AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

94 1952

Sc N 94/152 B

UNIVERSITÉ NANCY 1 BIBLIOTHÈQUE SCIENCES

Université H. Poincaré - Nancy 1 UFR STMP
Faculté des Sciences GFD Sciences de la Terre

Laboratoire de Pétrologie

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE H. POINCARE - NANCY I

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE H. POINCARE - NANCY 1

Spécialité Matières premières - Pétrologie - Géochimie

par

OULD ABDIVALL TALEB

CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET GEOCHIMIQUE DU PLUTONISME BIRIMIEN DE LA DORSALE REGUIBAT (MAURITANIE, AFRIQUE DE L'OUEST)

Soutenue publiquement le 13 Juillet 1994 devant le jury composé de :

G. ROCCI	Président Directeur de thèse	Université de Nancy I
J.P. LIEGEOIS	Rapporteur	Université de Bruxelles
J.M. STUSSI	Rapporteur	CRPG, CNRS, Nancy
P. BARBEY	Examinateur	Université de Nancy I
J. SOUGY	Examinateur	Université d'Aix-Marseille III
M. DESCHAMPS	Examinateur	Université de Nancy I

UNIVERSITÉ
NANCY
BIBLIOTHÈQUE

A la mémoire de mon frère SIDI
A ma Mère
A mes Frères
A mes Amis

REMERCIEMENTS

Ma profonde reconnaissance ira tout d'abord à deux personnes sans lesquelles la réalisation de ce travail n'aurait pas été possible. Je voudrais pouvoir leur dire autre chose que merci, mais je ne saurais jamais trouver un mot qui sera à la mesure de ma profonde gratitude et de mes sincères remerciements. Je pense à Mr le professeur **G. Rocci** *et Mr* **M. Deschamps**.

Le professeur **G. Rocci** *m'a accueilli dans son laboratoire et n'a pas lésiné sur les moyens requis, et ce malgré les crédits de recherche pour le moins précaires. Il m'a insufflé l'esprit de rigueur scientifique et a su cultiver chez moi la modestie et l'esprit critique nécessaires pour aboutir à un travail de qualité. J'espère ne pas le décevoir.*

M. Deschamps, *fut pour moi un interlocuteur scientifique tout aussi compétent que modeste. Il a été toujours prompt à guider mes premiers pas dans le monde difficile de la recherche. C'était mon "chef". Je ne pourrais jamais lui exprimer tous mes remerciements et toute ma sympathie pour l'aide précieuse qu'il a toujours su m'apporter. Qu'il soit également remercier d'avoir accepter de juger ce travail.*

Ma reconnaissance et mes remerciements s'adressent également à MM **J.P. Liégeois** *et* **J.M. Stussi** *pour l'honneur qu'ils me font d'être parmi mon jury et surtout d'avoir accepter la tâche dure de rapporteur. Je les remercie surtout pour leurs conseils avisés qui ont permis sans doute une amélioration qualitative de ce travail.*

Mes remerciements s'adressent également à **P. Barbey** *d'avoir accepter de juger ce travail. Aussi on ne peut oublier ces compétences sur la géologie de la Dorsale Réguibat.*

Comment exprimer toute ma gratitude à Mr J. **Sougy**, *le pionnier de la Dorsale Réguibat, d'avoir mis à ma disposition quelques échantillons dont j'avais besoin pour la réalisation de ce travail. Il me fait aujourd'hui l'honneur de juger ce travail.*

Je tiens à remercier tous mes collègues et amis du laboratoire de Pétrologie pour leur soutien moral. Mon ami **J.P. Nzenti** *a largement contribué au travail de mise en forme de ce mémoire, qu'il trouve ici toute ma reconnaissance. "Bo'odoum".*

Je ne saurais aussi exprimer toute ma sympathie à mes amis mauritaniens, nigériens et sénégalais de Nancy pour les moments agréables que nous avons passés ensemble.

Enfin , je ne saurais jamais comment remercier mes proches, en particulier ma Mère et mes Frères, qui ont consenti de grands sacrifices pour me permettre ces longues années d'étude, mes amis qui m'ont soutenu et aidé notamment **Boubacar**, **Hamida**, **Khalifa**, **Marega** *et* **Valy**, *c'est à eux que je dédie ce travail.*

OULD ABDIVALL TALEB

RESUME

Situés dans la partie Nord-orientale de la Dorsale Réguibat (Afrique de l'Ouest, Mauritanie) et s'étendant sur un vaste territoire limité par les parallèles 23° et 26° N et les méridiens 7° et 11° W, les granitoïdes birimiens s'organisent en un large éventail allant des tonalites aux granites hyperalcalins. Ils se subdivisent en deux grands groupes :

Le premier groupe ou groupe des granitoïdes anciens est formé par les faciès du Ghallaman et du Karet et a subi au moins une phase de déformation. Il présente une tendance granodioritique voire tonalitique relativement marquée.

Le second est constitué par les formations non déformées, post-tectoniques de Ain Ben Tili, d'Archéouat et de Tiguesmat qui, par leur grand volume et leur association avec des formations effusives très volumineuses, représentent une spécificité de la Dorsale Réguibat par rapport à la Dorsale de Léo (partie Sud du craton Ouest africain).

L'ojectif visé dans ce mémoire est de caractériser pétrographiquement et géochimiquement ces granitoïdes, de contribuer à la compréhension des mécanismes de genèse des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat qui représentent un apport déterminant à la croissance crustale au Protérozoïque inférieur.

A partir de la caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes birimiens du Nord de la Mauritanie nous pouvons retenir ce qui suit :

* Les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat constituent une association discontinue.

* La géochimie des éléments majeurs les fait distinguer des granites de la suite TTG archéenne. En revanche le comportement en terres rares des faciès anciens est comparable à celui observé par Martin (1987) dans les granitoïdes archéens (Yb_N faible, rapports $(La/Yb)_N$ élevés).

* L'origine la plus plausible des granitoïdes anciens est à rechercher dans des processus de fusion partielle d'une croûte basaltique juvénile, transformée en amphibolites à grenat. Ce processus doit nécessairement intervenir dans un laps de temps très bref après la formation de cette croûte pour rendre compte des caractères isotopiques précedemment établis (Boher et al., 1992).

* En ce qui concerne le groupe des granites récents, sub-alcalins et potassiques, ils ne peuvent relever du même processus de formation que les précedents, ni de leur différenciation. Ils pourraient provenir de la fusion partielle, en l'absence de fluides (fusion-déshydratation) des formations tonalitiques ou granodioritiques représentées par les granitoïdes anciens.

Mots clés: Granitoïdes - Protérozoïque inférieur - Birimien - Mauritanie - Dorsale Reguibat - Croissance crustale - Géochimie

I-INTRODUCTION 1
II-BUTS, METHODES ET MOYENS 5
II.1 - BUTS ET METHODES DU TRAVAIL 5
II.2 - MOYENS 5
III - PLAN DU MEMOIRE 6

CHAPITRE - I : GENERALITES 8

I - CONTEXTE GEOGRAPHIQUE 9
II - CADRE GEOLOGIQUE DE L'OUEST AFRICAIN 9
III - MAURITANIE GEOLOGIQUE 11
IV - LA DORSALE REGUIBAT 13
V - L'OROGENESE EBURNEENNE 15
VI - LES GRANITOIDES ETUDIES ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS 17
VII - REPARTITION CHRONOLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIE DES DIFFERENTS FACIES 18
VII.1- CHRONOLOGIE RELATIVE 18
VII.2- DONNEES ISOTOPIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES 19

CHAPITRE - II : PETROGRAPHIE-MINERALOGIE-GEOCHIMIE

I. - INTRODUCTION 21
II - ANALYSES MODALES ET NOUVELLE NOMENCLATURE 21
III. - LES GRANODIORITES DU GHALLAMAN 23
III.1- GISEMENT 23
III.2 - ETUDES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES 23
III.2.1 - Le quartz 25
III.2.2 - Le plagioclase 27
III.2.3 - Le microcine 29
III.2.4 - La biotite 31
III.2.5 - La muscovite 35
III.2.6 - Les accessoires 35
III 3 - CARACTERISATION GEOCHIMIQUE 38
III.3.1 - éléments majeurs 38
III.3.2 - Classification chimico-minéralogique 40

III.3.3 - éléments en traces 43
III.3.4 - Terres rares 47
III.4 -CONCLUSION 47

IV. - LES TONALITES DU KARET 50
IV.1 - GISEMENT 50
IV.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE 50
IV.2.1 - Quartz 52
IV.2.2 - Plagioclase 52
IV.2.3 - Biotite 54
IV.2.4 - Feldspath potassique 57
IV.2.5 - Amphibole 60
IV.2.6 - Minéraux accessoires (environ 2%) 60
IV.3 - GEOCHIMIE 63
IV.3.1 - principaux caractères chimiques : 63
IV.3.2 - typologie 66
IV.3.3 - éléments en trace 66
IV.3.4 - Les terres rares 69
IV.4 - CONCLUSION 72

V - LES GRANITES DE AIN BEN TILI 73
V.1 - GISEMENT 73
V.2 - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES 73
V.2.1 - Quartz 75
V.2.2 - Plagioclase 75
V.2.3 - Feldspath potassique 77
V.2.4 - Biotite 77
V.2.5 - Les accessoires 80
V.3. - GEOCHIMIE 83
V.4 - CONCLUSION 87

VI - LES GRANITES D'ARCHEOUAT 88
VI.1 - GISEMENT 88
VI.2 - PETROGRAPHIE - MINERALOGIE 88
VI.2.1 - Quartz 90
VI.2.2 - Feldspath potassique 90
VI.2.3 - Plagioclase 93

VI.2.4 - Biotite 96
VI.2.5 - Les minéraux accessoires (inférieurs à 1%) 99
VI.3 - GEOCHIMIE (majeurs, traces et terres rares) 102
VI.4 - CONCLUSION 105

VII - LES GRANITES DE TIGUESMAT 106
VII.1 - GISEMENT 106
VII.2 - PETROGRAPHIE 106
VII.3 - MINERALOGIE 108
VII.3.1 - Perthite 108
VII.3.2 - Quartz 108
VII.3.3 - Albite 108
VII.3.4 - Amphiboles sodiques 110
VII.3.5 - Aegyrine 112
VII.3.6 - Les accessoires 114
VII.4 - GEOCHIMIE 116
VII.4.1 - Remarques sur les éléments majeurs et les normes 116
VII.4.2 - Les éléments en traces et terres rares (tableau II.30) 119
VII.5 - CONCLUSION 119

VIII - QUELQUES INDICATIONS SUR LES CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION DES GRANITOIDES ETUDIES 123
VIII.1 - BAROMETRES AMPHIBOLES 123
VIII.2 - THERMOMETRES BIOTITES ET FUGACITE DE L'OXYGENE 125
VIII.3 - CONCLUSION 128

CHAPITRE - III : ETUDES COMPARATIVES 129

I - INTRODUCTION 130
II - COMPARAISON PETROGRAPHIQUE 132
III - COMPARAISON MINERALOGIQUE 132
III.1 - LES PLAGIOCLASES 132
III.2 - LES BIOTITES 132
III.3 - LES AMPHIBOLES 135
III.4 - LES MINERAUX ACCESSOIRES 135
IV - GEOCHIMIE 137
IV.1 - ELEMENTS MAJEURS 137

IV. 2 - LES ELEMENTS EN TRACES 143
IV.3 - LES TERRES RARES 153
V - CONCLUSION 156

V - RAPPROCHEMENT AVEC D'AUTRES GRANITOIDES BIRIMIENS DU CRATON OUEST AFRICAIN 157
V.1 - TABLEAUX ET FIGURES COMAPRATIVES : CONVERGENCES - DIVERGENCES 159
V.2 - CONCLUSION 161

CHAPITRE - IV : SYNTHESE - CONCLUSION ET DISCUSSION

I - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS 164
II - DISCUSSION ET CONCLUSION 168

LISTES DES FIGURES

CHAPITRE I : GENERALITES

Figure I-1 : Carte physique de la Mauritanie. 10

Figure I-2 : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest. 10

Figure I-3a : Carte géologique de la Mauritanie. 12

Figure I-3b : Carte structurale de l'Afrique de l'Ouest. 12

Figure I-5 : Carte géologique générale de la partie centrale et orientale de la Dorsale Réguibat. 16

Figure I-6a : Carte géologique simplifiée du secteur étudié. 16

Figure I-6b : Cartes de localisation des échantillons. 17

CHAPITRE II : PETROGRAPHIE-MINERALOGIE

Figure II-1 : Diagramme QAP de Streckeisen des granitoïdes étudiés. 24

Figure II-2 : Diagramme de variation Al^{VI} - Ti dans les biotites des granodiorites du Ghallaman. 24

Figure II-3 : Position des biotites des granodiorites du Ghallaman dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) - Si. 24

Figure II-4 : Position des biotites du Ghallaman dans le triangle 10*Ti - FeO + MnO - MgO. 32

Figure II-5 : Position des biotites des granodiorites du Ghallaman dans le diagramme XFe/Al^{VI}. 32

Figure II-6 : Position des biotites du Ghallaman dans le diagramme MgO - FeO - Al_2O_3. 32

Figure II-7 : Position des biotites des granodiorites du Ghallaman dans le diagramme Mg/Altotal. 41

Figure II-8 : Diagramme (Na+K) / SiO_2 des granodiorites du Ghallaman. 41

Figure II-9 : Diagramme Q/P (de La Roche (1964, 1966) appliqué aux granodiorites du Ghallaman. 41

Figure II-10 : Diagramme K2O/SiO2 appliqué aux granodiorites du Ghallaman. 42

Figure II-11 : Diagramme A/B (Debon et Le Fort) appliqué aux granodiorites du Ghallaman. 42

Figure II-12 : Diagramme Rb/SiO2 des granodiorites du Ghallaman. 42

Figure II-13 : Diagramme K/Rb des granodiorites du Ghallaman. 45

Figure II-14 : Diagramme Sr/SiO2 des granodiorites du Ghallaman. 45

Figure II-15 : Diagramme Rb/Sr des granodiorites du Ghallaman. 45

Figure II-16 : Diagramme (Rb/Sr)/Rb des granodiorites du Ghallaman. 48

Figure II-17 : Diagramme des concentration des REE normalisées aux chondrites des granodiorites du Ghallaman. 48

Figure II-18 : Position des biotites des granitoïdes du Karet dans le triangle MgO - FeO - Al2O3. 55

Figure II-19 : Variations de l'alumine dans les sites tétraédriques dans les pairs Hornblendes - biotite (Karet). 55

Figure II-20 : Position des biotites des tonalites du Karet dans le triangle 10*Ti - FeO+MnO - MgO. 55

Figure II-21 : Position des biotites des granitoïdes du Karet dans le diagramme Mg/Altotal. 56

Figure II-22 : Position des biotites des tonalites du Karet dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) - Si. 56

Figure II-23 : Variation du rapport XFe en fonction de Ti dans les biotites des tonalites du Karet. 56

Figure II-24 : Nomenclature des amphiboles des granitoïdes du Karet d'après la classification de Leake (1978). 61

Figure II-25 : Diagramme des variations Ti/Si des amphiboles du Karet. 61

Figure II-26: Diagramme des variations Fe^{2+}/Mg des amphiboles MAS140. 61

Figure II-27 : Diagramme des variations (Na+K)/Si des amphiboles MAS140. 65

Figure II-28 : Diagramme (Na+K) / SiO_2 des tonalites du Karet. 65

Figure II-29 : Diagramme K2O/SiO2 appliqué aux tonalites du Karet. 65

Figure II-30 : Diagramme Q/P (de La Roche (1964, 1966) appliqué aux tonalites du Karet. 67

Figure II-31 : Diagramme A/B (Debon et Le Fort) appliqué aux tonalites du Karet. 67

Figure II-32 : Diagramme Rb/SiO2 des tonalites du Karet. 67

Figure II-33 : Diagramme K/Rb des tonalites du Karet. 70

Figure II-34 : Diagramme Sr/SiO2 des tonalites du Karet. 70

Figure II-35 : Diagramme Rb/Sr des tonalites du Karet. 70

Figure II-36 : Diagramme (Rb/Sr)/Rb des tonalites du Karet. 71

Figure II-37 : Diagramme des concentration des REE normalisées aux chondrites des tonalites du Karet. 70

Figure II-38 : Position des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le triangle 10*Ti - FeO+MnO - Al2O3. 79

Figure II-39 : Position des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le diagramme XFe - AL^{VI}. 79

Figure II-40 : Position des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le diagramme Altotal/Mg. 79

Figure II-41 : Composition des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le diagramme annite-sidérophyllite-eastonite-phlogopite. 81

Figure II-42 : Diagramme (Na+K) / SiO_2 des granites de Ain Ben Tili. 81

Figure II-43 : Diagramme K2O/SiO2 appliqué aux granites de Ain Ben Tili. 81

Figure II-44 : Diagramme Q/P (de La Roche (1964, 1966) appliqué aux granites de Ain Ben Tili. 84

Figure II-45 : Diagramme A/B (Debon et Le Fort) appliqué aux granites de Ain Ben Tili. 84

Figure II-46 : Diagramme Rb/SiO2 des granites de Ain Ben Tili. 84

Figure II-47 : Diagramme Rb/Sr des granites de Ain Ben Tili. 86
Figure II-48 : Diagramme (Rb/Sr)/Rb des granites de Ain Ben Tili. 86
Figure II-49 : Diagramme des concentration des REE normalisées aux chondrites des granites de Ain Ben Tili. 86
Figure II-50 : Position des plagioclases des granites d'Archéouat dans le triangle An-Ab-Or. 92
Figure II-51 : Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme MgO-FeO-Al_2O_3. 92
Figure II-52 : Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme 10.Ti - FeO+MnO -Al2O3. 92
Figure II-53 : Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme XFe/Al^{VI}. 97
Figure II-54 : Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme Mg/Altotal. 97
Figure II-55 : Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme Fe/(Fe+Mg) - Si. 97
Figure II-56 : Diagramme (Na+K) / SiO_2 des granites d'Archéouat. 100
Figure II-57 : Diagramme K2O/SiO2 appliqué aux granites d'Archéouat. 100
Figure II-58 : Diagramme Q/P (de La Roche (1964, 1966) appliqué aux granites d'Archéouat. 100
Figure II-59 : Diagramme A/B (Debon et Le Fort) appliqué aux granites d'Archéouat. 101
Figure II-60 - Diagramme Rb/SiO2 granites d'Archéouat. 101
Figure II-61 : Diagramme Sr/SiO2 des granites d'Archéouat. 101
Figure II-62 : Diagramme Rb/Sr des granites d'Archéouat. 104
Figure II-63 : Diagramme K/Rb des granites d'Archéouat. 104
Figure II-64 : Diagramme des concentration des REE normalisées aux chondrites des granites d'Archéouat. 104
Figure II-65 : Diagramme de classification des amphiboles de Tiguesmat (MAS50, MAS67, une analyse MAS71). 111
Figure II-66 : Nomenclature des amphiboles MAS71 d'après la classification de Leake (1978). 111
Figure II-67 : Position des amphiboles des granites de Tiguesmat dans le diagramme $Ca+Al^{VI}$ - (Si+Na+K). 111
Figure II-68 : Diagramme (Na+K) / SiO_2 des granites de Tiguesmat. 117
Figure II-69 : Diagramme K2O/SiO2 appliqué aux granites de Tiguesmat. 117
Figure II-70 : Diagramme Q/P (de La Roche (1964, 1966) appliqué aux granites de Tiguesmat. 117
Figure II-71 : Diagramme A/B (Debon et Le Fort) appliqué aux granites de Tiguesmat. 118
Figure II-72 - Diagramme Rb/SiO2 des granites de Tiguesmat. 118
Figure II-73 : Diagramme K/Rb des granites de Tiguesmat. 118
Figure II-74 : Diagramme Rb/Sr des granites de Tiguesmat. 121
Figure II-75 : Diagramme des concentration des REE normalisées aux chondrites des granites de Tiguesmat. 121

Figure II-76 - Position des biotites des granites de Tiguesmat, de Tarraouadji et de Bir Moghrein dans le diagramme (Ca+AlIV)/(Si+Na+K). 127

Figure II-77 : Evolution de la composition des biotites des granitoïdes étudiés dans le diagramme de Wones et Eugster (1965). 127

Figure II-78 : Position des biotites des granitoïdes étudiés dans le diagramme $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$-logfO_2-T. 127

CHAPITRE III : ETUDES COMPARATIVES

Figure III-1 : Les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat dans le diagramme QAP sur la base des données modales (Lameyre et Bowden, 1982). 133

Figure III-2 : Diagramme de variation du % d'anorthite (plagioclase) en fonction du % de SiO_2 (dans les roches correspondantes). 133

Figure III-3 - Diagramme Altot / Mg des biotites des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat. 133

Figure III-4 : Diagramme MgO-FeOt-Al_2O_3 de Rossi et Chevrèmont (1987). 136

Figure III-5 : Diagramme FeOtotal en fonction de MgO des granitoïdes étudiés. 136

Figure III-6 : Projection des compositions normatives des granitoïdes étudiés dans le diagramme An-Ab-Or. 136

Figure III-7 : Diagramme Q/P de de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux roches plutoniques birimiennes de la Dorsale Réguibat. 138

Figure III-8 - Position des granitoïdes étudiés dans le triangle A-F-M. 138

Figure III-9 - Position des granitoïdes étudiés dans le triangle K2O-Na2O-CaO. 138

Figure III-10 : Diagramme K_2O/SiO_2 des granitoïdes étudiés. 140

Figure III-11 : Diagramme A/B de Debon et Lefort (1983, 1988) des granitoïdes étudiés. 140

Figure III-12 : Diagramme (Na/K) en fonction de SiO_2. 140

Figure III-12a : Position des granites birimiens de la Dorsale Réguibat dans le diagramme Na_2O/K_2O. 142

Figure III-12b : Position des granites birimiens de la dorsale Réguibat dans le diagramme K/Na en fonction de (Ca/2 + Na +K). 142

Figure III-13a - Diagramme multi-éléments normalisés aux granites archéens (Wedepohl, 1991) appliqué aux granitoïdes étudiés. 142

Figure III-13b - Diagramme multi-éléments normalisés à la croûte continentale archéenne (Wedepohl, 1991) appliqué aux granitoïdes étudiés. 145

Figure III-13c - Diagramme multi-éléments normalisés à la croûte continentale post-archéenne (Wedepohl, 1991) appliqué aux granitoïdes étudiés. 145

Figure III-13d - Diagramme multi-éléments normalisés aux tonalites archéenne (Wedepohl, 1991) appliqué aux granitoïdes du Karet. 145

Figure III-14 : Diagramme K/Rb de l'ensemble des roches étudiées. 147

Figure III-15 : Diagramme Rb en fonction de SiO_2. 147

Figure III-16 : Diagramme Sr/Rb des granitoïdes analysés. 147

Figure III-17 : Diagramme Rb/Sr en fonction de Rb des granitoïdes analysés. 149

Figure III-18a : Diagramme Nb en fonction de Y (Pearce et al., 1984). 149

Figure III-18b : Diagramme de discrimination Rb/(Nb+Y) (Pearce et al., 1984). 149

Figure III-19a : Diagramme multi-éléments de Pearce et al. (1984) pour l'ensemble des granitoïdes. 150

Figure III-19b : Diagramme multi-éléments de Pearce et al. (1984) pour les granitoïdes du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat. 150

Figure III-20 : Spectres élargis de Thompson et al. (1984) pour les granitoïdes du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat. 150

Figure III-21 : Diagrammes des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes étudiés. 154

Figure III-22 : Diagramme $(La/Yb)_N$ en fonction de Yb_N. 154

Figure III-23 : Carte géologique simplifiée de la région de Dabakala. 158

Figure III-23 : Spectre des éléments en traces (Pearce et al., 1984) des granitoïdes du Ghallaman comparés au spectre des granitoïdes de Finéssiguédougou. 160

Figure III-23 : Spectre des éléments en traces (Pearce et al., 1984) des granitoïdes de Ain Ben Tili comparés aux spectres des granitoïdes de Baranzié et de Sokoura. 160

CHAPITRE IV : SYNTHESE-DISCUSSION ET CONCLUSION

Figure IV-1 : Modèle de croissance de la croûte birimienne. 169

LISTE DES TABLEAUX

TabL I-1 : Résumé des travaux antérieurs sur la Dorsale Réguibat. 14

Tabl-II-1 : Analyses modales des granitoïdes étudiés. 22

Tabl-II-2 : Formules structurales des plagioclases des granodiorites du Ghallaman. 26

Tabl-II-3 : Formules structurales des feldspaths potassiques des granodiorites du Ghallaman. 28

Tabl-II-4 : Formules structurales des biotites des granodiorites du Ghallaman. 30

Tabl-II-4 : Formules structurales des muscovites des granodiorites du Ghallaman. 34

Tabl-II-6a : Compositions et formules structurales des ilménites des granitoïdes étudiés. 36

Tabl-II-6b : Compositions et formules structurales des magnétites des granites étudiés. 37

Tabl-II-7 : Eléments majeurs des granodiorites du Ghallaman. 39

Tabl-II-8 : Eléments en traces des granodiorites du Ghallaman. 44

Tabl-II-9 : Terres rares des granodiorites du Ghallaman. 44

Tabl-II-10 : Formules structurales des plagioclases des tonalites du Karet. 51

Tabl-II-11 : Formules structurales des biotites des tonalites du Karet. 53

Tabl-II-12 : Formules structurales des feldspaths potassiques du Karet et de Tiguesmat. 58

Tabl-II-13 : Formules structurales des amphiboles des tonalites du Karet. 59

Tabl-II-14 : Compositions et formules structurales des sphènes des granitoïdes. 62

Tabl-II-15 : Eléments majeurs des tonalites du Karet. 64

Tabl-II-16 : Eléments en traces des tonalites du Karet. 68

Tabl-II-17 : Terres rares des tonalites du Karet. 68

Tabl-II-18 : Formules structurales des plagioclases des granites de Ain Ben Tili. 74

Tabl-II-19 : Formules structurales des feldspaths potassiques des granites de Ain Ben Tili. 76

Tabl-II-20 : Formules structurales des biotites des granites de Ain Ben Tili. 78

Tabl-II-21 : Analyses chimiques (éléments majeurs, éléments en traces terres rares des granites de Ain Ben Tili. 82-85

Tabl-II-22 : Formules structurales des feldspaths potassiques des granites d'Archéouat. 89

Tabl-II-23 : Formules structurales des plagioclases des granites d'Archéouat. 91

Tabl-II-24 : Formules structurales des biotites des granites d'Archéouat. 94-95

Tabl-II-25 : Analyses chimiques (éléments majeurs, éléments en traces terres rares des granites d'Archéouat. 98-103

Tabl-II-26 : Formules structurales des plagioclases des granites de Tiguesmat. 107

Tabl-II-27 : Formules structurales des amphiboles des granites de Tiguesmat. 109

Tabl-II-28 : Formules structurales des pyroxènes des granites de Tiguesmat. 113

Tabl-II-29 : Eléments majeurs des granites de Tiguesmat. 115

Tabl-II-30 : Eléments en traces et terres rares des granites de Tiguesmat. 120

Tabl-II-31 : Pression de cristallisation des tonalites du Karet. 124

Tabl-II-32 : Analyses par voie humide des teneurs en FeO des granitoïdes. 126

Tabl-III-1 : Comparaison pétrographique entre les granitoïdes birimiens étudiés. 131

Tabl-III-2 : Analyses en éléments en traces des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat. 144

Tabl-III-3 : Comparaison de quelques données chimiques représentatives des granitoïdes étudiés. 153

Tabl-III-4 : Valeurs de Yb_N et $(La/Yb)_N$ de quelques échantillons des granitoïdes étudiés. 155

Tabl-III-5 : Analyses modales des granitoïdes du Ghallaman et du karet comparées à celles des granitoïdes de Finésiguédougou et de K.Soboura. 159

Tabl-III-6 : Analyses modales des granitoïdes de Ain Ben Tili comparées à celles des granitoïdes de Baranzié et de S.Sokoura. 161

I-INTRODUCTION

NOTE LIMINAIRE

Il nous a semblé opportun, comme il est souvent d'usage, de préciser le sens que nous donnons à certains termes que nous serons amené à évoquer dans ce texte.

Archéen : Toutes les formations liées à l'orogenèse libérienne ou tardi-liberienne mais âgées de plus de 2500 Ma.

Libérien : Cycle orogénique daté de 2700 à 3000 Ma et qui semble avoir affecté une grande partie du craton Ouest-africain et dont on retrouve la signature dans les parties occidentales des Dorsales de Léo et de Réguibat.

Dabakalien : Défini dans la Dorsale de Léo (NE de la côte d'Ivoire) et correspondant aux formations liées au cycle burkinien et dont l'âge se situe entre 2470 et 2200 Ma (Tempier, 1986 ; Lemoine, 1988)

Burkinien : Cycle orogénique, défini surtout dans la Dorsale de Léo et daté entre 2400 et 2100 Ma (Lemoine, 1988).

Birimien : Défini pour la première fois dans la vallée de la Birim au Ghana, il correspond aux formations post-libériennes affectées par l'orogenèse éburnéenne.

Eburnéen : Cycle orogénique daté de 2100 Ma ± 100, affectant les formations birimiennes ainsi qu'une partie du domaine archéen.

Protérozoïque inférieur : Période allant de 1600 à 2500 Ma.

AVANT - PROPOS

Les travaux effectués sur la Dorsale Réguibat peuvent être résumés en deux catégories et ce aussi bien du point de vue des objectifs visés que de celui des méthodes et moyens mis en oeuvre pour leur réalisation. De chacun de ces deux groupes de travaux ont découlé des concepts spécifiques parfois contradictoires mais tout à fait justifiés si l'on se place dans leur contexte historique respectif.

*Les premiers travaux furent effectués entre le milieu des années cinquante et le début des années soixante-dix (Rocci, 1955 ; Sougy, 1960, 1972 ; Sabaté et Lameyre,

1973 ; Barbey, 1974, et Deschamps et al., 1975). Il s'agissait pour l'essentiel de travaux de terrain centrés surtout sur des études lithologiques et pétrographiques. De ces études ont découlé des concepts pétrogénétiques plus ou moins simples dûs au fait que les moyens de l'époque (peu de géochronologie fiable et surtout pas de géochimie isotopique) ne permettaient pas de les approfondir davantage. Le plus admis parmi ces concepts peut être résumé sommairement en ceci: ***Toutes les formations fortement métamorphiques sont archéennnes, celles qui sont non métamorphiques ou épizonales sont d'âge post-archéen.***

Ainsi ces travaux avaient permis de définir deux grands ensembles (figure 1):

- Un ensemble occidental essentiellement métamorphique et constitué par les formations de Tasiast-Lebzenia (formées de gneiss et de greenstone belts), les formations ferrifères d'Amsaga-Tiris-Ouassat et le groupe du Ghallaman (granulites et gneiss à pyroxène). On y trouve aussi des migmatites, des granites migmatitiques et des granites tardi-orogéniques. Cet ensemble fut rattaché à l'archéen (Bonnici et Girodin, 1963 ; Vachette et Bronner, 1964).

- Un ensemble central et oriental, considéré comme post-archéen (Sougy, 1960, 1970 ; Barbey, 1974 ; Deschamps et Rocci, 1975) et constitué de deux unités. Une unité inférieure renfermant quatre séries volcano-sédimentaires (Yetti en Algérie, Aguelt Nebkha, Tsalabia el Khadra et Adam Talha en Mauritanie) et une unité supérieure, détritique à sa base et felsique dans sa partie supérieure, formée par les séries de l'Oued Souss et Akileit Deilel dans la partie algérienne de la Dorsale et les séries d'Aïoun Abdel Malek et d'Imourène dans sa partie mauritanienne. Ces deux unités sont intrudées par d'importantes formations granitiques pouvant être réparties en deux générations distinctes suivant les relations de mise en place qu'ils présentent avec l'une ou l'autre des deux unités :

La première génération est représentée par les granitoïdes du Karet et du Yetti et recoupe l'unité inférieure.

La seconde, plus importante du point de vue volumétrique recoupe l'unité supérieure et est formée par les granitoïdes de Ain Ben Tili, d'Archéouat et de Tiguesmat.

Dans les domaines central et oriental de la Dorsale, les granitoïdes déformés du Ghallaman étaient considérés comme archéens ou du moins issus de l'anatexie d'une croûte archéenne, les autres (Karet, Ain Ben Tili, Archéouat et Tiguesmat) étant post-archéens. Cependant la limite entre le domaine archéen et post-archéen n'a jamais été définie d'une façon évidente et notamment entre les granitoïdes du Ghallaman et ceux du

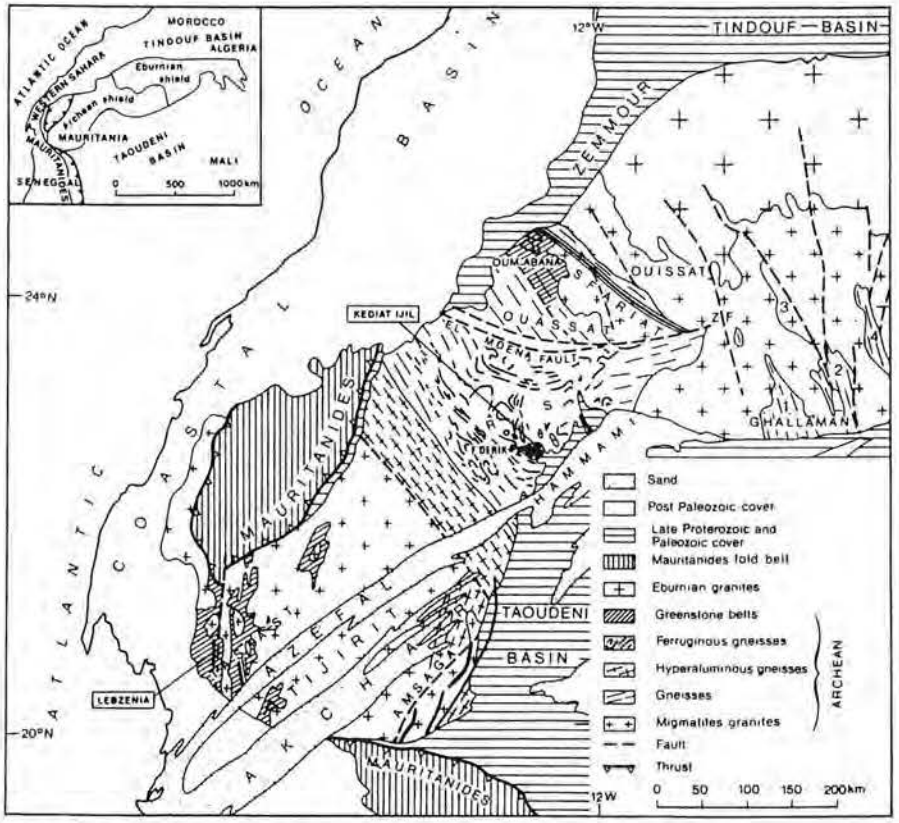


Figure 1 - Carte générale de la partie archéenne de la Dorsale Réguibat (Partie birimienne Cf figure I.5, page 16). **1** : Temimichat Tsabia, **2** : Sebkha Oudian Kharroub, **3** : Sebkha Ghallaman, **4** : Karet, **ZF** : Faille Zednès.

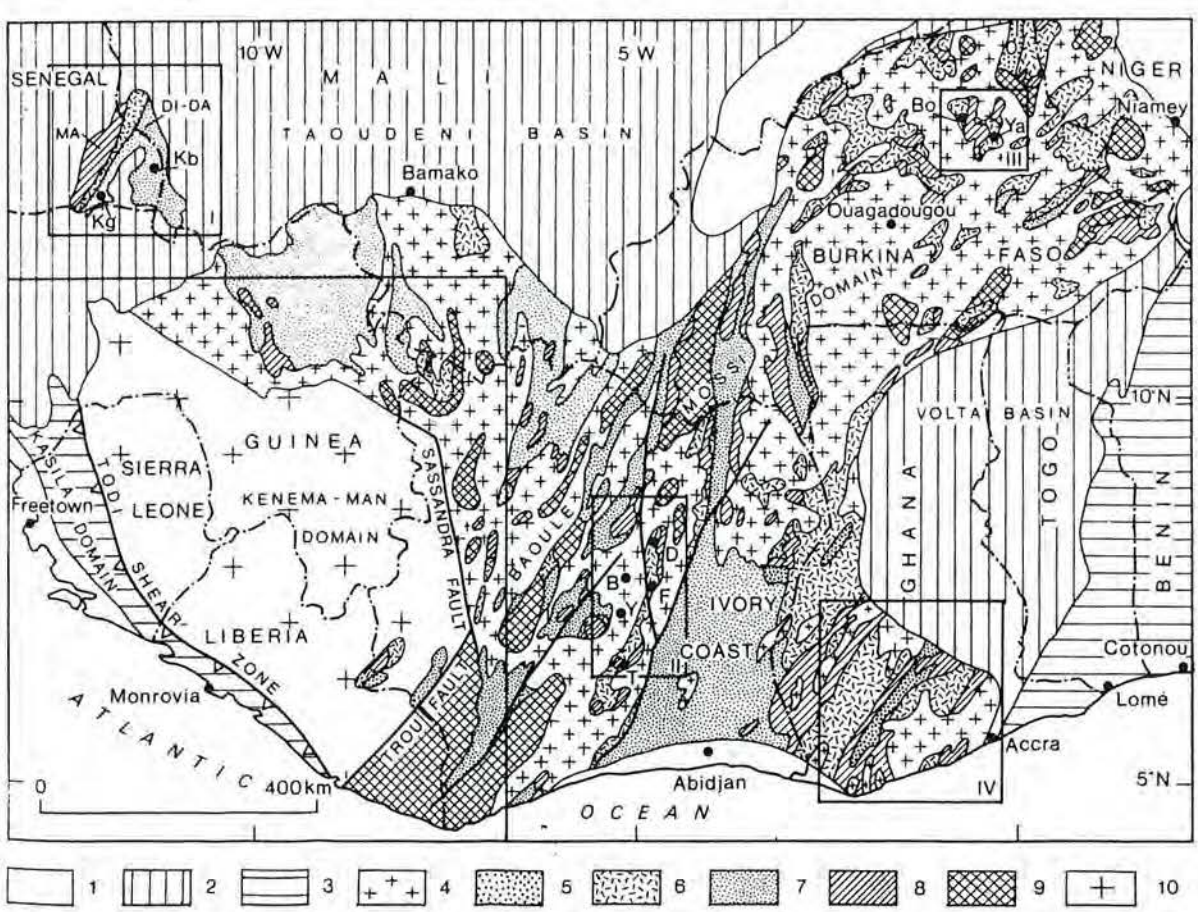


Figure 2 - Carte générale de la Dorsale de Léo. **1** : couverture Phanérozoïque, **2** : couverture du Protérozoïque supérieur, **3** : chaînes mobiles panafricaine, **4** : socle et granites ebuméens, **5** : molasse tarkwaienne, **6** : roches volcano-sédimentaires, **7** : flyschs, **8** : roches basiques, **9** : socle et/ou Burkinien réactivé, **10** : domaine Kenema Man. **I** : boutonnière Kénieba Kédougou, **Kg** : Kédougou, **Kb** : Kénieba, **MA** : séries de Mako, **DI-DA** : séries Diale-Daléma, **II** : unité de Yaouré-Toumodi--unité de Fétekro, , **Y** : Yamoussokro, **B** : Bouake, **F** : Fetekro, **T** : Toumodi, **D** : Dabakala, **III** : Bouroum, **IV** : Ghana.

Karet.

Parallèlement et même un peu plus tard, des travaux effectués sur la Dorsale de Léo (figure 2) ont permis de mettre en évidence des analogies lithologique et structurales entre cette Dorsale et la Dorsale Réguibat. De là, des concepts tirés à partir des résultats des études menées sur la Dorsale de Léo ont été appliqués, souvent à raison, à la Dorsale Réguibat.

Ainsi le termes Libérien, Birimien et Eburnéen ont été appliqués à la Dorsale Réguibat. Le premier se limite à sa partie archéenne et les deux autres concernant exclusivement le domaine central et oriental, en l'occurrence l'ensemble post-archéen.

*Les travaux menés ces dernières années sur le Protérozoïque inférieur Ouest africain ont permis d'apporter de nouvelles données et éléments d'interprétation .

En effet, à partir des études isotopiques récentes, notamment le couple Sm-Nd, et géochronologique (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd) sur les formations birimiennes de l'Afrique de l'Ouest, des chercheurs (Abouchami et al., 1990 ; Liègeois et al., 1991 ; Boher et al., 1992) ont réussi à dégager des contraintes géochronologiques, pétrogénétiques et géodynamiques tout à fait originales quant à la croissance crustale durant le Protérozoïque inférieur dans cette région. La plus importante est, sans doute, l'absence quasi-générale, du moins à grande échelle, d'une contribution archéenne dans la genèse de certaines formations qui étaient supposées archéennes (Sud du domaine de Siguiri Kankan dans la Dorsale de Léo et le domaine du Ghallaman dans la Dorsale Réguibat). Remettant ainsi en question la position de la limite géographique Archéen-Birimien définie dans les premiers travaux. Les mêmes auteurs ont mis sur pied un modèle géodynamique faisant appel à des processus d'océanisation loin du continent archéen et suivi d'un phénomène de subduction. Ces résultats vont dans le même sens que ceux obtenus par Liègeois et al.(1991) au Mali ou encore Taylor et al.(1992) au Ghana et se démarquent du modèle de croissance crustale qui fut jusqu'alors le plus admis pour cette période (Condie, 1982 ; Hasting, 1982 ; Krôner, 1984...)

Le Birimien mauritanien n'a pas été l'objet d'une investigation systématique comme ce fut le cas pour la partie méridionale du craton. Néanmoins les études, quoique limitées, réalisées sur quelques échantillons récoltés dans cette partie ont fourni des résultats qui concordent, à quelques nuances près, avec ceux obtenus sur la partie Sud du craton Ouest africain.

Cependant, l'abondance exceptionnelle des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat, le caractère non déformé de leur majorité ainsi que leur variété posent encore

des problèmes quant à leur genèse et les modalités de leur mise en place, non tranchés par ce dernier modèle. En effet il nous semble pratiquement invraisemblable de lier la mise en place de ces larges volumes de granitoïdes aux seuls phénomènes de subduction, d'autant plus que cet événement s'est opéré dans un laps de temps assez court (environ 50 Ma, Boher et al., 1992).

De même la succession de bassins volcaniques et/ou sédimentaires séparés par des rides granitiques, valable pour l'ensemble du domaine birimien sans aucune polarité chronologique significative sur toute la largeur de ce domaine ne conforte pas le modèle faisant appel à des processus de subduction.

II-BUTS, METHODES ET MOYENS

II.1 - BUTS ET METHODES DU TRAVAIL

L'objectif visé par ce travail, consacré aux granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat (les formations volcano-sédimentaires ont été "ignorées" dans cette étude par manque d'échantillonnage), est de contribuer, dans la mesure de nos moyens et à la lumière des résultats des récentes recherches, à éclaircir certains aspects de la croissance crustale au Protérozoïque inférieur dans cette région du craton Ouest africain et ce, en prenant en charge notamment la caractérisation et la genèse de ces importants volumes de granitoïdes ainsi que les modalités de leur mise en place. Il s'agit donc d'une contribution modeste aux travaux déjà réalisés et nous souhaitons que les problèmes posés stimuleront de futures recherches dans cette région.

Notre méthode consiste donc à faire, à partir de nos données, une approche quantitative et qualitative des mécanismes de formation et évolution des la croûte continentale birimienne de Mauritanie. Nos travaux feront appel à des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques ainsi qu'aux résultats des études géochronologiques déjà réalisées.

II.2 - MOYENS

Pour des raisons plus que justifiables (manque de moyens), nous n'avons pas pu effectuer un travail de terrain. Travail qui, dans ce genre d'étude constitue un élément déterminant quant à la fiabilité des résultats et essais d'interprétation. Cependant je dois dire que ce handicap fut en grande partie surmonté lorsque deux grands routiers de la

dorsale Réguibat (G. Rocci et M. Deschamps), qui connaissent autant que les bédouins locaux, les recoins et replis secrets de cette région; ont mis à ma disposition toutes les informations et observations de terrain dont j'avais besoin. Ainsi, ce travail repose essentiellement sur les carnets de terrain et les échantillonnages réalisés lors des missions effectuées par M. Deschamps, G. Rocci et J. Sougy en 1969 et 1971 (toutefois il souffrira toujours d'un certain nombre de lacunes, particulièrement au niveau de l'échantillonnage).

Ainsi, ce travail repose pour l'essentiel sur une trentaine de lames minces réalisées par ces auteurs et qui nous ont semblé les plus représentatives des faciès plutoniques ; en plus de onze autres lames que nous a confectionnées Mr Galus.

Les moyens analytiques sont de deux types:

- les analyses chimiques des roches totales : environ 37 analyses de roches totales (37 analyses d'éléments majeurs, 32 d'éléments en traces analysés en spectrométrie de fluorescence X à l'Université de Nancy 1) dont une vingtaine appartenant à M. Deschamps. Nous disposons également de douze analyses de terres-rares et traces déterminées par spectrométrie d'émission (I.C.P.) au C.R.P.G de Nancy.

Aussi nous avons utilisé les teneurs en FeO mesurées par voie humide dans deux roches de chaque groupe de granitoïde comme dans les biotites séparées de certains échantillons au laboratoire de Montanari (Nancy I).

- La microsonde automatisée CAMEBAX pour la quantification chimique de nos phases minérales.

III-PLAN DU MEMOIRE

Ce mémoire est divisé en quatre chapitres:

- Le premier est consacré aux généralités. Nous y présentons le contexte géologique général, ainsi que le cadre géographique et géochronologique du secteur d'étude.

- Le second chapitre portera sur la caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des différents faciès.

- Le troisième chapitre sera consacré à une étude comparative entre les différents groupes de granitoïdes étudiés. Dans ce chapitre, nous tenterons aussi, à partir des données thermobarométriques, d'évaluer les conditions physico-chimiques et la

profondeur de mise en place des cinq faciès granitiques. Nous y aborderons aussi un rapprochement entre ces groupes de granitoïdes avec d'autres aires birimiennes du craton ouest-africain.

- Enfin le quatrième chapitre comportera une conclusion générale qui fait la synthèse des principales caractéristiques mises en évidence dans les chapitres précédents. Nous y tenterons aussi d'éclairer les rapports pétrogénétiques éventuels entre les différents faciès étudiés.

CHAPITRE - I

GENERALITES

I-CONTEXTE GEOGRAPHIQUE (figure I - 1)

La zone étudiée occupe le centre et le Nord-Est de la dorsale Réguibat. Elle s'étend sur un vaste territoire limité par les parallèles 23° et 26°N et les méridiens 7° et 11°W. Administrativement ce secteur, très désertique est rattaché à la 11ème région (Tiris Zemmour, chef-lieu Zouérate). Le climat est de type saharien et le cadre physiographique est quasiment monotone qu'il s'agisse du relief, de l'hydrographie ou de la végétation. Jugez-en:

Morphologiquement la zone, à l'image de l'ensemble de la région à laquelle elle appartient, présente l'aspect d'une pénéplaine aride constamment plate, bien pourvue de sebkhas et dont les rags caillouteux constituent la plus grande partie. Elle est parsemée par quelques reliefs résiduels formés essentiellement par les formations les plus dures (microgranites et granites) sous forme de rochers ou de crêtes.

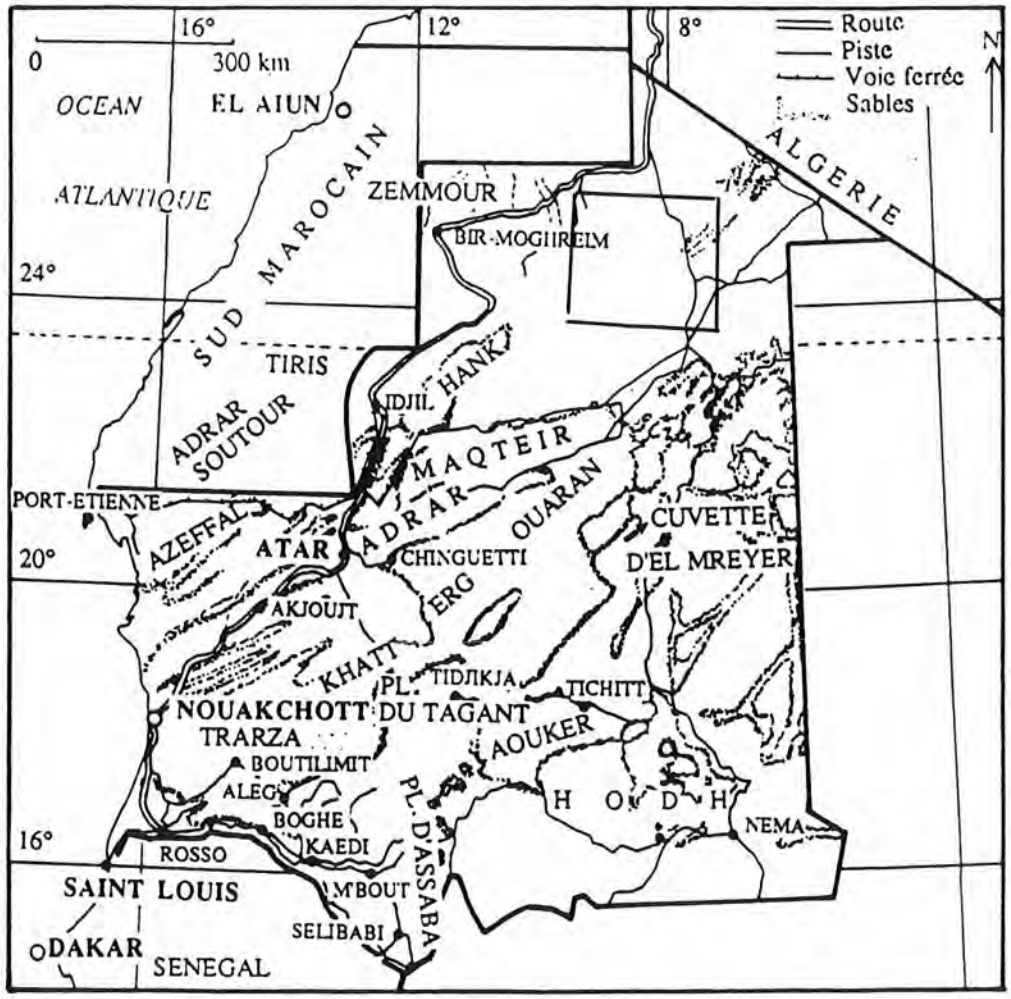
Du point de vue hydrographique, la région, d'une manière générale, est marquée par l'absence de tout cours d'eau permanent; d'ailleurs l'absence de population en est bien révélatrice. Toujours est-il que durant les rares années où il pleut les crêtes du Karet donnent naissance à tout un système d'oueds éphémères notamment les Oudians Kharroub qui retiennent momentanément l'eau.

Dans toute la région, la végétation se limite à la proximité des oueds à sec qui drainent le peu d'eau et d'humidité existants. La flore est très peu variée; seul le talha (Acacia tortilis) semble ubiquiste. De même durant les rares années pluvieuses la Rbiâa (plante annuelle) apparait abondamment et constitue un excellent pâturage. Notons qu'à l'image de la flore, la faune est très pauvre et seuls quelques rares et téméraires chameaux, gazelles, oiseaux, insectes, lézards et serpents osent encore s'aventurer dans cette région.

II- CADRE GEOLOGIQUE DE L'OUEST AFRICAIN (figure I.2)

L'ossature de l'Afrique de l'Ouest est constituée par un socle précambrien communément appelé craton Ouest africain (environ 4.500.000 km^2). Métamorphisé, polydéformé, totalement stabilisé vers 1700 Ma, ce craton apparait suivant deux dorsales: Réguibat au Nord et Man au Sud. Il affleure aussi dans les boutonnières de Kayes et de Kéniéba-Kédougou (de part et d'autre de la frontière entre Sénégal et Mali). Le reste du craton est couvert par des dépôts de plate-forme dont les plus anciens sont datés de 1000 Ma. Il s'agit de séries épaisses conservées de façon plus ou moins constante dans

Figure I.1 - Carte physique de la Mauritanie.
(en carré : secteur étudié)





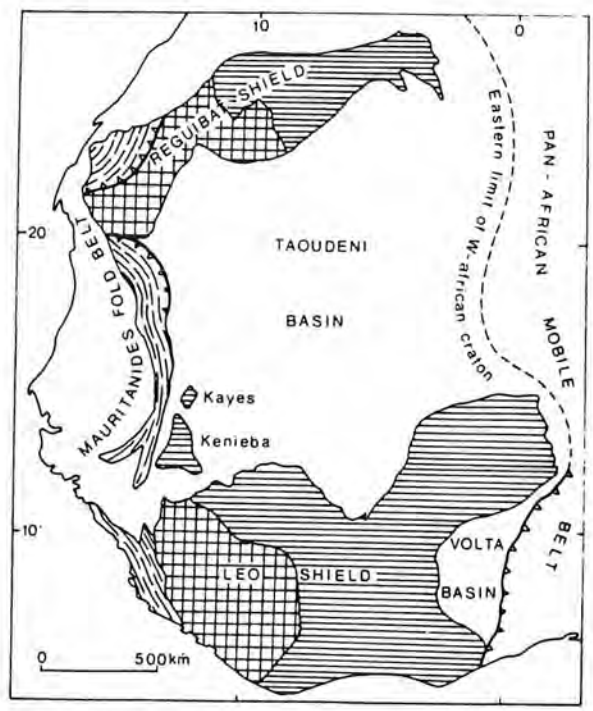


Figure I.2 - Craton ouest africain. 1 : domaine archéen, 2 : domaine eburnéen (Birimien), 3 : chaîne mobile ouest africaine, 4 : couverture sédimentaire

les grands bassins de Tindouf et Taoudeni ainsi que les bassins du Gourma, de Bowé et le bassin voltaïque.

Les deux dorsales représentent deux domaines assez distincts et nettement contrastés tant par l'âge des formations que par leurs caractères pétrographiques et lithologiques : un domaine occidental essentiellement archéen et un domaine oriental où prédominent largement des formations birimiennes.

Ces deux domaines sont séparés par les zones de cisaillement de Sassandra (Man) et Zednès (Réguibat) et qui semblent correspondre aux extrémités d'un unique cisaillement passant sous le bassin de Taoudeni. Cependant la position des boutonnières de Kéniéba-Kédougou et l'absence d'Archéen en leur sein posent un problème quant à la continuité entre l'Archéen mauritanien et celui de Man.

De même, les études paléomagnétiques effectuées par Onstott et al. (1981) suggèrent que le craton Ouest Africain et la chaîne Guyanaise appartenaient à un seul même domaine au Protérozoïque inférieur. Cette hypothèse est d'autant plus vraisemblable que cette chaîne présente, à l'instar du craton ouest africain, un domaine occidental archéen (daté de 2700 Ma) et un autre, oriental, d'âge protérozoïque inférieur et affecté par l'événement transamazonien (2000-2200 Ma).

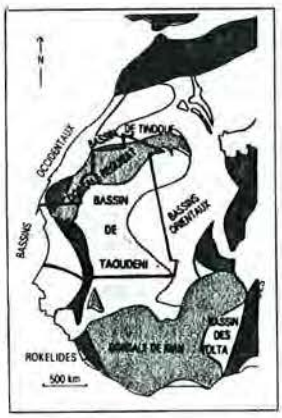
III-MAURITANIE GEOLOGIQUE (figure I.3a)

Pays de l'Afrique de l'Ouest, s'étendant entre le 15°et 27° de latitude Nord, sur une superficie de 1.030.700km2, ouverte sur l'Atlantique à l'Ouest, la Mauritanie partage ses frontières avec le Mali et le Sénégal au Sud, le Sahara Occidental et l'Algérie au Nord et au Nord-Est.

Géologiquement, la Mauritanie se subdivise en 4 grandes entités réparties comme suit:

- Vers le Nord affleure un socle cristallin constitué par des granites, des roches basiques et ultrabasiques ainsi que des roches métamorphiques. Cet ensemble se divise en deux grands domaines: un domaine archéen à l'Ouest et au Sud-Ouest correspondant aux formation de l'Amsaga, du Tijirit et du Tiris et un domaine central et oriental dit Birimien dont les formations sont rattachées au Protérozoïque inférieur (figure 1).

- Des ensembles sédimentaires sub-horizontaux datés du Protérozoïque supérieur au Carbonifère sont représentés, au Nord par la terminaison méridionale du bassin de



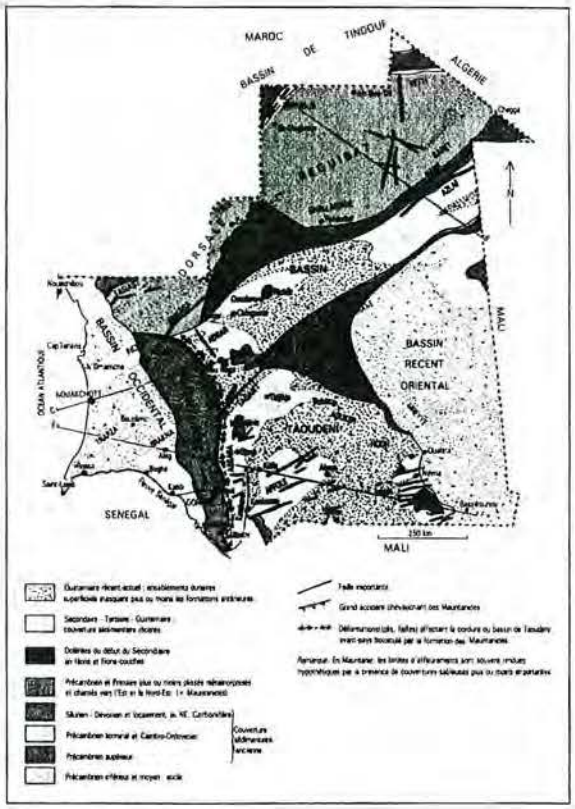


Figure I.3a - Carte géologique shématique de la Mauritanie
(M. Deynoux et BRGM)

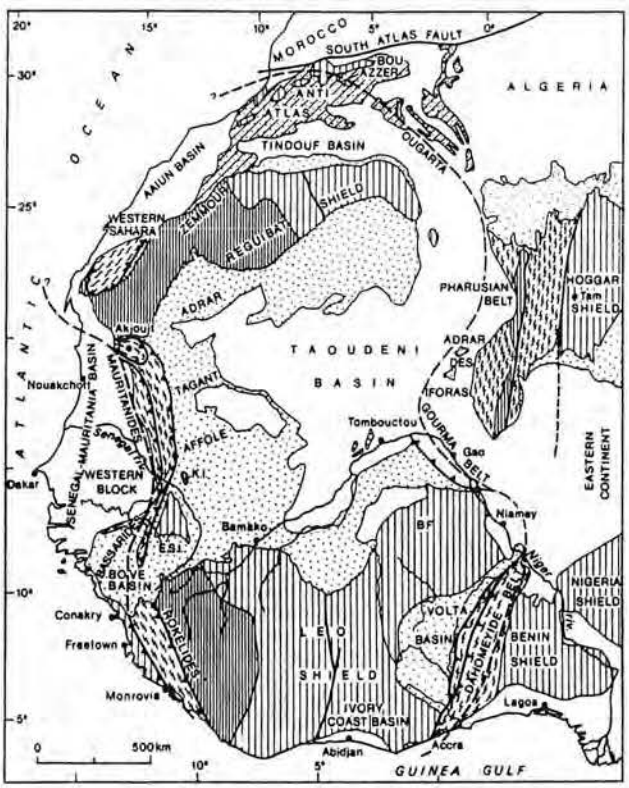


Figure I.3b - Carte structurale de l'Afrique de l'Ouest

Tindouf et au Sud par le bassin de Taoudeni.

-Vers l'Ouest l'arc Bakel-Akjoujt (figure I.3b), tronçon de la chaîne hercynienne et varisque des Mauritanides, constitue la troisième entité. Il dessine un arc de cercle dont la concavité est tournée vers l'Atlantique. Ses structures sont déversée vers l'Est sur le craton ouest africain qui constitue son avant pays. Cette chaîne renferme un complexe ophiolitique et implique des formations sédimentaires, éruptives et métamorphiques plissées.

-La bordure occidentale du pays correspond au bassin côtier sénégalo-mauritanien d'âge Jurassique à Quaternaire et qui se prolonge au Nord par le bassin Boujdour-Layoun (Sahara Occidental) d'âge Crétacé-Quaternaire.

IV-LA DORSALE REGUIBAT (figure I 1)

Vaste bombement allongé NE-SW formant la partie septentrionale du craton ouest africain, la dorsale Réguibat s'étend pour l'essentiel en Mauritanie et au Sahara Occidental (partie centrale et occidentale) ainsi qu'en Algérie (partie orientale). Elle se situe entre les 20°et 27° de latitude Nord et 3° et 16° de longitude Ouest couvrant une zone de 1500Km de long sur 250 à 400 Km de large.

Cet important domaine, formé en grande partie de terrains catazonaux plissés et de granites dont les âges se situent entre 3000 et 1600MA, est limité à l'Est et l'Ouest par deux zones mobiles (celle de l'Afrique Centrale et celle de l'Afrique de l'Ouest respectivement) dont l'édification s'est effectuée entre le Pan-Africain (700 à 650 Ma) et le Carbonifère inférieur (300 - 325 Ma). Au Nord et au Sud, il s'ennoie sous les bassins de Tindouf et de Taoudeni respectivement.

A l'image de son équivalent méridional (dorsale de Man), la dorsale Réguibat se subdivise en deux domaines :

-Un domaine occidental quasiment archéen formé par un socle affecté par un métamorphisme catazonal ainsi que des unités de type greenstone-belts et des quartzites ferrifères.

-Un domaine central et oriental essentiellement birimien c'est à dire d'âge protérozoïque inférieur (2,1 ± 1Ga), dominé à l'Ouest par des granites intrusifs et à l'Est par des formations volcaniques et sédimentaires reposant sur un substratum gneissique et migmatitique comportant aussi des granitoïdes orientés.

		GROUPE	LITHOSTRATIGRAPHIE	METAMORPHISME	AGE	REFERENCES
OCCIDENTAL	ARCHEEN	Lebzeina - Tasiast	-Amphibolites -Quartzites ferrifères -Gneis -Migmatites -Granites -Pegmatites	Ampibolite-Schiste vert Granulite-Amphibole	Archéen 2842-2340 M.A.	Bronner et al. (1985) Bonnici etGirodin (1963) Vachette (1964)
		Amsaga	-Amphibolites -Gneis à biotite -Leptynites -Complexe granito-magmatique -Anorthosites -	Granulite-Amphibolite	3016 ± 135 M.A	Blanchot (1955) Barrére (1967-1969) Barrére et al(1964) Vachette et Bronner (1975)
		Tiris	-Quartzites ferrifères -Anorthosites+Gabbro	1-Granulite 2-Amphibolite 3-Schiste vert	2779 ± 84 M.A	Bronner (1988) Vachette et Bronner (1975)
CENTRAL ET ORIENTAL	PROTEROZOIQUE	Ghallaman Birimien I: - Yetti - Aguelet Nebkhe - Tsalabia el Khadra - A-dam Talha	-Leptynites -Quartzites ferrifères -Marbre -Amphibolites -Gneiss à pyroxène -Granites migmatitiques -Granites(C A) à biotite Granodiorites à biotite et apatite -Roches V S: Conglomérats + Grauwackes + Arkoses + Schistes associés à des laves felsiques + Roches pyroclastiques -Granite Yetti -Granite de Karet	Granulite-Amphibolite Schiste-vert	2200 ± 100 M.A	Barbey (1975) Boher (1992) Rocci (1955)
		Birimien II: - Ouèd Souss - Akilet Deilel - Aïoun Abdel Malek - Imourène Granites (récents)	-Roches métamorphiques à Arkoses+ Conglomérats -Laves felsiques + Pyroclastites -Granites(C.A) Aïn Bentili associé à des microgranites + Rhyolites -Granites(Sub A) Archéouat rapakivi -Granite(A) de Moghrein -Syénite de Tabanat	Métamorphisme faible (voire absent)	2100±100 M.A 1900 M.A 1750M.A 1650M.A	Boher et al.(1990) Boher et al.(1992) Deschamps et Rocci (1975) Deschamps et al.(1986) Rocci (1955) Rocci et al.(1991)

Tableau I.1 - Résumé des travaux antérieurs sur la Dorsale Réguibat

(VOIR TABLEAU RECAPITULATIF, Tableau I.1)

V-L'OROGENESE EBURNEENNE (figure I.5)

Les formations birimiennes mauritaniennes se trouvent exclusivement dans la partie centrale et orientale de la Dorsale de Réguibat et couvrent tout le domaine dit éburnéen situé à l'Est de la grande faille de Zednès.

Sabaté et Lameyre (1973) ont mis en évidence dans la partie algérienne de la Dorsale Réguibat, deux événements orogéniques pouvant être rattachés au cycle éburnéen : Yetti et Eglab datés respectivement de 2160 et 2040 Ma. Les mêmes événements ont été répertoriées dans sa partie mauritanienne (Sougy, 1960, 1972; Barbey;1974 ; Deschamps et Rocci,1975).

Le premier événement, caractérisé par un important volcanisme basique et intermédiaire, est représenté par le Birimien I qui comprend les trois séries volcano-sédimentaires d'Aguelt Nebkha, de Tsalabia el Khadra et d'Adam Talha. Ces formations comportent des sédiments immatures (conglomérats, grauwackes, arkoses...) et des volcanites représentées par des basaltes tholéiitiques puis par un complexe calco-alcalin andésitique à rhyolitique, souvent pyroclastique (Deschamps et al.; 1986). Ces séries volcano-sédimentaires ont été affectées par un plissement et un métamorphisme polyphasés et sont intrudées par la première génération de granitoïdes éburnéens (granitoïdes calco-alcalins du Karet dans notre région d'étude, granites du Yetti dans la partie orientale de la dorsale) dont la mise en place est antérieure au second événement.

Le second événement (Birimien II) se caractérise en revanche par un volcanisme acide et correspond aux séries de Aioun Abdel Malek et d'Imourène. Il s'agit de formations sédimentaires (grés, arkoses, conglomérats...) et volcaniques (dacitiques à rhyolitiques) touchées par une seule phase de plissement et par un métamorphisme généralement faible, parfois absent (Sougy, 1960, 1972). Cet ensemble est intrudé par de larges corps de granitoïdes associés à des microgranites et des rhyolites attestant une mise en place à un niveau élevé. Il s'agit de la deuxième génération de granitoïdes éburnéens représentés par les granites de Ain Ben Tili. Ces derniers étant intrudés par les formations granitiques post-tectoniques voire anorogéniques d'Archéouat et de Tiguesmat.

Toutes ces séries volcaniques et sédimentaires affleurent dans des bassins d'extension limitée, généralement sub-méridiens.

Cette caractérisation géographique et lithologique du domaine éburnéen de la

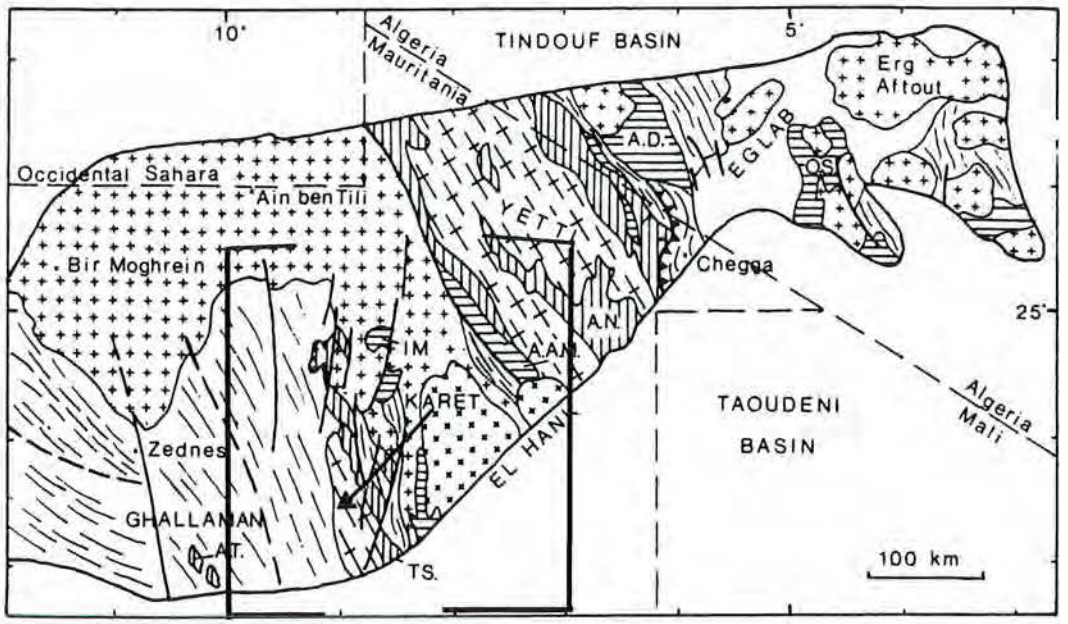


Figure I.5 - Carte générale de la partie centrale et orientale de la Dorsale Réguibat. 1 : gniess et granites précambriens (séries de Ghallaman et Chegga), 2 : Birimien I, 3 : Birimien II, 4 : granites du Birimien I (Yetti, Karet), 5 : granites du Birimien II (Ain Ben Tili, Aftout), 6 : granites rapakivi, 7 : failles majeures et chevauchements, 8, formations post-birimiennes.
Séries birimiennes : Y : Yetti, AN : Aguelt Nebkha, TS : Tsalabia el Khadra, AT : Adama Talha, OS : Oued souss, AD : Akilet Deilel, AAM : Aioun Abdel Malik, IM : Imourène.

