂.

Dans le diagramme Al₂O₃ versus SiO₂ (Fig. 36-1A), les roches présentent deux champs distincts. Le premier, formé essentiellement de roches les moins évoluées⁴ montrant une augmentation progressive de Al₂O₃ (10,36 à 18,36%) avec une faible variation de SiO₂ (50,1 à 59,0%). La cristallisation des feldspaths est lente par rapport à l'évolution du SiO₂. Elle ne s'effectue qu'à partir des faciès trachyandésitiques et doléritique. Par contre le deuxième champ présente, grossièrement une forme de cloche assez symétrique de part et d'autre de la valeur 67% SiO₂. La valeur de l'alumine augmente de 15,42 % à 16,97 % pour des teneurs de silice allant de 61,42% à 68,48% dans la granodiorite à amphibole (EG7) et dans la dacite (EGL19). Une fois le seuil maximal atteint et à partir de 67% de SiO₂, une tendance régressive traduit ainsi la cristallisation des feldspaths à partir du liquide magmatique.

L'évolution en TiO₂ vs SiO₂ (figure 36-1B) est marquée par deux comportements proches de ceux de Al₂O₃ en fonction de SiO₂. La première présente une corrélation franchement

⁴ Les roches les moins évoluées sont formées par les gabbros (EG9, EG34 et EG34b), la monzodiorite (EG27), les syénites (EG15 et EGL32), les basaltes (EG3, EG19, EGL5), la dolérite (EG29) et les trachyandésites (EG28, EG28b, EGL13 et EGL33). Les roches les plus évoluées sont formées par les granodiorites à amphibole, les granodiorites à biotite, les microgranites, les andésites, dacites et rhyolites.

positive qui évolue de 0,44 % dans le basalte (EG3) jusqu'à 0,94% dans la coulée basaltique (EGL15), pour un taux de SiO₂ compris entre 51,75% et 59,00%. Dans les roches plutoniques, cette même évolution est traduite par une valeur minimale de 0,54% (dans le gabbro EG34) qui évolue jusqu'à 0,98% (dans la syénite EGL32), pour un écart légèrement plus important en SiO₂ compris entre 54,38% et 51,41%. La deuxième tendance, montre une courbe corrélée négativement par rapport à SiO₂, où le taux du titane évolue dans les coulées, à partir 0,44% dans l'andésite EG22 jusqu'à 0,09% dans la rhyolite EG25, pour un écart de SiO₂ compris entre 61,42% et 72,14. Les roches plutoniques présentent la même évolution où la diminution du titane est déclenchée à partir de 0,51% dans la granodiorite à amphibole (EGL8) jusqu'à 0,08% dans le microgranite (EGL26), pour SiO₂ compris entre 63,14% et 76,80%.

Le liquide magmatique s'enrichit progressivement en Ti par rapport à SiO₂, dans les deux types de roches, qui montrent une régression traduisant ainsi la cristallisation des oxydes Ti-Fe et des silicates titanifères (amphibole et biotite), au cours de la différenciation magmatique contrôlée essentiellement par la cristallisation fractionnée, comme l'a montré l'étude pétro-minéralogique.

Dans les diagrammes Fe₂O₃ vs SiO₂ (figure 36- 1C), le comportement des faciès est variable. Il apparaît clairement que les roches les plus riches en Fe₂O₃ présentent une évolution discontinue où les faciès basaltiques évoluent positivement de 8,06% dans la coulée EG3 jusqu'à 10,25% dans l'andésite basaltique EG30 pour SiO₂ compris entre 51,75% et 54,23%. Une corrélation négative est claire jusqu'à 7,21% dans le trachyandésite EGL13. Le comportement des roches plutoniques est plus simple. Il montre une corrélation négative continue à partir de 11,72% dans le gabbro E9 jusqu'à 7,82% dans la granodiorite EGL12, pour des teneurs en SiO₂ comprises entre 58,12% et 50,12%. En revanche dans les roches les plus évoluées, la projection des analyses montre une évolution négative continue depuis la coulée andésitique EG22 (5,48%), jusqu'à la rhyolite EG25 (1,32%) pour SiO₂ compris entre 61,42% et 72,14%. Les plutonites évoluent dans le même sens, depuis la monzodiorite quartzique EGL3 avec un taux de 4,87% jusqu'au microgranite EGL26, avec un taux de 0,65%. Cette nette diminution de fer s'effectue entre 60,30% et 76,80% de SiO₂.

Les deux tendances se comportent de la même façon, plus la silice augmente et moins le Fe_2O_3 peut se concentrer dans les minéraux ferromagnésiens qu'il forme, tel que les pyroxènes, les amphiboles, les biotites et les oxydes de fer.

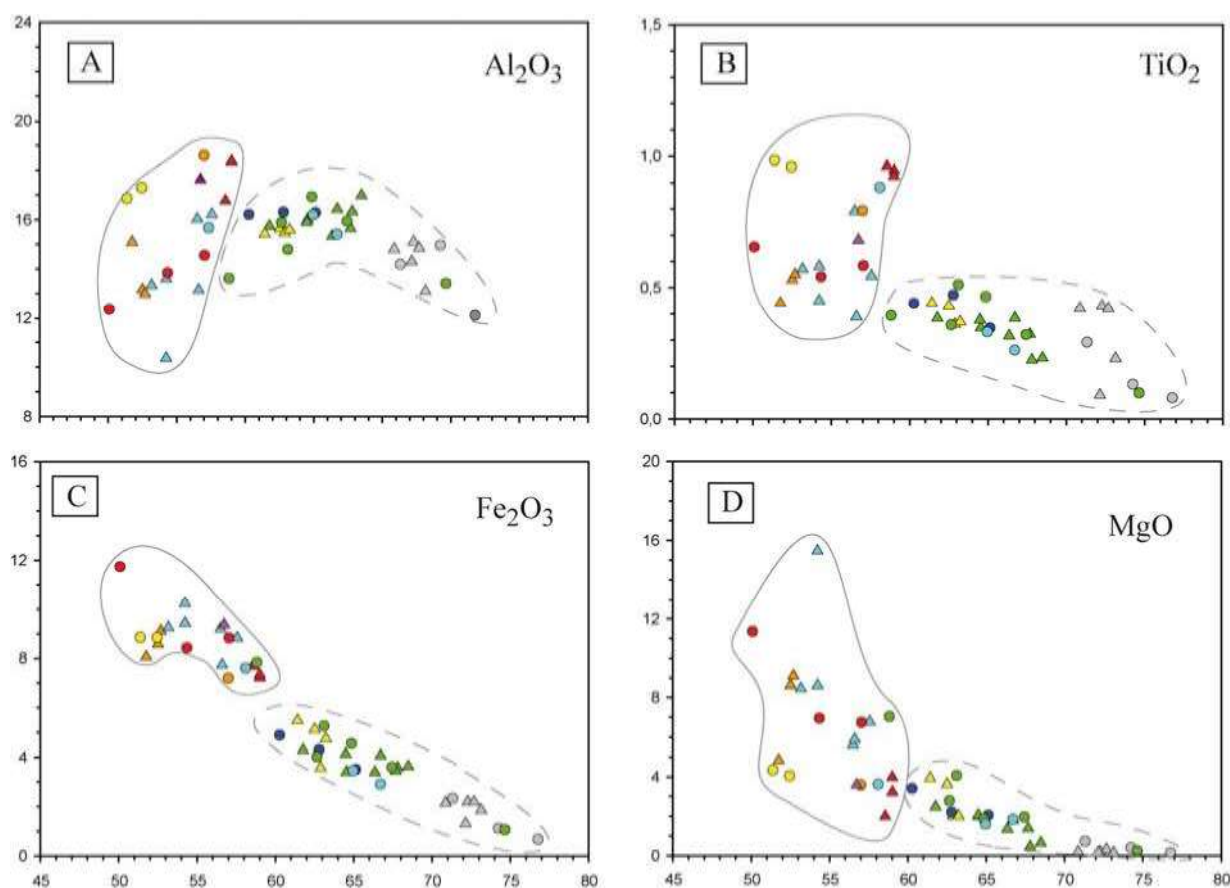


Fig. 36-1 : diagramme binaire de type Harker des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena. A : wt% Al_2O_3 versus SiO_2 , B : wt% TiO_2 versus SiO_2 , C : wt% Fe_2O_3 versus SiO_2 , D : wt% MgO versus SiO_2 . Les lignes en trait plein représente de la série tholeiitique, les lignes en pointillé représente l'évolution de la série calco-alcaline, voir les commentaires dans le texte. Même légende que les figures 28 et 29.

Les concentrations en MgO ne décroissent pas régulièrement, dans le diagramme MgO vs SiO_2 (Fig. 36-1D). Deux types d'évolution apparaissent : ils montrent une pente plus importante pour les roches basiques, alors que l'évolution des roches les plus évoluées et moins riches en MgO , diminuent plus doucement. En effet, les coulées basaltiques et

trachyandésitiques, montrent une évolution depuis 15,47% dans la coulée basaltique EG30 jusqu'à 1,99% dans la coulée trachyandésitique EG28, pour respectivement 54,23 et 58,55 de SiO₂. Les concentrations extrêmes des plutonites varient entre 11,33% (gabbro E9) et 3,56% (monzodiorite EG27) pour SiO₂ compris entre 50,12 et 57,03%.

Les coulées volcaniques présentent des concentrations extrêmes allant de 3,93% à 0,15% pour des teneurs en SiO₂ comprises respectivement entre 61,42 et 73,14%. La diminution du MgO est significative à partir de 3,39 % dans la monzodiorite quartzique (EGL3) pour aboutir à 0,13% dans le microgranite EGL26. Le MgO présente deux comportements différents au cours de son évolution, traduisant ainsi une importante chute de sa concentration dans les roches les moins évoluées, dès les premiers enrichissements en silice. Cette chute est progressive et moins importante dans les roches les plus évoluées, où la courbe montre une stabilisation du magnésium entre 63,23 et 67,46% de SiO₂. Ce comportement traduit la cristallisation brutale et massive des minéraux ferro-magnésiens.

Le diagramme MnO vs SiO₂ (figure 36-2E), montre comme celui du Fe₂O₃ une corrélation négative relativement régulière. Dans les roches les moins évoluées, la pente de la diminution du MnO est plus importante, par rapport aux variations extrêmes de SiO₂ (58,5 et 54,2%). En effet, le taux décroît de 0,16% (dans le basalte andésitique EG30) à 0,09% dans la coulée trachyandésitique EG28). Dans les roches plutoniques la diminution du MnO est légèrement plus importante entre le gabbro E9 (0,20%) et la monzodiorite EG27 (0,09%).

Dans les roches les plus évoluées, la diminution du MnO est plus progressive. L'andésite EG12A présente une concentration de 0,10% qui diminue jusqu'à 0,04% dans la rhyolite EG25b. En revanche une stabilisation de cet oxyde est marquée dans les dacites, par un pseudo-plateau entre 64,14 et 68,47% de SiO₂. Cette stabilisation se calque presque parfaitement sur celle remarquée dans le comportement du magnésium entre 54 et 58% de SiO₂. Les dacites et les rhyolites présentent des teneurs assez comparables aux alentours de 0,06% de MnO.

D'autre part, la concentration maximale de MnO, dans les roches plutoniques est représentée par l'analyse de la monzodiorite quartzique EGL3 avec un taux de 0,08%. Cette

concentration diminue jusqu'à 0,01 dans le microgranite EGL26. Cette chute s'effectue entre 60,30 et 76,80% de SiO₂.

La très bonne corrélation, (Fig. 36-2F) est visible par un appauvrissement continu et régulier de CaO par rapport à SiO₂. Les roches les moins évoluées se démarquent des roches les plus évoluées par une forte concentration en CaO qui varie, dans les coulées volcaniques entre 4,97% (EG28) et 8,52% (EG3). Cet écart est plus prononcé entre le gabbro E9 (10,74%) et la granodiorite EG26 (5,13%). Dans les roches les plus évoluées, la concentration du calcium commence à s'atténuer à partir de 5,41% (EG22) jusqu'à 0,65% (EG33) dans les roches volcaniques, alors que dans les plutonites elle varie entre 4,40% (EGL3) et 0,42% dans le microgranite EGL26. A ce stade ce sont les plagioclases et les clinopyroxènes, qui contrôleront l'évolution du CaO.

En fin de cristallisation, les éléments les plus incompatibles, notamment le Na et le K, participent à la formation des feldspaths alcalins (orthose) et se retrouvent aussi dans le verre volcanique. Cette tendance est mal reportées sur les figures 36-2G et 36-2H, où la dispersion de ces éléments en fonction de SiO₂ est assez aléatoire et témoignent à la fois des phénomènes de lessivages des alcalins par altération mais aussi de mélanges de roches n'appartenant pas toutes à la même série magmatique.

D'autre part la courbe descendante du P₂O₅ en fonction de SiO₂ (Fig. 36-2I), traduit clairement la formation de l'apatite dans les deux types de magmas, néanmoins on remarque que les syénites et les trachyandésites forme un pique montrant la proportion très élevée de l'apatite dans ces roches relativement pauvres en SiO₂ par rapport aux autres, ce qui est bien en accord avec d'une part un ordre de cristallisation différent et donc une appartenance à une série magmatique différentes aussi, comme on l'a déjà suggéré dans le chapitre III.

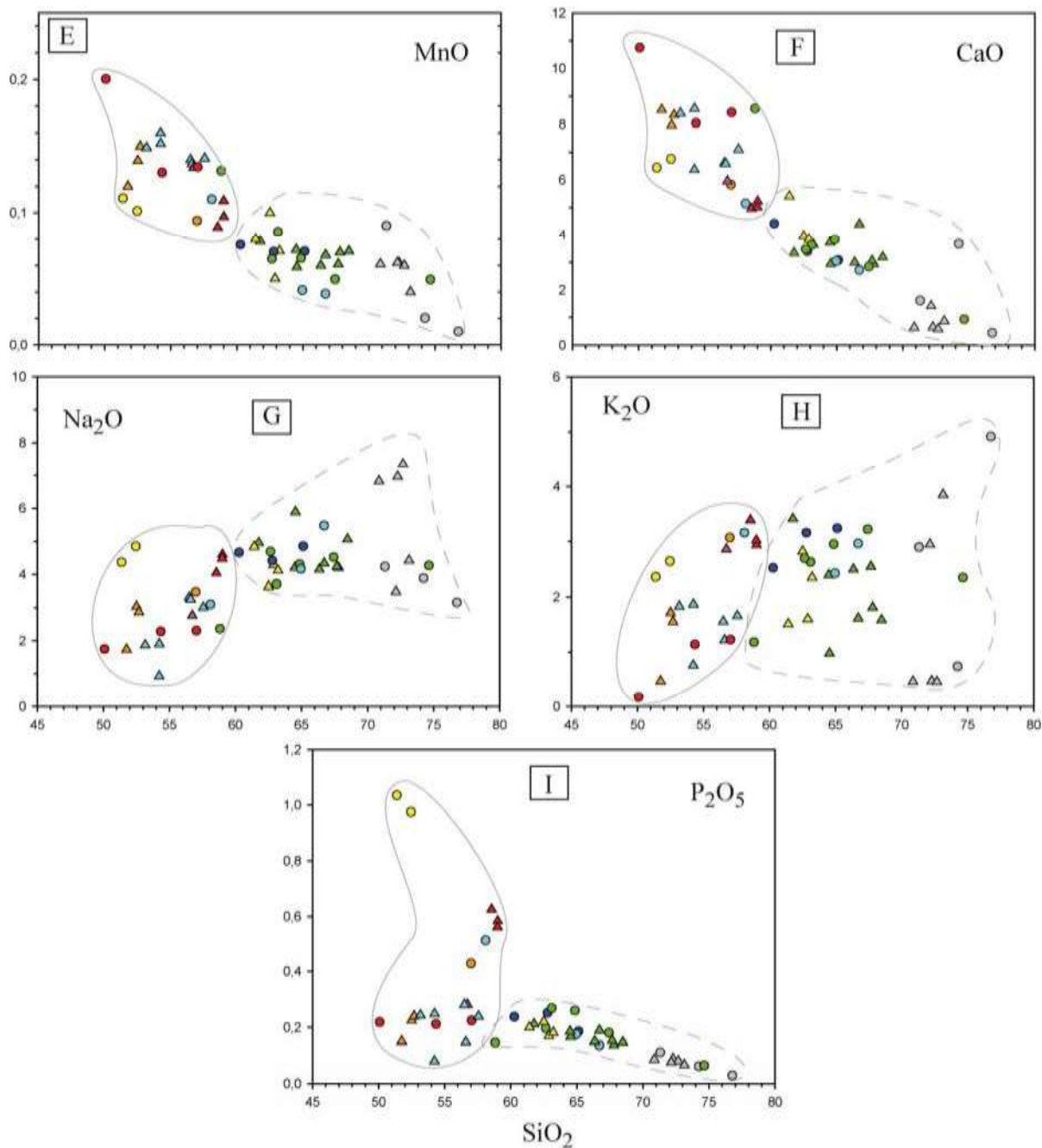


Fig. 36-2 : diagramme binaire de type Harker des coulées volcaniques de la structure circulaire de Bled M'Dena. E : wt% MnO versus SiO₂, F : wt% CaO versus SiO₂, G : wt% Na₂O versus SiO₂, H : wt% K₂O versus SiO₂, I : wt% P₂O₅ vs SiO₂. Les lignes en trait plein représente l'évolution de la série tholeiitique-transitionnelle et/ou alcaline, les lignes en pointillé représente l'évolution de la série calco-alcaline, voir les commentaires dans le texte.

Le comportement du Na, représenté dans le diagramme Na₂O versus SiO₂ (Fig. 34-2G), se caractérise par une corrélation, globalement positive avec SiO₂. Les faciès les moins riches en SiO₂ différenciés présentent les plus basses concentrations qui oscillent entre 1,74 % de Na₂O à 51,75% de SiO₂ (dans le basalte EG3) et 4,60% à 59,01 de SiO₂(dans le trachyandésite EGL13). Cette concentration présente un écart assez proche de celle des roches plutoniques, où les extrêmes des valeurs se situent dans le gabbro E9 avec 1,74% de Na pour 50,12% de SiO₂ et dans la syénite EG15 avec 4,84% pour 52,48% de SiO₂. Les andésites, les dacites et les rhyolites présentent les plus fortes concentrations avec 3,64% de Na₂O à 62,51% de SiO₂ (EG12A) et 6,96% à 72,28% de SiO₂. La granodiorite à amphibole (EGL8) et la granodiorite à biotite (EGL22), présentent les valeurs les plus extrêmes avec respectivement 3,70% de Na pour 63,14% de SiO₂ et 5,46% pour 66,74% de SiO₂. Les teneurs en potassium, représentées sur le diagramme K₂O versus SiO₂ (figure 34-2H) montrent une corrélation positive dans le champ regroupant les roches les moins évoluées, alors que l'importante dispersion des analyses dans des roches les plus évoluées, ne montre aucune tendance claire. Tout comme pour le Na, la forte dispersion des teneurs peut également être rapprochée de la mobilité importante du K lors des processus de deutérisation. Le basalte (EG3) présente la concentration minimale avec 0,74% de K pour 51,76% de SiO₂, alors que la teneur maximale est de 3,37% pour 58,55% de SiO₂, dans la coulée trachyandésitique (EG28). Le gabbro (E9) est le faciès le plus pauvre en K avec 0,17% pour 50,12% de SiO₂, alors que la granodiorite à biotite (EG26) est beaucoup plus riche avec 3,15% pour 51,13 de SiO₂. Ces comportements pourraient s'expliquer par le fractionnement plus ou moins important d'une phase potassique telle qu'une biotite ou un feldspath potassique (orthose), au sein des faciès basiques et intermédiaires.

La diminution du P₂O₅ avec SiO₂ (figure 34-2I) pourrait résulter du fractionnement précoce de l'apatite, associée aux amphiboles et aux biotites, dès les premières étapes de la cristallisation fractionnée. Deux comportements distincts, pourrait être soulignés : la diminution du phosphore est très rapide dans le champ des syénites, monzodiorites, gabbros, basaltes et trachyandésites, alors qu'elle est continue et progressive dans le champ des granodiorites, microgranite, andésites, dacites et rhyolites.

Seules les roches les plus basiques sont riches en phosphore par rapport aux roches acides. Sa proportion varie entre 0,15 et 0,63 %, dans respectivement le basalte (EG3) et la trachyandésite (EG28), tandis que dans le gabbro (E9) et dans la syénite (EGL32), il varie entre 0,22 et 1,03%.

Les faciès intermédiaires et acides présentent une diminution continue des concentrations en P_2O_5 depuis 0,24% (monzodiorite quartzique EGL3), jusqu'à 0,03 % (microgranite EGL26). Dans les andésites, les dacites et les rhyolites, les teneurs en P_2O_5 évoluent depuis 0,15% (basaltes andésitique, EG2) jusqu'à 0,07% (rhyolite, EG25b).

L'utilisation des teneurs en MgO comme indice de différenciation (Fig. 37A, 37B et 37C) permet de préciser le rôle des principales phases silicatées (pyroxène, amphibole et plagioclase). Dans le diagramme Al_2O_3 versus MgO (fig. 35A), la projection des analyses montre une évolution courbe, les variations observées parfois irrégulière des comportements sont corrélés à la nature minéralogique des phases porphyriques observées en lames minces, et traduisant les principaux traits d'un processus de cristallisation fractionnée contrôlée par le pyroxène, l'amphibole et le plagioclase.

Le diagramme CaO versus MgO (Fig. 37B) présente une corrélation générale entre ces deux éléments dont le comportement suppose de nouveau un changement de la nature des phases impliquées entre 3,6 et 6,5 % de MgO. En effet la courbe présente une forte pente dans les roches les plus évoluées. Cette pente commence à s'adoucir au niveau des faciès intermédiaires pour présenter enfin un pseudo-plateau dans les faciès les moins différenciés. Tout cela traduit la compétition entre la cristallisation précoce et l'abondance relative du plagioclase par rapport au clinopyroxène ou à l'amphibole.

Le rapport $Mg/(Mg+Fe)$ montre clairement deux tendances qui évoluent presque parallèlement (Fig. 37C). La première concerne la série calco-alkaline, englobant les termes les plus évolués : les faciès dacitiques, rhyolitiques d'une part et dioritique, granodioritiques et granitiques d'autres part. Tandis que la deuxième évolution, elle est tholéiitique est globalement plus magnésienne, elle se démarque par une pente légèrement plus douce, présentant à partir de 7% de MgO un appauvrissement en magnésium par rapport à un $Mg/Mg+Fe$ plus ou moins constant.

Ces évolutions chimiques qui présentent des différences dans les pentes des lignes de corrélations laissent supposer un mécanisme individuel d'évolution (fractionnement d'une phase plus riche tel que les amphiboles et les biotites, dès les premiers temps de l'évolution du magma parental.

La représentation cationique des analyses de toutes les roches de la structure dans le diagramme $B = Al - (K + Na + 2Ca)$ vs $A = Fe + Mg + Ti$ (Debon et Lefort, 1988), montre une association cafémique, métalumineuse (Fig. 38), qui évolue théoriquement, dans le cas d'une série magmatique unique, des termes basiques aux termes les plus différenciés. Elle s'enrichit en aluminium et entre ainsi dans le domaine peralumineux. Les roches montrent une évolution qui se traduit par une augmentation des valeurs de A corrélées par une diminution des valeurs de B. Cette évolution pourrait confirmer le processus de cristallisation fractionnée d'une série magmatique, déjà évoqué dans les diagrammes de la figure 36.

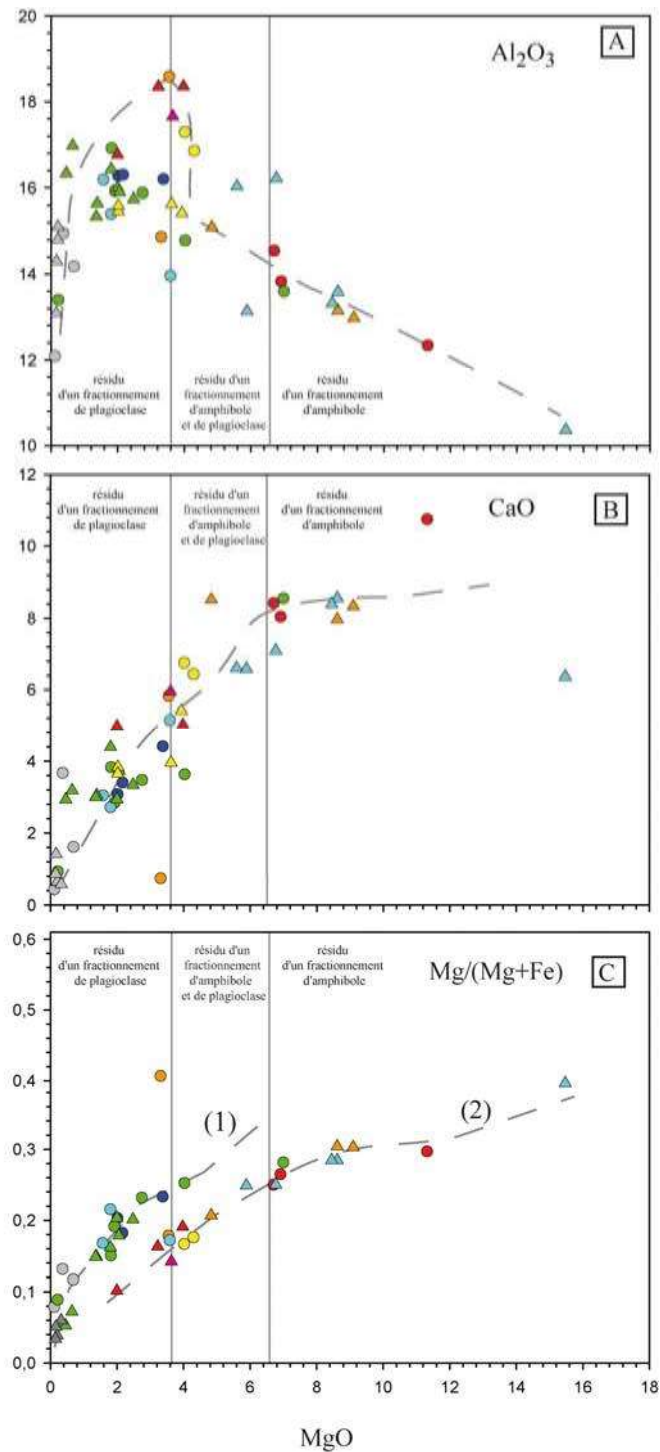
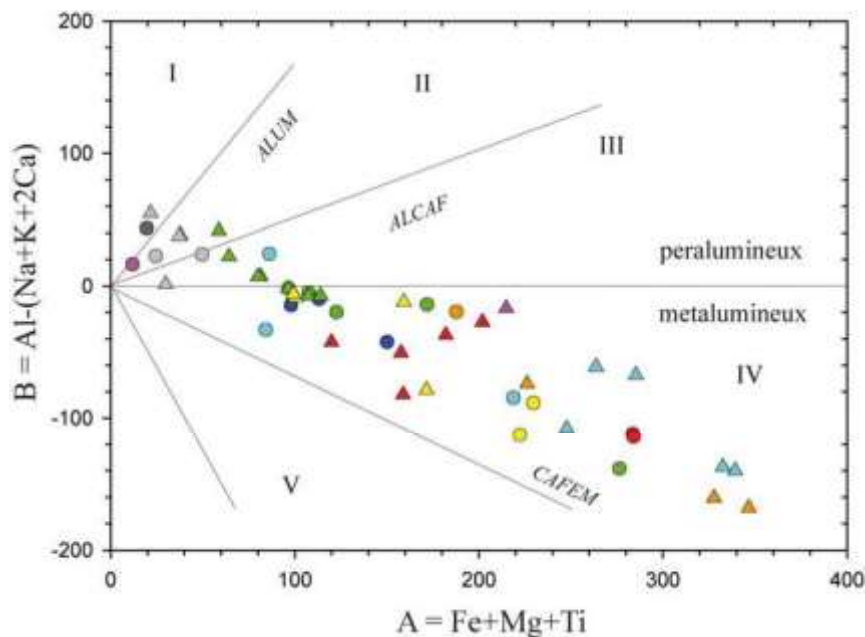


Fig. 37 : Diagrammes binaires oxydes versus %MgO des séries magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, A : wt% Al_2O_3 vs MgO, B : wt% CaO vs MgO, C : $Mg/(Mg+Fe)$ calculé en mole de cations vs MgO, les lignes en pointillés représentent l'évolution moyenne des deux séries magmatiques (voir le texte)



- 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*

Fig. 38: Diagramme binaire cationique Al-(Na+K+2Ca) versus Fe+Mg+Ti (après Debon et Lefort, 1983 ; 1988) pour les roches volcaniques en triangle et les roches volcaniques les cercles (même légende que les figures 28 et 29)

Le diagramme AFM (Fig.39), indique clairement que les roches du complexe magmatique de Bled M'Dena, suit en partie le trend d'une série calco-alcaline définis par Kuno (1968), alors que les basaltes (EG3), la dolérite (EG29), les trachyandésitiques (EG28 et EG28b) et les dacites (EGL19, EG1 et EG24) sont plus compatibles avec une évolution alcaline ou tholéiitique avec un enrichissement en fer plus tardif dans la lignée évolutive occupent le champ tholéiitique. Cette tendance montrant un léger enrichissement en fer pour les termes intermédiaires peut coïncider diagramme de Jensen, (1976) de la figure 35.