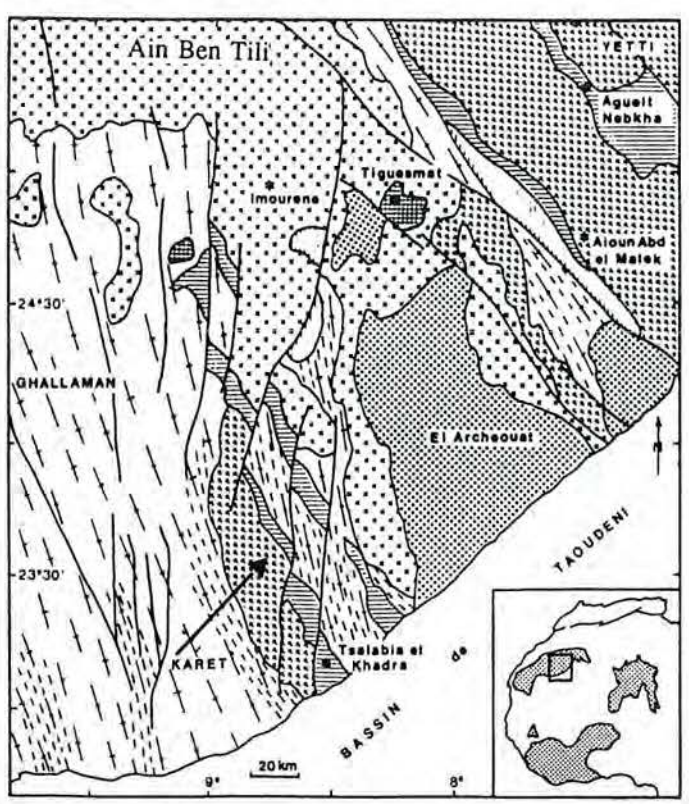


Figure II.6a - Carte géologique simplifiée du secteur étudié. 1 : série et granites du Ghallaman, 2 : Birimien inférieur (Tsalabia el Khadra, Aguelt Nebkha), 3 : granites du Karet et du Yetti, 4 : Birimien supérieur (Aioun Abdl Malik, Imourène), 5 : granites d'Archéouat, 6 : granites de Ain Ben Tili, 7 : granites de Tiguesmat.

Dorsale Réguibat exclut la série du Ghallaman et son cortège de granitoïdes antérieurement considérés comme archéens et qui, d'après les études récentes (Boher, 1992), se sont avérés éburnéens (Dabakaliens ?).

VI-LES GRANITOIDES ETUDIES ET LOCALISATION DES ECHANTILLONS (figure I.6a, 6b)

Les granitoïdes birimiens montrent une grande diversité allant des granodiorites-tonalites aux granites hyperalcalins. La subdivision des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat a été fondée plutôt sur des critères de terrain que sur des considérations pétrographiques et/ou chimiques. Il arrive fréquemment qu'un groupe renferme plusieurs sous-faciès assez distincts les uns des autres aussi bien d'un point de vue pétrographique que chimique.

- Les plus vieux sont des granites calco-alcalins à biotite avec ou sans amphibole, hétérogènes, souvent foliés, associés généralement à des migmatites et renfermant des enclaves basiques (Rocci, 1955). Il s'agit des granites du Ghallaman qui sont liés aux séries du Ghallaman et de Chegga (gneiss gris, amphibolites, cipolins) et les métapélites des sebkhas Oudian Kharroub. Ces formations, les plus anciennes dans cette partie de la dorsale Réguibat, occupent les parties méridionales du Ghallaman et la partie centrale de l'Ouassat. Elle furent considérées comme archéennes, mais sont en réalité d'âge Protérozoïque inférieur (Boher et al., 1992) et pourraient correspondre aux premières formations birimiennes, équivalent probable du Dabakalien de la dorsale de Man (Boher et al., 1991 ; Deschamps et Rocci; 1993).

- A l'est du méridien 9°, les granites de Ghallaman font place à la première génération des granites proprement birimiens. Il s'agit du granite du Karet dont l'équivalent oriental est celui du Yetti. C'est un granite calco-alcalin à biotite et amphibole à tendance granodioritique parfois orienté et qui recoupe les formations volcano-sédimentaires du Birimien I (Tsalabia el Khadra et Aguelt Nebkha). Les granites du Karet affleurent dans le Karet méridional à l'Est des Sebkhas Oudian Kharroub suivant une bande de 10 à 15 km de large, d'orientation méridienne. On en trouve aussi, mais d'une manière éparse, dans l'Ouassat nord.

- Les granites de Aïn ben Tili sont les plus importants en terme de volume parmi les granites birimiens de la dorsale Réguibat. Ce sont des granites roses, pour la plupart calco-alcalins, à biotite, à grain grossier et dont les caractères sont à bien des égards constants. Ces granites présentent une structure homogène et renferment de nombreuses

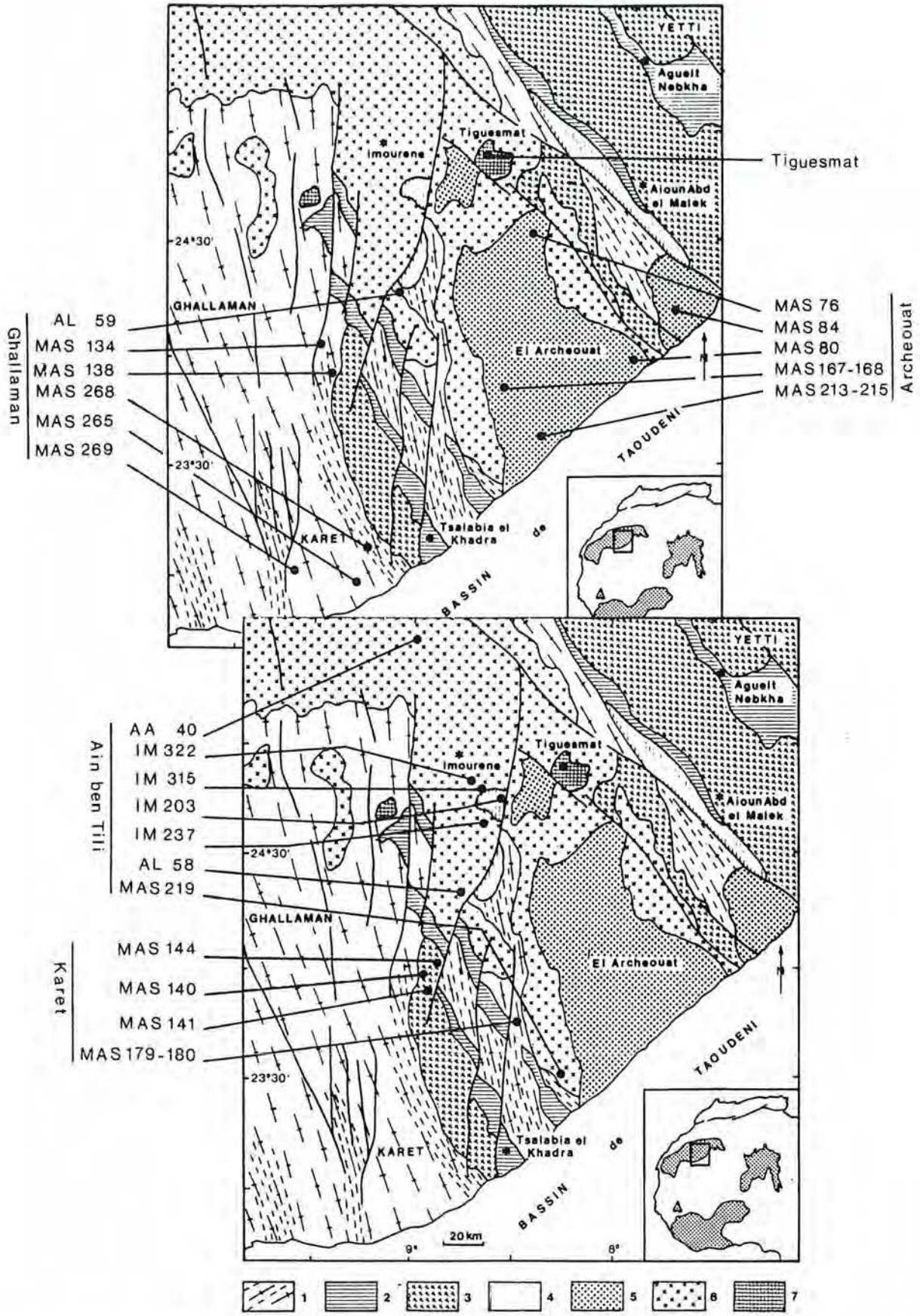


Figure II.6b - Localisation des échantillons étudiés (mêmes légendes que fig II.6a)

enclaves microgrenues basiques. Il sont nettement post-tectoniques (jamais déformés) et postérieurs aux séries d'Aioun Abdel Malek et d'Imourène. Les granites de Ain ben Tili recoupent en plusieurs lieux ceux du Karet et sont eux même recoupés par le granite porphyrique d'Alous Tmar.

- Le dernier événement du Protérozoïque de la dorsale Réguibat est représenté par la mise en place de plutons circonscrits, peu répandus et qui présentent une tendance véritablement alcaline à hyperalcaline.

Parmi ces plutons, étudiés dans ce mémoire, figurent le massif du granite rapakivi d'Archéouat ainsi que le granite hyperalcalin de Tiguesmat. Ces derniers correspondent aux ultimes manifestations du magmatisme birimien. N'ayant pas d'équivalent sur la dorsale de Léo, ils constituent de ce fait un trait original de la Dorsale Réguibat.

VII - REPARTITION CHRONOLOGIQUE ET GEOCHRONOLOGIE DES DIFFERENTS FACIES

VII.1 - CHRONOLOGIE RELATIVE

Les nombreux travaux, réalisés sur le terrain au début des années cinquante (Sougy, Rocci), en 1969 et 1971 (Caron, Deschamps, Rocci, Sougy et Tempier dans le cadre des "études géologiques Ouest Africaines" réalisées par le laboratoire de J.Sougy) et en 1972 (Bornuat, Coulombeau, Rocci, Sougy et Vachette lors d'une mission de prospection de la partie centrale de la Dorsale Réguibat) nous ont permis de synthétiser les relations chronologiques de mise en place des différents faciès étudiés.

- Les relations des granites du Ghallaman avec les granites du Karet :

La disposition de l'affleurement sur le terrain, les structures et textures des granites du Ghallaman leurs confèrent un âge de mise en place franchement ancien par rapport aux granites du Karet. En effet ces granites constituent avec les séries volcano-sédimentaires du Ghallaman et de Chegga un substratum structuré sur lequel se sont déposées d'une manière discordante les premières formations volcano-sédimentaires proprement birimiennes (la série de Tsalabia el Khadra et Aguelt Nebkha formant le Birimien I) qui sont recoupées par les granitoïdes du Karet et du Yetti.

- Relations des granites du Ghallaman et du Karet avec les granites de Ain Ben Tili :

Par leur caractère jamais déformé, les granites de Ain Ben Tili sont clairement post-tectoniques et leur mise en place est donc nettement postérieure à celles des granites du Ghallaman et du Karet. Au sein de ces granites, Rocci (1955) a mis en évidence l'existence d'une série d'enclaves appartenant aux granites du Ghallaman le long de la limite Nord de ces derniers. Avec les granites du Karet, cet même auteur a décrit plusieurs sites où les granites de Ain Ben Tili recoupent les granites du Karet. Par ailleurs les granites de Ain Ben Tili, souvent associés à des microgranites, sont postérieurs aux formations du Birimien II (séries sédimentaires et volcaniques d'Aioun Abd el Malek et d'Imourène) qu'ils recoupent.

- Relations des granites de Ain Ben Tili avec les granites d'Archéouat et de Tiguesmat.

La mise en place des granites d'Archéouat et de type Tiguesmat correspond à la fin de l'histoire protérozoïque de la Dorsale Réguibat. En effet ces deux types de granite s'organisent en plutons circonscrits d'ampleur assez modeste intrudant les granites de type Ain Ben Tili.

VII.2 - DONNEES ISOTOPIQUES ET GEOCHRONOLOGIQUES

Les études géochronologiques par la méthode Rb-Sr réalisées par Vachette et al. (1973), Boher et al.(1990) et Boher et al. (1992) sur les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat se sont avérées peu concluantes. En effet les données Rb-Sr des différents granites étudiés donnent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux assez différents, ce qui discrédite les estimations des âges à partir de cette méthode.

Cependant, des données Sm-Nd, donnent des âges modèles (T_{DM}), calculés en utilisant le modèle d'évolution du manteau de Ben Othman et al. (1984), voisins de 2,1 Ga et des $\Sigma Nd(2,1Ga)$ positifs compris entre 2 et 2,6 (Boher et al.1992). Les mêmes valeurs ont été obtenues pour les formations sédimentaires et volcaniques du Birimien ce qui impliquerait pour l'ensemble de ces formations (sédiments, volcanites et granitoïdes) un protholite mantellique isotopiquement homogène ainsi que l'absence de contamination crustale archéenne (Boher et al., 1992).

CHAPITRE II

PETROGRAPHIE-MINERALOGIE-GEOCHIMIE

I - INTRODUCTION

Les caractères pétrographiques des granitoïdes birimiens de la dorsale Réguibat ont été évoqués dans plusieurs études effectuées dans la région. La première étude fut effectuée par G. Rocci (1955). Parmi d'autres études, effectuées au laboratoire, on peut citer celles de S. Baouch (1981) et D. Daval (1982). Cependant, aucune étude minéralogique et géochimique détaillée n'a été jusqu'à présent faite sur les granitoïdes de la dorsale Réguibat.

C'est pourquoi, il nous a semblé prioritaire d'effectuer des études approfondies aussi bien pétrographiques et minéralogiques que géochimiques sur chaque groupe de granitoïdes, d'essayer de dégager les principaux traits caractéristiques de chacun d'eux avant de faire une étude comparative entre eux et ce, sur la base des données de terrain, des observations au microscope, ainsi que de quelques résultats d'analyses minéralogiques et géochimiques.

II - ANALYSES MODALES ET NOUVELLE NOMENCLATURE

La nomenclature qui fut attribuée aux différents faciès se basait exclusivement sur des descriptions macroscopiques. Le terme générique de "granite" fut ainsi initialement attribué à tous les faciès par les premiers chercheurs.

Les analyses modales, basées sur des comptages minéralogiques faits au compteur de points, que nous avons pu effectuer sur 25 échantillons représentatifs de l'ensemble des groupes de granitoïdes étudiés sont consignées dans le tableau II.1. Reportées sur le diagramme de classification des roches plutoniques de Streckeisen (1976) (figure II.1), les résultats de ces analyses nous permettent d'affecter à nos faciès les nomenclatures suivantes :

- Granitoïdes du Ghallaman ⇔ granodiorites
- Granitoïdes du Karet ⇔ tonalites.
- Granitoïdes de Ain Ben Tili ⇔ granites à granodiorites.
- Granitoïdes d'Archéouat ⇔ granites
- Granitoïdes de Tiguesmat ⇔ granites alcalins.

Par souci d'une lecture plus aisée, nous avons simplifié la nomenclature pour le faciès de Ain Ben Tili. Ainsi les termes de granites leurs seront affectés.

Ech	Quartz	F.K	Plagio	Biotites	Musc	Amph	Acc	Somme	%Qz	%FK	%Plag	%Biot	%Musc	%Amph	%Acc
								Ain Ben Tili							
IM122	787	300	847	119	0	0	47	2100	37,48	14,29	40,33	5,67	0,00	0,00	2,24
AL58	637	1137	782	97	0	0	32	2685	23,72	42,35	29,12	3,61	0,00	0,00	1,19
AA40	543	986	444	60	0	0	24	2057	26,40	47,93	21,58	2,92	0,00	0,00	1,17
IM123	748	303	756	91	0	0	30	1928	38,80	15,72	39,21	4,72	0,00	0,00	1,56
MAS264	543	405	483	86	0	0	33	1550	35,03	26,13	31,16	5,55	0,00	0,00	2,13
								Ghallaman							
MA269	890	269	1036	458	0	0	113	2766	32,18	9,73	37,45	16,56	0,00	0,00	4,09
MAS137	743	126	731	107	245	0	130	2082	35,69	6,05	35,11	5,14	11,77	0,00	6,24
MAS190	955	140	926	157	0	0	31	2209	43,23	6,34	41,92	7,11	0,00	0,00	1,40
MAS188	693	250	896	179	0	0	9	2027	34,19	12,33	44,20	8,83	0,00	0,00	0,44
AL59	909	258	854	68	0	0	90	2179	41,72	11,84	39,19	3,12	0,00	0,00	4,13
								Karet							
MAS179	579	12	1503	55	0	0	55	2204	26,27	0,54	68,19	2,50	0,00	0,00	2,50
MAS140	726	56	1470	156	0	50	30	2488	29,18	2,25	59,08	6,27	0,00	2,01	1,21
MAS144	968	76	1318	200	0	91	74	2727	35,50	2,79	48,33	7,33	0,00	3,34	2,71
MAS139	693	64	1480	126	0	0	43	2406	28,80	2,66	61,51	5,24	0,00	0,00	1,79
MAS180	812	47	1365	205	0	0	57	2486	32,66	1,89	54,91	8,25	0,00	0,00	2,29
								Tiguesmat							
MAS51	473	1316	87	0	0	243	45	2164	21,86	60,81	4,02	0,00	0,00	11,23	2,08
MAS50	250	832	73	0	0	150	38	1343	18,62	61,95	5,44	0,00	0,00	11,17	2,83
MAS67	314	1123	63	0	0	157	53	1710	18,36	65,67	3,68	0,00	0,00	9,18	3,10
MAS71	401	1077	53	45	0	127	47	1750	22,91	61,54	3,03	2,57	0,00	7,26	2,69
MAS50a	305	887	61	0	0	168	49	1470	20,75	60,34	4,15	0,00	0,00	11,43	3,33
								Archéouat							
MAS168	534	314	582	67	0	0	15	1512	35,32	20,77	38,49	4,43	0,00	0,00	0,99
MAS84	577	261	510	169	0	0	13	1530	37,71	17,06	33,33	11,05	0,00	0,00	0,85
MAS80	788	607	808	84	0	0	19	2306	34,17	26,32	35,04	3,64	0,00	0,00	0,82
MAS215	607	712	535	25	0	0	9	1888	32,15	37,71	28,34	1,32	0,00	0,00	0,48
AA18	635	844	578	55	0	0	21	2133	29,77	39,57	27,10	2,58	0,00	0,00	0,98

Tableau II.1

Analyses modales des échantillons appartenant aux granitoïdes étudiés

III - LES GRANODIORITES DU GHALLAMAN

III.1- GISEMENT

Comme cela a déjà été signalé, les granodiorites du Ghallaman sont localisées dans le Ghallaman méridional et l'Ouassat central. Elles sont limitées à l'Est par les granitoïdes du Karet (cette limite n'est pas toujours évidente), au Nord par les granites récents du Zemmour et au Sud par la bordure sédimentaire du Khat où la discordance est visible en de nombreux endroits.

Il s'agit pour la plupart de roches orientées, à grains enchevêtrés les rendant résistantes à la destruction mécanique, érodées en blocs arrondis et disloqués. Ces granodiorites sont fréquemment mylonitisées en particulier suivant l'axe Sfariat - Zednès sur une largeur de 1 à 3 kilomètres environ. Le passage des granodiorites aux mylonites se traduit par la dislocation du quartz en petits cristaux étirés et par la torsion et la chloritisation de la biotite.

III.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

Il s'agit de roches mésocrates à leucocrates, plus ou moins riches en biotite ± muscovite, souvent orientées, dans l'ensemble concordantes et renfermant des enclaves métamorphiques ainsi que des filons d'aplite et de pegmatite.

A l'affleurement, on peut distinguer, selon la structure, plusieurs faciès dont la répartition est quelconque. Nous essayerons d'en décrire les plus caractéristiques :

-***Faciès orienté*** : Il s'agit de roches au sein desquelles la biotite et/ou la muscovite, soulignant l'orientation, décrivent des lignes sinueuses séparant des zones claires quartzo-feldspathiques. Ce faciès est représenté dans cette étude par les échantillons MAS134, MAS138 et MAS265, MAS268.

-***Faciès grenu hétérogène*** : Ce sont des roches à grain moyen (quelques mm), à biotite seule ; de couleur grise ou rose. Ces granites affleurent souvent en dalles. Parmi eux seront étudiés les échantillons AL59, MAS188, MAS190 et MAS269.

-***Faciès migmatitique*** (le terme migmatitique est utilisé dans son acception descriptive) : En général, ce faciès affleure sous forme de nébulite caractérisée par des lits micacés tordus séparés par des lits leucocrates. L'échantillon ici étudié et assez

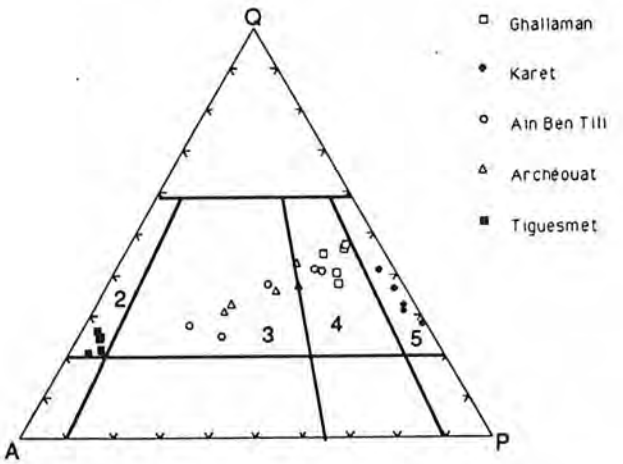


Figure II.1 - Diagramme QAP de Streckeisen (1976) des granitoïdes analysés
2 : granite à feldspaths alcalins, 3 : granite, 4 granodiorite, 5 : tonalite

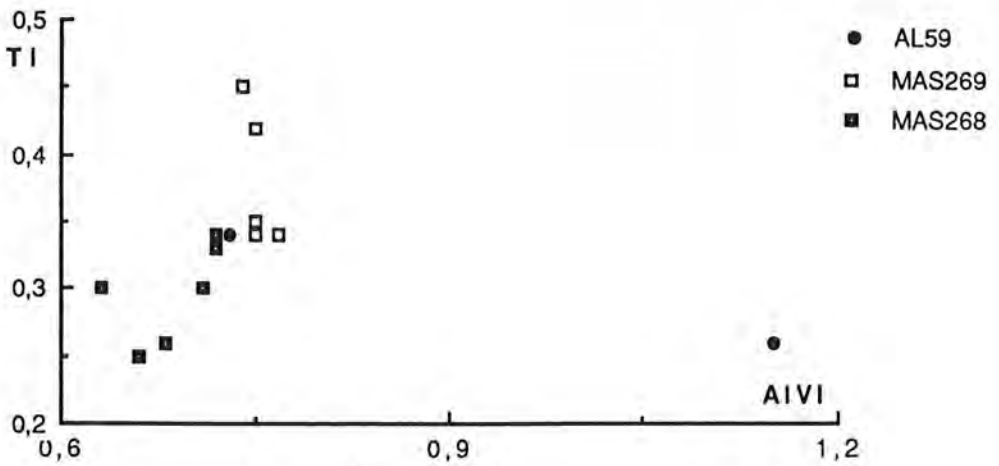


Figure II.2

Diagramme de variation AlVI-Ti dans les biotites des granodiorites du Ghallaman

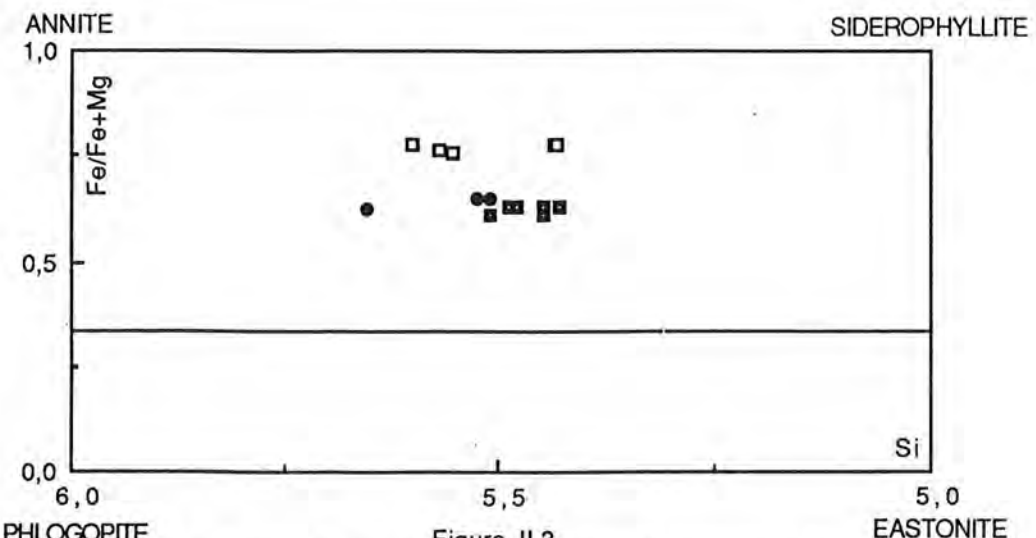


Figure II.3

Position des biotites des granodiorites du Ghallaman dans le diagramme Fe / Fe+Mg-Si

représentatif de ce faciès est MAS279.

Qu'il s'agisse du faciès orienté, hétérogène ou migmatitique, les minéraux cardinaux sont représentés par le quartz, le plagioclase, le microcline et la biotite. La muscovite est présente seulement dans certaines roches du faciès orienté. La forme de ces minéraux est en grande partie déterminée par la structure de la roche (et réciproquement). L'importance des minéraux accessoires varie au sein d'un même faciès comme d'un faciès à l'autre. Ils sont représentés par l'apatite, l'épidote, le zircon et les minéraux opaques.

La chronologie d'apparition des minéraux évaluée sur la base des critères texturaux à savoir la forme des cristaux, les phénomènes de corrosion et l'existence des bordures réactionnelles donne l'ordre de cristallisation suivant : les minéraux apparaissant les premiers sont les opaques et l'apatite. Ensuite cristallisent la première génération du quartz, le plagioclase, la biotite et la muscovite puis quelques feldspaths potassiques. Enfin se forment le microcline et la seconde génération de quartz.

III.2.1 - Le quartz

Toujours présent : 32 et 43% de la roche, il présente presque systématiquement des anomalies optiques et peut adopter différents habitus selon la structure de la roche :

- Gros cristaux xénomorphes à automorphes à extinction ondulante, souvent isolés, parfois groupés en agrégat et petits cristaux automorphes, tabulaires ou arrondis dans la texture grenue hétérogène. Les cristaux sont en général limpides, certains à contour lobé et envahissant fréquemment les plagioclases. Les petits cristaux sont souvent groupés en amas d'importance variable.

- Cristaux étirés souvent xénomorphes à extinction ondulante et marquant la schistosité. Comme dans le faciès hétérogène grenu, le quartz corrode souvent les cristaux de plagioclase. Ce type de quartz caractérise le faciès orienté.

- Quartz feutré (dans le faciès migmatitique) sous forme de fibres moulant les cristaux de plagioclase dans la texture cloisonnée.

- Le quartz existe aussi sous forme d'inclusions dans toutes les phases minérales majeures et présente des formes variées: angulaires, arrondies...

N°Ech	AL 59	AL59	AL59	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS134	MAS134	MAS134	MAS134	MAS268	MAS268	MAS268
N°Anal.	PG3	PG4	PG5	P7b	>P9c	11Pb	>P10c	P19b	>P20c	PG87	PG96	P24b	>P23c	P26b	>P27c	32C	31B	38,00
SiO2	65,38	65,02	66,18	63,48	66,53	61,89	64,03	63,05	65,95	62,47	63,39	62,29	66,81	66,81	61,40	64,33	65,04	64,30
Al2O3	21,88	20,96	21,42	23,00	20,56	24,25	23,05	21,58	21,34	23,36	23,04	23,50	20,85	20,51	24,79	23,45	21,87	23,37
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,03	0,08	0,08	0,18	0,09	0,06	0,01	0,00	0,01	0,10	0,11	0,06	0,03	0,08	0,00	0,00	0,01	0,00
MnO	0,00	0,02	0,03	0,07	0,00	0,22	0,00	0,09	0,00	0,08	0,19	0,02	0,06	0,05	0,11	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,02	0,00	0,00	0,02	0,04
CaO	2,71	1,33	1,94	3,72	0,95	5,45	3,99	4,11	2,05	4,21	4,31	5,45	1,86	0,82	5,99	4,03	3,08	3,93
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04
NiO	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,09	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	9,85	10,31	10,17	9,32	10,70	8,26	9,23	9,55	9,94	9,29	9,51	8,42	10,79	10,54	7,75	9,68	10,22	9,45
K2O	0,14	0,13	0,16	0,29	0,29	0,21	0,21	0,11	0,16	0,10	0,11	0,20	0,18	0,30	0,22	0,17	0,16	0,28
TOTAL	100,01	97,90	100,04	100,07	99,33	100,34	100,58	98,52	99,48	99,69	100,67	100,04	100,67	99,18	100,25	101,66	100,40	101,41
								FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)										
Si	2,87	2,91	2,90	2,80	2,94	2,74	2,81	2,83	2,90	2,78	2,79	2,76	2,92	2,95	2,72	2,80	2,86	2,80
Al	1,13	1,11	1,11	1,20	1,07	1,26	1,19	1,14	1,11	1,22	1,20	1,23	1,07	1,07	1,29	1,20	1,13	1,20
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	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	0,13	0,06	0,09	0,18	0,04	0,26	0,19	0,20	0,10	0,20	0,20	0,26	0,09	0,04	0,28	0,19	0,14	0,18
Na	0,84	0,89	0,86	0,80	0,92	0,71	0,79	0,83	0,85	0,80	0,81	0,72	0,91	0,90	0,66	0,82	0,87	0,80
K	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02
SOMME	4,98	4,98	4,98	5,00	4,98	4,98	4,99	5,01	4,97	5,01	5,01	4,99	5,00	4,97	4,97	5,01	5,01	5,00
%An	13,09	6,60	9,45	17,77	4,60	26,40	19,05	19,10	10,13	19,91	19,91	26,05	8,61	4,05	29,54	18,53	14,15	18,40
%Ab	86,10	92,63	89,62	80,58	93,73	72,39	79,75	80,30	88,92	79,52	79,49	72,82	90,40	94,19	69,17	80,54	84,97	80,04
%Or	0,81	0,77	0,93	1,65	1,67	1,21	1,19	0,61	0,94	0,56	0,60	1,14	0,99	1,76	1,29	0,93	0,88	1,56

Tableau II.2

Formules structurales des plagioclases des granodiorites du Ghallaman

b = bordure, c = coeur, > = allant vers

III.2.2 - Le plagioclase

Il constitue la phase minérale la plus abondante. Son pourcentage modal est de 35 à 44% et sa taille varie de 0,5 à 1,5mm. Les macles sont généralement celles de l'albite, parfois quelques cristaux présentent les deux systèmes (albite+Carlsbad).

Le plagioclase se présente sous trois habitus:

* Petits cristaux de taille inférieure à 1mm, pour la plupart frais et automorphes. Ils sont fréquents dans le faciès grenu hétérogène.

* Gros cristaux (1,5-3mm) xénomorphes à sub-automorphes plus ou moins altérés (damouritisés), certains maclés albite et présentant parfois des microfractures le long desquelles se développent des paillettes de micas et d'épidote. Dans certains cas les produits d'altération se répartissent de façon floue en zones successives qui pourraient correspondre à un zonage primaire.

Souvent ces deux types de cristaux sont corrodés par le quartz (avec parfois développement de la myrmékite) et le microcline (donnant des figures de microclinisation, planche **I**, photo **d**)). La myrmékite et le microcline présents en bordure des plagioclases pourraient aussi correspondre à des textures de syncristallisation.

* Dans la texture à cloison (MAS279), le plagioclase se présente en minéraux arrondis, plus ou moins tordus et moulés par une pâte cataclastique correspondant à un feutrage de quartz et/ou de biotite (planche **I**, photo **c**).

La forme des cristaux du plagioclase nous permet de situer dans le temps la mise en place du massif par rapport à la déformation.

Ainsi le caractère sub-automorphe à automorphe du plagioclase des échantillons appartenant au faciès orienté pourrait traduire une continuité entre la mise en place de ces roches et la principale phase de déformation. L'apogée de l'intensité de cette déformation serait marquée texturalement par le caractère assez déformé de certaines roches se traduisant par la dislocation des bordures du plagioclase accompagnée par des phénomènes de recristallisation de ces bordures en néoblastes de petite taille (MAS279).

Les analyses, réalisées sur quelques échantillons, rassemblées dans le tableau II.2 montrent qu'il s'agit pour l'essentiel d'oligoclase (An_{4-29} Ab_{69-94} $Or_{0,5-2}$), avec un pourcentage d'anorthite se situant en moyenne aux alentours de 17%. Globalement le pourcentage d'An varie de $An_{29,5}$ dans le coeur d'un cristal MAS134 à $An_{4,6}$ au niveau de la bordure d'un cristal MAS269 ; les plus petites valeurs correspondent aux analyses

Ech	AL59	AL59	AL59	AL59	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269
N°Anal.	FG7	FG8	FG10	FG12	FG85	FG89	FG91	FG94	FG95	F12	F15
SiO2	64,98	63,59	64,43	64,11	64,20	65,27	63,72	64,85	64,67	65,01	64,20
Al2O3	18,84	18,88	19,03	18,73	18,63	19,76	18,66	18,66	18,78	18,83	19,56
TiO2	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,12	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
MnO	0,07	0,04	0,00	0,00	0,05	0,00	0,02	0,08	0,07	0,10	0,00
MgO	0,00	0,00	0,15	0,01	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
CaO	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,49	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,65	0,94	1,93	0,42	0,51	3,30	0,94	0,72	1,16	2,84	0,38
K2O	16,36	15,33	13,72	16,36	15,85	10,36	15,55	15,69	15,13	12,94	15,56
TOTAL	100,90	98,90	99,76	99,63	99,29	99,42	98,97	99,99	99,87	99,74	99,70
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)											
Si	2,98	2,97	2,96	2,98	2,99	2,97	2,98	2,99	2,98	2,98	2,96
Al	1,02	1,04	1,03	1,03	1,02	1,06	1,03	1,01	1,02	1,02	1,06
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,06	0,09	0,17	0,04	0,05	0,29	0,09	0,06	0,10	0,25	0,03
K	0,96	0,91	0,81	0,97	0,94	0,60	0,93	0,92	0,89	0,76	0,92
SOMME	5,01	5,01	4,97	5,01	4,99	4,95	5,01	4,99	5,00	5,01	4,98
%An	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00	3,28	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
%Ab	5,69	8,49	17,61	3,76	4,66	31,55	8,41	6,52	10,44	25,00	3,58
%Or	94,31	91,11	82,39	96,24	95,34	65,17	91,59	93,48	89,56	74,95	96,42

Tableau II.3

Formules structurales des feldspaths potassiques des granodiorites du Ghallaman

des plagioclases de l'échantillon AL59.

Bien qu'optiquement les cristaux ne montrent pas de zonation importante, le zoning de composition, quant à lui, est relativement marqué et est tantôt normal : P7c($An_{17,7}$)---->P9b($An_{4,6}$) ; tantôt inverse : P23c($An_{8,6}$)--->P24b($An_{26,0}$), ce qui traduirait une cristallisation hors équilibre et sous des conditions physico-chimiques variables. Cette variation relativement importante peut aussi s'expliquer par une déformation intracristalline et/ou une altération. La teneur en orthose varie quant à elle de $Or_{0,56}$ (MAS269) à $Or_{1,76}$ (MAS134).

III.2.3 - Le microcline

Relativement peu abondant (6 à 12%), on le rencontre sous deux aspects qui pourraient correspondre à deux générations ; et ce, quel que soit le type de faciès :

-La première (rencontrée essentiellement dans les lames MAS268 et MAS269) est marquée par de gros cristaux (2,5 - 3,5mm) xénomorphes à sub-automorphes, plus ou moins maclés Carlsbad, perthitisés en veinules étirées et corrodés par le quartz (planche **I**, photo **b**) .

-La seconde génération est représentée par des cristaux très frais dépourvus de perthite, poecilitiques, présentant le quadrillage caractéristique du microcline et cimentant les autres minéraux en remplissant les interstices (MAS138 et MAS189) (planche **I**, photo **d**). Ce type de cristaux apparait tardif par rapport au plagioclase avec lequel il développe souvent des relations réactionnelles et au dépens duquel il semble se former en le corrodant. Entre le microcline et le plagioclase se développent souvent des bourgeons de myrmékite

Cette distinction des microclines du Ghallaman en deux générations semble se retrouver au niveau de leur composition chimique (consignée dans le tableau II.3). En effet, la composition chimique des cristaux de la première génération se caractérise par un pourcentage d'albite élevé (variant de 10 à 31,5%); alors que la seconde génération présente un pourcentage relativement faible (inférieur à 7%). Le pourcentage d'An est pratiquement nul pour les deux familles de feldspath potassique.

N°Ech	AL59	AL59	AL59	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS269	MAS134	MAS268	MAS268	MAS268	MAS268	MAS268	MAS268
N°Anal.	BG2	BG6	BG9	G14	G16	G17	BG88	BG93	G25	34	35	39	40	42	43
SiO2	35,85	37,74	34,97	34,48	34,72	34,70	34,77	34,61	35,69	35,86	35,80	35,89	36,04	34,94	36,78
Al2O3	17,73	19,81	17,19	16,82	16,95	16,54	18,02	17,84	17,64	17,95	17,50	18,26	18,53	17,04	18,40
TiO2	2,87	2,28	2,83	2,82	2,89	3,50	2,87	3,78	4,02	2,20	2,21	2,64	3,01	2,53	2,97
FeO	24,82	21,55	24,20	27,05	27,79	26,69	29,21	28,00	21,57	23,78	22,70	22,32	22,50	22,32	22,98
MnO	0,39	0,48	0,36	0,21	0,18	0,25	0,19	0,13	0,21	0,24	0,19	0,13	0,38	0,22	0,19
MgO	6,89	6,53	6,59	4,26	4,46	3,89	4,33	4,14	6,31	7,91	7,99	7,95	7,48	7,34	7,55
CaO	0,00	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
NiO	0,05	0,16	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,13	0,05	0,06
Na2O	0,06	0,30	0,07	0,03	0,02	0,06	0,07	0,14	0,11	0,10	0,04	0,05	0,06	0,18	0,00
K2O	9,74	9,27	9,46	9,55	8,99	9,51	9,48	9,28	9,59	9,37	9,37	9,80	9,81	10,09	9,69
TOTAL	98,40	98,15	95,67	95,24	96,05	95,14	99,08	97,92	95,19	97,51	95,80	97,07	97,94	94,71	98,64
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)															
Si	5,51	5,66	5,53	5,57	5,56	5,60	5,43	5,44	5,57	5,45	5,51	5,45	5,43	5,48	5,49
AlIV	2,49	2,34	2,47	2,43	2,44	2,40	2,57	2,56	2,43	2,55	2,49	2,55	2,57	2,52	2,51
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,72	1,15	0,73	0,77	0,75	0,75	0,75	0,74	0,82	0,66	0,68	0,71	0,72	0,63	0,72
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,90	2,45	2,91	3,32	3,38	3,27	3,47	3,34	2,56	3,02	2,92	2,83	2,83	2,93	2,87
Ni	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01
Mg	1,58	1,46	1,55	1,03	1,06	0,94	1,01	0,97	1,47	1,79	1,83	1,80	1,68	1,72	1,68
Mn	0,05	0,06	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05	0,03	0,02
Ti	0,33	0,26	0,34	0,34	0,35	0,42	0,34	0,45	0,47	0,25	0,26	0,30	0,34	0,30	0,33
Y	5,59	5,40	5,57	5,49	5,57	5,41	5,61	5,51	5,36	5,76	5,72	5,66	5,64	5,61	5,64
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,02	0,09	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,02	0,05	0,00
K	1,91	1,77	1,91	1,97	1,84	1,96	1,89	1,86	1,91	1,82	1,84	1,90	1,88	2,02	1,84
X	1,93	1,86	1,93	1,98	1,84	1,98	1,91	1,90	1,94	1,86	1,85	1,92	1,90	2,07	1,84
XYZ	15,52	15,27	15,50	15,47	15,42	15,39	15,52	15,42	15,30	15,62	15,57	15,58	15,54	15,68	15,48
XFe	0,65	0,63	0,65	0,76	0,76	0,78	0,77	0,78	0,64	0,63	0,61	0,61	0,63	0,63	0,63
Altot	3,21	3,50	3,20	3,20	3,20	3,15	3,32	3,30	3,25	3,21	3,17	3,27	3,29	3,15	3,24

Tableau II.4
Formules structurales des biotites des granodiorites du Ghallaman

III.2.4 - La biotite

Son pourcentage modal est estimé entre 3 et 16%. Elle est marquée par un pléochroïsme intense allant du jaune-pâle au brun-rougeâtre dans le faciès orienté et du vert clair au brun foncé dans le faciès grenu hétérogène. Malgré la foliation très marquée dans certains cas, rendant le quartz très étiré, la biotite est restée relativement stable sans qu'elle se transforme totalement en chlorite (faciès orienté) ; ce qui signifierait que les mouvements qui ont donné lieu à cette structure étaient limités à des laminages très lents. Les minéraux ont donc glissé doucement les uns sur les autres (Rocci, 1955).

Les micas se présentent :

-Sous forme de lames de 0,5 à 1mm, xénomorphes à sub-automorphes, plus ou moins déchiquetées, fréquemment rassemblées et à domaines d'orientation quelconque (faciès grenu hétérogène: MAS269, planche **I**, photo **b**).

-En individus isolés, xénomorphes, très déchiquetés et chloritisés (AL59) (planche **I**, photo **d**) .

-Sous forme de lames sub-automorphes à automorphes orientées parfois flexueuses moulant les cristaux de plagioclase (principalement dans le faciès orienté avec ou sans muscovite) (planche **I**, photo **a**).

Au niveau de nombreux individus, la chloritisation est relativement importante (MAS134). Elle est marquée par de fines taches verdâtres le long des clivages se traduisant au niveau de la composition chimique (tableau II.4) par une relative diminution de la teneur en Ti (figure II.2). Par ailleurs, Ti présente une corrélation positive avec le rapport Fe/Fe+Mg. Les valeurs de Al^{IV} sont largement suffisantes pour combler le site tétraédrique (Z), et celles de Al^{VI} sont presque identiques pour tous les échantillons.

Dans le diagramme de classification (figure II.3, Deer et al., 1988), les points représentatifs des micas analysés se situent dans le domaine des biotites pratiquement à distance égale entre le pôle annite et pôle sidérophyllite. Notons toutefois que les biotites MAS269 sont relativement les plus ferrifères et les moins magnésiennes avec un rapport Fe/Fe+Mg plus ou moins constant (environ 0,75). Celles des échantillons MAS268 et AL59 se caractérisent par un rapport Fe/Fe+Mg variant aussi très peu (entre 0,6 et 0,65 ; les plus petites valeurs sont celles de MAS268).

Afin d'obtenir une idée sur l'état de fraîcheur des biotites étudiées, nous avons fait appel au triangle 10.TiO2 - FeO + MnO - MgO (Nachit, 1985) de la figure II.4. En effet, ce triangle nous aide à distinguer les biotites primaires (brunes), des biotites primaires

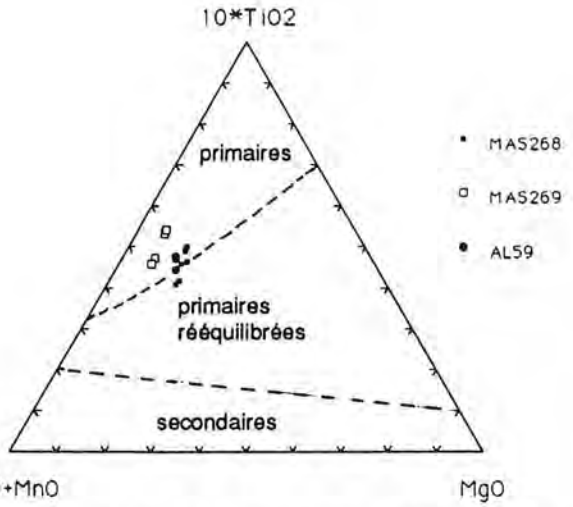


Figure II.4 - Position des biotites des granodiorites du Ghallaman dans le triangle 10*Ti - FeO+MnO - MgO de Nachit et al. (1985)

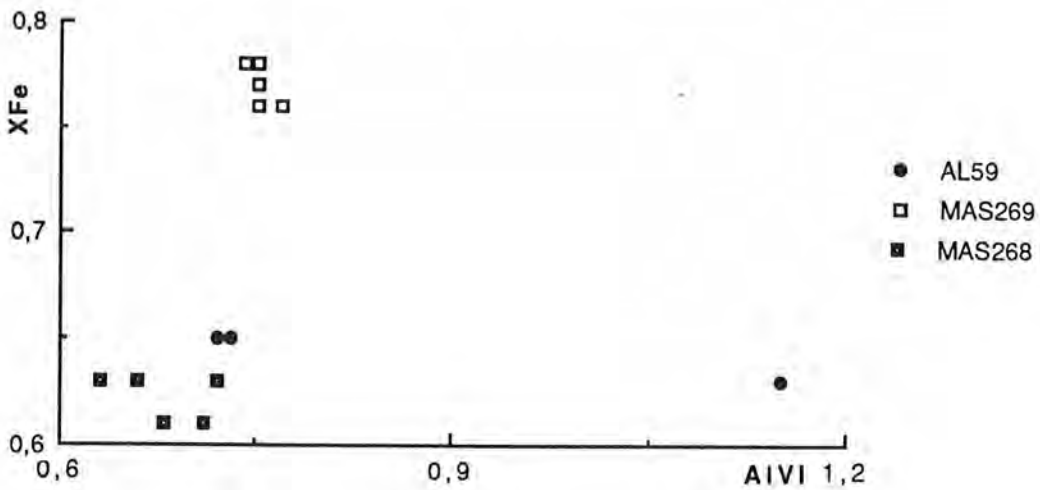


Figure II.5

Diagramme de variation XFe - AlVI dans les biotites des granodiorites du Ghallaman

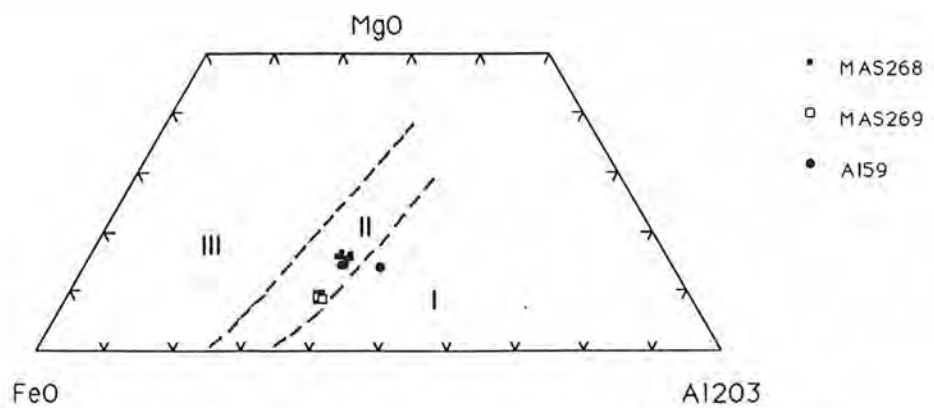


Figure II.6 - Position des biotites du Ghallaman dans le triangle MgO - FeO - Al2O3

rééquilibrées et des biotites secondaires (vert-brunes et vertes respectivement) et permet donc la caractérisation typologique des séries magmatiques à l'aide des biotites.

Ainsi, dans ce triangle les biotites MAS269 se placent dans le domaine des biotites brunes primaires. En revanche, celles des échantillons MAS268 et AL59 sont à cheval sur la limite qui partage le domaine des biotites brunes primaires et celles vertes à vert-brunes primaires rééquilibrées. Il en ressort donc qu'à l'exception de quelques biotites associées à la muscovite (MAS268) et d'autres plus ou moins chloritisées (AL59), la plupart des biotites étudiées des granodiorites du Ghallaman et notamment celles de l'échantillon MAS269 peuvent servir de moyens de discrimination typologiques.

En outre les biotites MAS268 semblent avoir subi un rééquilibrage en présence de muscovite comme le montre le diagramme de la figure II.5 où elles présentent, à l'inverse de la tendance d'évolution magmatique une légère diminution de XFe quand Al^{VI} augmente. Cependant, le rapport (FeO/MgO) biotite MAS268 / (FeO/MgO) muscovite MAS268 n'est pas constant et varie de 1,9 à 2,52 ce qui laisse supposer qu'aucun état d'équilibre ne s'est instauré entre les biotites et les muscovites de cet échantillon dans des conditions post-magmatiques (Garcia et Fonteilles, 1985).

Dans le diagramme de Nockolds (figure II.6), les biotites du Ghallaman se positionnent essentiellement près de la limite séparant le domaine II (biotites non associées à d'autres minéraux mafiques) du domaine I (biotites associées à muscovite, topaze, ...), mais jamais dans le domaine III (biotites associées à la hornblende); ce qui laisse supposer l'absence de lien génétique entre ces biotites et d'éventuelles amphiboles. Par ailleurs, on remarquera, dans le même diagramme, que la position des biotites MAS269 se situe suivant de la lignée magmatique calco-alcaline ; tandis que celles des biotites MAS268 et AL59 sont proches du champ de la lignée magmatique alumino-potassique.

Une telle discrimination entre les biotites MAS269 d'une part et celles des échantillons MAS268 et Al59 d'autre part, se retrouve confortée dans le diagramme Altot/Mg (Nachit et al. 1985; figure II.7). Diagramme qui permet la discrimination des biotites selon les lignées magmatiques (alumino-potassique, sub-alcaline, calco-alcaline, alcaline et hyperalcaline). Dans ce diagramme les biotites de Ghallaman se répartissent en deux groupes, assez distincts : les biotites MAS269 occupent le domaine de la lignée calco-alcaline; tandis que celles des échantillons MAS268 et AL59, plus alumineuses et plus magnésiennes, se trouvent sinon dans le domaine de la lignée magmatique alumino-potassique du moins à cheval sur la limite séparant le domaine de cette dernière du champ de la lignée calco-alcaline pour certaines (biotites brunes primaires). On peut ainsi mettre le décalage (le problème est que l'on ne peut estimer que son sens mais pas son

Ech	MAS268	MAS268	MAS268	MAS268	MAS268	MAS134	MAS134	MAS134	MAS134	MAS134	MAS134	MAS134
N°Anal	29	30	36	37	41	44	46	48	49	50	51	52
FeO	01,09	01,27	01,25	01,56	01,29	01,56	01,51	01,18	01,63	01,19	01,39	01,35
Na2O	00,49	00,51	00,45	00,50	00,50	00,71	00,73	00,49	00,63	00,46	00,54	00,45
K2O	10,50	10,80	10,45	10,57	10,38	10,68	10,46	10,64	10,73	10,82	10,37	10,92
SiO2	47,24	45,85	47,99	46,29	44,62	46,44	46,64	44,49	46,63	45,66	47,08	46,80
MnO	00,11	00,12	00,04	00,01	00,00	00,00	00,00	00,03	00,17	00,00	00,08	00,03
CaO	00,00	00,00	00,00	00,00	00,07	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
NiO	00,08	00,03	00,00	00,17	00,03	00,02	00,06	00,00	00,00	00,00	02,42	00,07
Al2O3	34,19	35,22	34,69	34,63	34,46	37,33	37,21	36,40	37,49	37,79	38,00	37,47
TiO2	01,18	01,24	01,32	01,05	01,16	00,09	00,02	00,00	00,00	00,00	00,60	00,00
Cr2O3	00,03	00,02	00,00	00,10	00,00	00,04	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,02
MgO	00,98	00,94	01,12	00,98	00,99	00,15	00,18	00,13	00,13	00,14	00,18	00,16
Total	95,89	96,00	97,31	95,86	93,50	97,02	96,81	93,36	97,41	96,06	100,66	97,27
					FORMULE STRUCTURALE							
Si	06,24	06,08	06,24	06,15	06,07	06,08	06,11	06,07	06,08	06,03	05,99	06,10
Al4	01,76	01,92	01,76	01,85	01,93	01,92	01,89	01,93	01,92	01,97	02,01	01,90
Al6	03,57	03,59	03,56	03,57	03,60	03,84	03,85	03,88	03,85	03,90	03,69	03,86
Fe2	00,12	00,14	00,14	00,17	00,15	00,17	00,17	00,13	00,18	00,13	00,15	00,15
Mn	00,01	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,01	00,00
Mg	00,19	00,19	00,22	00,19	00,20	00,03	00,03	00,03	00,02	00,03	00,03	00,03
Ti	00,12	00,12	00,13	00,10	00,12	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,06	00,00
Cr	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Ca	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Na	00,13	00,13	00,11	00,13	00,13	00,18	00,18	00,13	00,16	00,12	00,13	00,11
K	01,77	01,83	01,73	01,79	01,80	01,78	01,75	01,84	01,79	01,82	01,68	01,82
Total	13,91	14,01	13,89	13,97	14,01	14,01	13,98	14,00	14,00	14,00	13,76	13,98
Na+K	01,90	01,96	01,85	01,92	01,93	01,96	01,93	01,96	01,94	01,94	01,82	01,93
%Parag.	06,63	06,73	06,20	06,71	06,87	09,15	09,56	06,51	08,14	06,06	07,39	05,92

Tableau II.5

Compositions et formules structurales des muscovites du Ghallaman

amplitude) de la position de certaines biotites MAS268 et AL59 vers le domaine alumino-potassique sur le compte du rééquilibrage en présence de muscovite pour certaines et/ou de la chloritisation pour d'autres (voir figure II.5) et parler donc d'une lignée magmatique hétérogène à tendance globalement calco-alcaline.

III.2.5 - la muscovite

Présente seulement dans le faciès orienté, son pourcentage peut atteindre 10%. Pétrographiquement, on distingue deux types de muscovite :

- Cristaux de taille variable, plus ou moins sub-automorphes à xénomorphes, certains en lamelles déchiquetées, souvent orientées suivant le plan de foliation et se développant souvent au contact du plagioclase. Les lames renfermant ce type de muscovite (MAS134) se caractérisent par la rareté voire l'absence de biotite. Le fait que certaines muscovites se situent dans le plan de foliation va dans le sens de l'hypothèse de l'acquisition du caractère peralumineux par déformation et percolation des fluides, impliquant donc le caractères rééquilibré des rares biotites associées.

- Cristaux sub-automorphes à automorphes, isolés ou associés en îlots. Ce type de muscovite se rencontre dans la lame MAS268. Soulignons la présence dans cette dernière de cristaux de biotite plus ou moins déchiquetés. La forme de ces muscovites peut traduire leur caractère primaire et le cas échéant argumente pour la nature alumino-potassique des biotites associées. Cependant cet hypothèse ne va pas dans le sens des données en éléments majeurs pour cet échantillons comme nous le verrons plutard.

A partir des analyses chimiques et des formules structurales (calculées sur la base de 28 oxygènes) consignées dans le tableau II.5 on peut retenir ce qui suit :

La muscovite MAS268 (associées à la biotite) est relativement plus riche en Si et $Fe^{2+} + Mg^{2+}$ ($6,07 \leq Si \leq 6,24$; $0,31 \leq Fe^{2+} + Mg^{2+} \leq 0,36$) que la muscovite non associée à la biotite de l'échantillon MAS138 ($5,99 \leq Si \leq 6,11$; $0,16 \leq Fe^{2+} + Mg^{2+} \leq 0,2$). En outre, l'abondance relative du titane sépare les muscovites de MAS268 de celles de MAS138 (Ti au voisinage de 0,12 pour MAS268 ; pratiquement égal à zéro pour les muscovites de MAS138). Ces caractères traduisent l'aspect primaire (magmatique) des muscovites de MAS268 et celui secondaire (tardi-magmatique) des muscovites de l'échantillon MAS138 (Monier et al., 1984). Cependant, certaines muscovites de MAS138 montrent un taux de paragonite relativement important impliquant donc une température de cristallisation plus importante ce qui jette un doute sur les relations temporelles précédemment évoquées (Lambert, 1959).

ECH	GH(1)	GH(92)	BT(83)	KA(97)	TIG(118)	TIG(126)
Al2O3	00,50	01,94	00,00	00,05	00,00	00,04
Cr2O3	00,04	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Fe2O3	03,15	05,33	01,47	01,85	00,20	00,00
Feo	40,05	41,63	25,42	42,65	30,54	41,76
NiO	00,02	00,40	00,17	00,00	00,01	00,09
MgO	00,00	00,05	00,13	00,08	00,03	00,00
MnO	06,28	02,22	21,22	02,71	15,66	02,83
TiO2	51,63	49,32	52,61	50,64	51,67	53,38
Total	101,22	100,89	101,02	97,98	98,13	98,10
			FORMULE STRUCTURALE (6 oxygènes; 4cations)			
Al	00,00	00,11	00,00	00,00	00,00	00,00
Cr	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Fe3+	00,12	00,20	00,06	00,07	00,01	00,00
Fe2+	01,67	01,73	01,06	01,84	01,31	01,78
Ni	00,00	00,02	00,01	00,00	00,00	00,00
Mg	00,00	00,00	00,01	00,01	00,00	00,00
Mn	00,27	00,09	00,90	00,12	00,68	00,12
Ti	01,94	01,84	01,97	01,96	02,00	02,05
Total	04,00	04,00	04,00	04,00	04,00	03,95
%Ilm	96,93	92,17	98,62	98,13	99,79	99,94
%Hem	03,07	07,83	01,38	01,87	00,21	00,06

Tableau II.6a

Compositions et formules structurales des ilménites des granitoïdes étudiés (BT: Ain Ben Tili; GH: Ghallaman; KA: Karet; TIG: Tiguesmet)

ECH	AL58	IM122	IM122	MAS246	IM123	MAS269	MAS140	MAS140	MAS168	MAS80	AA40	AA40
N°analy	54	60	61	68	78	84	97	45	50	89	31	40
Al2O3	00,09	00,00	00,20	00,19	00,00	00,11	00,06	00,06	00,31	02,36	00,25	00,13
Cr2O3	00,04	00,00	00,06	00,06	00,00	00,00	00,08	00,10	00,34	00,19	00,00	00,00
Fe2O3	68,70	67,64	66,87	68,70	69,25	69,19	67,45	65,04	60,87	58,12	68,93	67,27
Feo	30,85	30,43	30,28	31,07	31,04	31,17	30,04	29,35	33,93	30,60	31,44	30,37
NiO	00,00	00,00	00,00	00,00	00,12	00,00	00,04	00,00	00,00	00,00	00,00	00,21
MgO	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,03	00,00	00,00	00,00	00,16	00,00	00,01
MnO	00,14	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,34	00,00	00,32	00,05	00,07	00,00
TiO2	00,00	00,00	00,02	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	03,61	01,69	00,18	00,13
Total	99,82	98,07	97,44	100,02	100,41	100,51	98,01	94,55	99,38	93,17	100,87	98,12
FORMULE STRUCTURALE (32 oxygènes; 24cations)												
Al	00,03	00,00	00,07	00,07	00,00	00,04	00,02	00,02	00,11	00,90	00,09	00,05
Cr	00,01	00,00	00,02	00,02	00,00	00,00	00,02	00,03	00,08	00,05	00,00	00,00
Fe3+	16,00	16,00	15,90	15,92	16,00	15,96	15,96	15,95	14,13	14,22	15,83	15,89
Fe2+	07,96	08,00	08,00	08,00	07,97	07,99	07,90	08,00	08,75	08,32	08,02	07,97
Ni	00,00	00,00	00,00	00,00	00,03	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,05
Mg	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,08	00,00	00,01
Mn	00,04	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,09	00,00	00,08	00,01	00,02	00,00
Ti	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,84	00,41	00,04	00,03
Total	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00	24,00
%Ul-spi	00,00	00,00	00,06	00,00	00,00	00,03	00,00	00,00	10,47	05,17	00,52	00,38
%Magn	100,00	100,00	99,94	100,00	100,00	99,97	100,00	100,00	89,53	94,83	99,48	99,62

Tableau II.6 b

Compositions et formules structurales des magnétites des granitoïdes étudiés
(AL58, IM, MAS264 : Ain Ben Tili ; MAS269 : Ghallaman ; MAS140 : Karet ; MAS168, MAS80, AA40 : Archéouat)

III.2.6 - Les minéraux accessoires (3% en moyenne)

- *L'apatite*: c'est un minéral ubiquiste prédominant parmi les accessoires dans les granites du Ghallaman. Elle est généralement associée aux micas mais se rencontre aussi dispersée dans la matrice et se présente fréquemment en cristaux hexagonaux, trapus. On la retrouve aussi, mais en quantité moindre, en aiguilles plus ou moins effilées.

- A l'instar de l'apatite, *le zircon* est souvent en inclusions dans la biotite. Il est soit en grains arrondis, soit en baguettes allongées.

- Les minéraux *opaques* : Les analyses chimiques révèlent qu'il s'agit de magnétite et d'ilménite. Ils sont présents particulièrement dans les roches à texture grenue hétérogène, riches en biotite et dans les roches à texture cloisonnée. Ils se présentent sous différents habitus: xénomorphes (parfois amiboïdes), sub-automorphes ou sous forme de petits granules. Dans les lames à texture grenue, les opaques sont intimement liés à la biotite; par contre ils sont dispersés dans la matrice dans les échantillons à texture cloisonnée.

Les analyses à la microsonde (tableaux II.6a et 6b) ont été réalisées sur trois minéraux opaques: deux ilménites et une magnétite. Les compositions chimiques des ilménites (la formule structurale a été déterminée sur la base de 6 oxygènes et 4 cations) montrent qu'ils renferment de l'hématite (3,07 - 7,83%). Ils ont des teneurs en FeOt de 42,88 à 46,42% et en TiO2 de 51,63 à 49,32%. Leur teneur en MnO est variable: 6,28 - 2,22% et le pourcentage de MgO est pratiquement nul.

La formule structurale de la magnétite, calculée sur la base de 32 oxygènes et 24 cations, donne un pourcentage de magnétite de 99,97%.

III 3 - CARACTERISATION GEOCHIMIQUE

III.3.1 - éléments majeurs

La subdivision des granitoïdes du Ghallaman en trois groupes tels que définis aussi bien par les études de terrain que dans l'étude pétrographique et minéralogique ne semble guère évidente (au moins entre le faciès hétérogène grenu et le faciès orienté) si l'on considère leurs compositions en la plupart des éléments majeurs (tableau II.7). En effet, à l'exception de l'échantillon MAS268 (orienté, riche en muscovite) pour lequel la teneur en silice est la moins importante (66,82%) (on ne connait pas de granites à deux micas à 66% de SiO_2 ; à cette teneur il s'agit bien d'une granodiorite modifiée ; argument pour

N°Ech	MAS134	MAS138	MAS265	MAS268	AL59	MAS269	MAS157
SiO2	71,76	72,14	70,12	66,82	73,62	71,37	70,71
Al2O3	14,07	14,65	15,02	14,69	13,71	14,48	13,56
TiO2	00,30	00,17	00,39	00,88	00,16	00,24	00,28
FeO	01,92	01,28	01,77	03,79	01,19	01,53	01,98
Fe2O3réel	00,15	00,10	00,14	00,29	00,06	00,18	00,15
MnO	00,04	00,03	00,08	00,05	00,02	00,00	00,03
MgO	00,69	00,39	00,85	01,42	00,32	00,44	00,59
CaO	01,51	01,23	00,65	01,73	01,16	01,47	00,54
Na2O	03,15	03,75	03,29	03,19	03,90	03,83	02,79
K2O	04,72	04,64	05,52	04,44	04,49	04,59	07,03
P2O5					00,08	00,12	
P.F.	01,02	00,90	01,03	01,39	01,05	00,78	00,89
TOTAL	99,32	99,28	98,86	98,70	99,76	99,03	98,55
			NORME C.I.P.W				
Ilm	00,60	00,34	00,78	01,76	00,32	00,48	00,56
Or	27,86	27,39	32,58	26,21	26,50	27,09	41,49
Ab	26,63	31,70	27,82	26,97	32,97	32,38	23,59
An	07,49	06,10	03,22	08,58	05,75	07,29	02,68
Cor	01,03	01,22	02,45	01,49	00,33	00,54	00,38
Hy	04,82	03,10	04,86	09,13	02,75	03,51	04,70
Q	29,65	28,34	25,91	22,87	29,86	26,58	24,04
TOTAL	98,08	98,19	97,62	97,00	98,48	97,87	97,43

Tableau II.7

Analyses et normes C. I. P. W. des granodiorites du Ghallamn

une origine secondaire de la muscovite), il n'est pas évident de faire une discrimination entre ces deux faciès sur la base des teneurs de la plupart des oxydes.

En revanche la lecture des teneurs en alumine nous permet de constater que le faciès orienté est sensiblement plus alumineux et plus potassique que le faciès grenu hétérogène. Ceci se traduit au niveau des normes C.I.P.W par leur relative richesse en corindon (entre 1,03 et 2,45% ; alors que ce pourcentage se situe entre 0,33 et 0,54% pour le faciès grenu hétérogène) On notera aussi l'importance de l'hypersthène dans le faciès orienté (3,10 - 9,13%) par rapport au faciès grenu hétérogène (inférieur à 3,51%).

Notons que les normes C.I.P.W ont été calculées à partir du programme de Mc Birney (1984) et ce en considérant les teneurs en FeO mesurées par voie humide dans deux roches de chaque groupe de granitoïdes ; ensuite nous avons généralisé le rapport FeO/Fe_2O_3 mesuré pour chaque groupe de granitoïdes aux roches pour lesquelles ce rapport n'a pas été mesuré. Fe_2O_3 a été calculé de la manière suivante :

$Fe_2O_3 = Fe_2O_3total - (FeO \times 1,11)$.

III.3.2 - classification chimico-minéralogique

Dans le diagramme (Na+K)/Al en fonction de SiO_2 (figure II.8), les granodiorites du Ghallaman se situent dans le domaine sub-alcalin et présentent une alcalinité croissante depuis le faciès orienté jusqu'au faciès grenu hétérogène.

Les échantillons du Ghallaman ont été reportés sur le diagramme Q/P de de la Roche (1964, 1966), modifié par Debon et Le Fort (1983, 1988) et basé sur les paramètres Q=Si/3+(K+Na+2/3Ca) et P=K-(Na+Ca) (figure II.9). Sur ce diagramme ont été délimitées douze cases correspondant chacune à la composition d'un faciès pétrographique particulier. Les points représentatifs des échantillons étudiés se positionnent dans le champ des adamellites mais se placent aussi dans le domaine des granites. Cette position est liée au caractère très potassique (High K) de ces granodiorites (figure II.10), dû certainement à l'abondance de la biotite beaucoup plus qu'au feldspath potassique.

Le diagramme A/B (Debon et Le Fort, 1983, 1988) (Figure II.11), basé sur les paramètres A=Al-(K+Na+2Ca) et B=Fe+Mg+Ti, permet de mettre en évidence l'évolution du bilan alumineux au cours de la différenciation magmatique. Ainsi on qualifie une roche de peralumineuse si Al > (K+Na+2Ca) et de métalumineuse si Al < (K+Na+2Ca). Il reflète aussi la nature et la proportion des minéraux caractéristiques

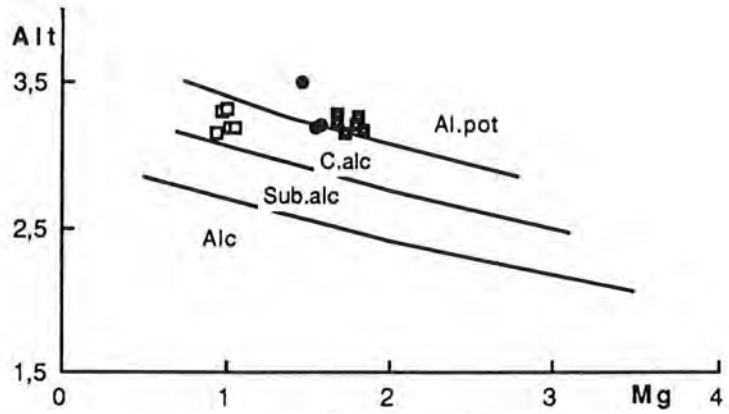


Figure II.7

Position des biotites des granodiorites du Ghallaman dans le Diagramme Mg/Altotal (Nachit et al.,1985) Domaine: (Alc) alcalin, (Sub.alc) Sub-alcalin,(C.alc) Calco-alcalin, (Al.pot) Alumino-potassique

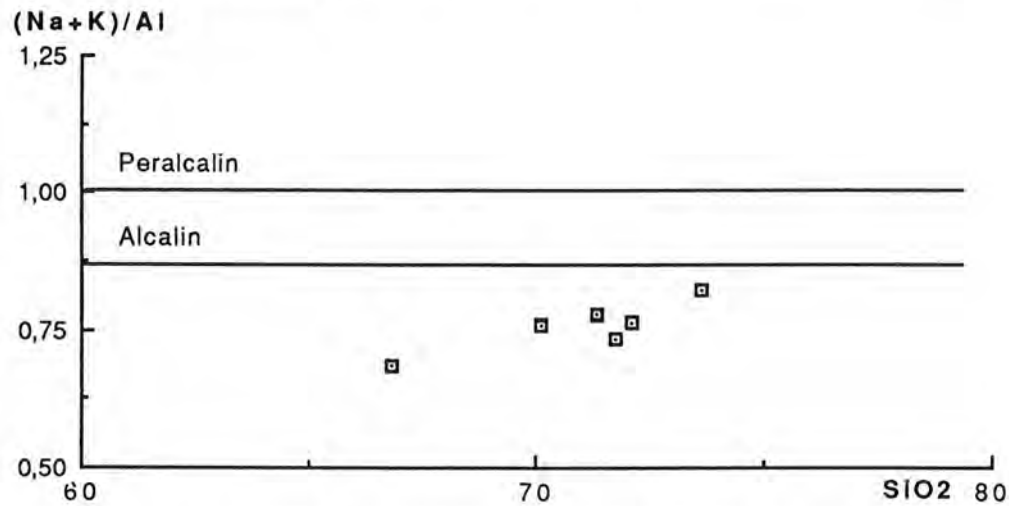


Figure II.8 - Diagramme (Na/K) en fonction de SiO2

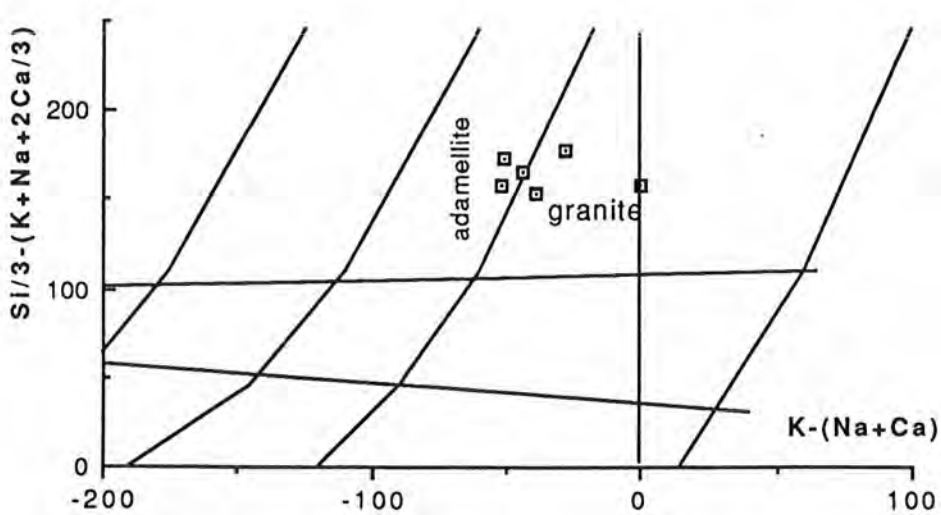


Figure II.9 - Diagramme Q/P de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux granodiorites du Ghallaman

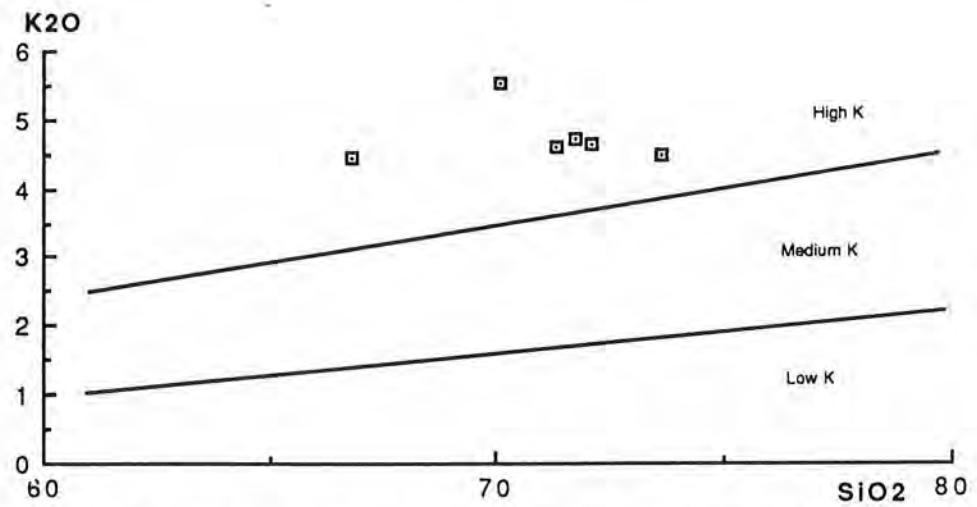
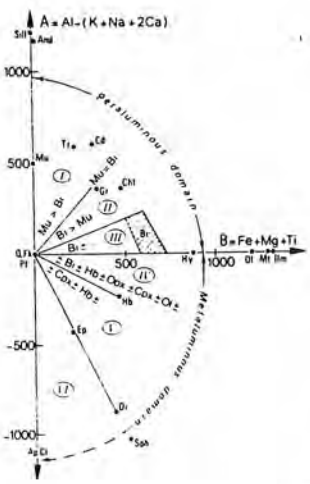


Figure II.10 - Diagramme K2O/SiO2 appliqué aux granodiorites du Ghallaman



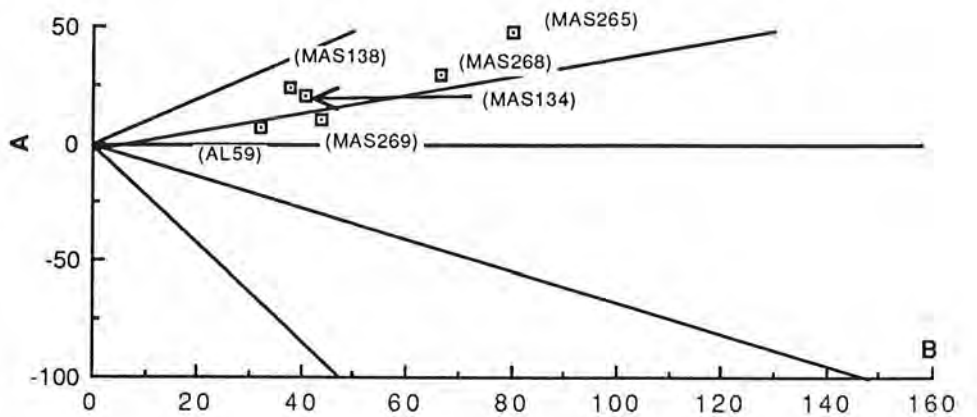


Figure II.11 - Diagramme A/B de Debon et Le Fort appliqué aux granodiorites du Ghallaman.