Les coulées dacitiques et rhyolitiques présentent une tendance originale plus magnésioalcaline alors que les basaltes et les basaltes andésitiques présentent un caractère général ferro-magnésien,

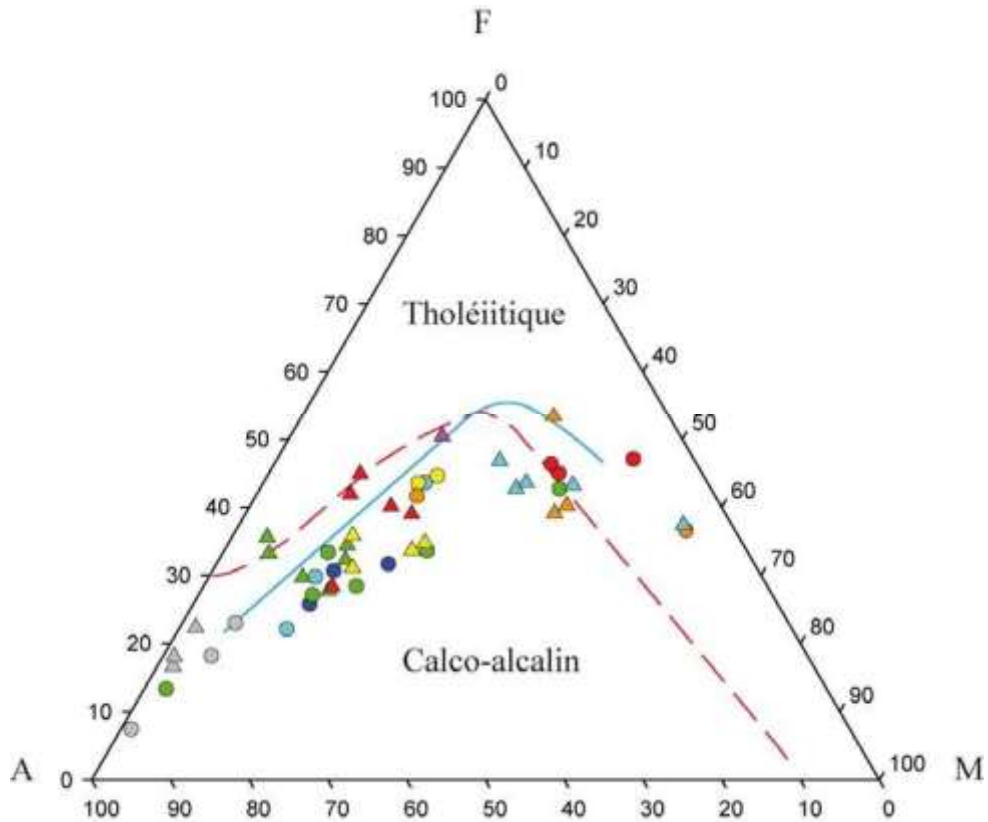


Fig. 39: Diagramme AFM, avec A = wt% de $(Na_2O + K_2O)$, F = wt% tout le fer sous forme de FeO) et M = wt% MgO. La ligne bleue en trait plein sépare les champs tholéiitique et calco-alcalin initialement définis par Kuno (1968 sur les série japonaise), la ligne rouge en pointillé est définie par Irvine et Baragar (1971)

V.4 Géochimie des éléments en traces des roches magmatiques

Du fait des différences chimiques qu'ils présentent vis à vis des cations présents dans les espèces minérales hôtes, les éléments en traces sont loin de se substituer idéalement à ces cations. Les éléments Zr, Y, et le Ti sont particulièrement intéressants dans la discrimination des séries magmatiques (Pearce et Cann, 1973).

Les diagrammes de type Harker établis pour les éléments en traces (Fig. 40a et 40b) montrent que le Rb et le Sr, élément incompatible du groupe LILE, définissent plusieurs types d'évolutions depuis les termes les plus basiques (le gabbro E9, et le basalte EG3) jusqu'aux faciès les plus évolués (trachyandésites), montrant ainsi l'existence d'une évolution unique compte tenu de la forme en cloche de la courbe dans ces diagrammes. Ces variations traduisent la cristallisation des feldspaths de l'hornblende et de la biotite dans les liquides magmatiques successifs.

Cette évolution du Rb et Sr, est calquée sur le changement de la composition des plagioclases du pôle labrador à l'andésine, ainsi que l'augmentation de la proportion des biotites des roches les plus différenciées. Cette tendance révèle, aussi la cristallisation du plagioclase et du feldspath potassique.

Les éléments à fort potentiel ionique (Y, Zr, Nb, Pb, Th, Ba, et le Hf) présentent des comportements distincts d'une série magmatique à l'autre. Ils montrent tous des corrélations positives dans les faciès les plus basiques alors que leurs comportements n'est pas uniforme dans les roches à caractères fortement série calco-alcaline.

La corrélation négative du Ni est notable entre 50 et 73% de SiO₂. Le comportement du Zn, V, Cr et Co, révèle la cristallisation respectivement du sphène, du clinopyroxène et de l'ilménite. Ils présentent des comportements sensiblement comparables, caractérisés par une décroissance progressive de leurs teneurs tout au long de la séquence de différenciation. Cette décroissance s'effectue globalement des termes les plus basiques jusqu'aux termes les plus acides. Le comportement des ces éléments est compatible vis-à-vis des phases silicatées (amphibole et biotites) qui fractionnent dans les deux séries magmatiques.

Certains éléments, en particulier le Zr, n'ont qu'une faible affinité pour la majorité des minéraux magmatiques des séries étudiées. En général la concentration en Zr croît jusqu'à apparition d'une phase particulière, le zircon (Zr[SiO₄]). Le Nb peut lui aussi être considéré comme tel si la magnétite n'est pas fortement cumulée, mais il ne formera pas de minéral de Nb, il attendra alors la cristallisation de la biotite pour devenir compatible. Le comportement général des incompatibles (LILE) est lié soit à leur très grosse taille ou à leur

charge élevée (HFSE), ou bien encore à une forte tendance à constituer des anions complexes dans le liquide, qui ne peuvent être intégrés dans les structures silicatées.

Les roches analysées semblent avoir des évolutions propres dans les deux séries magmatiques. Le comportement des éléments traces change d'une série magmatique à une autre, ceci conforte le résultat de la géochimie des éléments majeurs.

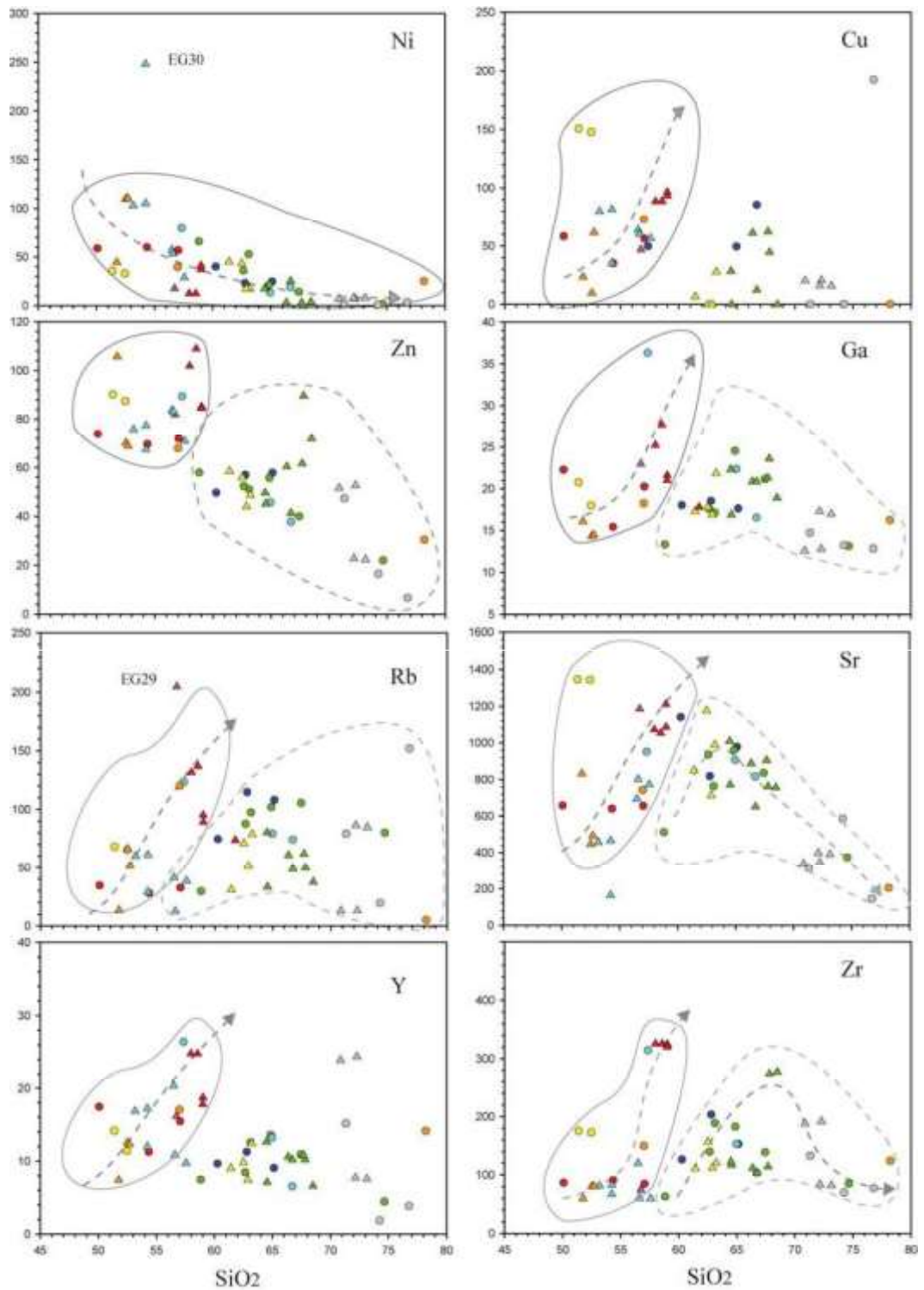


Fig. 40a: diagrammes des éléments traces versus SiO₂

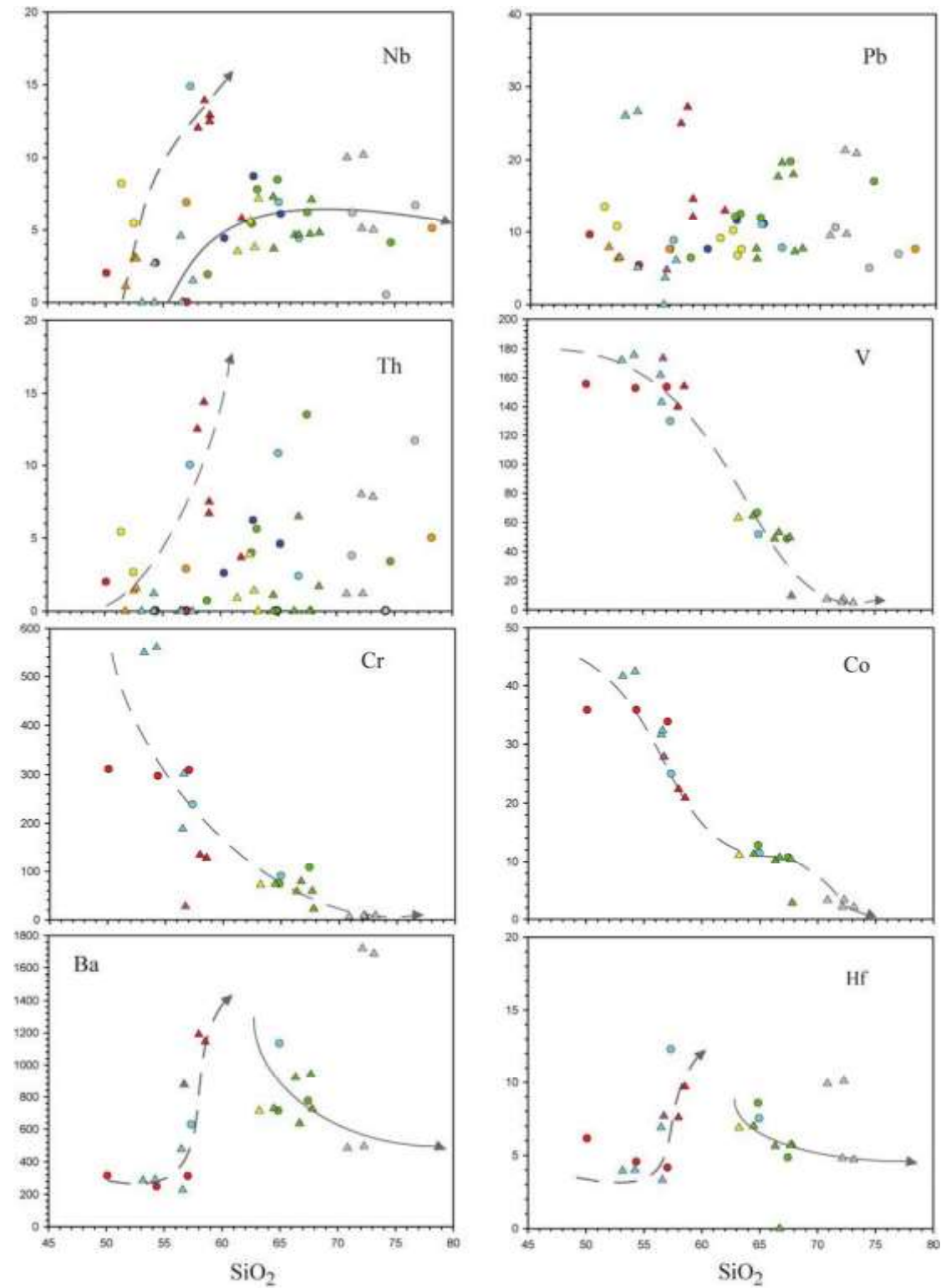


Fig. 40b : suite

V.5 Géochimie des terres rares des roches magmatiques

Les analyses des terres rares sont reportées dans les tableaux 13 et 14, conjointement avec les analyses des éléments majeurs et éléments traces des échantillons utilisés.

Les spectres des teneurs en terres rares (valeurs normalisées par rapport aux chondrites, (McDonough et Sun, 1995) des différentes roches de l'intrusion de Bled M'Dena, sont présentés sur les figures 41a, 41b, 41c et 41d. Les spectres présentent un enrichissement général en terres rares lourdes vers les terres légères marquées à partir des terres rares moyennes. Ces variations de teneurs se traduisent dans les rapports La/Yb qui augmentent variablement suivant les types pétrographiques.

Les roches plutoniques présentent un rapport La/Yb qui varie entre 4,9 et 33,9. Dans les gabbros, ce rapport varie entre 4,9 et 7,7. Ils présentent une anomalie négative de l'euporium, insignifiante ($1,7 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 2,0$) ce qui suggère le faible impact du fractionnement du plagioclase sur les terres rares. Dans les faciès plus évolués, le rapport La/Yb devient plus important, dans les monzodiorites ($7,1 < \text{La}/\text{Yb} < 21,8$), et dans les granodiorites, ($10,5 < \text{La}/\text{Yb} < 19,1$). Les anomalies négatives de l'euporium, présentent des amplitudes modestes. Le rapport Eu/Eu* varie entre 1 et 2,1 dans les monzodiorites, et entre 1,7 et 2,8 dans les granodiorites. Les figures 41a et 41b montrent que les spectres des terres rares des gabbros et des granodiorites présentent des inflexions spécifiques à partir des terres rares moyennes, alors que les spectres des gabbros et des monzodiorites ont des pentes plus régulières.

Dans les roches volcaniques le fractionnement des terres rares lourdes et des terres rares légères est bien visible dans les spectres. Le rapport La/Yb varie entre 5,3 et 39,9, ces variations sont moins importantes dans les basaltes ($6,4 < \text{La}/\text{Yb} < 8,3$) et dans les basaltes andésitiques ($5,3 < \text{La}/\text{Yb} < 5,9$), alors que dans les dacites, elles sont plus importantes ($16,1 < \text{La}/\text{Yb} < 39,9$). Quant aux anomalies négatives de l'euporium, elles restent toujours très modestes dans les basaltes ($2,6 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 2,9$), les basaltes andésitiques ($2,2 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 3,0$), les andésites ($2,7 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 2,9$) et les rhyolites ($2,1 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 2,9$). En revanche dans les dacites cette anomalie est légèrement plus importante ($2,6 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 4,1$).

Les teneurs de l'euporium varient très peu, elles évoluent progressivement en anomalie négative pour les termes les plus différenciés, montrant ainsi la formation du plagioclase qui concentre cet élément. Par ailleurs, les granodiorites, les dacites et les andésites montrent un appauvrissement en terres rares intermédiaires et en terres rares lourdes, traduisant la formation des amphiboles qui concentrent ces éléments.

Les rapports du La/Yb sont plus importants dans les syénites (EGL32) et le microgranite EGL26, ils traduisent l'alcalinité de ces deux faciès.

Les diagrammes multi-éléments normalisés aux chondrites (McDonough et Sun, 1995), des roches plutoniques (Fig.42), montrent des anomalies négatives en Nb et en Zr. Tandis que le comportement du Ti est variable, il présente des anomalies négatives dans les spectres des monzodiorites, des granodiorites et des microgranites, une anomalie positive dans les gabbros et aucune anomalie dans la syénite. Cette anomalie positive est liée à la cristallisation des ilménites, lors des premières phases du fractionnement du liquide magmatique. Les roches volcaniques présentent des spectres multi-éléments (Fig. 43), les spectres de ces roches volcaniques présentent des anomalies négatives du Nb et du Zr sur tous les spectres tandis que le comportement du Ti est changeant. Il présente des anomalies positives dans les basaltes et les basaltes andésitiques alors que dans les dacites et les rhyolites le Ti présente des anomalies négatives. Dans les andésites on ne remarque aucune anomalie.

V.6 conclusion

Les caractéristiques des terres rares, montrent un parallélisme dans le fractionnement des différents faciès de la structure. Ils présentent une pente soulignant un enrichissement relatif des éléments les plus incompatibles. Ce comportement confirme l'ordre de la cristallisation des phases minérales étudiées dans le chapitre II, ainsi que le comportement des éléments majeurs dans les diagrammes de Harker (Fig. 36) et les éléments traces (Fig. 40). Cette convergence des comportements, milite en faveur d'une origine génétique commune des roches de la structure de Bled M'Dena.

Les formes des spectres différents entre les gabbros et les granodiorites, ils montrent des inflexions spécifiques à partir des terres rares moyennes alors que les spectres des gabbros et des monzodiorites sont plus réguliers.

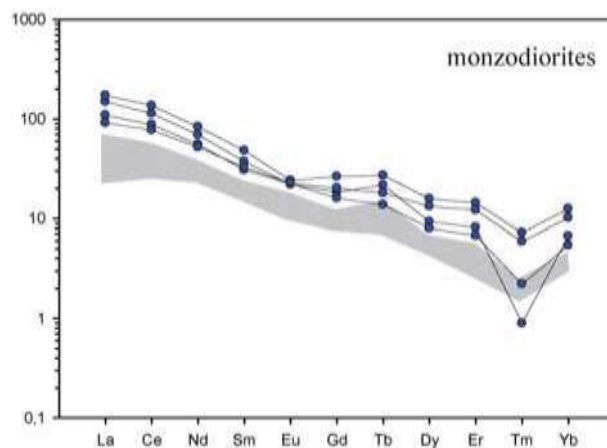
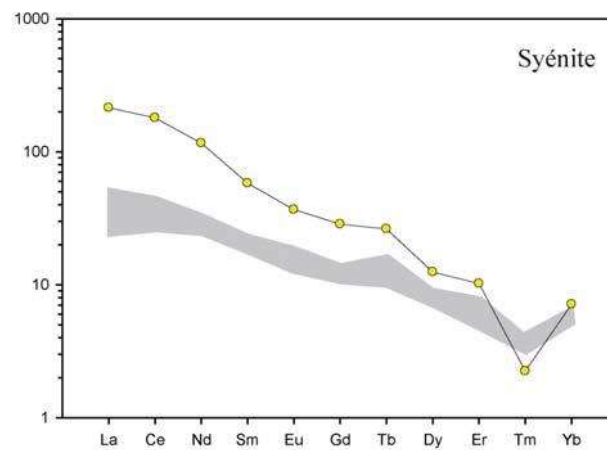
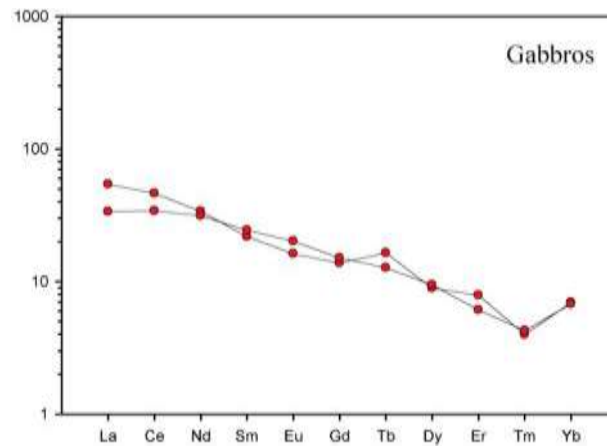


Fig. 41a : spectres des terres rares des gabbros, syénite et monzodiorites, réparties par nature pétrographiques. Normalisation aux chondrites (McDonough et Sun 1995). Le champ gris représente le spectre des gabbros

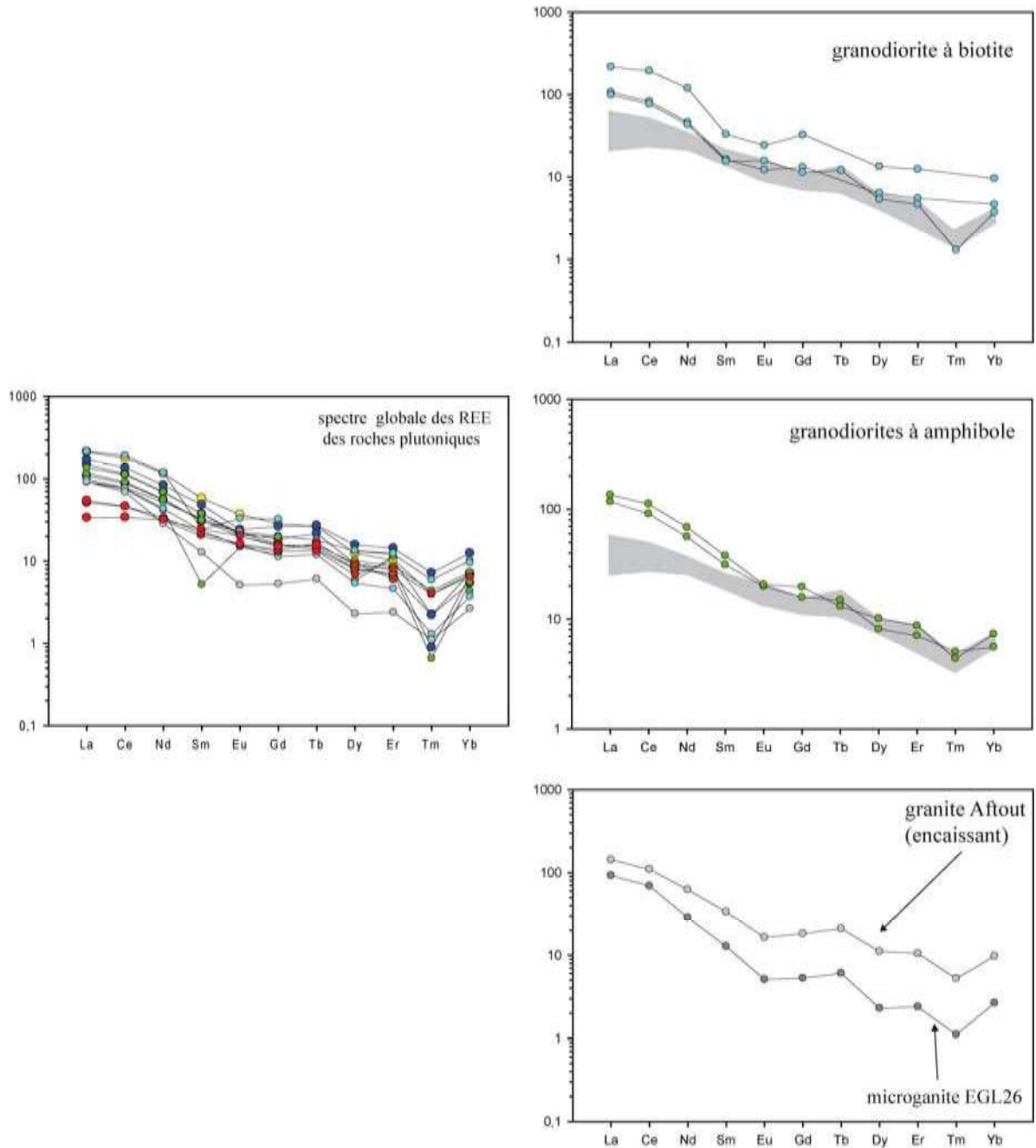


Fig. 41b : spectres des terres rares des granodiorites, du microgranite et du monzogranite(EG30), réparties par nature pétrographiques. Le spectre des terres rares du

monzogranite représentant l'encaissant de la structure est pris à titre comparatif. Normalisation au manteau primitif (McDonough et Sun 1995). le champ gris représente le spectre des gabbros