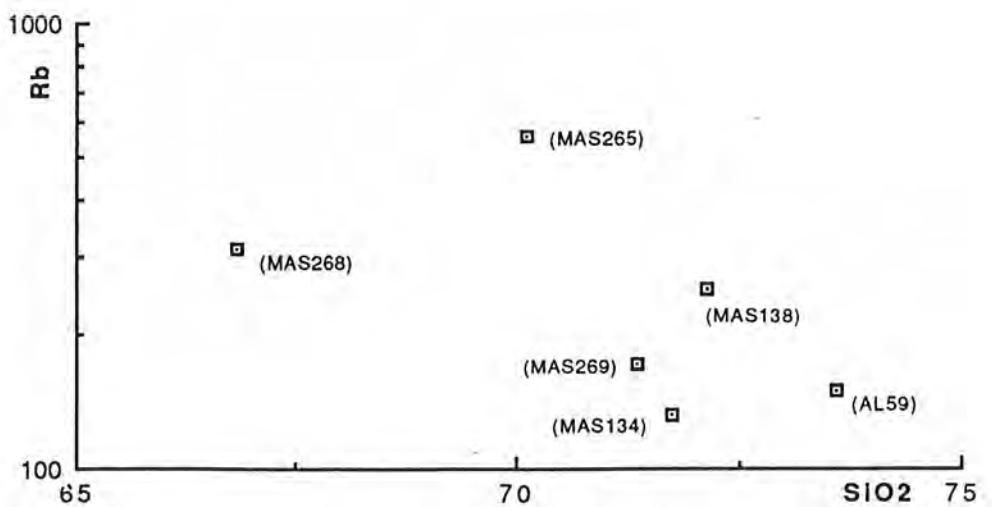


Figure II.12 - Diagramme Rb en fonction de SiO2

(exception faite du quartz et du feldspath) de l'échantillon étudié ; en outre, il permet de le rattacher à l'une des associations magmatiques discriminées dans ce diagramme à savoir l'association peralumineuse et l'association métalumineuse ou cafémique et alumino-potassique.

Du point de vue génétique, Debon et Le Fort considèrent que les associations cafémiques sont essentiellement d'origine mantellique (ou à la limite d'origine hybride: mantellique et crustale), que les associations alumino-cafémiques sont d'origine hybride à dominante crustale et que les associations peralumineuses dérivent totalement ou partiellement d'une anatexie de la croûte continentale.

A partir de ce diagramme nous pouvons retenir ce qui suit :

- La position de la plupart des points représentatifs des granodiorites du Ghallaman dans ce diagramme ne semble pas conforme, du moins pour certaines roches (particulièrement pour les roches à muscovite), aux observations microscopiques décrites précédemment. En effet, à l'exception des échantillons A159, MAS269 qui sont à biotite dominante et pratiquement sans muscovite et qui se placent donc d'une façon tout à fait justifiée dans le domaine III, la position des échantillons MAS138, MAS265 et MAS268 (essentiellement à muscovite) (domaines II) n'est pas conforme à leur description pétrographique.

- Les granodiorites du Ghallaman semblent décrire une association alumineuse ancrée dans le domaine peralumineux. Cette ancrage dans le domaine peralumineux, tout à fait normal pour les échantillons à muscovite, est paradoxal pour certains échantillons (notamment MAS269) surtout si l'on considère la composition de leur biotite. Nous verrons plus loin que ce type de roche serait issu fort probablement d'une croûte constituée essentiellement de métasédiments volcanogéniques.

Toutes ces considérations concourent à confirmer le caractère hétérogène des granitoïdes du Ghallaman.

III.3.3 - éléments en traces

Utilisés le plus souvent en guise d'outils d'affinement des données des éléments majeurs et comme un excellent critère de détermination de l'évolution magmatique, les éléments en traces constituent aussi un bon moyen pour mieux caractériser, tant géochimiquement que pétrologiquement et géodynamiquement, les roches ignées.

ECH	AL59	MAS269	MAS134	MAS138	MAS265	MAS268
Ba	666,00	811,00	1087,00	715,00	352,00	575,00
Be	1,00	2,00				
Cr	6,00	8,00				
Cu	< 5	4925,00				
Ga	19,00	23,00				
Nb	< 5	< 5	14,00	16,00	3,00	18,00
Ni	< 5	< 5				
Rb	149,00	172,00	132,00	253,00	555,00	314,00
Sc	2,70	3,40				
Sr	247,00	218,00	264,00	170,00	81,00	186,00
Th	8,00	22,00				
V	11,00	19,00				
Y	6,00	7,00	14,00	11,00	13,00	28,00
Zn	32,00	38,00				
Zr	128,00	174,00	222,00	152,00	211,00	353,00

Tableau II.8
Teneurs en éléments en traces des granodiorites du Ghallaman

ECH	MAS269	AL59
La	46,59	33,37
Ce	94,99	65,78
Nd	31,02	21,08
Sm	5,50	4,25
Eu	0,85	0,51
Gd	3,00	2,00
Dy	1,79	1,68
Er	0,45	0,76
Yb	0,60	0,55
Lu	0,11	0,11
Somme	185,15	129,95
(La/Sm)N	5,33	4,94
(Gd/Yb)N	4,04	2,94
(Eu/Eu*)N	0,58	0,47
La/Yb	77,65	60,67
(La/Yb)N	52,41	40,95
(Yb)N	3,63	3,33

Tableau II.9
Teneurs en terres rares
des granodiorites du Ghallaman

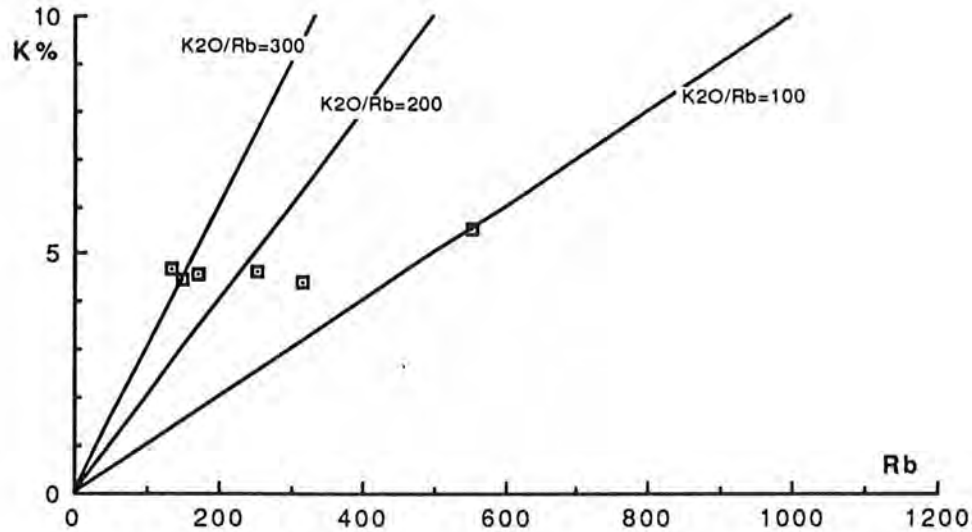


Figure II.13 - Diagrammes K/Rb des granodiorites du Ghallaman.

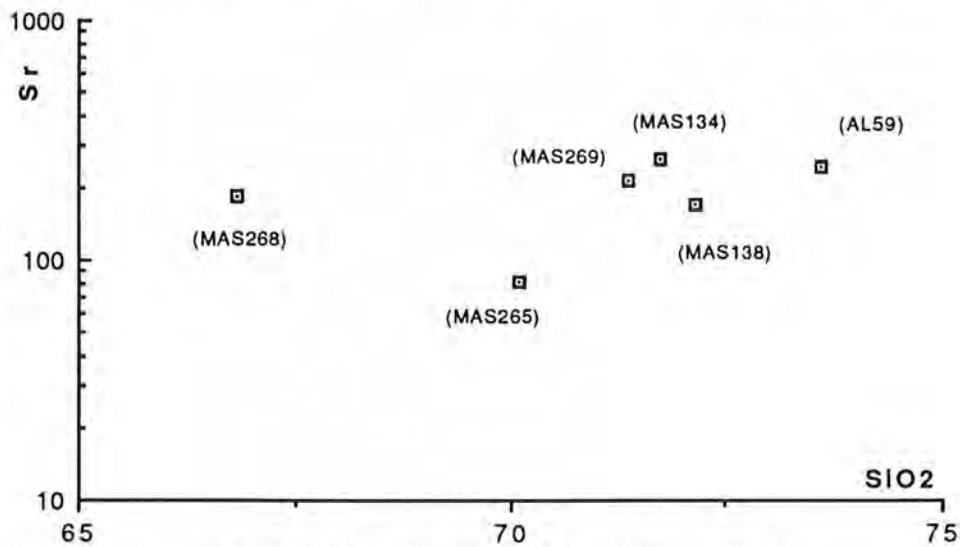


Figure II.14 - Diagramme Sr en fonction de SiO2

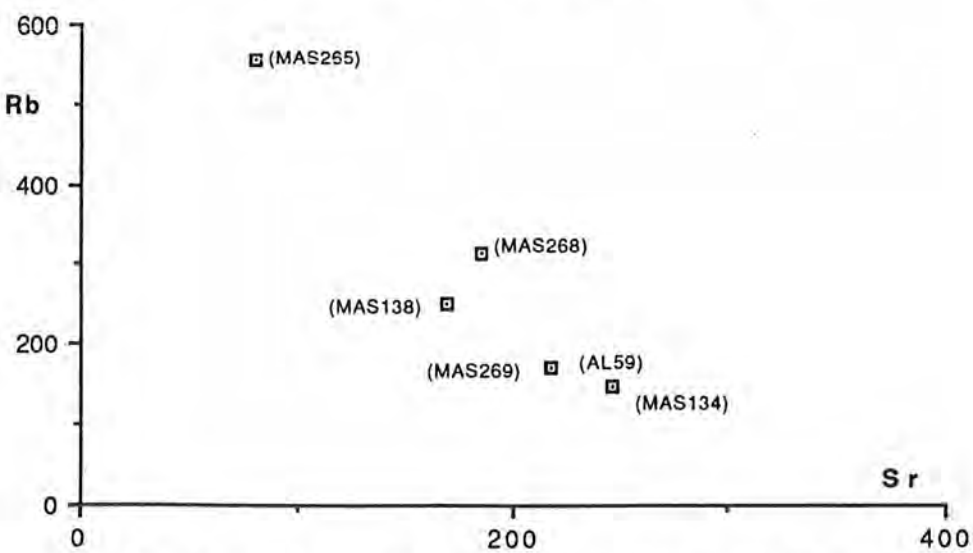


Figure II.15 - Diagramme Sr/Rb des granodiorites du Ghallaman.

Ces éléments sont subdivisés en alcalins dont Rb, Li ; en alcalino-terreux dont Ba, Sr, Be et en éléments de transition tels que : V, Cr, Co, Ni, Cu et Zr. Th, étant réputé l'élément le plus hygromagmatophile.

- remarques générales et comportement de certains éléments

Les analyses en éléments en traces mettent toujours en relief, comme ce fut le cas dans l'étude des éléments majeurs, la discrimination entre le faciès orienté à muscovite dominante et le faciès grenu hétérogène riche en biotite (tableau II.8). En effet ce dernier montre des teneurs en Sr plus élevées que celles du faciès à deux micas. En outre les teneurs en Nb, Rb, Y et Zr sont globalement plus importantes dans le faciès à muscovite ± biotite que dans le faciès à biotite seule.

le Rubidium

Le diagramme Rb - SiO_2 (figure II.12) montre que globalement les points représentatifs des granodiorites du Ghallaman ne présentent pas une corrélation évidente entre ces deux éléments et met en exergue un hiatus chimique plus ou moins net entre les deux faciès précédemment évoqués.

Ayant des propriétés physico-chimiques assez proches du potassium, le rubidium peut facilement entrer en substitution avec celui-ci dans les minéraux potassiques (à savoir l'orthose, le microcline, la muscovite et la biotite). Shaw (1968) établissait un "trend" igné pour lequel lorsque K et Rb augmentent le rapport K/Rb reste constant et qu'une augmentation importante de K s'accompagne par une légère diminution du rapport K/Rb.

Dans le diagramme $K_2O\%$ - Rb (figure II.13), on constate que le rapport K/Rb décroît de 300 à 100 et ce, depuis le faciès grenu hétérogène jusqu'au faciès orienté à muscovite ± biotite.

le Strontium

Le comportement géochimique du strontium est assez comparable à celui du calcium. Ces deux éléments sont souvent liés tant au niveau du régime magmatique qu'au stade de l'altération.

Dans le diagramme Sr - SiO_2 de la figure II.14, on n'observe pas de corrélation entre ces deux éléments pour les granodiorites du Ghallaman. En revanche, et comme dans le diagramme Rb - SiO_2, la démarcation des échantillons à deux micas de ceux à biotite seule est relativement évidente.

Dans le diagramme Rb - Sr (figure II.15), on remarque une diminution régulière de

Rb quand Sr augmente. Dans le même diagramme on observe aussi que chacun des deux faciès (faciès orienté à deux micas et celui grenu à biotite seule) décrit une tendance plus ou moins spécifique ; ce qui serait en faveur de processus de genèse ou à des sources différents pour ces deux faciès.

Dans le diagramme Rb/Sr en fonction de Rb de la figure II.16 on ne retrouve pas les mêmes tendances évolutives précédemment définies et notamment une augmentation du rapport Rb/Sr quand Rb augmente.

III.3.4 - les terres rares

Très peu sensibles aux processus d'altération (Condie et al.,1977 ; Exley, 1979 ; Alderton et al., 1980 ; Hajash, 1984) et peu influençables par le métamorphisme, les terres rares par leur abondance et leur distribution jouent un grand rôle comme indicateurs des processus pétrogénétiques. Leur distribution entre minéraux et liquides magmatiques obéït à des lois qui permettent de remonter aux processus génétiques d'une roche (Shaw, 1970 ; Hanson, 1978). Elles peuvent donc refléter la composition de la source magmatique initiale dont proviennent les roches plus différenciées. Les minéraux accessoires constituent de grands réservoirs des terres rares et certains tels que l'apatite, l'allanite, le sphène et la monazite peuvent contrôler à eux seuls plus de 80% du total des terres rares (Gromet et Silvert, 1983).

Les deux échantillons analysés du faciès du Ghallaman (MAS269 et A159) révèlent de faibles quantités de terres rares (157 ppm en moyenne) ainsi que de faibles variations d'un échantillon à l'autre et ce, aussi bien au niveau des terres rares lourdes qu'au niveau des légères (tableau II.). En outre les spectres (figure II.17) présentent des profils parallèles et réguliers surtout au niveau des terres rares légères. La légère fluctuation au niveau des terres rares lourdes serait due à un contrôle minéralogique représenté particulièrement par la paragenèse accessoire (zircon, apatite et sphène). Les rapports de $(La/Yb)_N$ oscillent entre 41,95 et 52,41, ceux de $(La/Sm)_N$ entre 5 et 4,9 et ceux de $(Gd/Yb)_N$ entre 2,7 et 4,4. Au niveau des terres rares lourdes, les granodiorites du Ghallaman se caractérisent par de sensibles anomalies négatives en Eu ($Eu/Eu^* = 0,5$ en moyenne) et les allures concaves relativement marquées qu'ils présentent avec des teneurs en Er et Yb particulièrement basses (2 à 3 fois les chondrites).

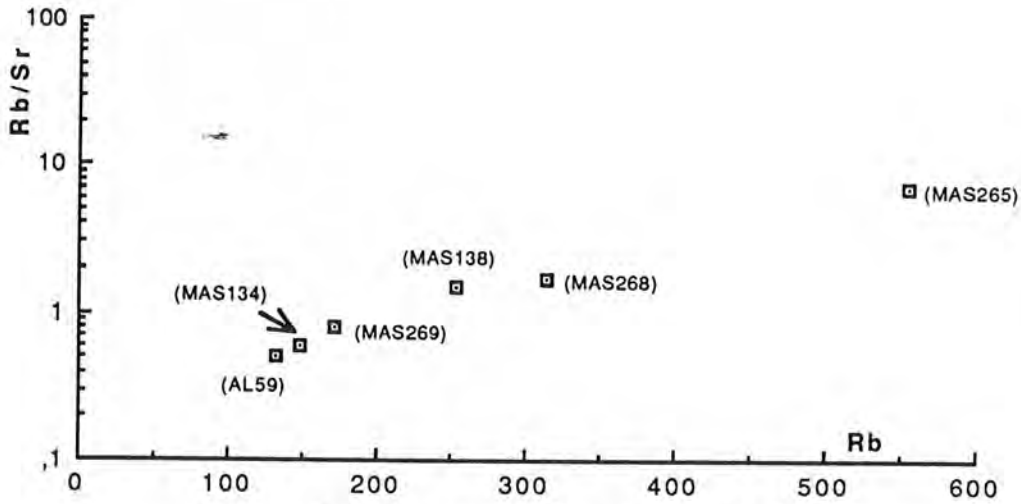


Figure II.16 - Diagramme Rb/Sr en fonction de Rb.

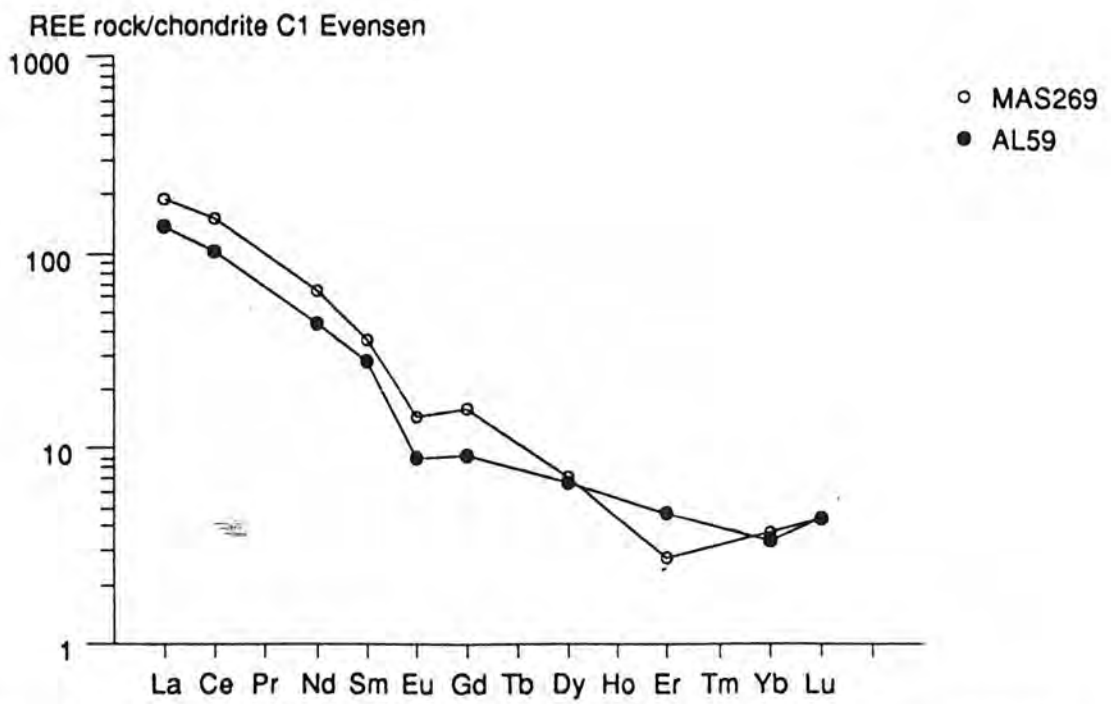


Figure II.17 - Diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites des granodiorites du Ghallaman. Les valeurs de normalisation sont celles d'Evensen et al. (1978) : La = 0,2446, Ce = 0,6378, Nd = 0,4738, Sm = 0,154 Eu = 0,058, Gd = 0,2043, Dy = 0,2541, Er = 0,166, Yb = 0,1651, Lu = 0,02539.

III.5 - CONCLUSION

Les granodiorites du Ghallaman se présentent en gisement concordant avec les séries métamorphiques du Ghallaman, de Chegga et des Oudian Kharroub et sont recoupées par des filons d'aplite et de pegmatite. Structuralement, elles se subdivisent en trois faciès assez distincts : grenu, orienté et migmatitique.

Du point de vue pétrographique, minéralogique comme du point de vue chimique, ces trois faciès, ou du moins les deux premiers qui sont les plus étudiés ici, montrent des caractères relativement distincts. Le faciès grenu se caractérise par rapport au faciès orienté par sa relative richesse en biotite (peu chloritisée), l'absence de muscovite, ses faibles teneurs en Al_2O_3, son faible pourcentage normatif du corindon et de l'hypersthène, sa richesse en Sr et sa pauvreté en Nb, Rb, Y et Zr.

Le quartz est soit sub-automorphe à xénomorphe (faciès grenu), soit plus ou moins étiré (faciès orienté) ou en feuillet dans la structure cloisonnée. Le plagioclase, très abondant dans tous les faciès, présente pour l'essentiel une composition d'oligoclase. Les biotites du faciès orienté sont relativement plus ferrifères et moins magnésiennes que celles du faciès grenu. Comme nous l'avons souligné la déformation est vraisemblablement responsable de la néoformation de la muscovite.

IV - LES TONALITES DU KARET

IV.1 - GISEMENT

Les tonalites du Karet forment une bande relativement étroite, à bords parallèles, de 10 à 15km de large et allongée dans le sens NNE-SSW.

Elles sont limitées à l'Ouest, au niveau du méridien 9°W, par les granodiorites du Ghallaman, à l'Est et au Nord par la séquence volcano-sédimentaire de Tsalabia el Khadra. Au Sud elles s'ennoient sous les formations sédimentaires du Khat.

On les retrouve aussi, mais cette fois en petits massifs épars, dans l'Ouassat central et dans la série de Tsalabia el Khadra (MAS179 et MAS180).

Les tonalites du Karet affleurent souvent sous forme de rochers en boules de petite taille, renfermant des filons d'aplite et de pegmatite.

IV.2 - ETUDE PETROGRAPHIQUE ET MINERALOGIQUE

Macroscopiquement, un certain nombre de leurs caractéristiques les rapprochent des granodiorites de Ghallaman (particulièrement le faciès grenu hétérogène plus ou moins orienté). En effet, par la couleur des roches (mésocrates), leur richesse en biotite et leur caractère souvent orienté, il y a des situations où il est souvent difficile de faire la distinction entre les deux types de granitoïdes.

A l'oeil nu on peut observer des cristaux de plagioclase verdâtre de 2 à 5mm ainsi que des petits cristaux de quartz de couleur violacée.

En lame mince, la texture est grenue large parfois à tendance porphyroïde. Les principales phases minérales sont : le quartz, le plagioclase, la biotite, le microcline. L'amphibole est présente exclusivement dans les échantillons MAS140 et MAS144. Les minéraux accessoires sont représentés par : le sphène, l'épidote, l'allanite et le zircon.

La chronologie relative des minéraux indique l'ordre de cristallisation suivant : les minéraux opaques apparaissent en premier lieu, suivis de près par la biotite, le plagioclase et les amphiboles ensuite le microcline et une seconde génération de biotite ; enfin apparait le quartz et des cristaux de microcline poecilitiques.

N°Ech	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS180	MAS180	MAS180	MAS139	MAS139	MAS139	MAS139
N°Anal.	P49b	>P50c	PK100	PK101	PK104	>P52c	P56b	>P55c	P31b	>PP32c	P34b	>P36c
SiO2	62,06	62,89	61,65	61,36	61,77	56,93	60,70	60,92	64,68	65,19	64,93	64,68
Al2O3	23,19	23,10	24,00	23,59	23,39	29,54	23,94	25,41	22,10	22,41	21,39	21,96
TiO2	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,01
FeO	0,03	0,07	0,03	0,06	0,11	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,10	0,12
MnO	0,06	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,10	0,04	0,06	0,08	0,00	0,02
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,04	0,02	0,02	0,00	0,03	0,03
CaO	4,91	4,36	5,31	4,42	4,53	1,51	5,81	4,75	3,22	2,99	2,48	3,07
Cr2O3	0,04	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na2O	8,78	9,09	8,62	9,08	9,27	5,52	8,21	7,69	9,65	9,65	9,66	9,10
K2O	0,13	0,05	0,21	0,19	0,35	5,27	0,04	1,87	0,08	0,13	0,03	0,15
TOTAL	99,20	99,78	99,82	98,71	99,51	98,80	98,84	100,71	99,82	100,57	98,71	99,13
						FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)						
Si	2,77	2,79	2,74	2,76	2,76	2,58	2,73	2,70	2,85	2,85	2,89	2,87
Al	1,22	1,21	1,26	1,25	1,23	1,58	1,27	1,33	1,15	1,16	1,12	1,15
Fe	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	0,23	0,21	0,25	0,21	0,22	0,07	0,28	0,23	0,15	0,14	0,12	0,15
Na	0,76	0,78	0,74	0,79	0,80	0,49	0,72	0,66	0,83	0,82	0,83	0,78
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,30	0,00	0,11	0,00	0,01	0,00	0,01
SOMME	5,00	4,99	5,01	5,02	5,03	5,02	4,99	5,02	4,98	4,98	4,96	4,95
%An	23,43	20,89	25,10	20,97	20,85	8,50	28,05	22,74	15,50	14,51	12,40	15,57
%Ab	75,83	78,82	73,72	77,96	77,23	56,20	71,72	66,61	84,04	84,74	87,42	83,52
%Or	0,74	0,29	1,18	1,07	1,92	35,30	0,23	10,66	0,46	0,75	0,18	0,91

Tableau II.10
Formules structurales des plagioclases des tonalites du Karet

IV.2.1 - Quartz

Il semble représenter l'une des dernières phases minérales à cristalliser et constitue environ 30% en volume de roche. Il peut adopter des formes différentes:

- Soit en petits cristaux globulaires (0,2-0,5mm) engrenés dont la plupart présente une extinction franche (planche **I**, photo **e**).

- Soit en individus isolés, millimétriques, xénomorphes (parfois sous forme de croissant entourant le plagioclase) et plus ou moins craquelés (planche **I**, photo **f**).

On peut aussi l'observer en phénocristaux de 1,5 à 2mm, xénomorphes, à extinction légèrement roulante et groupés en grandes plages "envahissant" les autres minéraux (planche **I**, photo **e**).

IV.2.2 - Plagioclase

C'est le minéral prédominant de la roche. Son pourcentage modal peut être estimé entre 50 et 68% et sa taille varie de 0,5 à plusieurs mm.

Les cristaux sont nettement automorphes plus ou moins imbriqués, généralement non altérés, fréquemment maclés et parfois zonés (planche **I**, photo **e**). Par contre les phénocristaux sont très altérés (planche **I**, photo **e**), sub-automorphes, plus ou moins maclés albite et souvent associés à une myrmékite en bourgeon et sont riches en hydromuscovite.

Le plagioclase renferme de nombreuses inclusions: biotite, épidote, zircon et du quartz souvent sous forme de gouttelettes. On y observe par endroit un début de microclinisation.

Les analyses faites à la microsonde électronique sur quelques plagioclases des tonalites du Karet (tableau 10), révèlent qu'il s'agit d'un plagioclase à composition d'oligoclase (An_{21-28} Ab_{72-78} $Or_{0,3-1}$). La zonation chimique n'est pas très marquée ; seul un cristal de l'échantillon MAS180 présente une importante zonation de composition (P52c=8,5--->P51b=26,31%). Ceci pourrait traduire des conditions de cristallisation relativement plus stables que celles sous lesquelles ont cristallisé les granodiorites de Ghallaman.

N°Ech	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS144	MAS144	MAS180
N°Anal.	K37b	K38c	K40(amp)	K42	K47	K48	BK105	BK106	K57
SiO2	36,06	36,20	37,19	36,40	37,39	37,44	36,40	35,90	36,76
Al2O3	14,49	14,79	15,10	14,93	14,93	14,91	14,96	16,00	17,04
TiO2	2,41	2,13	2,56	2,36	2,33	2,24	2,65	2,43	2,58
FeO	19,00	17,86	17,90	18,78	18,73	18,23	20,14	18,96	18,34
MnO	0,62	0,43	0,39	0,61	0,53	0,36	0,18	0,38	0,48
MgO	11,13	11,52	11,14	10,83	11,76	11,06	11,52	11,33	11,61
CaO	0,04	0,01	0,00	0,06	0,11	0,03	0,00	0,03	0,06
Cr2O3	0,00	0,00	0,05	0,08	0,02	0,07	0,02	0,00	0,03
NiO	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,09	0,00
Na2O	0,04	0,04	0,03	0,04	0,03	0,00	0,03	0,03	0,15
K2O	8,85	8,77	9,17	9,21	8,56	9,31	9,18	8,82	9,58
TOTAL	92,66	91,79	93,53	93,30	94,39	93,80	95,08	93,97	96,63
				FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)					
Si	5,72	5,75	5,79	5,73	5,77	5,82	5,65	5,60	5,59
AlIV	2,28	2,25	2,21	2,27	2,23	2,18	2,35	2,40	2,41
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,43	0,52	0,55	0,50	0,49	0,56	0,38	0,54	0,64
Cr	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Fe	2,29	2,16	2,12	2,25	2,20	2,16	2,38	2,25	2,00
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00
Mg	2,63	2,73	2,58	2,54	2,71	2,56	2,66	2,63	2,63
Mn	0,08	0,06	0,05	0,08	0,07	0,05	0,02	0,05	0,06
Ti	0,29	0,25	0,30	0,28	0,27	0,26	0,31	0,28	0,29
Y	5,73	5,72	5,61	5,66	5,73	5,61	5,76	5,76	5,63
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
Na	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,04
K	1,79	1,78	1,82	1,85	1,69	1,85	1,82	1,75	1,86
X	1,81	1,79	1,83	1,87	1,71	1,85	1,83	1,77	1,91
XYZ	15,54	15,51	15,44	15,53	15,45	15,47	15,59	15,53	15,54
XFe	0,47	0,44	0,45	0,47	0,45	0,46	0,47	0,46	0,43
Altot	2,71	2,77	2,77	2,77	2,72	2,73	2,74	2,94	3,05

Tableau II.11

Formules structurales des biotites des tonalites du Karet

IV.2.3 - Biotite

On peut l'estimer à 6% en moyenne en volume de roche. Elle est généralement de couleur vert-brunâtre et renferme des inclusions de sphène, apatite, zircon et opaques

La biotite se présente sous différents habitus.

-lamelles faiblement orientées, isolées (MAS144) ou groupées en amas (MAS140) et fréquemment associée à l'amphibole au dépens de laquelle elles semblent se former (planche **II**, photo **a**).

- Dans les échantillons à plagioclase très altéré (MAS179), la biotite se présente en petites lamelles dont l'orientation est quelconque, groupées en petits nids entre les cristaux de plagioclase et intimement liées à des cristaux de quartz, d'opaque et plus ou moins d'épidote.

Seraient - elles issues de la déstabilisation de l'amphibole ?

La composition chimique (tableau II.11) des biotites de l'échantillon à amphibole MAS144, dont la teneur en feldspath potassique est la plus importante parmi les échantillons étudiés, pourrait être révélatrice de cette occurrence. En effet le pourcentage de Mg se situant entre 10,83 et 11,52% et la position de leurs points représentatifs dans le diagramme de Nockolds (figure II.18), où ils se placent dans le domaine des biotites associées à la hornblende (IIIa), suggéreraient qu'elles se seraient formées à partir d'une transformation de l'amphibole. La réaction suivante rend bien compte de ce processus: Hornblende + K_2O (avant la cristallisation de feldspath potassique) ----> Biotite + Quartz + sphène. Cette réaction est d'autant plus probable que dans le diagramme de corrélation (Al^{IV}biot - Al^{IV}hb; figure II.19) tous les points s'étalent le long de la droite d'équilibre hornblende - biotite définie par Gorbatschev (1970).

Cependant l'absence de reliques d'amphibole associées à la biotite dans le cas des échantillons MAS179 et MAS180 ne va pas dans le sens de cette hypothèse en ce qui concerne ces échantillons.

Comme le diagramme de Nockolds est plus adapté aux granitoïdes à biotites et hornblendes magmatiques, nous pouvons évoquer entre autres origines des biotites du Karet ; soit une contamination magmatique avec plus ou moins un rééquilibrage, soit un héritage matériaux sources plus ou moins rééquilibrage.

Dans le triangle 10.TiO2 - FeO+MnO - MgO (figure II.20), les biotites du Karet se placent dans le domaines des biotites primaires vert-brunes rééquilibrées. Les analyses

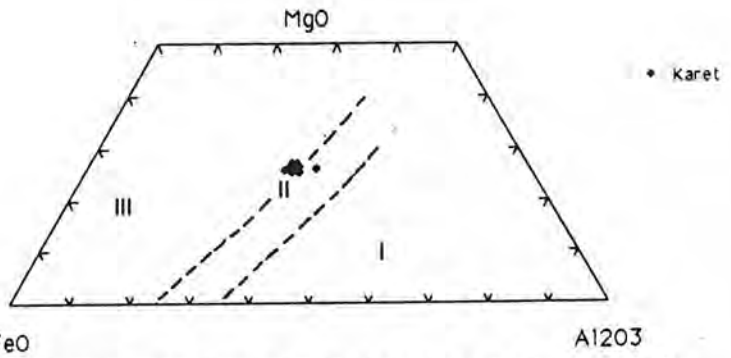


Figure II.18 - Position des biotites du Karet dans le triangle MgO - FeO - Al2O3

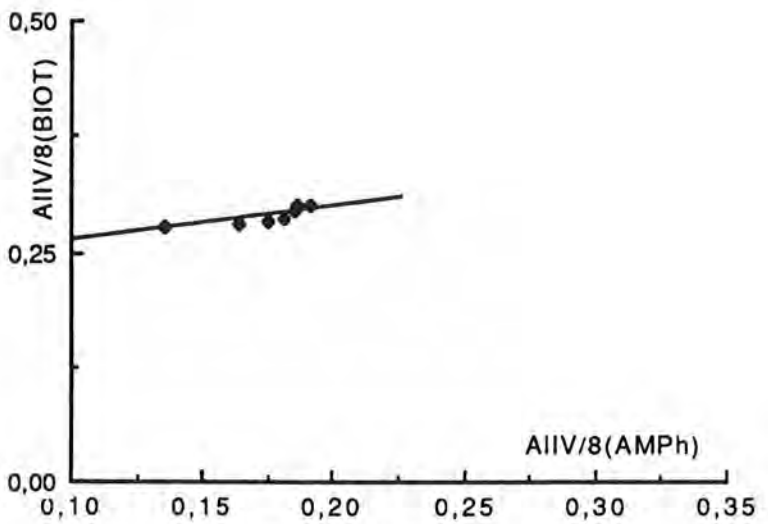


Figure II.19

Variations de l'alumine dans les sites tétraédriques dans les paires hornblende-biotite

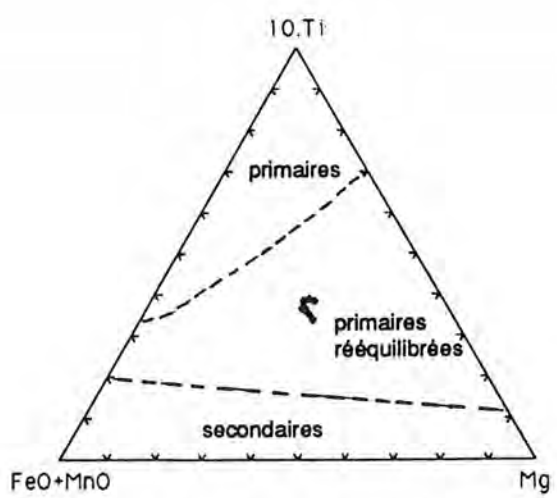


Figure II.20 - Position des biotites des tonalites du Karet dans le triangle 10*Ti - FeO+MnO - MgO de Nachit et al. (1985)

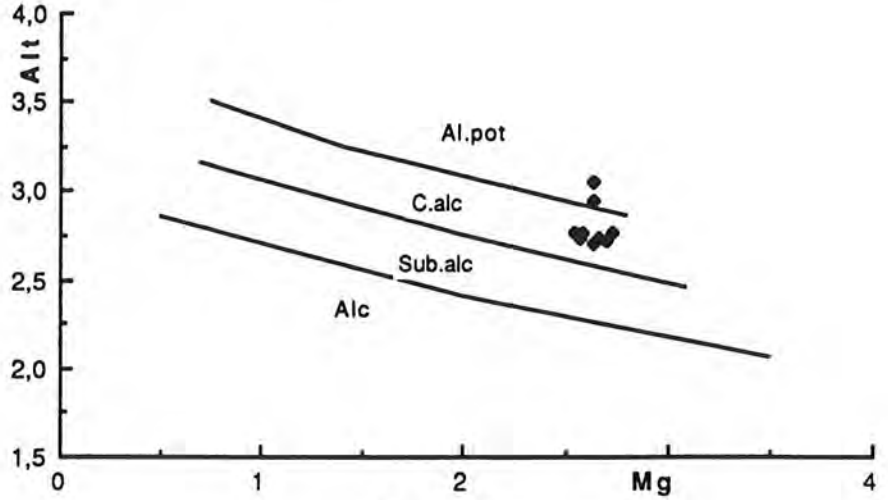


Figure II.21

Position des biotites des tonalites du Karet dans le diagramme Mg/Altotal

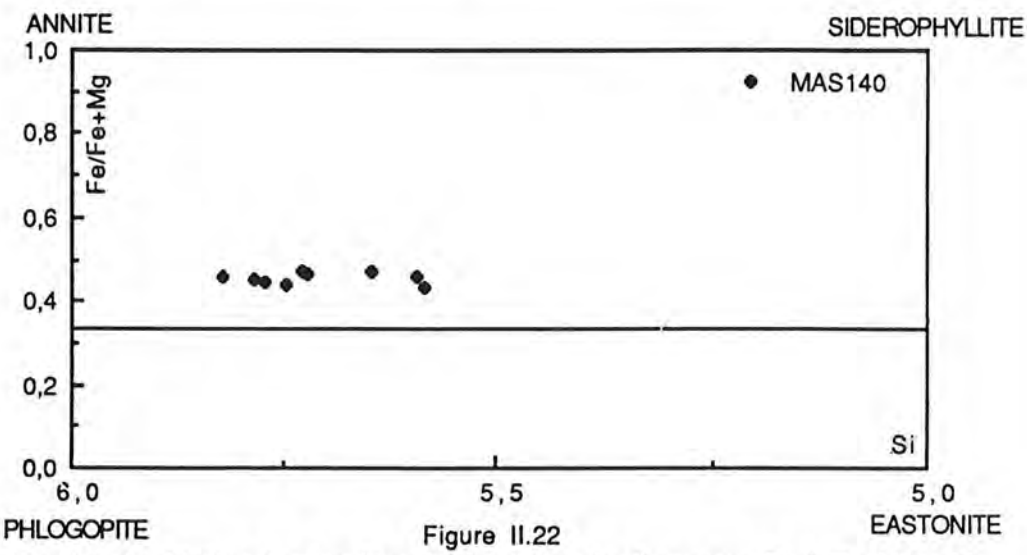


Figure II.22

Position des biotites des tonalites du Karet dans le diagramme Fe / (Fe+Mg) - Si

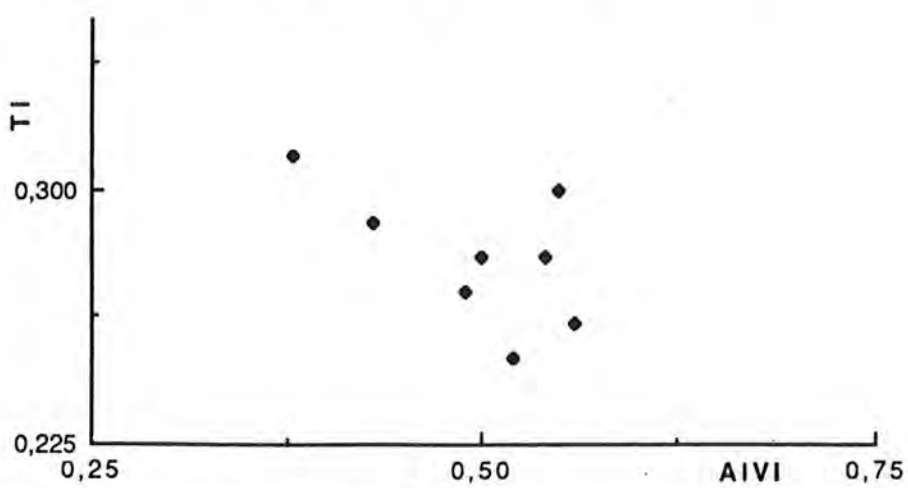


Figure II.23 - Diagramme de variation Ti - AlVI dans les biotites des tonalites du Karet

BK105 et K57 étant les plus décalées vers le domaine des biotites secondaires.

Ceci nous amène à reconsidérer les positions réelles des biotites du Karet dans le diagramme de Nachit et al. (1985) (figure II.21), dans lequel certaines se placent dans l'espace alumino-potassique en ce qui concerne les biotites fortement chloritisées (BK105, K57), et les ramener toutes plus ou moins dans le champ de la lignée calco-alcaline.

Le rapport Fe/Fe+Mg varie peu (environ 4,5) et Si présente une moyenne de 5,75 plaçant les biotites des tonalites du Karet dans le diagramme de classification en position intermédiaire entre le pôle annite et le pôle phlogopite (figure II.22).

Fe varie de 2,25 à 2,38, Ti varie de 0,25 à 0,31 et présente une corrélation négative avec Al^{VI} (figure II.23).

Le pourcentage de Al_2O_3 est relativement constant d'un minéral à l'autre avec une moyenne de 15%.

IV.2.4 - Feldspath potassique

Il constitue avec le quartz l'une des phases minérales les plus tardives.

Son pourcentage modal est très faible (0,5 à 3%) et varie d'une roche à l'autre. Dans certaines lames, le microcline est très rare conférant à la roche une nette composition tonalitique.

A l'instar des cristaux du Ghallaman, le microcline se rencontre sous deux formes:

* soit sous forme de petits cristaux très limpides et bien quadrillés qui se présentent à l'intérieur ou en bordure (c'est le cas le plus fréquent) du plagioclase ou en inclusions anguleuses dans le quartz, soit en rares cristaux tardifs, poecilitiques de 1 à 1,5 mm corrodant le plagioclase (planche **I**, photos **e** et **f**).

* Rarement on l'observe en phénocristaux sub-automorphes, quadrillés, plus ou moins perthitiques et souvent en association avec le plagioclase et le quartz (MAS144).

Les cristaux envahissant le plagioclase sont accompagnés par des figures réactionnelles sous forme de myrmékites.

Quel que soit le type de cristal, la composition chimique (tableau II.12) est quasiment la même et est très proche de celle des microclines des granites du Ghallaman

Ech	MAS140	MAS139	MAS139	MAS71	MAS71	MAS71	MAS50b
N° analy	F102	F30	F33	FT114	FT116	F112	F110
SiO2	62,96	64,01	63,70	62,74	63,43	64,72	67,73
Al2O3	18,44	18,43	18,25	18,51	18,44	18,08	18,26
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,17	0,16	0,14	0,25
MnO	0,02	0,00	0,00	0,10	0,03	0,09	0,00
MgO	0,01	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr2O3	0,00	0,09	0,17	0,00	0,00	0,05	0,00
NiO	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,00
Na2O	1,13	0,62	0,73	0,21	1,88	0,23	4,11
K2O	14,64	15,53	15,22	16,39	14,22	16,87	9,95
TOTAL	97,25	98,70	98,07	98,14	98,22	100,22	100,29
			FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)				
Si	2,98	2,99	2,99	2,97	2,98	3,00	3,04
Al	1,03	1,01	1,01	1,03	1,02	0,99	0,97
Fe	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,10	0,06	0,07	0,02	0,17	0,02	0,36
K	0,88	0,93	0,91	0,99	0,85	1,00	0,57
SOMME	5,00	4,99	4,98	5,02	5,02	5,01	4,94
%An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
%Ab	10,50	5,72	6,79	1,91	16,73	2,03	38,57
%Or	89,50	94,28	93,21	98,09	83,27	97,97	61,43

Tableau II.12

Formules structurales des feldspaths potassiques
du Karet(MAS140, MAS139) et de Tiguesmat (MAS71, MAS50b)

ECH	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140	MAS140
N°analyse	98	107.	39	41	43	44	46
SiO2	44,43	42,31	44,40	42,40	41,57	41,86	41,04
Al2O3	09,27	09,93	08,25	09,73	10,42	10,55	11,08
Cr2O3	00,02	00,00	00,15	00,00	00,00	00,09	00,18
Fe2O3	07,03	05,45	00,00	00,00	00,00	01,21	01,08
FeO	12,80	13,83	15,66	16,54	17,53	16,35	15,30
NiO	00,00	00,00	00,04	00,06	00,00	00,03	00,08
MgO	10,23	09,65	10,11	09,01	08,48	08,97	08,66
MnO	00,48	00,53	00,59	00,89	00,63	00,81	00,62
TiO2	00,67	00,69	00,47	00,64	00,78	00,84	00,65
CaO	11,41	11,62	12,14	11,99	12,20	12,10	11,51
Na2O	01,45	01,58	01,21	01,33	01,45	01,43	01,49
K2O	01,01	01,09	00,83	01,11	01,33	01,26	01,00
TOTAL	98,80	96,68	93,85	93,70	94,39	95,50	92,69
FeOt	19,12	18,73	15,66	16,54	17,53	17,44	16,27
mg1	00,59	00,55	00,54	00,49	00,46	00,49	00,50
mg2	00,49	00,48	00,54	00,49	00,46	00,48	00,49
mg3	00,35	00,34	00,39	00,35	00,33	00,34	00,35
f1	00,33	00,26	00,00	00,00	00,00	00,06	00,06
f2	00,20	00,15	00,00	00,00	00,00	00,03	00,03
f3	00,35	00,28	00,00	00,00	00,00	00,07	00,07
			Formules structurales				
Si	06,60	06,47	06,91	06,69	06,55	06,51	06,52
Al IV	01,40	01,53	01,09	01,32	01,45	01,50	01,48
T	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00
Al VI	00,22	00,26	00,43	00,49	00,49	00,44	00,59
Cr	00,00	00,00	00,02	00,00	00,00	00,01	00,02
Fe3+	00,79	00,63	00,00	00,00	00,00	00,14	00,13
Fe2+	01,59	01,77	02,04	02,18	02,31	02,12	02,03
Ni	00,00	00,00	00,01	00,01	00,00	00,00	00,01
Mg	02,27	02,20	02,35	02,12	01,99	02,08	02,05
Mn	00,06	00,07	00,08	00,12	00,08	00,11	00,08
Ti	00,08	00,08	00,06	00,08	00,09	00,10	00,08
C	05,00	05,00	04,97	04,99	04,97	05,00	05,00
Ca (B)	01,82	01,90	02,03	02,03	02,06	02,01	01,96
Na (B)	00,18	00,10	00,00	00,00	00,00	00,00	00,04
B	02,00	02,00	02,03	02,03	02,06	02,01	02,00
Ca (A)	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Na (A)	00,23	00,37	00,37	00,41	00,44	00,43	00,42
K	00,19	00,21	00,17	00,22	00,27	00,25	00,20
A=(Na+K)	00,43	00,58	00,53	00,63	00,71	00,68	00,62
Altotal	01,62	01,79	01,52	01,81	01,94	01,94	02,07

Tableau II.13
Formules structurales des amphiboles des tonalites de Karet

avec un pourcentage d'albite se situant autour de 10%.

IV.2.5 - Amphibole

Comme le feldspath potassique, l'amphibole est très peu abondante (2 à 3% du total de la roche). Parmi les échantillons étudiés seuls MAS140 et MAS144 renferment de l'amphibole. Il s'agit d'un minéral primaire de couleur vert-olive, xénomorphe plus ou moins déchiqueté à sub-automorphe, isolé ou groupé en amas, fréquemment biotitisé et associé à des cristaux de sphène et d'opaques (planche **II**, photo **a**).

Cette association avec une biotite brunâtre pourrait traduire des processus réactionnels décrits précédemment.

Les analyses des amphiboles effectuées à la microsonde ont été rassemblées dans le tableau II.13 (avec pour certaines un bouclage assez bas, dû probablement à des défauts de polissage) et montrent qu'il s'agit d'amphiboles calciques ($Ca_B+Na_B \leq 1,34$, $Na_B < 57$, $Na+K \geq 0,5$, $Ti<0,5$ et $Fe^{3+} \leq Al^{VI}$). Projetées dans le diagramme de Leake (1978) (figure II.24), les amphiboles des tonalites du Karet présentent des valeurs XMg comprises entre 0,480 et 0,525 et des valeurs de Si comprises entre 6,5 et 7,0 leur conférant des positions variables allant du domaine de l'édenite à celui de la hornblende pargasitique avec cependant une plus grande concentration dans le domaine des hornblendes ferro-édenitiques. Ces faibles variations de composition observées dans les amphiboles seraient en faveur, contrairement à ce qui fut observé dans le cas des plagioclases, de l'idée de faibles changements dans les conditions physiques de cristallisation de ces amphiboles.

Dans les diagrammes Si/Ti et $Fe^{2}+/Mg$ (figures II.25 et II.26), on observe une corrélation négative entre Si et Ti d'une part et Fe et Mg d'autre part. Cependant la relation (Na+K) et Si (figure II.27) n'est pas évidente à interpréter.

En position tétraédrique Al^{IV} suffit à combler le site (Z), Al^{VI} (site C) varie légèrement de 0,31 à 0,32 et Al total varie très peu (1,63 à 1,79).

IV.2.6 - Minéraux accessoires (environ 2%)

- *Le sphène*:, souvent associé aux minéraux ferro-magnésiens, est généralement automorphe à sub-automorphe, rarement xénomorphe ou en granule. Il est constant dans toutes les roches et se rencontre aussi en inclusion dans d'autres minéraux: plagioclase, feldspath potassique et quartz . Sa taille varie de 0,2 à 1mm.

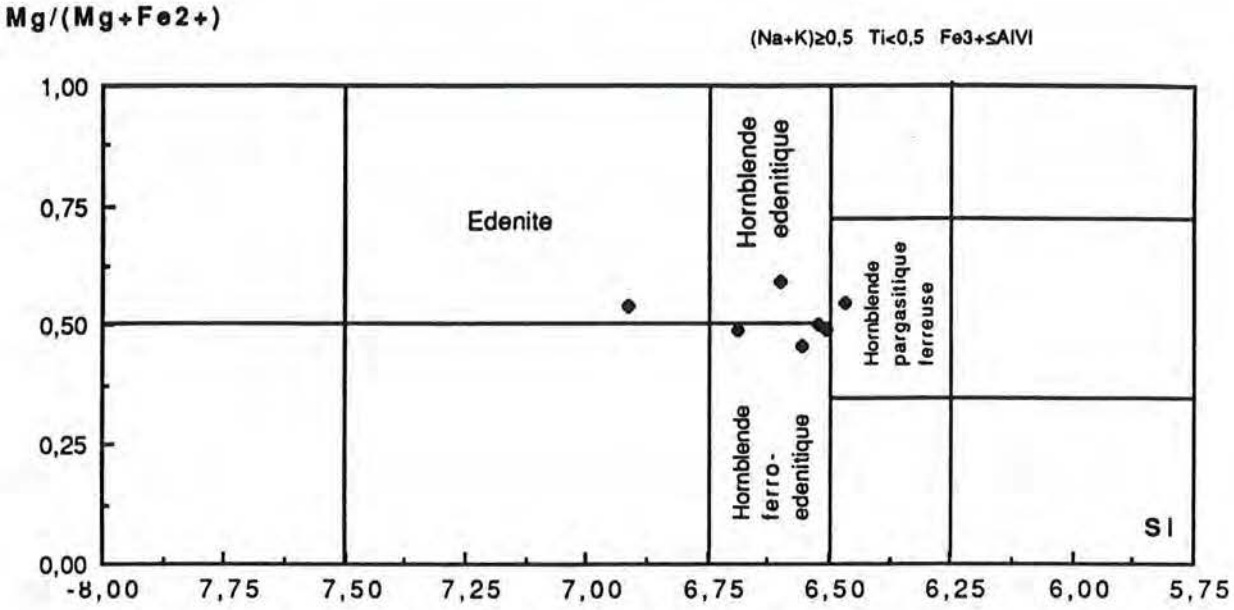


Figure II.24

Nomenclature des amphiboles des tonalites du Karet d'après la classification de Leake (1978)

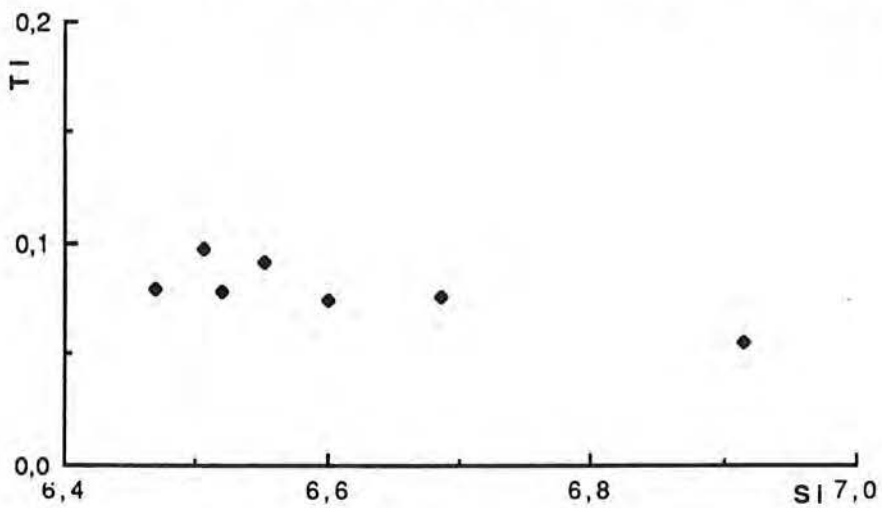


Figure II.25 - Diagramme des variations Ti/Si des amphiboles du Karet

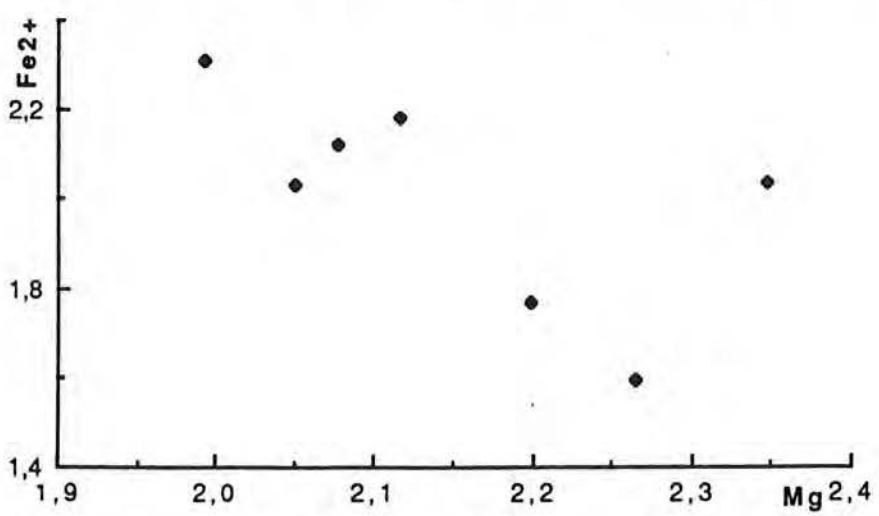


Figure II.26 - Diagramme des variations Fe2+/Mg des amphiboles du Karet

ECH	BT(42)	BT(50)	Ka(99)	Ka(108)	Ka(109)	Ka(110)	Tig(121)	Tig(125)
SiO2	29,62	30,98	30,39	27,19	29,37	28,55	28,25	28,24
Al2O3	02,27	03,30	01,23	01,39	01,45	01,43	00,57	00,63
Cr2O3	00,00	00,00	00,00	00,00	00,06	00,00	00,00	00,00
TiO2	35,32	33,75	36,39	37,16	36,69	36,29	35,67	34,45
FeO	01,97	02,41	01,11	01,32	01,17	01,24	02,79	03,70
NiO	00,02	00,00	00,00	00,11	00,00	00,03	00,00	00,00
MgO	00,07	00,04	00,00	00,02	00,02	00,00	00,05	00,09
MnO	00,56	00,23	00,05	00,14	00,01	00,10	00,41	00,38
CaO	28,24	28,23	28,49	26,24	28,35	27,20	25,22	24,57
Na2O	00,04	00,01	00,00	00,16	00,00	01,16	00,10	00,00
K2O	00,00	00,00	00,01	00,02	00,00	00,00	00,00	00,00
Total	98,11	98,95	97,67	93,75	97,12	96,00	93,06	92,06
			FORMULE STRUCTURALE (20 oxygènes; 12 cations)					
Si	03,98	04,10	04,07	03,82	03,97	03,92	04,01	04,06
Al	00,36	00,52	00,19	00,23	00,23	00,23	00,10	00,11
Cr	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00
Ti	03,57	03,36	03,67	03,93	03,73	03,75	03,80	03,72
Fe2+	00,22	00,27	00,21	00,16	00,13	00,14	00,33	00,44
Ni	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00
Mg	00,01	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,02
	04,16	04,15	03,99	04,33	04,10	04,12	04,24	04,29
Mn	00,06	00,03	00,01	00,02	00,00	00,01	00,05	00,05
Ca	04,06	04,00	04,09	03,95	04,11	04,00	03,83	03,78
Na	00,01	00,00	00,00	00,04	00,00	00,31	00,03	00,00
K	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
	04,14	04,03	04,10	04,02	04,11	04,32	03,91	03,83
total	12,28	12,28	12,16	12,16	12,18	12,37	12,16	12,17

Tableau II.14 : Compositions chimiques et formules structurales des sphènes des granites (BT: Ain Ben Tili; Ka: Karet; Tig: Tiguesmet)

Les analyses et les formules structurales (calculées sur la base de 20 oxygènes et 12 cations) sont présentées dans le tableau II.14. On constate que les cristaux présentent des teneurs en TiO_2 qui varient de 36,29 à 37,16%, des teneurs en CaO de 26,24 à 28,35%. Les teneurs en Al_2O_3 sont très faibles (1,39 - 1,45%).

- *Les oxydes*: Il s'agit de magnétite en cristaux automorphes, en inclusion dans les minéraux ferro-magnésiens ou dispersés dans la matrice. Les formules structurales montrent qu'il s'agit de magnétite pure (100%) (tableau II.6a).

- Les autres minéraux accessoires sont : *l'apatite* (en baguettes allongées), *l'épidote* (en granules), *le zircon* (généralement arrondi) et *l'allanite* (arrondie souvent couronnée d'épidote).

IV.3 - GEOCHIMIE

Les analyses chimiques sur roche totale des tonalites du Karet étudiées sont rassemblée dans le tableau II.15

IV.3.1 - principaux caractères chimiques :

Les tonalites du Karet présentent des variations chimiques internes plus ou moins faibles selon l'élément considéré. Les teneurs en silice se situent autour de 70% en moyenne, celle de Al_2O_3 varient de 14,83 à 16,60%. CaO varie de 2,47 à 3,17%, Na_2O de 4,06 à 5,20% et K_2O de 1,44 à 3,65. La relative richesse de ces granites en Al_2O_3, en CaO et Na_2O et leur pauvreté en potassium se traduisent clairement par la prédominance du plagioclase sur le feldspath potassique confortant la nature tonalitique de ces roches. Cette nature tonalitique se trouve aussi confortée dans le diagramme de le diagramme Or-Ab-An où les analyses représentatives des roches du Karet se situent exclusivement dans le domaine des tonalites.

Pour ces granitoïdes, Fe_2O_3, MgO et TiO_2 montrent une corrélation négative avec la silice. En revanche, Na_2O et Al_2O_3 montrent une corrélation positive avec elle.

Du point de vue normatif, le caractère tonalitique des granitoïdes du Karet se traduit par la quantité relativement importante d'anorthite qu'ils affichent (11,20 - 15,71%) et leur faible quantité d'orthose (8,74 - 14,05). Le pourcentage du quartz normatif se situe entre 24,25 et 26,50%, celui du corindon entre 0,17 et 0,93% et l'hypersthène est présent en quantité relativement importante (entre 3,12 et 4,94%).

N°Ech	MAS140	MAS141	MAS144	MAS179	MAS180
SiO2	70,12	70,91	69,35	69,56	70,95
Al2O3	15,35	15,57	14,83	16,60	16,00
TiO2	0,26	0,22	0,34	0,18	0,20
FeO	1,42	1,18	1,50	1,13	1,28
Fe2O3réel	0,93	0,65	1,17	0,74	0,84
MnO	0,09	0,04	0,05	0,08	0,10
MgO	0,76	0,72	1,07	0,48	0,65
CaO	2,70	2,47	2,26	3,17	3,12
Na2O	4,68	4,98	4,06	5,05	5,20
K2O	2,38	2,06	3,65	1,48	1,44
P.F	0,51	0,75	0,90	1,00	0,23
TOTAL	99,20	99,55	99,18	99,47	100,00
		NORME C.I.P.W			
Ilm	0,52	0,44	0,68	0,36	0,40
Or	14,05	12,16	21,54	8,74	8,50
Ab	39,57	42,10	34,33	42,70	43,96
An	13,38	12,24	11,20	15,71	15,47
Cor	0,17	0,66	0,09	0,93	0,21
Hy	4,23	3,67	4,94	3,12	3,81
Q	25,77	26,80	24,25	26,10	26,50
TOTAL	97,68	98,07	97,04	97,65	98,86

Tableau II.15

Analyses chimiques et normes C. I. P. W. des tonalites du Karet

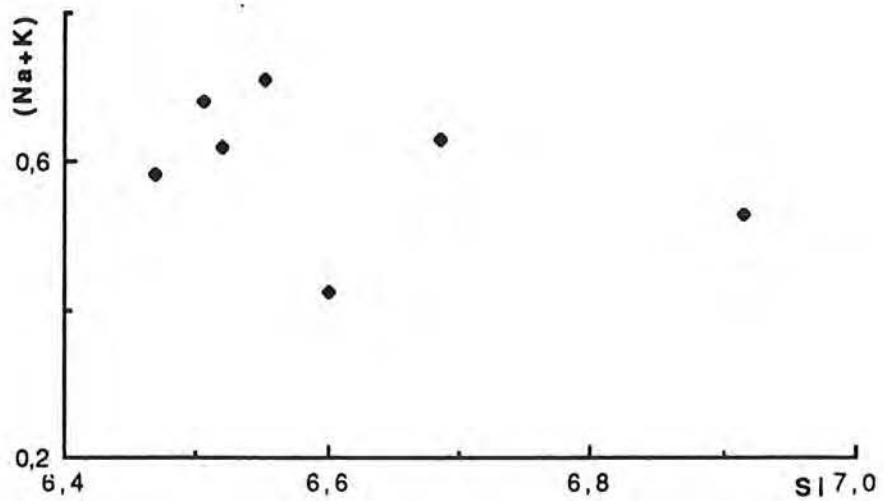


Figure II.27 - Diagramme des variations Ti/Si des amphiboles du Karet

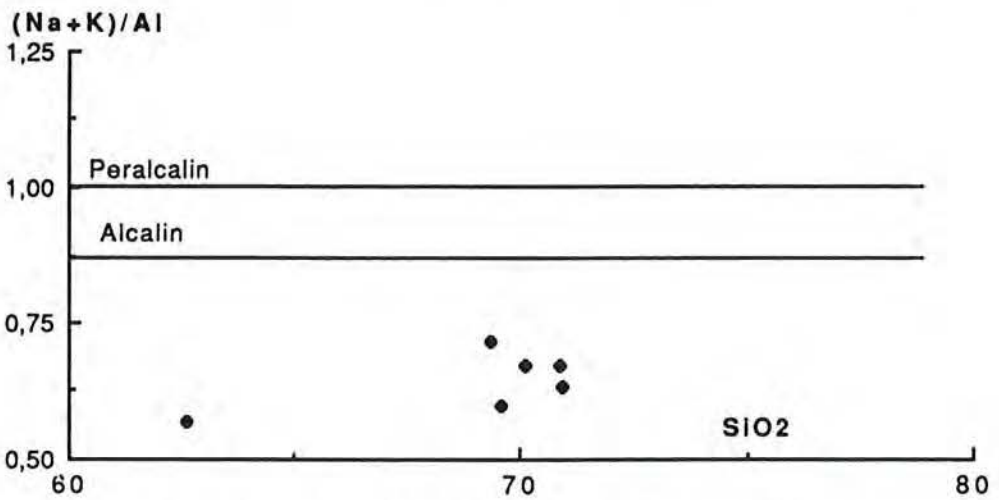


Figure II.28 - Diagramme (Na/K)/Al en fonction de SiO2

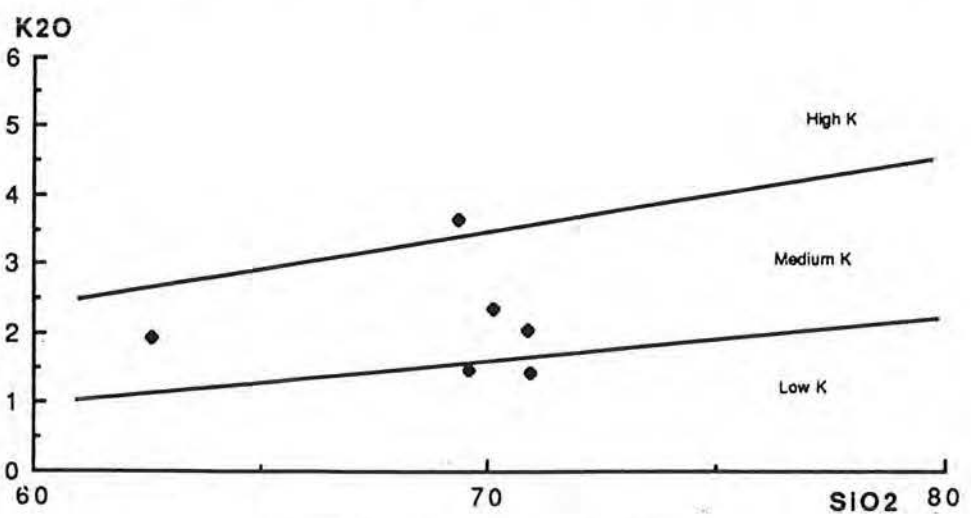


Figure II.29 - Diagramme K2O/SiO2

IV.3.2 - TYPOLOGIE

Pour les tonalites du Karet, nous nous sommes limités aux diagrammes de discrimination déjà utilisés pour les granodiorites du Ghallaman.

- Dans le diagramme (Na + K)/Al en fonction de SiO_2 (figure II.28), les points représentatifs des tonalites du Karet analysées se situent dans le champ des granites sub-alcalins. On retiendra aussi le caractère peu potassique de ces roches (figure II.29) à l'exception de l'échantillon MAS144 (high K) traduisant sa relative richesse en feldspath potassique.

- La figure II.30 montre la distribution des tonalites du Karet dans le diagramme Q/P. La plupart des points représentatifs des roches analysées se placent dans la case des tonalites tandis que les échantillons renfermant du feldspath potassique se situent dans le domaine des granodiorites (MAS140) voire dans le champ des adamellites (MAS144).

- Les analyses représentatives des granitoïdes du Karet ont été projetées dans le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1983, 1988). Dans ce diagramme (figure II.31), on peut constater que les roches analysées se placent dans le domaine peralumineux et se concentrent dans le champ III (roches à biotite), alors que la présence d'amphibole dans certains échantillons implique normalement un positionnement dans le champ métalumineux. En outre, la position assez décalée vers le domaine II (biotite + muscovite) de l'échantillon MAS179 ne reflète guère la composition modale de cette roche mais traduit plutôt l'altération très poussée des biotites qu'il renferme. Soulignons aussi que l'ancrage des tonalites du Karet exclusivement dans le domaine peralumineux reste sujet à caution du fait du caractère souvent altéré de la biotite qu'elles contiennent. On remarquera par ailleurs que les tonalites du Karet sont plus leucocrates (car moins ferro-magnésiennes) que les tonalites de références tout en ayant pas des caractères de trondhjémites (tels que celles de Sodokro de Côte d'Ivoire) et présenteraient donc, dans ce diagramme, les caractères d'une association alumino-cafémique.

IV.3.3 - ELEMENTS EN TRACE

Les teneurs en éléments en traces des tonalites du Karet sont consignées dans le tableau II.16. La lecture de ce tableau montre que les teneurs en Sr et Rb varient respectivement de 407 à 818 ppm et de 29 à 134 ppm, celles de Ba sont dispersées et passent de 402 (MAS141) à 1172 ppm (MAS229).

Nous remarquons aussi que dans les tonalites du Karet les éléments en traces

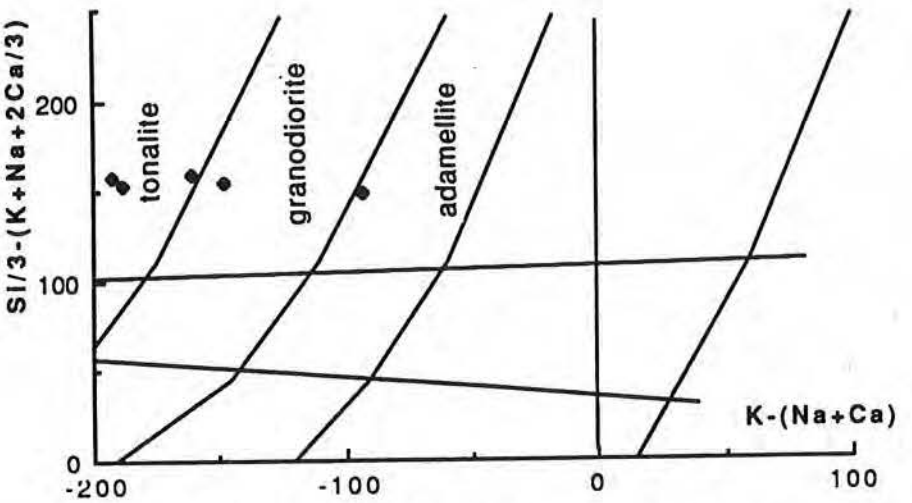


Figure II.30 - Diagramme Q/P de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux tonalites du Karet

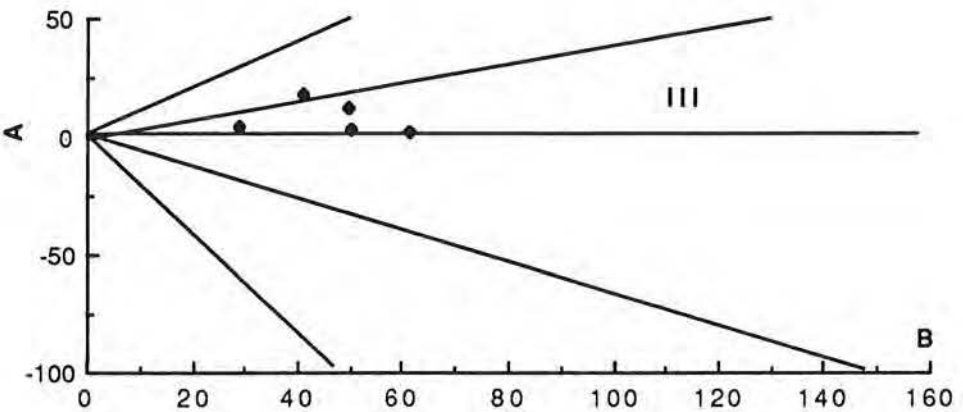


Figure II.31 - Diagramme A/B de Debon et Le Fort appliqué aux tonalites du Karet.

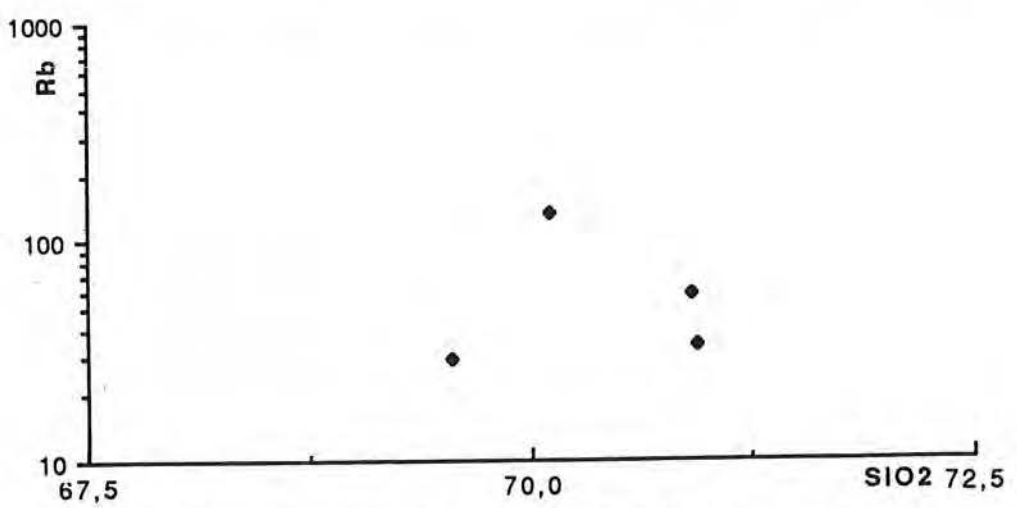


Figure II.32 - Diagramme Rb en fonction de SiO2 des tonalites du Karet

ECH	MAS141	MAS144	MAS229	MAS179	MAS180
Ba	402,00	830,00	1171,00	627,00	668,00
Be	0,80	1,60			
Cr	8,00	7,00			
Cu	13,00	< 5			
Ga	14,00	15,00			
Nb	< 5	< 5	9,00	3,00	4,00
Ni	10,00	< 5			
Rb	58,00	134,00	46,00	29,00	34,00
Sc	3,70	4,90			
Sr	426,00	407,00	674,00	773,00	818,00
Th	< 5	8,00			
V	26,00	35,00			
Y	5,00	10,00	19,00	3,00	5,00
Zn	37,00	48,00			
Zr	98,00	138,00	183,00	106,00	105,00

Tableau II.16
éléments en traces des tonalites du Karet

ECH	MAS141	MAS144
La	7,96	35,64
Ce	14,94	65,31
Nd	8,26	25,50
Sm	2,55	5,66
Eu	0,57	0,99
Gd	2,00	4,00
Dy	1,07	2,25
Er	0,41	0,77
Yb	0,27	1,07
Lu	0,06	0,24
Somme	38,10	141,59
(La/Sm)N	1,97	3,96
(Gd/Yb)N	5,99	3,02
(Eu/Eu*)N	0,75	0,61
La/Yb	29,48	33,31
(La/Yb)N	19,90	22,48
(Yb)N	1,64	6,48

Tableau II.17
Teneurs en terres rares
des tonalites du Karet

suivent pour l'essentiel les éléments majeurs auxquels ils sont habituellement associés. Ainsi, les échantillons MAS179 et MAS180 (les plus calciques et les moins potassiques parmi les échantillons étudiés) voient leurs teneurs en Sr très élevées (773 - 818 ppm) et celles en Rb les moins importantes (29 - 34 ppm), se traduisant ainsi par la relative prédominance du plagioclase sur le feldspath potassique dans ces roches que dans les autres (l'absence de biotite précoce dans ces échantillons exclut la responsabilité de ce minéral dans l'importance du rapport plagioclase/feldspath potassique).

Le diagramme Rb en fonction de SiO_2 (figure II.32), ne montre pas de corrélation évidente entre ces deux éléments.

Cependant, le diagramme de la figure II.33 montre une corrélation positive entre K% et Rb avec un rapport K/Rb autour de 300.

Comme ce fut le cas pour le rubidium et la silice (%), le strontium ne montre pas de corrélation avec SiO_2 (figure II.34).

Dans le diagramme de la figure II.35, les variation de Rb et Sr sont assez nettes. Elles sont marquées par une diminution de Rb quand Sr augmente. Ces variations se reflètent aussi dans le diagramme Rb/Sr en fonction de Rb (figure II.36).

IV.3.4 - LES TERRES RARES

Les résultats d'analyses réalisées sur deux échantillons de ce faciès : MAS141 (SiO_2: %7091) et MAS144 (%69,35) révèlent une variation significative particulièrement au niveau des terres rares lourdes (tableau II.17). La somme des terres rares varie de façon importante, passant de 38 (MAS141) à 142 ppm (MAS144) ; ce qui traduirait fort probablement une cristallisation précoce de minéraux riches en terres rares aussi bien lourdes que légères. L'anomalie négative en Eu est relativement peu importante (0,61 - 0,75). Une telle anomalie négative peut être expliquée par l'importante quantité de feldspaths (le plagioclase notamment). L'indice de fractionnement des terres rares représenté, par le rapport $(La/Yb)_N$ varie de 19 à 22,5. Le rapport $(La/Sm)_N$ de l'échantillon MAS141 est relativement faible, entraînant un spectre normé aux chondrites moins penté au niveau des terres rares légères qu'au niveau des terres rares lourdes.($(Gd/Yb)_N$ = 6,01).

A l'instar des granodiorites du Ghallaman, les spectres des tonalites du Karet (figure II.37) se caractérisent par des allures concaves relativement marquées, avec des teneurs en Er et Yb très basses (2 à 3 fois les chondrites).

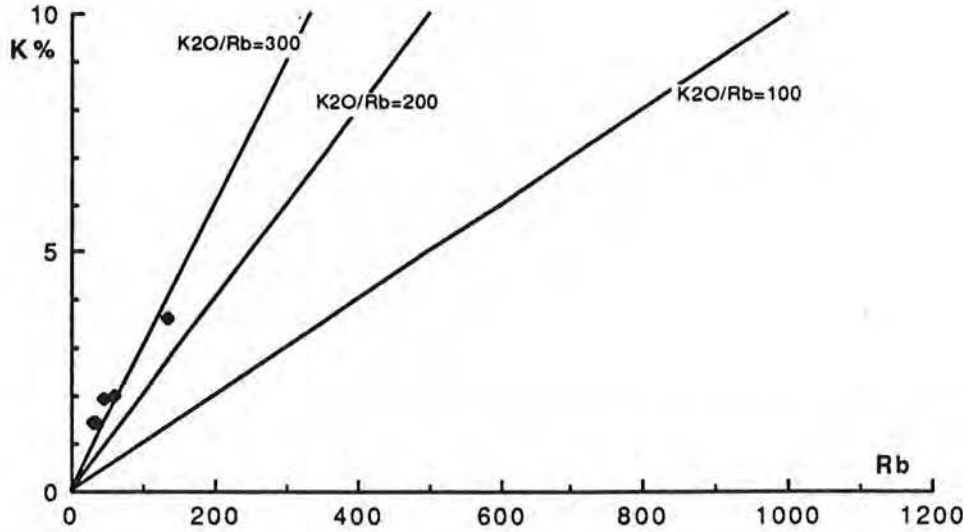


Figure II.33 - Diagrammes K/Rb des tonalites du Karet.

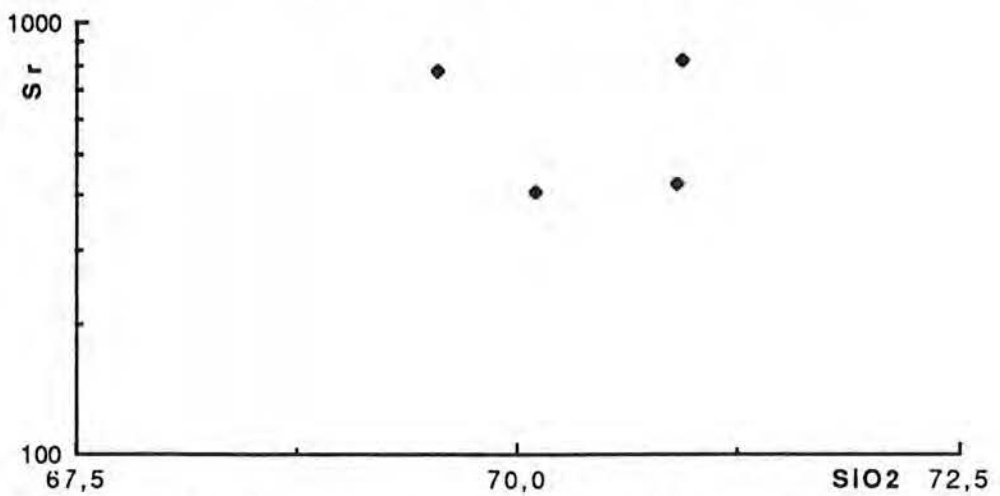


Figure II.34 - Diagramme Sr en fonction de SiO2 des tonalites du Karet

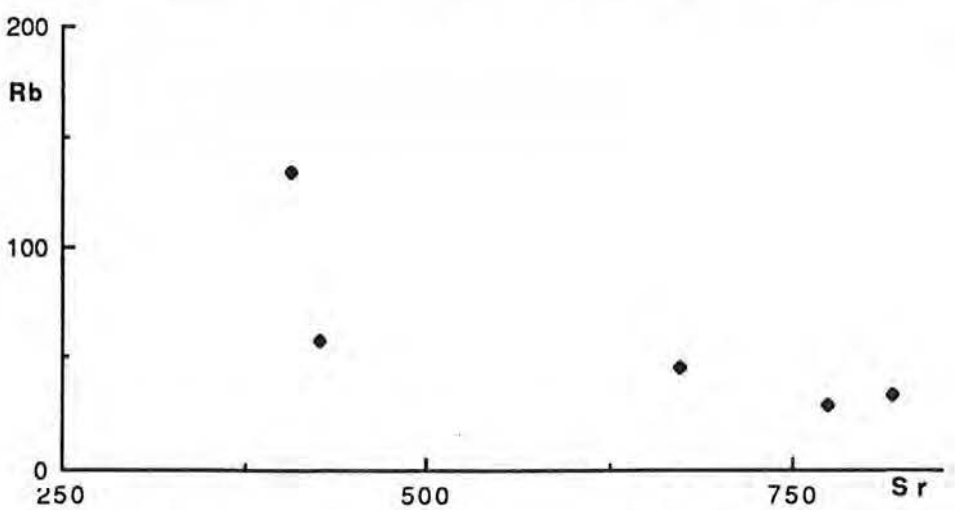


Figure II.35 - Diagramme Sr/Rb des tonalites du Karet.

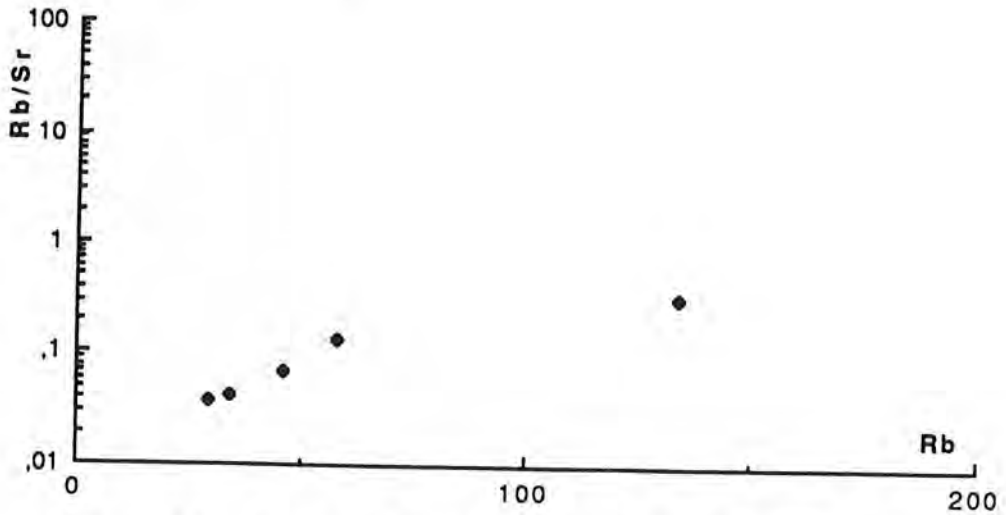


Figure II.36 - Diagramme Rb/Sr en fonction de Rb des tonalites du Karet.

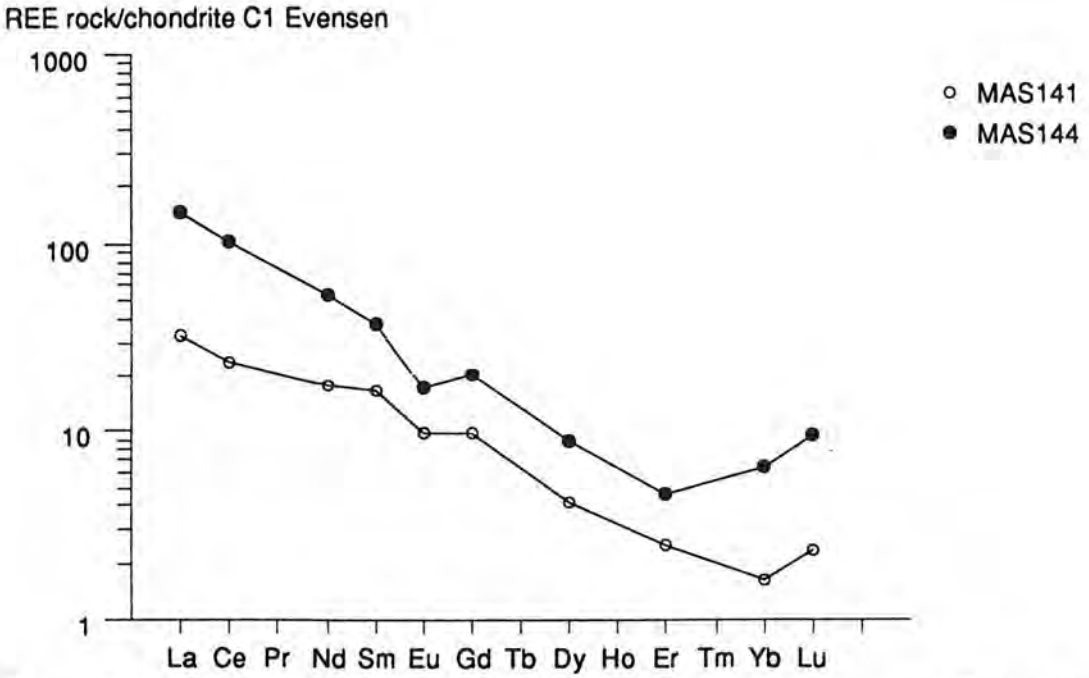


Figure II.37 - Diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites des tonalites du Karet. Les valeurs de normalisation sont celles d'Evensen et al. (1978).

IV.4 - CONCLUSION

Les tonalites du Karet sont plus ou moins concordantes et fréquemment recoupées par des filons d'aplite et de pegmatite. Au microscope la texture est grenue parfois légèrement orientée. Le quartz, globulaire ou xénomorphe, est souvent craquelé. Le plagioclase (oligoclase) est automorphe et souvent altéré. Le feldspath potassique présente deux génération : petits cristaux quadrillés microcline et corrodant le plagioclase et gros cristaux perthitiques. La biotite est soit primaire, souvent en inclusion dans le plagioclase et plus ou moins en symplectite, soit secondaire, en lamelles et est soit issue de la transformation de l'amphibole calcique présente dans certaine lames à laquelle elle est intimement associée, soit provenant d'une contamination magmatique ou bien héritage de matériaux sources. Le chimisme des biotites indique qu'il s'agit de roches calco-alcalines.

La présentation des caractères chimiques des granitoïdes du Karet confirment leur nature tonalitique (leucotonalites), déjà mise en évidence dans l'étude pétrographique.

V - LES GRANITES DE AIN BEN TILI

V.1 - GISEMENT

Les granites de Ain ben Tili sont de loin les plus répandus parmi les granites de la dorsale Réguibat. Ils couvrent la partie la plus importante (2/3) du secteur étudié et sont limités par les coordonnées 8° et 12° de longitude W. Au Sud, ces granites forment deux bandes assez étroites à l'Est et à l'Ouest du massif d'Archéouat puis ils s'étalent largement au Nord.

Ils sont nettement postérieurs aux formations du Ghallaman, aux granitoïdes du Karet et aux formations de la série d'Imourène qu'ils recoupent à l'emporte-pièce et sont à leur tour recoupés par les granites plus récents d'Archéouat et de Tiguesmat.

V.2 - CARACTERES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES

Ces granites sont de couleur rose à rouge brique, isotropes, en gisement discordant, à structure très régulière, affleurant en dalles rocheuses très plates. Dans la partie tout à fait septentrionale de la Dorsale Réguibat, on observe par endroit une association de ces granites avec une couverture de microgranites et rhyolites. A l'Est de Bir Moghrein on rencontre un massif à bordure franchement microgrenue et qui devient de plus en plus grenu vers son centre pour passer à un faciès typiquement Ain Ben Tili dans son coeur. Ces caractères traduisent une mise en place relativement superficielle.

Ils sont aussi riches en enclaves basiques microgrenues et renferment rarement des filons d'aplite et de pegmatite. Aucune enclave métasédimentaire n'a été observée.

A l'oeil nu, on distingue facilement les principaux minéraux: feldspaths roses, quartz arrondi et micas en nids dispersés.

Au microscope la texture est grenue très large et les minéraux essentiels sont : le quartz (23 - 38%), le microcline (14 à 47%), le plagioclase (21 - 40%) et la biotite (0,5 - 6%). Les opaques, le sphène et l'épidote constituent les phases minérales accessoires.

N°Ech	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	IM122	IM122	MAS246	MAS246	IM123	IM123
N°Anal.	P5b	P6c	P8b	P9m	P10c	P16b	P117m	P19c	P22	PB51	PB52	PB64	PB65	PB71	PB73	PB80	PB81
SiO2	65,21	66,48	64,31	65,23	64,68	65,54	64,67	64,62	65,44	66,63	65,12	63,78	63,80	64,77	63,65	63,86	64,33
Al2O3	21,54	21,44	22,08	21,94	21,72	21,71	22,77	22,77	22,79	21,15	23,65	22,62	22,74	21,80	21,58	23,43	23,47
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08
FeO	0,16	0,22	0,04	0,05	0,04	0,00	0,22	0,06	0,15	0,01	0,22	0,00	0,11	0,14	0,15	2,06	0,00
MnO	0,01	0,00	0,00	0,10	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,09	0,00	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,05	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	3,42	0,02	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00
CaO	2,88	2,26	3,64	3,62	3,41	2,41	3,42	3,45	0,00	1,84	4,10	3,70	3,90	3,08	3,10	3,97	3,92
Cr2O3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,04	0,11	0,00	0,00	9,44	0,11	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,05	0,00
Na2O	9,73	10,50	9,61	9,78	10,10	10,96	9,56	9,40	0,09	10,04	9,38	9,56	9,24	9,45	9,39	9,57	9,07
K2O	0,19	0,19	0,09	0,15	0,11	0,02	0,10	0,06		0,08	0,25	0,05	0,19	0,11	0,18	0,61	0,08
TOTAL	99,73	101,14	99,82	100,87	100,10	100,79	100,76	100,40	101,34	99,97	102,73	99,83	100,03	99,40	98,07	103,56	100,96
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)																	
Si	2,88	2,89	2,84	2,85	2,85	2,87	2,83	2,83	2,84	2,92	2,80	2,82	2,82	2,87	2,86	2,76	2,81
Al	1,12	1,10	1,15	1,13	1,13	1,12	1,17	1,18	1,17	1,09	1,20	1,18	1,18	1,14	1,14	1,20	1,21
Fe	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,07	0,00
Ca	0,14	0,11	0,17	0,17	0,16	0,11	0,16	0,16	0,00	0,09	0,19	0,18	0,18	0,15	0,15	0,18	0,18
Na	0,83	0,89	0,82	0,83	0,86	0,93	0,81	0,80	0,01	0,85	0,78	0,82	0,79	0,81	0,82	0,80	0,77
K	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00
SOMME	4,98	5,00	5,00	5,00	5,02	5,03	4,99	4,98	4,02	4,96	4,99	5,00	4,99	4,97	4,98	5,05	4,97
%An	13,90	10,52	17,22	16,84	15,63	10,82	16,41	16,80	0,00	9,15	19,18	17,57	18,71	15,16	15,27	18,03	19,19
%Ab	85,00	88,43	82,27	82,33	83,77	89,07	83,02	82,85	100,00	90,37	79,42	82,15	80,21	84,19	83,68	78,67	80,34
%Or	1,09	1,05	0,51	0,83	0,60	0,11	0,57	0,35	0,00	0,47	1,39	0,28	1,09	0,64	1,06	3,30	0,47

Tableau II.18

Formules structurales des plagioclases des granites de Ain Ben Tili

V.2.1 - Quartz

On le rencontre sous deux formes:

-Phénocristaux de 2 à 4mm xénomorphes, très limpides à extinction souvent franche et qui sont soit isolés, soit engrenés et groupés en larges plages à contours sinueux et envahissant les autres minéraux (planche **II**, photo **d**).

-Petits cristaux xénomorphes ou globulaires à extinction franche (planche **II**, photo **b**) soit en inclusions dans les feldspaths, soit dans la matrice intercalés entre les autres phases. On l'observe parfois en minces liserés entourant les feldspaths alcalins.

V.2.2 - Plagioclase

Il forme des mégacristaux plurimillimétriques sub-automorphes, finement maclés, parfois zonés (planche **II**, photo **b**), plus ou moins altérés, fortement corrodés par le quartz et le microcline. Il existe aussi sous forme de syneusis bien définies, pouvant témoigner d'une cristallisation magmatique précoce (échantillons IM).

Certains cristaux, de taille moyenne (1 à 1,5mm), automorphes et finement maclés albite sont légèrement tordus et intimement liés à des lamelles de biotite (échantillon Al58, planche **II**, photo **c**).

On observe souvent dans certaines lames des cristaux d'albite en inclusion dans la perthite.

Les résultats analytiques des plagioclases sont donnés dans le tableau II.18. Leur composition est celle de l'oligoclase et varie relativement peu d'un échantillon à l'autre :

AL58: $An_{9,15}$ - $An_{19,18}$

MAS246: $An_{15,16}$ - $An_{15,26}$

IM122: $An_{17,56}$ - $An_{18,70}$

IM123: $An_{18,03}$ - $An_{19,18}$

Ech	AL58b->	AL58c	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	IM122	IM122	MAS246	MAS246	MAS246	IM123	IM123	IM123
N°Anal.	F11b	F12c	F14	F13	F15	FB53	FB56	FB57	FB62	FB63	FB66	FB67	FB69	FB75	FB76	FB79
SiO2	65,11	65,37	63,80	64,45	64,57	65,74	65,27	65,01	64,28	64,80	64,89	64,65	62,93	64,68	65,11	62,09
Al2O3	18,15	18,25	18,04	18,12	18,41	18,64	18,87	18,59	18,05	18,41	18,23	18,52	18,70	18,95	19,06	18,10
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,06	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,07	0,00	0,01	0,08	0,00	0,15	0,13	0,03	0,00	0,00	0,09	0,02	0,00	0,07	0,04	0,00
MnO	0,00	0,13	0,08	0,02	0,13	0,00	0,09	0,24	0,00	0,00	0,06	0,02	0,00	0,04	0,00	0,05
MgO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	2,74
Cr2O3	0,09	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,07	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,10	0,00	0,10
Na2O	0,35	0,43	0,24	0,30	0,54	0,40	0,64	0,71	0,31	1,02	0,58	0,81	0,40	0,38	1,25	1,07
K2O	16,44	16,22	16,29	16,82	15,79	15,98	15,30	15,62	15,99	15,15	16,03	15,35	15,83	16,01	14,68	14,71
TOTAL	100,22	100,41	98,52	99,80	98,52	100,99	100,36	100,23	98,65	99,45	100,00	99,40	97,86	100,23	100,15	98,87
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)																
Si	3,00	3,01	3,00	3,00	3,00	3,00	2,99	2,99	3,01	3,00	3,00	2,99	2,97	2,98	2,98	2,93
Al	0,99	0,99	1,00	0,99	1,01	1,00	1,02	1,01	1,00	1,00	0,99	1,01	1,04	1,03	1,03	1,01
Fe	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	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	0,14
Na	0,03	0,04	0,02	0,03	0,05	0,04	0,06	0,06	0,03	0,09	0,05	0,07	0,04	0,03	0,11	0,10
K	0,97	0,95	0,98	1,00	0,93	0,93	0,89	0,92	0,95	0,89	0,95	0,91	0,95	0,94	0,86	0,88
SOMME	4,99	4,99	5,00	5,02	4,99	4,98	4,97	4,98	4,99	4,99	4,99	4,99	5,00	4,99	4,99	5,05
%An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,00	0,00	0,00	12,35
%Ab	3,13	3,87	2,19	2,64	4,94	3,67	5,98	6,46	2,86	9,28	5,21	7,41	3,70	3,48	11,46	8,73
%Or	96,87	96,13	97,81	97,36	95,01	96,33	94,02	93,54	97,14	90,72	94,79	92,39	96,30	96,52	88,54	78,93

Tableau II.19

Formules structurales des feldspaths potassiques des granites de Ain Ben Tili

V.2.3- Microcline

Toujours présent, il montre deux habitus:

- Phénocristaux plurimillimétriques xénomorphes à sub-automorphes, fortement perthitisés et développant à leur bord des myrmékites. Les perthites, maclées dans certains cristaux, sont soit en veinules irrégulières soit en tâches (avec souvent une interpénétration avec l'oligoclase). Ces phénocristaux renferment des inclusions d'albite en tablette et finement maclés, de biotite et d'épidote particulièrement au niveau des microfractures qui les lacèrent

- Cristaux de 1,5 à 2mm, sub-automorphes à automorphes finement quadrillés et souvent entourés de plagioclase et de quartz.

- Diverticules au bords de certains plagioclases, très frais et dont les limites sont assez floues.

Les compositions chimiques des feldspaths potassiques sont consignées dans le tableau II.19. On constate qu'ils contiennent entre 1 et 9% d'albite et 0% d'anorthite dans leur formule structurale.

V.2.4 - Biotite

Elle est vert-brunâtre à brun-verdâtre. L'étude microscopique appuyée par les données analytiques permet de distinguer deux types de biotite pouvant correspondre à deux générations et/ou à différents sous-faciès du même granite :

- AL58 et MAS264: Lames de taille variable (0,1 à 2,5mm), xénomorphes à sub-automorphes, plus ou moins déchiquetées et dispersées dans la matrice. Elles sont souvent corrodées par les feldspaths et légèrement chloritisées au niveau des clivages. Elles renferment des inclusions de quartz, d'opaques, d'épidote, d'apatite et de zircon (planche **II**, photo **c**).

- IM122 ET IM123: Lamelles de très petite taille (0,05-0,1mm) enchevêtrées, groupées en nids (souvent en bordure des feldspaths potassiques) et intimement associées à des microgranules d'opaques (planche **II**, photo **d**). Ces nids ressemblent en fait à des symplectites.

Quatorze analyses à la microsonde électronique ont été réalisées sur les biotites de quatre échantillons (IM122, IM123, MAS264 et AL58). D'après les données chimiques

N°Ech	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	AL58	IM122	IM122	MAS246	MAS246	IM123	IM123
N°Anal.	BB48	BB49	B1b	B2c	B3b	B4c	B20b	B21c	BB58	BB59	BB70	BB72	BB77	BB82
SiO2	37,48	37,18	37,09	38,43	35,53	38,01	38,43	38,17	36,98	37,29	36,63	36,33	35,61	38,03
Al2O3	14,78	14,76	14,30	14,22	14,48	15,20	15,45	15,10	15,50	15,86	15,16	14,57	15,43	16,01
TiO2	1,76	1,38	1,58	0,02	1,80	1,69	1,64	1,60	2,46	2,66	2,53	2,99	2,12	2,50
FeO	21,74	21,52	21,32	22,54	21,36	21,05	20,21	21,06	15,96	17,16	21,60	21,92	15,78	16,76
MnO	0,78	0,96	0,84	0,72	1,13	0,60	0,76	0,68	0,53	0,52	0,60	0,53	0,42	0,53
MgO	8,94	9,03	9,41	8,87	8,39	8,70	9,58	9,47	13,21	12,63	9,19	8,46	12,32	12,74
CaO	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,08	0,00	0,11	0,00	0,12	0,00
Cr2O3	0,00	0,03	0,09	0,02	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,12	0,00	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Na2O	0,02	0,00	0,11	0,00	0,04	0,13	0,07	0,05	0,02	0,06	0,07	0,14	0,10	0,03
K2O	9,13	9,47	9,33	9,65	9,81	9,39	10,00	9,31	9,42	9,42	9,05	9,06	9,47	9,60
Total	94,63	94,37	94,07	94,55	92,66	94,83	96,20	95,47	94,21	95,60	94,94	94,00	91,39	96,20
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)														
Si	5,82	5,80	5,80	6,00	5,70	5,86	5,83	5,84	5,62	5,61	5,67	5,70	5,60	5,66
AlIV	2,18	2,20	2,20	2,00	2,30	2,14	2,17	2,16	2,38	2,39	2,33	2,30	2,40	2,34
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,52	0,52	0,44	0,61	0,44	0,62	0,59	0,56	0,40	0,42	0,44	0,39	0,46	0,47
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	2,82	2,81	2,79	2,94	2,87	2,71	2,56	2,70	2,03	2,16	2,80	2,88	2,08	2,09
Ni	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,07	2,10	2,20	2,06	2,01	2,00	2,17	2,16	2,99	2,83	2,12	1,98	2,89	2,83
Mn	0,10	0,13	0,11	0,10	0,15	0,08	0,10	0,09	0,07	0,07	0,08	0,07	0,06	0,07
Ti	0,21	0,16	0,19	0,00	0,22	0,20	0,19	0,18	0,28	0,30	0,29	0,35	0,25	0,28
Y	5,72	5,72	5,74	5,73	5,70	5,61	5,62	5,70	5,78	5,77	5,73	5,67	5,73	5,74
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Na	0,01	0,00	0,03	0,00	0,01	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01
K	1,81	1,89	1,86	1,92	2,01	1,85	1,94	1,82	1,83	1,81	1,79	1,81	1,90	1,82
X	1,81	1,89	1,90	1,92	2,02	1,90	1,96	1,83	1,85	1,82	1,83	1,86	1,95	1,83
XYZ	15,53	15,62	15,63	15,65	15,72	15,51	15,57	15,53	15,62	15,60	15,56	15,53	15,68	15,57
XFe	0,58	0,57	0,56	0,59	0,59	0,58	0,54	0,56	0,40	0,43	0,57	0,59	0,42	0,42
Altot	2,70	2,72	2,64	2,62	2,74	2,76	2,76	2,72	2,78	2,81	2,77	2,69	2,86	2,81

Tableau II.20

Formules structurales des biotites des granites de Ain Ben Tili

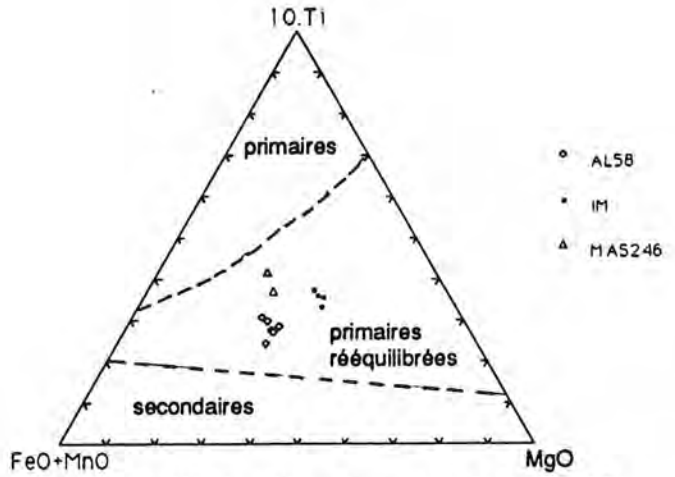


Figure II.38 - Position des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le triangle 10*Ti - FeO+MnO - MgO

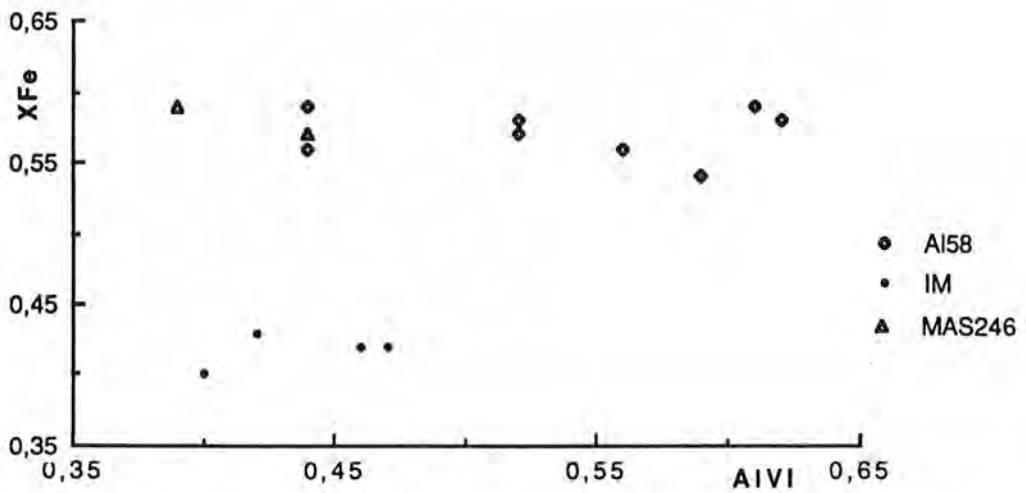


Figure II.39 - Diagramme de variation XFe - AlVI dans les biotites de Ain Ben Tili

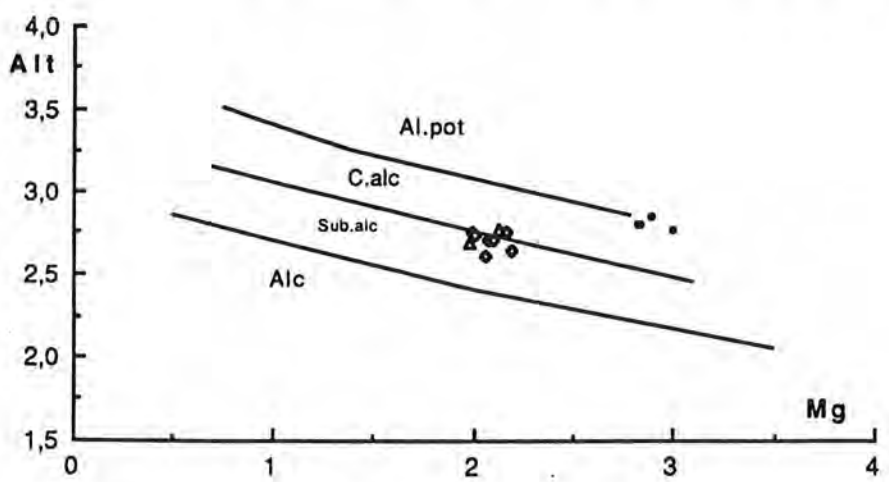


Figure II.40 - Position des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le diagramme Altotal / Mg

(tableau II.20), on remarque qu'il existe une homogénéité de composition au sein de chaque échantillon et que les cristaux ne présentent pas une nette zonation.

La discrimination des biotites des granites de Ain Ben Tili en deux groupes, déjà observée au microscope s'avère aussi confirmée au niveau de leur composition chimique. Les biotites IM122 et IM123 étant plus magnésiennes et moins ferrifères que celles des échantillons AL58 et MAS246.

Dans le triangle 10 TiO2 - FeO+MnO - MgO (figure II.38), toutes les biotites analysées se placent exclusivement dans le champ des biotites primaires rééquilibrées. En outre le diagramme de la figure II.39 montre que les biotites des échantillons IM ont subit une chloritisation relativement significative. Ceci met en cause leur position dans le diagramme de Nachit (figure II.40), où elles sont à cheval sur la limite des lignées magmatiques alumino-potassique et calco-alcaline et permettrait de les placer, sinon dans le champ de la lignée sub-alcaline, du moins à cheval sur la limite que partage ce dernier avec le domaine de la lignée calco-alcaline. Notons que les biotites des échantillons AL58 et MAS264 se repartissent suivant la limite séparant le domaine de la lignée calco-alcaline et celui de la lignée sub-alcaline

Le rapport Fe/Fe+Mg des biotites varie de 0,4 (IM122, IM123) à 0,60 (MAS246 et AL58), Si de 5,60 (IM) à 5,86 (AL58) ; plaçant ainsi les biotites de Ain Ben Tili dans le diagramme de classification Annite-Sidérophyllite-Eastonite-Phlogopite (figure II.41) dans le domaine des biotites les plus proches du pôle annite.

V.2.5 - Les accessoires

-*Le sphène* : réparti d'une façon très aléatoire (présent particulièrement dans la lame AL58), il se présente le plus souvent en cristaux automorphes dont la taille peut atteindre 1mm, mais parfois xénomorphes, en inclusion dans la biotite.

Les analyses à la microsonde ont été effectuées sur deux cristaux: 42 = cristal automorphe (primaire) et 50 = cristal (secondaire) associé à la biotite (tableau II.14). on remarque que la génération primaire est moins siliceuse, moins alumineuse mais plus titanée que la génération secondaire.

-*Les oxydes*: relativement importants, ils sont surtout associés aux symplectites sous forme de granules de 0,05 à 0,2mm correspondant à une cristallisation tardive due à la déstabilisation de ferro-magnésiens.

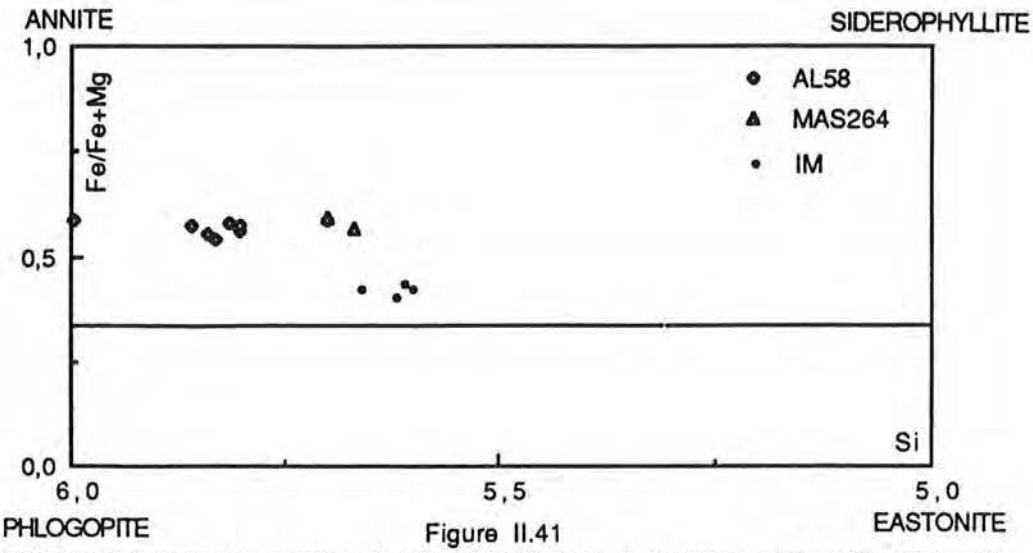


Figure II.41

Position des biotites des granites de Ain Ben Tili dans le diagramme Fe / (Fe+Mg) - Si

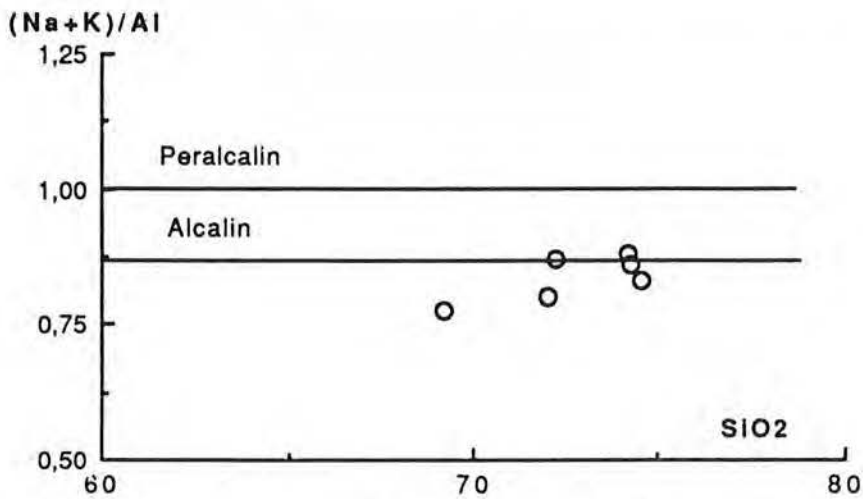


Figure II.42 - Diagramme (Na/K)/A en fonction de SiO2 des granites de Ain Ben Tili

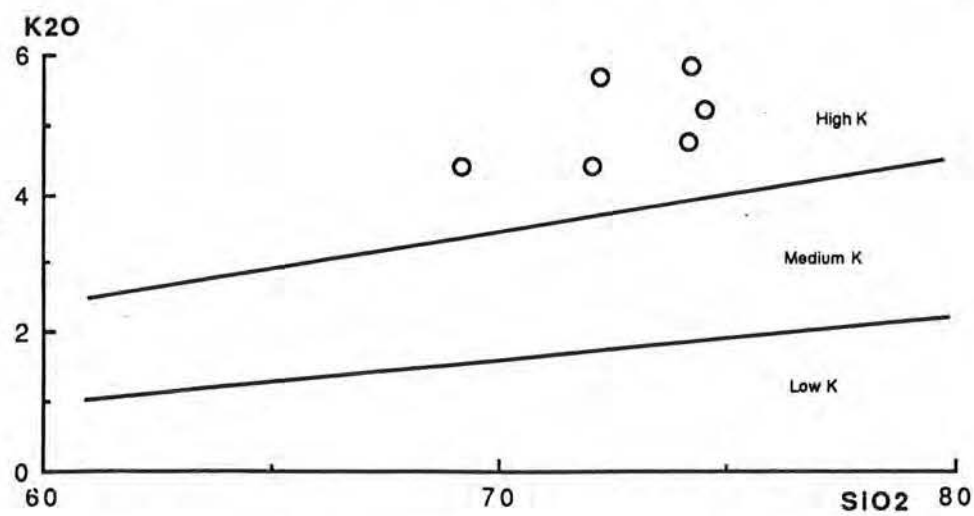


Figure II.43 - Diagramme K2O/SiO2 des granites de Ain Ben Tili

N°Ech	MAS219	IM322	IM315	IM237	IM203	AL58	AA40
SiO2	74,17	72,25	74,26	69,18	74,54	72,05	74,05
Al2O3	12,93	13,44	13,91	14,87	13,60	14,00	13,30
TiO2	0,20	0,22	0,09	0,52	0,14	0,32	0,20
FeO	1,16	1,80	0,66	2,08	0,72	1,55	0,89
Fe2O3réel	0,54	0,83	0,30	0,96	0,33	0,76	0,39
MnO	0,03	0,07	0,04	0,09	0,10	0,08	0,05
MgO	0,19	0,25	0,16	0,65	0,56	0,60	0,13
CaO	1,00	0,98	0,49	1,33	0,75	1,35	0,38
Na2O	3,77	3,36	3,42	4,09	3,40	3,92	4,62
K2O	4,78	5,70	5,85	4,43	5,24	4,40	4,98
P2O5							0,04
P.F.	0,71	0,70	0,45	0,85	0,51	0,69	0,76
TOTAL	99,48	99,61	99,63	99,05	99,89	99,70	99,79
			NORME C.I.P.W				
Ilm	0,40	0,44	0,18	1,04	0,28	0,64	0,40
Or	28,21	33,64	34,53	26,15	30,93	25,97	29,39
Ab	31,87	28,41	28,91	34,58	28,75	33,14	39,06
An	4,24	4,75	2,43	6,59	3,72	6,69	0,84
Cor	0,00	0,00	1,06	0,93	0,97	0,33	0,00
Di	0,62	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,90
Hy	2,00	3,66	1,53	4,74	2,66	3,96	1,25
Q	30,79	27,00	30,13	23,16	31,64	27,46	26,66
TOTAL	98,14	97,99	98,78	97,19	98,95	98,20	98,51

Tableau II.21a

Analyses et normes C. I. P. W. des granites de Ain Ben Tili

Les compositions chimiques, assez constantes ; tableau II.6a, révèlent qu'il s'agit exclusivement de magnétite.

D'autres minéraux accessoires ont été observés, il s'agit de *l'épidote* (sous forme de bourgeons fréquemment associés aux biotites et constituant plutôt un minéral secondaire) et du *zircon.*(anguleux souvent en association avec les symplectites).

V.3 - GEOCHIMIE

Les analyses chimiques des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares sont rassemblées dans le tableau II.21.

Dans le diagramme (Na+K)/Al en fonction de SiO_2 de la figure II.42, les granitoïdes de Ain Ben Tili occupent le champ sub-alcalin jusqu'à sa limite avec le domaine alcalin. Le caractère potassique de ces granites est démontré par la figure II.43, où les éléments représentatifs des granites étudiés se situent dans le domaine "high-K".

Dans le diagramme chimico-minéralogique de De la Roche (1964, 1966), les granites étudiés se repartissent dans les domaines des adamellites et des granites (figure II.44).

Dans le diagramme A/B (figure II.45), les granites de Ain Ben Tili semblent correspondre à une association alumineuse. Cependant, le caractères relativement chloritisé des biotites IM, les seules à être décalées dans le domaine peralumineux, rend douteuse la nature de cette association, d'autant plus que les caractères pétrographiques et chimiques ne révèlent pas le caractère alumineux de ces roches. En reconsidérant la position des échantillons IM dans ce diagramme (les replaçant vers le bas), on peut estimer qu'il s'agit d'une association cafémique enracinée dans le domaine métalumineux.

Les granites de Ain Ben Tili sont assez riches en Rb (entre 159 et 309 ppm), globalement leur teneur en Sr varie entre 118 et 236 ppm (AA40 = 23ppm), celle en Nb entre 8 et 24 ppm et montrent une corrélation positive entre SiO_2 et Rb (figure II.46)

Dans le diagramme Rb en fonction de Sr (figure II.47) les granites de Ain Ben Tili suivent une pente négative, tandis qu'ils présentent une évolution positive dans le diagramme Rb/Sr en fonction de Rb de la figure II.48.

Les échantillon analysés se caractérisent par une somme moyenne de terres rares de 211 ppm, une anomalie négative en Eu de 0,4 en moyenne et un spectre assez peu fractionné par enrichissement en terres rares légères (figure II.49) avec $(La/Yb)_N$ entre

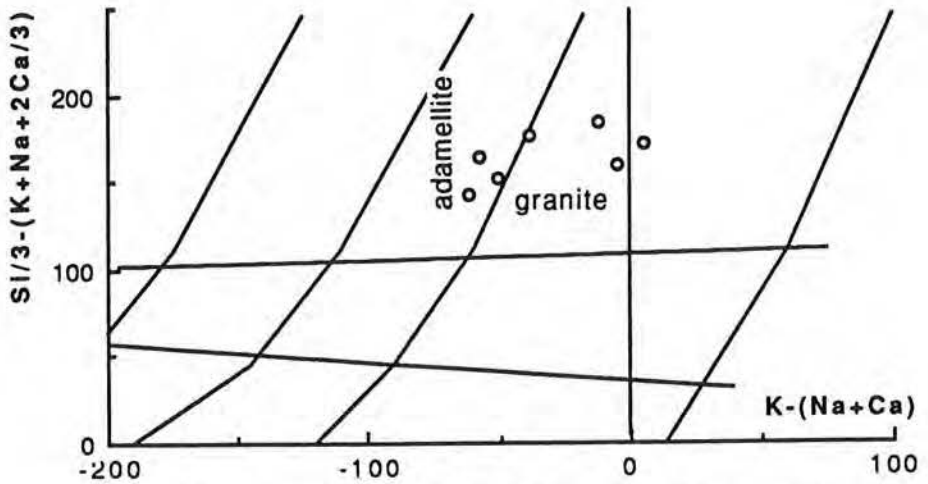


Figure II.44 - Diagramme Q/P de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux granites de Ain Ben Tili

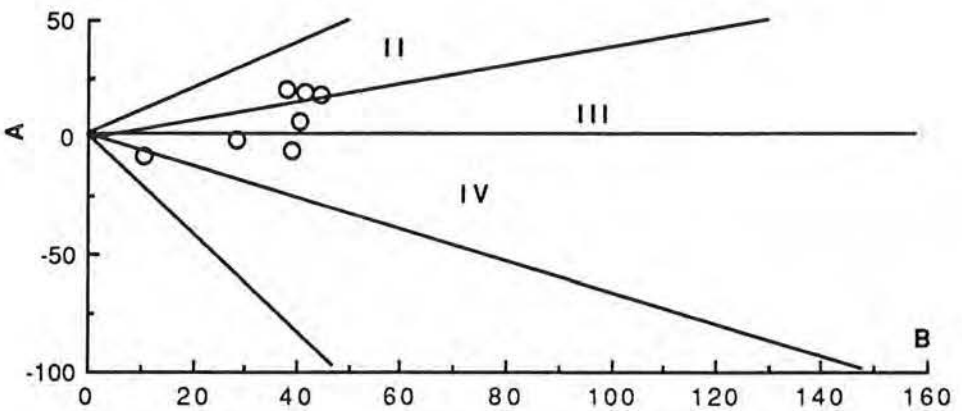


Figure II.45 - Diagramme A/B de Debon et Le Fort appliqué aux granites de Ain Ben Tili.

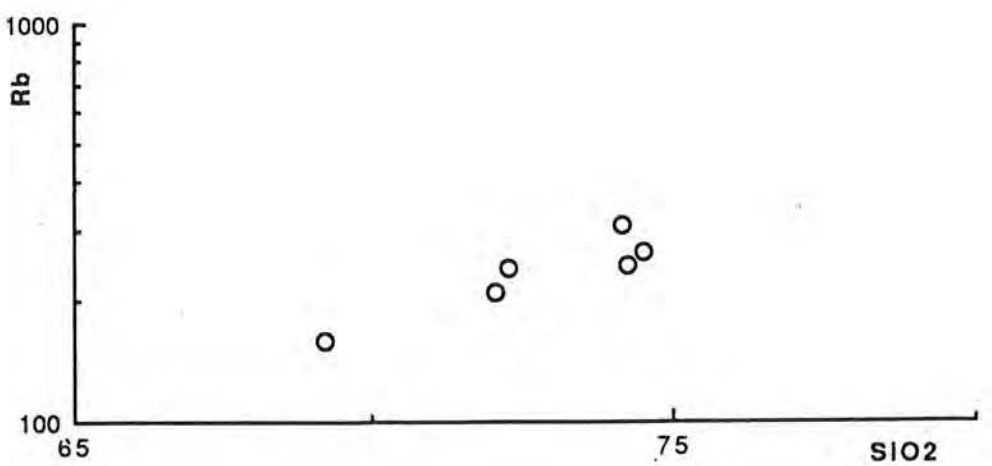


Figure II.46 - Diagramme Rb en fonction de SiO2 des granites de Ain Ben Tili

ECH	AA40	AL58	MAS219	IM322	IM315	IM237	IM203
Ba	500,00	637,00	299,00	1022,00	485,00	1061,00	652,00
Be	03,70	03,00					
Cr	05,00	40,00					
Cu	< 5	< 5					
Ga	17,00	11,00					
Nb	09,00	08,00	24,00	15,00	13,00	21,00	11,00
Ni	< 5	< 5					
Rb	183,00	210,00	309,00	243,00	245,00	159,00	266,00
Sc	04,58	04,30					
Sr	23,00	215,00	118,00	215,00	147,00	236,00	152,00
Th	15,00	13,00					
V	05,00	17,00					
Y	25,00	18,00	44,00	92,00	24,00	38,00	15,00
Zn	55,00	44,00					
Zr	257,00	162,00	140,00	230,00	79,00	362,00	123,00
La	55,63	39,47					
Ce	121,80	83,71					
Nd	44,04	31,51					
Sm	07,59	06,47					
Eu	00,82	00,82					
Gd	< 5	< 5					
Dy	04,75	03,84					
Er	02,57	02,20					
Yb	03,60	02,48					
Lu	00,61	00,44					
Somme	246,55	176,06					
(La/Sm)N	04,61	03,84					
(Gd/Yb)N	01,12	01,63					
(Eu/Eu*)N	00,38	00,43					
La/Yb	15,45	15,92					
(La/Yb)N	10,43	10,74					
(Yb)N	21,80	15,02					

Tableau II.21b
Données analytiques éléments en traces et terres rares des granites de Ain Ben Tili

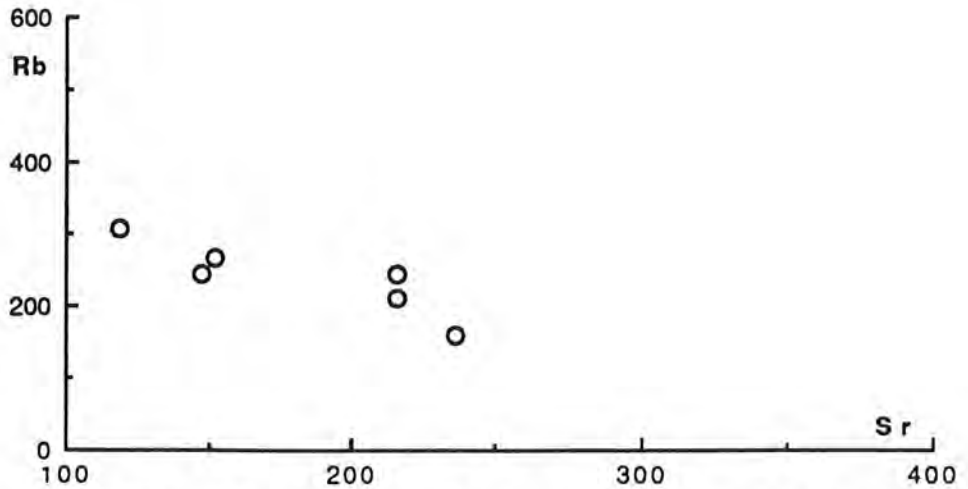


Figure II.47 - Diagramme Sr/Rb des granites de Ain Ben Tili.

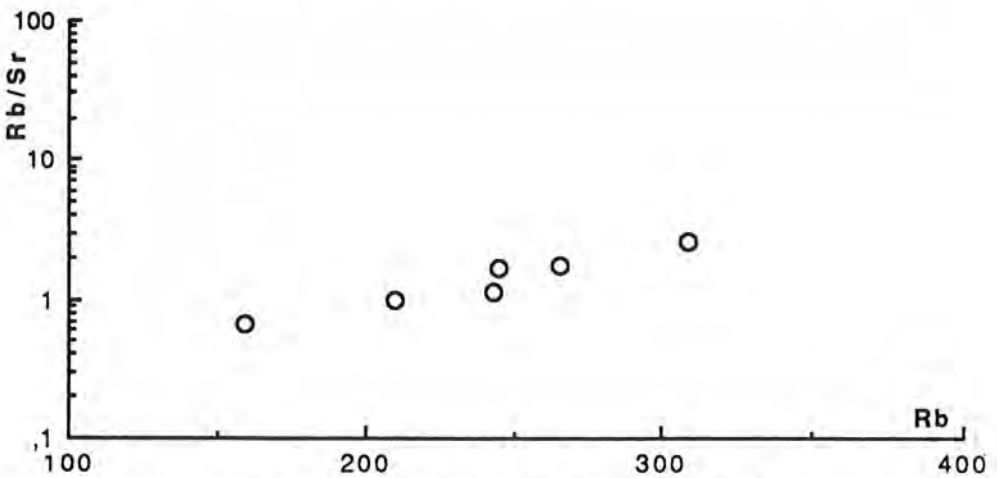


Figure II.48 - Diagramme Rb/Sr en fonction de Rb.

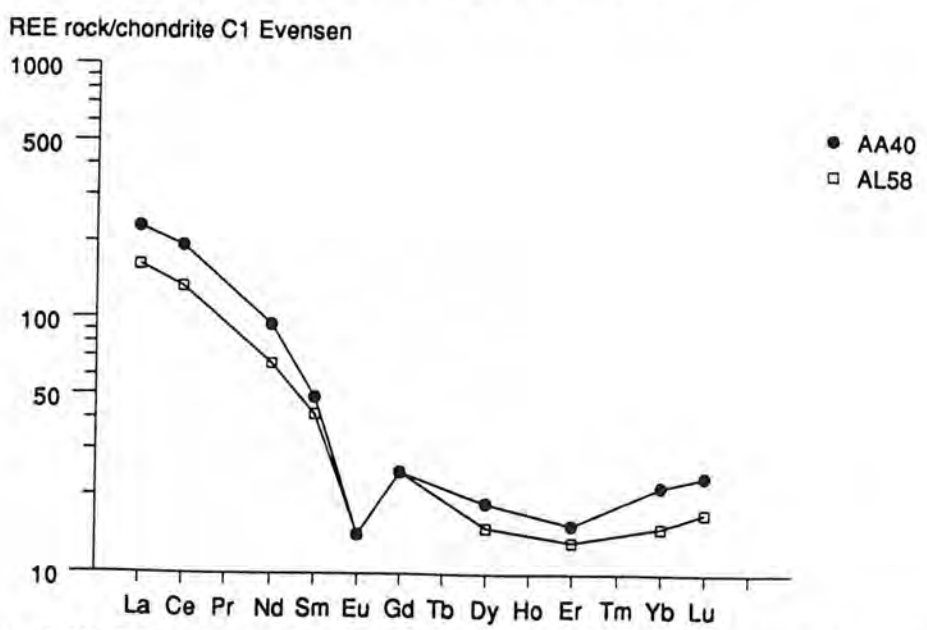


Figure II.49- Diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites des granites de Ain Ben Tili. Les valeurs de normalisation sont celles d'Evensen et al. (1978).

10,43 et 10,74, $(La/Sm)_N$ variant de 3,8 à 4,6 et $(Gd/Yb)_N$ se situant entre 1,6 et 2,6.

V.4 - CONCLUSION

Les granites de Ain Ben Tili sont facilement identifiables sur le terrain par leur couleur rose, leur gisement discordant et leur structure homogène. Les minéraux caractéristiques sont le plagioclase, le feldspath potassique et la biotite. A l'exception de la biotite, les compositions des autres minéraux analysés semblent assez homogènes.

Du point de vue chimique, les granites de Ain Ben Tili présentent un caractère potassique et constituent une association calco-alcaline à sub-alcaline. Ils se caractérisent aussi par des spectres de terres rares relativement peu fractionnés et une forte anomalie négative en Eu.

VI - GRANITES D'EL ARCHEOUAT

VI.1 - GISEMENT

Ils recoupent la partie méridionale des granites de Ain ben Tili et sont limités par les coordonnées 7,40° et 8,10° de longitude W et 23,20° et 24,40° de latitude Nord.

On les retrouve plus au Nord, au niveau d'un petit massif en contact anormal avec un autre massif alcalin à hyperalcalin (massif de Tiguesmat).

Ils présentent des caractères nettement post-orogéniques et leur mise en place (ainsi que celle des granites hyperalcalins de type Tiguesmat) semble donc correspondre au dernier événement ayant affecté la dorsale Réguibat.

VI.2 - PETROGRAPHIE - MINERALOGIE

Ces granites, de couleur rose, ne forment pas de relief proprement dit, mais affleurent en dalles lisses et en rochers diaclasés. Ils sont associés à des microgranites et des rhyolites.

Le faciès qui est le plus fréquent et le plus caractéristique est de type rapakivi. Il a été signalé pour la première fois par G. Rocci (1955) et décrit sous le nom de granite de d'Alous Tmar. Son caractère rapakivi (s.s) tel que défini par Sederholm (1891) a été confirmé par D. Daval (1982).

Ce granite se caractérise par l'existence de gros cristaux ovoïdes de feldspath potassique rose entourés parfois d'une couronne de plagioclase verdâtre. L'ensemble, pouvant atteindre 5 cm de diamètre, se détache d'un fond quartzo-feldspathique finement grenu. On y observe aussi des nodules de quartz souvent très développés et très gros.

Les caractères texturaux des granites d'Archéouat présentent une forte analogie avec ceux des granites du bouclier baltique où le faciès rapakavi a été décrit pour la première fois. Ils s'en distinguent seulement par l'absence de roches basiques associées et la présence de roches effusives.

Au microscope la texture est essentiellement porphyrique. Les phases minérales majeures sont le quartz, le feldspath potassique perthitique, le plagioclase et la biotite. L'allanite, les minéraux opaques, le zircon, l'apatite et la fluorine forment les phases

Ech	AA18	AA18	MAS168	MAS168	MAS215	MAS215	MAS215	MAS215	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80
N°Anal.	FA132	FA135	F45b	F46c	f>F72	F73	F76	F78	F82	F84	F90	F91
SiO2	61,43	63,97	66,44	65,15	65,20	66,56	68,14	66,29	64,58	64,35	64,85	64,92
Al2O3	20,08	18,66	18,52	7,92	18,50	18,46	19,17	18,48	18,49	18,20	18,35	18,36
TiO2	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,11	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
MnO	0,07	0,04	0,09	0,00	0,00	0,04	0,00	0,14	0,07	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,07	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00
Cr2O3	0,22	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
NiO	0,19	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	0,01	0,00	0,04
Na2O	0,08	1,37	0,80	0,80	0,98	3,94	5,63	0,20	0,81	0,24	0,06	0,12
K2O	15,45	14,87	16,15	15,90	15,70	12,35	9,04	16,67	15,60	16,75	16,27	16,76
TOTAL	97,55	98,91	102,04	99,87	100,39	101,63	102,21	101,83	99,54	99,63	99,58	100,53
					FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)							
Si	2,91	2,98	3,01	3,36	3,00	3,00	3,00	3,01	2,99	3,00	3,01	3,00
Al	1,12	1,02	0,99	0,48	1,00	0,98	1,00	0,99	1,01	1,00	1,00	1,00
Fe	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	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,01	0,12	0,07	0,08	0,09	0,34	0,48	0,02	0,07	0,02	0,01	0,01
K	0,93	0,88	0,93	1,04	0,92	0,71	0,51	0,97	0,92	0,99	0,96	0,99
SOMME	4,97	5,01	5,00	4,96	5,01	5,04	4,99	4,98	5,00	5,01	4,98	5,00
%An	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,59	0,33	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00
%Ab	0,78	12,28	7,00	7,10	8,67	32,46	48,47	1,79	7,31	2,13	0,56	1,08
%Or	99,22	87,72	93,00	92,90	91,33	66,95	51,20	98,21	92,69	97,87	99,19	98,92

Tableau II.22
Formules structurales des feldspaths potassiques
des granites d'Archéouat

minérales accessoires.

VI.2.1 - Quartz

Son pourcentage modal est estimé à environ 33%. Il se présente sous deux aspects :

- Phénocristaux à extinction nette, parfois fracturés et renfermant des inclusions de feldspath potassique et de plagioclase.

Certains présentent un aspect pyramidal et s'entourent de petits cristaux de quartz et de plagioclase; ce qui traduit une perturbation de la croissance du quartz par la formation simultanée de plagioclase.

- cristaux de la matrice de forme très variable : xénomorphe, sub-automorphe parfois interstitielle. Ils sont souvent engrenés autour des cristaux de plagioclase (planche **III**, photo **a**).

Le quartz existe en inclusion dans toutes les phases minérales majeures sous toutes les formes : gouttelettes (principalement en marge des phénocristaux de plagioclase), xénomorphes... (planche **III**, photo **c**). Dans certains cas, on observe un quartz micropegmatitique apparaissant à l'intérieur des feldspaths potassiques en plusieurs individus de forme variée et à extinction simultanée.

VI.2.2 - Feldspath potassique

Il est soit en phénocristaux centimétriques, soit en cristaux millimétriques (jusqu'à 3,5mm) dans la matrice. Son pourcentage modal se situe entre 17 et 40%.

Les phénocristaux sont parfois très perthitiques (surtout en veinules), sub-automorphes à automorphes, fréquemment auréolés, totalement ou partiellement, d'une couronne de plagioclase mono- ou polycristalline (où les cristaux présentent des orientations cristallographiques différentes) (planche **III**, photos **a** et **c**).

Ils sont finement zonés, certains maclés Carlsbad.