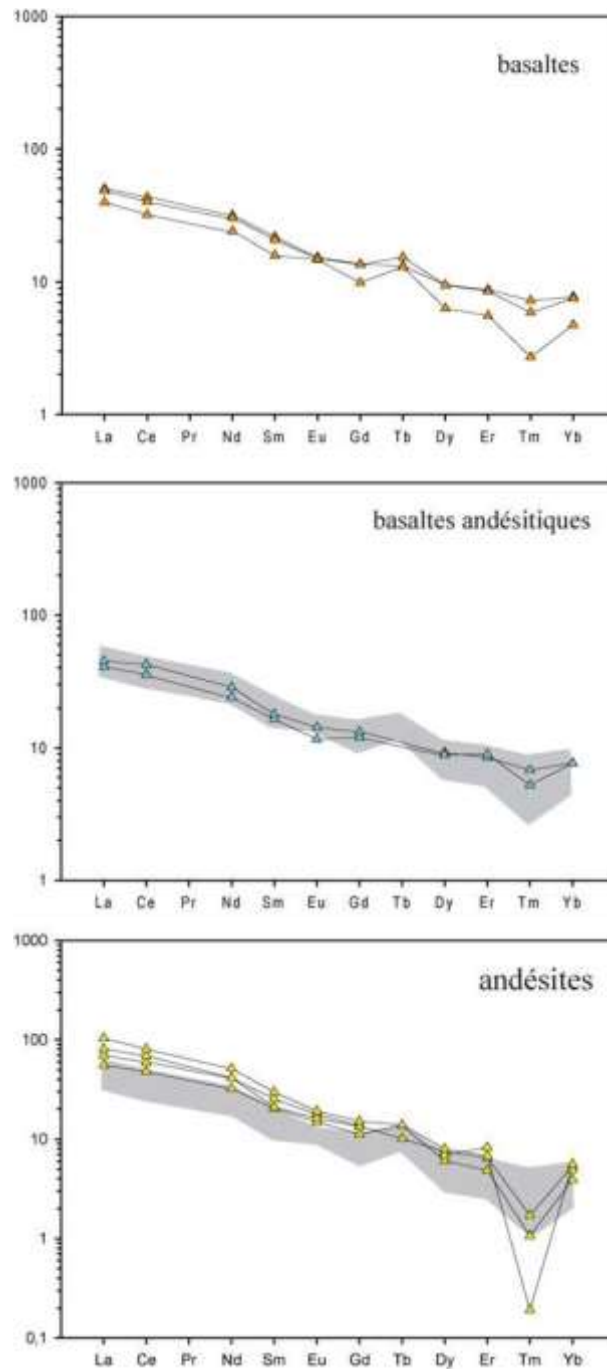


Fig. 41c : spectres des terres rares des coulées basaltiques et andésitiques, réparties par nature pétrographiques. Normalisation aux chondrites (McDonough et Sun 1995).le champ gris représente le spectre des basaltes

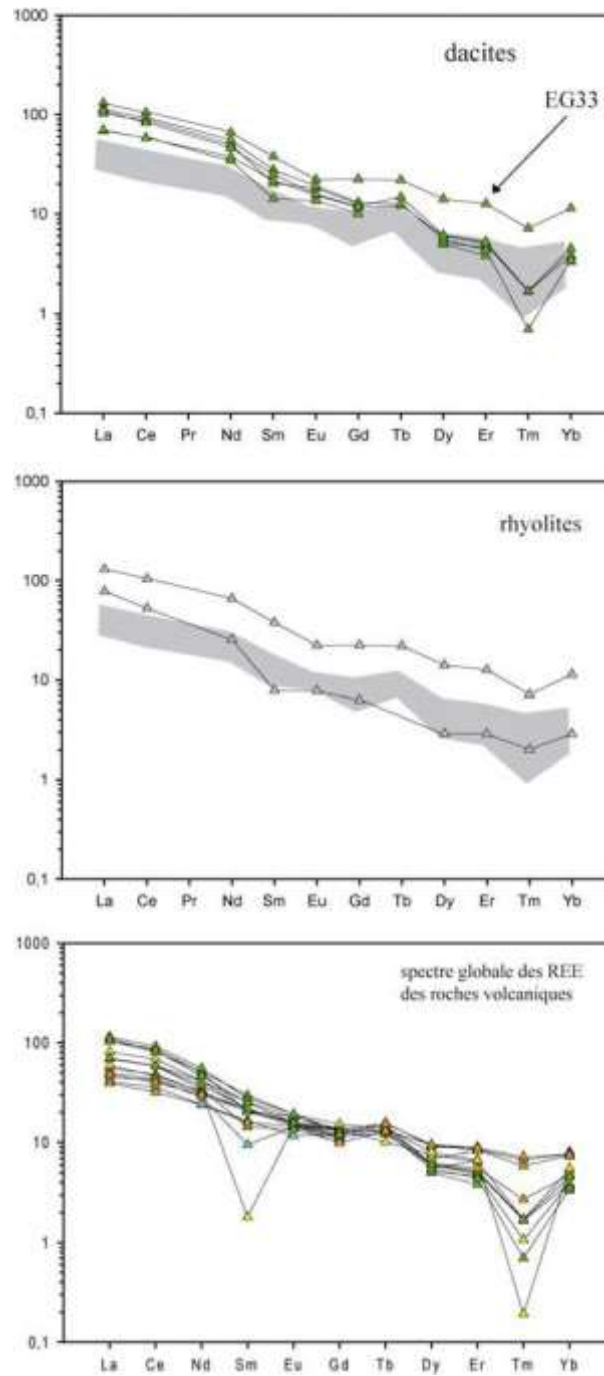


Fig. 41d : spectres des terres rares des dacites et des rhyolites, réparties par nature pétrographiques. Normalisation aux chondrites (McDonough et Sun 1995). Le champ gris représente le spectre des basaltes

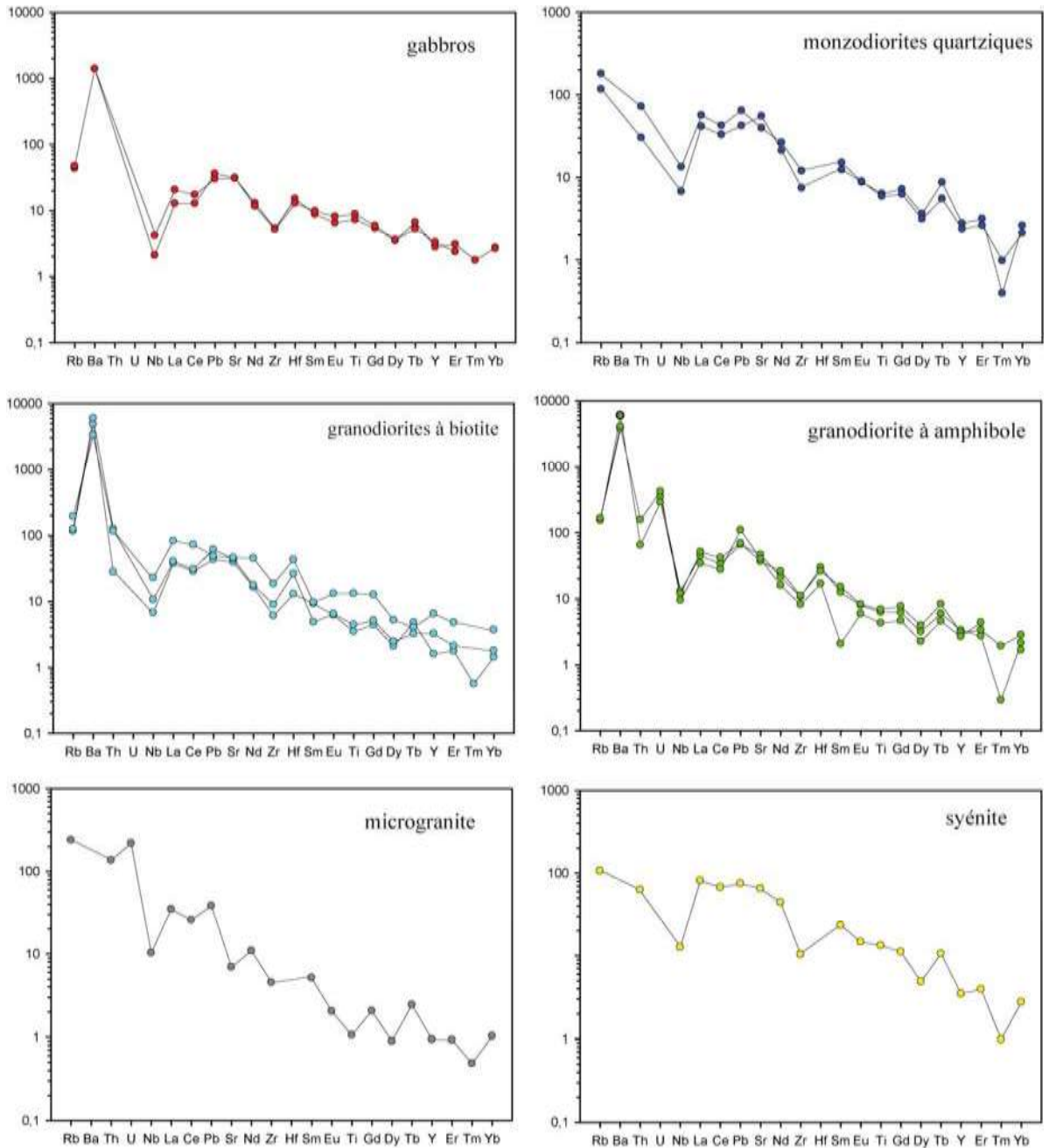


Fig. 42: diagrammes multi-éléments des roches plutoniques de l'intrusion magmatique de Bled M'Dena par nature pétrographique. Normalisation aux chondrites (McDonough et Sun, 1995)

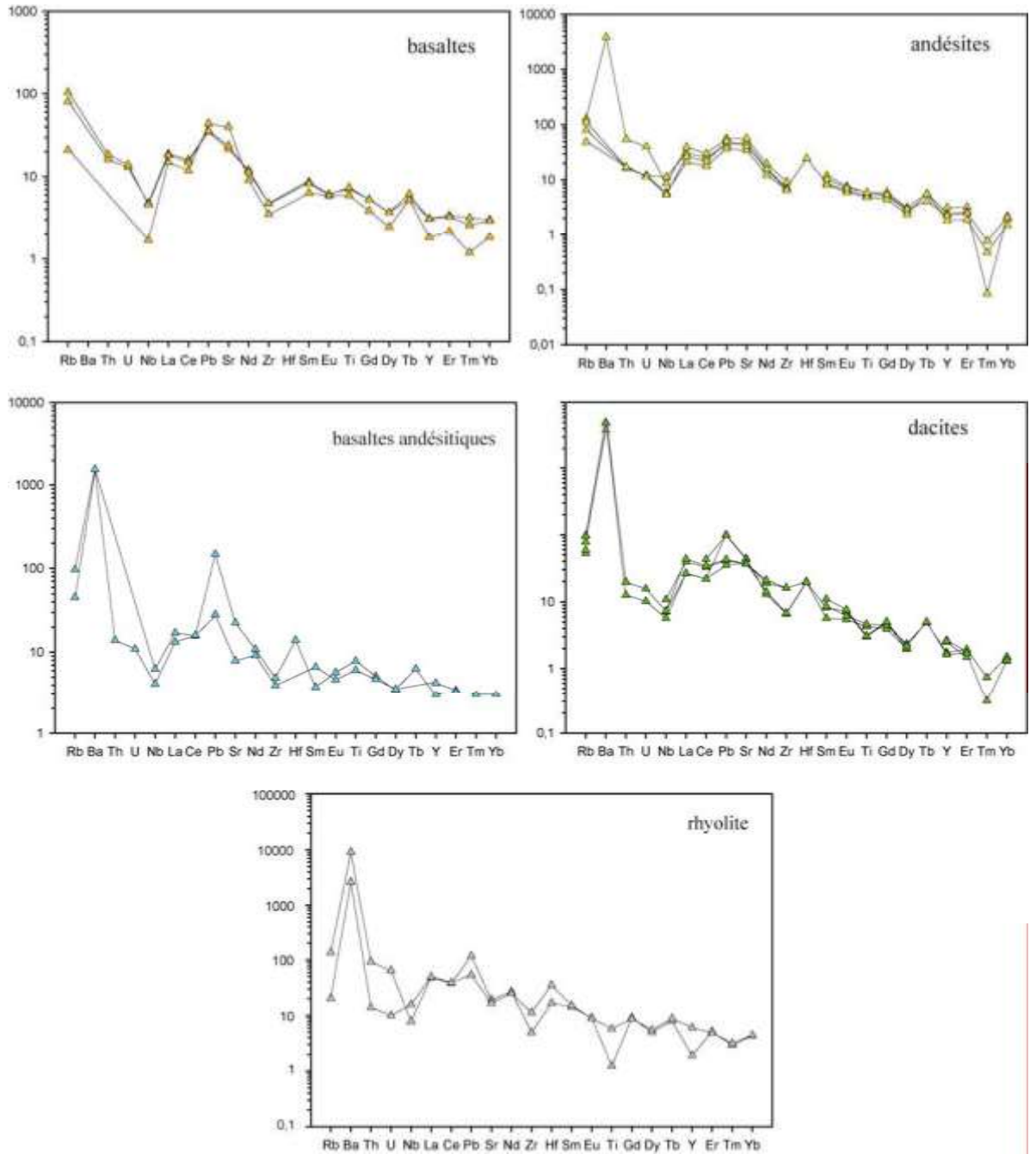


Fig. 43: diagrammes multi-éléments des roches volcaniques de la structure annulaire de Bled M'Dena par nature pétrographique. Normalisation aux chondrites (McDonough et Sun, 1995)

| Ech | gabbro | | | monzodiorites quartziques | | | | microdiorite dolérite | | | | | |
|-----------------|--------|--------|--------|---------------------------|--------|-------|--------|-----------------------|-------|--------|--------|--------|---------|
| | EG34 | EG34b | E9 | EGL23 | EG23 | EGL3 | EG13* | EG27* | EG29* | | | | |
| LOI | 3,91 | 0,12 | 0,50 | 0,89 | | | | 1,81 | 1,98 | 0,89 | 0,75 | 0,98 | |
| SiO2 | 54,38 | | 57,07 | 50,12 | 65,16 | 62,82 | 60,30 | 78,23 | 57,03 | 56,73 | | | |
| TiO2 | 0,54 | 0,58 | 0,65 | 0,34 | | | 0,47 | 0,44 | 0,32 | 0,79 | | 0,68 | |
| Al2O3 | | 13,82 | 14,53 | 12,33 | 16,27 | | 16,29 | 16,19 | 14,85 | 18,57 | 17,63 | | |
| Fe2O3 | 8,41 | 8,81 | 11,72 | 3,49 | | | 4,28 | 4,87 | 2,12 | 7,18 | 9,37 | | |
| MnO | | 0,13 | 0,13 | 0,20 | 0,07 | | 0,07 | 0,08 | 0,03 | 0,09 | 0,13 | | |
| MgO | | | | 6,93 | 6,72 | 11,33 | 2,03 | 2,18 | 3,39 | 3,32 | 3,56 | 3,59 | |
| CaO | | 8,03 | 8,41 | 10,74 | 3,07 | | 3,39 | 4,40 | 0,73 | 5,81 | 5,96 | | |
| Na2O | 2,27 | 2,29 | 1,74 | 4,84 | | | 4,40 | 4,65 | 0,25 | 3,47 | 2,76 | | |
| K2O | | 1,13 | 1,22 | 0,17 | 3,23 | | 3,15 | 2,51 | 0,11 | 3,06 | 2,86 | | |
| P2O5 | | | | 0,21 | 0,22 | 0,18 | 0,25 | 0,24 | 0,04 | 0,43 | 0,28 | | |
| total | 99,76 | | 100,12 | 99,72 | 99,57 | 99,11 | 99,04 | | | | 100,89 | 100,75 | 100,98 |
| Na2O+K2O | 3,40 | 3,51 | 1,91 | 8,07 | | | 7,55 | 7,16 | 0,36 | 6,53 | 5,62 | | |
| éléments traces | | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 59,50 | 56,33 | 58,33 | | 24,30 | | 22,70 | 39,60 | 24,70 | 39,10 | 17,52 | | |
| Cu | 34,90 | 55,94 | 57,94 | | 0,00 | | 21,90 | 2,50 | 0,00 | 72,70 | 46,81 | | |
| Zn | 69,50 | 71,74 | 73,74 | | 57,70 | | 56,80 | 49,50 | 30,30 | 67,80 | 81,94 | | |
| Ga | 15,40 | 20,22 | 22,22 | | 17,60 | | 18,50 | 18,00 | 16,20 | 18,20 | 22,97 | | |
| Rb | 27,60 | 32,35 | 34,35 | | 107,80 | | 114,40 | | 74,30 | 4,70 | 119,90 | | 204,66 |
| Sr | 638,30 | 653,91 | 655,91 | 976,00 | | | 816,30 | 1138,70 | | 203,00 | 740,60 | | 1185,46 |
| Y | 11,20 | 15,41 | 17,41 | | 9,00 | | 11,20 | 9,60 | 14,10 | 17,00 | | | 16,16 |
| Zr | 90,30 | 84,16 | 86,16 | | 152,30 | | 202,90 | 126,00 | | 123,60 | 149,30 | | 74,45 |
| Nb | 2,70 | 2,09 | 2,00 | 6,10 | | | 8,70 | 4,40 | 5,10 | 6,90 | 0,00 | | |
| Pb | 5,40 | 7,61 | 9,61 | | 11,10 | 11,60 | 7,60 | 7,60 | 7,60 | 4,77 | | | |
| Sn | 0,00 | 0,00 | 2,00 | 0,00 | | | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | |
| Th | 0,00 | 0,00 | 2,00 | 4,60 | | | 6,20 | 2,60 | 5,00 | 2,90 | 0,00 | | |
| U | 0,00 | 0,00 | 2,00 | 0,00 | | | 0,00 | 0,00 | 2,00 | 0,00 | 9,05 | | |
| V | 152,59 | 153,49 | 155,49 | | - | | - | - | - | - | - | | 173,42 |
| Cr | 296,71 | 308,71 | 310,71 | | - | | - | - | - | - | - | | 27,44 |
| Co | 35,80 | 33,80 | 35,80 | | - | | - | - | - | - | - | | 27,83 |
| Mo | 7,29 | 8,09 | 10,09 | | - | | - | - | - | - | - | | 5,55 |
| Cs | 0,00 | 0,00 | 2,00 | | - | | - | - | - | - | - | | 0,00 |
| Ba | 246,40 | 311,40 | 313,40 | | - | | - | - | - | - | - | | 876,66 |
| Ce | 9,46 | 11,46 | 13,46 | | - | | - | - | - | - | - | | 21,61 |
| La | 10,87 | 13,87 | 15,87 | | - | | - | - | - | - | - | | 0,00 |
| Hf | 4,54 | 4,14 | 6,14 | | - | | - | - | - | - | - | | 7,69 |
| Ta | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | - | | - | - | - | - | - | | 0,00 |
| W | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | - | | - | - | - | - | - | | 6,33 |
| terres rares | | | | | | | | | | | | | |
| La | 20,58 | 19,43 | 12,77 | | 56,52 | 41,46 | | 21,39 | 14,74 | | | | |
| Ce | 17,30 | 17,22 | 12,77 | | 42,38 | 32,87 | | 16,86 | 28,94 | | | | |
| Nd | 12,93 | 11,95 | 11,67 | | 26,43 | 21,14 | | 10,71 | 9,82 | | | | |
| Sm | 8,76 | 4,53 | 9,79 | | 15,02 | 12,35 | | 7,55 | | 13,11 | | | |
| Eu | 6,48 | 6,24 | 8,07 | | 8,79 | 8,94 | 3,55 | 9,06 | | | | | |
| Gd | 5,38 | 5,13 | 5,87 | | 7,20 | 6,26 | 4,51 | 7,87 | | | | | |
| Tb | 6,60 | 0,00 | 0,00 | | 8,70 | 5,53 | 4,88 | 7,23 | | | | | |
| Dy | 3,47 | 2,65 | 3,56 | | 3,62 | 3,13 | 3,85 | 5,19 | | | | | |
| Er | 3,05 | 4,01 | 2,36 | | 3,16 | 2,62 | 3,54 | 4,70 | | | | | |
| Tm | 1,75 | 0,00 | 0,00 | | 0,39 | 0,97 | 2,72 | 2,60 | | | | | |
| Yb | 2,69 | 2,54 | 2,62 | | 2,59 | 2,10 | 3,00 | 3,94 | | | | | |
| La/Yb | 7,65 | 7,65 | 4,88 | | 21,78 | 19,72 | | 7,13 | 8,81 | | | | |
| Eu*/Eu | 0,58 | 0,50 | 0,49 | 0,54 | 0,48 | 0,98 | 0,51 | | | | | | |

Tableau 22a : composition en éléments majeurs, éléments traces et terres rares des gabbros, des diorites et de dolérite (les terres rares sont normalisées aux chondrites, McDonough et Sun, 1995)

| Ech | Granodiorite à amphibole | | | | | | | | granodiorites à biotite | | | |
|-----------------|-----------------------------|------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|----------------------------|--------|---------|--------|
| | EG5* | EG7* | EGL8 | EGL31 | EGL12* | EGL27 | EGL22 | EG10 | EG26* | | | |
| LOI | 0,54 | 0,59 | 1,07 | 1,40 | 0,51 | 1,95 | 1,29 | 2,72 | 0,38 | | | |
| SiO2 | 67,46 | | 64,89 | | 63,14 | | 62,68 | 58,85 | 74,68 | 66,74 | 64,99 | 57,37 |
| TiO2 | 0,32 | 0,46 | 0,51 | 0,36 | 0,39 | 0,10 | 0,26 | 0,33 | 0,98 | | | |
| Al2O3 | 15,92 | | 16,91 | | 14,77 | | 15,87 | 13,59 | 13,39 | 15,39 | 16,17 | 15,65 |
| Fe2O3 | 3,58 | 4,53 | 5,23 | 4,00 | 7,82 | 1,04 | 2,89 | 3,44 | 8,51 | | | |
| MnO | 0,05 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,13 | 0,05 | 0,04 | 0,04 | 0,12 | | | |
| MgO | 1,94 | 1,83 | 4,04 | 2,76 | 7,01 | 0,23 | 1,82 | 1,58 | 4,04 | | | |
| CaO | 2,83 | 3,82 | 3,62 | 3,46 | 8,54 | 0,92 | 2,70 | 3,03 | 5,75 | | | |
| Na2O | 4,51 | 4,29 | 3,70 | 4,68 | 2,35 | 4,25 | 5,46 | 4,15 | 3,47 | | | |
| K2O | 3,21 | 2,94 | 2,62 | 2,69 | 1,17 | 2,34 | 2,95 | 2,42 | 3,53 | | | |
| P2O5 | 0,18 | 0,26 | 0,27 | 0,20 | 0,14 | 0,06 | 0,13 | 0,17 | 0,57 | | | |
| total | 100,54 | | 100,59 | | 99,06 | | 98,16 | 100,51 | 99,00 | 99,68 | 99,05 | 100,38 |
| 6 | 7,72 | 7,24 | 6,32 | 7,36 | 3,52 | 6,59 | 8,42 | 6,57 | 7,00 | | | |
| éléments traces | | | | | | | | | | | | |
| Ni | 13,71 | | 20,71 | | 52,30 | | 35,50 | 65,50 | 1,30 | 18,60 | 12,97 | 79,10 |
| Cu | 54,16 | | 40,83 | | 19,20 | | 23,50 | 28,60 | 0,00 | 83,30 | 49,13 | 49,46 |
| Zn | 39,86 | | 55,57 | | 50,90 | | 52,20 | 57,80 | 21,80 | 37,60 | 45,62 | 89,31 |
| Ga | 21,11 | | 24,50 | | 17,10 | | 17,50 | 13,30 | 13,10 | 16,50 | 22,32 | 36,28 |
| Rb | 105,16 | | 101,67 | | 97,10 | | 87,30 | 29,30 | 79,70 | 73,80 | 78,86 | 123,11 |
| Sr | 833,49 | | 957,06 | | 761,20 | | 934,60 | 509,90 | 371,20 | 813,80 | 904,71 | 949,87 |
| Y | 10,85 | | 13,54 | | 12,50 | | 8,40 | 7,40 | 4,40 | 6,50 | 13,16 | 26,37 |
| Zr | 138,41 | | 182,13 | | 188,20 | | 139,10 | 62,40 | 84,50 | 103,40 | 152,36 | 314,11 |
| Nb | 6,22 | 8,46 | 7,80 | 5,40 | 1,90 | 4,10 | 4,40 | 6,92 | 14,87 | | | |
| Pb | 19,73 | | 11,95 | | 12,50 | | 12,10 | 6,40 | 17,00 | 7,80 | 11,02 | 8,82 |
| Sn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | |
| Th | 13,52 | 0,00 | 5,60 | 4,00 | 0,70 | 3,40 | 2,40 | 10,82 | 10,01 | | | |
| U | 8,88 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | | | |
| V | 48,44 | | 66,32 | | - | | - | - | - | - | 51,47 | 129,95 |
| Cr | 108,32 | | 73,69 | | - | | - | - | - | - | 90,36 | 238,19 |
| Co | 10,65 | | 12,75 | | - | | - | - | - | - | 11,41 | 24,98 |
| Mo | | | 7,508 | 17 | - | | - | - | - | - | 7,02 | 11,99 |
| Cs | 0,00 | | 0,00 | - | - | 0,00 | - | - | - | - | - | 0,00 |
| Ba | 774,50 | | 713,69 | | - | - | - | - | - | - | 1132,23 | 628,02 |
| Ce | 35,02 | | 69,81 | | - | - | - | - | - | - | 60,34 | 104,37 |
| La | 23,68 | | 25,69 | | - | - | - | - | - | - | 34,41 | 38,95 |
| Hf | | | 4,838 | 56 | - | | - | - | - | - | 7,51 | 12,29 |
| Ta | | | 0,000 | 0,00 | - | - | - | - | - | - | - | 0,00 |
| W | 6,41 | | 0,00 | - | - | 0,00 | - | - | - | - | - | 7,14 |
| terres rares | | | | | | | | | | | | |
| La | 34,64 | | 44,59 | | 51,36 | | | | | 37,65 | 40,66 | 82,36 |
| Ce | 27,75 | | 34,00 | | 41,85 | | | | | 28,67 | 30,83 | 72,42 |
| Nd 15,94 | | | 21,38 | | 26,16 | | | | | 16,49 | 17,65 | 45,39 |
| Sm 2,09 | | | 12,53 | | 15,12 | | | | | | 9,284 | 9,70 |
| Eu 5,94 | | | 7,98 | | 8,25 | | | | | | 6,236 | 13,18 |
| Gd 4,67 | | | 6,18 | | 7,66 | | | | | | 4,425 | 12,65 |
| Tb 0,00 | | | 5,98 | | 8,28 | | | | | | 4,820 | 0,00 |
| Dy 2,26 | | | 3,17 | | 3,95 | | | | | | 2,102 | 4,80 |
| Er 4,40 | | | 2,74 | | 3,37 | | | | | | 1,792 | 4,80 |
| Tm 0,00 | | | 0,29 | | 1,93 | | | | | | 0,570 | 0,00 |
| Yb 1,67 | | | 2,16 | | 2,83 | | | | | | 1,441 | 3,71 |
| La/Yb | 14,14 | | 11,88 | | - | | - | - | - | - | 19,11 | 10,49 |
| Eu*/Eu | 0,44 | | 0,54 | | - | | - | - | - | - | - | 0,36 |