Les phénocristaux renferment de nombreuses inclusions de biotite (isolées ou rassemblées), de plagioclase et de quartz. Souvent, un liséré de quartz se développe entre les cristaux de feldspath potassique ovoïdes et les phénocristaux de plagioclase qui les entourent; celui-ci appuierait l'hypothèse d'une cristallisation magmatique au lieu d'un

N°Ech	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS215	MAS215	MAS215	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	AA18	AA18	AA18
N°Anal.	P44	I->P54	>P55	P59b	>P60m	>P63c	P69b	>P68	>P70	P80	>P81c>I	I->P85	I->P92	P96	P101b	>P102m	>P100c	PA128	PA131	PA137
SiO2	61,36	61,46	62,51	67,07	67,09	68,93	60,86	62,58	70,12	61,18	61,18	69,08	70,25	60,28	59,53	58,64	62,00	62,72	66,42	64,88
Al2O3	24,45	24,74	24,14	21,53	20,93	19,87	25,38	24,97	20,04	24,24	27,75	21,86	19,51	25,67	26,28	24,76	24,22	22,76	20,14	19,84
TiO2	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,03	0,07	0,00	0,03	0,14	0,00	0,02	0,08
FeO	0,27	0,00	0,08	0,11	0,00	0,00	0,02	0,33	0,00	0,00	0,21	0,00	0,00	0,27	0,02	0,09	0,08	0,06	0,10	0,00
MnO	0,05	0,02	0,01	0,20	0,02	0,04	0,00	0,16	0,00	0,10	0,07	0,00	0,00	0,00	0,25	0,00	0,09	0,00	0,07	0,00
MgO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,05	0,01	0,00	0,09	0,00	0,01	0,00	0,07	0,00	0,05	0,02	0,03	0,00	0,00	0,00	0,03
CaO	5,89	6,37	5,70	1,90	0,89	0,28	6,52	4,85	0,21	6,06	0,04	0,25	0,15	7,21	7,59	6,78	5,74	3,81	0,66	0,19
Cr2O3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,04
NiO	0,00	0,00	0,10	0,00	0,04	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,05	0,06	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
Na2O	8,07	8,04	8,39	10,82	11,07	11,95	7,87	7,85	11,77	7,50	7,16	10,50	11,59	7,08	6,45	6,86	7,58	9,42	11,47	11,31
K2O	0,33	0,32	0,31	0,12	0,46	0,07	0,22	0,97	0,20	0,55	4,68	0,75	0,01	0,48	0,56	0,68	0,82	0,59	0,17	0,38
TOTAL	100,46	100,96	101,26	101,74	100,56	101,21	100,87	101,79	102,38	100,25	101,10	102,52	101,58	101,18	100,69	97,87	100,62	99,37	99,06	96,76
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)																				
Si	2,72	2,71	2,74	2,90	2,93	2,98	2,68	2,73	2,99	2,73	2,69	2,94	3,01	2,66	2,64	2,67	2,74	2,80	2,94	2,94
Al	1,28	1,29	1,25	1,10	1,08	1,01	1,32	1,28	1,01	1,27	1,44	1,10	0,99	1,34	1,37	1,33	1,26	1,20	1,05	1,06
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,28	0,30	0,27	0,09	0,04	0,01	0,31	0,23	0,01	0,29	0,00	0,01	0,01	0,34	0,36	0,33	0,27	0,18	0,03	0,01
Na	0,69	0,69	0,71	0,91	0,94	1,00	0,67	0,66	0,97	0,65	0,61	0,87	0,96	0,61	0,55	0,61	0,65	0,81	0,99	0,99
K	0,02	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,01	0,05	0,01	0,03	0,26	0,04	0,00	0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,01	0,02
SOMME	5,00	5,00	4,99	5,00	5,01	5,01	5,00	4,97	4,99	4,97	5,02	4,96	4,97	4,98	4,96	4,98	4,97	5,03	5,02	5,03
%An	28,20	29,91	26,82	8,79	4,15	1,27	31,01	24,00	0,97	29,87	0,22	1,24	0,71	35,01	38,09	33,89	28,09	17,67	3,05	0,90
%Ab	69,92	68,31	71,44	90,55	93,30	98,35	67,74	70,29	97,94	66,90	69,78	94,33	99,23	62,21	58,57	62,06	67,13	79,07	96,01	96,96
%Or	1,88	1,79	1,74	0,66	2,55	0,38	1,25	5,71	1,09	3,23	30,01	4,43	0,06	2,78	3,35	4,05	4,78	3,26	0,94	2,14

Tableau II.23
Formules structurales des plagioclases des granites d'Archéouat

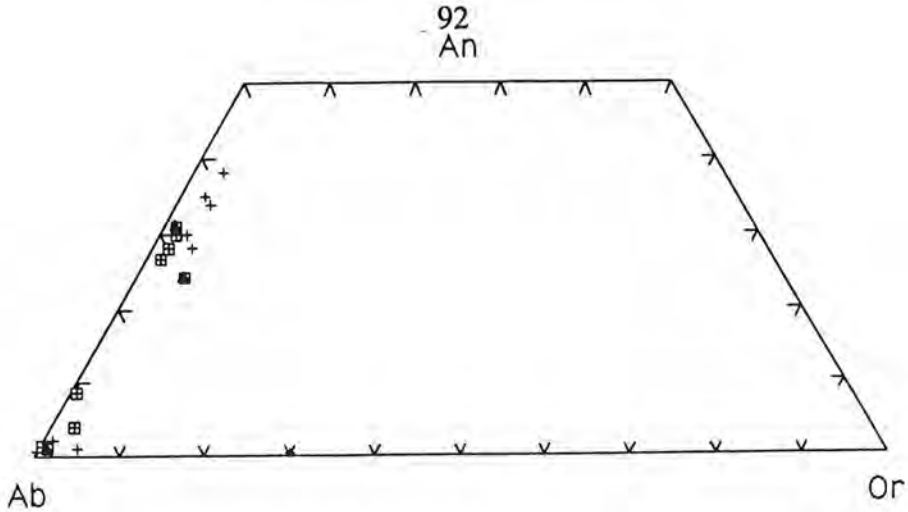


Figure II 50 - Position des plagioclases d'Archéouat dans le triangle An - Ab - Or

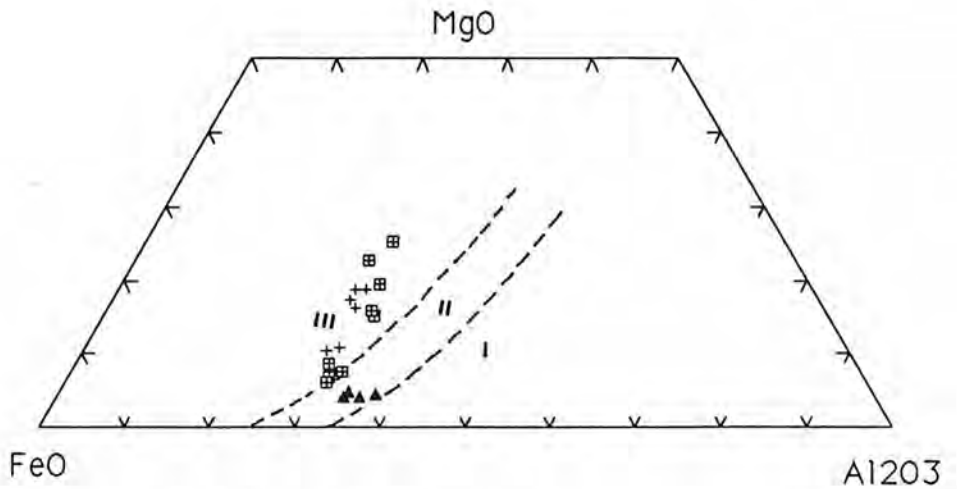


Figure II.51 - Position des biotites d'Archéouat dans le triangle MgO-FeO-Al2O3

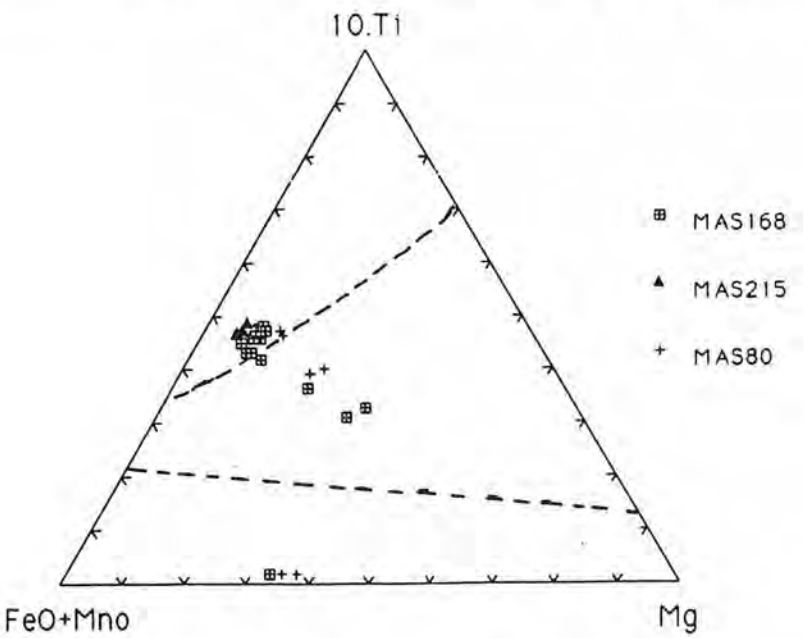


Figure II.52 - Position des biotites des granites d'Archéouat dans le triangle 10.TiO2 - FeO+MnO - MgO de Nachit et al. (1985)

phénomène de remplacement (Daval ; 1982).

Les cristaux de la matrice sont pour la plupart xénomorphes, souvent altérés et présentent une phase albitique exsolvée en fins fuseaux ou en tâches. Ces cristaux corrodent souvent la biotite et contiennent des inclusions de quartz.

La limite entre deux feldspaths potassiques contigus ou entre un feldspath potassique et un plagioclase se caractérise fréquemment par le développement d'une myrmékite en bourgeon ou en frange.

Deux analyses effectuées à la microsonde (tableau II.22) montrent une variation importante du pourcentage d'albite : entre 0,78 et 12,28%.

VI.2.3 - Plagioclase

Il représente 33% en moyenne du volume total de roche.

Les phénocristaux sont sub-automorphes plus ou moins altérés, parfois ils forment des associations de cristaux (chacun présente une orientation cristallographique différente).

On observe dans certains cas de grands cristaux de plagioclase au sein de mégacristaux de feldspaths potassiques (planche **III**, photo **a**).

Les phénocristaux de plagioclase renferment des inclusions de quartz et de biotite.

Les cristaux de la matrice sont xénomorphes pour l'essentiel (rarement automorphes), bien maclés, généralement zonés et à coeur souvent altéré (planche **III**, photo **b**).

Le plagioclase existe en inclusion dans les feldspaths potassiques sous forme de petits cristaux automorphes, altérés au centre.

Les analyses réalisées sur les cristaux révèlent qu'il s'agit de plagioclase à composition variable allant de l'albite à l'andésine (tableau II.23). Dans MAS168 les cristaux non associés aux feldspaths potassiques présentent une composition nettement albitique avec un zoning chimique inverse : P59b=An9-->P60m=An4-->P63c=An1,3; par contre ceux qui couronnent le feldspath potassique sont à composition d'oligoclase avec cependant une variation dans les compositions chimiques: An diminue en se rapprochant du contact plagioclase-feldspath potassique:29,9-->26,8%. La même variation existe pour

N°Ech	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS168	MAS215	MAS215	MAS215	MAS215	MAS215
N°Anal.	A42b	A43c	A48	A49	A52b	A53c	A56	A57	A61	17	18	19	20	21	22	A65	A66	A67	A77	1
SiO2	35,76	36,72	38,76	37,99	37,52	38,11	35,89	34,88	34,24	36,52	36,74	35,51	35,61	37,33	34,87	36,31	36,89	36,58	36,72	36,13
Al2O3	14,62	14,07	12,55	13,29	15,70	14,65	13,97	15,02	14,86	15,03	14,39	14,04	13,80	14,99	14,31	16,62	15,94	17,48	15,53	16,40
TiO2	02,98	03,51	02,07	02,22	00,08	02,41	02,91	03,28	03,40	03,05	03,42	03,60	03,56	03,65	03,26	03,07	03,18	03,02	03,40	03,29
FeO	29,08	28,86	22,75	21,00	26,11	24,87	28,96	28,65	30,54	30,27	29,88	30,05	27,87	29,45	31,16	28,05	29,05	26,95	27,94	29,74
MnO	00,23	00,28	00,25	00,02	00,35	00,16	00,04	00,21	00,16	00,39	00,42	00,11	00,30	00,23	00,37	00,26	00,30	00,29	00,27	00,27
MgO	03,35	03,10	10,48	11,49	07,52	07,49	04,08	03,56	03,01	03,14	03,21	03,15	03,35	03,88	02,69	01,89	01,93	02,04	02,20	02,02
CaO	00,00	00,09	00,04	00,00	00,00	00,03	00,00	00,08	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,04	00,00	00,00	00,00	00,04	00,00
Cr2O3	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,16	00,00	00,00	00,00	00,00	00,05	00,05	00,00	00,06	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
NiO	00,00	00,07	00,00	00,08	00,00	00,00	00,01	00,06	00,00	00,00	00,14	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,04	00,01	00,01
Na2O	00,07	00,18	00,03	00,10	00,01	00,10	00,02	00,13	00,04	00,08	00,07	00,14	00,10	00,10	00,16	00,12	00,12	00,14	00,17	00,08
K2O	09,17	09,72	09,55	09,15	09,41	09,15	09,03	09,14	08,41	09,16	09,21	09,22	09,05	09,17	08,14	09,68	09,24	09,29	09,33	09,01
TOTAL	95,26	96,60	96,48	95,34	96,70	96,97	95,07	95,01	94,66	97,64	97,49	95,87	93,69	98,80	95,06	96,00	96,65	95,83	95,61	96,95
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)																				
Si	05,73	05,81	05,93	05,82	05,80	05,83	05,76	05,61	05,56	05,72	05,76	05,69	05,78	05,73	05,65	05,73	05,79	05,73	05,81	05,67
AlIV	02,27	02,19	02,07	02,18	02,20	02,17	02,24	02,39	02,44	02,28	02,24	02,31	02,22	02,27	02,35	02,27	02,21	02,27	02,19	02,33
Z	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00
AlVI	00,49	00,43	00,19	00,22	00,66	00,47	00,40	00,46	00,41	00,50	00,42	00,34	00,43	00,45	00,38	00,82	00,74	00,95	00,71	00,71
Cr	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,02	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,01	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Fe	03,90	03,82	02,91	02,69	03,38	03,18	03,88	03,85	04,15	03,97	03,92	04,03	03,79	03,78	04,22	03,70	03,81	03,53	03,70	03,90
Ni	00,00	00,01	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,02	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00
Mg	00,80	00,73	02,39	02,63	01,73	01,71	00,98	00,85	00,73	00,73	00,75	00,75	00,81	00,89	00,65	00,44	00,45	00,48	00,52	00,47
Mn	00,03	00,04	00,03	00,00	00,05	00,02	00,01	00,03	00,02	00,05	00,06	00,01	00,04	00,03	00,05	00,03	00,04	00,04	00,04	00,04
Ti	00,36	00,42	00,24	00,26	00,01	00,28	00,35	00,40	00,42	00,36	00,40	00,43	00,43	00,42	00,40	00,36	00,38	00,36	00,40	00,39
Y	05,58	05,44	05,76	05,81	05,83	05,66	05,64	05,60	05,72	05,61	05,57	05,58	05,50	05,57	05,71	05,37	05,42	05,36	05,36	05,51
Ca	00,00	00,02	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00	00,00	00,00	00,01	00,00
Na	00,02	00,06	00,01	00,03	00,00	00,03	00,01	00,04	00,01	00,02	00,02	00,04	00,03	00,03	00,05	00,04	00,04	00,04	00,05	00,02
K	01,87	01,96	01,86	01,79	01,86	01,79	01,85	01,88	01,74	01,83	01,84	01,89	01,88	01,80	01,68	01,95	01,85	01,86	01,88	01,80
X	01,90	02,03	01,88	01,82	01,86	01,82	01,85	01,93	01,76	01,85	01,87	01,93	01,91	01,83	01,74	01,99	01,89	01,90	01,94	01,83
XYZ	15,48	15,47	15,64	15,63	15,69	15,48	15,49	15,53	15,48	15,46	15,44	15,51	15,41	15,40	15,45	15,35	15,30	15,25	15,31	15,34
XFe	00,83	00,84	00,55	00,51	00,66	00,65	00,80	00,82	00,85	00,84	00,84	00,84	00,82	00,81	00,87	00,89	00,89	00,88	00,88	00,89
Altot	02,76	02,62	02,26	02,40	02,86	02,64	02,64	02,85	02,85	02,77	02,66	02,65	02,64	02,71	02,73	03,09	02,95	03,23	02,90	03,03

Tableau II.24
Formules structurales des biotites des granites d'Archéouat

N°Ech	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	MAS80	AA18
N°Anal.	A87	A88	A94	A95	A98	A99	BA130
SiO2	35,67	38,07	35,88	37,53	36,10	36,91	35,35
Al2O3	13,29	13,33	12,73	12,82	13,39	12,79	16,02
TiO2	02,73	02,90	00,05	00,08	03,39	03,60	03,31
FeO	27,36	24,02	27,29	26,94	29,14	27,40	27,94
MnO	00,38	00,51	00,59	00,53	00,27	00,22	00,08
MgO	07,41	08,60	07,92	08,63	04,78	04,74	02,62
CaO	00,16	00,00	00,13	00,07	00,20	00,47	00,14
Cr2O3	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
NiO	00,00	00,06	00,00	00,00	00,05	00,00	00,00
Na2O	00,08	00,04	00,09	00,03	00,08	00,14	00,07
K2O	08,62	08,34	08,64	08,55	08,24	08,55	08,58
TOTAL	95,70	95,87	93,32	95,18	95,64	94,82	94,11
			FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)				
Si	5,73	5,86	5,93	6,02	5,84	5,88	5,76
AlIV	2,27	2,14	2,07	1,98	2,16	2,12	2,24
Z	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
AlVI	0,25	0,28	0,41	0,44	0,39	0,28	0,84
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe	3,34	3,09	3,43	3,28	3,58	3,65	3,47
Ni	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Mg	1,78	1,97	1,95	2,06	1,15	1,13	0,64
Mn	0,05	0,07	0,08	0,07	0,04	0,03	0,01
Ti	0,33	0,34	0,01	0,01	0,41	0,43	0,41
Y	5,75	5,76	5,88	5,87	5,58	5,52	5,36
Ca	0,03	0,00	0,02	0,01	0,03	0,08	0,02
Na	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,02
K	1,77	1,64	1,82	1,75	1,70	1,74	1,78
X	1,82	1,65	1,87	1,77	1,76	1,86	1,83
XYZ	15,57	15,41	15,75	15,64	15,34	15,38	15,19
XFe	0,65	0,61	0,64	0,61	0,76	0,76	0,84
Altot	2,52	2,42	2,48	2,42	2,55	2,40	2,40

Tableau II.24
Formules structurales des biotites des granites d'Archéouat

les phénocristaux MAS215 en contact avec les feldspaths potassiques, mais s'opère en sens inverse c'est à dire que plus on s'éloigne du contact, plus le pourcentage d'anorthite augmente (P69=An 31,01-->P68=An 24-->P70=An 0,97-->feldspath potassique).

Dans le cas de l'échantillon MAS80, on distingue deux types de plagioclase selon leur composition chimique : les cristaux entourant le feldspath potassique sont de nature albitique avec une légère augmentation du pourcentage d'anorthite en s'éloignant de ce dernier, tandis que les phénocristaux isolés ont une composition d'andésine (analyses : P96, P100 et P102).

Dans le triangle An-Ab-Or (figure II.50), les analyses des cristaux se placent le long du joint Ab-An et s'individualisent en deux groupes: un groupe plus albitique (souvent auréolant le feldspath potassique) et un groupe riche en Ca (oligoclase-andésine) renfermant les cristaux non associés au feldspath potassique.

VI.2.4 - Biotite

Environ 3 à 4% de la roche mais peut atteindre 11% (MAS84). De couleur brune à brun-verdâtre; elle est soit isolée, soit groupée en amas.

Les cristaux isolés sont xénomorphes, de taille variable (0,2 à 2mm), fortement déchiquetés (dans le sens descriptif du terme), souvent corrodés par les feldspaths potassiques et renfermant des inclusions de quartz, d'allanite, d'apatite et des oxydes de fer-titane.

Les amas sont plurimillimétriques et sont formés de petits cristaux de biotite associés à de petits individus de quartz, d'apatite et d'opaques. Ils sont souvent inclus dans les phénocristaux de feldspaths. Ces amas présentent les mêmes caractéristiques que ceux observés dans les granites de Ain ben Tili (échantillons IM), et pourraient résulter d'une transformation de l'amphibole. Dans ce cas de figure, la première paragenèse minérale comporterait des amphiboles qui auraient subi une pseudomorphose pour donner la biotite entre autres minéraux. Cette assertion pourra trouver sa justification dans le triangle MgO-FeO-Al2O3 (figure II.51), où les points représentatifs de ces biotites tombent dans le domaine des biotites associées à la hornblende. Cependant l'absence de reliques d'amphibole rend hypothétique cette occurrence. On peut évoquer dans ce cas un héritage matériaux sources.

Les compositions chimiques représentatives des biotites d'Archéouat ainsi que les formules structurales, calculées sur la base de 22 oxygènes, sont données dans le tableau

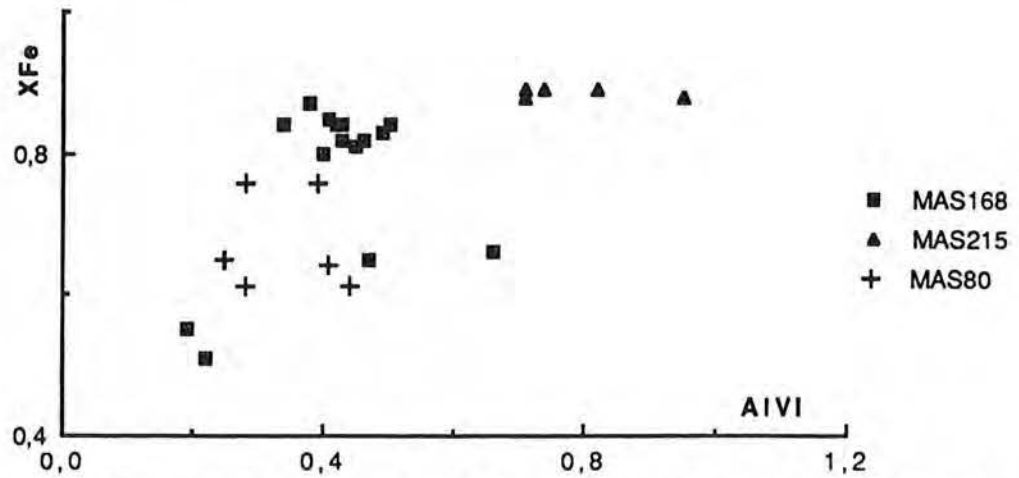


Figure II.53 - Diagramme de variation XFe - AlVI des biotites des granites d'Archéouat

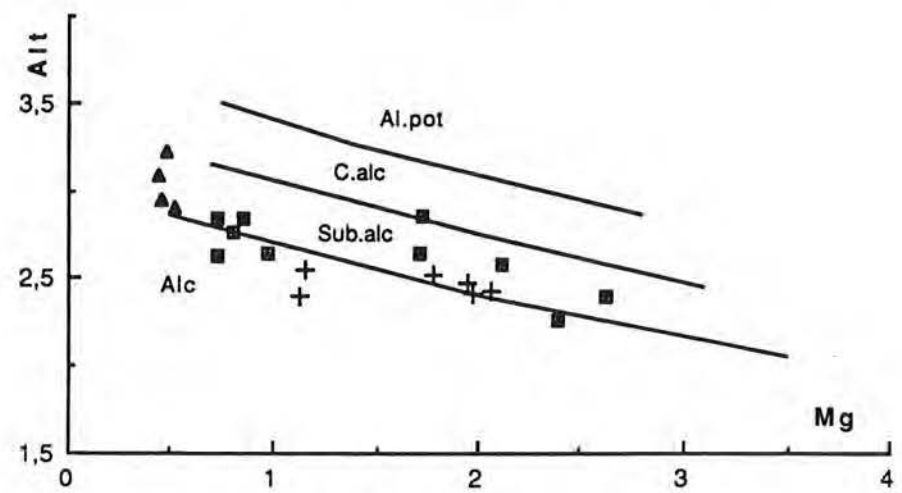


Figure II.54 - Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme Mg/Altotal

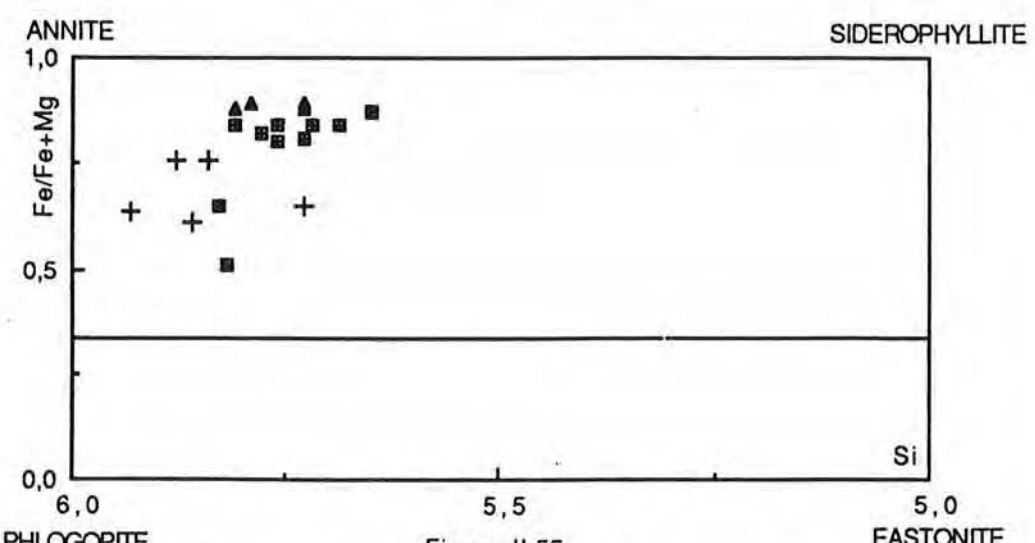


Figure II.55

Position des biotites des granites d'Archéouat dans le diagramme Fe / (Fe+Mg) - Si

N°Ech	MAS215	MAS213	MAS84	MAS80	MAS168	MAS76	MAS167	AA18
SiO2	75,64	72,06	74,28	74,13	74,05	72,71	76,53	73,68
Al2O3	11,61	13,20	12,89	12,48	12,67	13,10	12,28	12,83
TiO2	0,17	0,26	0,21	0,12	0,12	0,30	0,11	0,19
FeO	1,28	3,06	1,56	1,41	1,41	1,57	1,15	1,66
Fe2O3	0,05	0,11	0,06	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05
MnO	0,03	0,09	0,03	0,03	0,03	0,03	0,08	0,02
MgO	0,23	0,36	0,11	0,21	0,16	0,29	0,30	0,17
CaO	0,76	0,93	0,85	1,09	0,93	1,24	0,40	0,97
Na2O	3,02	3,48	3,12	5,41	3,16	3,52	3,80	3,16
K2O	5,48	5,24	5,38	5,15	5,54	5,11	4,70	5,37
P2O5	0,29				0,10			0,05
P.F.	0,96	0,91	0,83	1,00	1,06	0,98	0,60	1,05
TOTAL	99,52	99,70	99,31	101,08	99,28	99,90	99,99	99,20
				NORME C.I.P.W				
Ap	0,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ilm	0,34	0,52	0,42	0,24	0,24	0,60	0,22	0,38
Or	32,34	30,93	31,75	30,40	32,70	30,16	27,74	31,69
Ab	25,53	29,42	26,38	35,49	26,72	29,76	32,13	26,72
An	1,94	4,61	4,21	0,00	4,02	4,85	1,98	4,81
Cor	0,00	0,11	0,39	0,00	0,00	0,00	0,21	0,06
Meta Na	0,00	0,00	0,00	2,39	0,00	0,00	0,00	0,00
Di	1,58	0,00	0,00	4,68	0,51	1,12	0,00	0,00
Hy	1,89	6,26	2,84	0,54	2,57	2,58	2,83	3,19
Q	34,51	26,76	32,34	26,20	31,21	28,72	34,14	31,11
TOTAL	98,82	98,61	98,34	99,93	97,97	97,79	99,25	97,96

Tableau II.25a
Analyses et normes C. I. P. W. des granites d'Archéouat

II.24. La lecture nous permet de faire la distinction entre les deux types de biotite:

- Les cristaux en association symplectique observés dans l'échantillon MAS168 et de façon moindre dans MAS80 sont moins ferrifères (FeO:24,5% en moyenne), pauvres en TiO2 (0,05-2,90: cette grande variation dénote un degré de chloritisation très poussé dans certains cristaux se traduisant par une perte en Ti) et plus magnésiens (MgO:7,41-8,63) que les cristaux isolés (FeO: 26,49-30,54 ; TiO2: 2,91-3,6 et MgO: 1,89-4,08).

Au niveau des formules structurales, on constate une augmentation du rapport XFe (MAS215--->MAS168--->MAS80) correlée avec une augmentation de Al^{VI}.

Dans le triangle $10.TiO_2$ - FeO+MnO - MgO (figure II.52) seules les biotites en symplectites se placent dans le domaine des biotites primaires rééquilibrées. Les autres se situent dans le champ des biotites primaires. L'état de chloritisation de certaines biotites MAS168 se traduit dans le diagramme de la figure II.53 par une corrélation positive entre XFe et Al^{VI} que ces biotites présentent.

La présence de deux populations de compositions de biotites dans le diagramme de Nachit (figure II.54) argumente pour un magmatisme contaminé : un magmatisme alcalin plus une contribution sub-alcaline (Ain Ben Tili probablement)

Dans le diagramme de classification annite-sidérophyllite-eastonite-phlogopite (figure II.55), les biotites d'Archéouat sont globalement plus proches du pôle annite avec cependant une nette individualisation entre les deux générations. Les symplectites présentent un XFe d'environ 0,6 en moyenne, tandis que les autres biotites ont un rapport plus élevé (0,85 en moyenne).

VI.2.5 - Les minéraux accessoires (inférieurs à 1%)

-*Le sphène* : xénomorphe rarement automorphe, il est souvent associé aux minéraux opaques et à la biotite comme il est de règle dans ce type de granite. Deux cristaux ont été analysés à la microsonde. Vu le bouclage très mauvais de leurs analyses, nous avons préféré ne pas en tenir compte.

-*Les oxydes* : ils présentent les mêmes caractères texturaux que ceux des granites de Ain Ben Tili particulièrement leur liaison très étroite avec les ferro-magnésiens.

Cependant, on distingue deux générations du point de vue chimique selon le degré d'altération des ferro-magnésiens auxquels ils sont associés. Ainsi, le tableau II-6b montre que la magnétite associée à la biotite très altérée (*) est moins ferrifère et plus

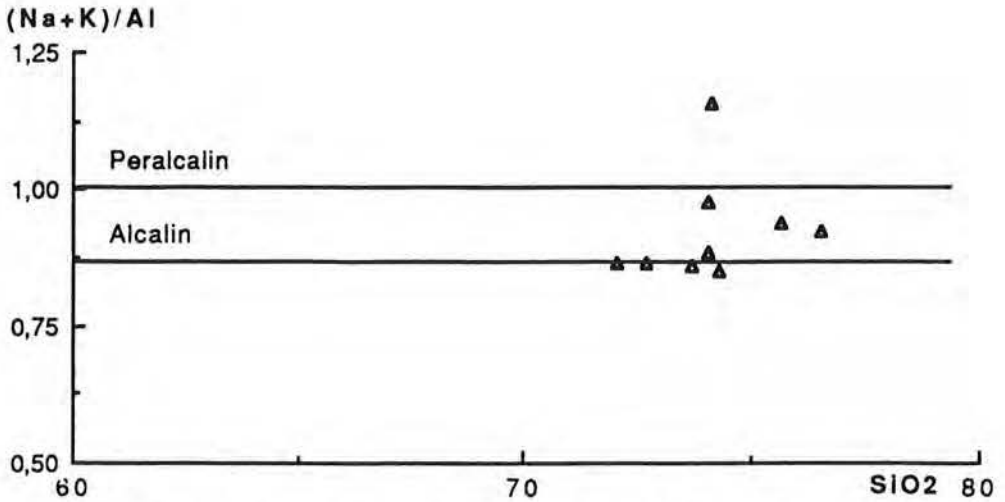


Figure II.56 : Diagramme (Na/K)/Al en fonction de SiO2 des granites d'Archéouat

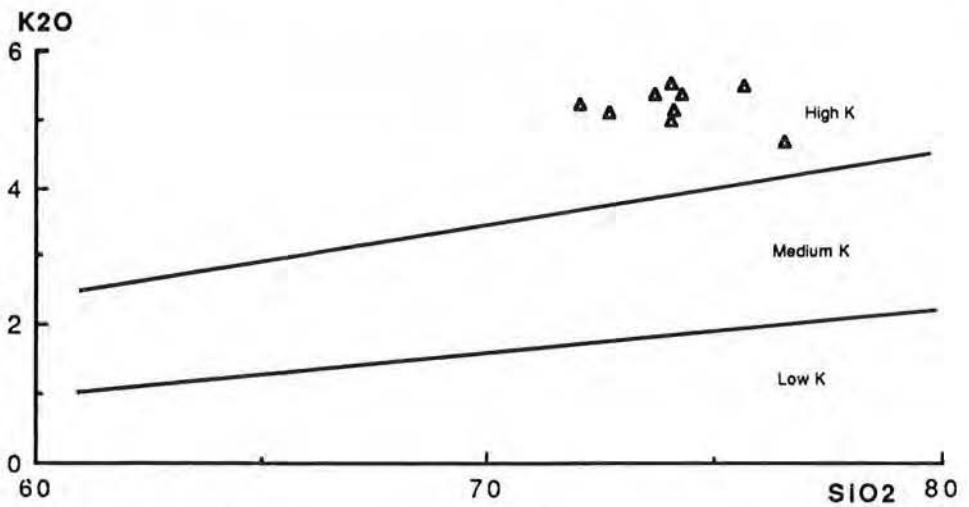


Figure II.57- Diagramme K2O/SiO2 des granites d'Archéouat

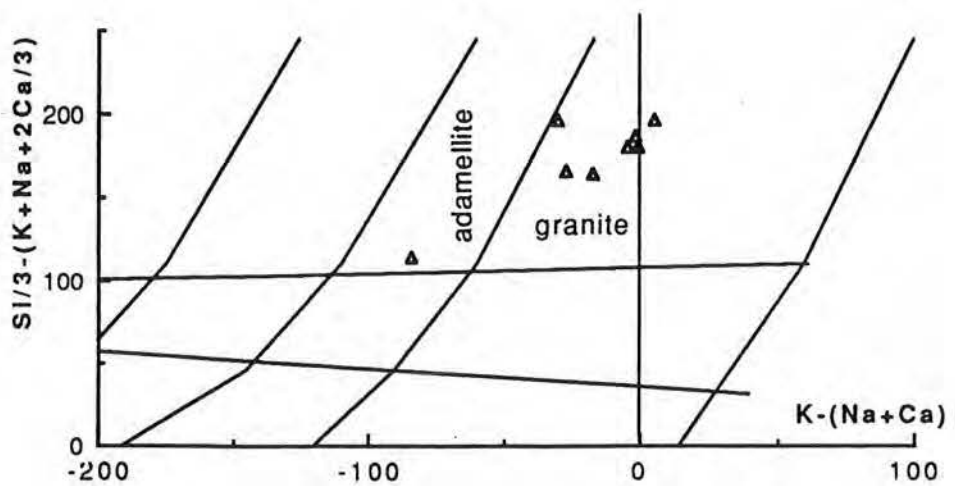


Figure II.58 - Diagramme Q/P de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux granites d'Archéouat

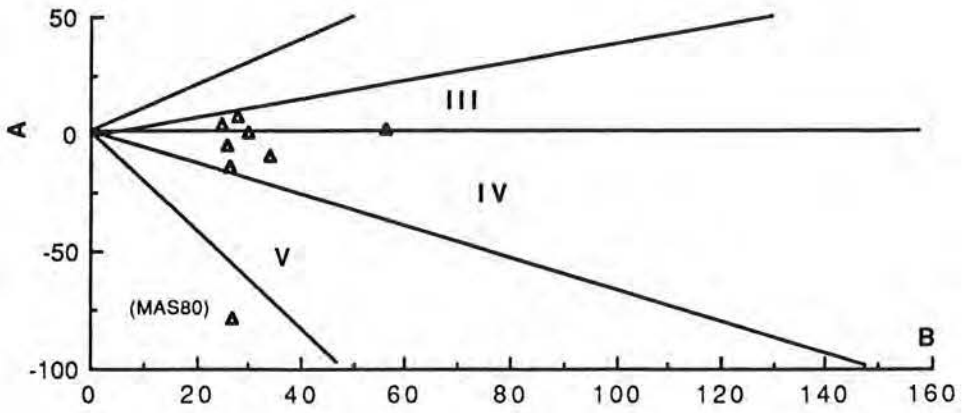


Figure II.59 - Diagramme A/B de Debon et Le Fort appliqué aux granites d'Archéouat.

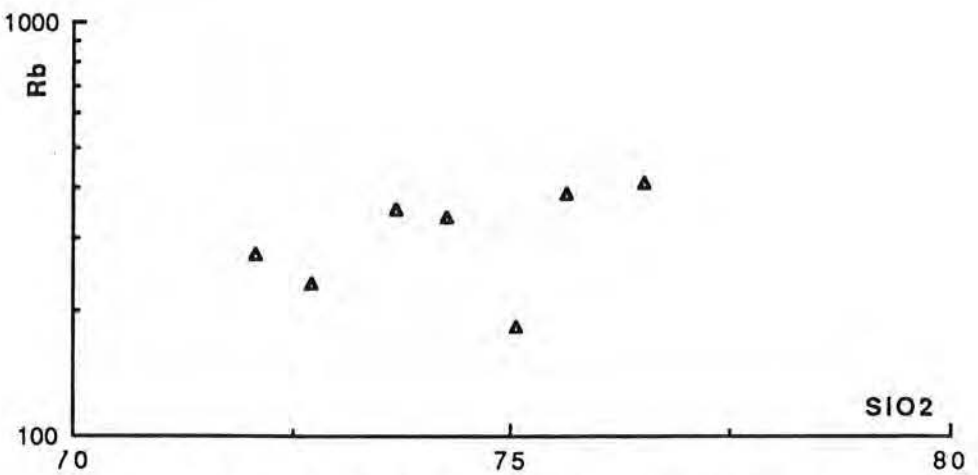


Figure II.60- Diagramme Rb en fonction de SiO2 des granites d'Archéouat

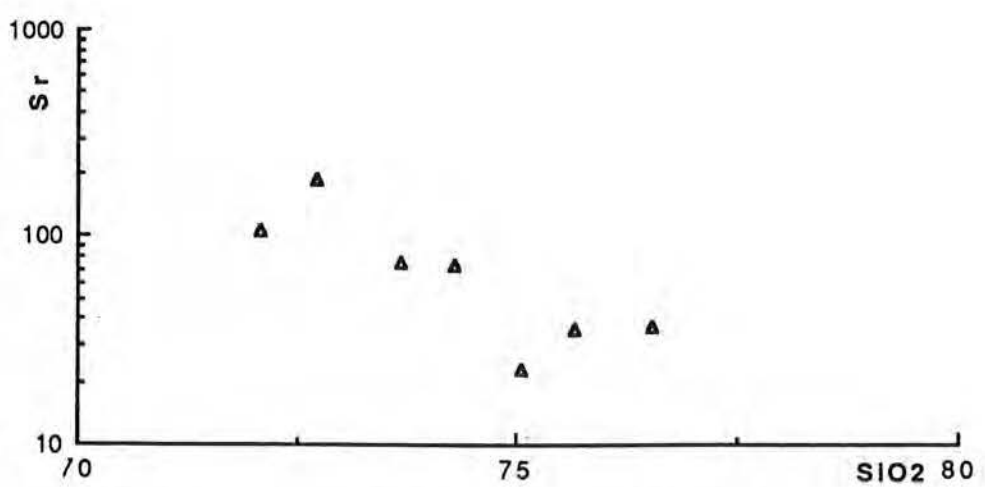


Figure II.61 - Diagramme Sr en fonction de SiO2 des granites d'Archéouat

alumineuses que celle liée à la biotite non ou peu altérée (°). En outre la première contient plus de MnO (0,5 - 0,32%) ce qui indique son état d'oxydation plus avancé que la seconde (environ 0% de MnO).

-Les autres minéraux accessoires sont représentés par des cristaux de *zircon* (plus ou moins arrondis et zonés et souvent associés aux biotites) et d'*allanite* (jaunâtre, sub-automorphe et présente dans le matrice).

VI.3 - GEOCHIMIE (majeurs, traces et terres rares)

Les analyses chimiques des éléments majeurs, des éléments traces et des terres rares sont représentées sur le tableau II.25.

Dans le diagramme (Na+K)/Al en fonction de SiO2 les échantillons étudiés présentent une alcalinité croissante depuis la limite inférieure du domaine alcalin jusqu'au domaine hyperalcalin (MAS80) (figure II.56). Leur caractère potassique est vérifié dans le diagramme de la figure II.57 où ils se repartissent tous dans le champ "high-K".

Dans le diagramme chimico-minéralogique de De la Roche (1964, 1966), les points représentatifs des échantillons étudiés (sauf MAS80 qui se place dans le domaine des adamellites) se placent dans le champ des granites (figure II.58).

Le diagramme de Debon et Le Fort (1983, 1988) (figure II.59) montre que les granites d'Archéouat forment une association cafémique enracinée dans le domaine métalumineux. Notons la position tout à fait singulière de l'échantillon MAS80 dûe à son rapport (Na+K)/Al élevé bien qu'il ne renferme pas d'amphibole ou d'autre minéral sodique que le plagioclase.

Dans le diagramme de la figure II.60, on observe une bonne corrélation positive entre SiO_2 et Rb ; tandis que dans le diagramme de la figure II.61 la silice semble montrer une corrélation négative avec Sr. Ainsi le strontium et le rubidium présentent une corrélation négative entre eux (figure II.62).

Dans les granites d'Archéouat, K et Rb ne présentent qu'une faible corrélation où Rb augmente à K sensiblement constant (figure II.63).

Un seul spectre de terres rares a été réalisé sur l'échantillon AA18.

Ce spectre (figure II.64) donne les rapports suivants : $(La/Sm)_N$ = 3,5, $(Gd/Yb)_N$ = 1,16 et $(La/Yb)_N$ = 7,08. L'anomalie négative en Eu est assez significative (0,18)

ECH	AA18	MAS215	MAS213	MAS84	MAS76	MAS167
Ba	363,00	147,00	527,00	396,00	634,00	127,00
Be	5,58					
Cr	< 5					
Cu	< 5					
Ga	15,00					
Nb	< 5	16,00	13,00	12,00	24,00	31,00
Ni	< 5					
Rb	356,00	389,00	275,00	337,00	234,00	411,00
Sc	4,30					
Sr	76,00	36,00	109,00	74,00	188,00	37,00
Th	18,00	44,20				
V	6,00					
Y	49,00	72,00	61,00	65,00	32,00	57,00
Zn	44,00					
Zr	171,00	240,00	212,00	186,00	213,00	103,00
La	64,07					
Ce	147,70					
Nd	55,24					
Sm	11,31					
Eu	0,62					
Gd	9,00					
Dy	8,97					
Er	4,98					
Yb	6,10					
Lu	0,89					
Somme	308,61					
(La/Sm)N	3,57					
(Gd/Yb)N	1,19					
(Eu/Eu*)N	0,18					
La/Yb	10,50					
(La/Yb)N	7,09					
(Yb)N	36,95					

Tableau II.25b
Données analytiques éléments en traces et terres rares
des granites d'Archéouat

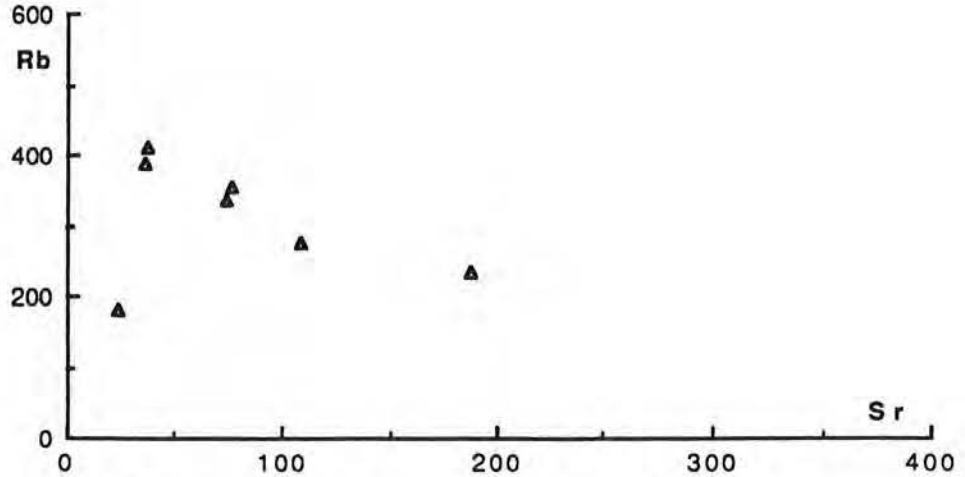


Figure II.62 - Diagramme Sr/Rb des granites d'Archéouat.

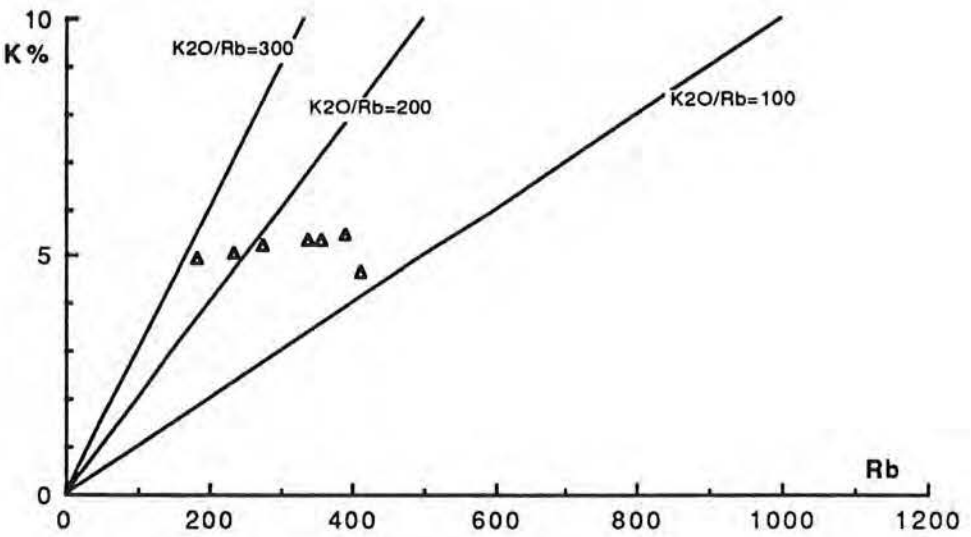


Figure II.63 - Diagrammes K/Rb des granites d'Archéouat

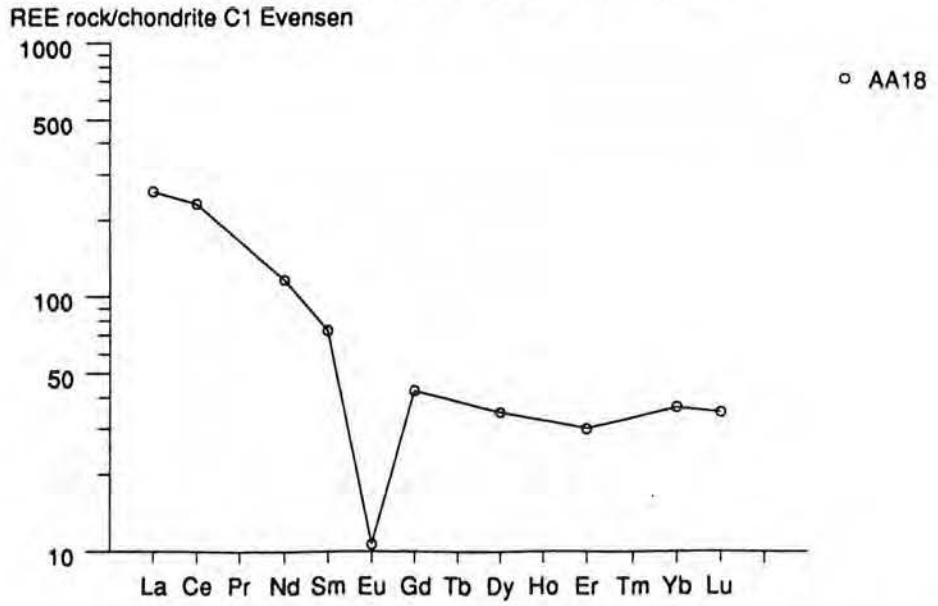


Figure II.64 - Diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites des granites d'Archéouat. Les valeurs de normalisation sont celles d'Evensen et al. (1978).

traduisant fort probablement le fractionnement des feldspaths, notamment le plagioclase.

VI.4 - CONCLUSION

Les granites d'Archéouat affleurent en gisement discordant et sont facilement reconnaissable par leur caractère rapakivi : gros cristaux de feldspath potassique rose auréolés de plagioclase de couleur blanche.

Pétrographiquement, la texture est grenue porphyrique ou rapakivi avec un microcline perthitique entouré souvent d'une écorce de plagioclase sous forme de gros cristaux automorphes zonés. La présence des deux feldspaths implique le caractère subsolidus de ces granites. Les cristaux de biotite, riches en minéraux accessoires, seraient issus, du moins pour certains d'entre eux, plus d'un héritage matériaux sources que d'une déstabilisation de l'amphibole.

La présentation de leurs caractères chimiques montre leur nature sub-alcaline à alcaline et le seul échantillon analysé pour les terres rares donne un spectre assez fractionné et forte anomalie en Eu

VII - LES GRANITES DE TIGUESMAT

VII.1 - GISEMENT

Les granites de Tiguesmat sont limités par les coordonnées 8°,20' - 8°70' de longitude W et 24°,55' - 24°,75' de latitude N et se présentent sous forme de reliefs rocheux de dimension réduite, très circonscrits (inselberg), de quelques dizaines de mètres d'altitude: Guelb Azouazil, Guelb Z, Guelb Azoueig Tiguesmat et Gleibat el Foulé.

VII.2 - PETROGRAPHIE

Il s'agit pour l'essentiel de roches gris-rose (grain moyen) à rose clair (grain grossier). Les cristaux sont bien visibles. Le feldspath est dominant conférant à la roche une couleur rose. La riébeckite et l'aegyrine sont noires à noire-verdâtres. Le quartz est translucide.

Le faciès le plus répandu est à aegyrine et riébeckite, très homogène (seule la taille des minéraux et la couleur de la roche peuvent changer).

Ils renferment des enclaves microgrenues, arrondies, décimétriques et dont les bordures sont diffuses. Ils sont aussi fréquemment associés à des microgranites et rhyolites qui leur sont soit contemporains (passage graduel) ou rattachés aux formations de Aïn ben Tili (contact brutal).

Ces granites présentent une grande analogie tant pétrographique que morphologique avec les granites récents à amphibole de Bir Moghrein, du Djébel Drissa (partie algérienne de la Dorsale Réguibat) et de Tarraouadji (Niger)

Au microscope la texture est grenue. Les principales phases minérales sont: la perthite, le quartz, l'albite, l'aegyrine et la riébeckite. Les minéraux accessoires sont représentés par les minéraux opaques, le sphène, la fluorine et l'astrophyllite.

N°Ech	MAS71	MAS71
N°Anal.	PT112	PT122
SiO2	65,89	67,03
Al2O3	19,93	19,99
TiO2	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00
MnO	0,09	0,00
MgO	0,00	0,03
CaO	0,18	0,00
Cr2O3	0,01	0,08
NiO	0,00	0,00
Na2O	11,32	11,61
K2O	0,00	0,00
TOTAL	97,42	98,74
FORMULE STRUCTURALE (8 Oxygènes)		
Si	2,96	2,97
Al	1,05	1,04
Fe	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00
Na	0,98	1,00
K	0,00	0,00
SOMME	5,00	5,00
%An	0,87	0,00
%Ab	99,13	100,00
%Or	0,00	0,00

Tableau II.26
Formules structurales des plagioclases des granites de Tiguesmet

VII.3.1 - Perthite (60 à 65%)

La perthite, pratiquement la seule expression des feldspaths (granites hypersolvus), se présente généralement en gros cristaux de 3 à 5 mm, sub-automorphes à automorphes, fréquemment maclés Carlsbad. De type tigré, elle est bien développée dans ces granites. Elle est en veines très serrées et irrégulières passant parfois à des taches. Dans certaines sections, on observe de petits cristaux de microcline assez frais présentant un quadrillage très fin. Certains cristaux sont bordés d'un liseré d'albite claire et renferment parfois des inclusions de quartz.

Les compositions chimiques et les formules structurales des perthites analysées sont regroupées dans le tableau II.12.

VII.3.2 - Quartz (18 à 23%)

Il présente une extinction plus ou moins onduleuse. Souvent corrodés par le microcline, les cristaux sont xénomorphes à automorphes et leur taille varie de 1 à 4mm environ. Ils renferment de nombreuses inclusions de microcline sous forme de petits fragments tabulaires.

VII.3.3 - Albite

Très rare (3 à 5%), généralement en petits cristaux de 0,5 à 1mm, bien maclés (macles polysynthétiques très fines), soit en inclusion au sein des gros cristaux de feldspath potassique soit disposés à leur bordure.

Les analyses faites à la microsonde sur les plagioclases des granites de Tiguesmet montrent qu'il s'agit essentiellement d'albite. L'anorthite est presque absente; seule une analyse titre 0,87An (tableau II.26).

ECH	MAS71	MAS71	MAS71	MAS67	MAS67	MAS67	MAS50	MAS50	MAS50	MAS50	MAS50	MAS50
N°anal	113	119	120	1	2c	2b	106	107	108	115	118	122
SiO2	51,44	51,74	51,37	51,38	53,42	53,63	52,65	50,50	50,25	51,62	52,26	50,73
Tio2	00,51	00,64	00,55	00,41	00,35	00,41	01,37	00,88	00,96	01,43	01,05	01,01
Al2O3	01,57	02,24	02,35	01,67	01,72	02,50	00,37	00,89	00,73	00,77	00,67	00,77
Cr2O3	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
FeO	19,06	15,20	13,04	18,30	16,98	18,24	28,72	30,54	28,92	29,17	30,07	30,05
MnO	01,56	02,03	01,61	02,54	02,56	02,37	00,84	00,84	00,70	01,17	00,76	00,57
MgO	10,19	12,53	14,35	09,81	10,08	09,12	00,10	00,40	00,70	00,70	00,24	00,26
NiO	00,03	00,09	00,06	00,07	00,04	00,00	00,02	00,06	00,04	00,00	00,10	00,00
CaO	01,87	04,87	06,45	02,30	02,24	01,59	00,08	00,36	02,88	00,10	00,11	01,28
Na2O	07,90	06,86	06,20	07,06	07,62	08,10	08,73	09,25	08,59	08,92	08,75	08,84
K2O	01,13	00,71	00,68	01,15	01,09	01,26	01,69	01,59	01,76	01,12	01,83	01,68
Total	95,26	96,91	96,66	94,69	96,10	97,22	94,57	95,66	95,53	95,00	95,84	95,19
					FORMULES STRUCTURALES							
Si	07,84	07,64	07,57	07,79	07,97	07,95	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00
Al IV	00,16	00,36	00,41	00,22	00,03	00,06	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Fe3+	00,00	00,00	00,03	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
T	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00	08,00
Al VI	00,12	00,03	00,00	00,08	00,27	00,38	00,07	00,17	00,14	00,14	00,12	00,14
Ti	00,06	00,07	00,06	00,05	00,04	00,05	00,16	00,10	00,11	00,17	00,12	00,12
Cr	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Fe3+	00,76	00,55	00,38	00,99	00,55	00,51	02,68	01,36	00,90	01,82	02,13	01,41
Fe2+	01,54	01,33	01,20	01,33	01,57	01,75	00,97	02,66	02,95	01,97	01,72	02,55
Mn	00,20	00,25	00,20	00,33	00,32	00,30	00,11	00,11	00,09	00,15	00,10	00,08
Mg	02,31	02,76	03,15	02,22	02,24	02,01	00,02	00,09	00,17	00,16	00,05	00,06
Ni	00,00	00,01	00,01	00,01	00,00	00,00	00,00	00,01	00,01	00,00	00,01	00,00
Ca	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,01	00,06	00,49	00,00	00,02	00,22
C	05,00	05,00	05,00	05,00	05,00	05,00	04,02	04,56	04,86	04,40	04,28	04,58
Mg	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Fe2+	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Mn	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Ca	00,31	00,77	01,02	00,37	00,36	00,25	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00	00,00
Na(B)	01,69	01,23	00,98	01,63	01,64	01,75	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00
B	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00	02,00
Na(A)	00,64	00,73	00,79	00,45	00,56	00,58	00,57	00,82	00,65	00,68	00,60	00,70
K	00,22	00,13	00,13	00,22	00,21	00,24	00,33	00,32	00,36	00,22	00,36	00,34
A	00,86	00,87	00,92	00,67	00,77	00,82	00,90	01,14	01,01	00,90	00,96	01,04
Alt	00,28	00,39	00,41	00,30	00,30	00,44	00,07	00,17	00,14	00,14	00,12	00,14

Tableau II.27

Formules structurales des amphiboles des granites de Tiguesmet

VII.3.4 - Amphiboles sodiques

Ils nous a été très difficile de déterminer optiquement la nature exacte des amphiboles de Tiguesmat. Néanmoins, l'étude microscopique révèle deux types d'amphiboles caractérisant deux catégories de roches bien distinctes et dont le pourcentage modal est d'environ 10% :

- Les granites à amphibole sodique (optiquement très proche des caractères de l'arfvedsonite: MAS50; MAS67)

- Les granites à aegyrine et amphibole bleue (dont les caractères optiques rappellent ceux de la riébeckite : MAS71).

L'arfvedsonite est peu abondante (1 à 2%), xénomorphe à sub-automorphe, de taille variable (0,5 à 1mm) et de couleur bleu-foncé.parfois légèrement brunâtre (planche **III**, photo **d**).

L'amphibole bleue de l'échantillon MAS71 (nous allons voir un peu plus loin qu'il ne s'agit pas d'une riébeckite) présente un couleur bleue avec un pléochroïsme bleu à bleu violacé (planche **III**, photo **f**). Certains cristaux sont xénomorphes, substitués par des micas incolores et souvent associés à l'aegyrine. D'autres, de petite taille (0,5mm), sont plus ou moins losangiques.

Les amphiboles analysées appartiennent à trois échantillons qui semblent les plus représentatifs des granites de Tiguesmat.

Afin de mieux calculer la partition de Fe^{2+} et Fe^{3+} et déterminer par la suite les formules structurales des amphiboles de Tiguesmat, nous avons fait appel à toutes les méthodes préconisées par Leake (1978), puis nous en avons affecté la plus appropriée à nos amphiboles.

La méthode de calcul qui s'est avérée la plus intéressante pour les amphiboles MAS67 et MAS71 est celle qui détermine la formule structurale sur la base de 23 oxygènes et 13 cations dans le site T et C (Si+Al+Ti+Ni+Cr+Fe+Mg+Mn). La répartition des cations dans les sites est faite selon la méthode de Robinson et al. (1982). Cette méthode est celle qui répond au mieux à la vérification des formules structurales préconisée par Papike et al. (1974): ($(Na,K) + Al^{VI} + Fe3+ + CR + 2Ti = Al^{VI} + Na_B$).

La même méthode appliquée aux amphiboles MAS50 ne satisfait pas la vérification de Papike et al. Pas plus d'ailleurs que toutes les autres. Pour les mêmes amphiboles, la méthode de Droop donne un nombre de cations supérieur à 8 dans le site T.

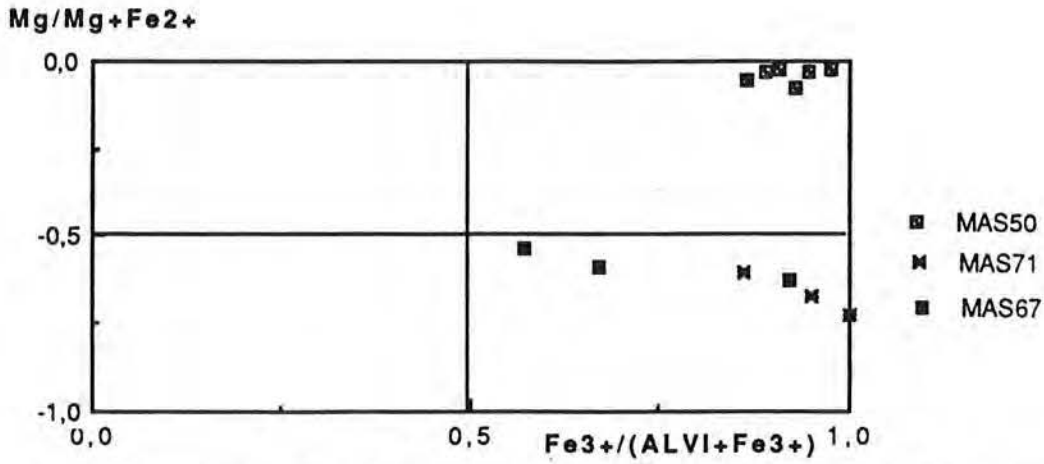


Figure II.65 - Diagramme de classification des amphiboles de Tiguesmet (MAS50; MAS67 une analyse MAS71)

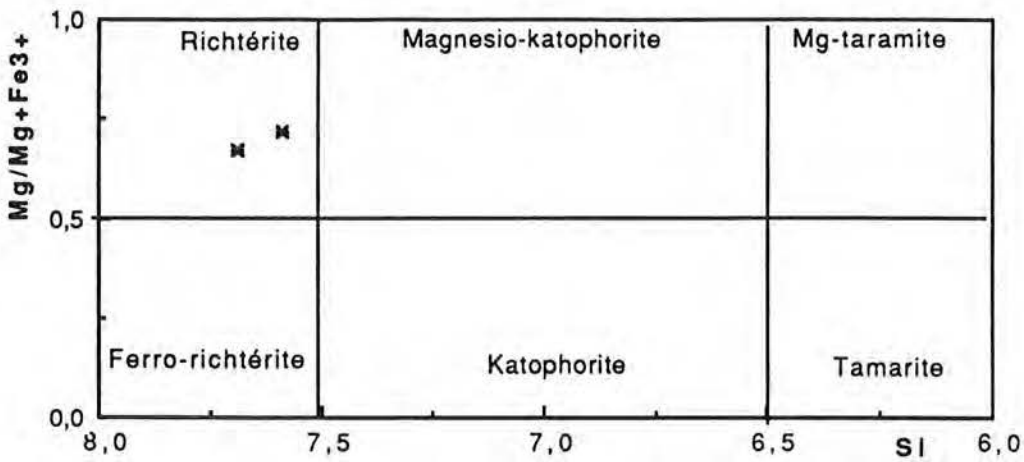


Figure II.66 - Nomenclature des amphiboles MAS71d'après la classification de Leake (1978)

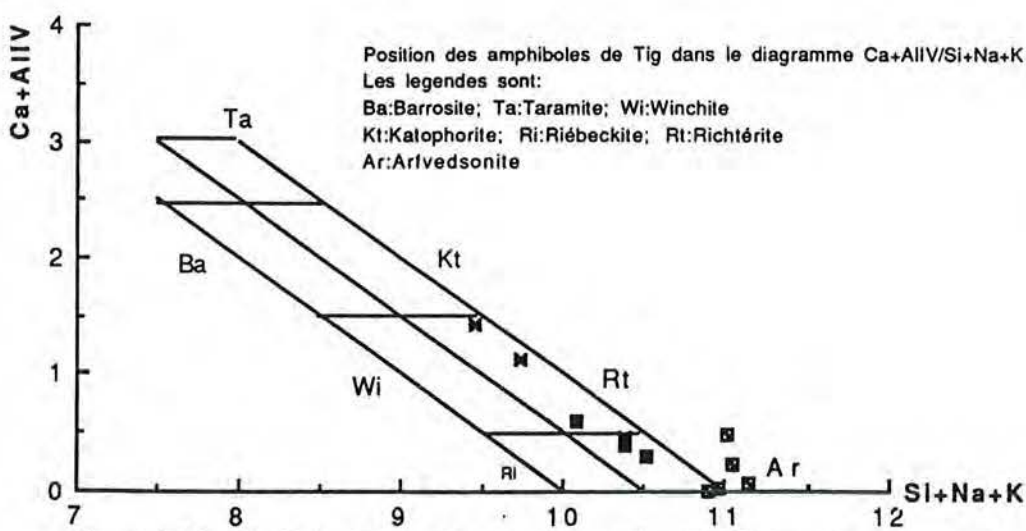


Figure II.67 - Position des amphiboles des granites de Tiguesmet dans le diagramme Ca+ALIV--Si+Na+K

Il nous a fallu finalement adopter l'une des méthodes de Leake, où l'inégalité entre les deux termes de Papike et al. est la moins flagrante. C'est le cas de celle qui ramène le nombre de cations Si à 8 (somme Si = 8).

Le tableau II.27, dans lequel nous avons reporté les compositions chimiques et les formules structurales des amphiboles MAS71, MAS67 et MAS50, montre que les amphiboles non associées aux pyroxènes (MAS50;) sont plus ferrifères, plus sodiques, moins magnésiennes et calciques que l'amphibole de la lame MAS71. Celles de MAS67 présentent des valeurs intermédiaires. Al^{IV} est nul pour les amphiboles MAS50 et varie de 0,03 à 0,41 pour les amphiboles MAS67 et MAS71

Afin de mieux caractériser nos amphiboles et pouvoir leur affecter la nomenclature la plus appropriée, nous avons utilisé trois diagrammes:

-Le diagramme $XMg/(Fe^{3+}/Al^{VI}+Fe^{3+})$ (amphiboles alcalines ($Na_B \geq 1,34$; $(Na+K)_A \geq 0,5$) (Figure II.65) ----> MAS50, MAS67 et une amphibole MAS71 (n°113) dans lequel les deux groupes d'amphiboles se distinguent nettement l'un par rapport à l'autre. En effet les amphiboles MAS50 se concentrent au niveau du pôle arfvedsonite, tandis que les amphiboles MAS67 et l'amphibole 113 de MAS71 se placent dans le domaine des magnésio-arfvedsonite. Cependant, on s'aperçoit que ces amphiboles présentent le même rapport $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (voisin de 0,45).

-Dans le diagramme XMg/Si (amphiboles calco-sodiques: $(Ca+Na)_B \geq 1,34$; $0,67 \leq Na_B \leq 1,34$ et $(Na+K)_A \geq 0,50$; figure II.66), les amphiboles MAS71 se placent dans le domaine des richtérites.

-Diagramme $Ca+Al^{IV}/(Si+Na+K)$ (figure II.67):

Ce diagramme confirme les nomenclatures précédentes. En effet les amphiboles MAS50 et MAS67 se positionnent dans le champ arfvedsonite et sont caractérisées par une augmentation de $Ca+Al^{IV}$ de MAS50 à MAS67 corrélée à une diminution de Si+Na+K; quant aux amphiboles MAS71, elles se situent dans le domaine des richtérites.

VII.3.5 - Aegyrine

Elle représente 1 à 2% du volume total de la roche et se caractérise par un fort pléochroïsme allant du vert au jaune-pâle (planche **III**, photo e). Les cristaux sont xénomorphes à sub-automorphes, parfois prismatiques et de taille variable (0,5 à 1,5 mm). Elle est parfois associée à l'amphibole sodique avec laquelle elle développe des

N°Ech	MAS71	MAS71	MAS71
N°Anal.	A	B	C
SiO2	50,66	50,35	51,30
Al2O3	0,49	0,64	0,26
TiO2	0,81	0,53	0,58
FeO	29,16	28,31	29,78
MnO	0,26	1,16	0,33
MgO	0,45	1,16	0,35
CaO	1,67	4,47	1,05
Cr2O3	0,00	0,00	0,00
NiO	0,10	0,00	0,09
ZnO	0,00	0,00	0,00
Na2O	12,66	10,89	13,27
K2O	0,00	0,00	0,00
TOTAL	96,20	97,51	96,77
	FORMULES STRUCTURALES		
%En	2,48	5,55	1,94
%Fs	90,91	79,09	93,86
%Wo	6,61	15,36	4,19
xFe	1,00	0,96	1,00
Fe2+(calculé)	0,00	1,22	0,00
Fe3+(calculé)	32,41	30,11	33,09

Tableau II.28

Formules structurales des proxènes
des granites de Tiguesmet

relations souvent complexes. En effet, dans la plupart des cas il est difficile de cerner la relation génétique entre les deux minéraux. Le processus de transformation de l'un pour donner l'autre peut se traduire par la réaction suivante:

Arfvedsonite + O2<===> aegyrine + oxydes +quartz +H2O

Cette ambiguüté relationnelle entre les amphiboles et les pyroxènes dans les granites hyperalcalins a été évoquée par plusieurs auteurs: Collot (1981), Bonin (1982) et Collerson (1982) signalent la possibilité d'une antériorité du pyroxène sur l'amphibole pour ce qui concerne les différents granites qu'ils ont étudiés; par contre Fabriès et Rocci (1965) soulignent le caractère contemporain de ces deux minéraux.

Pour les analyses à la microsonde, nous avons choisi trois cristaux de pyroxènes (A; B; C) ayant chacun un caractère distinctif (tableau II.28): cristal A (sub-automorphe, de petite taille non zoné); cristal B (xénomorphe, en association avec l'amphibole) et le cristal C (prismatique, de grande taille et optiquement zoné).

Chimiquement les cristaux A et C ont une composition qui varie très peu avec une moyenne de: ($Fs_{92,5}$; $Wo_{5,5}$; En_2;). En revanche, il apparait clairement que les cristaux associés aux amphiboles forment un groupe distinct avec une composition de: (Fs_{79} ; $Wo_{15,5}$; $En_{5,5}$).

Il serait très spéculatif de tirer des conclusions générales à partir de ce nombre restreint d'analyses et qui, de surcroît, appartiennent toutes au même échantillon. Néanmoins on peut déjà distinguer deux groupes de pyroxènes, caractérisant les granites alcalins de Tiguesmat (en fait l'échantillon MAS71 est alcalin du point de vue géochimique comme nous le verrons par la suite) :

- Des cristaux primaires sub-automorphes à automorphes, parfois zonés.

- Des cristaux xénomorphes, les plus petits sont arrondis et qui sont soit primaires mais pseudomorphosés en amphibole (c'est le cas le plus probant); soit issus de la transformation de ces dernières.

VII.3.6 - Les accessoires (2 à 3%)

Les minéraux accessoires ne sont pas assez diversifiés dans les granites de Tiguesmat. Ils sont représentés essentiellement par :

- Les *oxydes* : Généralement associés à l'aegyrine et à la riébeckite, il s'agit aussi

N°Ech	MAS56	MAS50	T12	MAS73	MAS72	MAS69	MAS68	MAS71	MAS50b
SiO2	75,41	70,06	75,43	76,80	75,68	76,23	74,91	75,79	70,17
Al2O3	11,98	12,36	12,09	11,75	11,79	11,99	12,16	11,83	12,58
TiO2	0,21	0,23	0,30	0,13	0,30	0,16	0,34	0,25	0,20
FeO	0,63	1,54	0,79	0,54	0,63	0,53	0,68	0,58	1,56
Fe2O3réel	1,22	2,98	1,52	1,04	1,22	1,03	1,32	1,11	3,01
MnO	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,07	0,11
MgO	0,54	0,98	0,28	0,12	0,18	0,32	0,41	0,10	0,04
CaO	0,26	0,47	0,20	0,07	0,38	0,15	0,24	0,26	0,51
Na2O	3,90	5,63	4,33	4,33	4,29	4,20	4,19	4,41	6,00
K2O	4,48	4,50	4,66	4,42	4,73	4,47	4,78	4,80	4,80
P.F.	0,40	0,51	0,40	0,22	0,42	0,31	0,34	0,59	0,76
TOTAL	99,07	99,31	100,03	99,45	99,67	99,43	99,40	99,79	99,73
NORME C.I.P.W									
Ilm	0,42	0,46	0,60	0,26	0,60	0,32	0,68	0,50	0,40
Or	26,44	26,56	27,50	26,09	27,92	26,38	28,21	28,33	28,33
Ab	32,97	38,49	36,21	35,80	34,28	35,51	35,42	34,10	37,95
An	1,29	0,00	0,00	0,00	0,00	0,66	0,25	0,00	0,00
Cor	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Meta Na	0,00	2,12	0,09	0,19	0,46	0,00	0,00	0,74	2,97
Di	0,00	1,93	0,83	0,30	1,58	0,07	0,77	1,11	2,24
Wo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Hy	2,21	4,01	1,29	0,98	0,39	1,53	1,39	0,46	1,65
Q	33,77	22,17	31,50	34,48	32,71	33,51	30,94	32,77	22,34
TOTAL	97,35	95,73	98,03	98,09	97,94	97,99	97,67	98,01	95,89

Tableau II.29

Analyses et normes C; I. P. W. des granites de Tiguesmat

bien de la magnétite que de l'ilménite (voir tableau II.6a). La teneur en MnO est assez importante dans l'ilménite (analyse n°118) et dans la magnétite (tableau II.6b, analyse n°123).

- *Le sphène* : il est rare et automorphe. Les compositions chimiques des minéraux analysés sont représentées dans le tableau II.14. On note une chute des teneurs en Al2O3 et CaO accompagnée d'une augmentation des teneurs en FeO et MnO. Le fait que les analyses bouclent mal pourrait être dû à la richesse de la roche en terres rares .

- Le *zircon* : fréquemment associé à l'amphibole sodique, il se présente en petits grains anguleux parfois légèrement arrondis.

- l'*astrophyllite* : de couleur jaune, elle se présente en petits cristaux xénomorphes associés aux autres accessoires et souvent liés à l'arfvedsonite.

VII.4 - GEOCHIMIE

VII.4.1 - Remarques sur les éléments majeurs et les normes

Le tableau II.29, où sont consignées les analyses chimiques des éléments majeurs et les normes C.I.P.W permet de faire les remarques suivantes :

- Dans les granites de type Tiguesmat SiO_2 varie de 70,06 à 76,8%, Al_2O_3 de 11,75 à 12,58%, TiO_2 de 0,13 à 0,34%, Fe_2O_3t de 1,62 à 4,72%, MgO de 0,04 à 0,98%, CaO de 0,07 à 0,51%, Na_2O de 3,9 à 6% et K_2O de 4,42 à 4,8%.

- Le pourcentage du quartz normatif se situe autour de 32% en moyenne sauf pour les échantillons MAS50 à arvfedsonite où il passe à environ 22%. Celui de l'hypersthène varie de 0,39 à 4% (MAS50), le pourcentage de diopside normatif varie de 0 à 2,2% (MAS50b).

Dans le diagramme (Na+K)/Al en fonction de SiO2 (figure II.68), les granites de Tiguesmat occupent les champs alcalin et hyperalcalin. Retenons la position nettement hyperalcaline ((Na+K)/Al assez important) des échantillons à amphibole sodique.

Le diagramme K_2O en fonction de SiO_2 montre le caractère également potassique des échantillons étudiés appartenant aux granites de Tiguesmat (figure II.69).

Dans le diagramme de typologie de De la Roche (1964, 1966), les échantillons

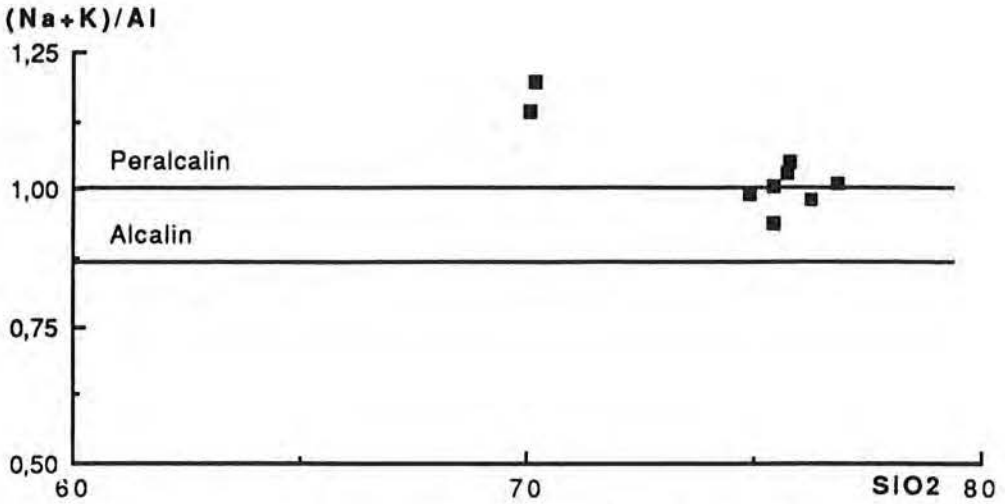


Figure II.68 - Diagramme (Na/K) en fonction de SiO2 des granites de Tiguesmat

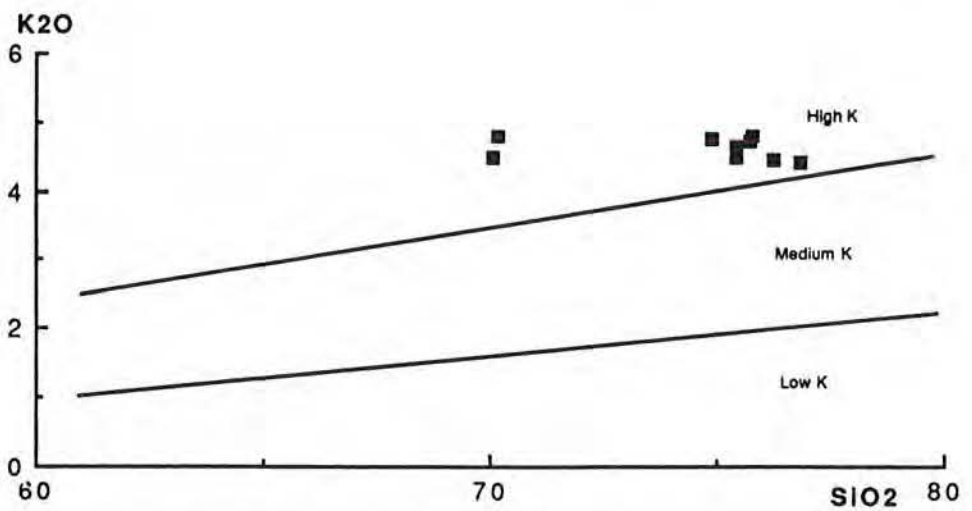


Figure II.69 - Diagramme K2O/SiO2 des granites de Tiguesmat

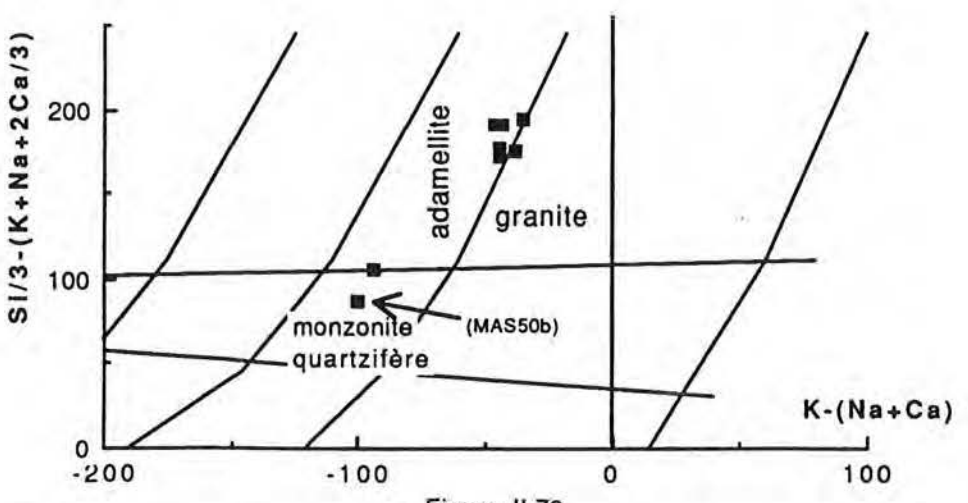


Figure II.70

Diagramme Q/P de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux granites de Tiguesmat

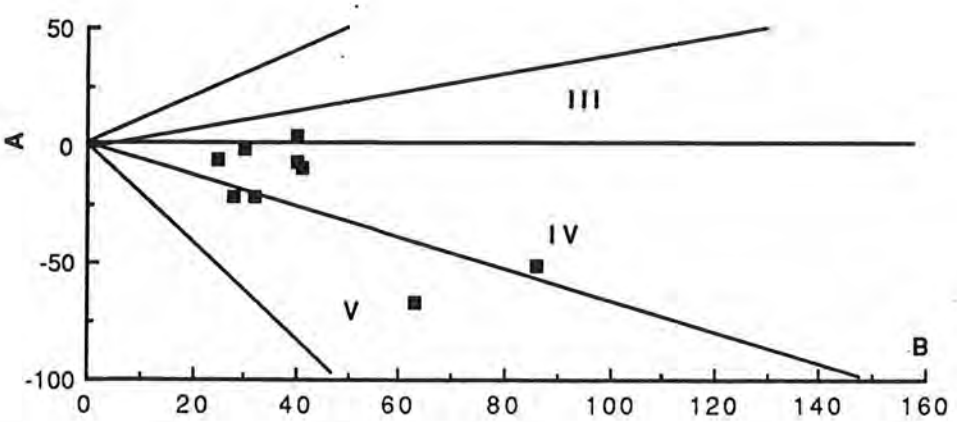


Figure II.71 - Diagramme A/B de Debon et Le Fort appliqué aux granites de Tiguesmat.

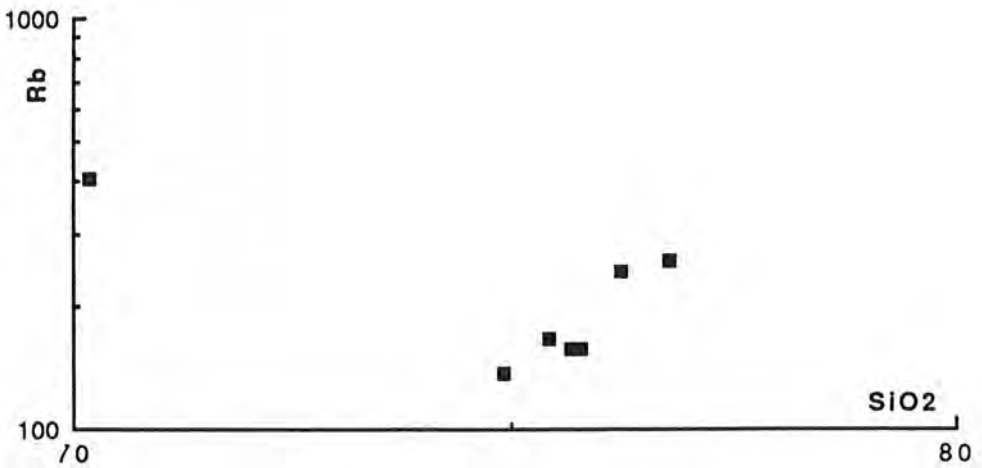


Figure II.72 - Diagramme Rb en fonction de SiO2 des granites de Tiguesmat

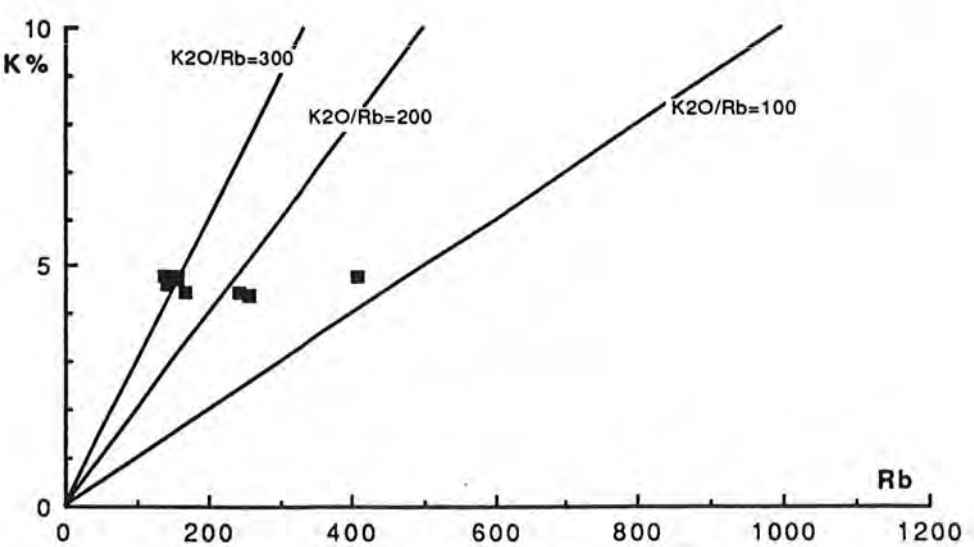


Figure II.73 - Diagrammes K/Rb de granites de Tiguesmat.

étudiés occupent le champ des adamellites à l'exception des échantillons MAS 50b et MAS50 qui se placent dans le domaine des monzonites quartzifères (figure II.70).

Dans le diagramme A/B de Debon et Le Fort (1983, 1988) de la figure II.71, les granites de Tiguesmat (comme leur nom l'indique : granites hyperalcalins, donc pauvre en Al) occupent essentiellement le domaine métalumineux et décrivent une association cafémique.

VII.4.2 - Les éléments en traces et terres rares (tableau II.30)

- A l'instar d'un certain nombre de granites hyperalcalins déjà étudiés (Taylor et al. 1980, 1981 ; Harris et Marriner 1980 ; Radain et al. 1981 ; Coolerson 1982; ...), les granites de type Tiguesmat présentent un enrichissement important en Zr (de 298 jusqu'à plus de 1000 ppm), Zn (56 - 473 ppm) , Nb (allant de 5 à 117 ppm), et Th (14 à 37 ppm).

D'après Taylor (1981) les teneurs anormales caractérisant ce genre de granites sont : Th > 20 ppm, Nb > 25 ppm, Zr > 500 ppm et un rapport Rb/Sr > 5. La lecture du tableau X indique que, pour la plupart des éléments cités, les granites de type Tiguesmat présentent des teneurs normales. Notons, cependant, que l'échantillon MAS 50b (granite à amphibole sodique) renferme les plus importantes teneurs en Nb, Rb, Th, Y, Zn et Zr.

Dans le diagramme Rb en fonction de SiO_2 de la figure II.72, on constate le caractère relativement rubidifère de l'échantillon MAS50b. Les autres échantillons montrent globalement une corrélation positive entre ces deux éléments.

La variation du rapport K/Rb de 300 à K/Rb au voisinage de 100 (MAS50b) se fait suivant une augmentation de Rb à K pratiquement constant (figure II.73).

Dans le diagramme Rb en fonction de Sr (figure II.74), les granites de Tiguesmat se caractérisent par une chute brutale de Rb alors que Sr reste pratiquement constant.

Les granites type Tiguesmat présentent d'importantes teneurs en terres rares pouvant atteindre 1217 ppm (MAS50b), des spectres géométriquement assez parallèles (figure II.75) mais relativement peu fractionnés [$(La/Yb)_N$ = 5,88 à 8,51]. L'anomalie négative en Eu est comprise entre 0,19 et 0,33.

VII.4 - CONCLUSION

Les granites de Tiguesmat affleurent en petits massifs circonscrits. Il s'agit de granites hyperalcalins à amphibole sodique et aegyrine. Du point de vue pétrographique, ces granites se caractérisent par leur richesse en perthite généralement tigrée et par l'absence de biotite.

ECH	MAS71	MAS50b	MAS56	T12	MAS73	MAS72	MAS69	MAS68
Ba	155,00	105,00	95,00	133,00	22,00	138,00	176,00	176,00
Be	3,50	19,10						
Cr	< 5	< 5						
Cu	< 5	< 5						
Ga	14,00	54,00						
Nb	5,00	117,00	22,00	20,00	26,00	18,00	25,00	21,00
Ni	5,00	5,00						
Rb	157,00	409,00	167,00	143,00	258,00	157,00	240,00	137,00
Sc	4,58	1,79						
Sr	27,00	31,00	13,00	30,00	10,00	34,00	6,00	21,00
Th	14,00	37,00						
V	5,00	7,00						
Y	25,00	250,00	32,00	38,00	15,00	37,00	25,00	57,00
Zn	56,00	473,00						
Zr	330,00	207,90	429,00	327,00	344,00	298,00	422,00	314,00
La	45,31	257,00						
Ce	101,40	509,00						
Nd	44,52	229,50						
Sm	10,46	60,69						
Eu	0,98	3,43						
Gd	7,00	46,00						
Dy	5,52	51,60						
Er	2,87	25,90						
Yb	3,59	29,50						
Lu	0,61	4,32						
Somme	222,13	1217,44						
(La/Sm)N	2,73	2,67						
(Gd/Yb)N	1,58	1,26						
(Eu/Eu*)N	0,33	0,19						
La/Yb	12,62	8,71						
(La/Yb)N	8,52	5,88						
(Yb)N	21.74	178,68						

Tableau II.30
Données analytiques éléments en traces et terres rares des granites de Tiguesmat

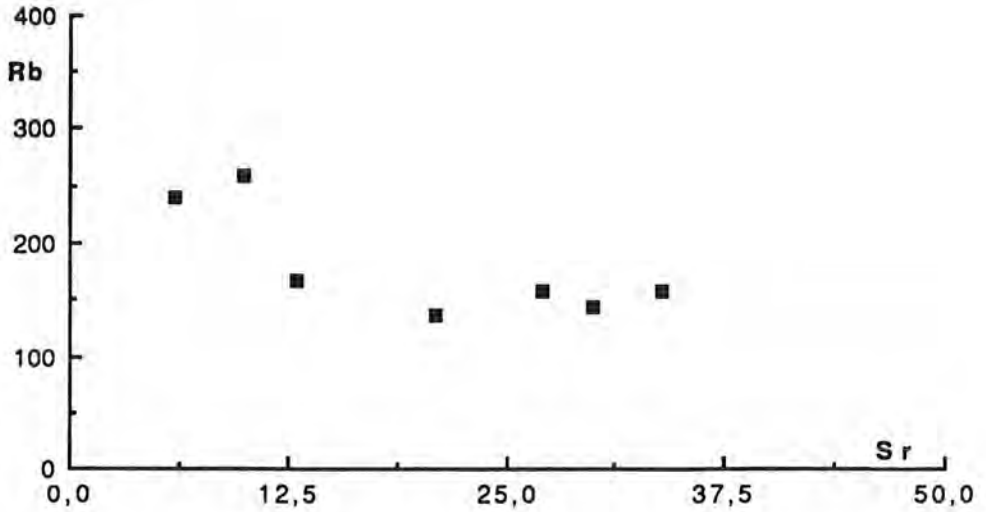


Figure II.74 - Diagramme Sr/Rb des granites de Tiguesmat.

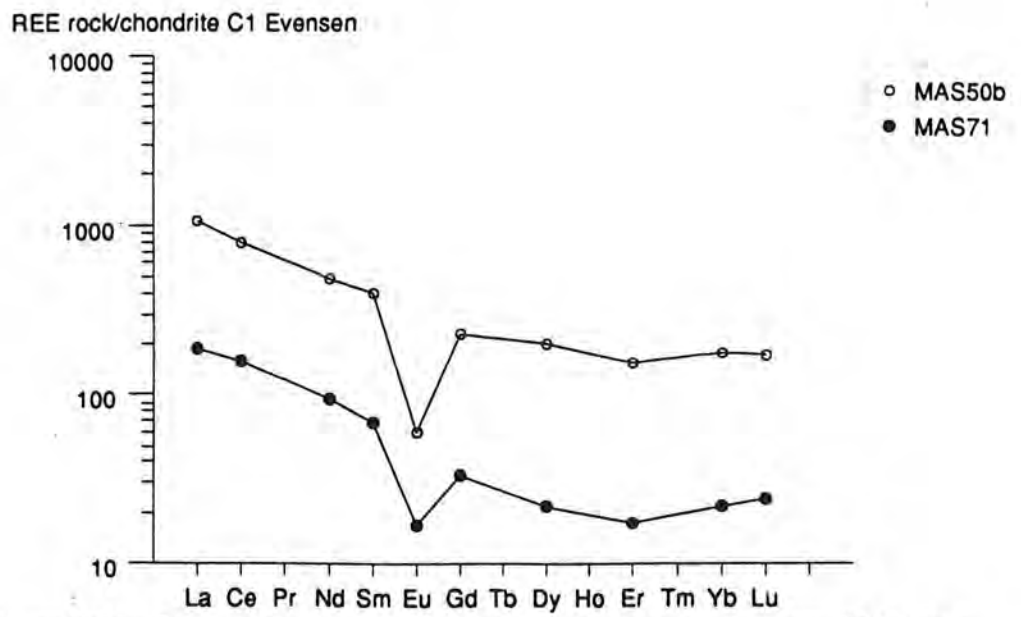


Figure II.75 - Diagramme des concentrations en terres rares normalisées aux chondrites des granites de Tiguesmat. Les valeurs de normalisation sont celles d'Evensen et al. (1978).

La nature hyperalcaline de ces granites se reflète aussi au niveau de leur chimisme: relative richesse en potassium et sodium par rapport à Al_2O_3 et leur forte teneur en Th, Nb et Zr et un rapport Rb/Sr < 5. Ils se caractérisent aussi par leur richesse en terres rares et une forte anomalie négative en Eu.

VIII - QUELQUES INDICATIONS SUR LES CONDITIONS PHYSIQUES DE CRISTALLISATION DES GRANITOIDES ETUDIES.

Dans le but d'évaluer au mieux les conditions de cristallisations (pression et température) et la profondeur de mise en place des granitoïdes étudié, nous avons fait appel à différents paramètres :

-Baromètres amphiboles pour les tonalites du Karet et les granites de Tiguesmat

- Association avec des formations pouvant donner des indications sur le niveau de mise en place.

-Thermomètres biotites

Comme nous l'avons déjà évoqué, l'absence d'équilibre entre le couple muscovite - biotite de certains échantillons du Ghallaman, nous empêche d'utiliser ce thermomètre.

VIII.1 - BAROMETRES AMPHIBOLES

Seuls les granitoïdes du Karet sont concernés par ces baromètres, car ce sont les seuls qui renferment des amphiboles calciques. Les conditions de cristallisation des granites de type Tiguesmat seront déduites par analogie avec d'autres granites pétrographiquement et minéralogiquement comparables et pour lesquels la pression de cristallisation a été déterminée.

Il a été clairement établi qu'il existe une relation étroite entre le chimisme des amphiboles, malgré sa large variation et certains paramètres physiques (pression, température et fugacité de l'oxygène) et chimiques du magma à partir duquel elles cristallisent (Raase, 1974 ; Laird et Albee, 1981 ; Spear, 1981 ; Ellis et Thompson, 1986). Aussi il a été démontré que les teneur en Al total (Alt) dépendent de la pression et servent donc de baromètre pour les systèmes ignés. Cependant Blundy et Holland (1990) suggèrent que s'est seulement à température constante que la teneur en Alt peut être utilisée comme baromètre fiable.

Hammarstrom et Zen (1986), à partir d'une calibration empirique du baromètre Alt dans la hornblende, ont proposé l'équation suivante pour déterminer la pression de cristallisation des amphiboles :

$$\mathbf{P\ (\pm\ 3\ kbar) = -3{,}92 + 5{,}03\ Alt}$$

En 1987, Holister et al.ont proposé pour des pressions allant de 2 à 8 kbar une corrélation de Alt avec la pression de cristallisation des intrusions calco-alcaline suivant l'équation suivante :

$$\mathbf{P\ (\pm 1\ kbar) = -4{,}76 + 5{,}64\ Alt}$$

Pour le même intervalle de pression et pour une température de 740 à 780°C Johnson et Rutherford (1988) proposent l'équation suivante :

$$\mathbf{P = -3{,}54 + 4{,}28\ Alt}$$

équation qu'ils modifient en 1989 en :

$$\mathbf{P\ (\pm\ 0{,}5\ kbar) = -3{,}46 + 4{,}23\ Alt}$$

Enfin récemment Schmidt (1992) a calibré expérimentalement le baromètre aluminium dans la hornblende sous des conditions saturées, et dans des intervalles de pression et température de 2,5 - 13 kbar et 655 - 700°C respectivement. Il a proposé l'équation suivante pour déterminer la pression de cristallisation des amphiboles :

$$\mathbf{P\ (\pm\ 0{,}6\ kbar) = -3{,}01 + 4{,}76\ Alt}$$

	Hammarstrom P ± 3kbar	Hollister P ± 1kbar	Johnson P ± 0,5kbar	Schmidt P ± 0,6kbar
Karet	5,20	5,46	4,21	5,62

Tableau II.31

Pressions (en moyenne) de cristallisation des amphiboles des tonalites du Karet d'après les équations de Hammarstrom et Zen (1986), de Hollister et al. (1987), de Johnson et Rutherford (1989) et de Schmidt (1992).

Les résultats obtenus par ces équations (tableau II.31) indiquent des pressions d'environ 5,2 kbars pour les tonalites du Karet. Soulignons que les équations de Johnson et de Schmidt, les plus précises car ayant des erreurs d'estimation de pressions les plus faibles, donnent une valeur de 5 kbar ± 0,7, ce qui correspond à des profondeurs de l'ordre de 15 à 20 km.

Pour estimer les pressions de cristallisation des granites de type Tiguesmat, nous nous sommes référé aux valeurs préconisées par Fabriès et Rocci (1965) pour le massif granitique de Tarraoudji (granite à amphibole sodique et aegyrine, avec lequel nos

granites partagent de nombreux caractères pétrographiques et minéralogiques). Ces deux auteurs préconisent pour ce granite des températures voisine de 700°C, des PH_2O < 1kbar et une faible fugacité d'oxygène. Les mêmes valeurs ont été admises pour le granite à amphibole sodique de Djébel Drissa (Kahoui, 1988) et sont assez comparables à celles de Bonin (1982) qui suggère des températures de cristallisation des amphiboles sodiques entre 650°C et 700°C et une fO_2 entre 10^{-16} et 10^{-20} bars et estime l'apparition de l'aegyrine à une température entre 650°C et 700°C et une fO_2 d'environ 10^{-20} bars.

Pour des granites hyperalcalins situés un peu plus au Nord (Bir Moghrein), Fabriès et Rocci (1972), se basant sur les travaux d'Ernst (1962), estiment que leur température de cristallisation évaluée d'après la composition chimique de leurs amphiboles sodiques (riébeckite non associée à l'aegyrine) serait de 500°C environ. Comme le chimisme des amphiboles sodiques de nos granites est plus proche de celles du granite du Tarraoudji que des granites de Bir Moghrein (figure II.76), nous estimons donc que les granites de Tiguesmat ont cristallisé à des températures voisines de 700°C et des PH_2O < 1kbar.

A propos des granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat, nous pouvons penser que leur mise en place est relativement superficielle dans la mesure où ils sont associés à des formations rhyolitiques, comme nous l'avons déjà souligné dans le chapitre précédent, et qu'ils recoupent des séries très peu métamorphiques voire non métamorphiques telles que la série d'Imourène (Sougy, 1960).

VIII.2 - THERMOMETRES BIOTITES ET FUGACITE DE L'OXYGENE

D'après certains auteurs (Wones et Eugster, 1965 ; Dodge et al., 1969 ; Albquerque, 1973 ; Csamanske et al., 1973 ; Barrière et Cotten, 1979), il existe un lien étroit entre la distribution de Fe^{2+}, de Mg et de Mn dans les biotites et les paramètres température et fugacité d'oxygène d'une part et les conditions de cristallisation d'autre part. Cependant des problèmes inhérents à la difficulté d'évaluer correctement et d'une façon systématique la répartition de Fe^{2+} et Fe^{3+} dans la composition des biotites altèrent la qualité de l'estimation de ces paramètres et donc des conditions de cristallisation. Pour nos granitoïdes, nous avons analysé par voie humide le % FeO des biotites de deux échantillons de chaque faciès et nous avons généralisé le rapport moyen Fe^{3+}/Fe^{2+} pour le reste des échantillons analysés. Cependant les dosages des biotites d'Archéouat semblent erronés du fait de leur association intime avec les oxydes donnant des % FeO assez importants (entre 22 et 25%).

Echantillon	Faciès	FeO(%)

Al59	Ghallaman	17,6
MAS269	Ghallaman	19,63
MAS144	Karet	14,2
AL58	Ain Ben Tili	15,48
AA40	Ain Ben Tili	10,24
MAS168	Archéouat	22,37
MAS215	Archéouat	25,05

Tableau II.32 : Analyses par voie humide des teneurs en FeO des biotites de quelques échantillons.

Dans le diagramme de Wones et Eugster (figure II.77) nous constatons que les biotites des granitoïdes étudiés se situent entre le tampon HM et le tampon QFM avec cependant une différence de position. En effet on constate un rapprochement du joint Fe^{2+} et Fe^{3+} depuis les tonalites du Karet (qui se trouvent à proximité du tampon MNO) jusqu'aux granitoïdes Ghallaman ; Ain Ben Tili se situent en position intermédiaire

Afin d'évaluer les températures de cristallisation et les fugacités d'oxygène de nos granitoïdes, nous avons projeté nos biotites dans la grille T - logfO_2 (figure II.78) de Wones et Eugster (1965).

Les conditions de cristallisation évaluées par cette méthode affectent pour nos granitoïdes les températures et fO_2 suivantes :

- Karet : $850 \leq T\,°C \leq 900$; $10^{-13} \leq fO_2 \leq 10^{-12}$

- Ghallaman : $700 \leq T\,°C \leq 770$; $10^{-16} \leq fO_2 \leq 10^{-14}$

- Ain Ben Tili : $800 < T\,°C \leq 900$; $10^{-15} \leq fO_2 \leq 10^{-12}$

Remarquons que les températures estimées pour Ain Ben Tili sont aussi élevées que pour Karet. Ceci nous amène à envisager deux stades de cristallisation pour ce magmatisme : un stade de cristallisation profonde (biotite, hornblende, plagioclase pro parte ± mégacristaux de feldspath potassique) suivi d'une remontée adiabatique de ce

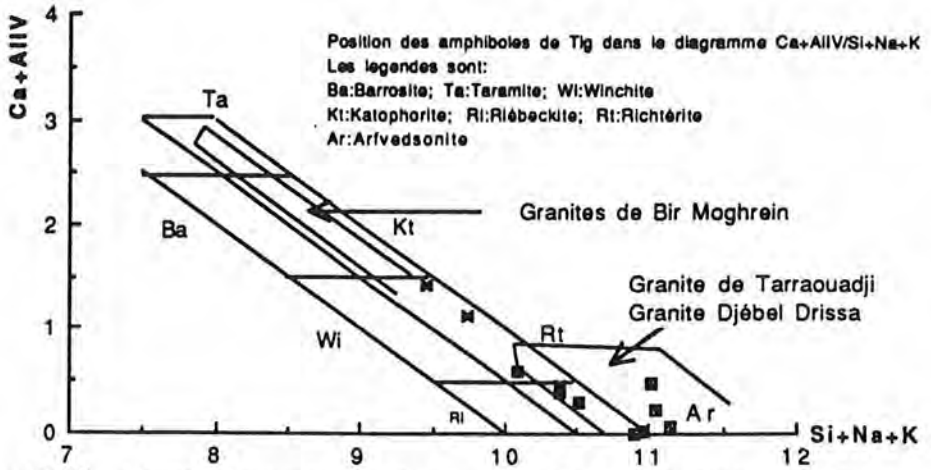


Figure II.76 - Position des amphiboles des granites de Tiguesmet, de Tarraouadji et de Bir Moghrein dans le diagramme Ca+ALIV--Si+Na+K

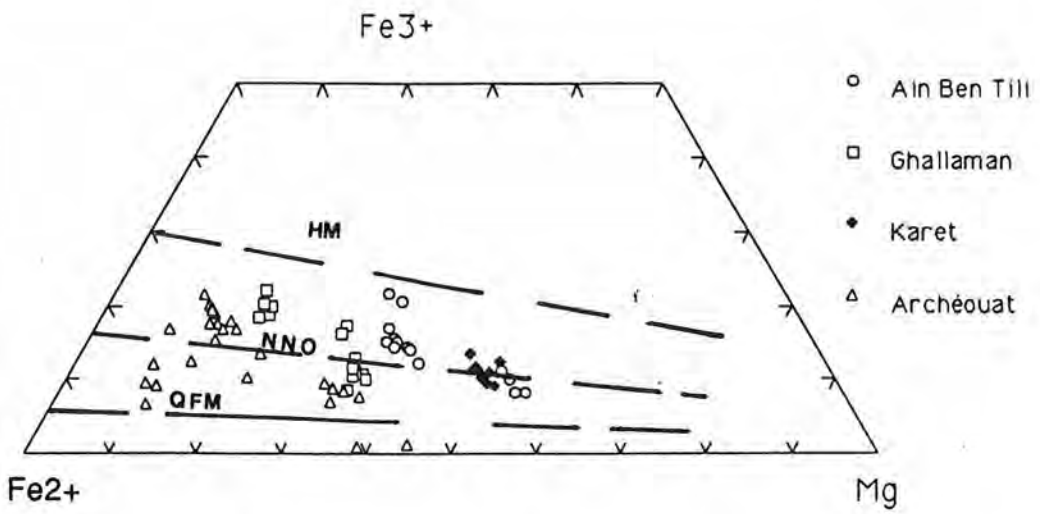


Figure II.77 - Evolution de la composition des biotites dans le diagramme de Wones et Eugster (1965)

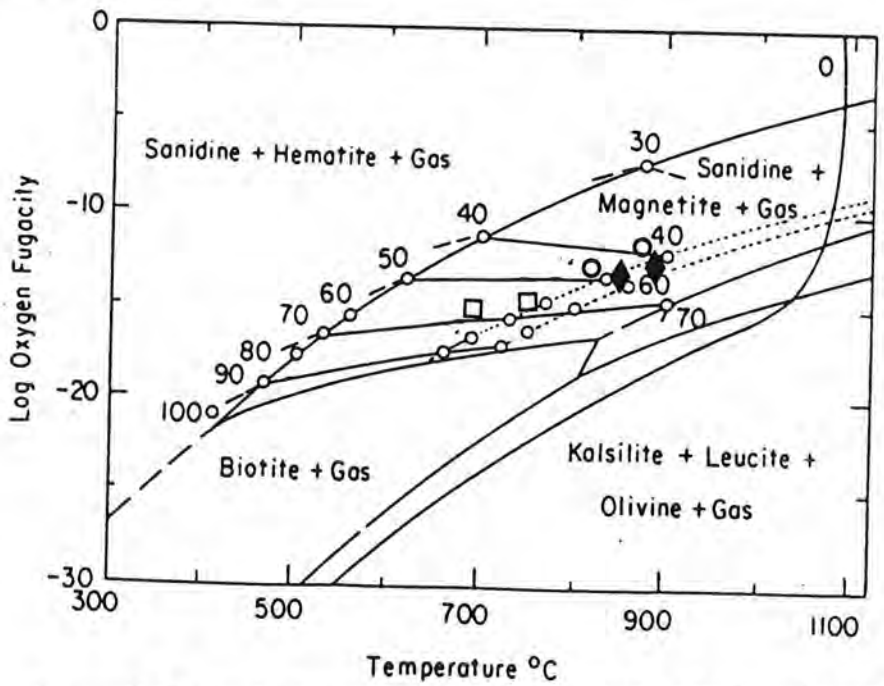


Figure II.78 : Projection des biotites des granitoïdes étudiés dans le diagramme $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ - log fO_2 - T (Wones et Eugster, 1965)

magma (liquide + cristaux) chaud (T° contante, mais P° décroît rapidement), ensuite on a une cristallisation dans un site de mise en place superficiel des microgranites et des rhyolites.

VIII.3 - CONCLUSION

Bien qu'elles soient données à titre indicatif, les données thermobarométriques obtenues évoquent des conditions physiques de cristallisation différentes entre les tonalites du Karet (qui indiquent relativement les plus hautes pressions et les températures les plus élevées) et les granodiorites du Ghallaman. L'association des granitoïdes de Ain Ben Tili et d'Archéouat avec des rhyolites traduit des conditions physiques de mise en place différentes entre ces granitoïdes et ceux du Ghallaman et du Karet.

CHAPITRE III

ETUDES COMPARATIVES

I - INTRODUCTION

Les observations de terrain, de même que les données pétrographiques et minéralogiques permettent de mettre en évidence deux sous-ensembles de granitoïdes :

- Un sous - ensemble occidental, plus ou moins déformé, tonalitique et granodioritique, constitué par les granitoïdes du Ghallaman et du Karet. Si l'on considère uniquement les observations de terrain, il nous serait difficile d'envisager une liaison génétique entre les granodiorites du Ghallaman et les tonalites du Karet. En réalité, les deux groupes de granitoïdes sont bien distincts les uns des autres et sont bien séparés chronologiquement (si l'on tient compte de la fourchette d'âge de plus de 100 Ma). En effet les granodiorites du Ghallaman appartiennent à un socle catazonal érodé avant le dépôt de la série de Tsalabia el Khadra qui est recoupée par les tonalites du Karet. En outre, cette assertion est tout à fait justifiée tant du point de vue pétrographique que géochimique, comme nous le démontrerons dans ce chapitre.

- Un sous - ensemble central et oriental, non déformé, intrudant le premier et formé essentiellement par les volumineux granitoïdes post-tectoniques de Ain Ben Tili et quelques granites à caractères circonscrits regroupant le granite rapakivi d'Archéouat et les granites hyperalcalins de Tiguesmat. Dans ce chapitre, nous allons essayer de dégager les liens génétiques éventuels entre eux.

Cependant nous nous devons de signaler qu'un certain nombre d'éléments inhérents à la nature objective de notre sujet (superficie énorme), comme à la difficulté de l'appréhender profondément et d'une façon systématique (absence de mission de terrain et lacunes probables de l'échantillonnage déjà réalisé), nous imposent une certaine réserve quant aux conclusions qui seront tirées à partir de cette étude. Aussi, avouons que c'est à ce stade de notre travail que nous nous sommes réellement aperçu de la difficulté d'atteindre certains objectifs annoncés au début de ce mémoire, dont, notamment, la caractérisation des mécanismes pétrogénétiques qui ont présidé à la genèse des formations étudiées, pouvant ainsi nous aider dans l'élaboration du modèle de mise en place de nos roches. Nous allons donc nous limiter à décrire les grands traits pétrologiques et géochimiques caractéristiques de nos roches et tirer plutôt des tendances de conclusion, espèrant que ceci pourra servir de pistes à de futures investigations plus pointues.

En termes de moyens nous avons fait appel à la pétrographie, la minéralogie et la géochimie et nous avons utilisé un certain nombre de diagrammes classiques qui nous ont semblé les plus démonstratifs.

	GHALLAMAN	KARET	Ain Ben Tili	ARCHEOUAT	TIGUESMET
TEXTURE	-grenue -orientée cataclastique	-grenue parfois légèrement orientée	-grenue large	-rapakavi microgrenue porophyrique	-grenue large
QUARTZ	-automorphe ou xénomorphe -étiré -feutré	-petits cristaux globulaires engerené -gros cristaux xénomorphes ± craquelés	petits cristaux xénomorphes ± globulaires -phénocristaux xénomorphes groupés en grandes plages	-petis cristaux de forme variable -phénocristaux ± fracturés -graphique	xénomorphe à sub-automorphe
PLAGIOCLASE	-petits cristaux automrphes -gros cristaux sub-automorphes alterés -cristaux arrondis ±tordus	-petits cristaux xénomorphes ± imbriqués -phénocristaux xénomorphes à sub-automorphes très alterés	-cristaux finement maclés albite automorphes et légèrement tordus -phénocristaux sub-automorphes ± alterés	-cristaux de la matrice xénomorphes -phénocristaux automorphes	-rare -petits cristaux très maclés
MICROCLINE	-cristaux frais peu perthitiques -petits cristaux xénomorphes perthitiques (rares)	-peu abondante -peu perthitique	-abondante -phénocristaux très perthitique -cristaux poecelitiques assez quadrillés	-phénocristaux ±perthitiques entourés par des cristaux de plagioclase -petits cristaux xénomorphes	-gros cristaux sub-autimorphes très perthitiques -rares petits cristaux finement quadrillés
MYRMEKITE	-abondante, principalement en bourgeon	-rare	-présente mais subordonnée -en bourgeon	-présente -en bourgeon et/ou en fragment	-absente
BIOTITE	-brune ± orientée	-vert-brunâtre -lamelles ± orientées -en association sympléctite	-rouge brunâtre -lamelles dechiqutées et dispèrsées -en association sympléctite	-brune-verdâtre -cristaux isolés très dechiquetés -en association sympléctite	-absente
AMPHIBOLE	-absente	-hornblende calcique -vert-olive, xénomorphe à sub-automorphe -± biotitisée	-absente	-absente	-arfvedsonite -riébeckite
PYROXENE	-absent	-absente	-absente	-absente	-aegyrine

Tableau II I.1
Comparaisons pétrographiques entres les granitoïdes birimiens étudiés.

II - COMPARAISON PETROGRAPHIQUE

II.1 - Eventail pétrographique

(voir tableau III.1)

II.2 - Typologie

Dans le diagramme Q-A-P de Lameyre et Bowden (1982) établi sur la base des données modales (figure III.1) on peut observer des hiatus entre la plupart des groupes de granitoïdes. En effet, les points représentatifs des granitoïdes du Karet s'alignent suivant la lignée calco-alcaline pauvre en K_2O. Ceux des granites de Tiguesmat se placent dans la lignée alcaline. Les granitoïdes du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat s'étalent de la lignée calco-alcaline pauvre en K_2O à la lignée calco-alcaline riche en K_2O.

III - COMPARAISON MINERALOGIQUE

Après avoir évoqué et décrit minéralogiquement dans le chapitre précédent les minéraux caractérisant chaque groupe de granitoïde, nous allons essayer d'établir dans ce qui suit des éléments de comparaisons, minéral par minéral, pour les cinq faciès étudiés. Par souci de rendre la lecture des différents diagrammes comparatifs plus aisée, nous avons parfois ramené certaines analyses, de certains groupes ou sous groupes de minéraux chimiquement homogènes, à leur moyenne.

III.1 - Les plagioclases

Très abondants dans les faciès du Karet et du Ghallaman, leur importance diminue relativement dans les faciès récents, en particulier dans les granites de Tiguesmat.

Afin de vérifier les relations observées sur le terrain entre les différents termes nous avons choisi la variation du %An (coeur du plagioclase) avec le pourcentage de SiO_2 (des roches). La silice étant prise comme indice de différenciation. Dans le diagramme de la figure III.2, on constate que les teneurs en anorthite varient d'un groupe de granitoïde à l'autre. Vu la position des points d'analyses des plagioclases des différents groupes de granitoïdes, il est difficile de parler d'une relation entre eux.

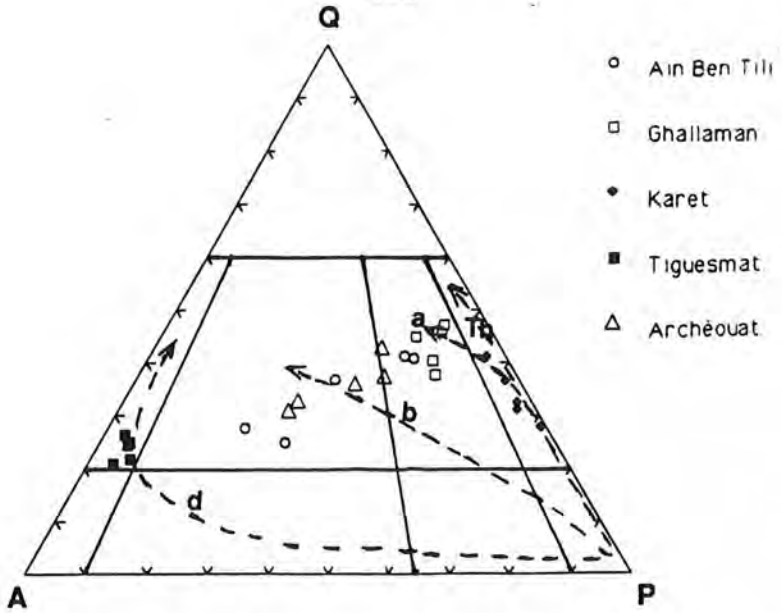


Figure III.1 - Diagramme QAP (analyses modales des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat
Th : séries tholéiitiques, **a** : calco-alcalines pauvres en K2O,
b : calco-alcalines riches en K2O, **d** : alcaline.

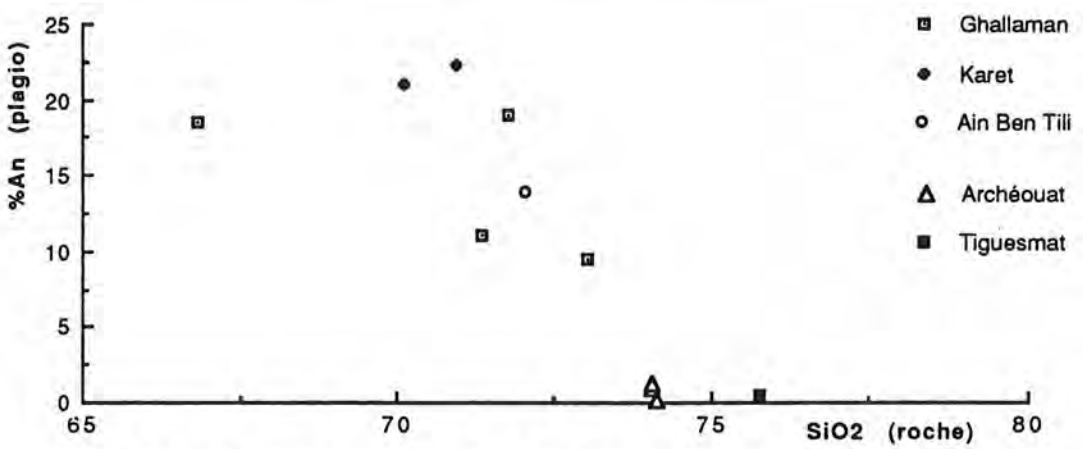


Figure III.2 - Diagramme de variation du % d'anorthite (plagioclase) en fonction du % SiO2 (dans la roche correspondante)

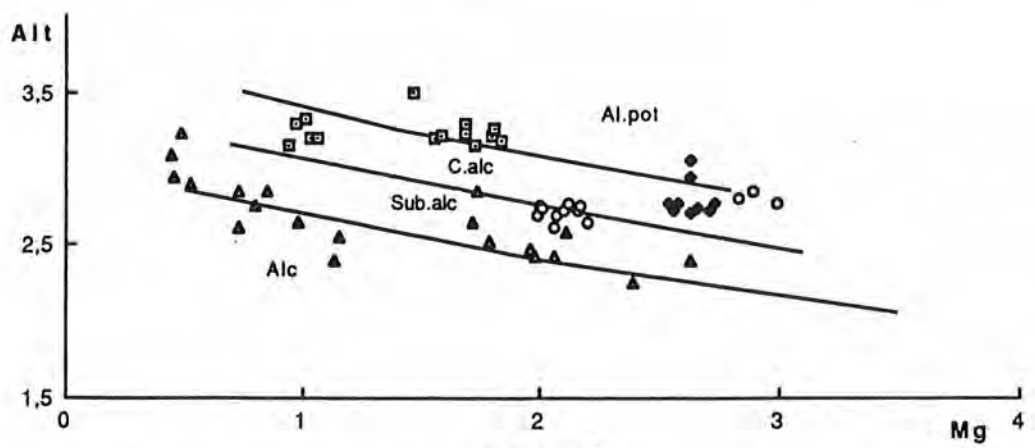


Figure III.3

Position des biotites des granitoïdes étudiés dans le Diagramme Mg/Altotal (Nachit, 1985)
Domaines: (Alc) alcalin, (Sub.alc) Subalcalin,(C.alc) Calco-alcalin, (Al.pot) Alumino-potassique

III.2 - Les biotites

Les observations microscopiques nous ont permis de définir plusieurs types de biotites caractérisant nos granites dont les plus caractéristiques sont :

- Des individus brun-verdâtres, isolés ou rassemblés en amas, souvent déchiquetés, plus ou moins chloritisés, et parfois orientés. Ils sont rencontrés principalement dans les granodiorites du Ghallaman et de façon moins importante dans certaines lames des tonalites du Karet.

- Lamelles plus ou moins déchiquetées, isolées ou groupées en amas et souvent liées à l'amphiboles (tonalites du Karet).

- Biotites se présentant sous forme de petites lamelles en symplectites intimement liées à des cristaux de quartz, d'opaques et de sphène. Ce type de biotite, assez fréquent, s'observe systématiquement dans tous les faciès renfermant ce minéral sauf dans les granodiorites du Ghallaman.

Du point de vue de la composition chimique globale on peut tirer les remarques suivantes :

- Globalement les biotites des cinq faciès sont relativement plus proches du pôle annite dans le diagramme de classification annite - sidérophyllite - phlogopite - eastonite que du pôle sidérophyllite, avec cependant un rapport XFe assez dispersé (variant de 0,45 à 0,95) sauf pour les biotites du Karet où il voisine 0,47 en moyenne.

- Les biotites en association symplectique se caractérisent par des valeurs de MgO relativement importantes par rapport à celles des biotites du premier groupe et pourrait être issues soit de la transformation quasi-totale de l'amphibole, soit d'une contamination magmatique avec plus ou moins un rééquilibrage ou d'un héritage de matériaux source avec là aussi un certain rééquilibrage.

- Reportées dans le diagramme de Nachit et al. (1985) (les positions des biotites chloritisées et/ou ayant subi des rééquilibrages sub-solidus étant prises en considération), les biotites des granitoïdes birimiens s'étendent depuis le champ de la lignée alcaline jusqu'à la limite du domaine alumino-potassique (figure III.3). Celles qui se placent proche du domaine alumino-potassique appartiennent aux granitoïdes du Ghallaman et dans une moindre mesure aux tonalites du Karet. Ceci suggérerait, toute réserve faite sur les bouclages en deçà des valeurs préconisées par les auteurs de ce diagramme (96%) et qui seraient dûs soit à l'état d'oxydation élevé, soit à l'importance relative des teneurs en éléments non analysés dont H_2O et le fluor, une relative contribution crustale alumineuse

dans le cas de ces deux groupes de granitoïdes (notamment dans le premier). Soulignons aussi l'affinité alcaline des biotites d'Archéouat et le caractère calco-alcalin à sub-alcalin des biotites de Ain Ben Tili (à cheval sur la limite des domaines sub-alcalin et calco-alcalin). Ainsi on peut observer, grosso modo, une diminution (souvent discontinue) du caractère alcalin depuis les granites d'Archéouat jusqu'aux granitoïdes du Ghallaman et du Karet en passant par les granites de Ain Ben Tili.

En résumé, la lecture de ce diagramme, pas plus d'ailleurs que celle du diagramme MgO - FeO - Al_2O_3 (Rossi et Chèvremont, 1987 ; figure III.4) ne montre de relation évolutive entre les compositions chimiques des biotites des différents termes plutoniques étudiés. En effet, les biotites du Karet et de Ain Ben Tili s'y trouvent dans le domaine de l'association calco-alcaline, celles d'Archéouat essentiellement dans le champ de l'association monzonitique de type magnésio-potassique selon la typologie de ces auteurs, tandis que celles des granodiorites du Ghallaman s'étalent depuis le champ de l'association monzonitique jusqu'au domaine alumino-potassique (les échantillons à muscovite).

III.3 - Les amphiboles

Deux groupes d'amphiboles optiquement et chimiquement distincts caractérisent les granitoïdes birimiens de la dorsale Réguibat : celles du Karet qui sont de type calcique et celles des granites type Tiguesmat qui sont nettement sodiques.

La myrmékite est largement décrite dans ces formations par Rocci (1955). Nous retiendrons seulement qu'il s'agit de deux types : la myrmékite en bourgeon qui semble se développer par remplacement de microcline et la myrmékite en frange qui se forme en bordure du plagioclase et qui semble se former au dépens de celui-ci. La myrmékite du type bourgeon se rencontre surtout dans les formations du Ghallaman et du Karet ; tandis que celle du type frange est présente dans tous les faciès à myrmékite aussi bien récents qu'anciens.

III.4 - Les minéraux accessoires

Les oxydes sont présents dans tous les faciès étudiés.

La magnétite a été analysée en quantité relativement importante dans les faciès de Ain Ben Tili et d'Archéouat. On l'a analysé aussi, mais en quantité moindre, dans les

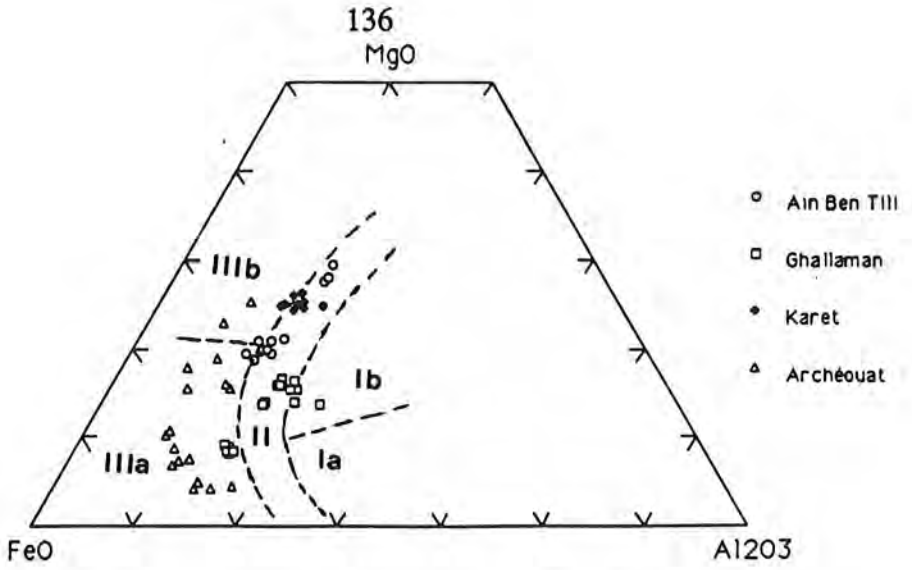


Figure III.4 - Diagramme MgO-FeOt-Al2O3 de Rossi et Chevrémont (1987)
Ia : association alumino-potassique (type Limousin) ; Ib : association alumino-potassique (type Guéret); II : association calco-alcaline; IIIa : association monzonitique de type ferro-potassique; IIIb : association monzonitique de type magnésio-potassique

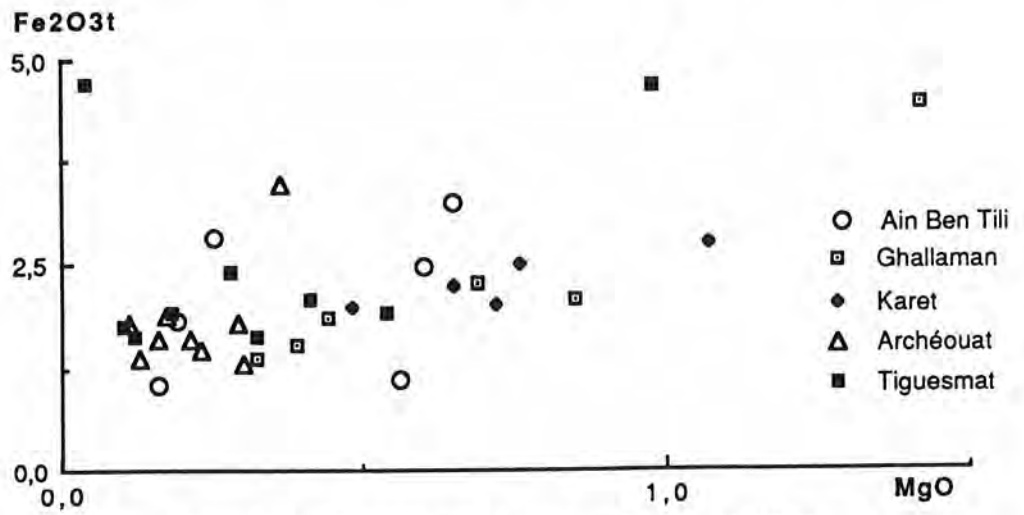
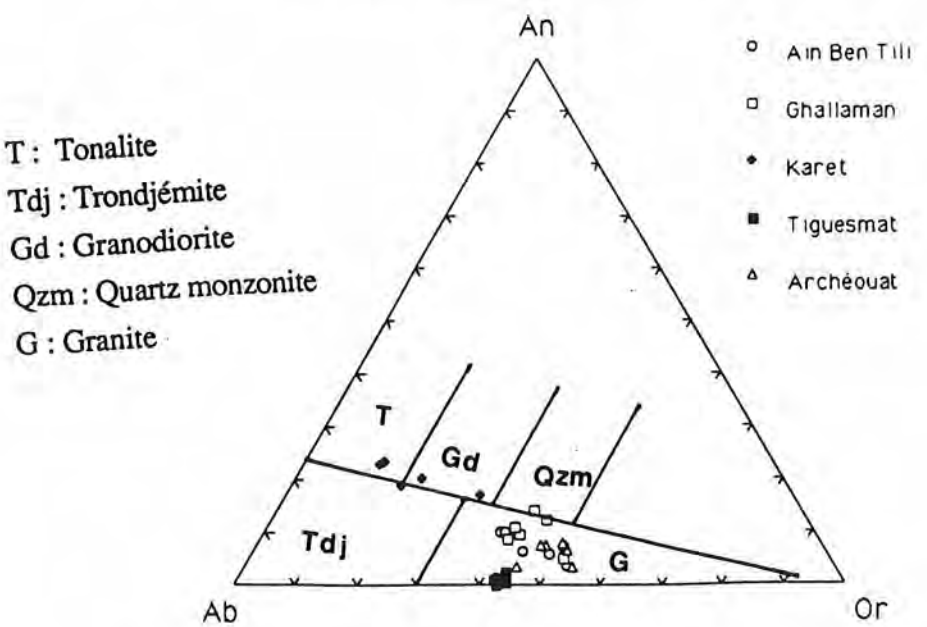


Figure III.5 - Diagramme FeOtotal en fonction de MgO



T : Tonalite
Tdj : Trondjémite
Gd : Granodiorite
Qzm : Quartz monzonite
G : Granite

Figure III.6 - Position des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat dans le triangle An-Ab-Or (O'Connor, 1965)

faciès du Ghallaman et du Karet comme dans les granites de type Tiguesmat. Le tableau II-4 montre que sa composition chimique ne change pratiquement pas d'un groupe à l'autre.

L'ilménite a été analysée dans tous les faciès étudiés à l'exception des granites d'Archéouat ; sa composition chimique est très variable au sein de chaque groupe. Dans les faciès de Ain Ben Tili et de Tiguesmat on rencontre les plus importantes teneurs (voire anormales) en MnO (21 et 15,7% respectivement).

Le sphène est présent dans les faciès du Ghallaman, du Karet et de Tiguesmat. L'apatite est particulièrement bien développée dans le groupe du Ghallaman et en importance moindre dans les granites d'Archéouat.

IV - GEOCHIMIE

IV.1 - éléments majeurs

La subdivision de nos granitoïdes en cinq groupes, tels que définis aussi bien par les études de terrain que dans l'étude pétrographique et minéralogique, semble relativement moins évidente si l'on considère leurs compositions chimiques et les faibles variations des oxydes d'un groupe à l'autre. Cette remarque est valable particulièrement pour les faciès du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat.

Les roches analysées représentatives des cinq faciès étudiés se caractérisent par une grande richesse en silice. Les compositions chimiques varient dans une gamme étalée depuis 66% jusqu'à plus de 75% de SiO_2. Elles se caractérisent aussi par de très faibles teneurs en MnO et en TiO_2 (respectivement 0,07 et 0,3 en moyenne). Globalement les différents faciès présentent de faibles variations chimiques internes.

Comparativement les échantillons du Karet présentent les plus faibles teneurs en silice (environ 70% en moyenne) et les plus importantes teneurs en Al_2O_3 et CaO tandis que ceux de type Tiguesmat, les plus siliceux, contiennent les plus faibles teneurs en Al_2O_3 et CaO. Les trois autres groupes montrent des compositions intermédiaires en ces éléments.

A priori, il semble difficile de dégager une relation de composition entre les cinq groupes et par voie de conséquence des liens génétiques entre les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat. Notons cependant une légère évolution pour certains éléments (CaO,

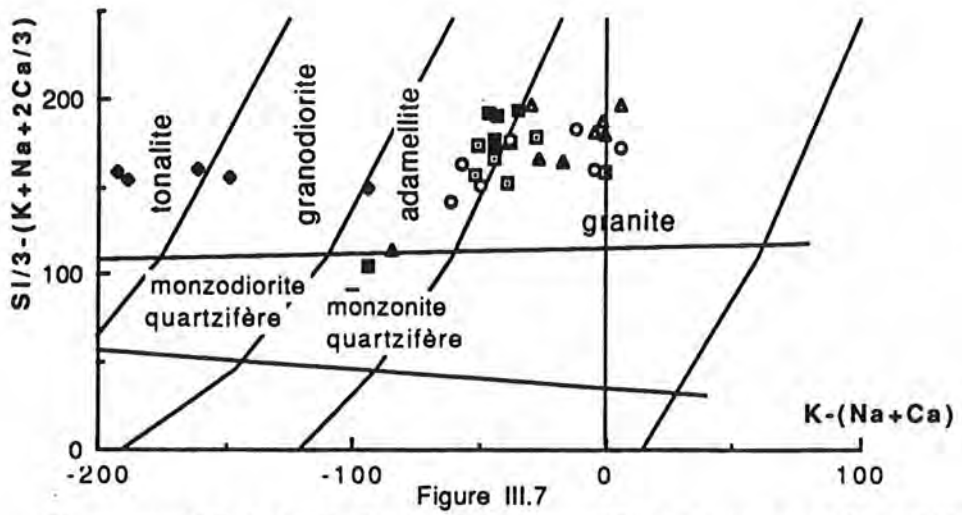


Figure III.7

Diagramme Q/P de La Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Lefort (1983, 1988) appliqué aux roches plutoniques birimiennes de la Dorsale Réguibat (légende Fig III.5)

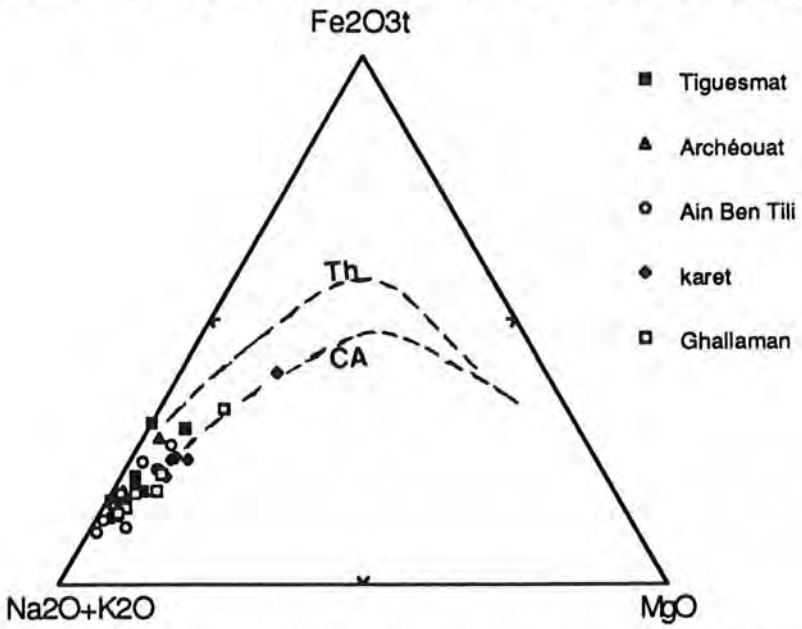
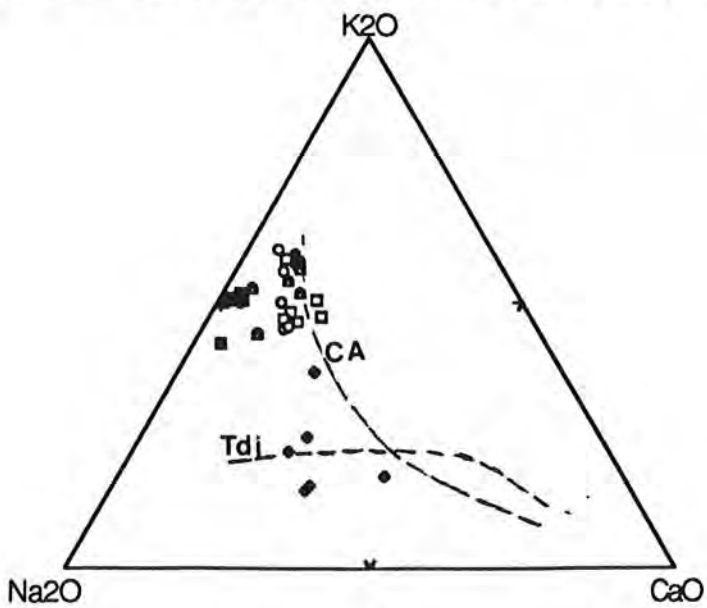


Figure III.8 - Position des granitoïdes étudiés dans le triangle A-F-M



Th : Tholéiitique
CA : Calco-alcaline
Tdj : Trondjémitique

Figure III.9 - Position des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat dans le triangle K2O-Na2O-CaO

Al_2O_3, TiO_2) entre les granites de Ain Ben Tili et ceux d'Archéouat.

Le diagramme Fe_2O_{3total} en fonction de MgO (figure III.5) traduit la faible dispersion des compositions chimiques de l'ensemble des formations étudiées mais aussi illustre la relative dispersion des compositions chimiques particulièrement dans les faciès de Ain Ben Tili et de Tiguesmat. Dans ce diagramme nous pouvons noter aussi l'interférence des champs des différents groupes sans relation de composition significative d'un groupe à l'autre.

Dans le triangle An - Ab - Or de O'Connor (1965) (figure III.6), les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat s'organisent en trois groupes relativement distincts. Le premier groupe, formé par les tonalites du Karet, suit la limite séparant les champs des tonalites et des granodiorites du domaine des trondhjémites. Le second, renfermant les granodiorites du Ghallaman et les granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat, se situe globalement dans le domaine des granites. Le troisième, se limitant au granite de Tiguesmat, se place aussi dans le champ des granites mais se caractérise par le pourcentage pratiquement nul de son anorthite.

Dans le diagramme Q / P de De la Roche (1964, 1966) modifié par Debon et Le Fort (1983, 1988) de la figure III.7 on constate que l'ensemble des granodiorites du Ghallaman et des granites de Ain Ben Tili, d'Archéouat et de Tiguesmat s'alignent suivant la suite calco-alcaline comme dans le triangle An-Ab-Or. Tandis que, dans le même diagramme il n'est pas aisé de se prononcer sur le type de tendance qui caractérise les tonalites du Karet .

Le triangle A-F-M de la figure III.8 confirme quant à lui le caractère calco-alcalin de l'ensemble précédemment défini comme tel mais met en évidence cette fois - ci le caractère calco-alcalin des granitoïdes du Karet.

Cependant, dans le triangle K_2O-Na_2O-CaO de la figure III.9 (Barker et Arth, 1976) les granodiorites du Ghallaman et les granites de Ain Ben Tili, d'Archéouat et ceux de Tiguesmat se situent suivant la lignée calco-alcaline proche du pôle potassique tandis que les tonalites du Karet se placent le long d'une lignée à caractère trondhjémitique (bien qu'il ne s'agit pas de trondhjémites vraies comme celles de Côte d'Ivoire), proche du pôle sodique (en fait il est difficile de parler de lignée dans la mesure où on ne dispose pas de roches basiques ou intermédiaires). En outre, le diagramme de Peccerillo et Taylor (1976) de la figure III.10 met en exergue le caractère potassique ("high K") du premier groupe de granitoïdes et le caractère faiblement ("low K") à moyennement potassique ("medium K") des granitoïdes du Karet.

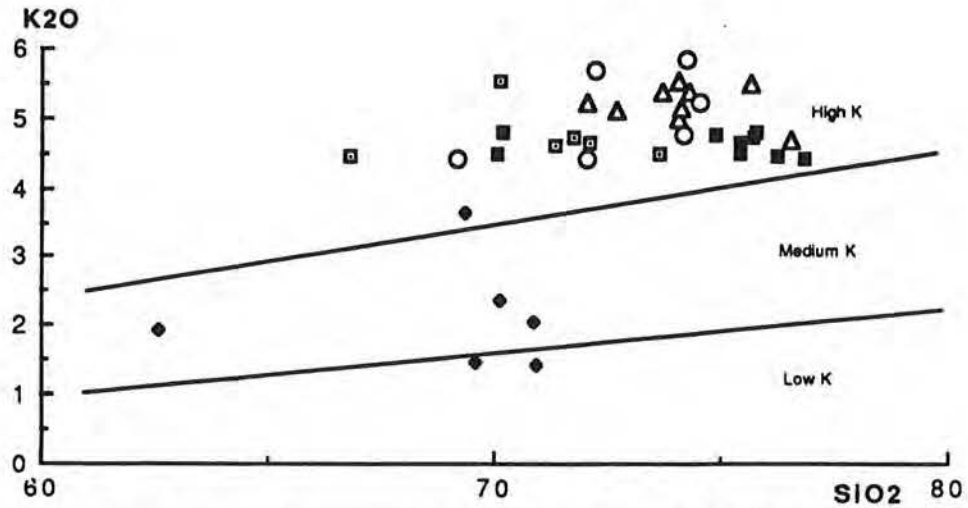


Figure III.10 - Diagramme K2O/SiO2 (Peccerillo et Taylor, 1976)

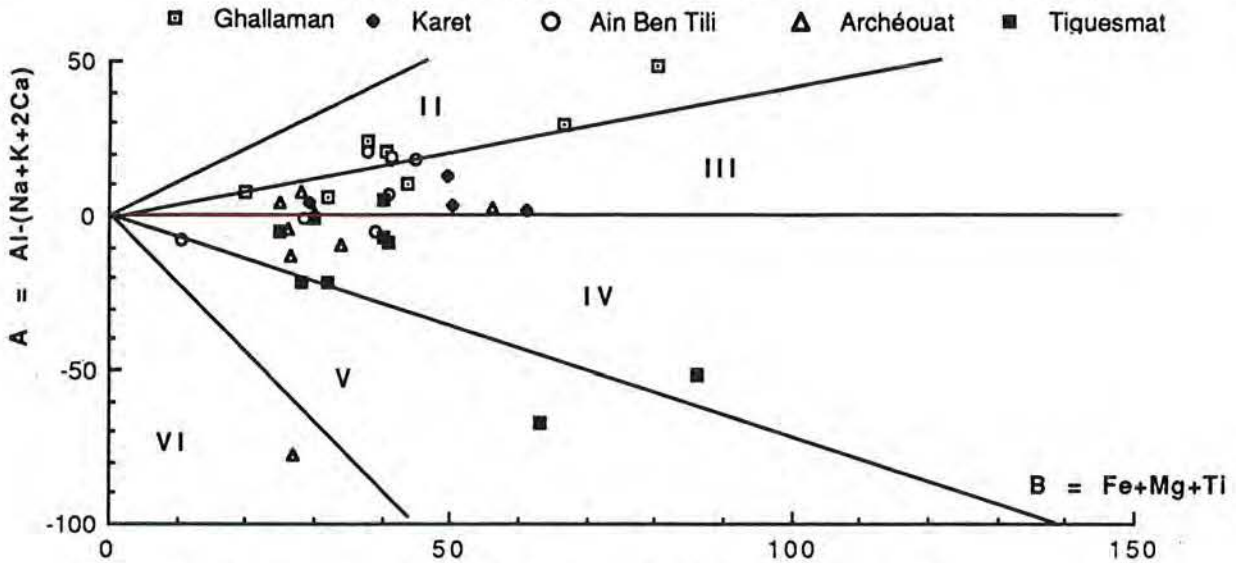


Figure II.11 - Diagramme A/B de Debon et Le Fort appliqué aux granitoïdes étudiés.