Tableau 22b : composition en éléments majeurs, éléments traces et terres rares des granodiorites (les terres rares sont normalisées aux chondrites, McDonough et Sun, 1995)

| Ech | syénite | | monzogranite | | | ç granite |
|------------------------------------|---------|---------|--------------|----------|-------|-----------|
| | EGL32 | EG15 | EG31 | EG20 | EGL26 | |
| LOI | 1,90 | 1,98 | 1,68 | 0,73 | 0,82 | |
| SiO ₂ | 51,41 | 52,48 | 71,35 | 74,27 | | 76,80 |
| TiO ₂ | | | | 0,98 | 0,96 | 0,29 |
| Al ₂ O ₃ | 16,85 | 17,28 | 14,17 | 14,94 | | 12,08 |
| Fe ₂ O ₃ | 8,83 | 8,83 | 2,32 | 1,10 | 0,65 | |
| MnO | 0,11 | 0,10 | 0,09 | 0,02 | 0,01 | |
| MgO | | | | 4,31 | 4,03 | 0,70 |
| CaO | 6,42 | 6,74 | 1,60 | 3,66 | 0,42 | |
| Na ₂ O | 4,35 | 4,84 | 4,22 | 3,87 | 3,15 | |
| K ₂ O | | 2,35 | 2,63 | 2,89 | 0,73 | 4,91 |
| P ₂ O ₅ | 1,03 | 1,03 | 0,11 | 0,06 | 0,03 | |
| total | 98,56 | 100,92 | 99,42 | 99,89 | | 99,08 |
| Na ₂ O+K ₂ O | 6,70 | 7,47 | 7,11 | 4,60 | 3,06 | |
| éléments traces | | | | | | |
| Ni | 35,20 | 32,45 | 2,30 | 0,40 | | 3,10 |
| Cu 150,30 | | 147,55 | 0,00 | 0,00 | | 192,00 |
| Zn | 90,00 | 87,25 | 47,20 | 16,30 | | 6,50 |
| Ga | 20,70 | 17,95 | 14,70 | 13,20 | | 12,80 |
| Rb | 67,70 | 64,95 | 78,80 | 19,30 | | 151,70 |
| Sr | 1344,20 | 1341,45 | 310,20 | 583,70 | | 142,90 |
| Y | 14,10 | 11,35 | 15,10 | 1,80 | 3,80 | |
| Zr | 174,90 | 172,15 | 132,30 | 69,30 | | 76,70 |
| Nb | 8,20 | 5,45 | 6,20 | 0,50 | 0,70 | |
| Pb | 13,50 | 10,75 | 10,60 | 5,00 | 6,90 | |
| Sn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Th | 5,40 | 2,65 | 3,80 | 0,00 | 1,70 | |
| U | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 4,60 | |
| V | - | - | - | - | - | - |
| Cr | - | - | - | - | - | - |
| Co | - | - | - | - | - | - |
| Mo | - | - | - | - | - | - |
| Cs | - | - | - | - | - | - |
| Ba | - | - | - | - | - | - |
| Ce | - | - | - | - | - | - |
| La | - | - | - | - | - | - |
| Hf | - | - | - | - | - | - |
| Ta | - | - | - | - | - | - |
| W | - | - | - | - | - | - |
| terres rares | | | | | | |
| La | 81,33 | | 54,18 | 9,14 | | 34,93 |
| Ce | 67,14 | | 40,96 | 6,11 | | 25,77 |
| Nd 44,27 | | | 23,72 | 3,08 | | 10,88 |
| Sm 23,29 | | | 13,49 | 1,45 | | 5,14 |
| Eu 14,70 | | | | 6,553,49 | | 2,04 |
| Gd 11,14 | | | | 7,120,97 | | 2,07 |
| Tb 10,57 | | | | 8,441,37 | | 2,44 |
| Dy 4,86 | | | | 4,330,59 | | 0,90 |
| Er 3,94 | | | | 4,050,68 | | 0,92 |
| Tm | 0,99 | | 2,30 | -0,18 | 0,49 | |
| Yb 2,76 | | | | 3,770,69 | | 1,03 |
| La/Yb | 29,45 | | 14,36 | 13,19 | | 33,99 |
| Eu*/Eu 0,40 | | | | | | 0,69 |
| | | | | | | 0,45 |
| | | | | | | 1,32 |

Tableau 22c: composition en éléments majeurs, éléments traces et terres rares syénites, des monzogranites de l'encaissant et du microgranite (les terres rares sont normalisées aux chondrites, McDonough et Sun, 1995)

| Ech. | basaltes | | | andésites basaltiques | | | | | |
|-----------------|----------|--------|--------|-----------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| | EGL5 | EG3 | EG19 | EG16 | EG18 | EG18b | EG2 | EG30 | EGL21 |
| SiO2 | 52,51 | 51,75 | 52,69 | 56,50 | 54,23 | 53,17 | 56,60 | 54,23 | 57,57 |
| TiO2 | 0,53 | 0,44 | 0,55 | 0,79 | 0,58 | 0,57 | 0,39 | 0,45 | 0,55 |
| Al2O3 | 13,15 | 15,09 | 12,98 | 16,03 | 13,59 | 13,32 | 13,14 | 10,36 | 16,22 |
| Fe2O3 | 8,58 | 8,06 | 9,11 | 9,20 | 9,44 | 9,25 | 7,73 | 10,25 | 8,83 |
| MnO | | | | | | | 0,14 | 0,12 | 0,15 |
| MgO | | | | | | | 0,14 | 0,15 | 0,15 |
| CaO | 7,97 | 8,52 | 8,33 | 6,60 | 8,56 | 8,39 | 6,58 | 6,37 | 7,10 |
| Na2O | 3,04 | 1,74 | 2,87 | 3,31 | 1,91 | 1,87 | 3,26 | 0,93 | 3,01 |
| K2O | | 1,71 | 0,47 | 1,55 | 1,56 | 1,87 | 1,83 | 2,22 | 0,76 |
| P2O5 | 0,23 | 0,15 | 0,24 | 0,28 | 0,25 | 0,24 | 0,15 | 0,08 | 0,24 |
| LOI | | 2,86 | 7,32 | 1,68 | 0,82 | 1,65 | 1,62 | 3,46 | 0,07 |
| Total | 99,34 | 98,49 | 99,25 | 100,82 | 100,84 | 98,87 | 98,55 | 99,13 | 102,07 |
| Na2O+K2O | 4,75 | 2,21 | 4,42 | 4,87 | 3,77 | 3,70 | 4,47 | 1,69 | 4,66 |
| éléments traces | | | | | | | | | |
| K | 1,42 | 0,39 | 1,29 | 1,29 | 1,55 | 1,52 | 1,01 | 0,63 | 1,38 |
| Ti | 0,32 | 0,26 | 0,33 | 0,47 | 0,35 | 0,34 | 0,23 | 0,27 | 0,33 |
| Sc | - | - | - | - | - | - | 26,56 | 0,00 | 0,00 |
| V | - | - | - | - | - | - | 161,76 | 175,60 | 172,17 |
| Cr | - | - | - | - | - | - | 188,51 | 560,50 | 549,55 |
| Co | - | - | - | - | - | - | 31,61 | 42,40 | 41,62 |
| Ni | 109,70 | 44,40 | 111,00 | 57,00 | 105,40 | 103,30 | 53,01 | 248,00 | 28,80 |
| Cu | 9,70 | 23,40 | 61,50 | 63,52 | 81,60 | 79,98 | 60,08 | 35,20 | 56,40 |
| Zn | 70,10 | 105,70 | 68,90 | 83,75 | 77,30 | 75,75 | 83,18 | 67,30 | 70,80 |
| Ga | 14,30 | 16,10 | 14,50 | 24,42 | 18,30 | 17,91 | 16,21 | 12,20 | 15,90 |
| Rb | 66,30 | 13,40 | 51,40 | 41,15 | 61,00 | 59,82 | 12,45 | 29,00 | 38,40 |
| Sr | 446,60 | 831,80 | 492,00 | 694,02 | 465,60 | 456,48 | 801,29 | 163,10 | 773,10 |
| Y | 12,50 | 7,40 | 12,30 | 20,33 | 17,20 | 16,82 | 10,83 | 12,00 | 9,70 |
| Zr | 80,20 | 59,50 | 80,40 | 119,93 | 82,80 | 81,16 | 60,53 | 67,00 | 59,60 |
| Nb | 3,10 | 1,10 | 3,00 | 4,57 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,70 | 1,50 |
| Mo | - | - | 6,03 | - | - | - | 4,10 | 4,03 | 5,01 |
| Sn | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Cs | - | - | 0,00 | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Ba | - | - | - | 478,28 | 291,70 | 285,99 | 226,81 | - | - |
| Ce | - | - | - | 48,93 | 13,80 | 13,58 | 23,64 | - | - |
| La | - | - | - | 15,56 | 0,00 | 0,00 | 14,86 | - | - |
| Hf | - | - | 6,91 | - | - | - | 4,00 | 3,94 | 3,31 |
| Ta | - | - | 0,00 | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| W | - | - | 4,28 | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| Pb | 6,30 | 7,90 | 6,50 | 0,00 | 26,60 | 26,07 | 3,67 | 5,10 | 6,10 |
| Th | 1,40 | 0,00 | 1,60 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,20 | 0,00 |
| U | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| terres rares | | | | | | | | | |
| La | 49,97 | 39,45 | 48,10 | - | 44,89 | - | - | 40,56 | - |
| Ce | 43,13 | 31,80 | 39,90 | - | 42,23 | - | - | 35,54 | - |
| Pr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | - |
| Nd | 31,53 | 23,89 | 30,09 | - | 28,48 | - | - | 24,04 | - |
| Sm | 21,68 | 15,82 | 20,64 | - | 9,45 | - | - | 16,51 | - |
| Eu | 15,35 | 14,72 | 14,98 | - | 14,30 | - | - | 11,62 | - |
| Gd | 13,62 | 9,87 | 13,51 | - | 13,20 | - | - | 12,07 | - |
| Tb | 13,15 | 13,01 | 15,39 | - | 0,00 | - | - | 15,67 | - |
| Dy | 9,49 | 6,32 | 9,44 | 8,89 | - | 9,20 | - | - | - |
| Er | 8,74 | 5,56 | 8,51 | 8,98 | - | 8,47 | - | - | - |
| Tm | 7,22 | 2,72 | 5,87 | 5,24 | - | 6,79 | - | - | - |
| Yb | 7,72 | 4,75 | 7,53 | 7,66 | - | 7,71 | - | - | - |
| La/Yb | 6,47 | 8,31 | 6,39 | 5,86 | - | 5,26 | - | - | - |
| Eu*/Eu | 0,39 | 0,34 | 0,39 | - | - | - | 0,33 | - | 0,46 |

Tableau 23a: composition en éléments majeurs, éléments traces et terres rares des basaltes et basaltes andésitiques (les terres rares sont normalisées aux chondrites, McDonough et Sun, 1995)

| Ech. | dacites | | | | | | | | andésites | | | |
|------------------------------------|---------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|--------|-----------|--------|--------|--|
| | EG1 | EG24 | EG24b | EGL6 | EGL19 | EG14 | EG17 | EG14b | EG12A | EG21 | EG22 | |
| SiO ₂ | 67,81 | 67,68 | 66,35 | 64,54 | 68,48 | 64,49 | 66,72 | 63,23 | 62,51 | 62,89 | 61,42 | |
| TiO ₂ | 0,22 | 0,32 | 0,32 | 0,35 | 0,23 | 0,38 | 0,37 | 0,43 | 0,36 | 0,44 | | |
| Al ₂ O ₃ | 16,33 | 15,65 | 15,34 | 16,00 | 16,97 | 15,90 | 16,43 | 15,59 | 15,63 | 15,46 | 15,42 | |
| Fe ₂ O ₃ | 3,37 | 3,45 | 3,38 | 3,40 | 3,62 | 4,12 | 4,07 | 4,74 | 5,12 | 3,57 | 5,48 | |
| MnO | | | | | | | | 0,07 | 0,06 | 0,06 | 0,07 | |
| MgO | | | | | | | | 0,07 | 0,07 | 0,07 | 0,10 | |
| CaO | 2,94 | 3,06 | 3,00 | 2,94 | 3,19 | 3,73 | 4,39 | 3,65 | 3,96 | 3,84 | 5,41 | |
| Na ₂ O | 4,20 | 4,23 | 4,15 | 5,89 | 5,06 | 4,20 | 4,33 | 4,12 | 3,64 | 4,29 | 4,84 | |
| K ₂ O | | 1,81 | 2,54 | 2,49 | 0,98 | 1,58 | 2,39 | 1,61 | 2,35 | 2,82 | 1,60 | |
| P ₂ O ₅ | 0,14 | 0,15 | 0,15 | 0,17 | 0,15 | 0,19 | 0,19 | 0,18 | 0,22 | 0,17 | 0,20 | |
| LOI | | 1,16 | 1,22 | 1,20 | 3,49 | 0,41 | 1,73 | 0,91 | 2,70 | 1,33 | 4,66 | |
| Total | | 98,71 | 99,76 | 97,80 | 99,81 | 100,41 | 99,26 | 100,91 | 99,01 | 99,38 | 98,91 | |
| Na ₂ O+K ₂ O | 6,07 | 6,78 | 6,64 | 6,86 | 6,64 | 6,60 | 5,95 | 6,47 | 6,46 | 5,89 | 6,35 | |
| elts traces | | | | | | | | | | | | |
| K | 1,50 | 2,11 | 2,07 | 0,81 | 1,31 | 1,99 | 1,34 | 1,95 | 2,34 | 1,33 | 1,25 | |
| Ti | 0,13 | 0,19 | 0,19 | 0,21 | 0,14 | 0,23 | 0,23 | 0,22 | 0,26 | 0,22 | 0,26 | |
| Sc | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | |
| V | 9,70 | 49,60 | | 48,61 | - | - | 64,30 | 53,01 | 63,01 | - | - | |
| Cr | 22,70 | 59,40 | 58,19 | - | - | 73,90 | 79,37 | 72,45 | - | - | - | |
| Co | 2,80 | 10,40 | 10,18 | - | - | 11,30 | 10,66 | 11,11 | - | - | - | |
| Ni | 0,00 | 3,00 | 2,96 | 18,00 | - | 3,70 | 17,30 | 25,13 | 17,01 | 43,10 | 17,40 | |
| Cu | 44,50 | 62,30 | 61,06 | 0,00 | 0,00 | 28,30 | 12,37 | 27,72 | 0,00 | 0,00 | 6,50 | |
| Zn | 89,60 | 61,60 | 60,37 | 45,10 | 71,90 | 49,60 | 41,30 | 48,66 | 55,90 | 43,90 | 58,40 | |
| Ga | 23,60 | 21,30 | 20,85 | 16,90 | 18,90 | 22,30 | 20,84 | 21,82 | 17,80 | 16,90 | 17,30 | |
| Rb | 49,70 | 61,80 | 60,56 | 33,30 | 37,60 | 80,20 | 49,01 | 78,64 | 70,90 | 51,30 | 30,90 | |
| Sr | 761,70 | 904,90 | 887,13 | 770,90 | 755,90 | 1008,60 | 651,53 | 988,80 | 1174,70 | 712,80 | 850,00 | |
| Y | 10,20 | 10,80 | 10,57 | 7,10 | 6,60 | 12,60 | 10,18 | 12,39 | 9,80 | 7,40 | 9,00 | |
| Zr | 274,30 | 113,90 | 111,64 | 116,70 | 277,60 | 122,50 | 102,97 | 120,12 | 156,40 | 112,30 | 110,70 | |
| Nb | 7,10 | 4,70 | 4,64 | 3,70 | 4,80 | 7,30 | 4,66 | 7,18 | 5,60 | 3,80 | 3,50 | |
| Mo | 8,90 | 7,20 | 7,02 | - | - | - | 6,30 | 7,99 | 6,19 | - | - | |
| Sn | 0,00 | 16,60 | 16,30 | - | - | - | 0,00 | 11,99 | 0,00 | - | - | |
| Cs | 21,90 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | |
| Ba | 725,30 | 939,80 | 921,41 | - | - | 728,00 | 637,07 | 713,76 | - | - | - | |
| Ce | 60,70 | 43,80 | 42,98 | - | - | 44,60 | 24,36 | 43,74 | - | - | - | |
| La | 25,90 | 0,00 | 0,00 | - | - | 13,20 | 0,00 | 12,98 | - | - | - | |
| Hf | 5,70 | 5,70 | 5,63 | - | - | 7,00 | 0,00 | 6,88 | - | - | - | |
| Ta | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | - | - | |
| W | 4,40 | 0,00 | 0,00 | - | - | 6,20 | 0,00 | 6,10 | - | - | - | |
| Pb | 7,30 | 18,00 | 17,69 | 6,30 | 7,70 | 7,70 | 19,61 | 7,57 | 10,20 | 6,70 | 9,10 | |
| Th | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,10 | 1,70 | 0,00 | 6,47 | 0,00 | 3,90 | 1,40 | 0,90 | |
| U | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 9,50 | 0,00 | 9,34 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| terres rares | | | | | | | | | | | | |
| La | 103,13 | 69,00 | 110,15 | 69,80 | 114,47 | 80,83 | 59,09 | - | 103,95 | 55,57 | 69,98 | |
| Ce | 87,22 | 58,35 | 82,99 | 58,24 | 91,76 | 68,60 | 46,38 | - | 80,71 | 47,90 | 58,83 | |
| Pr | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | - | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Nd | 50,08 | 34,41 | 46,43 | 37,59 | 55,13 | 41,36 | 32,86 | - | 51,12 | 32,36 | 41,20 | |
| Sm | 20,40 | 14,24 | 25,04 | 21,74 | 27,67 | 21,10 | 1,81 | - | 29,78 | 20,37 | 25,46 | |
| Eu | 18,19 | 13,64 | 15,77 | 15,46 | 19,22 | 16,18 | 14,53 | - | 19,11 | 14,95 | 17,81 | |
| Gd | 12,59 | 10,04 | 11,94 | 11,56 | 13,03 | 13,40 | 10,91 | - | 15,16 | 11,20 | 13,64 | |
| Tb | 0,00 | 0,00 | 14,77 | 12,23 | 12,63 | 0,00 | 0,00 | - | 13,91 | 13,76 | 10,10 | |
| Dy | 5,05 | 5,18 | 6,12 | 6,03 | 5,58 | 6,91 | 5,53 | - | 7,96 | 6,05 | 7,53 | |
| Er | 3,84 | 4,65 | 5,28 | 5,04 | 4,42 | 8,30 | 6,71 | - | 6,77 | 4,85 | 6,49 | |
| Tm | 0,00 | 0,00 | 1,70 | 1,68 | 0,70 | 0,00 | 0,00 | - | 0,19 | 1,07 | 1,71 | |
| Yb | 3,35 | 3,77 | 4,56 | 3,91 | 3,47 | 4,95 | 3,66 | - | 5,59 | 3,91 | 5,38 | |
| La/Yb | 30,78 | 18,32 | 24,16 | 17,84 | 32,96 | 16,34 | 16,15 | - | 18,61 | 14,22 | 13,00 | |
| Eu*/Eu | 5,74 | 4,93 | 6,08 | 5,77 | 6,38 | 5,87 | 3,57 | - | 6,70 | 5,62 | 6,25 | |

Tableau 23b: composition en éléments majeurs, éléments traces et terres rares des andésites et des dacites (les terres rares sont normalisées aux chondrites, McDonough et Sun, 1995)

| | trachyandésites | | | | | rhyolite | | | |
|---|-----------------|-------------------------------|---|--------|--------|------------|----------------|-------------------------------|--------|
| Ech. | EG 28b | EG28 | EGL33 | EGL13 | EGL15 | EG33 | EG25 | EG25b | EG33b |
| SiO ₂ | 57,99 | 58,55 | 61,77 | 59,02 | 59,00 | 72,28 | 72,14 | 73,14 | 70,87 |
| TiO ₂ | 0,93 0,96 | 0,38 | 0,95 0,93 0,43 0,09 0,23 0,42 | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 16,09 | 16,77 | 15,74 | 18,35 | 18,36 | 15,10 | 14,30 | 13,09 | 14,81 |
| Fe ₂ O ₃ | 7,52 7,68 4,28 | 7,21 7,34 2,20 1,32 1,86 2,15 | | | | | | | |
| MnO | | | | | | 0,11 0,09 | 0,08 | 0,10 0,11 0,06 0,06 0,04 0,06 | |
| MgO | | | | | | 2,14 2,00 | 2,48 | 3,22 3,97 0,20 0,16 0,15 0,20 | |
| CaO | 4,78 4,97 | 3,34 | 5,23 5,02 0,65 1,42 0,87 0,64 | | | | | | |
| Na ₂ O | 4,65 4,04 4,95 | 4,60 4,47 6,96 3,49 4,42 6,82 | | | | | | | |
| K ₂ O | 3,63 3,39 | 3,41 | 2,94 3,02 0,47 2,95 3,85 0,47 | | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0,76 0,63 0,21 | 0,58 0,56 0,09 0,08 0,07 0,09 | | | | | | | |
| LOI | 0,89 0,71 | 2,94 | 1,04 1,07 0,84 3,80 2,98 2,82 | | | | | | |
| Total | 99,49 | 99,79 | 99,59 | 102,18 | 102,78 | 99,28 | 99,80 | 100,70 | 99,34 |
| Na ₂ ^{O+K₂O} | 8,28 7,43 8,36 | 7,53 7,49 7,43 6,43 8,27 7,29 | | | | | | | |
| elts traces | | | | | | | | | |
| K | 3,02 2,81 | 2,83 | 2,44 2,51 0,39 2,45 3,20 0,39 | | | | | | |
| Ti | 0,56 0,58 | 0,23 | 0,57 0,55 0,26 0,05 0,14 0,25 | | | | | | |
| Sc | - | - | - | - | - | 7,80 | 0,00 0,00 7,64 | | |
| V | 139,90 | 154,20 | - | - | - | 7,50 | 5,20 5,10 7,34 | | |
| Cr | 135,12 | 129,20 | - | - | - | 6,50 | 9,10 8,93 6,35 | | |
| Co | 22,37 20,90 | | | | | 3,30 | 2,10 2,06 3,27 | | |
| Ni | 13,05 | 12,30 | 31,80 | 37,10 | 41,00 | 7,00 7,80 | 7,65 6,84 | | |
| Cu | 99,32 | 88,60 | 29,90 | 93,30 | 96,50 | 20,60 | 16,00 | 15,69 | 20,23 |
| Zn | 101,86 | 108,90 | 57,80 | 85,10 | 84,60 | 52,60 | 22,70 | 22,26 | 51,57 |
| Ga | 25,22 | 27,70 | 17,80 | 21,60 | 21,00 | 12,80 | 17,30 | 16,97 | 12,60 |
| Rb | 131,58 | 136,70 | 73,70 | 89,20 | 95,10 | 13,00 | 86,30 | 84,64 | 12,79 |
| Sr | 1072,25 1053,40 | 1333,30 | 1086,00 1210,10 344,80 397,60 389,77 338,01 | | | | | | |
| Y | 28,99 | 24,80 | 9,30 | 18,70 | 17,80 | 24,40 | 7,70 7,55 | 23,90 | |
| Zr | 359,57 | 325,70 | 170,80 | 324,60 | 320,40 | 191,40 | 83,60 | 82,00 | 187,65 |
| Nb | 12,06 | 13,90 | 5,80 | 12,90 | 12,50 | 10,20 | 5,10 5,00 | 10,02 | |
| Mo | 6,00 7,10 | | | | | 9,20 | 8,10 7,94 9,03 | | |
| Sn | 0,00 | 0,00 | - | - | - | 0,00 | 12,20 | 11,97 | 0,00 |
| Cs | 0,00 0,00 | | | | | 0,00 | 0,00 0,00 0,00 | | |
| Ba | 1189,60 | 1144,60 | - | - | - | 494,70 | 1719,80 | 1686,09 | 484,99 |
| Ce | 109,58 | 113,20 | - | - | - | 61,30 | 39,50 | 38,74 | 60,10 |
| La | 40,20 | 38,53 | - | - | - | 34,70 | 30,20 | 29,62 | 34,02 |
| Hf | 7,58 9,70 | | | | | 10,0 | 4,80 4,71 9,92 | | |
| Ta 0,00 | | 0,00 | -- | -- | -- | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 |
| W | 0,00 0,00 | | | | | 6,60 | 7,10 6,96 6,45 | | |
| Pb | 25,01 | 27,20 | 13,00 | 14,60 | 12,10 | 9,70 21,30 | | 20,89 | 9,52 |
| Th | 12,55 14,40 | 3,70 | 7,50 6,70 1,20 8,00 7,85 1,19 | | | | | | |
| U | 0,00 0,00 | 0,00 | 0,00 2,40 0,00 0,00 0,00 0,00 | | | | | | |
| terres rares | | | | | | | | | |
| La | - | - | - | - | - | 130,92 | - | - | 78,10 |
| Ce | - | - | - | - | - | 104,69 | - | - | 52,62 |
| Pr | - | - | - | - | - | 0,00 | - | - | 0,00 |
| Nd | - | - | - | - | - | 65,83 | - | - | 25,60 |
| Sm | - | - | - | - | - | 37,93 | - | - | 7,85 |
| Eu | - | - | - | - | - | 22,19 | - | - | 7,76 |
| Gd | - | - | - | - | - | 22,37 | - | - | 6,30 |
| Tb | - | - | - | - | - | 21,97 | - | - | 0,00 |
| Dy | - | - | - | - | - | 14,14 | - | - | 2,92 |
| Er | - | - | - | - | - | 12,67 | - | - | 2,89 |
| Tm | - | - | - | - | - | 7,18 | - | - | 0,00 |
| Yb | - | - | - | - | - | 11,39 | - | - | 2,91 |
| La/Yb | - | - | - | - | - | 11,49 | - | - | 26,84 |
| Eu*/Eu ₀ | - | - | - | - | - | 0,35 | - | - | 0,48 |

Tableau 23c: composition en éléments majeurs, éléments traces et terres rares des trachyandésites et des rhyolites (les terres rares sont normalisées aux chondrites, McDonough et Sun, 1995)

Chapitre V

**Géochimie isotopique des roches magmatiques
du complexe de Bled M'Dena**

VI. Géochimie isotopique

VI.1 Introduction

Au cours d'un processus de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée, d'une série magmatique, il existe des variations de concentration en strontium et en rubidium entre les termes les moins évolués et les plus évolués. Les différences de comportement entre ces deux éléments se traduiront à leur tour par des variations notables du rapport Rb/Sr et ainsi du rapport $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Les premières roches issues de la cristallisation fractionnée sont plus calciques et donc plus riches en Sr, alors que dans les derniers liquides et les minéraux qui se formeront à partir de ces liquides, la concentration en Sr diminue et la concentration en Rb augmente tout comme celle du potassium.

Les données isotopiques ^{87}Rb - ^{86}Sr et ^{147}Sm - ^{143}Nd pourraient constituer un complément précieux à l'étude géochronologique. Par ailleurs, la géochimie isotopique Sr et Nd pourrait permettre de mieux cerner les signatures des magmas et d'en tirer des informations sur la nature de la (ou des) région-source et sur le contexte géotectonique nécessaire à leur mobilisation lors de la magmatogenèse.

VI.2 les données isotopiques Rb-Sr et géochronologie

Une sélection de 18 échantillons a été effectuée pour les analyses isotopiques. Les données sont reportées dans le tableau 15.

Les compositions isotopiques du rubidium, du strontium, du samarium et du néodyme, ont été mesurées sur un spectromètre de masse *Nu Plasma 500 HR* à l'ENS de Lyon. Les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initiaux ont été recalculés avec les constantes de désintégration respectivement de $1.42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (^{87}Rb) et de $6.54 \cdot 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ (^{147}Sm) (d'après Steiger et Jäger, 1977).

Parmi l'ensemble des échantillons représentatifs de l'intrusion magmatique de Bled M'Dena, 16 échantillons montrent un assez bon alignement, avec un MSWD⁶ < 6.

⁶ MSWD : Mean Square Weighted Deviation

L'âge obtenu est de 2009 ± 190 Ga, avec un rapport isotopique initial de $0,70206 \pm 0,00077$, cet âge pourrait être l'âge de mise en place de l'intrusion de Bled M'Dena. Par ailleurs le basalte EG3 et le basalte andésitique EG30 se décale légèrement de l'isochrone, (Fig. 43), et donc pourrait soit appartenir à une autre série soit avoir été contaminé.

Cet âge de la mise en place de la structure annulaire de Bled M'Dena, est conforme avec l'événement magmatique post-orogénique, d'Aftout et des Eglab (2.07 Ga, Peucat et *al.*, 2005) Ga. Cet évènement a suivi la phase tardi-éburnéenne, de déformation et de métamorphisme régionale qui a affectée la série d'Oued Souss.

Les échantillons analysés présentent des rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ majoritairement faibles (Tableau 15), suggérant que ces roches sont issues d'un manteau appauvri. Ces rapports sont légèrement supérieurs dans les roches basaltiques, ils sont compris entre 0,70179 et 0,70360, alors que dans les andésites et les dacites ces rapports sont respectivement compris entre 0,70194 - 0,70205 et 0,70144- 0,70193. Cet enrichissement du Sr dans les roches basiques pourrait se traduire par l'effet d'une contamination. Par contre dans les roches plutoniques les rapports $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$ sont assez homogènes.

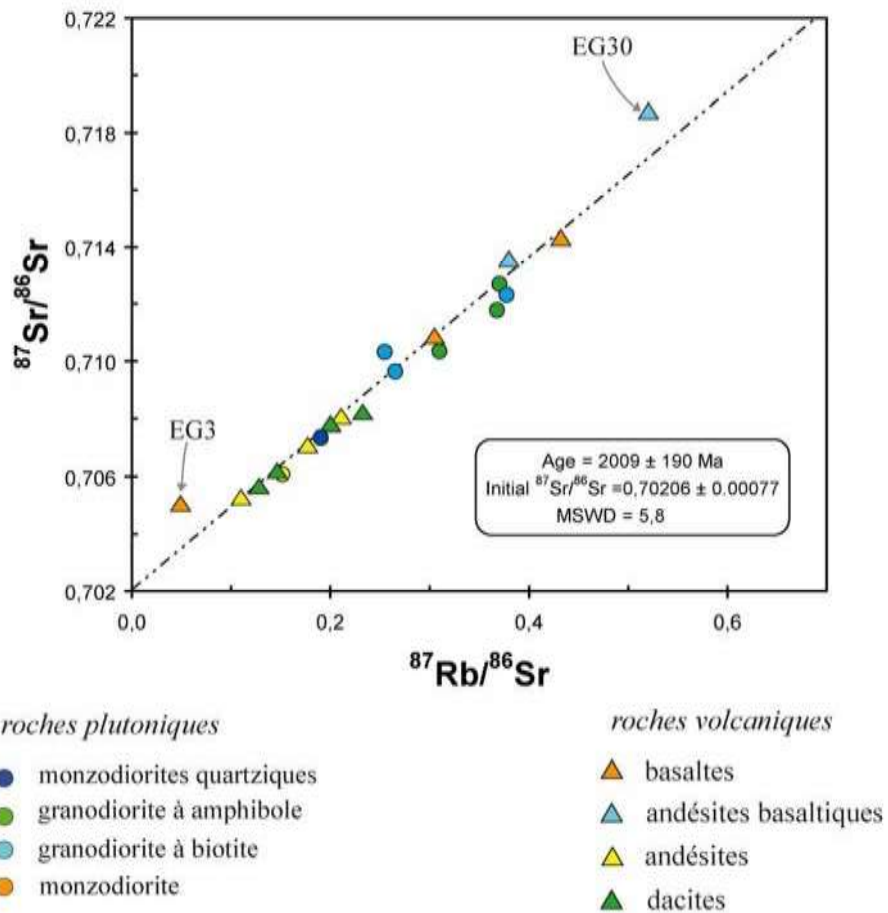


Fig.44 : Représentation isochrone du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ de l'intrusion magmatique de Bled M'Dena

VI.3 Les données isotopiques du Sm et Nd

Le Sm et le Nd sont des éléments de terres rares se retrouvant dans la plupart des silicates, carbonates et phosphates. Un des isotopes de Sm (^{147}Sm) est radioactif et se décompose, après une émission alpha (α), en isotope de ^{143}Nd . Cette particularité permet de dater les roches et d'apporter de nouvelles données sur la genèse des roches ignées. L'évolution isotopique du Nd terrestre est décrite en fonction d'un modèle appelé CHUR (réservoir chondritique uniforme), développé par De Paolo et Wasserburg en 1976. Ce modèle suppose que le Nd terrestre a évolué à partir d'un réservoir uniforme contenant le même rapport Sm/Nd que les météorites chondritiques. Les différences entre les rapports isotopiques sont tellement petites que De Paolo et Wassenburg (1976) ont

introduit le paramètre epsilon (ϵ). Ce paramètre compare la différence entre le rapport initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ d'une suite de roches et la valeur correspondante de CHUR au temps de cristallisation de la roche. Une valeur positive de ϵ indique que les roches proviennent de solides résiduels dans le réservoir, autrement dit que le magma provient d'une source appauvrie. Une valeur négative de ϵ indique que les roches proviennent, ou ont assimilé, des roches crustales plus anciennes.

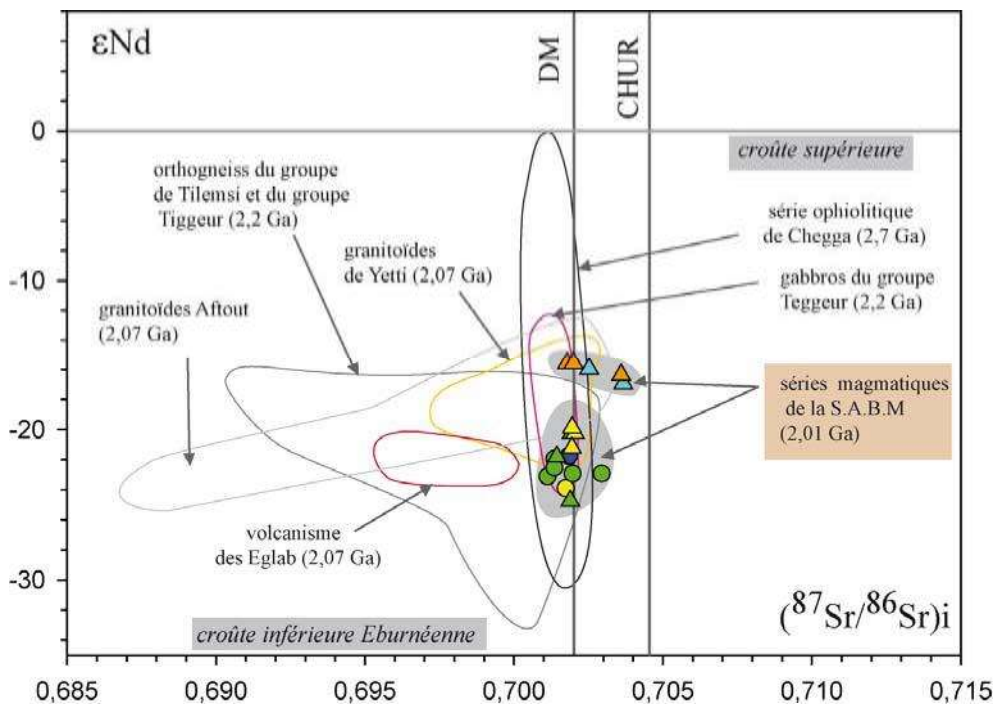


Fig.45 : diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ versus ϵNd des roches magmatiques de la structure circulaire de Bled m'Dena, (S.C.B.M). Les deux séries magmatiques (tholéiitique-transitionnelle et calco-alcaline) s'individualisent clairement. Les champs des séries magmatiques de la Dorsale Reguibat sont tirés des travaux de Peucat et al., 2005.

Les variations de ϵNd sont communément utilisées : 1) pour connaître la composition isotopique de la source des magmas ainsi que son évolution au cours du temps, 2) discerner et quantifier les différents processus magmatiques affectant les liquides primaires lors de leur ascension et différenciation dans le manteau, notamment le processus de contamination par une croûte plus ancienne.

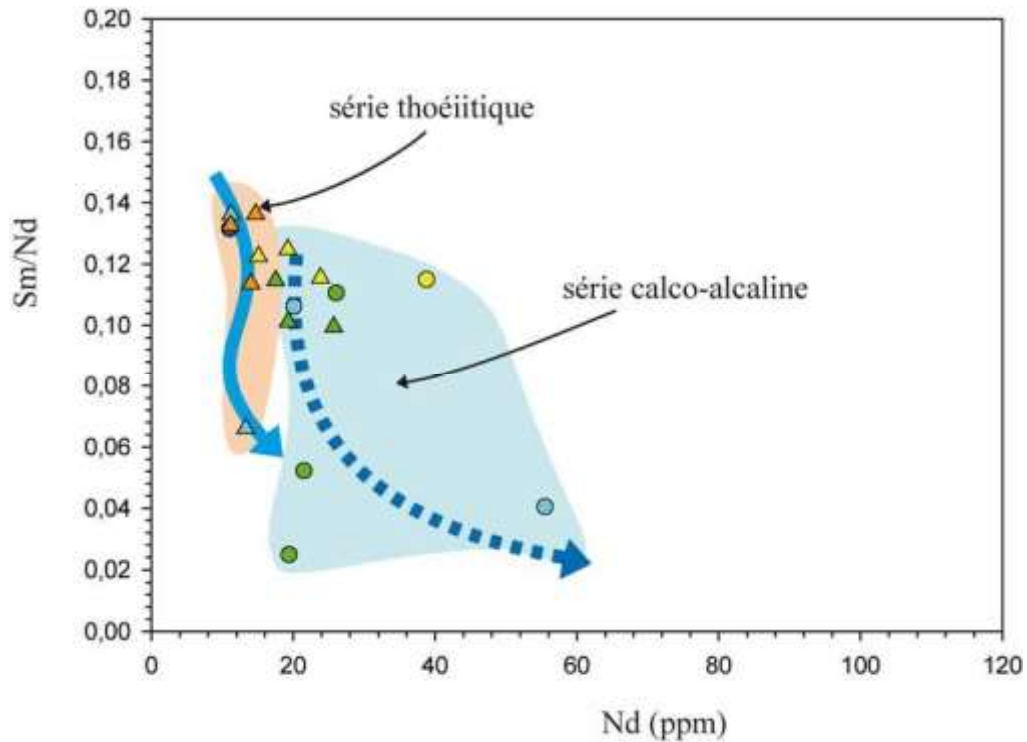


Fig. 46: diagramme Sm/Nd versus Nd (ppm) des séries magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena(même légende que la figure 44)

Les valeurs isotopiques du ϵ_{Nd} analysées, paraissent homogènes, elles varient de -15,58 à -24,71. Alors que les rapports $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{initial}$ sont compris entre 0,70115 et 0,70360. Toutes les roches de la structure, ont des rapports assez homogènes sauf le basalte andésitique (EG30) et le basalte (EG3) qui présentent des rapports assez élevés, ceci pourrait traduire l'ouverture du système au cours d'une intervention métamorphique tardive où autres phénomènes post magmatique.

La figure 44 montre que les roches des deux séries magmatiques de la structure de Bled M'Dena peuvent être considérées comme issues d'une source mantellique commune et donc être considérées comme cogénétiques. Néanmoins on distingue deux groupe : le premier est formé par les basaltes et les basaltes andésitiques, présentant des valeurs de ϵ_{Nd} négatives variant de -15,57 à -16,93, alors que le deuxième groupe, formé par les andésites, les dacites et les granodiorites, montre des valeurs négatives de ϵ_{Nd} plus importantes, variant de -19,86 à 24,73. Ceci pourrait traduire l'effet d'une

contamination qui aurait touché différemment les roches et ce qui impliquerait que la série primitive peut paraître moins affectée par cette contamination.

Les valeurs très basses du rapport ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{initial} et les valeurs de ϵNd indiquent que l'origine de ses roches serait un manteau appauvri, et que le magma au cours de son ascension aurait été contaminé, lors de sa mise en place, par une croûte éburnéenne profonde chimiquement très active. Ce qui pourrait expliquer le découpage entre les isotopes du Sr et Nd, l'un montrant l'origine mantellique pure (le Sr) l'autre montrant l'importance de la contamination à la base de la croûte (le Nd)

Comparées aux autres roches analysées dans les différentes régions des Eglab (Potrel et *al.* 1998 et Peucat et *al.* 2005), les deux séries magmatiques du massif magmatique de Bled M'Dena, présentent des similitudes avec celles des gabbros du groupe de Teggeur (2200 Ma) et les granitoïdes de Yetti (2070 Ma). En revanche les volcanites des Eglab (2070 Ma) et les granitoïdes de Aftout (2070 Ma), qui forme l'encaissant de la structure annulaire de Bled M'Dena, présentent des rapports ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_{initial} nettement plus bas. (Fig.44)

L'âge (2010 Ma) de la mise en place de l'intrusion de Bled M'Dena, montre la postériorité de ce complexe magmatique par rapport aux granitoïdes de Aftout (2070 Ma), Ainsi les volcanites de la structure annuaire de Bled M'Dena appartiennent à une phase volcanique totalement indépendante des volcanites des Eglab.

La figure 45 montre que les deux séries magmatiques ne suivent pas correctement, le sens de la cristallisation, avec la diminution du rapport Sm/Nd, ceci traduirait l'intervention du phénomène de la contamination qui a affecté le liquide magmatique au cours de sa mise en place.

Le comportement du liquide magmatique lors de sa cristallisation montrent deux tendances distinctes, (Fig. 46), la première traduit un mélange qui se manifeste dans la série calco-alcaline où les andésites (EG12a, EG21 et EG22) et la monzodiorite quartzique EGL23 présentent une diminution du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ des termes intermédiaires (andésites et monzodiorites) aux termes les plus évolués (dacites et granodiorites). En revanche dans la série tholéiitique-transitionnelle, formée par les basaltes (EG3, EG19, EGL15) et les basaltes andésitique (EG18 et EG30), le rapport

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ est constant. La série suit un trend montrant un processus de cristallisation fractionnée. Ce résultat coïncide avec celui de la figure 45.

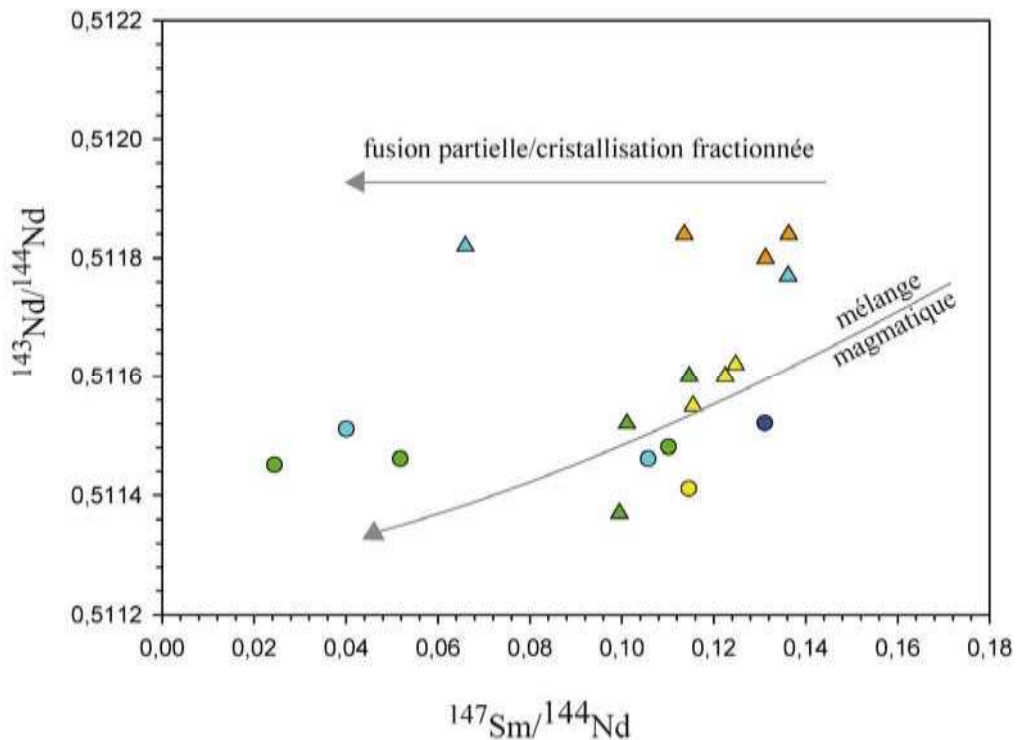


Fig.47: diagramme du $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ des roches magmatiques de l'intrusion de Bled M'Dena (même légende que la figure 44)

VI.4 conclusion

Le magma s'est mis en place vers 2010 Ma, son origine est asthénosphérique (DDM). Cette mise en place a connu deux étapes principales, la première étape est marquée par la genèse du liquide magmatique et sa migration dans la lithosphère, la deuxième étape est caractérisée par l'interaction de ce magma avec une croûte éburnéenne. Cette contamination a, dans un premier temps, partiellement transformé le liquide magmatique primitif (tholéitique-transitionnelle) en un magma calco-alcalin.

Références bibliographiques

| Type de Roche | Echant ^{Rb} | Sr (ppm) | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr | $2\sigma_m$ (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) i | Sm (ppm) | Nd (ppm) | ¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Sm+ ⁴³ Sm/ ¹⁴⁴ Nd (¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) i | ϵ_{Nd} T | Nd CHUR T | NdDM | | | | |
|---------------------------|----------------------|-------------|------------------------------------|------------------------------------|---|-------------|-------------|---|-------------------|-----------|---------|----------------|--------|-----------|------|
| Syénite EGL32 | | 67,7 | 1344,2 | 0,15000 | 0,70610 | 0,000018 | 0,70176 | 7,38 | 38,91 | 0,11473 | 0,51141 | 0,50989 | -23,95 | 2274 | 2665 |
| Monzodiorite quartz. EGL3 | | 74,3 | 1138,7 | 0,19000 | 0,70737 | 0,000011 | 0,70187 | 2,42 | 11,16 | 0,13127 | 0,51152 | 0,50978 | -21,81 | 2591 | 2994 |
| Granodiorite à Bt | EGL22 | 73,8 | 813,8 | 0,26490 | 0,70966 | 0,000014 | 0,70199 | 3,53 | 20,20 | 0,10587 | 0,51146 | 0,51006 | -22,98 | 1970 | 2378 |
| Granodiorite à Bt | EG26 | 123,1 | 949,9 | 0,37750 | 0,71231 | 0,000012 | 0,70139 | 3,70 | 55,60 | 0,0402 | 0,51151 | 0,51098 | -22,00 | 1098 | 1439 |
| Granodiorite à amph. | EG5 | 105,2 | 833,5 | 0,36760 | 0,71179 | 0,000012 | 0,70115 | 0,79 | 19,53 | 0,02460 | 0,51145 | 0,51145 | -23,17 | 1052 | 1368 |
| Granodiorite à amph. | EG10 | 78,9 | 904,7 | 0,25470 | 0,71034 | 0,000017 | 0,70297 | 1,86 | 21,62 | 0,05197 | 0,51146 | 0,51077 | -22,98 | 1240 | 1589 |
| Granodiorite à amph. | EG7 | 101,7 | 957,1 | 0,30990 | 0,71035 | 0,000022 | 0,70138 | 4,77 | 26,19 | 0,11031 | 0,51148 | 0,51002 | -22,59 | 2036 | 2450 |
| Dacite | EG14 78,6 988,8 | | | 0,23270 | 0,70817 | 0,000021 | 0,70144 | 3,23 19,31 0,10112 | | | 0,51152 | 0,51018 -21,81 | | 1778 2198 | |
| Dacite | EGL6 33,3 770,9 | | | 0,12760 | 0,70562 | 0,000013 | 0,70193 | 3,33 17,55 0,11464 0,5116 | 0,51008 -20,25 | | | | | 1922 2374 | |
| Dacite | EGL19 37,6 755,9 | | | 0,14650 | 0,70613 | 0,000018 | 0,70189 | 4,23 25,75 0,09949 | | | 0,51137 | 0,51005 -24,73 | | 1982 2365 | |
| Andésite | EG22 30,9 850,0 | | | 0,11000 | 0,70523 | 0,000012 | 0,70205 | 3,12 15,11 0,12248 0,5116 | 0,50998 -20,25 | | | | | 2124 2576 | |
| Andésite | EG21 51,3 712,8 | | | 0,21080 | 0,70805 | 0,000016 | 0,70195 | 3,90 19,24 0,12476 | | | 0,51162 | 0,50997 -19,86 | | 2149 2608 | |
| Andésite EG12a | | 70,9 | 1174,7 | 0,17720 | 0,70707 | 0,000024 | 0,70194 | 4,56 | 23,87 | 0,11549 | 0,51155 | 0,51002 | -21,22 | 2035 | 2471 |
| basalte and. | EG18 59,8 456,5 | | | 0,38000 | 0,71352 | 0,000016 | 0,70252 | 1,45 13,30 0,06596 | | | 0,51182 | 0,51095 -15,96 | | 954 1370 | |
| basalte and. | EG30 29,0 163,1 | | | 0,52000 | 0,71872 | 0,000012 | 0,70367 | 2,53 11,23 0,13616 | | | 0,51177 | 0,50997 -16,93 | | 2177 2697 | |
| Basalte | EGL5 66,3 446,6 | | | 0,43200 | 0,71429 | 0,000016 | 0,70179 | 3,32 14,73 0,13629 | | | 0,51184 | 0,51004 -15,57 | | 2007 2566 | |
| Basalte | EG19 51,4 492,0 | | | 0,30480 | 0,71082 | 0,000012 | 0,70200 | 3,16 14,05 | | 0,113591 | 0,51184 | 0,51034 -15,57 | | 1461 1988 | |
| Basalte | EG3 13,4 831,8 | | | 0,04920 | 0,70502 | 0,000016 | 0,70360 | 2,42 11,16 0,13127 0,5118 | 0,51006 -16,35 | | | | | 1946 2484 | |

Tableau 24 : compositions isotopiques Rb- Sr et Sm-Nd des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, les données sont calculés pour un âge de 2,009Ga

Chapitre VII

**Conclusion Générale :
Géotectonique et modèle de mise en place**

VII.1 géotectonique

Pour comprendre l'environnement tectonique de la mise en place de la structure annulaire de Bled M'Dena, nous retiendront deux caractères cartographiques essentiels : 1- la forme circulaire, presque parfaite d'environ 6 km de diamètre. Cette forme est probablement un indice de sa mise en place dans un milieu plastique, (Bonin, 2003), 2- la postériorité de la structure par rapport au granite Aftout, formant ainsi l'encaissant.

La structure annulaire de Bled M'Dena, se caractérise par la mise en place de deux séries magmatiques. Nous allons essayer d'intégrer cette mise en place dans un cadre géotectonique régionale. Nous placerons dans les diagrammes géotectoniques qui suivent, à titre comparatif, les champs de la structure annulaire de Gara Djebilet (Tabeliouna et *al.*, 2008), la structure annulaire de Dj. Drissa (Kahoui, 1988) et le magmatisme Aftout.

L'utilisation du diagramme de Pearce, 1986, (Fig. 49) montre le rapprochement du magmatisme de la structure de Bled M'Dena aux granites d'arc volcaniques (VAG). Cette position coïncide avec le domaine post collisionnel, où sont associés les granitoïdes d'Aftout et le magmatisme des structures annulaires de Gara Djebilet et Dj. Drissa.

Les analyses de la structure annulaire de Bled M'Dena, projetées dans le diagramme de Meschede, 1986 (Fig. 50), coïncident avec les domaines des tholeiites intraplaque (AII et C) et à la limite du domaine magmatisme alcalin intraplaque (AI). Cette situation géotectonique est globalement reprise dans les séries magmatiques de la structure annulaire de Gara Djebilet ainsi que dans les granitoïdes d'Aftout. En revanche le magmatisme de la structure annulaire de Dj. Drissa coïncide beaucoup plus aux domaines N-MORB et au magmatisme tholéiitique intraplaque.