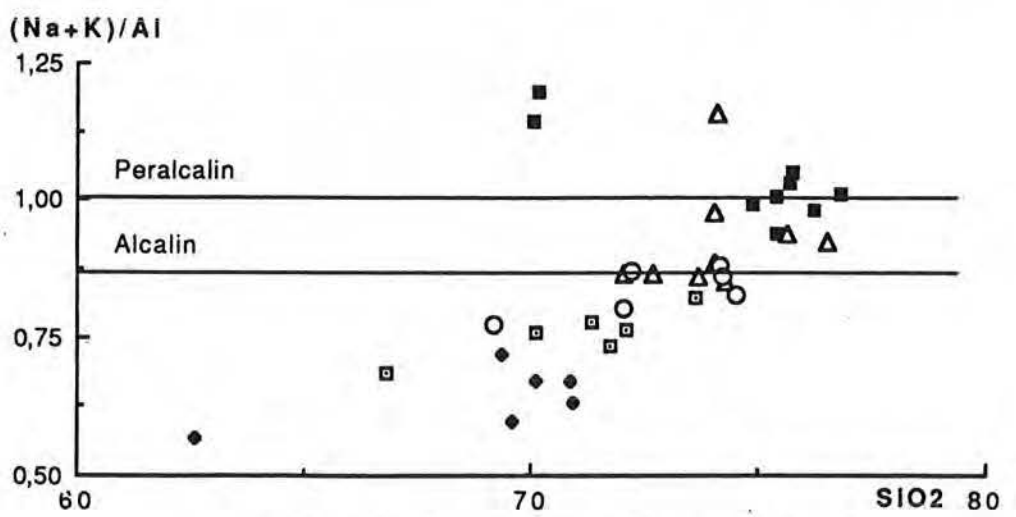


Figure III.12 - Diagramme (Na/K) en fonction de SiO2

Toujours est-il que dans ces deux diagrammes on peut noter le caractère très particulier des tonalites du Karet par rapport à tous les autres granitoïdes étudiés.

Dans le diagramme A / B (figure III.11), si l'on considère l'état de chloritisation plus ou moins poussé des biotites de certains échantillons, les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat forment globalement des associations cafémiques à alumino-cafémiques se plaçant dans le domaine peralumineux, à l'exception des granodiorites du Ghallaman qui constituent une association alumineuse à alumino-cafémique à cheval sur les domaines peralumineux et métalumineux. En plus, dans ce diagramme, il est difficile de parler d'un lien génétique entre les différents termes.

Le diagramme (Na+K)/Al en fonction de SiO_2 (figure III.12) montre que les granitoïdes de la Dorsale Réguibat présentent une alcalinité croissante depuis le groupe des granitoïdes plus ou moins déformés (Ghallaman et Karet) jusqu'au groupe de granites post-tectoniques (Ain Ben Tili, Archéouat et Tiguesmat).

White et Chappell (1974) ont reconnu deux types essentiels de granitoïdes :

-Le type S issu de la fusion partielle des roches métasédimentaires.

-Le type I dérivant d'une source ignée.

- Il convient d'ajouter à ces deux ensembles, les granites de type A (alcalins et anorogéniques), plus récemment définis (Collin et al., 1982 ; Whalen et al., 1987).

Certaines granodiorites du Ghallaman (particulièrement celles à deux micas) ressemblent, à bien des égards, aux granites de types S tels que définis par ces deux auteurs. En effet, la présence d'enclaves métasédimentaires au sein de ces granites, leur association avec des migmatites, leur rapport Al/(Na+K+2Ca) > 0, plaident en faveur d'une origine, ou du moins d'une contribution crustale.

Par ailleurs d'autres échantillons (à biotite seule) du même groupe présentent des caractéristiques de roches issues d'une source ignée (faible rapport K/Na, présence d'enclaves basiques), ce qui permettrait de les rapprocher des granitoïdes de type I à caractères orogéniques et d'origine pro-parte mantellique.(Chappell et White, 1974 ; Takahashi et al.,1980 ; Walen, 1985).

Les diagrammes chimiques K/Na et Al/(Na+K+Ca/2) (figures III.12a et 12b) confirme plus ou moins ces deux remarques. En effet dans ces deux diagrammes les échantillons à muscovite se placent dans le domaine **S** , du moins à sa limite ; tandis que les autres échantillons à biotite seule se placent nettement dans le domaine **I**.

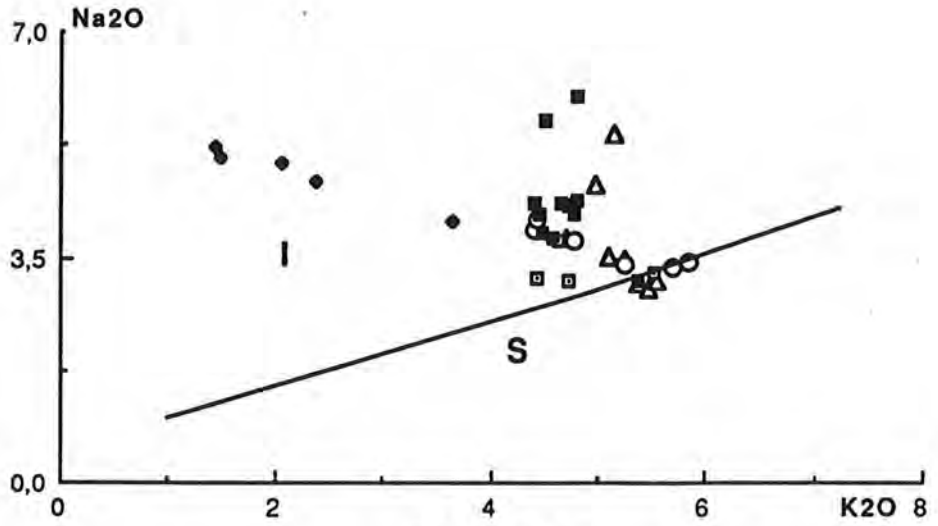


Figure III.12a
Position des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat dans le diagramme Na2O/K2O

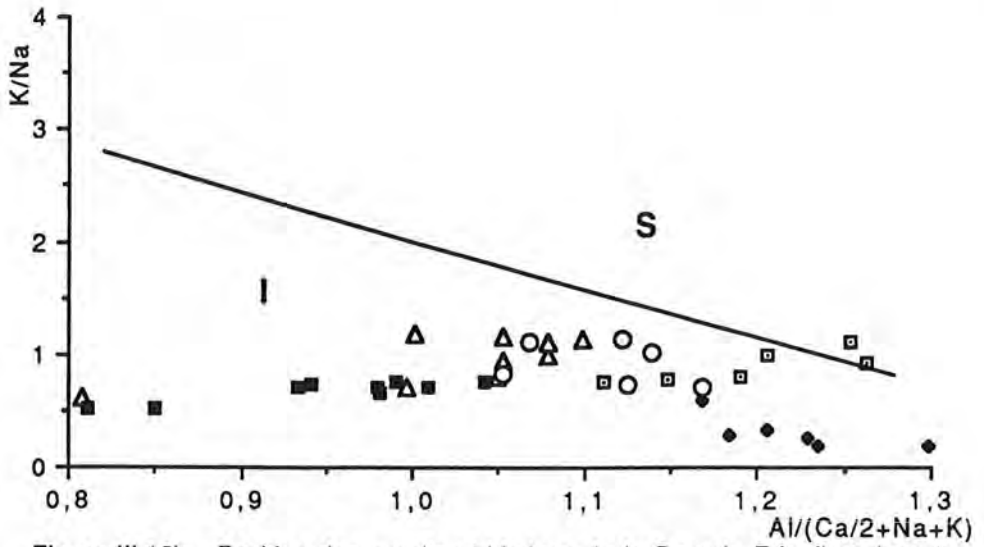


Figure III.12b - Position des granites birimiens de la Dorsale Réguibat dans le diagramme K/Na en fonction de (Ca/2 + Na + K) (légende voir figure III.7a)

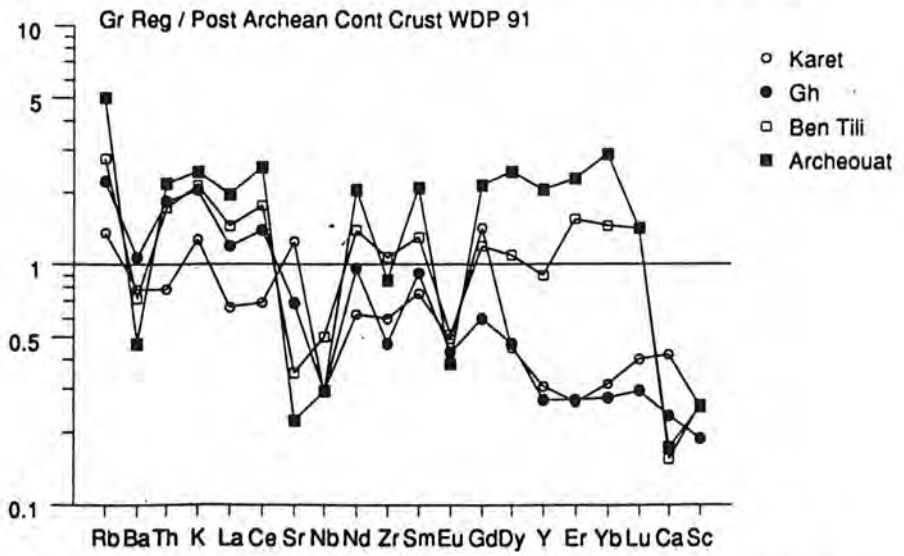


Figure III.13a - Diagramme multi-éléments normalisés aux granites archéens (Wedepohl, 19991), appliqué aux granitoïdes étudiés

Le mode de gisement (intrusif), les caractéristiques pétrographiques (présence d'enclaves basiques et fréquence des minéraux ferro-titanés : magnétite et sphène) et chimiques (faible rapport K/Na) permettent aussi de rapprocher les tonalites du Karet des granitoïdes de type I. Les diagrammes chimiques des figure III.12a et III.12b confirment cette hypothèse et mettent aussi en relief le caractère I des granites de Ain Ben Tili d'Archéouat et de Tiguesmat.

Notons toutefois que le diagramme Na_2O - K_2O distinguant les granites de type S des granites de type I n'est adapté qu'aux granites australiens à composition généralement différente de la plupart des autres granites orogéniques du monde.

Se basant sur de nombreux travaux antérieurs, Barbarin (1990) propose une classification pétrogénétique des granitoïdes en relation avec leur origine et leur cadre de mise en place. En combinant les données chimiques, minéralogiques et pétrographiques, cet auteur distingue trois groupes de granitoïdes correspondant chacun à une origine particulière.

- Granitoïdes crustaux <===> calco-alcalins et peralumineux

- Granitoïdes mixtes (croûte et manteau) <===> calco-alcalins et métalumineux

- Granitoïdes mantelliques <===> alcalins ou peralcalins.

Il n'est jamais aisé de rattacher d'une façon évidente, sur la base de l'ensemble des critères utilisés dans cette classification, nos formations étudiées aux types de granitoïdes déjà évoqués.

Les granodiorites du Ghallaman semblent se rapprocher, du point de vue pétrographique comme du point de vue chimique, des granitoïdes crustaux type "collisionnel-intrusive" (association avec des migmatites). Tandis que du point de vue minéralogique certaines granodiorites (faciès grenu hétérogène) présentent des caractères plus proches des granites hybrides type tardi-orogénique (biotite, zircon, apatite, allanite, sphène, ilménite, magnétite, plagioclase An_{15-30}, high K - Low Ca) dans la mesure où ils ne contiennent jamais de silicates d'aluminium ni de muscovite. Cependant ce caractère n'est peut-être pas déterminant dans la mesure où les métagrauwackes dominent largement sur les métapélites dans la composition des métasédiments birimiens.

De même les caractéristiques pétrographiques (présence de biotite, hornblende), minéralogiques (%An entre 20 et 50) et surtout chimique (Low K - High Ca) des granitoïdes du Karet sont assez comparables à celles des granitoïdes hybrides (origine mantellique et crustale) de type arc continental. Celles des granites de Ain Ben Tili et

ECH	Ba	Be	Cr	Ga	Nb	Ni	Rb	Sc	Sr	Th	V	Y	Zn	Zr	K	SiO2	Rb/Sr	K/Rb	Ba/Rb
										Archéoaut									
AA40	500,00	3,70	<5	17,00	9,00	<5	183,00	4,58	23,00	15,00	<5	25,00	55,00	257,00	4,98	75,05	7,96	0,22	2,73
AA18	363,00	5,58	<5	15,00	5,00	<5	356,00	4,30	76,00	18,00	6,00	49,00	44,00	171,00	5,37	73,68	4,68	0,07	1,02
MAS215	147,00				16,00		389,00		36,00	44,20		72,00		240,00	5,48	75,64	10,81	0,15	0,38
MAS213	527,00				13,00		275,00		109,00			61,00		212,00	5,24	72,06	2,52	0,05	1,92
MAS84	396,00				12,00		337,00		74,00			65,00		186,00	5,38	74,28	4,55	0,07	1,18
MAS76	634,00				24,00		234,00		188,00			32,00		213,00	5,11	72,71	1,24	0,03	2,71
MAS167	127,00				31,00		411,00		37,00			57,00		103,00	4,70	76,53	11,11	0,13	0,31
										Tiguesmat									
MAS71	155,00	3,50	<5	14,00	5,00	<5	157,00	4,58	27,00	14,00	<5	25,00	56,00	330,00	4,80	75,79	5,81	0,18	0,99
MAS50b	105,00	19,10	<5	54,00	117,00	<5	409,00	1,79	31,00	37,00	7,00	250,00	473,00	207,90	4,80	70,17	13,19	0,15	0,26
MAS56	95,00				22,00		167,00		13,00			32,00		429,00	4,48	75,41	12,85	0,34	0,57
T12	133,00				20,00		143,00		30,00			38,00		327,00	4,66	57,43	4,77	0,16	0,93
MAS73	22,00				26,00		258,00		10,00			15,00		344,00	4,42	76,80	25,80	0,44	0,09
MAS72	138,00				18,00		157,00		34,00			37,00		298,00	4,73	75,68	4,62	0,14	0,88
MAS69	176,00				25,00		240,00		6,00			25,00		422,00	4,47	76,23	40,00	0,75	0,73
MAS68	176,00				21,00		137,00		21,00			57,00		314,00	4,78	74,91	6,52	0,23	1,28
										Ain Ben Tili									
AL58	637,00	3,00	40,00	11,00	8,00	<5	210,00	4,30	215,00	13,00	17,00	18,00	44,00	162,00	4,54	72,05	0,98	0,02	3,03
MAS219	299,00				24,00		309,00		118,00			44,00		140,00	4,78	74,17	2,62	0,04	0,97
IM322	1022,00				15,00		243,00		215,00			92,00		230,00	5,70	72,25	1,13	0,03	4,21
IM315	485,00				13,00		245,00		147,00			24,00		79,00	5,85	74,26	1,67	0,04	1,98
IM237	1061,00				21,00		159,00		236,00			38,00		362,00	4,43	69,18	0,67	0,02	6,67
IM203	652,00				11,00		266,00		152,00			15,00		123,00	5,24	74,54	1,75	0,03	2,45
										Ghallaman									
AL59	666,00	1,00	6,00	19,00	<5	<5	149,00	2,70	247,00	8,00	11,00	6,00	32,00	128,00	4,49	73,62	0,60	0,02	4,47
MAS269	811,00	2,00	8,00	23,00	<5	<5	172,00	3,40	218,00	22,00	19,00	7,00	38,00	174,00	4,59	71,37	0,79	0,02	4,72
MAS134	1087,00				14,00		132,00		264,00			14,00		222,00	4,72	71,76	0,50	0,02	8,23
MAS138	715,00				16,00		253,00		170,00			11,00		152,00	4,64	72,14	1,49	0,03	2,83
MAS265	352,00				3,00		555,00		81,00			13,00		211,00	5,52	70,12	6,85	0,07	0,63
MAS268	575,00				18,00		314,00		186,00			28,00		353,00	4,44	66,82	1,69	0,02	1,83
										Karet									
MAS141	402,00	0,80	8,00	14,00	<5	10,00	58,00	3,70	426,00	<5	26,00	<5	37,00	98,00	2,00	70,91	0,14	0,00	6,93
MAS144	830,00	1,60	7,00	15,00	<5	<5	134,00	4,90	407,00	8,00	35,00	10,00	48,00	138,00	3,64	70,12	0,33	0,01	6,19
MAS229	1171				9,00		46,00		674,00			19,00		183,00	1,93	62,58	0,07	0,00	25,46
MAS179	627,00				3,00		29,00		773,00			3,00		106,00	1,48	69,56	0,04	0,00	21,62
MAS180	668,00				4,00		34,00		818,00			5,00		105,00	1,44	70,95	0,04	0,00	19,65

Tableau III - 2

Teneurs en traces des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat

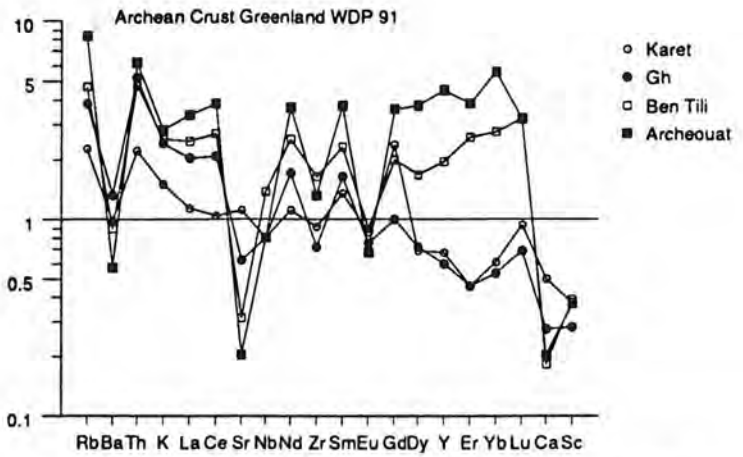


Figure III13.b : Diagramme multi-éléments normalisés à la croûte continentale archéenne (Wedepohl, 1991), appliqué aux granitoïdes étudiés

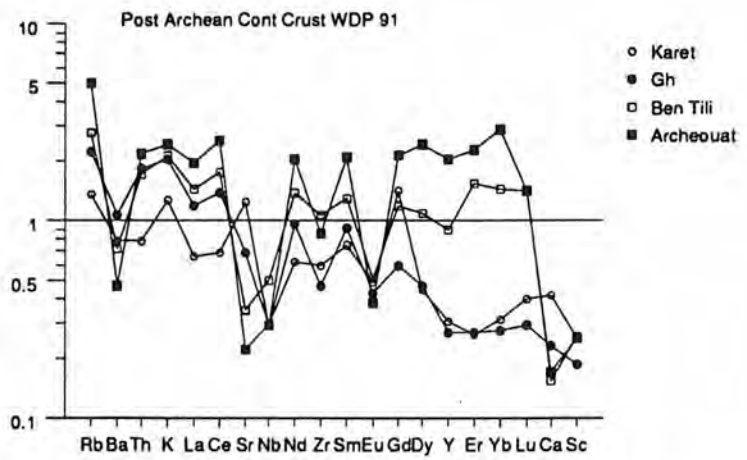


Figure III.13c : Diagramme multi-éléments normalisés à la croûte continentale post-archéenne (Wedepohl, 1991), appliqué aux granitoïdes étudiés

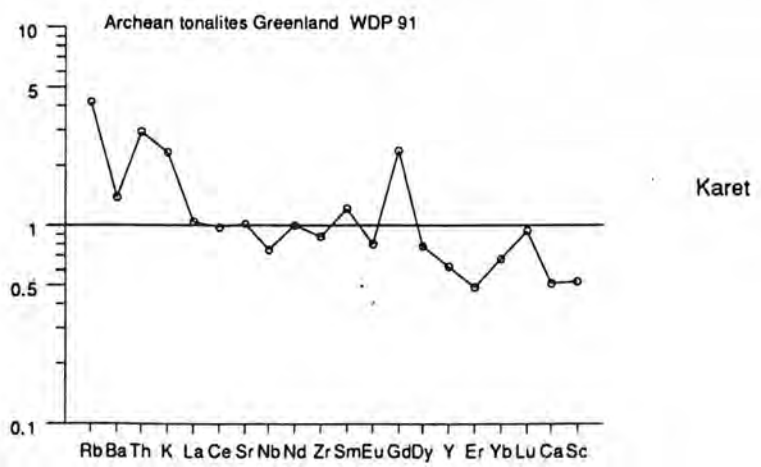


Figure II.I.13d : dDiagramme multi-éléments normalisés aux tonalites archéennes (Wedepohl, 1991), appliqué aux granitoïdes du Karet

d'Archéouat sont plus proches des granites hybrides type tardi-orogénique de type post-collisionnel ; tandis que les granites de Tiguesmat sont plus ou moins apparentés aux granites d'origine mantellique.

IV.2 - les éléments en traces

La lecture du tableau III.2 nous permet de dire ce qui suit :

Globalement les teneurs en Ba et Sr diminuent depuis les tonalites du Karet jusqu'aux granites de Tiguesmat en passant successivement par les granodiorites du Ghallaman, les granites de Ain Ben Tili et ceux d'Archéouat. En revanche Rb, Nb, Y et Yb diminuent dans le sens inverse. Ces variations sont bien lisibles dans le diagramme multi-éléments normalisés à la coûte continentale (Wedepohl, 1991) de la figure III.13a. Ce dernier ne comporte pas les granites de Tiguesmat qui, en fait, se démarquent nettement des autres groupes de granitoïdes par leur grande richesse en Zr, Nb et Th (notamment MAS50b), fort probablement liée à l'activité des fluides et volatils riches en Na. Par ailleurs et par rapport aux autres faciès, les granites de type Tiguesmat se distinguent par de plus basses teneurs en Sr (entre 6 et 31 ppm).

Dans le diagramme multi-éléments normalisés aux granités archéens (figure III.13b), les spectres (en moyenne) des granodiorites du Ghallaman et des tonalites du Karet sont relativement les plus proches des celui des granites archéens et se démarquent nettement des ceux des granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat au niveau des éléments les moins incompatibles.

Cette discrimination entre les granitoïdes du Ghallaman et du Karet d'une part et les granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat est on ne peut plus claire dans les diagrammes multi-éléments normalisés à la croûte continentale archéenne (figure III.13c) et post-archéenne (figure III.13d). Ainsi non seulement on retrouve entre ces deux groupes de granitoïdes la même différence au niveau des éléments les moins incompatibles, mais nous pouvons remarquer aussi un relatif rapprochement entre les spectres des granitoïdes du Ghallaman et du Karet et la croûte continentale archéenne d'une part et entre les spectres des granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat et la croûte continentale post-archéenne d'autre part.

Toujours dans le même ordre de comparaison, notons le rapprochement entre les tonalites du Karet et celles archéennes au niveau de certains éléments en traces (La, Ce, Sr, Nb, Nd, Zr, Sm, Eu et Lu) (figure III.13e)

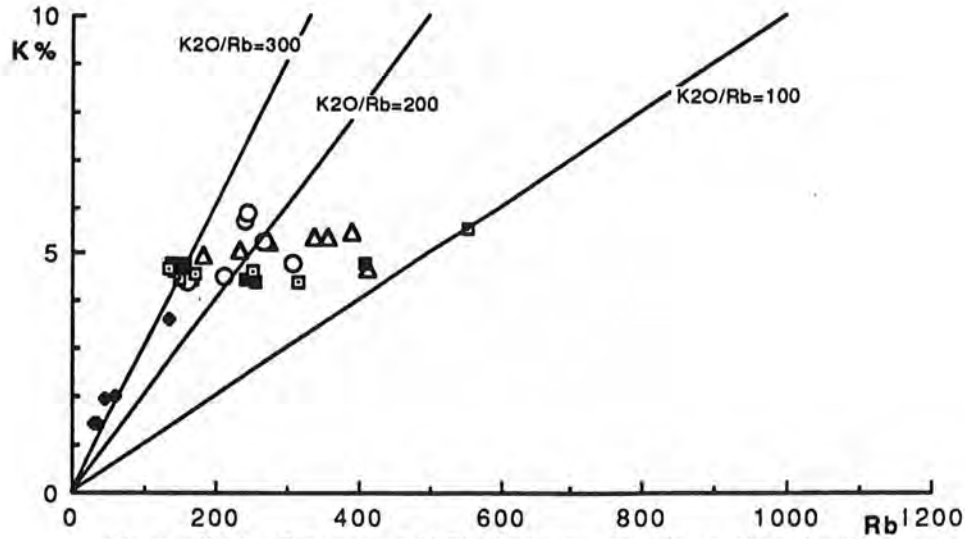


Figure III.14 - Diagramme K/Rb de l'ensemble des roches étudiées.

■ Ghallaman ● Karet ○ Ain Ben Tili △ Archéouat ■ Tiguesmat

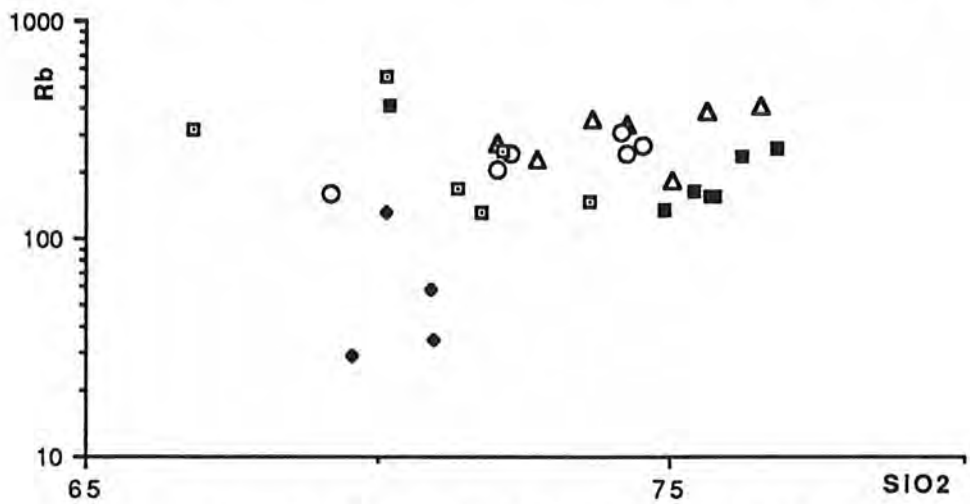


Figure III.15 - Diagramme Rb en fonction de SiO2

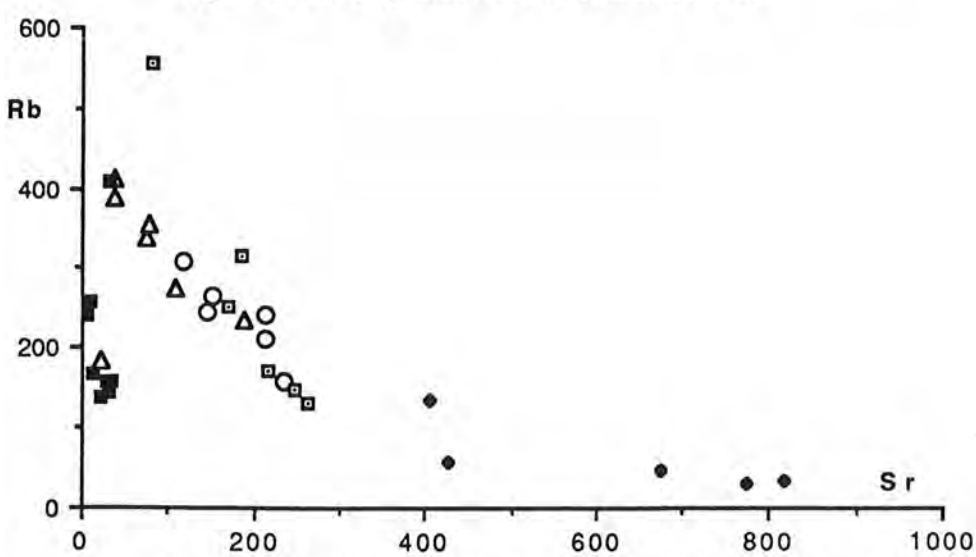


Figure III.16 - Diagramme Sr/Rb des granitoïdes analysés.

Dans le diagramme $\%K_2O$ - Rb (figure III.14), le rubidium montre, selon le type de granitoïdes, deux comportements avec K_2O :

Les points représentatifs des tonalites du Karet se placent au dessus du "main trend" indiquant le caractère peu différencié de ce faciès avec une corrélation assez marquée entre Rb et $\%K_2O$ et un rapport K/Rb se situant autour de 300.

Pour les granites de Tiguesmat on observe une variation du rapport K/Rb de 300 à K/Rb au voisinage de 100 (MAS50b) qui se fait suivant une augmentation de Rb à K pratiquement constant. Cette tendance qualifiée de pegmatitique - hydrothermale (Shaw, 1968) à été observée dans plusieurs complexes alcalins (Bonin et al., 1978, ; O'Halloran, 1985 ; Kahoui, 1988) et traduit certainement une teneur en Rb proportionnelle à la teneur en fluide du magma initial (Bonin, 1982) conduisant à la formation de minéraux très rubidifères tels que l'astrophyllite ou le stilpnomélane.

Pour les granodiorites du Ghallaman, la variation du rapport K/Rb de 300 (faciès grenu hétérogène) à 200 et 100 (faciès orienté) suivant le même "trend" dénoterait le même type de différenciation pour les deux faciès mais comme on l'avait suggéré auparavant deux sources différentes.

Dans les granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat, K et Rb ne présentent qu'une faible corrélation où Rb augmente à K plus ou moins constant. Cette diminution du rapport K/Rb à K légèrement variable pourra s'expliquer par une concentration de Rb dans le liquide résiduel lors de l'évolution des granites à composition de minimums thermiques ; K étant constant (Bonin, 1982).

Le diagramme Rb - SiO_2 (figure III.15) montre l'existence de sauts de composition entre les différents faciès étudiés (à l'exception des granites d'Ain Ben Tili et ceux d'Archéouat où un passage évolutif pourrait exister depuis les premiers vers les seconds). Globalement, et pour ce qui concerne les granitoïdes d'Ain Ben Tili, d'Archéouat et de Tiguesmat, nous avons une corrélation positive entre ces deux éléments. Par contre, les points représentatifs des granites du Ghallaman et du Karet ne montrent pas de corrélation évidente entre ces deux éléments. En outre, ce diagramme fait apparaître le caractère hétérogène des granodiorites du Ghallaman avec un sous ensemble orienté fortement rubidifère et un autre grenu hétérogène relativement pauvre en rubidium.

Le diagramme Rb - Sr (figure III.16) fait ressortir quatre groupes de population se distinguant chacun par un rapport Rb/Sr particulier.

- Le premier groupe, correspond aux granites de type Tiguesmat, se caractérisant par une chute brutale de Rb alors que Sr reste pratiquement constant.

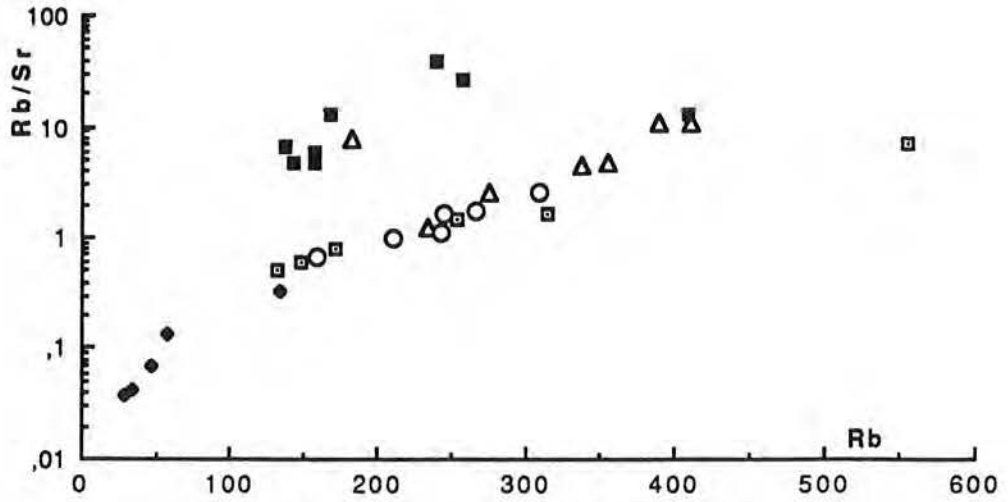


Figure III.17 - Diagramme Rb/Sr en fonction de Rb.

Ghallaman ◆ Karet ○ Ain Ben Tili △ Archéouat ■ Tiguesmat

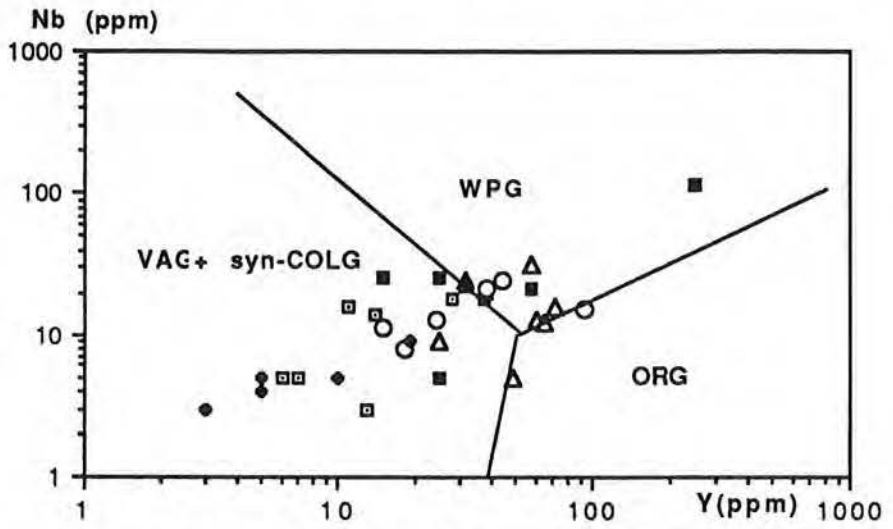


Figure III.18a - Diagramme Nb en fonction de Y (Pearce et al., 1984)

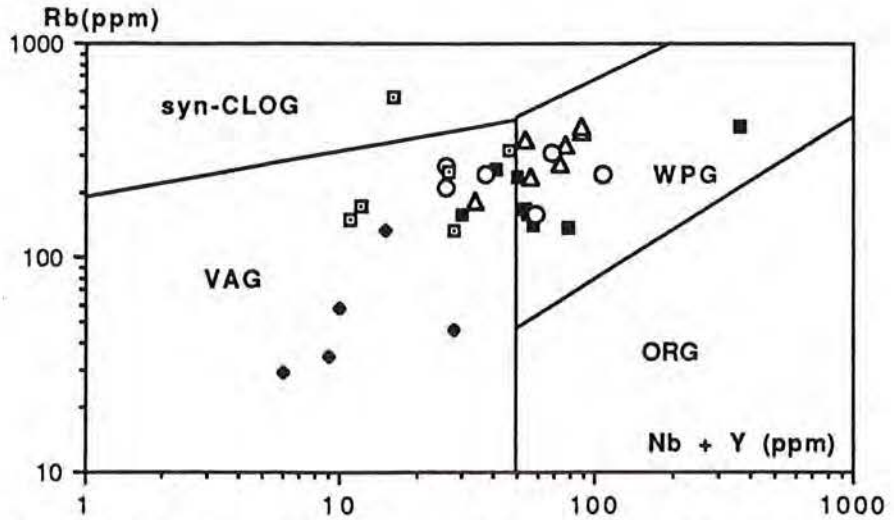


Figure III.18b - Diagramme de discrimination Rb/(Nb+Y) (Pearce et al., 1984)

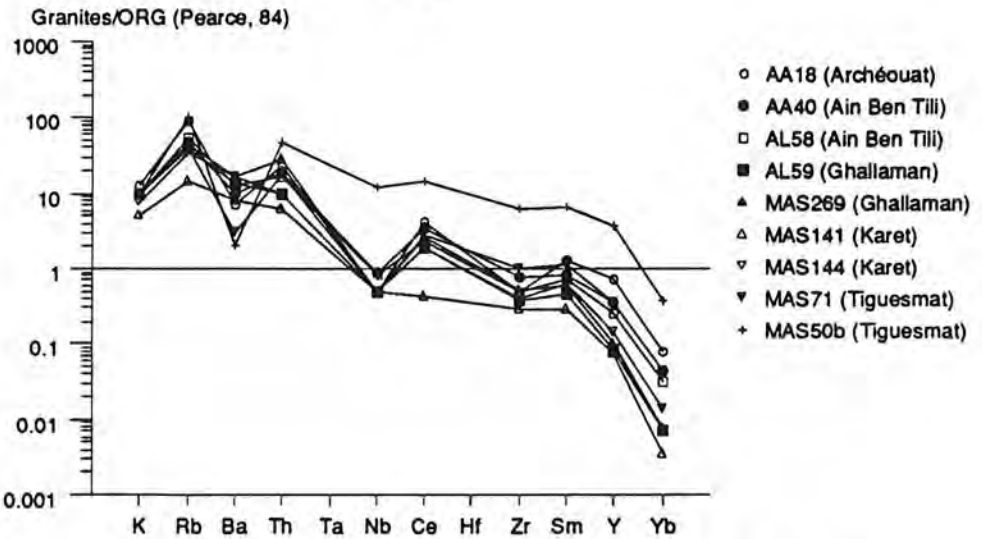


Figure III.19a - Diagramme multi-éléments de Pearce et al. (1984) apliqué aux granitoïdes birimiens de la Dorsale

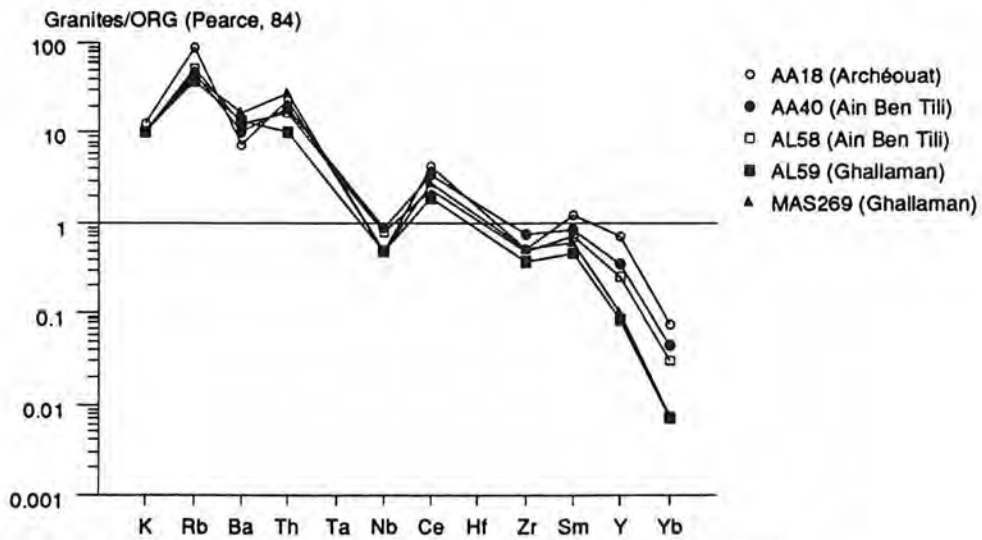


Figure III.19b - Diagramme multi-éléments de Pearce et al. (1984) appliqués aux granitoïdes du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat

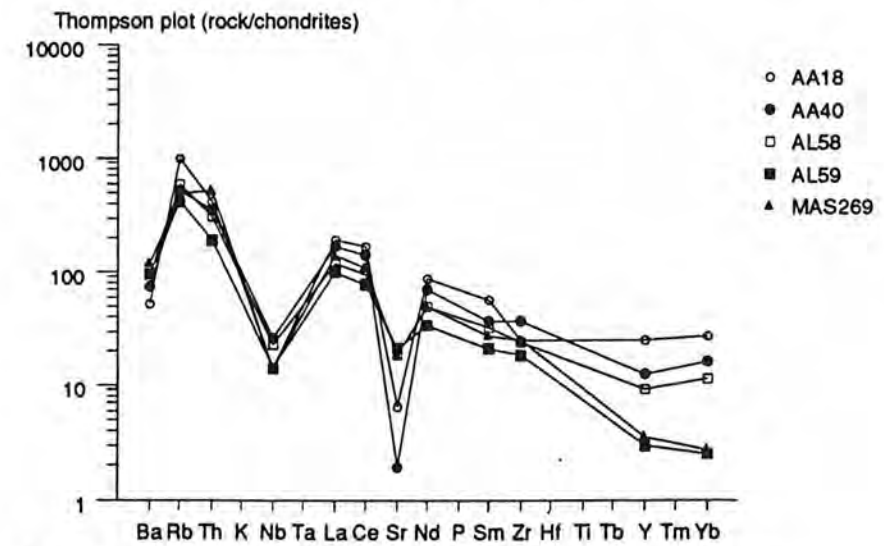


Figure III.20 - Diagramme de Thompson et al. (1984) appliqué aux granitoïdes du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat

Les trois autres groupes présentent une corrélation négative entre le Sr et le Rb.

- Les tonalites du Karet montrent des teneurs très élevés en Sr qui diminuent d'une façon régulière quand Rb augmente.

- Les granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat montrent une différenciation continue avec une pente de corrélation relativement importante. Ceci pourrait traduire des processus de genèse identiques et/ou une même source magmatique pour les deux faciès.

- Le quatrième groupe correspond aux granodiorites du Ghallaman pour lesquelles on remarque une diminution brutale du Rb quand le Sr augmente, avec cependant un léger décalage entre le faciès grenu hétérogène et le faciès orienté à muscovite.

Dans le diagramme Rb/Sr - Rb (figure III.17) on retrouve les mêmes groupes et les mêmes sauts de composition précédemment définis.

Pearce et al. (1984) ont utilisé un certain nombre de diagrammes basés sur les éléments en traces pour discriminer les granites d'arcs volcaniques des granites intraplaques, les granites syn-collisions et ceux des rides médio-océaniques. Signalons toutefois que les diagrammes, choisis dans cette étude, ne peuvent présenter qu'une valeur indicative, d'une part du fait qu'ils aient été élaborés sur la base d'études réalisées des granites d'âges différents des nôtres en l'occurrence sur des granites du Phanérozoïque et du Protérozoïque supérieur et d'autre part du fait qu'ils sont très peu adaptés aux granites post-tectoniques auxquels une bonne partie de nos granitoïdes (Ain Ben Tili, Archéouat et Tiguesmat) semblent appartenir. Ils seront surtout considérés dans la mesure où ils vont dans le même sens que les tendances de discrimination révélées par les autres études.

Reportés dans les diagrammes Nb/Y et Rb/(Nb+Y) (figure III.18a et III.18b), les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat se repartissent de la manière suivante : les tonalites du Karet comme l'essentiel des granodiorites du Ghallaman se placent dans le champ des granites associés aux arcs volcaniques, tandis que les trois autres groupes de granitoïdes se situent à cheval sur le domaine des granites intraplaques et celui des granites liés aux arcs volcaniques.

Nous avons aussi fait appel aux diagrammes multi-éléments (Pearce et al., 1984), où les éléments sont normalisés à un hypothétique granite de ride océanique (ORG). Dans la figure III.19a, nous pouvons constater que globalement les granitoïdes étudiés sont enrichis par rapport aux ORG en éléments incompatibles et appauvris en éléments les moins incompatibles à partir de Zr (sauf l'échantillon MAS50b de Tiguesmat qui est enrichi en tous les éléments mais appauvri en Yb). En outre, à l'exception des spectres

des échantillons MAS50b (Tiguesmat) et MAS 141 (Karet), tous les autres spectres sont très voisins les uns des autres. De plus, il n'est pas évident de faire une analogie précise entre les spectres des formations étudiées avec ceux des différents types de granites tels que définis par Pearce et al. (1984).

Nous avons reporté dans autre diagramme les spectres qui nous ont semblé les plus comparables en l'occurrence ceux de Ain Ben Tili, d'Archéouat et des granodiorites du Ghallaman (figure III.19b). Il apparait donc que les spectres des granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat sont, à quelque coefficient près, assez parallèles, ce qui plaide en faveur de leur cogénetisme ou du moins en faveur de conditions de formation comparables. Ceux des granodiorites du Ghallaman semblent se démarquer des précédents seulement au niveau des éléments les moins incompatibles (à partir de Zr).

Dans le diagramme de Thompson et al. (1984) (figure III.20), les spectres des granodiorites du Ghallaman et ceux des granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat gardent une forte cohérence entre eux, avec cependant la même différence au niveau de Y et Yb où les granodiorites du Ghallaman sont relativement appauvries.

On peut d'ores et déjà faire une approche de l'environnement tectonique à partir des données minéralogiques combinées à celles de la composition chimique (éléments majeurs et éléments en traces) de certains groupes de granitoïdes.

Ainsi, les tonalites du Karet s'apparentent davantage aux granites associés aux arcs volcaniques : faible teneur en Nb, faible teneur en K_2O par rapport à CaO, origine mixte (crustale et mantellique) paragenèse minérale caractéristique des granites type arc continental (biotite, plagioclase, hornblende).

Les granites de Tiguesmat présentent les caractéristiques des granites intraplaques : spectre multi-éléments assez comparable à celui des granites intraplaques tels que définis par Pearce, présence d'amphibole et de pyroxène alcalins.

Bien qu'il nous semble difficile de rattacher d'une façon évidente les granodiorites du Ghallaman, les granites de Ain Ben Tili et ceux d'Archéouat à un environnement géotectonique précis. Nous pouvons cependant souligner le rapprochement tant pétrographique, minéralogique que géochimique entre d'une part les granodiorites du Ghallaman avec les granites type collisionnel (intrusif et/ou hybride) et les granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat avec les post-collisionnels (hybrides tardi-orogéniques) tels que définis par Barbarin (1990). Si cette hypothèse s'avère juste, on comprendra alors le fort parallélisme entre les spectres multi-éléments des ces trois groupes de granitoïdes dans le diagramme de Pearce et al.(1984), dans lequel, comme le soulignent leurs auteurs, il est

difficile de distinguer les spectres des granites collisionnels de ceux des granites post-collisionnels.

IV.3 - les terres rares

Echantillon	Somme(REE)	$\%SiO_2$	(Eu/Eu*)	$(La/Yb)_N$
Archéouat (AA18)	308,61 ppm	73,68	0,18	7,08
Tiguesmat (50b)	1217,44 ppm	70,17	0,19	5,88
Tiguesmat (MAS71)	222,13 (ppm)	75,79	0,33	8,51
Ghallaman (MAS269)	185,15 ppm	71,37	0,58	52,41
Ghallaman (AL59)	129,95 ppm	73,62	0,47	40,95
Ain Ben Tili (AA40)	246,55 ppm	74,05	0,38	10,43
Ain Ben Tili (AL58)	176,06 ppm	72,05	0,43	10,74
Karet (MAS144)	141,59 ppm	69,35	0,75	22,48
Karet (MAS141)	38,10 ppm	70,91	0,61	19,89

Tableau III.3 : quelques données chimiques représentatives des granitoïdes étudiés

Le tableau III.3 montre que les teneurs en terres rares sont variables d'un groupe de granitoïde à l'autre comme elles le sont à l'intérieur de chaque faciès. Cependant, les spectres de la figure III.21 montrent une homogénéité à l'intérieur de chaque type de granitoïde.

D'une manière générale, on observe, à l'intérieur de chaque groupe de granitoïde (pour Ghallaman seuls les échantillons du faciès grenu hétérogène sont analysés), une augmentation des teneurs en terres rares quand la silice diminue (sauf dans le cas des granites de Ain Ben Tili où on constate une corrélation inverse).; ce qui traduirait l'existence d'un seul processus génétique ayant présidé à la formation de chaque granitoïde.

La grande richesse de l'échantillon MAS50b en terres rares pourrait s'expliquer par le fait que des cristaux riches aussi bien en terres rares lourdes que légères, mais moins en

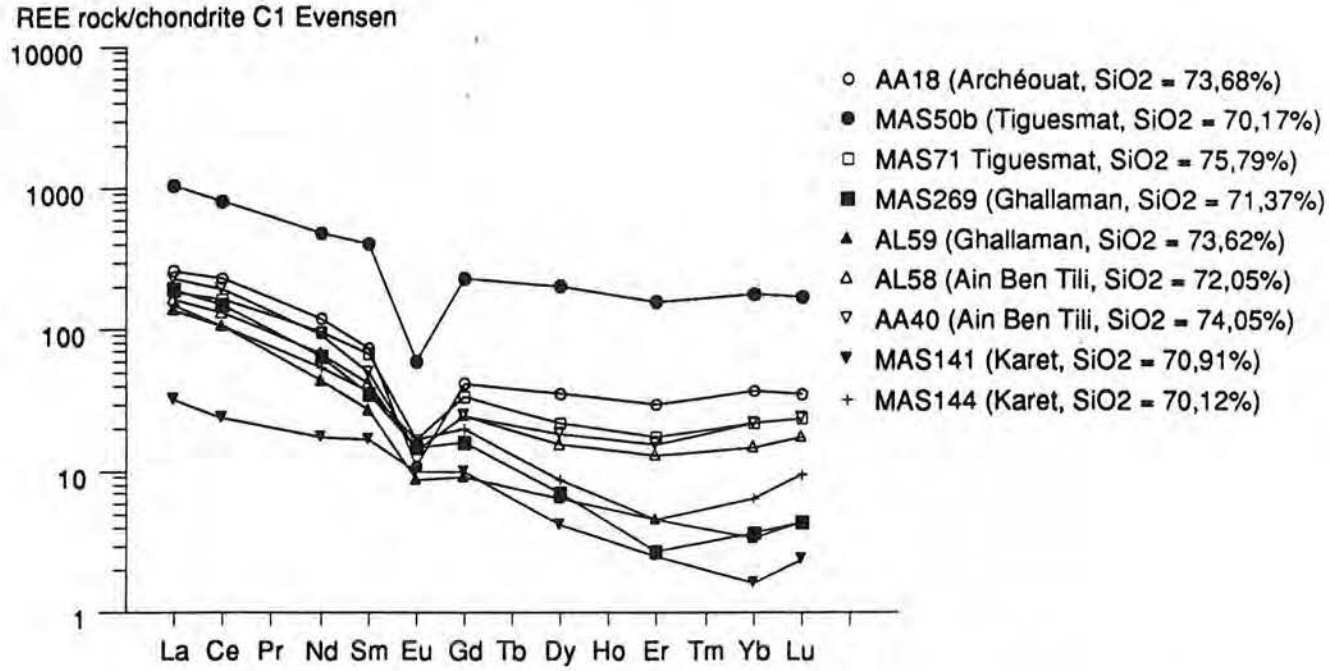
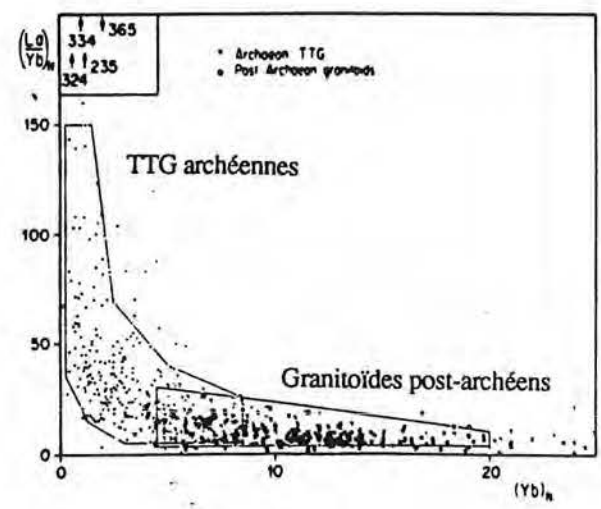


Figure III.21 - Diagramme des concentrations en teres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes étudiés.Les valeurs de normalisation sont celles d'Evensen et al. (1978) : La = 0,2446, Ce = 0,6379, Nd = 0,4738, Sm = 0,154, Eu = 0,058, Gd = 0,2043, Dy = 0,2541, Er = 0,166, Yb = 0,1651, Lu = 0,02539.



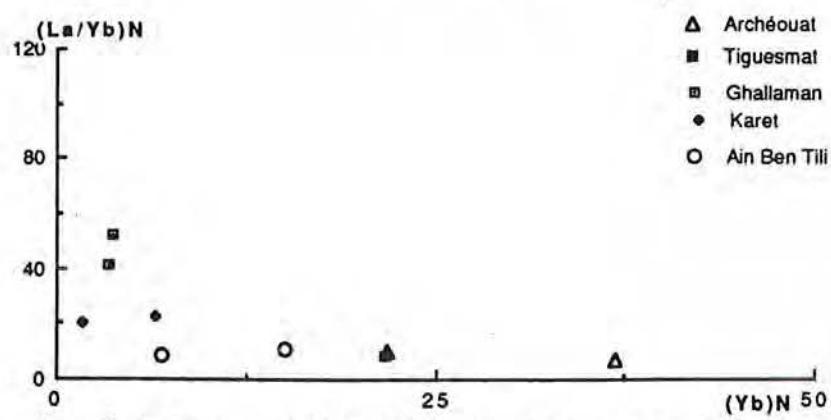


Figure III.22 - Diagramme (La/Yb)N - (Yb)N. Comparaison en composition des teres rares des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat avec celles des granitoïdes archéens et post-archéens d'après la compilation de Martin (1987).

Eu aient cristallisé en premier lieu.

Globalement, la somme des terres rares décroît depuis les faciès dits récents (Tiguesmat et Archéouat) jusqu'aux tonalites du Karet et ce, en passant successivement par les granites de Ain Ben Tili et les granodiorites du Ghallaman. Toutefois cette diminution des teneurs en terres rares n'est pas corrélée avec une augmentation des teneurs de la silice ce qui suggère que les processus de genèse de la plupart des granitoïdes sont différents.

Les spectres de la figure III.21 montrent que globalement les échantillons analysés présentent un fractionnement des terres rares légères relativement important par rapport à celui des terres rares lourdes. Les rapports de fractionnement des terres rares lourdes comme des terres rares légères des granites de Ain Ben Tili sont assez comparable à ceux de l'échantillon d'Archéouat ce qui pourra renforcer l'idée d'un lien de parenté entre eux.

Les rapports $(La/Yb)_N$ varient avec l'âge des roches et passent de 47 en moyenne pour les granodiorites du Ghallaman à 7 pour les granites de Tiguesmat (là aussi ces variations sont à mettre sur le compte de processus génétiques différents) alors que les valeurs de $(Yb)_N$ varient corrélativement de 3,5 en moyenne à des valeurs largement supérieures à 20. Les échantillons du Karet, de Ain Ben Tili et d'Archéouat montrent des valeurs intermédiaires (tableau III.4)

	Ghallaman	Karet	Ain Ben Tili	Archéouat	Tiguesmat
$(Yb)_N$	3,33 - 3,63	1,63 - 6,48	15,02 - 21,08	36,94	21,74 - 178,67
$(La/Yb)_N$	41,95 - 52,41	19,89 - 22,48	10,4 - 10,74	7,08	8,51 - 5,88

Tableau III.4

Valeurs de $(Yb)_N$ et $(La/Yb)_N$ de quelques échantillons des granitoïdes étudiés.

Les rapports élevés des tonalites du Karet et des granodiorites du Ghallaman et leur faible valeur de $(Yb)_N$ font penser à ceux des gneiss gris archéens (Martin, 1985).

Dans la figure III.22 nous avons comparé le comportement des granitoïdes Ghallaman et du Karet avec celui des granitoïdes archéens et post-archéens d'après la compilation de Martin (1987). Nous constatons que les granitoïdes étudiés montrent un comportement en terres rares plus comparable aux granitoïdes archéens assez fractionnées de la suite TTG (tonalite - trondhjémite - granite) ($5 < La_N/Yb_N < 150$ et $0,3 < Yb_N < 8,5$) que des formations granitiques post-archéennes très peu fractionnées ($LaN/YbN < 20$ et $4,5 < Yb_N < 20$). Soulignons que c'est le comportement des granodiorites du Ghallaman qui se rapproche le plus de celui des granites archéens. En outre ce

rapprochement entre les granitoïdes du Ghallaman et du Karet avec les granites archéens n'est que partielle et assez restreint, dans la mesure ils divergent largement au niveau de leur composition en éléments majeurs notamment en K_2O et Na_2O.

IV.4 - conclusion

En dépit des lacunes d'échantillonnage qui handicapent plus ou moins la profondeur de nos investigations, nous pouvons dire qu'à priori les études combinées des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares révèlent qu'à l'exception des granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat, où un semblant de relation évolutive semble exister depuis le premier vers le second, les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat s'individualisent nettement les uns des autres sans relation génétique probante entre eux. Ainsi les différents groupes de roches formant les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat semblent former quatre ensembles bien distincts :

- le premier est formé par les granodiorites du Ghallaman qui, pétrogénétiquement parlant, semble être hétérogène et qui présentent des caractères chimiques à cheval entre ceux des granites archéens et ceux des granites post-archéens. Leur contexte de mise en place pourrait être collisionnel.

- Le second groupe est formé par les tonalites du Karet qui appartiennent à une série différente de celle(s) des autres groupes de granitoïdes. Bien qu'ils soient apparentés aux granites associés aux arcs volcaniques, les granitoïdes du Karet présentent, à l'instar des granodiorites du Ghallaman, des caractères chimiques "archaïques" (archéens).

- Le troisième ensemble est formé par les granitoïdes de Ain Ben Tili et d'Archéouat, qui à bien d'égards semblent présenter une évolution continue entre eux. Ces granitoïdes montrent des caractères nettement "modernes" (post-archéens) et leur mise en place serait peut être post-collisionnelle.

- Le quatrième groupe correspond aux dernières manifestations du Protérozoïque et est formé par les granites anorogéniques hyperalcalins de Tiguesmat d'origine essentiellement mantellique.

V - RAPPROCHEMENT AVEC D'AUTRE GRANITOIDES BIRIMIENS DU CRATON OUEST -AFRICAIN

Les résultats de quelques études réalisées sur des granitoïdes birimiens du craton Ouest africain nous ont permis d'effectuer une étude comparative entre nos roches et certains granitoïdes du Protérozoïque inférieur de la côte d'Ivoire et de la partie algérienne de la Dorsale Réguibat. Les critères de choix de ces granitoïdes sont fondés en premier lieu sur des analogies structurales et pétrographiques.

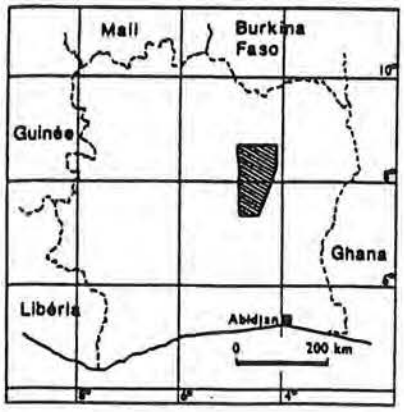
Ainsi, nous nous sommes intéressé d'une part aux granitoïdes birimiens de la région de Dabakala (Nord-Est de la Côte d'Ivoire, figure III.23) qui furent l'objet d'une étude structurale, pétrographique et géochimique effectuée par Lemoine (1985) et d'autre part au granite hyperalcalin de Djebel Drissa qui se trouve dans la partie algérienne de la Dorsale Réguibat (Kahoui, 1988).

Lemoine (1988), suggère la subdivision du Protérozoïque inférieur de la région de Dabakala (voir carte) en deux ensembles :

- Le premier ensemble, ou ensemble inférieur, correspond aux formations affectées par le cycle Burkinien (2170 Ma.) et porte le nom de Dabakalien. Cet ensemble, fortement déformé, est formé de deux séries : la série de Dabakala essentiellement gneissique et la série inférieure de Fétékro. Dans cette dernière on a distingue trois grandes unités : une formation détritique de base, un volcano-plutonisme basique et un volcanisme acide. A cet ensemble appartiennent aussi des granitoïdes foliés (granodiorites à biotite type Kaouolo Sobara, et granodiorites à biotites et amphibole type Finéssiguédougou).

- Le second, ou ensemble supérieur, se limitant aux formations postérieures au cycle Burkinien affectées par le cycle Eburnéen est qualifié de Birimien. Il est formé par les séries volcano-sédimentaires de Timbeguele et de Sanderekro - Boli. A cet ensemble, on a rattaché des granitoïdes atectoniques (Branzié et S. Sokoura entre autres) qui s'inscrivent dans une suite essentiellement calco-alcaline.

Cette distinction des granitoïdes du Protérozoïque inférieur de la région de Dabakala en deux groupes structuralement différents (l'un déformé, l'autre atectonique) nous rappellent, en effet, les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat. D'ici il sera intéressant de savoir jusqu'à où va la comparaison entre d'une part les granitoïdes de l'ensemble inférieur de Dabakala et les granitoïdes du Ghallaman et du Karet, et le plutonisme de l'ensemble supérieur de Dabakala et les granitoïdes atectoniques de la Dorsale Réguibat d'autre part.



situation géographique de la zone étudiée

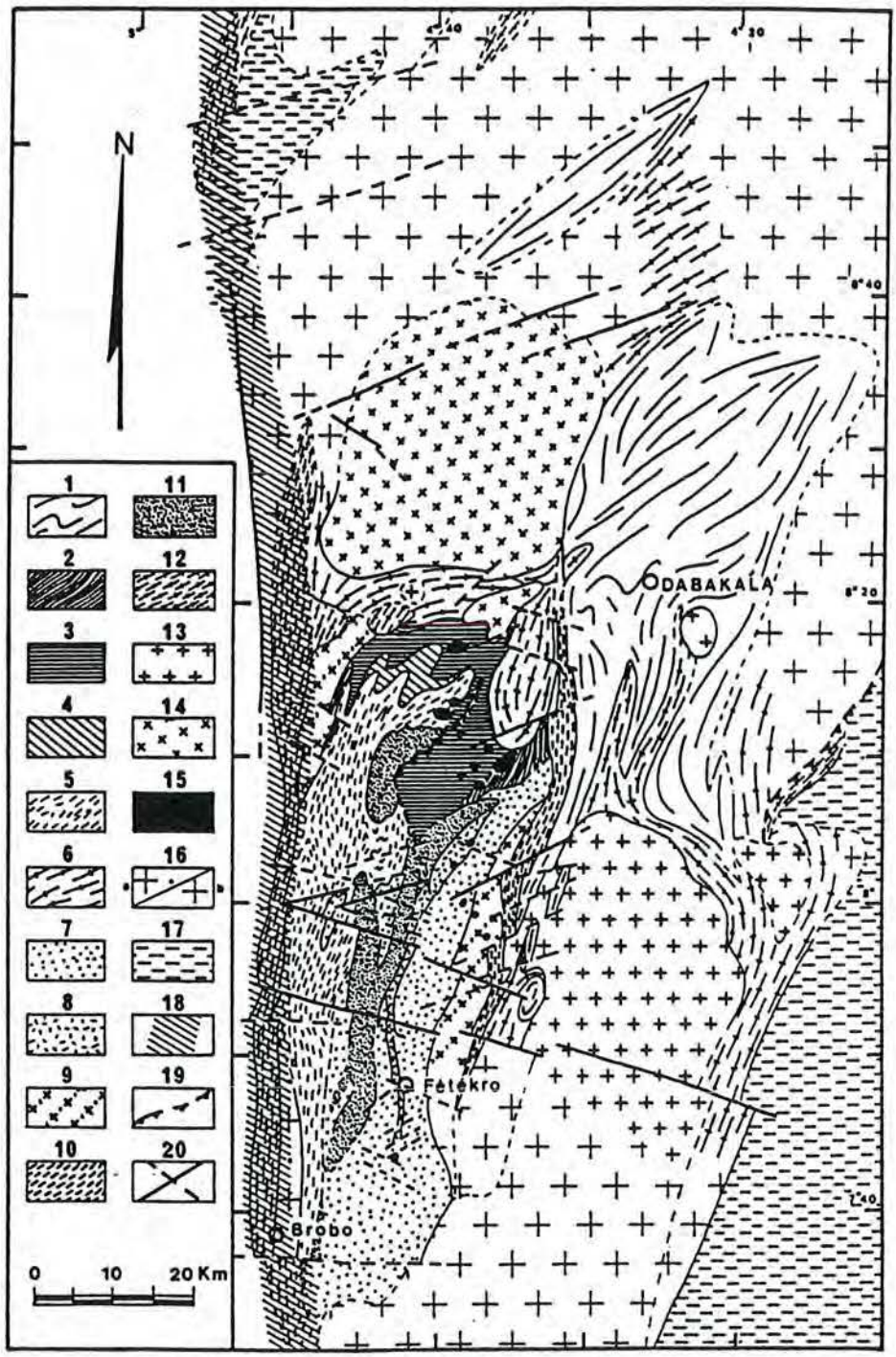


Fig.II 23 . CARTE GEOLOGIQUE SIMPLIFIEE DE LA REGION DE DABAKALA. Légende: 1: gneiss de Dabakala; 2, 3, 4, 5: série inférieure (2: formation détritique de base, 3: volcano-plutonisme basique, 4: volcanisme acide, 5: "volcano-sédimentaire"); 6 granodiorites foliées "burkiniennes"; 7, 8: série de Tinbéguélé (7: volcanisme et volcano-sédimentaire, 8: "grès et conglomérats" de Tinbéguélé); 9: granodiorite et trondhjémite "éburnéennes" précoces; 10: gneiss blastomylonitiques de Katidougou; 11: série de Sandérékro - Boli; 12: leucogranites "éburnéens" syn-cinématiques; 13: granodiorites et granites "éburnéens" post-cinématiques; 14: leucogranites "éburnéens" tardifs; 15: granitoïdes et dioritoïdes "éburnéens" terminaux; 16: granitoïdes, a: d'âge incertain, b: indifférenciés; 17: séries volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires du Protérozoïque inférieur indifférenciées; 18: couloir décrochant ductile de Brobo; 19: failles chevauchantes certaines, probables; 20: failles verticales ou fortement pentées certaines, probables.

Kahoui (1988) a effectué une étude structurale, pétrographique et géochimique du massif granitique du Djébel Drissa qui se trouve dans l'ensemble précambrien Yetti-l'Eglab (partie algérienne de la Dorsale Réguibat) et limité par les coordonnées 4°20' et 4°30' de longitude Est et 26°14' et 26°6' de latitude Nord. De nombreux caractères de ce granite sont proches de ceux décrits dans les granites de Tiguesmat : caractère anorogénique, association avec des rhyolites et la présence de minéraux sodiques.

IV.1 - tableaux et figures comparatives : convergences - divergences

	Qz	Plagio	FK	Biot	Musc-Amph	Acc
Ghallaman	30,0-43,2	32,1-44,2	3,8-12,5	5,0-15,5	Musc: 0,0-7,0	0,5-3,0
Karet	26,3-35,5	48,3-68,2	0,5-2,8	2,5-8,3	Amph: 0,0-3,4	1,2-2,7
Finéssiguédougou	22,4-33,7	40,0-52,0	0,0-15,4	6,6-14,4	Amph: 1,6-8,2	1,5-3,0
Kaouolo Sobara	24,9-34,8	46,3-53,4	7,2-12,9	5,4-10,9	Musc: 0,2-1,3	1,5-3,0

Tableau III.5 : analyses modales des granitoïdes du Karet et du Ghallaman comparées à celles des granitoïdes de Finéssiguédougou et de K. Sobora

Il apparait clairement que les granitoïdes du Karet se démarquent de ceux du Dabakalien (à l'exception de certaines roches de Finéssiguédougou) par leur caractère nettement tonalitique. En revanche, les granodiorites du Ghallaman semblent partager un certain nombre de caractères pétrographiques (paragenèse minérale et des pourcentages modaux relativement comparables) avec les granodiorites de l'ensemble inférieur de la région de Dabakala et particulièrement avec les granodiorites de type Kaouolo Sobara.

Au niveau des éléments en traces, seules les granodiorites du Ghallaman semblent présenter des spectres assez cohérents avec ceux des granodiorites de Finéssiguédougou (figure III.24) (on ne dispose pas d'analyses d'éléments en traces des granodiorites type Kaouolo Sobara, qui, comme nous venons de l'évoquer semblent les plus proches des granodiorites du Ghallaman). Leur spectre de terres rares est plus ou moins parallèle (quoique celui des granitoïdes de Finéssidégoudou est relativement moins fractionné) et se caractérisent tous les deux par de faibles valeur de l'Yb rappelant ceux des granitoïdes de la suite TTG.