Cette situation des roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena dans les diagrammes géotectoniques des figures 49 et 50, coïncident avec sa mise en place vers 2010 Ma au cours du soulèvement qui a touché la région pendant une phase géodynamique distensif. Ce phénomène est responsable du magmatisme tardi à post-orogénique Aftout-Eglab vers 2070 Ma (Peucat et *al.*, 2005).

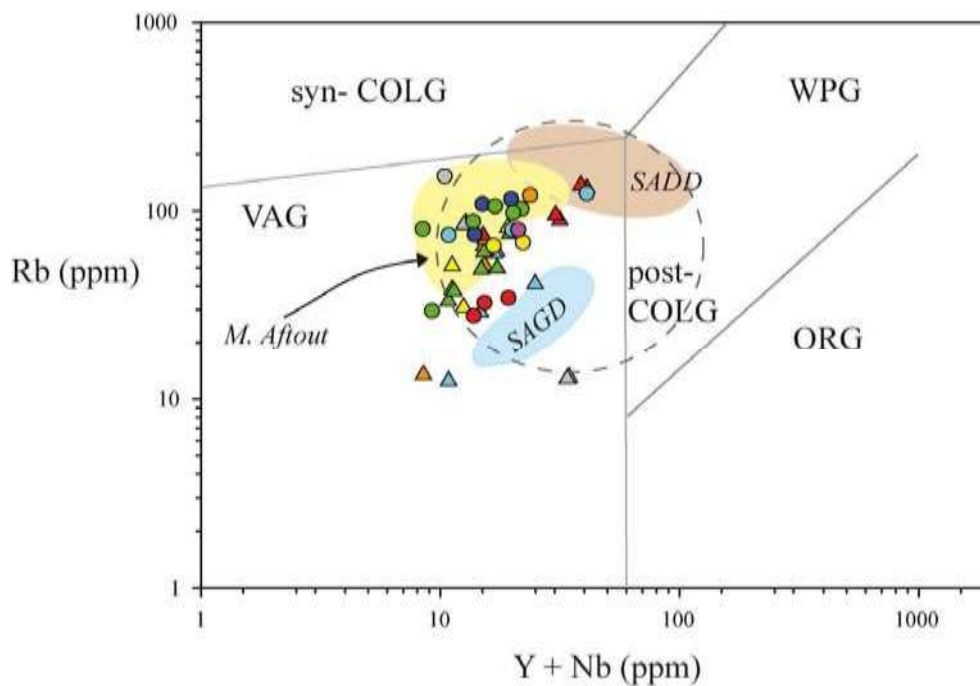


Fig. 48: diagramme Rb (ppm) versus Y+Nb (ppm), d'après Pearce, 1996. Les roches magmatiques de la structure annulaire de Bled M'Dena, coïncident avec les champs des clinopyroxénites de Gara Djebilet (SAGD) et du magmatisme Aftout (M. Aftout), le domaine magmatique post-collisionnelle (VAG : volcanic arc granite), par contre le champ de la structure annulaire de Djebel Drissa (SADD) est sur la limite des granite d'arc volcanique (VAG) est des granite intraplaque (WPG : within plate granite).

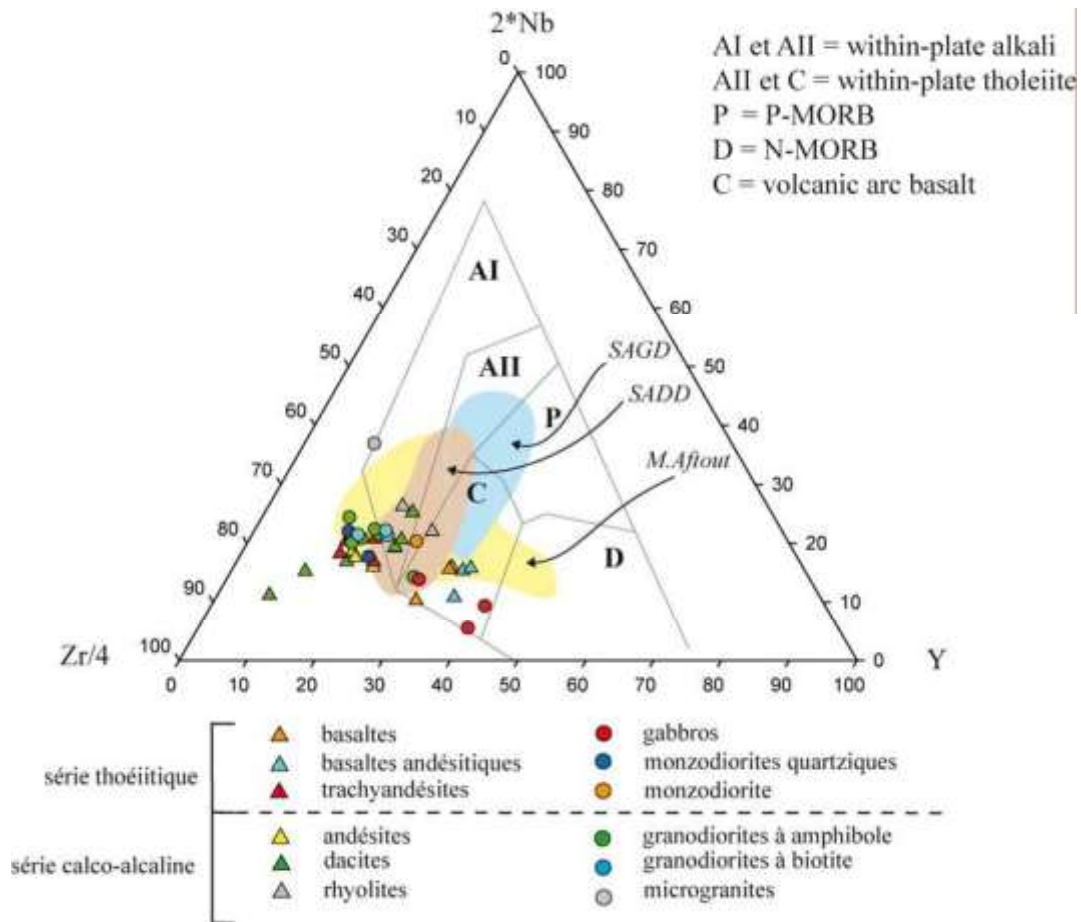


Fig. 49 : diagramme Y versus $2 \cdot Nb$ versus Zr/4 (Meschede, 1986). Les champs de la structure annulaire de Gara Djebilet (SAGD) coïncide avec celui de la structure annulaire de Bled M'Dena, par contre celui de la structure annulaire de Dj. Drissa (SADD) coïncide beaucoup plus aux champs P-MORB et aux tholeiites intraplaque. Le champ du magmatisme d'Aftout (M. Aftout) est plus vaste, il globalement situé dans le champ des C et AI et AII.

VII.2. discussion

Les plus anciennes roches identifiées dans les terrains Paléoproterozoïque des Eglab sont datées à 2732 ± 4 Ma (in Peucat et al., 2005). Ce sont des vieilles reliques océaniques. Ils sont intercalés avec des amphibolites semblables aux basaltes de bassins marginaux, ces roches sont interprétées comme une relique d'une croûte océanique archéenne, qui serait préservé du recyclage dans le manteau par un phénomène d'obduction. Ce processus pourrait être à l'origine d'un arc ophiolitique archéen.

La faible croissance de la croûte à 2700 Ma (Kouamelan, *et al.*, 1996, 1997 ; Potrel *et al.*, 1998) dans le craton ouest africain suggère que la relique océanique (2730 Ma) du massif des Eglab, pourrait être associées à un rifting et une océanisation dans le vieux craton entre 3000 et 3600 Ma, pendant l'événement libérien.

Dans la région des Eglab, plus précisément, de l'ouest vers l'est, le volcanisme de la série d'Oued Souss, et de la partie occidentale d'Akilet Deïlel, montre une nature calco-alcaline correspondant à une marge active. L'augmentation de la proportion du K vers la partie orientale du massif des Eglab suggère la polarité de la subduction (Sabaté, 1978). Ces roches correspondent à une étape magmatique orogénique, mise en place pendant un épisode de subduction à 2087 ± 9 Ma., (Sabaté, 1978). Les roches basiques étudiées par Azzouni-Sekkal (1976) seraient contemporaines de ce contexte géodynamique de marge continentale active ou d'arc insulaire.

Des mouvements compressifs poussent le massif des Eglab vers l'ouest au-dessus du massif de Yetti. Cette subduction a fonctionné jusqu'au collage des deux unités (Sabaté, 1973). En effet, les données paléomagnétiques indiquent que les massifs de Yetti et des Eglab présentent des polarités semblables pendant la mise en place du magmatisme Aftout (Lefort *et al.*, 2004). Cette situation convergente serait bloquée vers 2009 Ma. (Peucat *et al.*, 2005), où les formations volcano-sédimentaires (Oued Souss et Akilet Deïlel) seront plissées. Cette phase compressive est suivie par une phase distensive probablement déclenchée dans un bassin d'arrière arc⁶ au cours de la phase de rapprochement entre les deux massifs Yetti et Eglab.

La mise en place des structures annulaires, liés aux calderas, se formeraient près de la surface, sur la zone axiale de la protubérance créée par distension et résulteraient de fracturations coniques à pendages centripète. La chambre magmatique de la structure annulaire de Bled M'Dena serait à une profondeur de 9,01 Km, (d'après la formule de Bonin, 1995⁷). La distension généralisée se marque, dans la région, non seulement par la présence de complexes annulaires, mais également par des essaims filoniens disséminés

⁶ Le déclenchement de cette distension est contemporain ou antérieur à la mise en place du régime compressif responsable du rapprochement des unités Yetti-Eglab

⁷ La profondeur de la chambre magmatique d est directement liée à la dimension du complexe annulaire : $d = R \sqrt{2 + d'}$ (d = profondeur de la chambre magmatique, R = rayon du complexe annulaire et d' = profondeur du toit du complexe généralement compris entre 1 et 4 km)

dans la région. En effet les séries précambriennes du Yetti et Eglab sont traversées par des filons de directions variées : N00°, N40°, N130° et N160°.

Dans le chapitre IV, nous avons montré par la géochimie, la cohabitation de deux séries magmatiques, une série tholéiitique, mise en place surtout sur la périphérie de la structure et une série calco-alcaline occupant le centre de la structure. La géochimie des éléments majeurs et traces des roches de la série tholéiitique, montre qu'elles sont précoces, elles sont caractérisées par 1) des spectres des terres rares ne présentant aucunes (ou/très faible) anomalies négatives en Eu, 2) des concentrations en MgO, Fe₂O₃, TiO₂ et Ni plus importantes que le reste des roches de la structure. Ces caractères indiquent que leurs compositions se rapprochent du magma parental.

Les caractéristiques des terres rares, montrent un parallélisme dans le fractionnement des différents faciès de la structure. Ils présentent une pente négative soulignant un enrichissement relatif des éléments les plus incompatibles. Ce comportement confirme l'ordre de la cristallisation des phases minérales étudiées dans le chapitre II, ainsi que le comportement des éléments majeurs dans les diagrammes de Harker (Fig. 34) et les éléments traces (Fig. 39). Cette convergence des comportements, milite pour une origine génétique commune des roches de la structure de Bled M'Dena.

Les valeurs très basses du rapport (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_{initial} et les valeurs de εNd indiquent que l'origine de ses roches serait un manteau appauvri, qui aurait été contaminé, lors de sa mise en place, par une croûte ancienne.

L'âge de la mise en place de la structure annulaire de Bled M'Dena (2010 Ma), montre la postériorité de ce complexe magmatique par rapport aux granitoïdes de Aftout^s âgés de 2070 Ma, (in Peucat et al. 2005)), formant l'encaissant de cette structure magmatique. D'autres évènements magmatiques sont également liés à l'évènement Aftout, les clinopyroxénites et les gabbros associées de la structure annulaire Gara Djebilet (Tabeliouna et al., 2008), des granites peralcalins de la structure annulaire de Dj. Drissa datés par la méthode d'évaporation des zircons à 2076 ± 16 Ma (Kahoui et al., 1996), et les dykes de lamprophyres (Buffière et al., 1965).

^s Le magmatisme Aftout est un processus complexe, sa mise en place s'est étalée sur une longue période. Cartographique nous avons constaté une grande variété de faciès, dont leur mise en place obéirait à plusieurs régimes tectoniques.

Le complexe magmatique de Bled M'Dena s'est mis en place dans les derniers stades ou juste après le magmatisme calco-alcalin responsable de la mise en place du granite Aftout.

La reconstitution schématique de l'histoire de la structure annulaire de Bled M'Dena, est marquée par plusieurs étapes :

Etape 1 : une quantité de liquide magmatique prend naissance à la limite de l'asthénosphère, par les chutes de pression locale et augmentation de température, (Fig. 51 A). Les basaltes primaires, riches en MgO, sont fréquemment stoppés à l'interface manteau-croûte, en raison d'une inversion du contraste de densité entre le liquide basaltique et l'encaissant. La cristallisation fractionnée en base de croûte génère des liquides basaltiques différenciés.

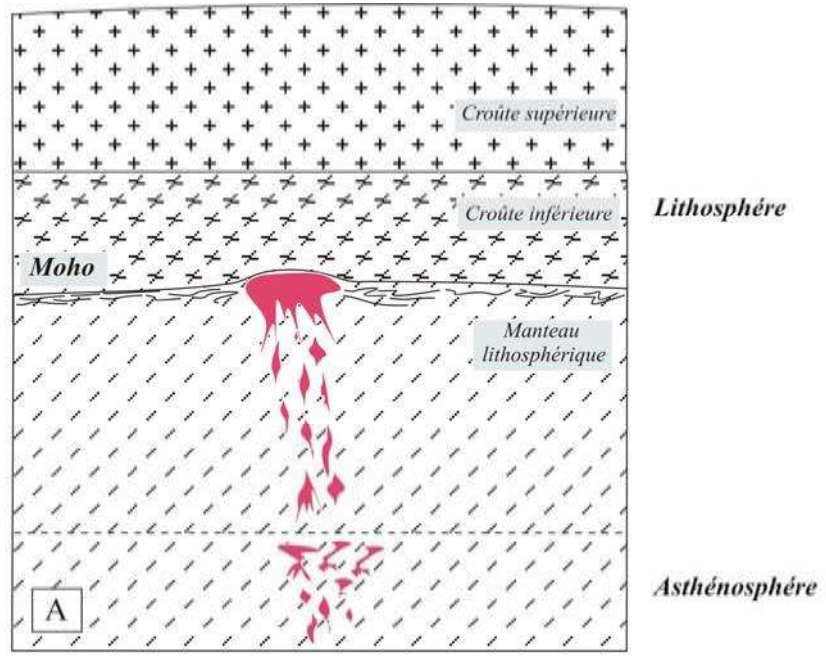
Etape 2 : Par la force gravitationnelle ce volume de liquide magmatique va s'élever et se bloquer sous la lithosphère (Fig. : 51 B). L'augmentation du volume du liquide sous le piège, jointe à leur faible densité, provoque et/ou accompagne un bombement régional qui se fait sentir dans toute la lithosphère. L'ensemble des liquides de faible viscosité, va, par le jeu des contrastes de densités dans la lithosphère, monter dans la zone plastique. La remontée du magma primaire vers la surface n'est donc pas directe, et il peut interagir avec les roches encaissantes. L'interaction se traduit par des échanges de chaleur et la fusion de l'encaissant, qui sera digéré par le magma hôte ainsi la transformation de la nature chimique commence à s'opérer. Le panache mantellique se superpose donc à la marge continentale active ou à l'arc insulaire (Peucat et al. 2005). Il y a alors incorporation, brassage et recyclage des roches calco-alcaline préexistantes.

Etape 3 : c'est une étape hypovolcanique, à la limite de la zone cassante de la croûte, les corps diapiriques se bloquent, car la résistance du matériel encaissant dépasse la force produite par l'énergie interne du magma. Les phénomènes de réajustement du diapir dans son encaissant, la surpression et la surchauffe vont agir sur la croûte cassante, à l'aplomb du dôme, où se formera la caldera en surface. Le magmatisme sera dans un premier temps uniquement de nature tholéiitique. La chambre se vide d'une partie de son magma, subira, lors des poussée vers le haut, un où plusieurs effondrement de son toit qui alimentera le magma restant et transformera ainsi sa nature (Fig. 51 D). Chaque baisse de pression s'accompagne d'une subsidence de blocs, d'où l'augmentation du taux de la contamination

dans la chambre magmatique. La mise en place du magmatisme calco-alcalin témoignent d'une importante contamination (Fig. 51 F).

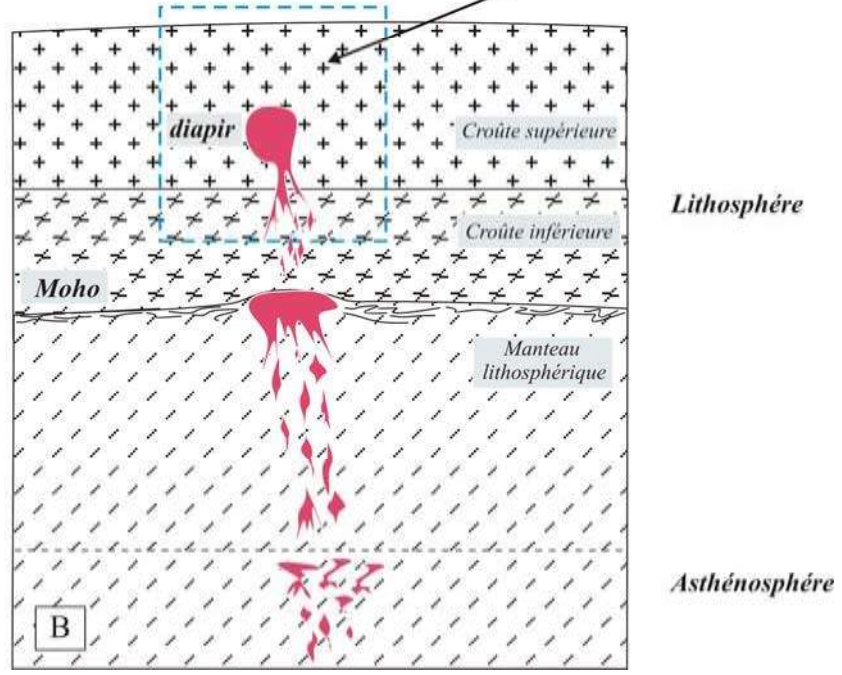
Deux grandes étapes dans l'évolution des magmas peuvent être distinguées : la première concerne des liquides basiques plus évolués que les basaltes primaires, la seconde concerne des liquides granodioritique à syénitiques, leur différenciation se réalise dans un réservoir crustal.

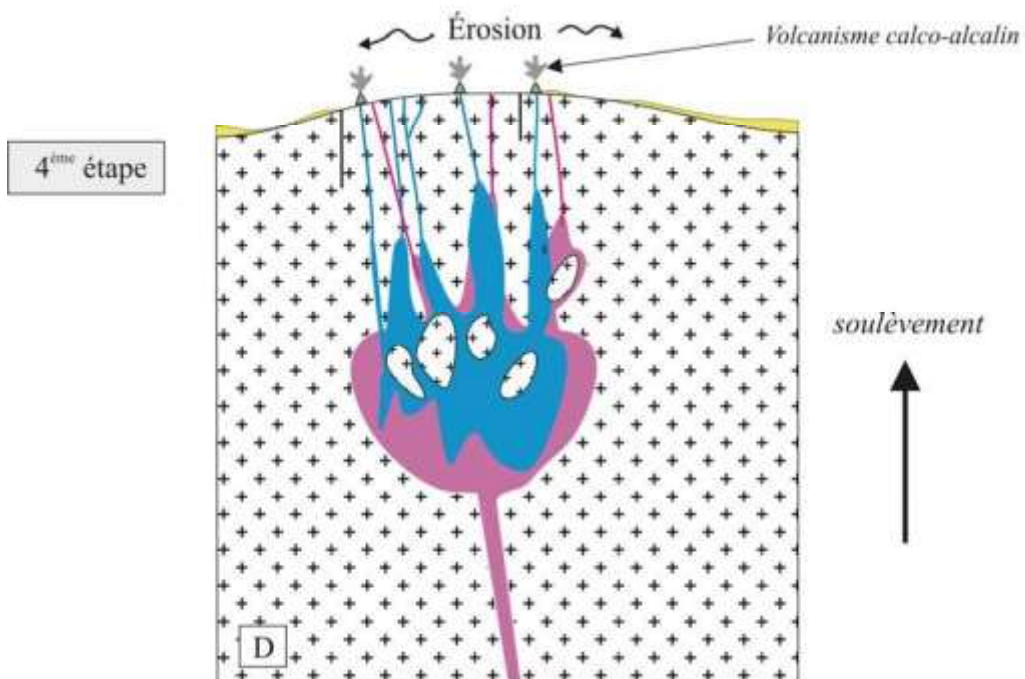
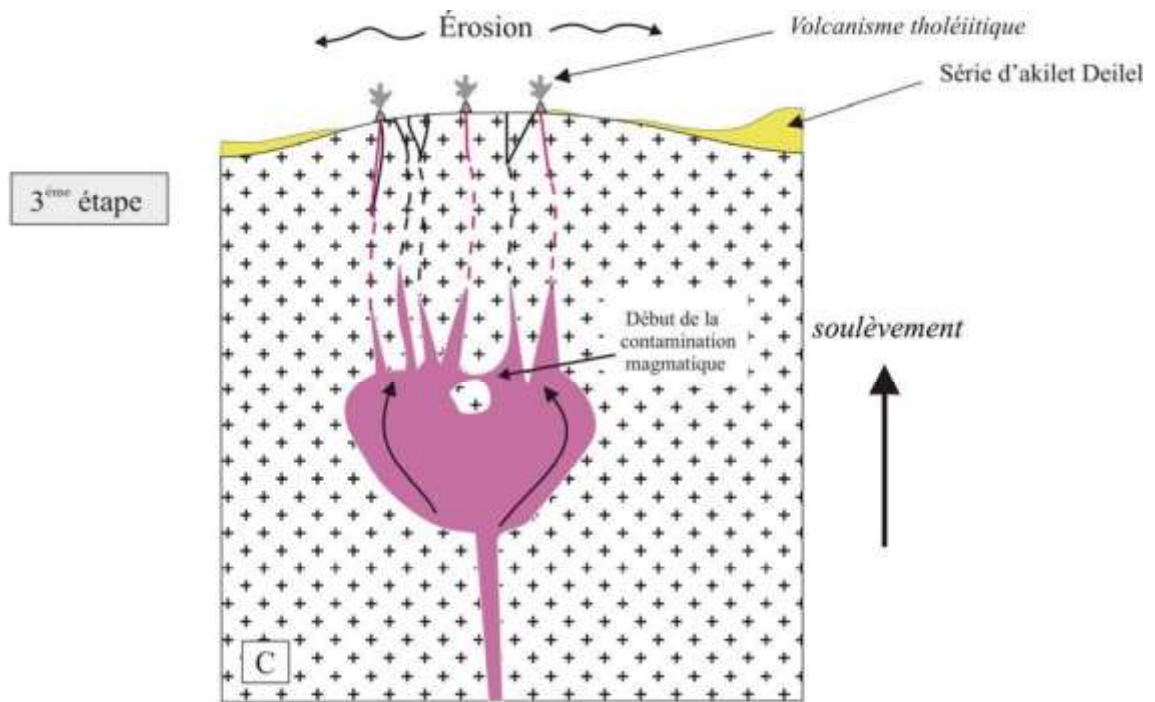
1^{ère} étape



Détail du carré dans la Fig.51 C

2^{ème} étape





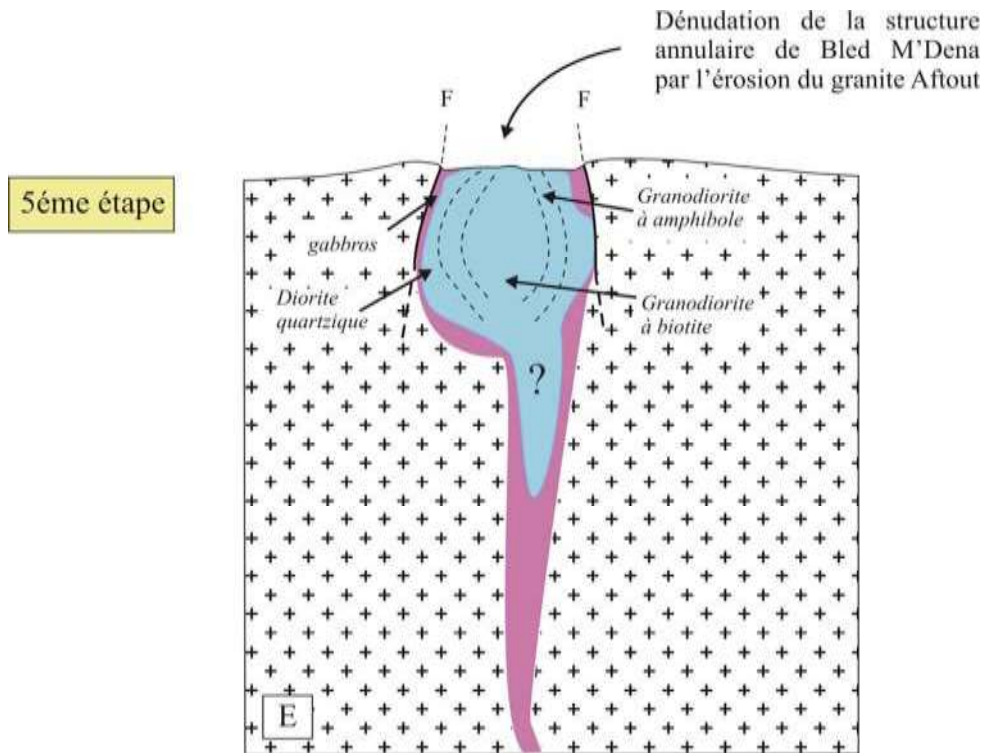


Fig. 50: modèle de mise ne place de la structure annulaire de Bled M'Dena, A : étape asthénosphérique, B: le magma faible viscosité, va monter dans la zone plastique, par contraste de densité C : de la mise en place d'un deuxième chambre magmatique et accélération de l'érosion sous l'effet du soulèvement, D : déclenchement de la contamination magmatique, E : montée du magma contaminé et mise en place d'un volcanisme calco-alcalin, F : dénudation de la structure par érosion.