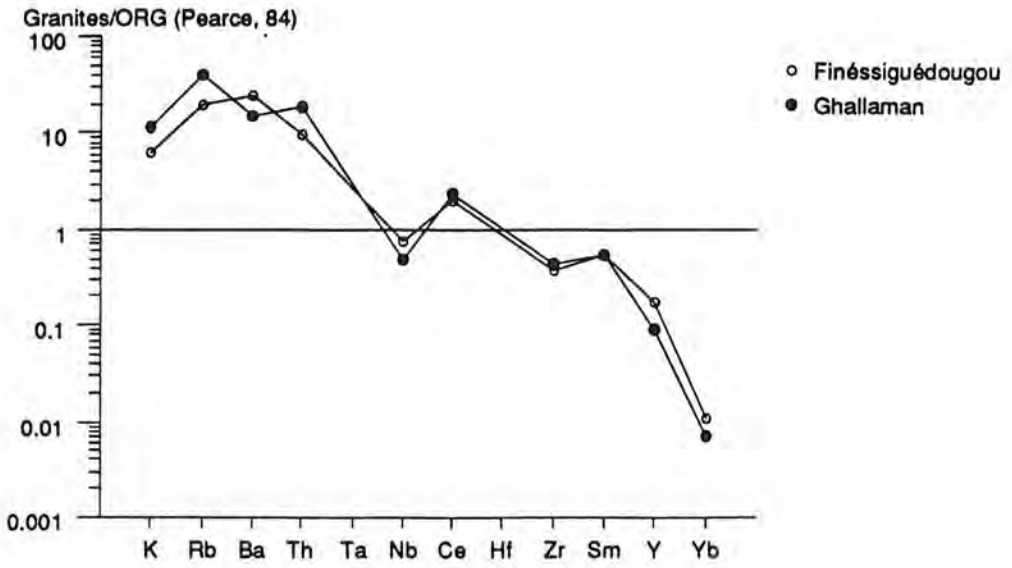


Figure III.24 Spectre des granodiorites du Ghallaman compararé à celui des granodiorites de Finéssiguédougou dans le diagramme muli-éléments de Prearce et al. (1984)

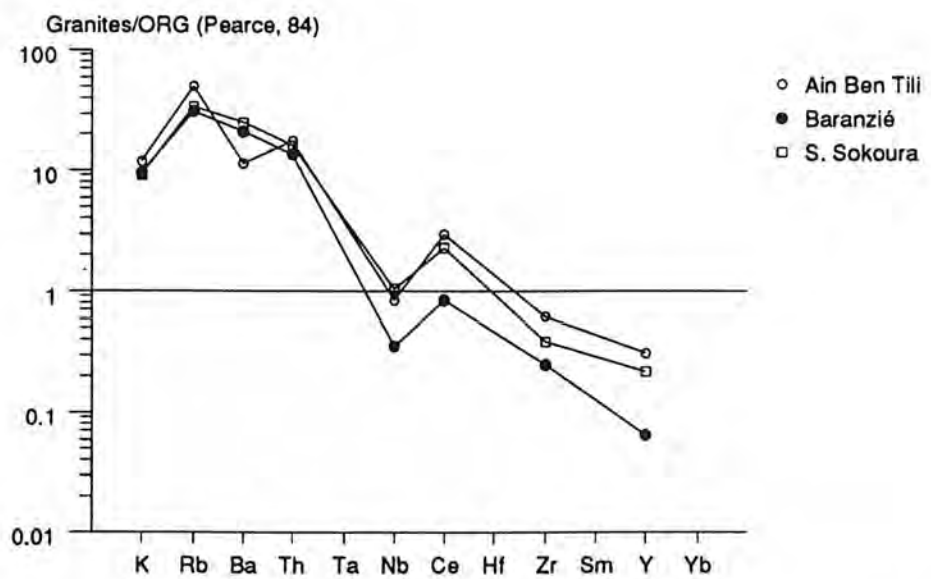


Figure III.25 - spectre de Ain Ben Tili comparé à ceux des granitoïdes de Baranzyé et de S. Sokoura dans le diagramme multi-éléments de Pearce et al. (1984)

En ce qui concerne les granitoïdes de l'ensemble supérieur de la région de Dabakala, nous allons nous intéresser particulièrement aux faciès de Branzié et de Satama Sakoura qui semblent partager un certain nombre de caractères avec les granites de Ain Ben Tili. Signalons toutefois que les granitoïdes non déformés du Birimien mauritanien (Ain Ben Tili et Archéouat) diffèrent de ceux de la région de Dabakala par leur grande importance volumétrique et par certains caractères pétrographiques dont notamment l'absence d'amphibole et leur relative richesse en feldspath potassique.

	Qz	Plagio	FK	Biot	Amph	Acc
Ain Ben Tili	32,2	31,5	29,2	4,6	0,0	1,9
Baranzié	22,0	46,6	20,5	8,4	traces	2,5
S. Sokoura	24,1	44,8	16,1	8,9	2,4	2,2

Tableau III.6 : Analyses modales des granites de Ain Ben Tili comparées à celles des granitoïdes de Baranzié et de S. Sokoura

Le tableau III.6 montre un certain rapprochement entre les granites de Ain Ben Tili et ceux S. Soukoura. Cette tendance est confirmée par leurs spectres d'éléments en traces (figure III.25) qui montrent une forte analogie (sauf au niveau de Ba). Ceci pourrait traduire un même contexte de mise en place et renforcer l'hypothèse d'un cadre post-collisionnel pour les granites de Ain Ben Tili (le même cadre étant déjà confirmé pour les granitoïdes de S. Sokoura ; Lemoine, 1988).

Les analyses modales du granite à amphibole sodique du Djébel Drissa (quartz : 27%, feldspath alcalin : 70% et amphibole sodique :1,6%), leurs spectres en éléments en traces et ceux en terres rares, ainsi que les données minéralogiques présentent une forte ressemblance avec ceux des granites de Tiguesmat.

IV.2 - Conclusion

Il parait donc vraisemblable, sur la base des critères de comparaison utilisés dans cette étude, que le Protérozoïque inférieur mauritanien soit assez proche de son équivalent de Côte d'Ivoire. En effet, à l'instar de son équivalent de Dabakala, il se caractérise par :

- des granodiorites foliées (Ghallaman), antérieures au Birimien sens strict et équivalent possible du Dabakalien de Côte d'Ivoire.

- un ensemble inférieur ou Birimien I (séries volcaniques et sédimentaires type Tsalabia el Khadra recoupées par les tonalites du Karet)

- un ensemble supérieur ou Birimien II (séries type Imourène ou Aïoun Abd el Malek, recoupées par les granites de type Aïn ben Tili qui sont largement dominants)

En outre, la dernière manifestation d'âge birimien (Tiguesmat) dans cette région est assez comparable à celle rencontrée un peu plus au Nord - Est dans l'ensemble Yetti - Eglab (Djébel Drissa) mais n'est pas ou peu représentée dans la Dorsale de Man.

CHAPITRE IV

SYNTHESE - DISCUSSION ET CONCLUSION

I - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS

Les objectifs annoncés au début de ce mémoire étaient de :

- caractériser pétrographiquement, minéralogiquement et géochimiquement les cinq types de granitoïdes birimiens définis dans la Dorsale Réguibat,

- évaluer les relations génétiques éventuelles entre les différents faciès étudiés et préciser le mode de mise en place des différents magmas,

- déterminer le (ou les) cadre(s) géodynamique(s) des faciès étudiés.

Encore, faut il le rappeler, vu la modestie des moyens engagés et l'immense superficie du secteur étudié, notre appréhension des problèmes posés sera limitée à une approche plutôt qu'à une investigation plus profonde.

A partir des observations de terrain nous pouvons retenir ce qui suit :

*** les granitoïdes birimiens de la dorsale Réguibat s'organisent en un large éventail de roches plutoniques**, allant des tonalites aux granites hyperalcalins **dont la répartition sur le terrain indique une mise en place diachrone**. En effet:

1- les granodiorites du Ghallaman (hétérogènes et souvent foliées) constituent avec les séries du Ghallaman et de Chegga (gneiss gris, amphibolites, cipolins) ainsi que la série des Oudian Kharroub (métapélites) le socle sur lequel s'est déposée de manière discordante la série volcano-sédimentaire épizonale de Tsalabia el Khadra (Birimien I : conglomérats, grauwackes,arkoses.... associés à des volcanites variées).

2- Cette dernière est recoupée par un massif plus ou moins concordant avec les structures régionales et constituant les tonalites du Karet.

3- Plus à l'Est, on rencontre l'ensemble supérieur, ou Birimien II, représenté par les séries sédimentaires et volcaniques de Aioun Abdel Malek et d'Imourène. Cet ensemble est recoupé par les granites de Ain Ben Tili (ces mêmes granites recoupent en certains points bien visibles les granitoïdes du Karet) . Il s'agit de granites à structure isotrope, renfermant des enclaves microgrenues basiques.

4- Ces granites sont recoupés à leur tour par des plutons circonscrits constituant les granites rapakivi d'Archéouat.

5- Ces derniers sont contemporains ou légèrement antérieurs à une série de plutons alcalins à hyperalcalins constituant les dernières manifestations du Protérozoïque inférieur de la Dorsale Réguibat et parmi lesquels figurent les granites de Tiguesmat.

Données isotopiques :

*** Les données géochronologiques et isotopiques** sur les granitoïdes (Boher et al., 1992) étudiés donnent des âges modèles Nd de 2,1 Ga (± 0,1) pour l'ensemble des faciès et révèlent donc à priori le caractère contemporain du Birimien de la Dorsale Réguibat et de son équivalent méridional (le Birimien de la Dorsale de Léo). La marge d'erreur donnée par ces datations isotopiques (200 Ma) nous semble suffisante pour laisser place à une mise en place échelonnée dans le temps des différents granitoïdes étudiés, en respectant les observations de terrain. Les ε_{Nd} (2.1Ga) sont par ailleurs toujours positifs. Précisons enfin qu'une mesure U/Pb préliminaire (non publiée) a récemment donné un âge de 2.04 Ga sur un zircon du granite d'Archéouat, ce qui confirme les données Sm/Nd.

Associations magmatiques

*** L'un des traits spécifiques des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat** est l'absence, ou du moins la rareté, des roches basiques ou intermédiaires associées qui ne sont présentes qu'à l'état d'enclaves microgrenues. Ce fait est particulièrement marquant pour les granites rapakivi d'Archéouat qui se différencient des autres granites rapakivis connus dans le monde par l'absence des roches basiques associées. Ils sont en revanche souvent associés à des roches effusives acides.

A partir des études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques réalisées sur quelques échantillons récoltés dans les principaux massifs granitiques du Birimien Nord mauritanien nous pouvons retenir les remarques suivantes :

DU POINT DE VUE PETROGRAPHIQUE, MINERALOGIQUE ET GEOCHIMIQUE

Les études pétrographiques et minéralogiques réalisées sur les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat ont confirmé les données de terrain en montrant qu'il n'existe pas de relation entre les différents termes étudiés (sauf peut être entre les granitoïdes de Ain Ben Tili et ceux d'Archéouat).

- **Le groupe du Ghallaman** se caractérise par une grande variété de faciès structuraux dont les plus fréquents sont : le faciès grenu, le faciès orienté et le faciès migmatitique. Le terme pétrographique le plus fréquent est constitué par des granodiorites riches en biotite, pauvres en muscovite. Les minéraux habituels sont : le plagioclase, le quartz, le microcline et la biotite. Le chimisme de cette dernière indique pour certaines roches un caractère alumino-potassique et pour d'autres un caractère calco-alcalin.

- **Le faciès du Karet**, en contact avec les granodiorites du Ghallaman, s'en distingue cependant par son caractère moins orienté, par sa relative richesse en plagioclase et sa pauvreté en microcline lui conférant donc un caractère tonalitique. Il se démarque aussi du groupe du Ghallaman par le fait qu'il renferme de l'amphibole calcique. Le chimisme des biotites de ce faciès révèle globalement une tendance calco-alcaline, cependant il diffère de celui des biotites du Ghallaman par ses fortes teneurs en Mg.

- **Les granites de Ain Ben Tili** se caractérisent par leur large extension géographique et par leur composition très homogène. L'association fréquente avec des rhyolites constitue un caractère original, mais très problématique au niveau du contexte de mise en place. Dans certaines roches, le microcline représente la phase minérale la plus abondante. La composition chimique des biotites varie d'une manière significative et traduit une tendance sub-alcaline à calco-alcaline.

- **Les granites rapakivi d'Archéouat** montrent une forte analogie texturale avec les classiques granites rapakivi (les granites rapakivi de Ragunda en Suède et de Wiborg en Finlande). En effet, en plus de leur texture grenue porphyrique, ces granites renferment de gros cristaux de feldspaths potassiques entourés de plagioclase. Les minéraux caractéristiques sont le feldspath potassique, le plagioclase, le quartz et la biotite. La composition de cette dernière indique l'ordre de différenciation magmatique suivant : MAS80-----> MAS168------->MAS215.

- **Les granites de type Tiguesmat** se distinguent des autres faciès par leur grande richesse en feldspath potassique mésoperthitique, la présence d'amphiboles sodiques (arfvedsonite) et de l'aegyrine.

L'étude géochimique des éléments majeurs, des éléments en traces et des terres rares conforte les données de terrain et minéralogiques et montre à travers les différentes représentations graphiques utilisées que les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat présentent une grande diversité géochimique allant des tonalites aux granites hyperalcalins et qu'il n'existe pas un continuum chimique entre les différents faciès étudiés (sauf peut être entre les granites de Ain Ben Tili et ceux d'Archéouat) mais qu'ils s'individualisent

nettement les uns par rapport aux autres. Tout ceci impliquerait donc nécessairement l'intervention de sources et de processus différents pour la genèse de ces granitoïdes.

- Les granitoïdes étudiés présentent une grande variété allant de l'association alumineuse à alumino-cafémique (granodiorites du Ghallaman et tonalites du Karet) à une association purement cafémique (granites d'Archéouat et de Tiguesmat).

- Les granodiorites du Ghallaman sont à cheval sur le domaine des granites de type **I** et celui des granites de type **S** tels que définis par Chappell et White (1974). Les autres faciès occupent le champ des granites de type **I**.

- Les diagrammes de caractérisation de Pearce (1984), combinés à la classification de Barbarin (1990) permettent de rattacher le groupe du Karet aux granites associés aux arcs volcaniques. La minéralogie et le chimisme des granites de Tiguesmat traduisent leur caractère intraplaque. En revanche, il est difficile à partir de ces diagrammes et des données de terrain, de caractériser les environnements géotectoniques des granitoïdes du Ghallaman, de Ain Ben Tili et d'Archéouat. Leur ressemblance avec certains granitoïdes phanérozoïques respectivement syn- et post-collisionnels nous semble constituer un argument trop fragile, en l'absence de données tectoniques, pour prendre parti sur leur contexte de formation.

- L'étude géochimique des éléments majeurs des granitoïdes birimiens de la dorsale Réguibat démontre leurs caractères distinctifs par rapport aux granitoïdes archéens de la suite TTG. En effet, en plus de l'absence de greenstones associées, ils se démarquent nettement de ce type de granitoïdes par leur faibles teneurs en sodium et leur relative richesse en potassium. Cependant le comportement en terres rares (Yb_N et le rapport La_N/Yb_N en l'occurrence) du groupe du Karet et particulièrement des granodiorites du Ghallaman leur confère un caractère plus proche de celui des granites des TTG archéennes que de celui des granites post-archéens, tandis que tous les autres caractères chimiques les séparent. Ce même caractère "archaïque" des granitoïdes du Karet et du Ghallaman a été décrit pour les granites de l'ensemble inférieur de Dabakala (Lemoine, 1988) et serait en faveur, comme pour le complexe de Caicó (De Souza, 1993), d'un épisode de différenciation et de genèse crustale (Burkinien ?) dont les caractéristiques sont à la fois archéennes et modernes. Quant aux granites récents (Ain Ben Tili et Archéouat), ils montrent un comportement en ces éléments proche des granites post-archéens et sont nettement liés, à l'instar des granites de Sud Mali (Liégeois et al., 1991) et de l'ensemble supérieur de Dabakala (Lemoine, 1988), au cycle éburnéen.

II - DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat représentent des volumes tout à fait considérables (sans doute plus de la moitié du volume des formations birimiennes). Leurs caractères isotopiques (Abouchami et al, 1990; Boher et al., 1992) semblent exclure toute contribution de croûte archéenne sialique à leur formation. Si cette hypothèse est exacte, ils représentent alors une contribution majeure de la croissance de la croûte continentale à la charnière Archéen-Protérozoïque. De plus, ces caractères sont tout à fait identiques à ceux des granitoïdes birimiens de la Dorsale de Léo.

Les modèles géodynamiques les plus récents (Abouchami et al, 1990; Boher et al., 1992; Liégeois et al., 1991) envisagent la formation, au Protérozoïque inférieur, d'une épaisse croûte océanique comprenant des basaltes tholéiitiques analogues à ceux des plateaux océaniques récents et liés à l'activité d'importants panaches mantelliques (figure IV-1). Le magmatisme calco-alcalin serait lié à l'existence de subduction(s) intraocéanique(s) sous ces plateaux. La dernière phase serait quant à elle marquée par la collision de ces plateaux avec les noyaux continentaux archéens (Feybesse et al., 1989) ou vraisemblablement par un phénomène de collage comme le préconise Liégeois et al. (1991), ce qui pourrait expliquer l'absence d'empreintes de tectoniques tangentielles.

Cependant ce modèle présente, du moins pour ce qui concerne le Protérozoïque inférieur mauritanien, les inconvénients suivants :

- les formations du Ghallaman (Dabakalien ?), antérieures au Birimien sens strict s'intègrent mal à ce modèle.
- la polarité géologique qu'il devrait impliquer, est quasiment absente dans cette région.
- l'abondance exceptionnelle des granitoïdes post-tectoniques ne peut être expliquée par un seul phénomène de subduction.
- l'absence de structures tectoniques inhérentes en principe à ce genre de modèle dans la région étudiée.

De quelles sources les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat peuvent-ils dériver ?, par quels mécanismes ?

Comme nous l'avons déjà souligné, les données de terrain, la géochimie des éléments

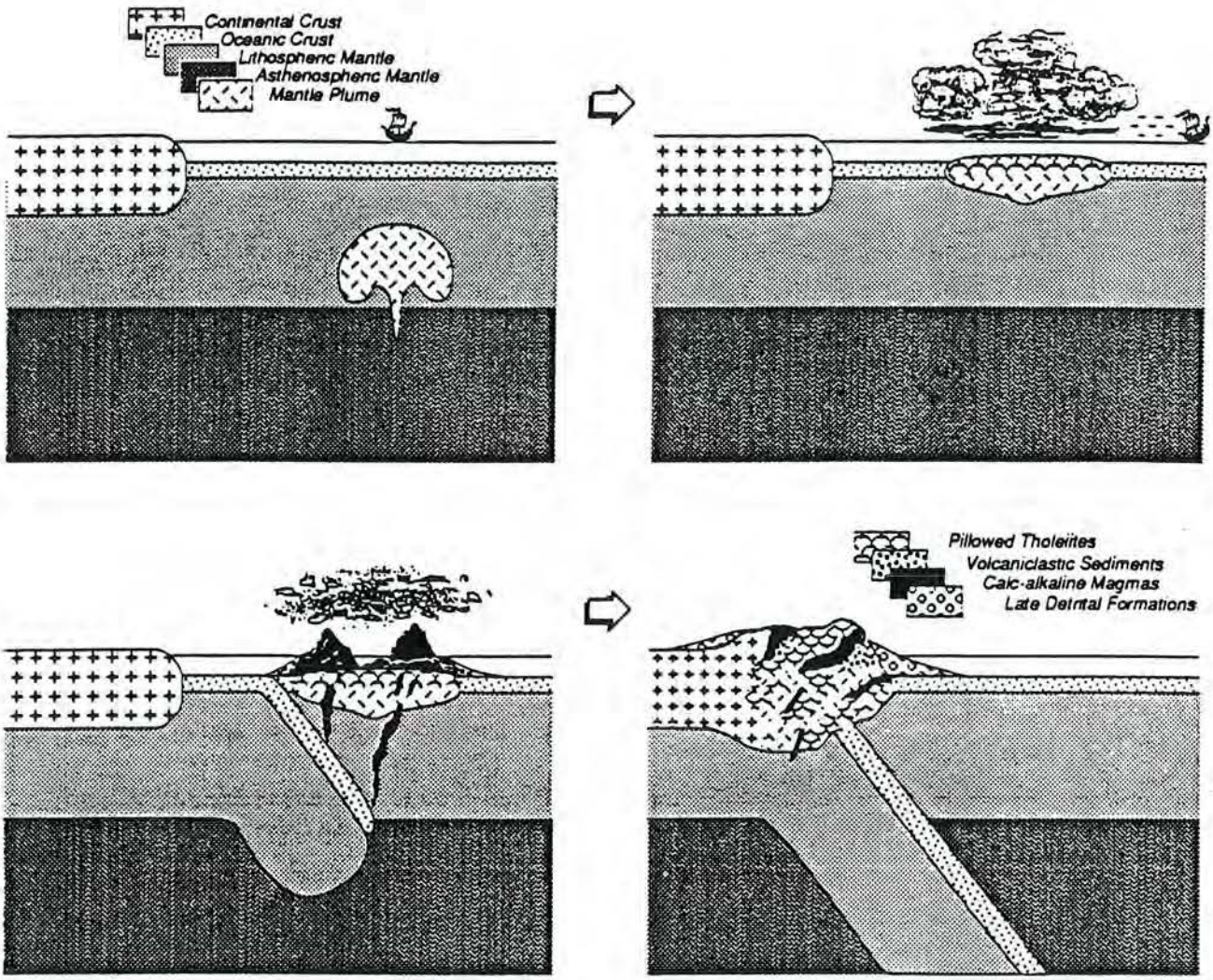


Figure IV.1 - Modèle de croissance de la coûte birimienne. Le premier stade est caractérisé par la montée d'un panache mantellique et l'abondance d'un materiel basaltique dont les caractéristiques géochimiques sont assez proches de celles des plateaux océaniques modernes . Le stade suivant se caractérise par par un magmatisme calco-alcalin lié à la subduction intra-océanique. Le dernier stade correspond à la collision entre le plateau océanique et la croûte continentale archéenne (Boher et al., 1992).

majeurs, en traces et terres rares permettent de subdiviser les granitoïdes birimiens au moins en deux grands groupes. Il s'agit d'une part des faciès anciens (Ghallaman et Karet) et du groupe des granites récents (Ain Ben Tili, et d'Archéouat) d'autre part.
Bien que les données isotopiques Sm/Nd impliquent globalement une signature mantellique pour l'ensemble des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat, les données chimiques - majeurs et traces - indiquent que tous les granitoïdes ne sauraient résulter d'un processus génétique commun.

GROUPE DES GRANITOIDES ANCIENS

Ce groupe a subi au moins une phase de déformation et présente une tendance granodioritique voire leucotonalitique relativement marquée. Il se caractérise aussi par les plus faibles teneurs globales en terres rares (38 à 140 ppm pour le Karet et 130 à 180 ppm pour Ghallaman).
Leurs spectres sont aussi les plus fractionnés et se caractérisent notamment par un appauvrissement prononcé en terres rares lourdes. Ces dernières sont aussi sensiblement moins abondantes que celles des tholéiites birimiennes dont les spectres, souvent plats, sont voisins de 10 fois les chondrites.
Dans les diagrammes multi-éléments de Wedepohl (1991) (figure III.13, page 145), nous avons mis l'accent sur l'individualisation assez marquée entre les granites de Ain Ben Tili et d'Archéouat d'une part et les granitoïdes du Ghallaman et du Karet d'autre part. En effet ces derniers se caractérisent par une tendance au fractionnement des éléments incompatibles suggérant un processus de fusion partielle de taux faible ou modéré, la pauvreté en éléments les moins incompatibles indiquant très probablement la présence du grenat dans la source et rappelant à bien d'égards les granitoïdes archéens (Martin, 1986).

* Origines possibles :

1 - fusion directe du manteau

Cette origine a été invoquée pour expliquer l'origine de volumes considérables de liquides sursaturés monzodioritiques et trachyandésitiques (Shirey et Hanson, 1984) contribuant de manière significative à la croissance crustale archéenne au Canada (Province supérieure). Ce processus requiert cependant, d'après ces auteurs, un enrichissement préalable du manteau en éléments lithophiles mais devrait engendrer aussi des liquides renfermant des teneurs remarquablement élevées en éléments de transition (Ni, Cr), chose que nous n'observons pas dans les granitoïdes birimiens de la Mauritanie, mais qui

cependant pourrait être due à un fractionnement de minéraux précoces riches en ces éléments.

Par ailleurs, on peut envisager aussi une origine par différenciation de liquides basaltiques primitifs qui devraient alors représenter des volumes très importants et qui, bien qu'ils ne soient pas connus à l'affleurement dans notre région, pourraient correspondre à une accrétion basi-crustale (sous placage) considérable à l'image de ce que l'on observe dans les régions andines.

2 - fusion partielle de la base d'une croûte basaltique juvénile d'âge protérozoïque précoce et transformée en amphibolites.
Cette origine, qui requiert une croûte déjà très épaisse a été déjà invoquée pour la genèse des TTG archéennes (Martin, 1986a ; 1986b ; 1987 ; Rapp et al., 1991). Elle est sans doute favorisée par un gradient thermique supérieur au gradient actuel (rappelons que nos granitoïdes présentent des caractères rappelant encore ceux des granitoïdes de la suite TTG archéenne). Ce processus a nécessairement dû intervenir dans un laps de temps assez bref après la formation de cette croûte dont la base devait être à l'état d'amphibolite à grenat pour rendre compte de l'appauvrissement marqué en terres rares lourdes.

3 - On peut aussi penser que la subduction de cette croûte basaltique amphibolitisée a pu favoriser ce processus.

GROUPE DES GRANITOIDES RECENTS

Par leur grand volume et leur association avec des formations effusives de même nature et très volumineuses ces granites constituent une spécificité de la Dorsale Réguibat (pas d'équivalent, du moins d'une telle ampleur, sur la Dorsale de Man).

***Origines probables**

Les données chimiques de ces granites montrent leur relative pauvreté en Ba, Sr, Eu et Ca (figure III.13). Ce qui implique la présence du plagioclase dans la source ou le fractionnement de ce dernier dans le liquide initial. En outre dans ces diagrammes normés à la croûte continentale les spectres de ces granitoïdes sont pratiquement horizontaux (sauf pour les éléments sus-cités) avec des concentrations en éléments en traces de deux à trois fois la croûte continentale pour les granites de Ain Ben Tili et quatre à cinq fois pour les granites d'Archéouat ce qui pourrait traduire une fusion à fort degré d'une croûte continentale.

La fusion partielle d'amphibolites ne peut donc plus être invoquée d'autant plus que Rapp et al. (1991) ont bien montré que ce processus ne pourrait produire des liquides potassiques que pour un taux de fusion très faible ; incompatible, selon nous, avec les énormes volumes de granitoïdes concernés.

A titre d'hypothèse de travail nous suggérons que ces granitoïdes puissent provenir de la fusion partielle, en l'absence de fluides (fusion déshydratation) des formations tonalitiques ou granodioritiques représentés par les granitoïdes anciens. Ce processus nous semble capable de produire à haute température (la fusion déshydratation de la biotite s'effectue à des températures de l'ordre de 750 à 900 °C ; Withney et al., 1988 ; Vielzeuf et al., 1990) des liquides sous saturés en eau seuls suceptibles de monter aussi haut dans la croûte.

De plus, ce processus, impliquant la biotite mais laissant un résidu riche en plagioclase, pourrait rendre compte à la fois de la richesse en potassium des liquides produits et de leur appauvrissement relatif en Ba, Sr, Eu par rapport aux granitoïdes anciens.

La fusion partielle en l'absence de fluides d'une croûte de composition tonalitique pour générer des granitoïdes de type **A** a récemment été envisagée, sur des bases expérimentales, par Skjerlie et Johnston (1992). Un tel modèle pourrait éventuellement s'appliquer aux granitoïdes récents qui montrent précisément des caractères qui évoquent certains granites **A**.

Au terme de ce travail, nous soulignerons, comme l'on fait Sylvester et Attoh (1992) à propos des volcanites birimiennes du Ghana, que l'étude des granitoïdes birimiens de Mauritanie montre que la limite Archéen-Protérozoïque ne coïncide pas toujours avec un changement fondamental dans l'évolution de la croûte et du manteau mais que ce changement peut intervenir plus tard, durant le Protérozoïque inférieur.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABOUCHAMI ET, W., M. BOHER, A. MICHARD ET F. ALBAREDE. (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

ALBUQUERQUE C.A.R. (1973) -.Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1779-1802.

ALDERTON, D.H.M., PEARCE, J.A. ET POTTS, P.J. (1980) - Rare earth element mobility during granite alteration: evidence from Southwest England. *Earth. Planet. Sci. Lett.* ,**49**, 149-165.

BAOUCH, S (1981) - Contribution à l'étude géochimique et géochronologique des formations précambriennes de la Dorsale Réguibat septentrionale (Mauritanie). *DEA Univ. Nancy I*, 31 p

BARBARIN. B (1990) - Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, *J. Geol*, **25**, 227-238.

BARBEY, P. (1974 a) - Etude pétrologique d'une série volcanosédimentaire catazonale archéenne: le groupe de Temmimichate Tsabya (Mauritanie de Nord) et de sa couverture éburnéenne. *Thèse 3éme cycle*, Univ. Nancy I, 105 p.

BARBEY, P. (1974 b) - The Adam Talha epizonal sequence and a general scheme for the eburnean orogenic belt of the West Africa. *Precambrian Res.*, **2**, 255-262.

BARRERE, J (1967) - Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et ses relations avec la migmatisation, *Thèse d'état, Clermond-Ferrand, Mem. BRGM*, **42**, 278 p.

BARRERE, J. (1969) - Aperçu sur le métamorphisme et la migmatisation dans le précambrien de l'Amsaga (Mauritanie Sud-occidentale). *Bull. Soc. Géol. Fr*, **11**, 150-159.

BARRIERE, M. ET COTTON, J. (1979) - Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**, 2, 183-192.

BEN OTTHMAN, D., POLVE, M. ET ALLEGRE, C.J. (1984) - Nd-Sr isoptopic composition of granulites and constraints of the evolution of the lower continental crust, *Nature*, **307**, 510-515.

BLANCHOT, A. (1955) - Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique), *Thèse Sci Nancy, Bull. Dir. Féd. Min. Géol. AOF*, Dakar, **17**: 308 p.

BLUNDY, J.D. ET HOLLAND, T.J.B. (1990) - Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **104**, 208-224.

BOHER,M., DESCHAMPS, M., ROCCI, G.,M. ABOUCHAMI, W. , ALBAREDE, F.ET MICHARD, A. (1990) - Lower Proterozoic crustal growth in Reguibat Rise (Mauritania): Geological and isotopic data. *In:* Recent data in African Earth Sciences, *Occas. Publ. CIFEG*, **22** 75-78.

BOHER, M., ABOUCHAMI, W., MICHARD ET A., ALBAREDE, F. (1992) - Crustal Growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, **97**, 345-369.

BONIN, B. (1982) - Les granites des complexes annulaires, B. R. G. M., Manuels et Méthodes, **4**, 183 p

BONIN, B., GRELOU-ORSINI, C.ET VIALETTE, Y. (1978) - Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): a K-Li-Rb-Sr study, *Contrib. Mineral. Petrol.*,**65**, 425-432.

BONNICCI, P.J. ET GIRAUDON,R. (1963) - Le groupe du Tasiast, nouvelle unité litho-statigraphique du socle antécambrien de la Mauritanie occidentale, Bull. Soc. Géol.Fr, **7**, 119-123.

BOWDEN, P., BATCHELOR, R.A., CHAPPELL, B.W., DIDIER, J. ET LAMEYRE, J. (1984) - Petrological, geochemical, and source criteria for the classification of the granitic rocks : discussion, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **35**, 1-11.

BOWDEN, P. (1985) - The geochemistry and mineralization of alkaline ring complexes in Africa (a review), *J. African. Earth. Sci.* , **3**, 17-39.

BRONNER,G., CHAUVEL, J.J. ET TRIBOULET, C. (1985) - Archean metamorphic iron formations and associated basic rocks of Lebzenia (Tasiast, South-Western Reguibat Sheild, Mauritania), *Sci. Géol. Bull, Strasbourg*, **38**, (4): 337-357.

BRONNER, G. (1988) - La chaine de M'Haoudat (Mauritanie), *Rapp Inédit SNIM*, 33p.

CHAPPELL, B.W., ET WHITE, A.J.R. (1974) - Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, **8**, 173-174.

COLLERSON, K.D. (1982) - Geochemistry and Rb-Sr geochronology of associated proterozoic peralkaline and subalkaline anorogenic granites from Labrador, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **81**, 189-200.

COLLIN, W.J., BEAMS, S.D. ET CHAPPELL, B.W. (1982) - Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **80**, 189-200.

COLLOT, B. (1981) - Le granite albitique hyperalcalin (S.E. Alaska) et ses minéralisations U-Th. Sa place dans la Cordillère canadienne. *Thèse 3°cycle* Montpellier, 219 p.

CONDIE, K.C., (1982) - Plate-tectonics models for proterozoic continental accretion in the Southwestern United States, *Geology*, **10**, 37-42.

CONDIE, K.C., VILJOEN, M.J., ET KABLE, E.J.D. (1977) - Effects of alteration on element distribution in Archean tholeites from Barberton greestone belt, South Africa, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**, 75-89.

CSAMANSKE, G.K., ET WONES, D.R. (1973) - Oxydation during magmatic differentiation, Finnmarka complex, Oslo Area, Norway, Part 2, the Mafic silicates, *J. Petrol.*, **14**, 3, 349-380.

DAVAL, D. (1982) - Sur quelques granites anorogéniques du Protérozoïque moyen de la Dorsale Reguibat (Mauritanie septentrionale). Confirmation de la présence de granites Rapakivi. *DEA Univ Nancy I*, 46 p

DEBON, F.ET LEFORT, P. (1983) - A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, *Trans. R. Soc. Edimbourgh*, **73**, 135-149.

DEBON, F.ET LEFORT, P. (1988) - A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations : principles, method, applications, *Bull. Minéral.*, **111**, 493-510.

DEER, W.A., HOWIE, R.A.ET ZUSSMAN, J. (1988) - An introduction to the rock-forming minerals. Longman Ed., 528 p

DESCHAMPS, M., KARCHE, J.P., LAPIERRE, H., N'GOM, P.M., ROSSI, M. ET ZONOU, S. (1986) - Diversité du magmatisme birimien dans le craton Ouest-Aricain (Burkina-Faso, Sénégal oriental, Mauritanie). In: Les formations birimiennes d'Afrique de l'Ouest. *Occas. Publ. CIFEG*, Paris, 45-64.

DESCHAMPS, M.ET ROCCI, G. (1975) - un nouveau témoin du Protérozoïque inferieur dans la Dorsale Reguibat: la Série de Tsalabia el Khadra (Mauritanie), *C.R. Acad. Sci. Paris*, **280**, 943-946.

DESCHAMPS, M.ET ROCCI, G. (1993) - Granitoïdes Birimiens de la Dorsale Reguibat centrale et orientale (Mauritanie): Une contribution majeure à la croissance crustale à 2,1 Ga ± 0,1, *Early Proterozoic Symposium*, Dakar, 42-46.

DODGE, F.C.W., SMITH, V. ET MAYS, R. (1969) - Biotites from granitic rocks of the central Sierra Nevada Batholith, California, *J. Petrol.*, **10**, 250-271.

DRAKE, M.J., ET WEILL (1976) - Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu^{2+}, Eu^{3+}, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 547-557.

ELLIS, D.J. ET THOMPSON, A.B. (1986) - Subsolidus and partial melting reactions in the quartz excess CaO + MgO + Al_2O + SiO_2 + H_2O system under water excess and water deficient conditions to 10 kb: some implication from the origin of peraluminous melts from mafic rocks, *J. Petrol.*, **27**, 1, 91-121

EMMERMANN, R. (1975) - Petrologic significance of Rare Earth distribution in granites, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **52**, 267-283.

EXLEY, R.A. (1980) - Micropobe studies of REE-rich accessory minerals : implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal system, *Earth. Planet. Sci. Lett.* **48**, 97-110.

FABRIES, J. ET ROCCI, G. (1965) - Le massif granitique de Tarraouadji (République du Niger), étude et signification pétrogénétique des principaux minéraux, *Bull. Soc. Fr. Minér. Crist.*, **LXXXVIII**, 319-340.

FABRIES, J. ET ROCCI, G. (1972) - Evolution cristallochimique des amphiboles dans la série granitique de Fort-Trinquet (Mauritanie), *Contrib. Mineral. Petrol.*, **35**, 215-225.

FEARS, D. (1985) - A correct CIPW program for interactive use. *Comput. Geosci.*, **11**, 787-797.

GORBATSCHEV, R. (1970) - Distribution of tetrahedral Al and Si in coexisting biotite and Ca-amphibole, *Contr. Mineral. Petrol.*, **28**, 251-258.

GROMET, P.L.ET SILVERT,L. (1983) - Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 925-939.

HAJASH, JR.A. (1984) - Rare earth element abundances and distribution patterns in hydrothermal altered basalt, experimental results, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **85**, 403-412.

HAMMARSTROM, J.M.ET ZEN, E.A. (1986) - Aluminium in hornblende : an empirical igneous geobarometer, *Am. Mineral.*, **71**, 1297-1313.

HANSON, G.N. (1978) - The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **38**, 26-43.

HARRIS, N.B.W. ET MARRINER, G.F. (1980) - Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia, Lithos, **13**, 325-337

HASTING, D.A. (1982) - On the tectonics and metallogenesis of West Africa : A model incorporating new geophysical data, *Geoexploration*, **20**, 295-327.

HOLISTER, L.S., GRISSON, G.C., PETERS, E.K., STOWELL, H.H.ET SISSON, V.B. (1987) - Confirmation of empirical correlation of Al in honblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons, *Am. Mineral.*, **72**, 231-239.

JOHNSON, M.C.ET RUTHERFORD, M.J. (1989) - Experimental calibration of the aluminium-in -hornblende geobarometer with application to long Valley caldera (California) volcanic rocks, *Geology*, **17**, 837-841.

KAHOUI, M (1988) - Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique. Incidence métallogénique. Cas du Djebel Drissa (Massif des Eglab, Algérie), *Thèse. Univ Nancy I*, 258 p

KORRINGA, M.K. ET NOBLE, D.C. (1971) - Distribution of Sr and Ba between naturel feldspar in igneous melt, *Earth. planet. Sci. Lett.*, **11**, 147-151.

KRONER, A. (1984) - Evolution, growth and stabilization of the precambrian lithosphere, *Phys. Chem. Earth*, **15**, 69-106.

LAIRDN, J. ET ALBEE, A.L. (1981) - Pressure, temperature and time indicators in mafic schist : their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. J. Sci.*, **281**, 127-175.

LAMBERT, R.S.J. - (1959) - The mineralogy and metamorphism of the Moine schists of the Morar and Knoydarts districts of Inverness-shire, *Trans. Roy. Soc. Edinburg.*, **63**, 553-588.,

LAMEYRE, J. ET BOWDEN, P. (1982) - Plutonic rock types series : discrimination of various granitoid series and related rocks, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**, 169-186.

LA ROCHE, (de) H., (1964) - Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagramme destiné à l'étude chimico-minéralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Applications aux Vosges cristallines, *Sci. de la Terre*, **9**, 293-337.

LA ROCHE, (de) H., (1966) - Sur l'usage du concept d'association minéralogique dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques, statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **262**, 1665-1668.

LEAKE, B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles, *Can. Mineral.*, **16**, 501-520.

LEMOINE, S. (1988) - évolution géologique de la region de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur : *Thèse Univ., Ct Ferrand II*, 334p

LIEGEOIS, J.P., CLAESSENS, W., CAMARA, D., ET KLEKX, J. (1991) - The Eburnian orogeny in Southern Mali : Geology, tectonics and geochronology, *Precambrian. Res.*, **50**, 111-136.

MARTIN, H. (1986) - Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, **14**, 753-756.

MARTIN, H. (1987) - Evolution in composition of granitic rocks controlled by time dependent changes in petrogenetic processes: Exemples from the Archaean of Eastern Filand. *Precambrian Res.*, **35**, 257-276.

MC BIRNEY, A.R. (1984) - Igneous petrology, *Feerman (ed)*, San Francisco, 504 p

MONIER, G., MERGOIL-DANIEL, J.ET LABERNARDIERE, H. - (1984) - Générations successives de muscovites et feldspaths potassique dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français), *Bull. Minéral.*, **107**, 55-68.

MOREAU, C. (1982) - Les complexes annulaires anorogéniques à suites anorthositiques de l'Aïr Central et Septentrional. *Thèse Doc. Sci. Nat. Univ. Nancy*, 356p.

NACHIT, H., RAZAFIMAHIELA, N., STUSSI, J.M. ET CARRON, J.P. (1985) - Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes, *C. R. Acad. Sci. Paris*, **301**, II, **11**, 813-818.

NOCKOLDS, S. R., (1947) - The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks, *Amer. J. Sci.*, **245**, 401-420.

O'HALLORAN, D. A. (1985) - Ras ed Dom migrating ring complex: A-type granites and syenites from the Bayuda-Desert, Sudan, *J. African Earth Sci.*, **3**, 1/2, 61-75.

ONSTOTT, T. C. ET HARGRAVES, R. B. (1981) - Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa, *Nature*, **289**, 131-136.

PAPIKE, J.J., CAMERON, K.L., ET BALDWIN, K. (1974) - Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data, *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, **6**, 1053-1054.

PEARCE, J.A., HARRIS, N.B., ET TINDLE, A.G. (1984) - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *J. Petrol.*, **25**, 4, 956-983.

PECCERILLO, A.ET TAYLOR, S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northen Turkey, *Contr. Mineral. petro.*, **58**, 63-81.

RAASE, P. (1974) - Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature metamorphism, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **45**, 231-236.

RADAIN, A.A.M., FYFE, W.S. ET KERRICH, R. (1981) - Origin of perkaline granites of Saudi Arabia, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **78**, 358-366.

ROBINSON, P., SPEAR, F.S., SCHUMACHER, J.C., LAIRD, J., EVANS, B.W. ET DOOLAN, B.L. (1982) - Phase relation of metamorphic amphiboles : natural occurrence and theory. In: "Amphiboles, petrology and experimental phases relations". Veblen, D.R. et Ribbe, P.H. eds., *Mineral. Soc. Am. Rev.*, **9**, 1227.

ROCCI, G. (1955) - Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays Reguibat (Mauritanie du Nord), *Thèse Univ. Nancy I, Mém. Dir. Féd. Min. Géol. AOF*, Dakar, 484 p.

ROCCI, G., BRONNER G. ET DESCHAMPS, M. (1990) - Crystalline Basement of the West African Craton. *In:* R.D. Dallmeyer and J.P. Lecorché (eds) The West African Orogens and Circum Atlantic Correlatives. Springer, 31-61.

ROSSI, P ET CHEVREMONT, P (1987) - Classification des associations magmatiques granitoïdes, *Géochronique*, **21**, 14-18.

SABATE, P. (1973) - La jointure Yetti-Eglab dans la Dorsale précambrienne du pays Reguibat (Sahara occidental algérien), *C.R. Acad. Sci. Paris*, **276**, 2237-2239.

SCHMIDT, M.W. (1991) - Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of Al-in-hornblende barometer, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 304-310.

SHAW, D.M. (1968) - A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **32**, 573-607.

SHAW, D.M. (1970) - Trace elements fractionation during anatexis, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**, 237-243.

SHIREY, S.B. ET HANSON, G.N. (1984) - Mantle-derived Archaean monzodiorites and trachyandesites. *Nature*, **310**, 222-224.

SKJERLIE, K.P. ET JHONSTON, A.D. (1993) - Fluid-Absent Melting Behavior of a F-rich Tonalitic Gneiss at Mid-Crustal Pressures: Implication for the generation of Anorogenic Granites. *Journal of Petrology*, **34**, 4, 785-815.

SOUGY, J. (1960) - Les séries précambriennes de la Mauritanie Nord-orientale (A.O.F.). *Rept. 21th Int. Geol. Congr. Norden*, Copenhague, part IV, sect. 9, 59-68.

SOUGY, J.(1972) - Etat des connaissances sur la partie mauritanienne de la Dorsale Reguibat précambrienne. Notes et Mem. Serv. Geol. Maroc, **236**, 95-103 et Coll. Intern. CNRS, Paris, n°192.

SPEAR, F.S., HAZEN, R.M.ET RUMBLE, D. (1981) - Wonesite : a new rock-forming silicate from the Post Pond volcanics, Vermont, *Am. Mineral.*, **66**, 100-105.

STRECKEISEN, A. (1976) - To each plutonic rock its proper name, *Earth Sci. Rev.*, **12**, 1-33.

SYLVESTER, P.A. ET ATTOH, K. (1992) - Lithostratigraphy and composition of 2,1 Ga greenstone belts of the West African craton and their bearing on crustal evolution and the Archean - Proterozoic boundary, *Geology*, **100**, 377-393.

TAKAHASCHI, M., ARAMAKI, S. ET ISHIHARA,S. (1980) - Magnetite-series Ilmenite series vs I-type S-type granitoids. *In :* Ishihara, S. and Takenouchi, S-granitic magmatism and related Mineralization. *Mining. Geol. Spec. Issue*, **8**, 13-28

TAYLOR, R.P., STRONG, D.F.ET KEAN, B.F. (1980) - Topsails igneous complex - further evidence of middle paleozoic epeirogeny and anorogenic magmatism in the northern Appalachians, *Geology*, **10**, 488-490.

TAYLOR, R.P., STRONG, D.F. ET FRYER, B.J. (1981) - Volatil control of contrasting trace elements distribution in peralkaline granitic and volcanic rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 267-271.

TAYLOR, P.N., MOORBATH, S., LEUBE, A. ET HIRDES, W. (1992) - Early proterozoic crustal evolution in the Birimian of the Ghana : constraints from geochronology and isotope geochemistry, *Precambrian Res.*, **56**, 97-111.

TEMPIER, P. (1986) - Le Burkinien : cycle orogénique majeur du Protérozoïque inférieur en Afrique de l'Ouest. Publ. ocasionnelle CIFEG **1986/10**, 17-23.

THOMPSON,.R.N., MORRISON, M.A., HENDRY, G.L. ET PARRY, S.J. (1984) - An assessment of the relative role of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. lond.*, **A310**, 549-590.

VACHETTE, M. (1964) - Essai de synthèses des déterminations des âges radiométriques de formations cristallines de l'Ouest Africain (Côte d'Ivoire, Niger, Mauritanie), *Ann. Fac Sci. Clermont-Ferrand*, **25**, 7-29.

VACHETTE, M. ET BRONNER, G. (1975) - Ages radiométriques Rb/Sr de 2900 et 2700Ma des séries précambriennes de l'Amsaga et du Tiris, Dorsale Réguibat (Mauritanie). 7éme Coll. Geol. Afr. , Florence (abstr) *trav. Lab. Sci. Terre st-Jérôme, Marseille*, (B) **11**: 147-148.

VIELZEUF, D., CLEMENS, J.D., PIN, C. ET MOINET, E. (1990) Granites, granulites, and crustal differentiation. *In:* D. Vielzeuf and Ph. Vidal (eds), *Granulites and Crustal Evolution*, 59-85.

WEDEPOHL, K.H. (1991) - Chemical composition and fractionation of the continental crust, *Geol. Rundschau*, **80/2**, 207-223.

WHALEN, J.B. (1985) - Geochemistry of an island-arc plutonic suite : the Uasilan - you-Yoy inhusine complex, New Britan, P.N.G, *J. Petrol.*, **26**, 603-632.

WHALEN, J.B., KENNETH, L. ET CHAPPELL, B.W. (1987) - A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 407-419

WHITE, A.J.R. ET CHAPPELL, B.W. (1977) - Ultrametamorphism and granitoid genesis, *Tectonophysics*, **43**, 7-22

WHITE, A.J.R. ET CHAPPELL, B.W. (1983) - Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, South-Eastern Australia, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **159**, 21-34

WHITNEY, J.A. (1988) - The origin of granite: role and source of water in the evolution of granitic magmas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1886-1897.

WONES, D.R. ET EUGSTER, H.P. (1965) - Stability of biotite : experiment, theory and application, *Am. Mineral.*, **50**, 1228-1272.

ANNEXES

LEGENDES

Agt : Augite-aegyrinique
Arf : Arfvedsonite
Bt : Biotite
Hbl : Hornblende
Mc : Microcline (Feldspath potassique)
Pl : Plagioclase
Qtz : Quartz
Spn : Sphène
Symp : Symplectite

Planche I

(a, b, c et d : granodiorites du Ghallaman ; e et f : tonalite du Karet)

a : Texture plus ou moins orientée

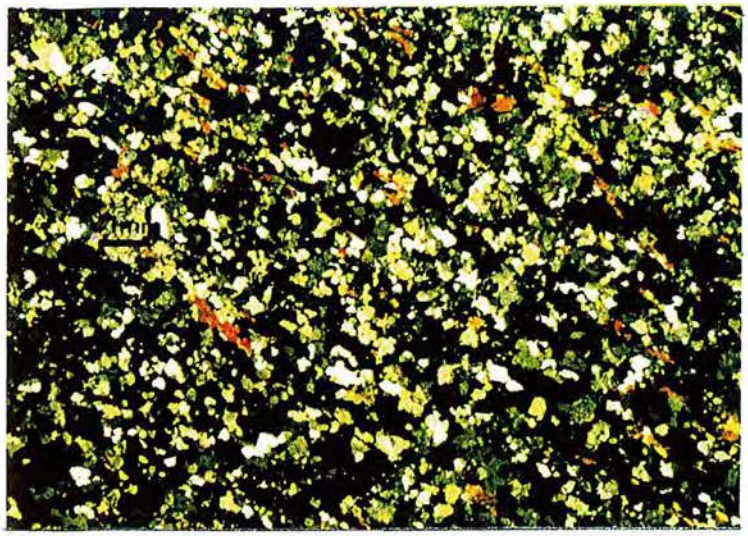
b : Texture grenu hétérogène. On remarque le gros cristal de feldspath potassique sub-automorphe et corrodé par le quartz

c : Texture cataclastique

d : Microcline poecilitique envahissant le plagioclase. Quartz en plage corrodant le plagioclase

e : Biotite plus ou moins orientée associée à l'amphibole. Petits cristaux tardif de microcline

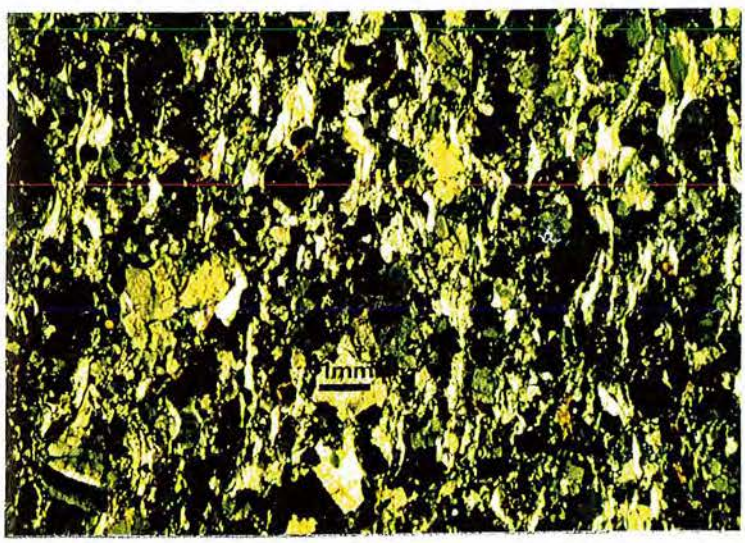
f : Microcline à l'intérieur ou en bordure du plagioclase



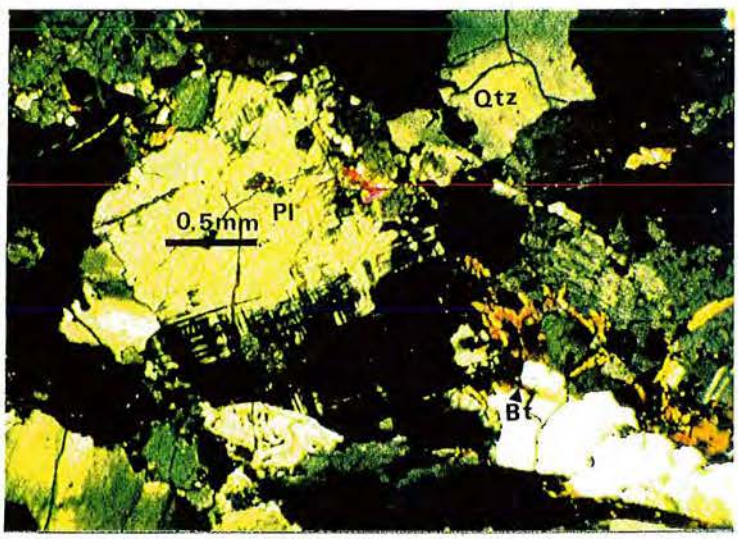
a



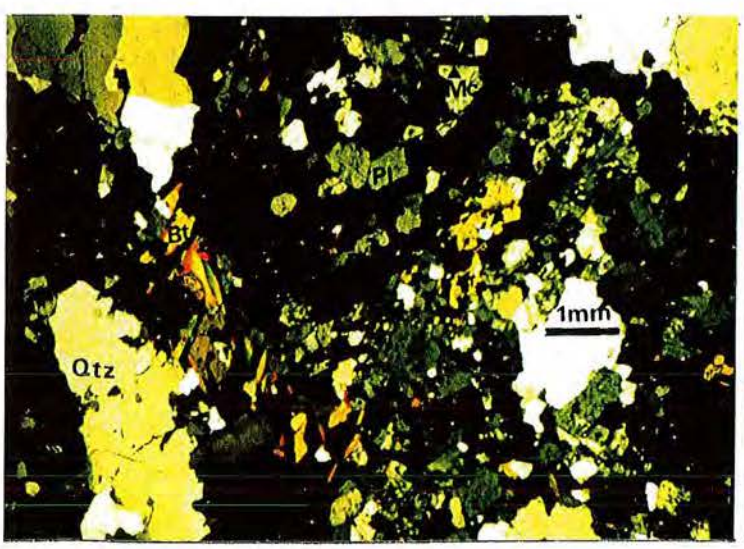
b



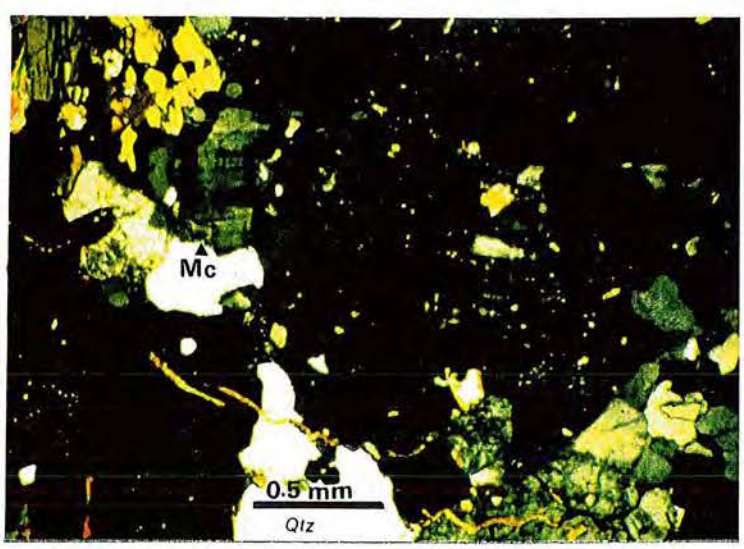
c



d



e



f

Planche II

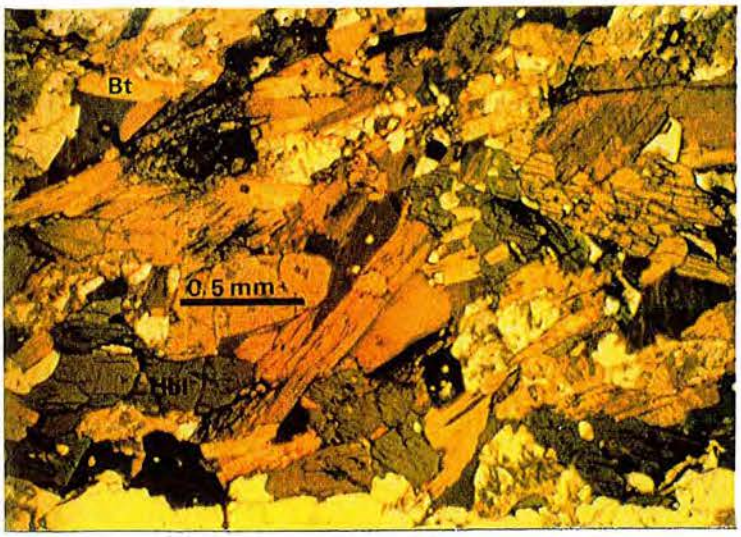
(a : tonalite du Karet ; b, c et d : granites de Ain Ben Tili)

a : Hornblende verte associée à la biotite

b : Plagioclase zoné. Gros cristal de feldspath potassique perthitique

c : Biotite associée au plagioclase tordu

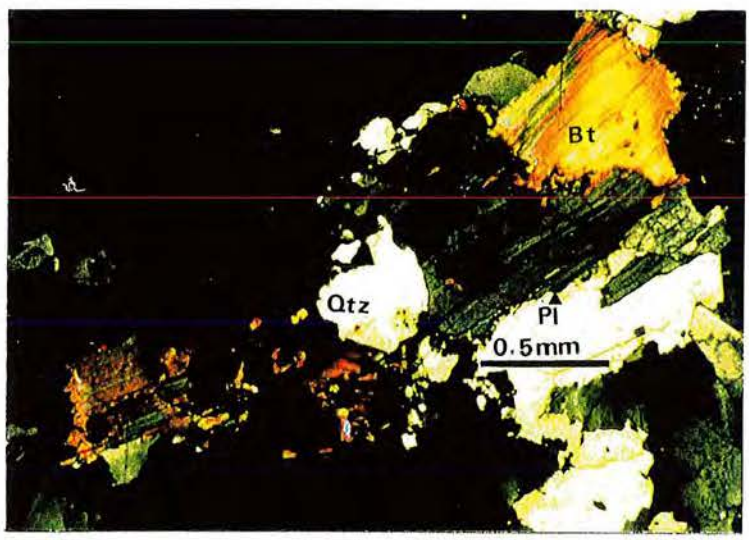
d : Biotite en symplectite



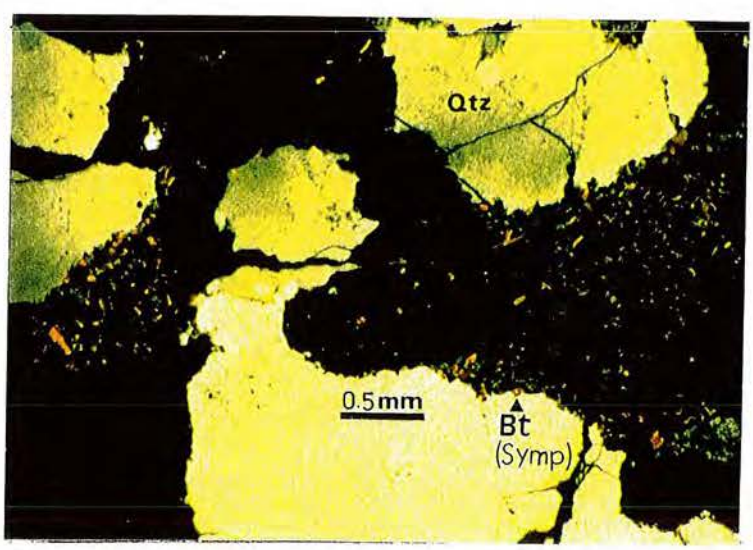
a



b



c



d

PLANCHE III

(a, b et c : granites d'Archéouat ; d, e et f : granites de Tiguesmat)

a : Phénocristal de feldspath potassique entouré par des cristaux de plagioclase (texture rapakivi).

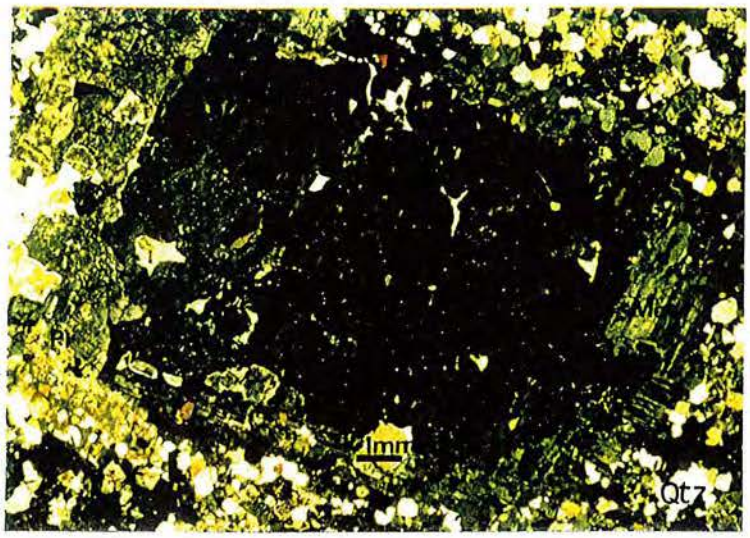
b : Quartz xénomorphe. Biotite sub-automorphe.

c : Cristaux d'arfvedsonite.

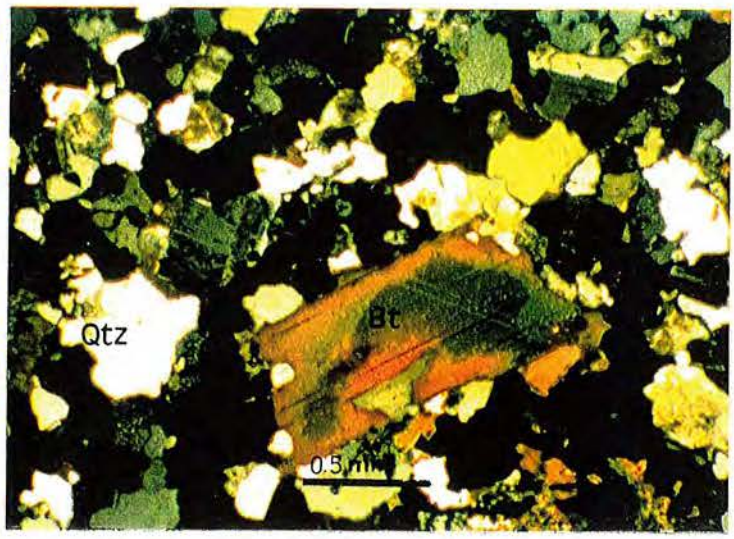
d : Biotite en symplectite.

e : Amphibole sodique associée à l'augite-aegyrinique.

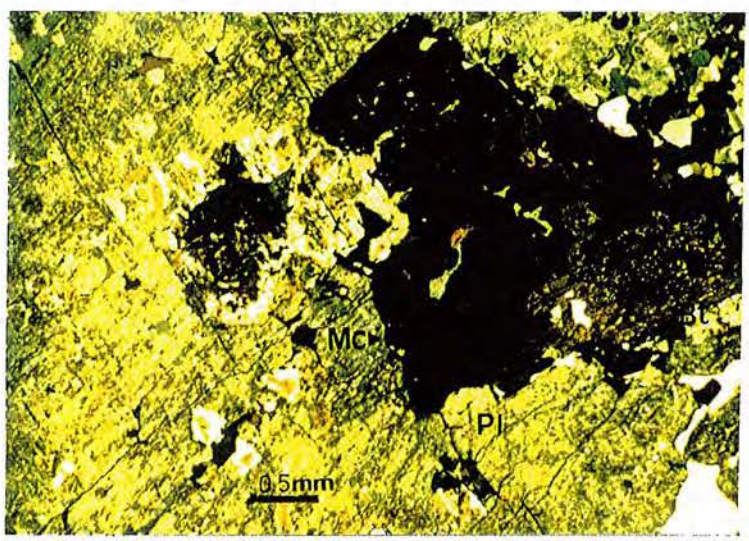
f : Amphibole sodique et minéraux accessoire.


Pl
Mc
1mm
Qtz

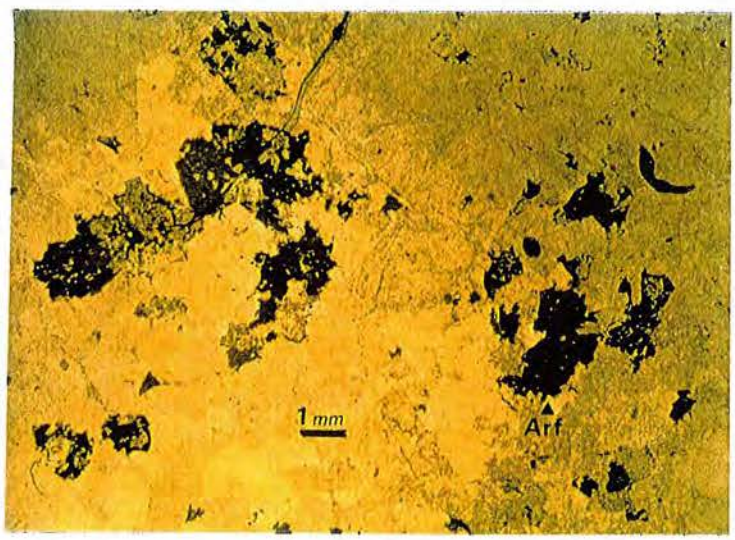
a


Qtz
Bt
0.5mm

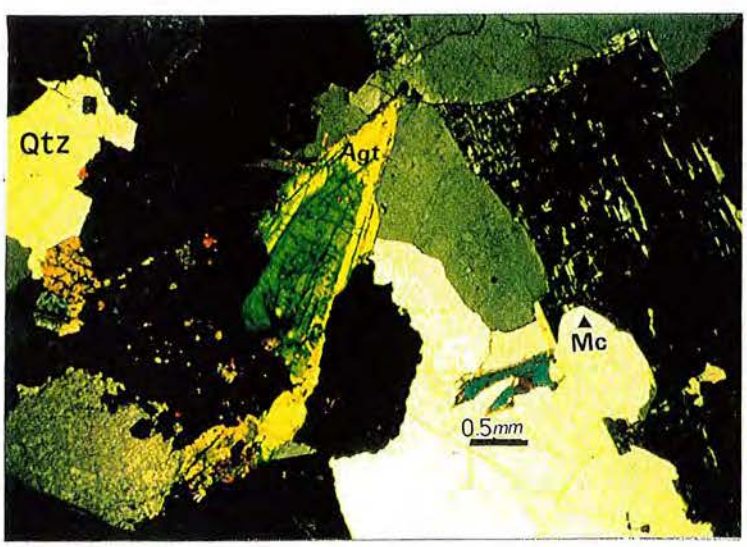
b


Mc
Pl
0.5mm

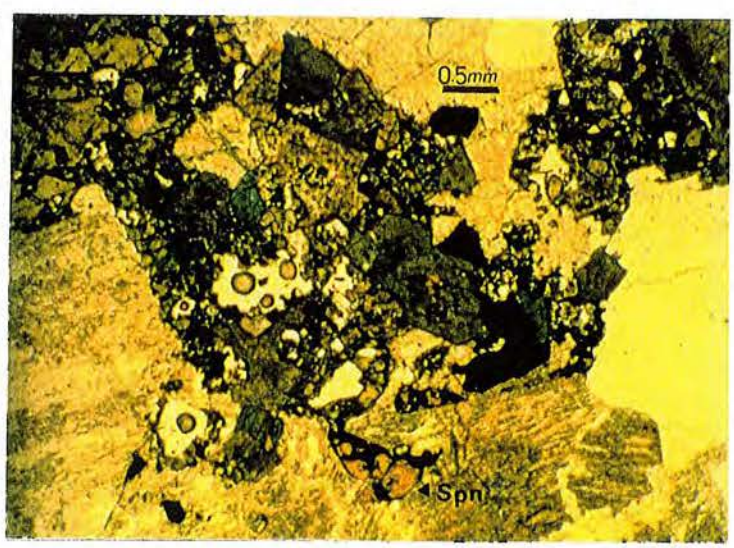
c


1mm
Arf

d


Qtz
Agt
Mc
0.5mm

e


0.5mm
Spn

f

D 095 063229 4

Université HENRI POINCARE NANCY 1

Nom : **TALEB**

Prénom : **Ould Abdi Fall**

DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

en MATIERES PREMIERES - PETROLOGIE - GEOCHIMIE

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 27 JUIL. 1994

Le Président de l'Université

J.P. FINANCE

UNIVERSITÉ HENRI POINCARE - NANCY 1
24-30, rue Lionnois B.P.3069 54013 Nancy cedex
Tél : 83 32 81 81 Fax : 83 32 95 90
Adresse électronique : _____ @presn1.u-nancy.fr

RESUME

Situés dans la partie Nord-orientale de la Dorsale Régu bat (Afrique de l'Ouest, Mauritanie) et s'étendant sur un vaste territoire limité par les par ıllèles 23° et 26° N et les méridiens 7° et 11° W, les granitoïdes birimiens s'organisent en u ı large éventail allant des tonalites aux granites hyperalcalins. Ils se subdivisent en deux gı ands groupes :

Le premier groupe ou groupe des granitoïdes anciens es formé par les faciès du Ghallaman et du Karet et a subi au moins une phase de défo mation. Il présente une tendance granodioritique voire tonalitique relativement marquée.

Le second est constitué par les formations non déformées, post-tectoniques de Ain Ben Tili, d'Archéouat et de Tiguesmat qui, par leur grand volum e et leur association avec des formations effusives très volumineuses, représentent une :pécificité de la Dorsale Réguibat par rapport à la Dorsale de Léo (partie Sud du craton Oı est africain).

L'ojectif visé dans ce mémoire est de caractériser pétrographiquement et géochimiquement ces granitoïdes, de contribuer à la compréhei sion des mécanismes de genèse des granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat qui représentent un apport déterminant à la croissance crustale au Protérozoïque inférieur.

A partir de la caractérisation pétrographique, minéralogique et géochimique des granitoïdes birimiens du Nord de la Mauritanie nous pouvons retı nir ce qui suit :

* Les granitoïdes birimiens de la Dorsale Réguibat constituent une association discontinue.

* La géochimie des éléments majeurs les fait distinguer des granites de la suite TTG archéenne. En revanche le comportement en terres rares des faciès anciens est comparable à celui observé par Martin (1987) dans les granitoïdes archéens (Yb_N faible, rapports $(La/Yb)_N$ élevés).

* L'origine la plus plausible des granitoïdes anciens es à rechercher dans des processus de fusion partielle d'une croûte basaltique juvénile, transformée en amphibolites à grenat. Ce processus doit nécessairement intervenir dans un laps de temps très bref après la formation de cette croûte pour rendre compte des caractères isotopiques précedemment établis (Boher et al., 1992).

* En ce qui concerne le groupe des granites récents, sub-alcalins et potassiques, ils ne peuvent relever du même processus de formation que les précedents, ni de leur différenciation. Ils pourraient provenir de la fusion partielle, en l'absence de fluides (fusion-déshydratation) des formations tonalitiques ou granodioritiques représentées par les granitoïdes anciens.

Mots clés: Granitoïdes - Protérozoïque inférieur - Birimien - Mauritanie - Dorsale Reguibat - Croissance crustale - Géochimie