Références bibliographiques

- Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarede, F., (1990).** A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* 95, 17605– 17629.
- Aifa T. Lefort J.P., Drarni A. (2001).** New Paleopoles at 1,4 – 1,9 Ga from Dykes Swarms of the West African Craton: Paleomagnetic Contribution to the Accretionary Phase of Rodenia, *Gondwana Research*, vol. 4, Issue 4, pp 373-385
- Aifat T. Lefort J.P., Ouddane M., Calza F., (1993).** Mise en évidence d'antiformes générées en régimes extensif sur la marge orientale du craton Ouest-Africain (région des Eglab): arguments paléomagnétiques et gravimétriques. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 4, n° 2, p.123-136
- Aifat T., Ouddane M., (1995).** Paléomagnétisme et magnétisme des roches dans les filons du domaine Yetti-Eglab (dorsale Reguibat, Algérie): résultats préliminaires. Rapport d'activité (inédit), *université de Rennes1*, 50p.
- Aifat T., Ouddane M., Lefort J.P., (1993).** Modélisations géophysiques des filons N-S du Yetti-Eglab (sahara occidental algérien): résultats préliminaires. Rapport d'activité (inédit), *université de Rennes1*, 44p.
- Allègre C., (2005).** Géologie isotopique, *édition Belin ISSN 1158-3762 pp.495*
- Allen J.C., (1978).** Amphiboles in andesite and basalt: II. Stability as a function of P-T-fH₂O-fO₂, *American Mineralogist*, vol. 63, pp. 1074-1087.
- Allen J.M. and Goldie R. (1978).** Coexisting amphiboles from the Noranda area, Quebec: extension of the actinolite-hornblende miscibility gap to iron-rich bulk compositions, *American Mineralogist*, vol. 63, pp. 205-209
- Auchapt, A., Dupuy, C., Dostal, J., Kanika, M., (1987).** Geochemistry and petrogenesis of rift-related volcanic rocks from South Kivu_Zaire. *Journal. Volcanol. Geotherm. Res.* 31, 33–46.
- Aurécac J.B., Gleizes G. Diot H. et Bouchez J.L. (2004).** Le complexe granitique de Quérigut (Pyrénées, France) ré-examiné par la technique de l'ASM : un pluton syntectonique de la transpression dextre hercynienne, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t.175, n° 2 pp. 157-174
- Azzouni-Sekkal A. (1976).** Les stocks plutoniques basiques de la jointure «Yetti-Eglab ». *Thèse Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Alger*, 99 p.
- Azzouni-Sekkal, A., Debabha, F., Ikhlef, F., (2003).** Malignites et syénites mésocrate associées, stock plutonique sud Tinguicht, zone de jointure Yetti-Eglab (Dorsale Reguibat Algérie). *Bull. Serv. Geol. Algérie* 14, 79–95.
- Ba H., Black R., Benziane B., Diombana D., Hascoet-Fender J., Bonin B., Fabre J., et Liégeois J.P. (1985).** La province des complexes annulaires alcalins sursaturés de l'Adrar des Iforas, Mali, *Journal of African Earth Sciences*, Vol.3, N° 1/2, pp.123-142
- Barbier Y. (1966).** Contribution à l'étude géologique de la structure des Gleibaat Dekhen et du Guelb Raoui (Région d'Akjoujt- Mauritanie occidentale), *Thèse, Faculté des Sciences d'Orsay*, 47p.
- Barbarin B. (1990).** Granitoids: main Petrogenesis classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journal*, volume 25, pp. 227-238
- Barbarin B. (1999).** A Review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments, *Lithos*, vol.46, n°3 pp. 605-626
- Barbray P. (1974).** Etude pétrologique d'une série volcano-sédimentaire catazonale archéenne Le groupe de Temmimichate Tsabya (Mauritanie du Nord), *Thèse, UER Sc. De la Terre*, 105p.
- 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 Univ. Clermont-Ferrand, Editions Mémoires du BRGM.*, n° 47, 278p.
- Bassot J.P., Bonhomme M. Roques M. et Vachette M. (1963).** Mesures d'âges absolus sur les séries précambriennes et paleozoïques du Senegal oriental, *Bull. de la Société Géologique de France*, 5,3, pp. 401-405
- Baudin T. (1993) :** Rapport de la mission de terrain dans les Eglab et le Yetti. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n°8, pp. 53-60, 199
- Bergantz G.W. (2000),** On the dynamics of magma mixing by reintrusion : implications for the pluton assembly processes, *journal of Geology*, vol.22, pp.1297-1309

- Bertrand-Serfati, J. (1972),** Stromatolites columinaires du Précambrien supérieur (Sahara nord-occidental), *Publication CNRS, Thèse ès Sciences Université de 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*
- Bertrand-Sarfati, J., Moussine-Pouchkine, A. Ould Mafoud, A. (2002).** Molar tooth and vermicular structures in Neoproterozoic carbonates of Western Africa (Mauritania, Mali, Algeria), *Newsresearch, Unesco/IUGS IGCP 447, Pékin, Chine*
- Bessoles B. (1977).** Géologie de l'Afrique : le craton ouest Africain. *BRGM, n°88.*
- Béziat D., Bourges F., Debar P., Lompo M., Martin F., Tollon F., (2000),** A paleoproterozoic ultramafic-mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island-arc volcanic activity in the West African craton, *Precambrian Research, vol.101, issue 1, pp.1-78*
- Blanchot A. (1953).** Le Précambrien de la Mauritanie occidentale (esquisse géologique), *Bull. Dir .Fed. et Soc. A.O.F. n°17, p.308*
- Boher M. (1991).** Croissance crustale en Afrique de l'Ouest. *Mémoire du BRGM.*
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albar`ede, F., Arndt, N.T., (1992).** Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res. 97, pp.345-369.*
- Black, R., et Liégeois, J.-P., (1993).** Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. *J. Geol. Soc. London 150, pp.89-98.*
- Bonhomme M. (1962).** Contribution à l'étude géochronologique de la plate forme de l'Ouest africain. *Thèse Univ. Clermont Ferrand, n°5, Géol. Minéral., 62p.*
- Bonin B. (1972) :** Le complexe granitique subvolcanique de la région de Tolla-Cauro (Corse). *Thèse Doc. 3^{ème} cycle, Paris VI, p.127*
- Bonin B.(1974):** Hypersolvus subvolcanic complexes and the youthful atlantic basin. *Géol. Médit., 1, pp. 139-142.*
- Bonin B., Vellutini P. (1976) :** Vue générale sur les complexes alcalin de Corse. *Bull.Soc.Géol.Fr. 18, pp. 1207-1208.*
- Bonin B. (1977):** Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse:caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. Géol. Fr., 19, pp. 865-871.*
- Bonin B., Lameyre J. (1978) :** Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. *Bull. Soc. Géol.Fr., 20,pp.45-59.*
- Bonin B. (1980):** Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. *Thèse Doct. D'Etat, Univ. P.-et M.Curie.p.756.*
- Bonin B. (1982) :** Les Granites des Complexes Annulaires. *Manuels et Méthodes 4, B.R.G.M, Orléans, p. 183*
- Bonin B. (1998).** Alkaline Rocks and Geodynamics, *Tr. J. of Earth Sciences, 7,pp. 105-118*
- Bonin B. et Sørensen H. (2003):** Microsyenite from Lake Mykle, Oslo Rift: Subvolcanic rocks transitional between larvikite and nordmarkite, *NGU-BULL. 441, pp.17-24.*
- Bonin B. et Sørensen H. (2003):** The Granites of the Mykle region in the Southern part of the Oslo igneous Province, Norway, *NGU-BULL. 441, pp.17-24.*
- Bourmatte A. (1975),** Carte Gravimétrique du Tanezrouft (Anomalie de Bouguer), *CNRS-ONRS-ORSTROM-SONATRACH.1 Feuille*
- Bowden P., Black R., Martin R.F., Ike E.C., Kinnaird J.A. et Batchelor R.A. (1987).** Niger-Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of Phanérozoic anorogenic mid-plate magmatism, *Geological Society, London, Special Publications vol. 30, p. 357-379*
- Bronner G. (1992).** Structure et évolution d'un craton archéen : la dorsale Réguibat occidentale (Mauritanie) ; tectonique et métallogénie des formations ferrifères *Orléans Editions du B.R.G.M., 48p ISBN2715905378*
- Brown W. Moreau C. et Demaiffe D. (1989),** An Anorthosite Suite in a Ring Complex: Crystallisation and

- Emplacement of an anorogenic Type from Abontorok, Air, Niger, *Journal of Petrology*, Vol. 3, Number 6, pp 1501-1540
- Buffière J.M., Fahy J.C. et Petey J. (1966).** Sur l'ensemble Yetti-Eglab et sur la couverture infratilitique en territoire algérien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, n° 262, pp. 1513-1516.
- Buffière J.M., Fahy J.C. et Petey J. (1967).** Les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidentale), *C.R.Acad.Sc.Paris*, t. 264? p. 197-199
- Buffière J.M., Fahy J.C. et Petey J. (1965a).** Etude géologique de la partie orientale de la dorsale Reguibat, région des Eglab et secteur Nord du Yetti. *Rapp. Inéd. (SERMI), Paris, Déc. 1965, n° ALG. 63-09-IV, 230p.*
- Buffière J.M., Fahy J.C. et Petey J. (1965b).** Notice explicative de la carte géologique à 1/500000 de la région des Eglab et la bordure Nord du Yetti. *S.E.R.M.I., Paris, 38 p.*
- 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
- Caby R. (1982).** Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segments pan-africain du Hoggar central (Algérie), *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXIV, n°4, pp.677-684
- Chapman C.A.(1962):** Bays of Maine igneous complex. *Géol.Soc. amer.Bull.*, 73,pp.883-888.
- Chapman C.A.(1966):** Paucity of mafic ring-dykes –evidence for flooded polymagmatic chambers.*Amer.j.Sci.*,264,pp.66-77.
- Chapman C.A.(1968):** A comparison of the Main Coastal plutons and the magmatic central complexes of new Hampshire. In: *Stadies on Appalachian géology. Northern and maritime*, E-an Zen, W.S. White, J.B. Hadley, J.B. Thompson Jr. Ed., *Interscience publ., N.Y.*,pp.385-396.
- Chardon, D., 1997.** Les déformations continentales archéennes, exemples naturels et modélisation thermomécanique. *Mem. Geosci. Rennes* 76, 257 pp.
- Charlier B.L.A, Bachmann O., Davidson J.P., M. A. Duncan M.A. et Morgan D.D. (2007).** The Upper Crustal Evolution of a Large Silicic Magma Body: Evidence from Crystal-scale Rb6Sr Isotopic Heterogeneities in the Fish Canyon Magmatic System, Colorado, *Journal of Petrology Vol. 48, N° 10, pp. 1875-1894*
- Charter I. Mathison and Richard A. Booth.(1990):** Macrorhythmically layered gabbro-norites in the Windimurra gabbroid complex, Western Australia. *lithos*, 24 (1990), 171-180, Elsevier science publishers B.v,Amsterdam-Printed in the Netherlands.
- Chotin P., Giret A., Rampnoux J.P., Rasplus L. Suminta, et Priyomarsono S. (1984),** Etude de la fracturation dans l'île de Java, Indonésie, *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXVI, n°6, pp.1325-1333
- Choubert G., Faure-Muret A. et Charlot R. (1968).** Le problème du Précambrien en Afrique Nord-occidentale. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam. Fr.*, (2), n°4, pp. 289-311.
- Christiansen E.H.,Stuckless J.S.,Funkhouser-Marolf M.J. et Howell K.H. ,** Petrogenesis of rare-metal granites from depleted crustal sources: an example from cenozoic of western Utah, USA, recent advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits, pp. 307-321
- Christofides G., Perugini D., Koroneos A., Soldatos T., Poli G., Eleftheriadis G., Del Moro A. et Neiva A.M., (2007).** Interplay between geochemistry and magma dynamics during magma interaction: An example from the Sithonia Plutonic Complex (NE Greece), *Lithos* 95, pp. 243–266
- Clauer N, Bonhomme M., (1971) :** Preliminary rb/sr dating in the upper precambrien near Atar (Mauritanie). *Colloque Européen de Géochronologie Bruxelles, 6-10. september 1971. Ann. Soc. Géol. Belg. , 94, p. 109.*
- Clauer N., (1973) :** Utilisation de la méthode rb/sr pour la datation des niveaux sédimentaire du précambrien supérieur de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental) et la mise en évidence des transformations précoce de minéraux argileux. *In réunion Ann. Sci. Terre, paris, 19-22, pp.134.*
- Clifford T.N. (1970).** The structural frame work of Africa in African magmatism and tectonics. *Edited by Clifford and Cass, Oliver and Boyd, Edinburgh, pp.1-26.*
- Cole J.W., Milner D.M., Spinks K.D, (2005),** Calderas and caldera structures: a review, *Earth-Science Reviews* 69 1 –26

- Cordani U.G., Brito-Neves B.B. et D'Agralla-Filho Manoel, (2003)**, From Rodenia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America, *Gondwana Research Volume 2*, n°2, pp. 275-283
- Cottin J.Y., Lorand J.P., Agrinier P., Bodinier J.L. Liégeois J.P., (1998)** Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the laouini layered intrusions (pan-African belt, Hoggar, Algeria): evidence for the post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust, *lithos volume 45, issues 1-4*, pp. 197-222
- Czamanske G.K. and Bohlen S.R. (1990)**, The Still water Complex and its anorthosites: An accident of magmatic underplating, *American Mineralogist*, volume 75, pages 37-45
- Dantas C., Ceuleneer G., Gregoire M., Python M., Freyrier R., Warren J. et Dick H.J.B. (2007)**, Pyroxenites from the Southwest Indian Ridge, 9-16°E : Cumulates from Incremental Melt Fractions Produced at the Top of a Cold Melting Regime, *Journal of Petrology*, volume 48, n°4, pp. 647-660
- De La Roche H. (1972)**. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre Nancy*, *IXVII*, n°1 et 2, pp. 31-46.
- De La Roche H. (1972)**. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. *Sci. de la Terre Nancy*, *IXVII*, n°1 et 2, pp. 31-46.
- De la Roche H., Leterrier J., Grandclaude P. et Marchal M. (1980)**, A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2 diagram and major element analysis. Its relationships with current nomenclature, *Chemical Geology*, vol. 29, pp.193-210
- De Paolo D.J. et Wasserburg G.J. (1976)**. Nd isotopic and petrogenetic models, *Geophysical Research Letters*, 3, pp. 249-252
- Deynoux M. (1966)**. Etude du front Nord des formations d'Akjouit du Rag El Melgat à l'Oued Jenne (Mauritanie occidentale), *Thèse Université*, 1966. 102 p.
- Dillon, W.P. et Popenoe, P. (1988)**. The Blake plateau Basin and Carolina trough. The Geology of North America, *Journal*, vol.1/2, 291-328
- Doolan B.L. (1978)**. Highly aluminous hornblendes: compositions and occurrences from southwestern Massachusetts, *American Mineralogist* vol. 63, pp. 1088-1099
- Dosso L.(1975)**. La méthode Potassium - Argon : Datation de quelques dolérites de Mauritanie , *Thèse, Institut de Géologie de Rennes*, 41 p.
- Drarni A., Peucat A., Fabre J.J., (1996)**, Isotopic data (Sr, Nd, Pb) from the West African Craton: the Dorsale Reguibat; the Eglab Massif (Algeria), *terra Nova Abstract* 7 p.107
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, Delor, M.C., (1998)**. Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte- d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.* 87, 33–63.
- Dubois D., Icole M. et Trichet J. (1984)**. Evolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (République du Niger), *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXVI, n°6, pp.1305-1318
- Duchesne J.C., Liégeois J.P, Vander Auwera J. et Longhi J. (1999)**. The crustal tongue melting model and the origin of massive anorthosites, *Terra Nova*, vol. 11, n°2/3, pp. 100-105
- Egal, E., Thiéblemont, D., Lahondère, D., Guerrot, C., Costea, C.A., Iliescu, D., Delor, C., Goujou, J.C., Lafon, J.M., Tegye, M., Diaby, S., Kolie, P., (2002)**. Late Eburnean granitization and tectonics along the western and northwestern margin of the Archean Kenema-Man domain (Guinea, West African Craton). *Precambrian Res.* 117, 57–84.
- Else-Ragnhild Neumann, Bjørn T., Larsen and Bjørn Sundvoll (1985)**: Compositional Variations among gabbroic intrusions in the Oslo rift, *lithos* 48;35-59.
- Etchecopar A. et Mattauer M. (1988)**, Méthodes dynamiques d'analyses des populations de failles, *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, n° 2, pp. 289-302
- Exemples of Rocks Formed From Plagioclase Crystal Mush. *Journal of petrology*, vol. 31, part 2, pp. 295-339, 1990.

- Fabre J. (1976).** Introduction à la géologie du Sahara algérien. La couverture phanérozoïque. Editions *SNED*, Alger.
- Fabre J. Caby R. Girod M. et Moussine-Pouchkine A. (1984),** Introduction à la Géologie du Sahara algérien et des régions voisines. I- la couverture Paleozoïque, *SNED,(Editeur), Alger, 420 p.*
- Féménias O. Mercier J.C et Demaiffé D. (2001).** Pétrologie des xénolites ultramafiques du puy Beaunit (Massif central français) : un gisement atypique du manteau sous-continentale, *C.R.Acad. Sci., Sciences de la terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 332, p. 535-542*
- Féménias, O., (2003).** Contribution à l'étude du Magmatisme tardi- à post-orogénique. De sa source à sa mise en place en sub-surface : Exemples régionaux de l'essaim de filons du Motru (Roumanie) et du complexe lité profond sous Beaunit (France). *Thèse de doctorat, Université Libre de Bruxelles/Université de La Rochelle, 450 p.*
- Féménias O. Mercier J.C., NkonoC., Diot H., Berza T., Tatu M., et Demaffei D. (2006).** Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania), *American Mineralogist, Volume 91, p. 73.81.*
- Feng Guo, Nakamura E., Fan W., Kobayoshi K. et Li C. (2007),** Generation of Paleocene Adakitic Andesites by Magma Mixing ; Yanji Area, NE China, *Journal of Petrology, volume48, n°4, pp. 6661-692*
- Ferla P. et Carmelina M. (2006).** Evidence of Magma Mixing in the 'Daly Gap' of Alkaline Suites: a Case Study from the Enclaves of Pantelleria (Italy), *Journal of Petrology, volume 47, n° .8, pp. 1467-1507*
- Ferré E.C., Caby R., Peucat J.J., Capdevila R., Monié P. (1998).** Pan-African, post-collisional, ferro-potassic granite and quartz-monzonite plutons of Eastern Nigeria, *Lithos volume 45 pp.255-279*
- Ferré E.C., Leake B.E (2001),** Geodynamic significance of early orogenic high-K crustal and mantle melts: example of the Corsica Batholith. *Lithos 59, 47-67.*
- Ferreira V.P. et Salla A.N. (1993):** Pyroxene and amphibole chemistry of peralkalic ultra-potassic syenite and associated pyroxenite, Northeastern Brazil: an approach to least liquid immiscibility process, *Revista Brasileira de Geociencias, 23 (2), 139 -146*
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J. et Frost C. (2001).** A Geochemical Classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology, vol.42, n°11 pp. 20033-2048*
- Gevin P. (1948).** Série paléozoïque d'Aouinet Legra. *Bull.Soc.Géol.Fr., t.18, pp. 369-381*
- Gevin P. (1951).** Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab (Sahara occidentale). *C.R Acad. Sci. Paris, n° 233, pp. 1129-1130.*
- Gevin P. (1960).** Etudes et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et les bordures sédimentaires. *Bull. n°23 des publications de la carte géologique de l'Algérie.*
- Gevin P., (1958).** Cartes au 1/ 500 000 Eglab et Tindouf. Serv. Carte Géol. Algérie.
- Gibb F. et Henderson C.M.B. (2006).** Chemistry of the Shiant Isles Main Sill, NW Scotland, and Wider Implications for the Petrogenesis of Mafic Sills, *Journal of Petrology, vol.47, n° 1, pp. 191-230*
- Giret A. et Lameyre J. (1980).** Mise en place et evolution magmatique des complexes plutoniques de la caldéra de Courbet île de kerguelen (T.A.A.F), *Bull. Soc. Géol. France, (7), t. XXII, n°3, pp.437-446*
- Goldfalm P., Hinz K., Weigel W.(1980).** Some features of the northwest African margin and magnetic quiet zone, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, vol.294, p.87-96*
- Grant Cawthorn R. et Boerst K. (2006),** Origin of the Pegmatitic Pyroxenite in the Merensky Unit, Bushveld Complex, South Africa, *Journal of Petrology, vol.47, n°8, pp.1509-1530*
- Gualda G. A.R. et Vlach S.R.F (2007).** The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association, *Lithos 93, pp.328-339*
- Guo Z. Wilson M., Liu J. et Mao Q. (2006).** Post-collisional, Potassic and Ultrapotassic Magmatism of the Northern Tibetan Plateau : Constraints on Characteristics of the Mantle Source, Geodynamic Setting and Uplift Mechanisms, *Journal of Petrology, vol.47, n° 6, pp. 1177-1220*

- Haïmeur J., Chabane A. et El Amrani El Hasani I., (2004):** Pétrologie et Géochimie des granitoïdes calco-alkalins de Zaër (Maroc central): modèles pétrogénétique, *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la terre*, n°26, 27-48
- Haïmeur J., El Amrani El Hasani I. et Chabane A. (2003).** Analyse pétro-génétique des interactions granite-enclaves dans le pluton hercynien de Zaër (Maroc central) ; implications pétrogénétiques, *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la terre*, n°25, 1-29
- Hecht, L. (1994):** The chemical composition of biotite as an indicator of magmatic ractionation and metasomatism in Snspecialised granites of the Fichtelgebirge (NW Bohemian massif, Germany). In: *Seltmann R. Kämpf H. Möller P (eds) Metallogeny of collisional orogens. Czech Geol. Survey, Prague*, 295-300.
- Henley R.W. (1978),** Arfvedsonite in basalt dykes, Buchans, Newfoundland, *American Mineralogist*, vol. 63, pp. 413-414
- Hickey R.L.,Frey. F.A (1982).**Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 46, Issue 11, pp.2099-2115
- Holland T. et Blundy J., (1994).** Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, vol. 116pp. 433-447
- Hoover J.D. (1989),** petrology of the Marginal Border Series of the Skaergaard Intrusion, *Journal of petrology*, vol. 30, Part 2, pp. 399-439
- Irvine T.N (1981):** terminology of layered intrusions, *Journal of Petrology Vol.23, No.2.*
- Irvine T.N. et Baragar W.R.A. (1971),** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8, pp. 523-548.
- Jacquet F. (1937).** La structure du Sahara Mauritanien, *Bull. Soc. Géol. France*, (5), VII, p .38
- James D. Miller, JR., Paul W. Weiblen (1990):** Anorthositic Rochs of the Duluth Complex:
- Jamier D. (1975).** Etude de la fissuration, de l'hydrologie et de la Géochimie des eaux profondes dans les massifs du Mont Blanc et de l'Arpille. Thèse Doct. Sci. Univ. Neuchâtel, 153 p.
- Jarrar G. (1998).** Mineral chemistry in dioritic hornblendites from Wadi Araba, southwest Jordan, *Journal of African Earth Sciences*, vol. 26,n°1 pp. 285-295
- Jensen L.S. (1976).** A new cation plot for the calssifying subalcalic volcanic rocks, *Ontario Geological Survey, Misc. Paper 66*, 22 pages.
- Jensen L.S. et Pyke D.R. (1982).** Komatiites in the Ontario portion of the Abitibi belt. In : *Arndt N.T. et Nisbet E.G. (Editeurs), Komatiites. George Allen & Unwin, London*, 147-157.
- Jifeng Y., Hongfu Z., Min S., Yanjie T., Xinhua Z., Xiaoming L. (2007).** Petrology and geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province, western North China Craton: Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime, *Lithos 98 (2007) 45-66*
- Johnson S.E., Schmidt K.L., Tate M.C., (2002).** Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Mexico and the USA: magma plumbing systems in the middle and upper crust, *Lithos 61, pp.187- 208*
- Jourdan F., Bertrand H., Schärer U., Blichert-Toft J., Féraud G. et Kampunzu A.B. (2007),** Major and Trace Element and Sr, Nd, Hf, and Pd Isotope Compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana-Zimbabwe: Lithosphere vs Mantle Plume Contribution, *Journal of Petrology vol. 48, n° 6, pp 1043-1077*
- Jung C., Jung S., Hoffer E. et Berndt J (2006).** Petrogenesis of Tertiary Mafic Alkaline Magmas in the Hoheifel, Germany, *Journal of Petrology*, vol. 47, n° 8, pp. 1637-1671
- Jung S., Hoffer E., Hoernes S. (2007).** Neo-Proterozoic rift-related syenites (Northern Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope constraints for mantle sources and Petrogenesis, *Lithos 96 pp. 415-435*
- Kahoui M. et Mahdjoub Y. (2002).** Calco-alkaline/alkaline transition in Eglab paleoproterozoic granitoïdes (Reguibat rise, Algeria). *19^e Colloquium of African geology, El-Jadida, Morroco, abstract p.*
- Kahoui M. et Mahdjoub Y. (2004).** An Eburnean alkaline-peralkaline magmatism in the Reguibat rise: the Djebel Drissa ring complex (Eglab Shield, Algeria), *Journal of African Earth Sciences* 39, 115-122

- 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.
- King M.E. Brian L. Beard B.L., John W. Valley J.W. (2007).** Strontium and oxygen isotopic evidence for strike/slip movement of accreted terranes in the Idaho Batholith, *Lithos* 96 pp. 387–401
- Kouamelan A.N., Delore C., Peucat J.J. (1999).** Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2,1Ga) in the western Cote d'Ivoire (Man Rise-West African Craton), Precam. Reseach, volume 86, issues 3-4, pp. 177-199
- Kouamelan, A.N., Peucat, J.J., Delor, C., (1997).** Reliques archéennes (3.15 Ga) au sein du magmatisme Birimien (2.1 Ga) de Côte d'Ivoire, Craton Ouest-Africain. C. R. Acad. Sci. Paris IIa, 719–727.
- Kröner A. et Cordani U. (2003).** African, southern Indian and Southern American cratons were not part of the Rodenia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology, *Tectonophysics* 375, p. 325-352
- Lameyre J. et Sabaté P. (1975).** Recherche sur la partie orientale de la dorsale Réguibat. Recherches géologiques en Afrique. *Editions du CNRS (GR02)*
- Lameyre J., Marot A., Zimine S., Cantagrel J.M., Dosso L., Vidal Ph. (1976).** Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring complex, *Nature G.B.*, 263, p. 306-307
- Lapadu-Hargues P. (1947).** Quelques données préliminaires sur le massif des Eglab (Sahara occidentale). *C.R.Acad.Sci.Fr.*, 225, p. 950-952.
- Laporte D. (1987).** Un simple d'intrusion Syntectonique : l'intrusion d'Ile-Rousse Corse du Nord-Ouest, Etude Pétrographique, minéralogique et Géochimique, Analyse Structurale, *Thèse de Doctorat, Univ. Jean Monnet St Etienne*, pp.342
- Lassere M., Lameyre J. et Buffière J.M. (1970).** Données géochronologiques sur l'axe précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. *Bull. BRGM. 2ème série, IV, 2, pp. 5-13.*
- Le Bas M.J., Le Maître R.W., Streckeisen A. et Zanettin B. (1986).** A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27, pp. 745-750.
- Le Maitre R.W. (1976).** Some problems of the projection of chemical data in mineralogical classifications. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 56, pp.181-189.
- Le Maitre R.W. (1984).** A proposal by IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of the volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Aust. J. Earth Sci.*, 31, pp. 243-255
- Le Maitre R.W. (1984).** A proposal by the IUGS Subcommission on the systematics of igneous rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Aust. J. Earth Sci.*, 31, pp.243-255.
- Le Maitre R.W. (1989).** A classification of Igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell, Oxford*, pp.193
- Le Maitre R.W. (1989).** A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, pp.193.
- Le Maitre, R.W. (1989).** A classification of igneous rocks and glossary of terms.
- Leake B.E. (1978),** Nomenclature of amphiboles, *American Mineralogist*, vol.63, n°11-12; pp. 1023-1052
- Leake B.E. (1978),** Nomenclature of Amphiboles, *Can. Mineral.*, 16, pp. 501-520
- Leake B.E. (1995),** K-poor titanian fluor-rich richterite from near Nullagine, Western Australia, *American Mineralogist*, vol. 80, pp. 162-164
- 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 amphibole of the International Mineralogical Association, commission on the new minerals and mineral names; The Canadian Mineralogist*, vol. 35, pp. 219-246.
- Leake B.E., Wooly A.R., Birch W.D., Burke E.A.J., Ferraris G., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N. and Wittaker E.J.W., (2004);** Nomenclature of

amphiboles: Additions and revisions to the International Mineralogical Associations amphibole nomenclature; *American Mineralogist*, vol. 89, n°5-6 pp. 883-887

Lebas J.M., Le Maître R.W., Streckeisen A., et Zanettin B., (1986), A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 56, pp. 745-750

Lecorche J.P. (1985) Les mauritanides face au craton Ouest-Africain structure d'un secteur-clé : La région d'Ijibiten (Est d'Akjoujt, R.I. de Mauritanie), *Univ.* 446 p

Lefort J.P. (1984), mise en évidence d'une virgation carbonifère induite par la dorsale Reguibat (Mauritanie) dans les Appalaches du Sud (USA). Arguments géophysiques, *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXVI, n°6, pp.1293-1303

Lefort J.P. (1988). Publication interne: Imprint of the Reguibat uplift (Mauritania) on to the central and southern Appalachians of the USA, *Journal of African Earth Sciences*, vol.7(2),433-442

Lefort J.P., Aifat T., Bourrouilh R. (2004). Evidences paléomagnétiques et paléontologiques en faveur d'une position antipodale du craton ouest-africain et de la chine du nord dans le super continent Rodinia: conséquences paléogéographiques. *C.R.Geosciences*, 336, 159-165

Lefort J.P., Aifat T., Ouddane M. (1994). Modélisation magnétiques des filons subméridiens de l'ensemble Yetti-Eglab (dorsale Réguibat): conséquences géodynamiques concernant la marge orientale du craton ouest-africain, . *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 5, n° 2, p.129-149

Lefort J.P., et Aifat T., (2001). Paleomagntic and Geochronological Evidence for a Large Rotation of the West African Craton Between 1,9 and 1,4 Ga : A kinematic Model for the fractemntation of Columbia and the Accretion of Rodinia, *Gondwana Research*, vol. 4, Issue 4, pp 678-679

Leger J.J., (1980), Evolution pétrologique des magmas basiques et alcalins dans le complexe anorogénique d'Iksou (Air-Niger), thèse 3eme cycle, univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6, p.234

Libourel G. (1985). Le Complexe de Santa Lucia di Mercurio (Corse), Ultramafites Mantelliques, Intrusion basique stratifiée, Paragneiss granulitique : Un Equivalent possible des complexes de la zone d'Ivree, *Thèse de Doctorat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse*, pp 461

Liégeois, J.P., Cleassens, W., Camara, D., Klerkx, J., (1991). Shortlived Eburnian orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U–Pb and Rb–Sr geochronology. Precambrian Res.* 50, pp.111–136.

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

Mahdjoub Y., Drarni A., Gani R., (1994) Accrétion crustale et tectonique verticale à l'eburnéen dans les massifs des Eglab et du Yetti (dorsale Réguibat, Algérie) [Eburnean crustal accretion and vertical displacement in Yetti-Eglab massifs (Reguibat Rise, Algeria)]. *Bull. Ser. Géol. Algérie*, 5 (1), pp.97-108

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.

Maniar P.D. et Piccoli P.M., (1989). Tectonic descrimination of granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, pp. 635-643

Marks M., Halama R., Wenzel T. et Markl G. (2004). Trace element variations in clinopyroxene and amphibole from alkaline to peralkaline syenites and granites: implications for mineral-melt trace-element partitioning, *Chemical Geology* 211 pp. 185-215

Mathez E.A., Hunter R.H., Kinzler R. (1997). Petrologic evolution of partially molten cumulate: the Atok section of the Bushveld complex. *contributions to Mineralogy and Petrology*, 129, pp.20-34.

McDonough et Sun S. (1995). The Composition of the Earth, *Chemical Geology volume 120*, pp.223-253

Medard E. (2005). Genèse de magmas riches en calcium dans les zones de subduction et sous les rides médio-océaniques : Approche expérimentale, *thèse de Doctorat d'Université*, p. 231, *Univ. Blaise Pascal, Clermont Ferrand*

Meiher B. (1995). Magmatisme et tectonique des plaques. *Science de la Vie et de la Terre, Ed. Ellipses*.

- Melluso L., Morra V., Brotzu P., Tommasini S., Renna R. M., Duncan R.A., Franciosi L. et D'Amelio F. (2005).** Geochronology and Petrogenesis of the Cretaceous Antampombato–Ambatovy Complex and Associated Dyke Swarm, Madagascar, *Journal of Petrology*, volume 46, n°10, pp. 1963-1993
- Menchikoff A. (1930).** Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, III, n°2.
- Menchikoff N. (1949).** Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. *Annales Hébert et Haug*, 7, livre jubilé, Ch. Jacob, pp. 303-325.
- Menot R.P., (1980).** Les massifs basiques et ultrabasiques de la zone mobile pan-africaine au Ghana, Togo et Bénin. Etat de la question, *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXII, n°3, pp.297-303
- Mertz D.F., Weinrich A. J., Sharp W. D., et Renne P.R. (2001).** Alkaline Intrusions in a near-trench Setting, Franciscan Complex, California: Constraints from geochemistry, petrology, and ⁴⁰Ar/³⁹Ar Chronology, *American Journal of Science*, Vol. 301, p. 877–911
- Meschede, M., (1986).** A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology* 56, pp. 207–218.
- Middlemost E. (1997).** Magmas, Rocks & Planetary Development. *Longman, Harlow*, 299 p.
- Mingram B. Trumbull R.B., Littman S. and Gerstenberger H.,(2000),** A petrogenetic study of anorogenic felsic magmatism in the Cretaceous Paresis ring complex, Namibia: evidence for mixing of crust and mantle-derived components, *Lithos*, 54, pp.1-22.
- Mitchell J.N., Scoates J.S., Frost C.D. et Kolner A. (1996).** The Geochemical Evolution of Anorthosite Residual Magmas in the Laramie Anorthosite Complex, Wyoming, *Journal of Petrology* vol.37, n°3 pp.637-660
- Miyashiro A. (1974).** Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
- Mohamed F.H. (1998),** Geochemistry and petrogenesis of El Gezira ring complex, Egypt : a monzosyenite cumulate derived from fractional crystallisation of the trachyandesitic magma, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol.84, pp. 103-123
- Moine B. (2000).** Les enclaves ultramafiques-mafiques riches en volatiles de Kerguelen (TAAF, Océan Indien), transfert de fluides et métasomatisme mantellique en contexte intraplaque océanique, *thèse de Doctorat, Univ. Jean Monnet St Etienne*, pp221
- Molina P. (1988).** Correlation géologique Afrique-Amérique du Sud et Provinces uranifères, *Journal of African Earth Sciences*, volume7, issue2, p. 489-497
- Monod T.N., Richard-Molard J. (1950).** Une synthèse du Précambrien de l'Ouest africain. *Bull. Inst. Fr. Afr. Noire*, t 12, n° 2, pp. 530-531.
- Monziers M., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Bellon H. and Cotten J.(1993).** High-Mg andesites from the southern termination of the New Hebrides Island (SW Pacific), *Journal of volcanology and geothermal Research*, 57, pp. 193-217
- Moreau C. (1987).** Les complexes anorogéniques à suite anorthosique de l'Air (Niger): contribution à l'étude des anorthosites, *Bull.Soc.Géol. de France,n°spéciaL 3(1), série 8*, pp115-122
- Morimoto N., Fabriès J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J. (1988),** **Nomenclature of pyroxenes**, *American Mineralogist*, volume 73, p. 1123-1133
- Mortaj A. Ikenne M., Gasquet D., Barbey P., Stussi A., (2000).** Les granitoïdes paléoprotérozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagragra d'Akka (Anti Atlas occidental, Maroc): en élément du puzzle géodynamique du craton ouest africain, *Journal of African Earth Sciences*, volume 31, Issues 3-4, pp. 523-538
- Mossand P., Cantagrel J.M. et Vincent P. (1982).** La Caldéra de Haute- Dordogne : âge et limites (massif des Monts-Dore, France), *Bull. Soc. Géol. France*, (7), t XXIV, n°4, pp.727-738
- Nachit H., Razafimaheza A .N., Stussi J.M., Carron J.P. (1985):** Composition chimique des biotite et typologie magmatique des granitoïdes. *CR Acad Sci Paris*, volume 301, p. 813-822.

- Nicholson D.M., Mathez E.A. (1991) :** Petrogenesis of the merensky reef in the Rusenburg section of the Bushveld complex, *contributions to Mineralogy and Petrology* 107:293-309
- Nicollet C. (1988):** metabasites granulitiques, anorthosite et roches associées de la croûte inférieure, exemple pris à Madagascar et dans le Massif Central Français, Argument en faveur d'un métamorphisme associé à l'extension lithosphérique. *Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles*, pp189
- Norman M.D., Pearson N.J., Sharma A. et Griffin W.L. (1996).** Quantitative analysis of trace elements in geological materials by laser ablation ICPMS: instrumental operating conditions and calibration values of NIST glasses. *Geostandards Newsletter* 20: 247-261,
- Ohba T., Kimura Y. et Fujimaki H. (2007).** High-Magnesian Andesite Produced by Two-Stage Magma Mixing: a Case Study from Hachimantai, Northern Honshu, Japan, *Journal of Petrology*, vol.48, n°3, pp.627-645
- Oliver J., Othmar M., Peter U., Thomas P., Burg J.P. et Shahid Hussain (2007).** Petrology and Mineral Chemistry of Lower Crustal Intrusions: the Chilas Complex, Kohistan (NW Pakistan), *Journal of Petrology Vol. 48, N° 10, pp. 1895-1953*
- on the systematics of igneous rocks. *Blackwell Scientific Publications, oxford*, pp.193
- Oyhantçabal P., Siegesmund S., Wemmer K., Robert Frei R. et Paul Layer P. (2007).** Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline magmatism during transcurrent deformation in the southernmost Dom Feliciano Belt (Braziliano–Pan-African, Uruguay), *Lithos* 98 (2007) 141–159
- Pearce J.A et Norry M.J. (1979).** Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Ni variations in volcanic rocks. *Contribution to Mineralogy and Petrology, volume 69, pp.33-47*
- Pearce J.A. (1976).** Statistical analysis of major elements patterns in basalts. *J. Petrol.*, 17, pp.15-43.
- Pearce J.A. et Cann J.R. (1973).** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet.Sci. Lett.*, 19, pp.290-300.
- Pearce J.A. et Cann J.R. (1973).** Tectonic setting of basin volcanic rocks determined using trace element analyses, *Earth and Planetary Science Letters, Volume 19, pp. 290-300*
- Pearce J.A., Harris N.B.W. and Tindle A.G., (1984).** Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks, *Journal of Petrology, vol. 25 pp.956-983*
- Peucat J.J., Capdevilla R., Drareni A., Mahdjoub Y. et Kahoui M. (2005).** The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt : petrology, geochemistry and geochronology. *Precamb.Res.*, 136, pp.309-352.
- Pichavant M., Costa F., Burgisser A., Scaillet B. CAROLINE Martel C. et Poussineau S., (2007).** Equilibration Scales in Silicic to Intermediate Magmas Implications for Experimental Studies, *Journal of Petrology Vol. 48, N° 10, pp. 1955-1972*
- Pik R., Marty B., Hilton D.R. (2006).** How many mantle plumes in Africa? The geochemical point of view, *Chemical Geology* 226, pp. 100-114
- Pilote P. Gobeil A. et Davis D.W. (2004).** Géochimie des volcanites de la formation d'Achibald Settement, région d'Okak Bay (22B/02), Gaspésie,
- Pinet, B., Sibuet, J.C., Lefort, J.P., Schrooder, I. et Montadert, L. (1991).** Structures profondes de la Marge des entrées de la Manche et du Plateau continental Celtique: le profil WAM. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 159, 167-183
- 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). *Mém. Serv. Géol. Algérie, n° 8, pp. 23-34.*
- Platevoet B. (1990).** Le Plutonisme Basique et Intermediaire dans le Magmatisme Anorogénique de Corse, *Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, pp 510*
- Platevoet B., Bebien J. et Gomes E.(1998),** Commingling of Contrasted Magmas in Various Geodynamic Setting, *Tr.J. of Earth Sciences*,7,pp. 119-132
- Pons J. ((1982).** un modèle d'évolution de complexe plutoniques: Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne), thèse de doctorat Es-science, Univ. P.Sabatier, Toulouse pp451

- Potrel A. (1994).** Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. Mauritanie), dorsale Réguibat Thèse. Ed. de Géosciences Rennes, 359p. ISBN2905532556
- Potrel A. (1997).** Geochemistry of the area Orthogneisses (Archean Reguibat Rise, Mauritania), *Revista Brasileira de Geociências*, 27(2) pp. 211-218
- Potrel, A., Peucat, J.J., 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 Res.* 90, 107–117.
- Potrel, A., Peucat, J.J., Fanning, C.M., Auvray, B., Burg, J.P., Caruba, C., (1996).** 3.5 Ga old terranes in the West Africa Craton, Mauritania. *J. Geol. Soc. Lond.* 153, 507–510.
- Poupeau G., Fabre J., Labrin E. (1996).** Nouvelles datations par traces de fission de la structure circulaire des Richat (Mauritanie), *Mémoires Service Géologique de l'Algérie*, vol. 8. p. 231-236, ISBN1111-1291
- Robson G.R., Barr K.G. (1964):** the effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body, *Bull. Volcanol.* , 27, pp.315-330.
- Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee
- Rocci G. (1955).** Formations métamorphiques granitiques de la partie occidentale du pays de Reguibat (Mauritanie du Nord). *Thèse Univ. de Nancy*
- Rocci G. (1959).** l'existence d'un complexe des granitiques intermédiaires et sa position dans l'ensemble des granitisations de l'ouest africain. *C.R.Acad.Sc.paris t. 248, n°25, pp.3588-3590*
- Rollinson H., (1993).** Using geochemical data: evaluation, presentation, Interpretation. Pearson Education Limited, Edinburgh, England, pp.352.
- Rossi P. (1986):** organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse, *thèse de Doctorat d'Etat; Univ. Paul Sabatier de Toulouse*, pp292
- Rossi P., Chevremont P (1987).** Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Geochronique*, vol. 21. p.14-18.
- Russel M.R., Jablonski D. Enman T. (2001).** Deepwater exploration : north western Australia compared with Gulf of Mexico and Mauritania , *APPEA-Journal*, vol.41(1),p.289-320,ISBN1326-4966.
- Sabaté P. et Lameyre J. (1971).** La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale Réguibat. *6^{me} Coll. Intern. Géol. Afr. Leicester.*
- Sabaté P. (1972).** Structure de la série du Yetti (Sahara occidental algérien). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, (D), pp. 2591-2593.
- Sabaté P. (1973).** La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays Réguibat (Sahara occidental algérien). *C. R. Acad. Sci. Paris, (D)*, 276, pp. 2237-2240.
- Sabaté P. (1978).** Données géochimiques et radiométriques sur les volcanites calco-alcalines précambriennes de l'Eglab (Sahara occidentale algérienne). Esquisse de leur évolution géotectonique. *Bull. Soc. Géol. France*, n°1, pp. 81-90.
- Sabaté P. et Lameyre J., (1973) :** Magmatism and metamorphism in the Yetti-Eglab precambrian formations of the Reguibat dorsale (occidental algerian sahara), *Résumé d'une communication présentée au 7^{me} colloque de géologie africaine- Florance*
- Sabaté P. et Lomax K. (1975).** Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). *Bull. B.R.G.M. Fr., section II, n° 4, pp. 293-311.*
- Sabaté P., (1979) :** les volcanites Eglab : données radiométriques de la dernière expression magmatiques calco-alcaline du cycle orogénique Eglab (Sahara occidentale), *revue de géologie dynamique et de géographie physique* vol.21, fasc. 5. P.326-329, Paris.
- Salters Vincent J.M., Storey M., Sevigny J.H. et Whitechurch H. (1992).** Trace element and isotopic characteristics of Kerguelen-Heard Plateau Basalts, *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Result*, vol. 120

- Sano S. et Jun-Ichi-Kimura (2006),** Clinopyroxene REE Geochemistry of the Red Hills Peridotite, New Zealand : Interpretation of Magmatic Processes in the Upper Mantle and in the Moho Transition Zone, *Journal of Petrology*, vol.48, n°1, pp. 113-139
- Schoenenberger J. et Markl G. (2005):** Interaction between an agpaitic magma and syenite xenolith in the Ilimaussaq intrusion, south Greenland, *Geophysical Research Abstracts*, vol. 7, 03253.
- Sekkal A. (1972).** Introduction à l'étude de quelques granitoïdes de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). *D.E.A., Univ. Oran, 75p.*
- Steiger R. H. et Jäger E. (1977).** Subcommittee on geochronology: convention in the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, pp. 359–362.
- Shaw J.A, Baker J.A., Menzies M.A., Thirlwall M.F. et Ibrahim K.M. (2003),** Petrogenesis of the Largest Intraplate Volcanic Field on the Arabian Plate (Jordan): a Mixed Lithosphere-Asthenosphere Source Activated by Lithospheric Extension, *Journal of Petrology* vol. 44, n° 9, p. 1657-1679
- Souelim M.O. (1990).** Les roches mafiques et ultramafiques du Guidumaka (Mauritanie) et les gisements de chromite associés. Thèse Univ. Nice-Sophia Antipolis, 1990.300p.
- Sougy J. (1960).** Les séries précambriennes de la Mauritanie nord-orientale. *Rept. 21th intern. Geol. Congr. Norden, part. 9, pp. 59-68.*
- Sougy J. (1970).** Etat des connaissances géologiques sur la partie Mauritanie de la dorsale Reguibat précambrienne. *Coll. Intern. Corrélation précambrienne, Agadir-Rabat, 3-23 mai 1970, notes Mém. Serv. Géol. Maroc.*
- Soumaila A., Henry P., Rossy M. (2004).** Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimienne de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger, Afrique de l'Ouest: Plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrière-arc océanique, *Compte Rendu Géosciences*, 336, pp. 1137-1147
- Streckeisen A. (1976).** To each plutonic rock its proper name. *Earth sc. Rev.* 12, pp.1-33.
- Streckeisen A. et Le Maitre R.W. (1979),** A Chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks, *Neus Jahrbuch fur Mineralogie Abhandlungen* 136, pp. 169-206
- Stussi J.M. et Cuney M. (1996),** Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous Magmas, *Journal of Petrology*, vol.37,n°5,pp.1025-1029
- Sun, S.-S. & McDonough, W. F. (1989).** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. et Norry, M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publication* 42, 313-345.
- Tabeliouna M., Cottin J, Y. et Kolli O. (2003).** Les roches ultrabasiques des Eglab (dorsale Réguibat, SW Algérie). *3rd intern. Conf. on Geology of Africa, Assiout (Egypt).*
- Tabeliouna M., Cottin J, Y., Kolli O., Zerka M. et Bendoukha R. (2003).** Le cortège magmatique de la structure circulaire de Bled M'Dena (Eglab, dorsale Réguibat, SW algérien). *Journées d'étude sur la géologie algérienne, Univ.Oran, résumé p.36.*
- Tabeliouna M., Kolli O., Zerka M. et Bendoukha R. (2004).** The geochemistry of the Bled M'Dena circular structure volcanites, Eglab (SW Algeria). *6th Intern. Conf. On Geochemistry, Alexandria, Univ, abstract p. 145.*
- 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, Eglab, Dorsale Reguibat, Sud-ouest algérien), *Bulletin du Service Géologique National, Vol.19,n°3, pp. 245-265.*
- Tatsumi Y. Nakashima T. et Tamura Y. (2002).** The Petrology and Geochemistry of Cal-Alkaline Andesites on Shobo-Shima Island, SW Japan, *Journal of Petrology* vol.43, n°1, pp. 3-19
- Tatsumi Y. Shukuno H., Sato K., Shibata T. et Yoshikawa M. (2003).** The Petrology and Geochemistry of High-Magnesium Andesites at the Western Tip of the Setouchi Volcanic Belt, SW Japan, *Journal of Petrology* vol.44, n°9, pp.1561-1578
- Tegner C., Grant Cawthorn R. et Johan F. (2006).** Cyclicity in the Main and Upper Zones of the Bushveld Complex, South Africa: Crystallization from a Zoned Magma Sheet, *Journal of Petrology*, vol.47, n°11, pp. 2257-2279

- Temdjim R., Njilah I.K., Kamgang P. et Nkoumbou C. (2004).** Données nouvelles sur les laves felsiques de Ngaoundere (Amadaoua, ligne du Cameroun): Chronologie K-Ar et Pétrologie, *African Journal of Science and Technology*, vol. 5, n° 2, pp. 113-123
- Toothill J., Williams C.A., MacDonald R., Turner S.P., Rogers N.W., Hawkesworth C.J., Jerram D.A., Ottley C.J. et Tindle A.G. (2007),** A Complex Petrogenesis for an Arc Magmatic Suite, St Kitts, Lesser Antilles, *Journal of Petrology*, vol.48, n°1, pp.3-42
- Trompette R. (1973).** *Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest)*. Thèse Univ. Saint Jérôme, 211p.
- Torsvik, Trond H. et Hartz . (2001).** Precambrian Research 108: 319.
- Torsvik, Trond H. (2003).** The Rodinia jigsaw puzzle. *Science* 300: 1379-1381.
- Trumbull R.B., Bühn B., Romer R.L., et Volker F., (2003).** *The petrology of Basanite-Tephrite Intrusions in the Erongo Complex and Implication for a Plume Origin of Cretaceous Alkaline Complexes in Namibia*, *Journal of Petrology*, vol.44, n°1 p.93-111
- Trumbull, R.B. Harris, C. Frindt, S. Wigand, M. (2004).** Oxygen and Neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis, *Lithos*, 73 .pp.21– 40
- Vachette M., Rocci G., Sougy J., Caron J., Marchand J., Simon B. et Tempier P. (1973).** *Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700 M.a., des séries métamorphiques et des granites intrusifs précambriens dans la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie septentrionale)*. VII^e Colloque de Géol. Afric., Florence, Avril 1973.
- Vander J., Auwera J., Bogaerts M., Liegeois J.P., Demaijff D., Wilmart E., Bolle E. et Duchesne J.C. (2003).** *Derivation of the 1.0 - 0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas*. *Prec. Res.*, 124, 107-148
- Vergely P. et Zadeh-kabir H. (1988).** Etude par photo-interprétation comparée de larégion de Largentière Les Vans (Languedoc septentrional, France) : utilisation des photographies aériennes, des images par satellites et des images radar, *Bull. Soc. Géol. France*, (8), t. IV, n° 2, pp. 303-314
- Vidal P. (1994),** Géochimie, coll. *Geosciences*, Dunod, p. 187
- Viruete J. Escuder, Díaz de Neira AHernáiz Huerta., P.P. Monthel J., Senz J. García, Joubert M., Lopera E., Ullrich T., Friedman R., Mortensen J. et Pérez-Estaún A. (2006).** Magmatic relationships and ages of Caribbean Island arc tholeiites, boninites and related felsic rocks, Dominican Republic, *Lithos* 90, pp. 161–186
- Wayne T. Jolly a, Johannes H. Schellekens, Alan P. Dickin (2007).** High-Mg andesites and related lavas from southwest Puerto Rico (Greater Antilles Island Arc): Petrogenetic links with emplacement of the Late Cretaceous Caribbean mantle plume, *Lithos* 98 pp.1-26
- Weil A.B., Van Der Voo R. Mac Niocaill C.M. Meert J.G. (1998)** The proterozoic supercontinent Rodenia: paleomagnetically derived reconstructions from 1100 to 800 Ma, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 154 13-24
- Whitaker M.L., Nekvasil H., Lindsley D.H. et Difrancesco J. (2007).** The Role of Pressure in Producing Compositional Diversity in Intraplate Basaltic Magmas, *Journal of Petrology* vol.48, n°2, pp.365-393
- White C. G. (2007).** The Graveyard Point Intrusion: an Example of Extreme Differentiation of Snake River Plain Basalt in Shallow Crustal Pluton, *Journal of Petrology*, vol.48, n°2, pp.303-325
- White J.C., Benker S. C., Minghua Ren, Urbanczyk K.M. et Corrick D.W. (2006).** Petrogenesis and tectonic setting of the peralkaline Pine Canyon caldera, Trans-Pecos Texas, USA, *Lithos* 91, pp. 74–94
- Wigand M., Schmitt A;K., Trumbull R.B., Igor M. Villa I.M., Emmermann R (2003).** Short-lived magmatic activity in an anorogenic subvolcanic complex: 40Ar/39Ar and ion microprobe U^{Pb} zircon dating of the Erongo, Damaraland, Namibia, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2715, p.1-21
- Wilson A. et Chunnett G. (2006),** Trace element and Platinum Group Element Distributions and the Genesis of the Merensky Reef, Western Bushveld Complex, South Africa, *Journal of Petrology*, vol.47, n°12 pp. 2369-2403
- Winchester J.A. et Floyd P.A. (1977).** Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, pp.325-343.

Wood D.A. (1980). The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, volume 50, pp.11-30

Woolley A.R., Rankin A.H. , Elliot C.J. (1984). Carbonatite dykes from the Richat dome, Mauritania, and the genesis of the same, *The Indian Mineralogist*, 1984. - p. 189-207

Wormald R.J., Price R.C. et Kemp A.I. (2004). Geochemistry and Rb-Sr geochronology of the alkaline-peralkaline Narraburra Complex, Central southern New South Wales; tectonic significance of late Devonian granitic magmatism in the Lachlan Fold Belt, *Australian Journal of Earth Sciences*, 51, pp. 369-384